



HAL
open science

Genèse et évolution des magmas primitifs de la chaîne des Puys (Massif Central): une approche par l'étude des inclusions magmatiques

Séverine Jannot

► To cite this version:

Séverine Jannot. Genèse et évolution des magmas primitifs de la chaîne des Puys (Massif Central): une approche par l'étude des inclusions magmatiques. Géologie appliquée. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2005. Français. NNT : 2005CLF21619 . tel-00684061

HAL Id: tel-00684061

<https://theses.hal.science/tel-00684061>

Submitted on 30 Mar 2012

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.

N° d'Ordre : D.U. 1619

**UNIVERSITE BLAISE PASCAL
(U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique)**

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES N° 468

THESE

Présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Pétrologie

Par

Séverine JANNOT

Diplômée d'Etudes Approfondies

**GENESE ET EVOLUTION DES MAGMAS PRIMITIFS DE LA
CHAINE DES PUY (MASSIF CENTRAL):
UNE APPROCHE PAR L'ETUDE DES INCLUSIONS MAGMATIQUES**

Soutenue publiquement le 5 Décembre 2005, devant la commission d'examen

Pierre BOIVIN	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Directeur de Thèse
Roberto CLOCCHIATTI	CEN Saclay, Gif-sur-Yvette	Rapporteur
Didier LAPORTE	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Président
Jean-Pierre LORAND	Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris	Rapporteur
René C. MAURY	Université de Bretagne Occidentale, Brest	Examineur
Pierre SCHIANO	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Directeur de Thèse

REMERCIEMENTS

Ce travail a été mené au Laboratoire Magmas et Volcans, à Clermont-Ferrand, dans le cadre d'un contrat avec le Conseil Régional d'Auvergne, sous forme d'une bourse "Environnement".

C'est la partie la plus agréable à écrire, mais aussi la plus difficile car elle marque l'achèvement de trois ans de travail. Au bout de tout ce temps, on s'aperçoit qu'une thèse n'est finalement pas un travail complètement personnel et que si j'en suis à écrire cette page, c'est parce que de nombreuses personnes m'ont aidée, soutenue et conseillée. Voici le moment de leur montrer que je ne les ai pas oubliées.

Premièrement je tiens à remercier chaleureusement mes directeurs de thèse. En effet, Pierre Schiano, par son enthousiasme, sa patience et ses qualités pédagogiques a rendu ces quatre années sous sa direction fort agréables et enrichissantes. Merci d'avoir toujours pu trouver du temps pour moi, malgré un emploi du temps plus que chargé, et de m'avoir toujours poussée à aller de l'avant.

De la même manière, je remercie Pierre Boivin pour m'avoir transmis quelques-unes de ses nombreuses connaissances sur le volcanisme de la Chaîne des Puys et pour ses conseils; ma modeste participation à l'écriture de la notice de la carte géologique de la Chaîne des Puys restera un grand moment.

C'est avec honneur que je remercie Messieurs Roberto Clocchiatti, Jean-Pierre Lorand, René Maury et Didier Laporte d'avoir accepté de juger mon travail. Merci Roberto de m'avoir accueilli dans votre laboratoire et de m'avoir initiée, avec Pierre, au monde des inclusions magmatiques. Merci aussi à Didier de m'avoir prêté ces lames d'enclaves de Beaunit qui m'ont été si précieuses puisque de cette étude a découlé un article...

Un clin d'œil à François Faure: merci pour ta bonne humeur, tes encouragements, nos nombreuses discussions scientifiques (si, si, elles étaient souvent scientifiques.....) et surtout pour avoir promu les bonnes valeurs limousines: les madeleines et le boudin aux châtaignes dans le laboratoire (mais tu étais un peu aidé par Pierre Gauthier, il faut le reconnaître...). J'ai beaucoup appris en ta compagnie: à faire le café (pas trop fort), à organiser des tournois de baby-foot ou encore déguster un repas quatre étoiles avec seulement un ticket de RU. Merci!!!

Je tiens aussi à exprimer toute ma gratitude à Michelle Veschambre et Jean-Luc Devidal sans qui les analyses effectuées à la microsonde électronique n'auraient pas cette qualité là. De la même manière, je remercie Luisa Ottolini pour avoir analysé, à la sonde ionique, les teneurs en éléments en traces et en eau de mes (petites) inclusions. Enfin, un an de broyage, de tamisage et d'extraction d'olivines ne s'oublie pas et je remercie donc Mireille Besairie pour son aide.

Merci aussi à tous les thésards que j'ai pu côtoyer pendant ces quatre années. Une pensée particulière à mes collègues de bureau qui ont dû me supporter pendant tout ce temps: merci Perrine pour ton soutien, ta confiance et ton amitié (combien? 6 ans déjà?), merci Muriel pour ta bonne humeur permanente et pour avoir répondu toujours avec patience à mes nombreuses questions, et enfin merci Carolina pour avoir apporté le "soleil" chilien dans notre bureau!!! Un clin d'œil aussi à Etienne, Estelle et Delphine, mais aussi à Séverine et Gérôme pour leur soutien et la logistique informatique dans les derniers mois de rédaction alors que, eux aussi comptaient les jours...

Evidemment je ne peux pas oublier tous mes amis "sangliers" qui m'ont toujours encouragée et qui ont suivi ma thèse depuis l'échantillonnage de la première scorie jusqu'à la soutenance: Stéphanie, Jean-Marc, Anne-Laure, Rachid, Perrine, Fabrice, Vincent, Laetitia, Michael, Christine, Renaud et bien sûr Eric et Céline. Avec eux, on voit la Chaîne des Puys sous un autre angle (sur le dos, sur le ventre, accrocher dans les branches, le jour, la nuit, sous la neige ou sous la pluie...) et ça mériterait bien un deuxième mémoire!!

Je ne peux finir sans remercier mes parents grâce à qui j'ai pu arriver jusque là et parvenir à mon objectif; c'est un peu "à cause" d'eux si j'en suis là aujourd'hui car je n'étais pas bien vieille lors de mon premier séjour en Chaîne des Puys....Merci également à la famille de Cyrille qui m'a toujours apporté son soutien.

Enfin et surtout je remercie Cyrille pour m'avoir non seulement encouragée, mais aussi m'avoir supportée jusqu'au bout (et ceux qui me connaissent savent que ce n'est pas toujours facile), du port de sacs de scories (sous la neige) jusqu'à la relecture des chapitres, en passant par le tri des olivines et les tâches ménagères... Les trois cents pages qui suivent sont aussi un peu les tiennes!!!...

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	11
--------------------------	-----------

CHAPITRE I: CADRE GEOLOGIQUE

PARTIE A : LE VOLCANISME INTRAPLAQUE.....	19
PARTIE B: LE RIFT OUEST-EUROPÉEN	21
I. PRESENTATION ET LOCALISATION	21
II. LES DIFFÉRENTES PHASES TECTONIQUES	22
III. LE VOLCANISME DU RIFT OUEST EUROPÉEN	23
1. Le volcanisme pré-rift	23
2. Le volcanisme syn-rift	24
3. Le volcanisme post-rift.....	24
PARTIE C: LE MASSIF CENTRAL	25
I. LE PASSE HERCYNIEU DU MASSIF CENTRAL	25
II. LES MANIFESTATIONS MAGMATIQUES DU RIFT DU MASSIF CENTRAL	26
1. Le volcanisme pré-rift	27
2. Le volcanisme syn-rift	28
3. Le volcanisme post-rift	28
III. ORIGINE DU MAGMATISME	29
1. Données géophysiques et tectoniques	29
2. Etudes géochimiques des laves	30
3. Etude des nodules mantelliques	31
4. Conclusion	33
PARTIE D: LA CHAÎNE DES PUYs	35
I. GENERALITES	35
1. Contexte morpho-structural	35
2. Chronologie	37
II. EVOLUTION PETROGENETIQUE DES LAVES DE LA CHAÎNE DES PUYs	37
1. Classification des laves et caractéristiques de la série	37
2. Evolution de la série magmatique de la Chaîne des Puy's	39
3. Les données isotopiques	41

4. Les conditions d'évolution de la série magmatique de la Chaîne des Puys	42
5. Conclusion	43

CHAPITRE II: INCLUSIONS MAGMATIQUES ET METHODE D'INVESTIGATION

PARTIE A: LES INCLUSIONS MAGMATIQUES	47
I. INTRODUCTION	47
II. NATURE ET FORMATION DES INCLUSIONS MAGMATIQUES	49
1. Qu'est qu'une inclusion magmatique?	49
2. Les mécanismes de piégeage	51
3. La signification des inclusions primaires en fonction de leur mode de piégeage	53
III. EVOLUTION DU SYSTEME MINERAL-HOTE – INCLUSION MAGMATIQUE APRES PIEGEAGE	56
1. Formation d'une bulle de rétraction thermique	58
2. Apparition de phases cristallines	60
3. Conclusions	63
PARTIE B: TECHNIQUES ANALYTIQUES	65
I. LA MICROSONDE ELECTRONIQUE	65
1. Erreur interne et Erreur externe	67
2. Limites de détection	68
II. LE MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB)	68
III. LA SPECTROMETRIE DE MASSE D'IONS SECONDAIRES (SIMS) OU MICROSONDE IONIQUE	69
IV. ICP-MS A ABLATION LASER (LA-ICP-MS)	71
PARTIE C: TECHNIQUE EXPERIMENTALE	73
PARTIE D: PREPARATION DES ECHANTILLONS	79
I. EXTRACTION DES OLIVINES	79
II. REALISATION DES LAMES DE MINERAUX ET ISOLATION DES CRISTAUX	79

CHAPITRE III: ECHANTILLONS ET MINERAUX HOTES

PARTIE A: ECHANTILLONNAGE	83
I. CRITERES DE SELECTION DES ECHANTILLONS PYROCLASTIQUES	83
II. LES TYPES D'ECHANTILLONS ETUDIES	85
1. Les échantillons pyroclastiques	85
2. Les échantillons de type nodule	86

PARTIE B: LES VOLCANS ETUDIÉS	87
I. LES VOLCANS SEPTENTRIONAUX	87
1. Le Puy Beaunit	87
2. Le Puy Paugnat	88
3. Le Puy des Trois Sols ou de Tressous	89
II. LE VOLCAN CENTRAL: LE PUY CHAUMONT	89
III. LES VOLCANS MERIDIONAUX	89
1. Le Puy de la Vache	89
2. Le Puy de la Taupe ou de la Toupe	90
PARTIE C: ETUDE PETROGRAPHIQUE DES DIFFERENTS VOLCANS	91
I. LE PUY CHAUMONT	91
II. LE PUY DE LA VACHE	92
III. LE PUY DES TROIS SOLS	92
IV. LE PUY BEAUNIT	93
V. LE PUY PAUGNAT	93
VI. LE PUY DE LA TAUPE	94
PARTIE D: LES OLIVINES HOTES	95
I. LES OLIVINES	95
II. LES RELATIONS OLIVINE-SPINELLE	98

CHAPITRE IV: MINERAUX-FILS ET CONDITIONS DE PIEGEAGE

PARTIE A: DESCRIPTION DES INCLUSIONS	103
PARTIE B: MINERALOGIE DES INCLUSIONS	105
I. LES OLIVINES	105
II. LES CLINOPYROXENES	106
III. LES PLAGIOCLASES	107
IV. LES AMPHIBOLES	109
V. LA RHÖNITE	110
1. Occurrence de la Rhönite	110
2. Champ de stabilité de la Rhönite	110
3. Nomenclature	111
4. La Rhönite dans les inclusions magmatiques	112
VI. LES OXYDES	112
VII. LES VERRES RESIDUELS	113
VIII. CONCLUSION	113

PARTIE C: CONDITIONS DE PIEGEAGE	115
I. DETERMINATION EXPERIMENTALE ET EMPIRIQUE DES TEMPERATURES DE PIEGEAGE	115
1. Thermométrie Optique	115
2. Problèmes liés à l'homogénéisation	117
3. Résultats	119
II. FUGACITES D'OXYGENE ET DU SOUFRE	123
III. CONCLUSIONS	126

CHAPITRE V: COMPOSITIONS, EVOLUTION ET PETROGENESE DES LIQUIDES INCLUS

PARTIE A: LES ELEMENTS MAJEURS	129
I. CORRECTION DE LA CRISTALLISATION D'OLIVINE A LA PAROI.....	129
1. Définition de l'équilibre olivine-liquide	129
1. Méthode de correction	131
II. NATURE DES LIQUIDES "PRIMITIFS" PIEGES DANS LES OLIVINES $Mg\#_{84-86}$	131
1. Composition des magmas piégés	132
2. Comparaison avec les roches totales de la Chaîne des Puys	137
3. Mise en évidence d'une perte en fer par ré-équilibration	139
4. Correction du processus de perte en fer par ré-équilibration	142
III. EVOLUTION DES LIQUIDES PIEGES DANS LES OLIVINES	146
1. Processus complexe à l'origine des magmas "primitif"	148
2. Une série sous-saturée sous la Chaîne des Puys?	149
IV. CONCLUSION	154
PARTIE B: LES ELEMENTS EN TRACES	155
I. COMPARAISON AVEC LES LAVES DE LA CHAINE DES PUYs	155
1. Evolution des éléments compatibles et incompatibles	155
2. Spectres élargis et spectres de Terres Rares	157
II. PROCESSUS MIS EN JEU	159
1. Contamination crustale	160
2. Cristallisation fractionnée	162
3. Mélange magmatique ou fusion partielle	163
III. CONCLUSIONS	166
PARTIE C: LES ELEMENTS VOLATILS	167
I. LE SOUFRE	167
II. LE CHLORE	171

III. LE FLUOR	173
IV. L'EAU	175
IV. CONCLUSION.....	175
PARTIE D: PETROGENESE DES LIQUIDES INCLUS	177
I. COMPARAISON AVEC LES DIFFERENTS RESERVOIRS MANTELLIQUES	177
II. CONTRAINTES SUR LA MINERALOGIE DE LA SOURCE	179
III. ESTIMATION DU TAUX DE FUSION	184
IV. FUSION DU MANTEAU LITHOSPHERIQUE METASOMATISE	188
V. ORIGINE DU METASOMATISME	189
VI. FUSION D'UNE SOURCE HYDRATEE: INFLUENCE SUR LES TENEURS EN EAU DES LIQUIDES PRIMITIFS	191
VII. GENESE DE MAGMA SOUS LA CHAINE DES PUYs	191
VIII. EXTENSION A L'ECHELLE DU MASSIF CENTRAL	192
IX. CONCLUSION	192
PARTIE E: CONCLUSION	195

CHAPITRE VI: NATURE DES LIQUIDES INTRA-MANTELLIQUES SOUS LA CHAINE DES PUYs
--

MELT INCLUSIONS IN SCORIA AND ASSOCIATED MANTLE XENOLITHS OF PUY BEAUNIT VOLCANO, CHAÎNE DES PUYs, MASSIF CENTRAL, FRANCE	199
S. Jannot, P. Schiano, P. Boivin <u>Contributions to Mineralogy and Petrology (2005) 149, pp. 600-612</u>	

SYNTHESE ET PERSPECTIVES.....	217
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	223
INDEX.....	239
ANNEXES.....	249
Annexe I : Echantillonnage.....	251
Annexe II : Minéraux-fils.....	257
Annexe III : Compositions en éléments majeurs	271
Annexe IV : Compositions en éléments en traces et volatils.....	285
Annexe V : Bilans de masse.....	289

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Plusieurs processus participent à la diversité de composition des produits émis par le volcanisme intraplaque continental, parmi lesquels la fusion partielle, la cristallisation fractionnée, les mélanges magmatiques mais aussi la contamination favorisée par une croûte continentale épaisse.

La source magmatique du volcanisme intraplaque est souvent associée à la remontée d'un panache asthénosphérique pour expliquer la composition chimique dite "enrichie" des laves; de plus, s'il semble communément admis aujourd'hui que la lithosphère mantellique participe directement ou indirectement à la genèse des magmas, son rôle est encore mal défini.

Le magmatisme intraplaque Tertiaire et Quaternaire du Massif Central a fait l'objet de nombreuses études dans le but de déterminer d'une part, les processus qui gouvernent l'évolution des magmas vers des domaines de composition aussi bien saturés que sous-saturés en silice, et d'autre part, l'origine du volcanisme de cette région, question qui reste encore très débattue.

Ces interrogations sont donc valables pour la province magmatique de la Chaîne des Puys, dernière manifestation volcanique du Massif Central. En effet, non seulement cette série magmatique est constituée de produits évoluant vers des domaines de compositions saturées, mais surtout les basaltes émis en surface sont déjà en partie évolués, la cristallisation fractionnée masquant les caractéristiques des magmas primaires.

Au cours de cette étude, nous nous proposons donc de déterminer la nature des magmas primaires de la série magmatique de la Chaîne des Puys, afin non seulement d'apporter des informations sur leur possible évolution, mais surtout de contraindre de manière plus précise la source magmatique de ces liquides.

La méthode proposée pour essayer d'apporter des éléments de réponse est celle des inclusions magmatiques piégées dans des minéraux précoces qui dans notre cas, seront des olivines. En effet, le petit volume de liquide piégé au début de la séquence de cristallisation est ainsi isolé du milieu environnant et préservé en partie de toute modification ultérieure.

Cette étude s'organise autour de six chapitres dont voici la présentation:

- Le *Chapitre I* met en place de manière détaillée le contexte géologique de la région. En effet, après quelques généralités sur le volcanisme intraplaque, ce chapitre retrace l'histoire géologique et volcanologique du Rift Ouest Européen en se focalisant ensuite sur le Massif Central.

La dernière partie de ce chapitre est consacrée à la province magmatique de la Chaîne des Puys où les caractéristiques géologiques, pétrologiques et géochimiques des laves sont développées.

- Le *Chapitre II* présente ensuite, dans une première partie, les caractéristiques générales des inclusions magmatiques, de leur mode de formation à l'évolution du système minéral hôte-inclusion.

Les deuxième et troisième parties sont consacrées respectivement aux techniques analytiques et expérimentales. Enfin, la préparation des échantillons pour l'observation et l'analyse des inclusions magmatiques est évoquée en fin de chapitre.

- Le *Chapitre III* présente l'échantillonnage des scories des volcans de la Chaîne des Puys ainsi que le détail des caractéristiques géologiques et pétrologiques des six volcans étudiés. Enfin, ce chapitre se termine par une étude plus approfondie des olivines hôtes.

- Le *Chapitre IV* débute par un bref descriptif des inclusions magmatiques de nos échantillons.

Dans une deuxième partie, la nature des minéraux-fils cristallisés à partir des liquides inclus est déterminée. Les paragenèses observées dans les inclusions sont relativement proches de celle des laves, à l'exception de celle du Puy Beaunit qui est caractérisée par l'apparition de rhönite.

La troisième partie de ce chapitre sera consacrée, quant à elle, aux conditions régnant au moment du piégeage des inclusions magmatiques. Dans un premier temps, nous essaierons à l'aide d'expériences de thermométrie optique à haute température, de déterminer les températures minimales de piégeage des liquides inclus. Dans un deuxième temps, nous estimerons la fugacité d'oxygène d'une manière indirecte, à savoir via l'état d'oxydation du soufre.

- Le *Chapitre V* est divisé en quatre parties. Tout d'abord nous étudierons les compositions en éléments majeurs des liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes afin de déterminer la nature des liquides précoces. Nous aborderons également l'évolution de ces liquides précoces de manière directe en étudiant les reliquats magmatiques piégés dans des olivines plus ferrifères, et de manière indirecte à partir de la composition du verre après cristallisation de minéraux-fils.

La deuxième partie de ce chapitre sera consacrée à l'étude de la composition en éléments en traces des liquides précoces; nous mettrons en évidence une gamme de compositions traduisant une variation du taux de fusion partielle d'une source enrichie.

Dans la troisième partie de ce chapitre, nous discuterons les concentrations en éléments volatils des liquides inclus.

Enfin, dans la dernière partie de ce chapitre, nous mettrons en évidence la présence d'amphibole résiduelle dans la source magmatique des liquides primitifs, qui témoigne de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique métasomatisé.

- Le *Chapitre VI* consiste en l'étude des liquides piégés sous forme d'inclusions secondaires dans les olivines mantelliques du Puy Beaunit. Nous identifierons des reliquats magmatiques de composition particulière, très riches en silice et en alcalins. A l'équilibre avec leur minéral hôte, ils représentent les premiers degrés de fusion d'une lherzolite à spinelle et n'ont finalement aucun lien pétrogénétique direct avec les liquides piégés dans les olivines magmatiques et ceux exprimés en surface.

Ce chapitre se présente sous la forme d'un article publié dans "Contributions to Mineralogy and Petrology" (Jannot et al., Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 149, 600-612, 2005).

Enfin, nous conclurons par une synthèse des principaux résultats obtenus au cours de ce travail et nous proposerons plusieurs perspectives pour compléter cette étude.

CHAPITRE I

Cadre Géologique

Partie A

LE VOLCANISME INTRAPLAQUE

Le volcanisme terrestre se concentre sur trois contextes géodynamiques distincts:

- le volcanisme des rides médio-océaniques
- le volcanisme des zones de subduction
- le volcanisme intraplaque

Les deux premiers types de volcanisme, les plus abondants sur la planète, se localisent aux limites de plaques tectoniques: zones de divergence et zones de convergence. En revanche, le troisième type de volcanisme n'est pas directement associé au déplacement des plaques lithosphériques mais apparaît au sein même d'une plaque. On distingue le volcanisme intraplaque océanique du volcanisme intraplaque continental.

Le mécanisme qui régit le volcanisme intraplaque océanique est aujourd'hui relativement bien connu et est souvent associé à la remontée d'un diapir mantellique qui a donné naissance à la notion de "point chaud".

En revanche, le volcanisme intraplaque continental est beaucoup plus complexe. En effet, il se distingue de son homologue océanique par la grande variété et l'abondance des produits différenciés. A la suite de nombreuses études, il a été montré que deux processus magmatiques majeurs peuvent expliquer l'origine des roches évoluées:

- un taux de cristallisation fractionnée important à partir d'un magma basique
- une contamination crustale du magma

Ces deux processus sont souvent associés au sein d'un même édifice et les produits volcaniques évolués sont souvent le résultat de la combinaison de la cristallisation et de la contamination crustale.

La majorité des produits volcaniques intraplaques continentaux possède une nature alcaline, dont l'origine est encore très débattue. En effet, les caractéristiques géochimiques enrichies de ces laves contrastent avec la nature appauvrie du manteau supérieur, source des MORBs. La question était donc de savoir comment on pouvait obtenir une telle signature

géochimique. Un taux de fusion partielle extrêmement faible? Une première phase de cristallisation fractionnée importante? La contamination crustale? L'étude des xenolites mantelliques remontés par les éruptions, particularité du volcanisme intraplaque continentale, a donné un élément de réponse. En effet, les minéraux « exotiques » (amphibole, phlogopite...) qu'ils contiennent, témoignent de phénomènes métasomatiques, qui se traduisent par une signature géochimique enrichie. La lithosphère mantellique métasomatisée présente donc toutes les caractéristiques recherchées pour l'origine des laves alcalines intraplaques continentales. Cependant, la fusion de la lithosphère mantellique seule ne peut pas être à l'origine des compositions isotopiques des laves alcalines intraplaques. Elles impliquent, en plus, un composé dont la signature géochimique est celle d'un matériel mantellique enrichi. Il peut être associé soit à la remontée d'un "point chaud" soit à une remontée asthénosphérique associée à un phénomène d'extension.

Une autre caractéristique de ces laves alcalines est d'être sous-saturée en silice; or, les processus à l'origine d'une telle composition sont encore à l'étude. Néanmoins, il s'avère que des éléments volatils, comme l'eau et le CO₂ par exemple, joueraient un rôle important dans la genèse de telles laves.

Les manifestations volcaniques du Massif Central et du Rift Ouest Européen en tant que provinces volcaniques intraplaques continentales s'inscrivent directement dans cette problématique. En effet, on verra dans les parties suivantes que, bien qu'étant abondamment étudiée, l'origine du volcanisme est très débattue.

Partie B

LE RIFT OUEST EUROPEEN

I. PRESENTATION ET LOCALISATION

Le Rift Ouest Européen (ROE) est un système de grabens qui est le résultat d'une mise en distension au Cénozoïque du domaine péri-alpin. Il est constitué de trois provinces principales qui s'étendent sur plus de 1000 km, à savoir d'Est en Ouest et du Nord au Sud (figure 1):

- le Massif Bohémien
- la Province Rhénane composée du fossé d'effondrement du Rhin, de la Rhur et de la Hesse
- le Massif Central comportant les deux bassins de Limagne et bordé à l'Est par la Bresse et le couloir rhodanien.

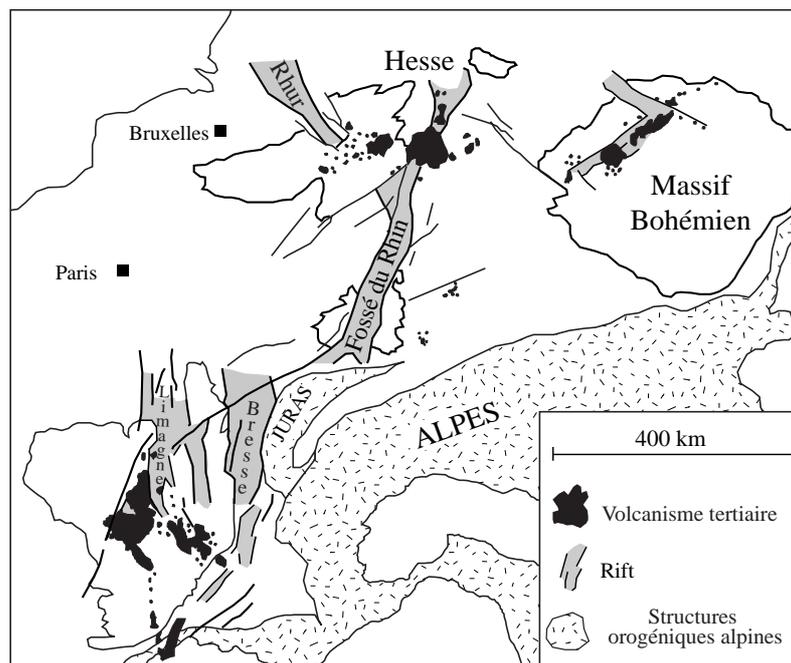


figure 1: Carte de la structure du Rift Ouest Européen (modifiée à partir de Prodehl, 1995)

Le rift Ouest Européen est prolongé au Nord par le rift de la Mer du Nord, qui a subi deux phases extensives, l'une au Trias et l'autre fin Jurassique - début Crétacé; ce système est par conséquent considéré indépendant du ROE (Ziegler, 1992a; Nalpas, 1996).

Le prolongement Sud du ROE est un système de grabens orientés NE-SO qui s'étend de la Provence (Fossés d'Ales, de Vistrenque, de Manosque etc...) jusqu'à la fosse de Valence: c'est le rift NO méditerranéen (Bois, 1993). Lié à la rotation du bloc Corso-Sarde (entre 30 et 18 Ma), il est contemporain au ROE et est souvent rattaché à ce dernier (Bois, 1993; Ziegler, 1992b).

II. LES DIFFERENTES PHASES TECTONIQUES

Au Crétacé terminal, la phase compressive Laramienne (phase orogénique appartenant au cycle alpin) entraîne un bombement de l'avant-pays alpin suivant des directions hercyniennes SO-NE. L'axe Morvan-Vosges se soulève tout comme la province de Bohême (Meyer, 1983; Malkovsky, 1984).

A partir de l'Eocène Moyen, une nouvelle phase compressive (la phase Pyrénéenne) réactive les failles du socle dans une direction Sud-Nord. Par conséquent la direction de moindre contrainte est Est-Ouest : c'est le début de la subsidence des fossés. Les premières phases de sédimentation apparaissent dès cette période dans le graben du Rhin et certaines régions du Massif Central, et à partir de l'Eocène Supérieur dans la plupart des autres provinces (Michon, 2001).

A l'Oligocène, la compression Sud-Nord cesse provisoirement. La contrainte principale devient alors verticale: c'est la phase principale d'effondrement. Le remplissage sédimentaire des fossés est syn-tectonique. Les sédiments sont pour la plupart fluvio-lacustres voire palustres, mais on peut constater localement quelques incursions marines.

A la fin de l'Oligocène, on note une régression générale dans tous les fossés, conséquence d'une nouvelle phase de plissement dans le domaine alpin (c'est la phase orogénique Save).

Au Mio-Pliocène, les contraintes compressives sont uniquement dues à l'arc alpin (et non plus à la surrection pyrénéenne) avec des directions NO-SE. La distension est alors NE-SO. Par conséquent la plupart des fossés cessent de s'ouvrir; seuls le bassin de Mayence et la dépression de Rhénanie, orientés NO-SE, poursuivent leur extension. Les fossés d'effondrement français vont donc plutôt jouer en décrochement sénestre durant cette période.

Actuellement, l'extension NE-SO se poursuit.

III. LE VOLCANISME DANS LE RIFT OUEST-EUROPEEN

L'étude de la distribution et surtout de la chronologie des différentes manifestations volcaniques du ROE ont amené L. Michon (2000) à distinguer trois phases dans l'histoire volcanique de cette région:

- une phase pré-rift
- une phase syn-rift
- une phase post-rift

Cette division temporelle sera conservée au cours de ce chapitre de présentation, afin de mieux situer, dans l'histoire complexe de cette région, non seulement le volcanisme du Massif Central, mais surtout celui de la Chaîne des Puys.

1. Le volcanisme pré-rift

A partir de la seconde moitié du Crétacé, un magmatisme monogénique et dispersé se développe dans les trois provinces définies auparavant.

En Bohème il apparaît entre 67 et 60 Ma, et se caractérise par des éruptions soulignant les longues failles majeures hercyniennes et à la périphérie des futurs grabens tertiaires (Bellon, 1977).

Dans la Province Rhénane, les premières manifestations volcaniques apparaissent aux alentours de 100 Ma au sud-est du Bouclier Rhénan (ensemble structural situé entre les fossés du Rhin et de la Rhur) et s'intensifient entre 46 et 33 Ma (Huckenholz, 1983). Dans l'ensemble Vosges-Forêt Noire, l'activité pré-rift débute à la fin du Crétacé, entre 88 et 67 Ma.

Dans le Massif Central, le volcanisme pré-rift est très peu important. La première activité se produit dans les Causses, au Jurassique moyen, il y a 155 Ma (Baudron, 1978). Par la suite, à partir du Paléocène jusqu'à l'Eocène moyen, quelques édifices monogéniques apparaissent à l'Est du Sillon Houiller, concentrés pour la plupart dans la moitié Nord du Massif Central.

D'une manière générale, l'ensemble des magmas pré-rift est à dominante alcaline et principalement basaltique. Seule la Province Rhénane révèle des produits plus différenciés pouvant aller jusqu'aux trachytes et aux phonolites. On peut également noter la présence de quelques basaltes tholéitiques (Wimmenauer, 1974 ; Wilson, 1995).

2. Le volcanisme syn-rift

A partir de l'Oligocène, tous les bassins se trouvent dans leur phase d'extension maximale. Les phases de volcanisme associées à cette période sont donc considérées comme syn-rift.

Dans le Massif Bohémien, les premiers dépôts volcaniques syn-rift, datés entre 35 et 31 Ma, se trouvent au Nord du bassin Bohémien et sont inter-stratifiés avec les produits sédimentaires. Le volcanisme se généralise ensuite à l'Oligocène supérieur avec la construction de grands strato-volcans tels le Doupovske hory ou le Ceske stredohori Mts localisés au sein même des fossés d'effondrement. Les dernières phases volcaniques sont datées du Burdigalien moyen, il y a 17 Ma (Bellon, 1977; Chlupac, 1984).

Dans la Province Rhénane, les événements magmatiques majeurs se développent sur le Bouclier Rhénan de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur (Neugebauer, 1983).

Dans le Massif Central, le volcanisme est peu intense durant cette période.

3. Le volcanisme post-rift

Dans le Massif Bohémien le magmatisme post-rift, d'intensité inférieure au magmatisme syn-rift, est réparti en deux épisodes: le premier entre 9 et 6,3 Ma, et le second entre 2,7 et 0,9 Ma (Bellon, 1977).

Dans le graben du Rhin, seule la province du Kaiserstuhl se met en place, entre 18 et 15 Ma. Ce massif volcanique, largement érodé et occupant une surface d'une centaine de kilomètres carrés, émet des produits de composition particulière puisqu'ils évoluent des téphrites aux carbonatites (seul cas en Europe) (Wimmenauer, 1974). Dans le reste de la Province Rhénane, le volcanisme post-rift est très abondant, notamment à l'Est avec l'édification du Vogelsberg entre 18 et 10 Ma, qui s'étend sur plus de 1000 km², au carrefour des trois principaux bassins du bouclier rhénan, à savoir le fossé de Rhénanie, le graben du Rhin et la dépression de Hesse (Wimmenauer, 1974). Dans cette dernière, l'activité volcanique se manifeste par de nombreux pointements volcaniques entre 18 et 7 Ma. Plus à l'Ouest sur le bouclier Rhénan, le volcanisme "post-rift" a débuté vers 10 Ma et s'est arrêté il y a 200 000 ans. On peut citer notamment le volcanisme quaternaire de l'Eifel, avec à l'Ouest environ 220 centres éruptifs couvrant une surface de 500 à 600 km² et à l'Est, 70 centres volcaniques s'étalant sur 400 km² (Illies, 1979). Ce volcanisme est caractérisé par une série très sous-saturée à leucite et néphéline et une série basanitique (Schminke, 1983).

Dans le Massif Central, la majorité du volcanisme apparaît après la phase de rifting.

Partie C

LE MASSIF CENTRAL

L'histoire géologique du Massif Central français est très complexe. Elle s'inscrit dans le cadre de la Chaîne Hercynienne d'Europe qui est un orogène sinueux, s'étendant du Sud de l'Espagne jusqu'au Massif de Bohême, sur près de 3000 km de long et 700 km de large.

Le domaine hercynien du Massif Central français apparaît partiellement masqué par la couverture mésozoïque des Causses, par les fossés d'effondrement des deux Limagnes, et par le volcanisme associé au Rift Ouest Européen.

I. LE PASSE HERCYNIEN DU MASSIF CENTRAL

En France, le Massif Ardennais, le Boulonnais, les Vosges cristallines, le massif Armoricaïn, le Massif Central, les Alpes hercyniennes ainsi que les Pyrénées hercyniennes, la Provence cristalline et la Corse hercynienne appartiennent à la Chaîne Hercynienne d'Europe, aux dimensions probablement himalayennes.

Cette chaîne est limitée au Nord par le Front hercynien visible de l'Irlande à l'Allemagne. C'est un vaste chevauchement à vergence Nord. La limite Sud est mal connue, même si on l'appréhende en Bohême et en Espagne.

Des sutures ophiolitiques, vestiges d'anciens domaines océaniques obductés et métamorphisés, sont visibles au Cap Lizard, au Nord de la Bohême, dans le Massif Central (Limousin) et dans les Alpes Externes (massif de Belledonne). La suture nord correspondrait à la fermeture de l'océan Rhéique, à l'origine de la phase orogénique Ardennaise au Dévonien inférieur. Les ophiolites situées plus au Sud sont les traces de la fermeture d'un vaste océan.

Le Massif Central présente toutes les caractéristiques d'une zone axiale de collision intercontinentale. En effet, l'existence d'un domaine océanique subducté est démontrée par la présence des faciès « Schistes Bleus » (dans la zone Sud Armoricaïne) et « Eclogites » (dans la zone Sud Armoricaïne ainsi qu'en Limousin), et par des traces d'ophiolites en de rares endroits du Massif Central. Ainsi, cet océan devait s'étendre du Sud de l'Ibérie à l'Europe Centrale, en passant par le Massif Central français.

L'histoire du Massif Central Hercynien est polyphasée. Suite à un épisode distensif entre le Cambrien et l'Ordovicien inférieur, la fermeture de l'océan débute à l'Ordovicien Supérieur. Sa fermeture complète se produit au cours du Silurien.

L'essentiel du surépaississement crustal s'effectue au cours du Dévonien et du Carbonifère inférieur. L'évolution intracontinentale qui suit montre de petits bassins synorogéniques qui se mettent en place au cours du Carbonifère. De nombreux plutons granitiques syntectoniques apparaissent le long des grands cisaillements du Massif Central.

Enfin, au cours du Permien, des bassins localisés se forment à la faveur de failles de décrochement, permettant ainsi le réajustement isostasique du Massif Central qui commence à s'éroder, avant de former une vaste pénéplaine.

Cet orogène affleure ainsi de façon discontinue dans le Massif Central, masqué à certains endroits par des dépôts Mésozoïques ou Tertiaires. En outre, la structure et la morphologie de cette chaîne ont été modifiées par les structurations du cycle alpin.

II. LES MANIFESTATIONS MAGMATIQUES DU RIFT DU MASSIF CENTRAL

L'ensemble des datations obtenues permet de situer l'activité volcanique du Massif Central de 65 Ma jusqu'au Quaternaire. Les principaux ensembles volcaniques s'étendent de la Chaîne de la Sioule au Nord jusqu'au volcanisme d'Escandorgue-Languedoc au Sud, avec une extension vers l'Est jusqu'au Massif des Coirons (figure 2). A côté de ces grands ensembles volcaniques, un volcanisme ancien plus dispersé est observable essentiellement dans la partie Nord - Nord-Est du Massif Central.

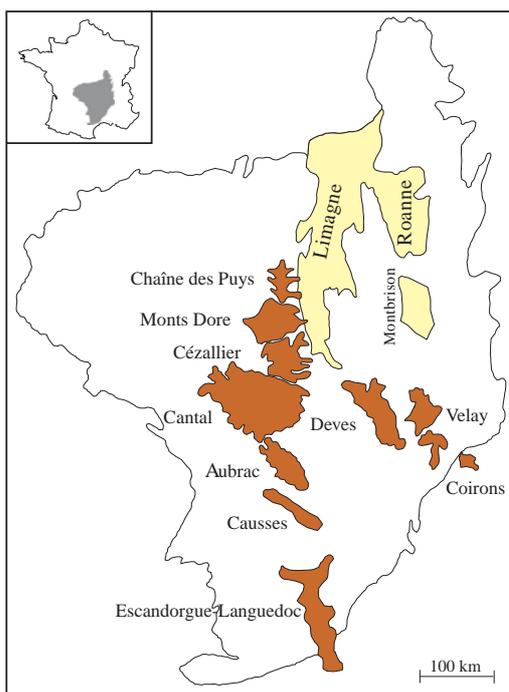


figure 2: Carte localisant les différentes provinces volcaniques du Massif Central

C'est à partir de l'étude de l'évolution chronologique de ce volcanisme et des bassins sédimentaires que Michon et al. (2001) ont mis en évidence les trois phases pré, syn et post-rift appliquées précédemment au Rift Ouest-Européen. Ce découpage, détaillé dans le travail de Michon (2000) et permettant de bien mettre en évidence les différentes phases de l'histoire complexe du Massif Central, sera repris comme fil conducteur au cours de cette partie afin de faciliter la compréhension, et sera axé sur les différentes manifestations volcaniques.

1. Le volcanisme pré-rift



figure 3: Carte de localisation du volcanisme pré-rift, modifiée d'après Michon (2000)

Cette phase de volcanisme est très sporadique et se concentre dans la partie Nord du Massif (à l'exception d'un pointement volcanique) (figure 3). On trouve:

- le volcanisme de la Province de Charolais (Bellon, 1974)
- le Maar de Menat (Vincent, 1977)
- un seul volcan, dans le Bassin du Forez, à Marcoux (Bellon, 1979; Lenoir et al., 2000)
- un seul volcan à l'est de Vichy (Brousse, 1990)
- un neck au hameau des Tassières est la seule activité pré-rift dans la partie Sud du Massif Central (Baudron, 1978)

D'un point de vue pétrologique, les laves émises durant cette période sont toutes de nature alcaline avec un degré de sous-saturation variable.

2. Le volcanisme syn-rift



figure 4: Carte de localisation du volcanisme syn-rift, modifiée d'après Michon (2000)

Cette phase de volcanisme se situe uniquement dans la partie Nord du Massif Central (figure 4). Elle se développe selon un axe Est-Ouest de la partie Sud de la Limagne, jusqu'au bassin du Forez.

En Limagne, le volcanisme se situe pour l'essentiel dans le graben et présente les caractéristiques d'une activité phréatomagmatique (présence de pépérites). Cette phase aboutit à la mise en place de près de 200 volcans monogéniques entre l'Oligocène supérieur et la fin du Miocène inférieur.

Le volcanisme du Forez, quant à lui, commence à se mettre en place à la fin de cette période, ne s'installant cependant pas dans le bassin, mais plus à l'Ouest, sur le socle hercynien. Cet épisode volcanique est en partie synchrone (~ 20 Ma, Lenoir et al., 2000) de la phase post-rift et aboutit à la formation d'environ 70 édifices volcaniques.

3. Le volcanisme post-rift

Cette phase de volcanisme intense concerne aussi bien le Nord que le Sud du Massif Central (la limite Nord-Sud se situant entre le Cézallier et le Cantal) et voit la formation des provinces volcaniques que nous connaissons aujourd'hui (figure 2). Cependant, elle apparaît beaucoup plus tard au Nord (5,5 Ma) qu'au Sud (15 Ma) (Michon, 2001).

Au Nord, toutes les manifestations volcaniques sont situées dans la moitié Ouest, c'est-à-dire entre la Limagne et le Sillon Houiller. La première province volcanique à s'édifier est la Chaîne de la Sioule (~15 Ma), appareils monogéniques plus ou moins alignés, puis le Massif des Monts-Dore - Sancy (~5 Ma). Cette dernière province est la plus importante manifestation volcanique du Nord du Massif Central. C'est en fait un édifice composite qui est formé de deux grands strato-volcans d'âge différent et couvre une surface de 500 km².

A partir de 3,5 Ma, des épanchements basaltiques se mettent en place dans le graben de la Limagne, les derniers étant datés de 80 000 ans (Chantepie, 1990; Cheguer, 1996). Entre 2 et 3 Ma environ (Cantagrel, 1978), des appareils monogéniques dispersés apparaissent au niveau du Sillon Houiller. Enfin, entre 70 000 et 6 000 ans s'édifie une des provinces volcaniques les plus récentes du Massif Central, La Chaîne des Puys, constituée d'une centaine d'édifices globalement alignés Nord-Sud, parallèles à la faille de la Limagne (cf. Partie D).

Entre les parties Nord et Sud, entre 8 et 3 Ma, le Cézallier est le résultat de la juxtaposition ou de la superposition de produits essentiellement basaltiques issus de multiples volcans.

Dans la partie sud, la première province volcanique à s'édifier est le Velay, entre 13,5 et 6 Ma (Mergoil et Boivin, 1993). Quasi simultanément le massif du Cantal, le plus grand des strato-volcans français (et un des plus importants d'Europe avec une superficie d'environ 2500 km²) commence à s'ériger. Ce volcan correspond à la superposition d'une activité basaltique continue (entre 13 et 2 Ma) et d'une activité plus différenciée dans le centre du massif (entre 10,5 et 5,5 Ma) (Nehlig, 1999). Pendant l'édification du massif cantalien, d'autres provinces volcaniques apparaissent. Il s'agit:

- du volcanisme du Sillon Houiller sud, s'édifiant entre 10 et 7 Ma (Brousse, 1989)
- de l'Aubrac, vaste plateau basaltique construit entre 6 et 9 Ma, mais l'essentiel des laves est émis aux alentours de 7,5 Ma (Hervé, 1991)
- des Coirons qui sont apparus entre 8 et 5,5 Ma
- des Causses (entre 14 et 2 Ma) avec une période d'activité maximale entre 7,5 et 8 Ma (Baubron, 1982)

Les dernières manifestations volcaniques de la partie Sud du Massif Central sont représentées par les épanchements basaltiques du Devès (de 3 à 0,3 Ma) et de l'Escandorgue (de 2 à 0,7 Ma), ainsi que le volcanisme d'Agde (de 1 à 0,85 Ma) et les cônes stromboliens, coulées et maars de l'Ardèche occidentale (40 000 à 10 000 ans).

III. ORIGINE DU MAGMATISME

1. Données géophysiques et tectoniques

Beaucoup d'études ont été effectuées sur le volcanisme du Rift Ouest Européen et du Massif Central, dans le but de comprendre quelle est l'origine de ce volcanisme. Plusieurs

approches ont été menées aussi bien géochimiques que géophysiques, dans le but de savoir si ce volcanisme est dû à la présence d'un point chaud sous le Massif Central ou si on a affaire à un rift passif, et dans quelle mesure le manteau lithosphérique prend part à la source de ce volcanisme.

L'idée d'un point chaud sous le Massif Central est très ancienne (Froidevaux, 1974) et prévaut jusqu'à récemment. Les études de tomographie sismique ont mis en évidence une anomalie thermique notamment sous le Massif Central (par exemple Sobolev et al., 1997; Granet et al., 1995) qui traduirait la présence d'un point chaud mais qui serait en phase décroissante (Granet et al., 1995, 2000). Mais petit à petit, les idées évoluent. Des études tectoniques récentes ont montré que les rifts centraliens pourraient être des rifts passifs, l'extension étant liée à l'orogénèse alpine (Merle et Michon, 2000). En effet, la formation de la racine alpine favoriserait l'apparition de contraintes compressives dans la croûte sus-jacente et de l'extension avec phase de rifting en Massif Central (figure 5A); puis dans un deuxième temps, l'enfoncement de cette racine provoquerait un flux latéral d'asthénosphère vers l'ouest, à l'origine d'une érosion thermique sous les rifts et du volcanisme (figure 5B).

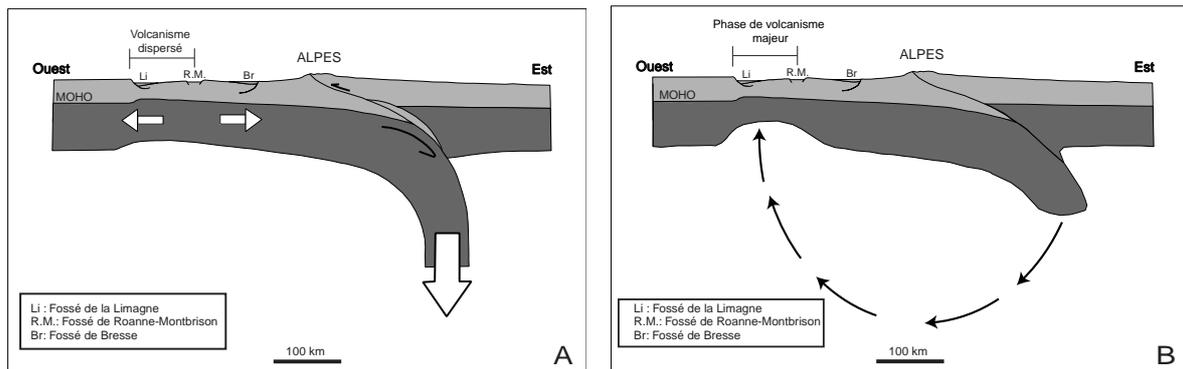


figure 5: Schémas représentant les deux étapes de rifting dans le Massif Central; d'abord un rifting passif lié à la formation de la racine alpine (A) puis un épisode de rifting actif lié à l'enfoncement de la racine alpine (B), d'après Merle et Michon (2000).

Les études géophysiques de Barruol et Granet (2002) et Barruol et al. (2004) conservent cette idée de flux asthénosphérique dans le sud du Massif Central mais l'attribuent à la rotation du bloc Corso-Sarde et au phénomène de "roll-back" du slab téthysien.

2. Etudes géochimiques des laves

Parallèlement aux études tectoniques et géophysiques, les études géochimiques sur les produits des différentes provinces volcaniques d'Europe centrale et de l'ouest, peuvent apporter quelques précisions sur la nature de la source mantellique (par exemple Wilson et Downes, 1992; Chauvel et Jahn, 1984).

Il s'avère que les produits les plus basiques sont de nature alcaline et présentent des compositions variant des basaltes aux basanites en passant par des néphélinites et leucitites. Leurs compositions en éléments en traces et isotopiques sont interprétées comme étant le reflet d'un mélange entre deux composants A et B (Wilson et Downes, 1992) (figure 6).

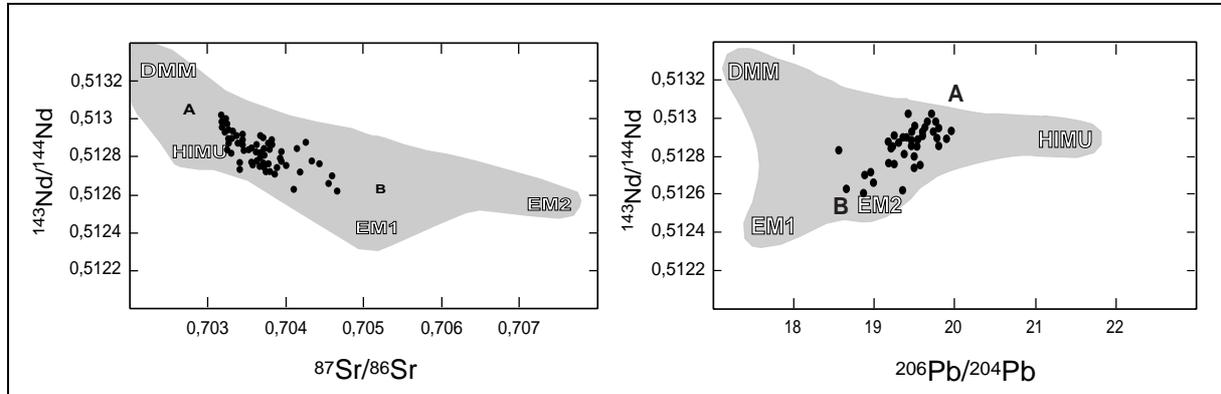


figure 6: Caractéristiques isotopiques de quelques laves des provinces volcaniques du rift ouest européen comparées aux différents réservoirs mantelliques; une évolution entre deux pôles A et B a été proposée (d'après Wilson et Downes, 1992)

Le composant A aurait une signature intermédiaire entre les pôles HIMU et DM, et serait interprété comme étant la fusion partielle d'un matériel asthénosphérique sublithosphérique contenant des lambeaux de slab paléozoïque recyclé, lors d'une décompression adiabatique provoquée par une extension crustale.

Le composant B, quant à lui, aurait une signature plus proche du pôle EM qui correspondrait à l'interaction plus ou moins importante des magmas avec le manteau lithosphérique métasomatisé.

Cette signature géochimique et ce modèle font intervenir un composé asthénosphérique qui ne nécessite pas la présence d'un matériel enrichi provenant d'un point chaud, mais ne l'exclut tout de même pas.

3. Etudes des nodules mantelliques

Une particularité du volcanisme alcalin intraplaque continental est de remonter à la surface des xénolites mantelliques, ce qui permet d'avoir une idée sur la composition de la lithosphère, et de pouvoir retracer son histoire.

Les nodules mantelliques montrent des compositions géochimiques et isotopiques très variables; il en est de même de leurs textures (par exemple Downes et Dupuy, 1987). Ces hétérogénéités ont été interprétées comme étant le résultat d'une interaction entre le manteau supérieur appauvri, source des MORBs, avec un matériel enrichi (Zangana et al., 1997, 1999;

Downes et Dupuy, 1987). Cependant, il n'en est pas de même pour tout le Massif Central. En effet, ces hétérogénéités de composition sont corrélées à la position géographique des xénolites. Leurs compositions géochimiques et isotopiques montrent qu'il existe deux domaines mantelliques sous cette région (Lenoir et al., 2000; Downes et al., 2003) (figure 7):

- au Nord un manteau lithosphérique réfractaire, enrichi par métasomatisme, correspondant à un bloc impliqué dans l'orogène varisque.
- au Sud un manteau lithosphérique plus fertile, appauvri en LREE, qui se serait formé lors d'une érosion thermique importante de la lithosphère à la fin de l'orogène varisque.

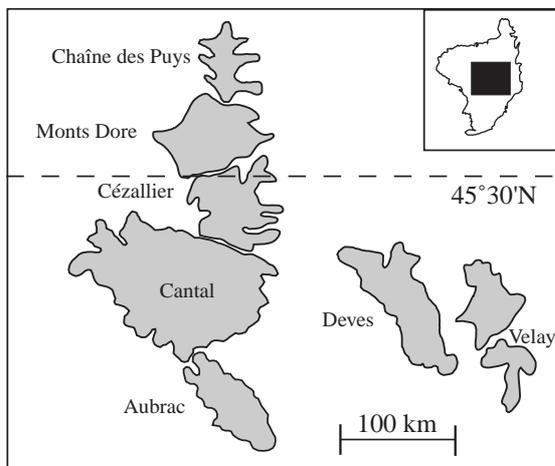


figure 7: Limite séparant les deux domaines lithosphériques définis par Lenoir et al. (2000)

Ainsi, les caractéristiques géochimiques du manteau lithosphérique dateraient d'évènements bien antérieurs au volcanisme du Massif Central.

Des études récentes sur les rapports isotopiques des gaz rares de ces xénolites ont été menées afin de savoir s'ils portaient exclusivement la signature de la lithosphère sous-continentale ou s'ils montraient des traces d'un matériel d'origine plus profonde. Les résultats sur le Massif de l'Eifel et du bassin Pannonien (Buikin et al., 2004) montrent que les fluides seraient issus de deux composants: un lithosphérique et un qui aurait une signature similaire à celle des points chauds de la Réunion ou d'Hawaï. Cependant, une étude identique sur des xénolites issus d'une région plus étendue (Gautheron et al., 2005) présentent des conclusions plutôt opposées et serait en faveur d'une fusion partielle de la lithosphère mantellique liée à l'extension.

De ce fait, les études basées sur les nodules mantelliques montrent que la lithosphère sous-continentale, métasomatisée, serait impliquée dans le volcanisme mais n'apportent pas de contraintes sur l'origine du composant asthénosphérique.

4. Conclusions

Beaucoup d'études ont donc été réalisées sur les provinces volcaniques du Massif Central et du rift ouest européen en général, avec des méthodes d'investigation très différentes. Avec les années et l'apport de nouvelles techniques, il semblerait qu'à l'hypothèse traditionnelle d'un panache mantellique sous le Massif Central, on doit maintenant ajouter d'autres alternatives. Ainsi, l'origine du volcanisme de cette région, bien que mieux contrainte, reste l'objet de nombreux débats.

Partie D

LA CHAÎNE DES PUYs

La Chaîne des Puy's est la dernière manifestation volcanique en France métropolitaine. Son jeune âge et la bonne conservation de ses produits en font un centre d'étude privilégié du volcanisme alcalin intraplaque.

I. GENERALITES

1. Contexte morpho-structural

A la fin de l'Eocène et surtout à l'Oligocène, l'ouest de l'Europe est soumis à une tectonique extensive qui provoque l'effondrement de bassins. C'est à cette époque là que le bassin de la Limagne s'est ouvert. Au Miocène, une nouvelle phase de surrection des Alpes entraîne à nouveau le rejeu d'anciennes failles et le rehaussement des horsts.

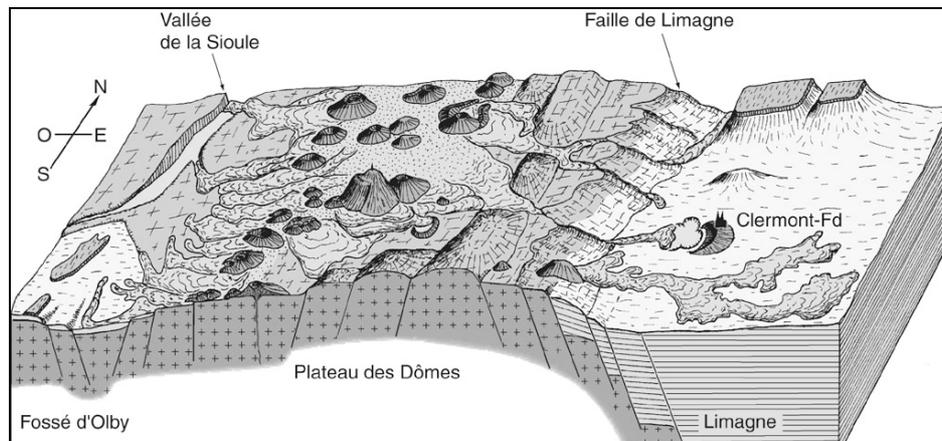


figure 8: Schéma morpho-structural de la Chaîne des Puy's (Boivin et al., 2004)

C'est sur un de ces horsts, le plateau des Dômes, situé en moyenne à 1000 m d'altitude entre les bassins de la Limagne et d'Olby, que se sont érigés les volcans de la Chaîne des Puy's (figure 8). Ils s'étendent sur une ligne N-S de 30 km de long, parallèle à la grande faille de la Limagne qui borde le bassin sédimentaire du même nom posé 700 m plus bas. Même si l'orientation de la Chaîne des Puy's est globalement nord-sud, direction tectonique majeure, les volcans sont alignés par petits groupes sur des failles d'orientation nord/nord-est, sud/sud-ouest.

Des études géophysiques semblent révéler la présence de chambres magmatiques sous la Chaîne des Puys, partiellement refroidies, notamment dans le nord de la Chaîne (par exemple Aubert, 1973; Camus, 1975; Gallé, 1986; Thévenon, 1996).

Cette province volcanique est constituée, sensu stricto, d'environ 80 édifices, des volcans de Beaunit au nord au Puy de l'Enfer au Sud (figure 9). Néanmoins, on associe également à la Chaîne des Puys, le Gour de Tazenat et le Puy de Chalard situés plus au Nord, la "Petite Chaîne des Puys" sur le côté occidental, un prolongement méridional jusqu'au lac de la Godivelle et enfin des édifices de la région de Clermont-Ferrand (Puy de Chanat) (Boivin et al., 2004). Au cours de cette étude nous ne considérerons que la Chaîne des Puys au sens strict.

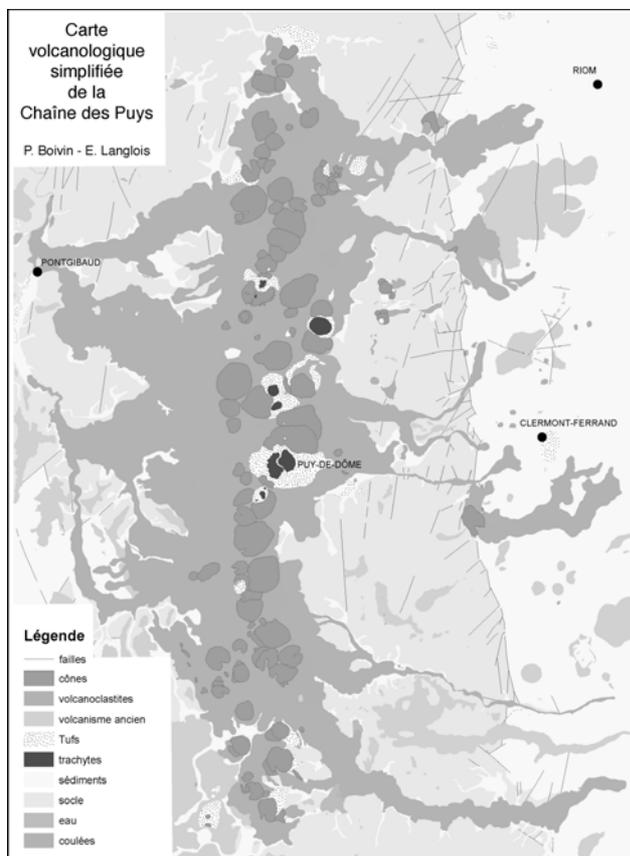


figure 9: Carte de localisation des appareils de la Chaîne des Puys (Boivin et al., 2004)

Ce sont des volcans essentiellement monogéniques; en effet, seuls de rares édifices ont été formés par plusieurs éruptions. La morphologie des volcans est très variée et évolue des cônes de scories basiques aux dômes trachytiques, en passant par les cratères de maar. La disposition particulière de la Chaîne des Puys, au sommet d'un horst, influe sur la morphologie des nombreuses coulées. En effet, influencées à l'est par la topographie capricieuse, elles sont étroites et allongées alors qu'elles s'étalent davantage à l'ouest et sont par conséquent plus larges.

2. Chronologie

Ce n'est que depuis une trentaine d'années, avec le développement des techniques de géochronologie, qu'on a pu donner un âge absolu aux manifestations volcaniques. Ainsi, la première éruption de la Chaîne des Puys date de 90 000 ans avec l'édification du Puy de Chanut; l'activité volcanique s'est arrêtée il y a environ 8000 ans (figure 10).

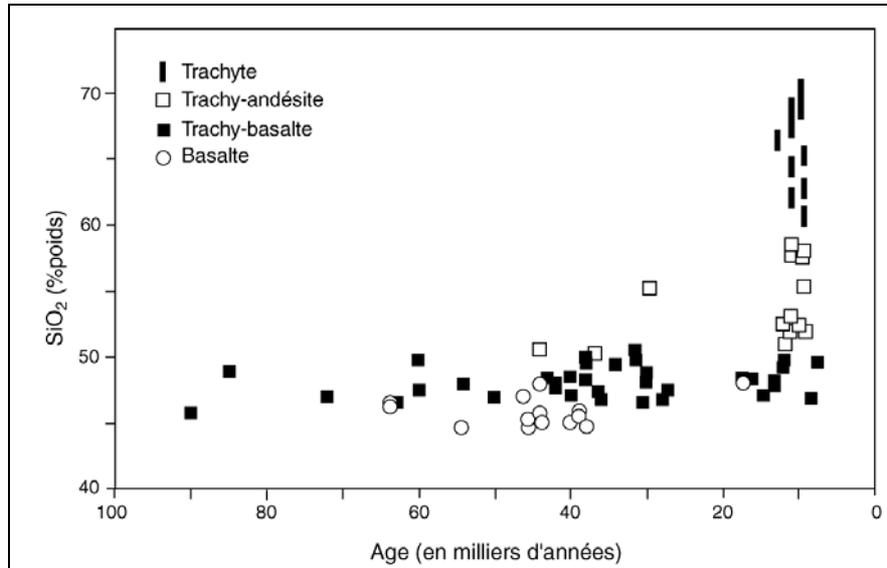


figure 10: Teneur en SiO_2 de quelques laves de la Chaîne des Puys, en fonction de leur âge

Même si les produits les plus différenciés arrivent tardivement, on constate que les produits les moins évolués sont émis tout au long de l'histoire de la Chaîne des Puys, et de manière constante (figure 10).

II. EVOLUTION PETROGENETIQUE DES LAVES DE LA CHAÎNE DES PUYs

Plusieurs études et autres campagnes d'échantillonnage (Maury et al., 1980; Foury, 1983; Rosseel 1996) ont permis de relativement bien contraindre l'évolution pétrogénétique des laves de la Chaîne des Puys.

1. Classification des laves et caractéristiques de la série

Depuis très longtemps, les laves de la Chaîne des Puys ont été classées en plusieurs groupes. Certains auteurs ont utilisé une nomenclature établie à partir de la composition normative des laves; on compte entre autres, la valeur de l'indice de différenciation ($DI = \sum (\text{Or}, \text{Al}, \text{Qz ou Feldspathoïdes})_N$) définie par Thornton et Tuttle (1960) et utilisé par Maury et al. (1980) et Foury (1983).

Ils ont défini les groupes suivant:

- Basaltes $DI < 35$
- Hawaïtes $35 < DI < 50$
- Mugéarites $50 < DI < 65$
- Benmoréites $65 < DI < 80$
- Trachytes $DI > 80$

Cette utilisation du DI, bien qu'ancienne, doit être gardée à l'esprit car cette méthode a longtemps été utilisée pour classer les roches, notamment celles de la Chaîne des Puys. Néanmoins, pour cette étude, nous préférons utiliser la classification internationale IUGS des roches définies par Le Maître (2002) établie à partir des teneurs en alcalins et en silice des laves (figure 11), les termes de hawaïte, mugéarite, benmoréites devenant des sous-divisions de celles présentées dans la figure suivante.

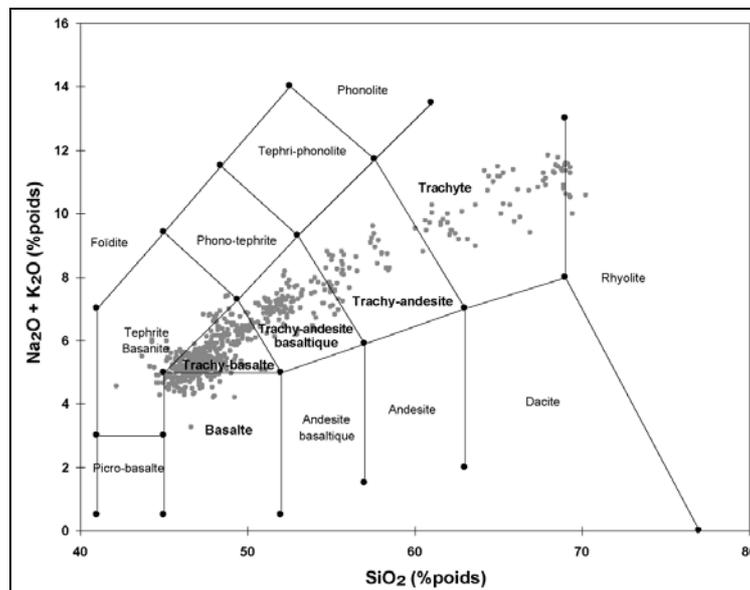


figure 11: Evolution des laves de la Chaîne des Puys dans le diagramme de classification alcalins-silice de Le Maître (2002)

La série magmatique de la Chaîne des Puys évolue dans le champ des laves alcalines, des termes basiques (les basaltes) aux termes différenciés (les trachytes). On peut donc définir 5 groupes de roches:

- Basaltes $SiO_2 < 48\%$
- Trachy-basaltes $48\% < SiO_2 < 51\%$
- Trachy-andésites basaltiques $51\% < SiO_2 < 55\%$
- Trachy-andésites $55\% < SiO_2 < 60\%$
- Trachytes $SiO_2 > 60\%$

Le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ reste à peu près constant autour de 2, sauf pour les termes plus différenciés où il se rapproche de 1,5 (figure 12). Cette caractéristique fait de la Chaîne des Puys une série alcaline à tendance potassique.

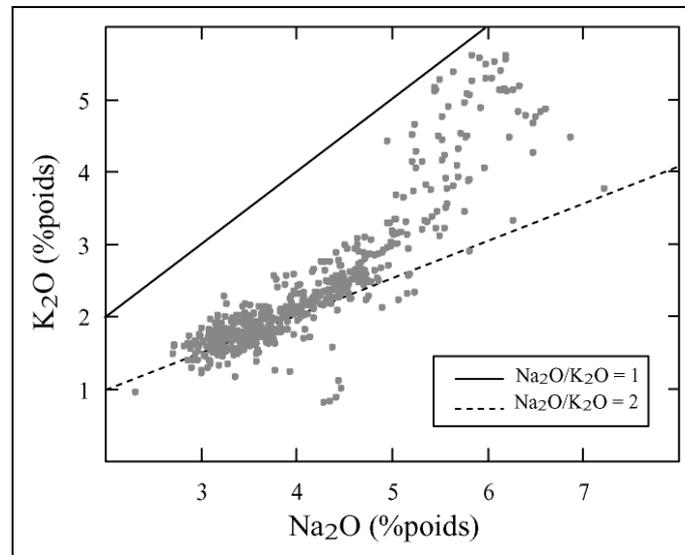


figure 12: Evolution du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ des laves de la Chaîne des Puys

La majorité des laves sont sous-saturées en silice (figure 13). En effet, les teneurs en néphéline normative peuvent aller jusqu'à 15% pour les termes les plus basiques. En revanche, on remarque qu'à partir d'environ 54% de silice, on passe dans un domaine sursaturé, avec pour les termes les plus différenciés des teneurs en quartz normatif non négligeables qui peuvent atteindre 16%.

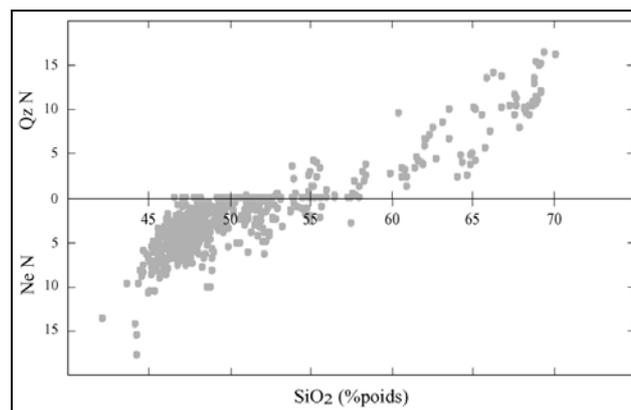


figure 13: Evolution des teneurs normatives en nepheline et quartz en fonction de la silice

2. L'évolution de la série magmatique de la Chaîne des Puys

A partir des données géochimiques des éléments majeurs, mineurs et en traces, un modèle de cristallisation fractionnée a été établi pour cette série alcaline à tendance potassique à partir d'un magma primaire sinon unique, du moins uniforme (Villemant et al. 1980; Maury et al. 1980; Foury 1983).

Les diagrammes oxydes en fonction de SiO_2 (figure 14) permettent d'apprécier l'évolution géochimique des laves lors de la différenciation et le rôle joué par certains minéraux. On remarque une forte diminution du magnésium, du fer et du calcium dès les premiers termes de la série, ce qui illustre le fractionnement à la fois de l'olivine et du clinopyroxène. A partir des trachy-andésites basiques, on remarque pour de nombreux éléments, une modification de leur comportement marquée par un changement de pente. C'est le cas de l'aluminium, du strontium dont les teneurs se stabilisent peu à peu après une forte augmentation dans les termes les plus basiques. Ceci traduit un fractionnement du plagioclase. Ce processus est également visible au niveau de la teneur en alcalins dont l'augmentation est très nette en début de série mais moins forte pour un degré de différenciation plus élevé. Une dernière phase, correspondant au fractionnement des feldspaths alcalins, est marquée par une chute brutale des teneurs en strontium et baryum. La diminution progressive des teneurs en titane depuis les termes basiques peut être liée au fractionnement de clinopyroxène, mais aussi au fractionnement d'amphibole au milieu de la série et d'oxydes.

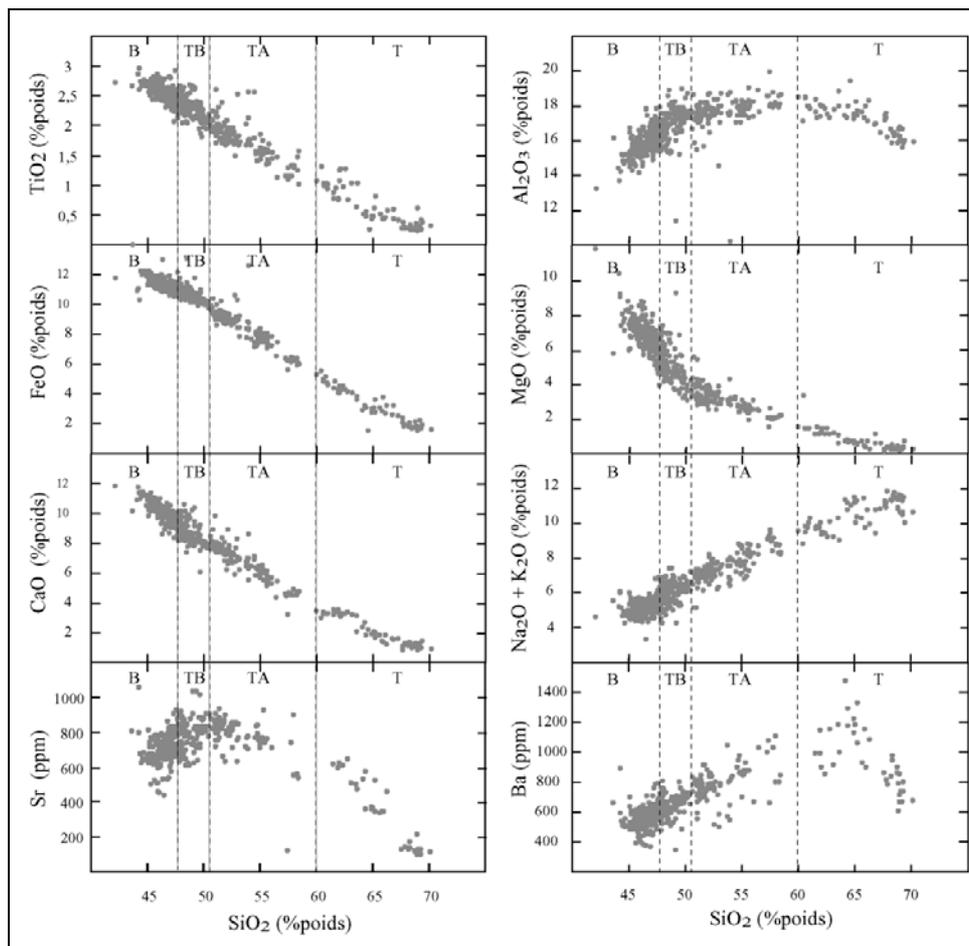


figure 14: Evolution des éléments majeurs et en traces des laves de la Chaîne des Puys illustrant le processus de cristallisation fractionnée (base de données P. Boivin); B= Basaltes, TB= Trachy-Basalte, TA= Trachy-Andésite, T= Trachyte.

On peut noter également que les teneurs en Ni (~100 ppm) et en Cr (~250 ppm) pour les laves les moins différenciées sont relativement faibles, ce qui illustre le caractère évolué de ces laves qui auraient déjà subi un fractionnement précoce.

La série de la Chaîne des Puys présente la particularité d'évoluer du domaine sous-saturé vers le domaine saturé à sursaturé en silice. Cette évolution a été expliquée par le rôle prépondérant de l'amphibole. En effet, le caractère sous-saturé de ce minéral, lors de son fractionnement, diminue très rapidement la sous-saturation des liquides résiduels. De plus, d'un point de vue pétrologique, l'apparition de l'amphibole correspond bien au passage des compositions sous-saturées à des compositions saturées (Maury et al., 1980).

Une approche quantitative de la cristallisation fractionnée au sein de la série magmatique de la Chaîne des Puys a d'abord été effectuée par Maury et al. (1980) afin de déterminer le rôle relatif des différentes phases. Elle a été reprise par Foury (1983) qui a mis en évidence deux fractionnements majeurs pour expliquer la série.

La première étape de la différenciation correspondrait à une cristallisation à l'équilibre d'olivine, de clinopyroxène et de spinelle, suivie d'un premier fractionnement; on aurait cristallisé environ 25% du liquide initial. Il est important de noter le rôle prépondérant joué par le clinopyroxène par rapport à l'olivine durant cette étape.

L'évolution de la série se poursuivrait par la cristallisation du plagioclase et de l'amphibole qui jouent un rôle majeur, mais aussi de la magnétite. Le clinopyroxène cristallise toujours mais en moindre quantité, alors que l'olivine a disparu. Cette étape correspondrait à un fractionnement de 75% du liquide initial.

Enfin les stades ultimes de la différenciation s'obtiennent par cristallisation de plagioclase, sanidine, magnétite, biotite et clinopyroxène (ces deux derniers minéraux jouant un rôle mineur); 85% du liquide initial aurait fractionné.

Par contre tous les auteurs s'accordent à dire qu'il y a eu une phase initiale de différenciation profonde dominée par l'olivine, dont aucun témoin n'est connu en surface.

3. Les données isotopiques

Comparées aux valeurs obtenues pour d'autres provinces volcaniques du Rift Ouest Européen dont le Massif Central, les compositions isotopiques en Sr et Nd des laves de la Chaîne des Puys sont relativement cohérentes (figure 15). Elles correspondent à des valeurs intermédiaires entre les différents pôles isotopiques (DMM, EM 1 et 2, HIMU) et peuvent s'expliquer par une proportion de mélange entre DMM, le pôle correspondant au manteau

supérieur appauvri, source des MORBs et les composants EM 1 ou 2, considérés comme représentatifs de matériel continental recyclé.

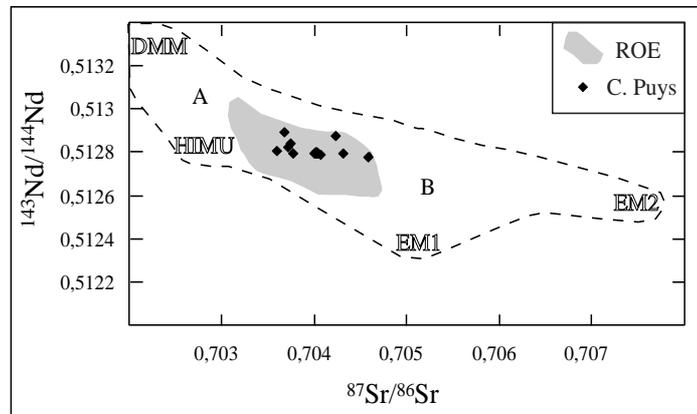


figure 15: Evolution des rapports isotopiques du Sr et du Nd des laves de la Chaîne des Puys (Chauvel et Jahn, 1984 et Fuchs, 1995) comparées aux laves du rift ouest européen (ROE) et aux différents réservoirs mantelliques

On peut cependant noter que les laves présentent une grande gamme en Sr, contrairement au Nd, mais qu'aucune tendance vers un pôle mantellique ne se détache.

4. Les conditions d'évolution de la série magmatique de la Chaîne des Puys

L'évolution en deux temps des laves de la Chaîne des Puys telle que l'a définie Foury (1983) implique un changement des conditions de cristallisation entre ces deux groupes, qui vont être détaillées dans les paragraphes suivant.

4.1 La fugacité d'oxygène

Villemant (1979), à partir de l'état d'oxydation de l'euprium dans les feldspaths, conclue à une évolution à fO_2 tout d'abord croissante de $10^{-10,6}$ à 10^{-8} et stabilisée ensuite à cette valeur. Foury (1983) quant à lui, précise ce modèle en proposant une évolution en deux temps pour les laves de la Chaîne des Puys: les laves "sans amphibole" auraient évolué sous des conditions de fO_2 comprises entre QFM et Ni-NiO, alors que les laves "à amphibole" auraient évolué sous des conditions de fO_2 bien supérieures, aux alentours de 10^{-6} .

4.2 La pression

Le premier groupe de laves correspond essentiellement à la co-cristallisation d'olivine et de clinopyroxène. Le report des compositions des laves correspondantes dans le diagramme An-Di-Fo dans lequel on a adjoint les champs des différentes phases à pression variable

(Presnall et al 1978) indique une évolution le long de la ligne cotectique olivine-clinopyroxène pour des pressions comprises entre 7 et 15 kbars (figure 16).

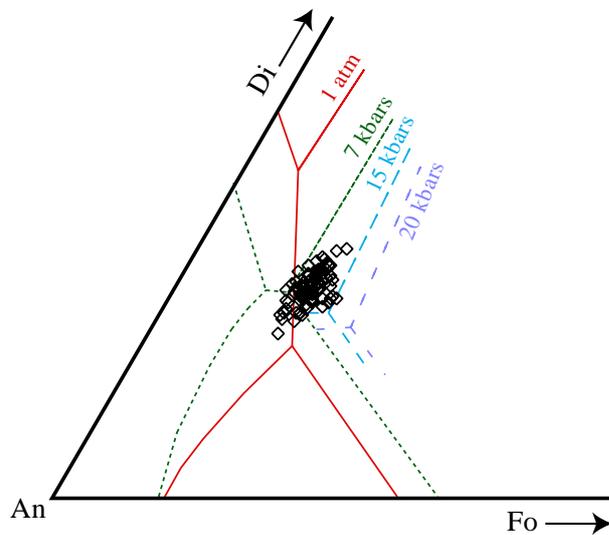


figure 16: Diagramme An-Di-Fo montrant l'évolution des laves de la Chaîne des Puys sur une ligne cotectique diopside-olivine entre 7 et 15 kbars.

Foury (1983) a ensuite démontré dans le diagramme Di-Ab-An (Osborn et Tait, 1959) que l'apparition du deuxième stade de différenciation correspondait au déplacement du cotectique diopside-plagioclase en direction du diopside, synonyme d'une chute de pression (Presnall et al 1978).

4.3 La température

D'après Maury et al. (1980), l'évolution de la série s'est faite à des températures modérées, aux alentours de 1200-1100°C, pour les termes basiques, à des températures plus basses (900°C) pour les termes les plus évolués.

Foury (1983) propose des températures légèrement plus élevées pour les termes basiques, à savoir environ 1220°C, mais des températures du même ordre de grandeur pour les termes les plus différenciés.

5. Conclusion

Toutes ces études ont permis l'élaboration d'un modèle magmatique pour l'évolution des laves de la Chaîne des Puys qui propose deux étages de différenciation (figure 17).

La première étape s'effectuerait dans une grande chambre magmatique, située dans une zone de transition, à cheval sur la croûte et le manteau et où le magma primaire commencerait à évoluer des basaltes aux trachy-basaltes. Certaines éruptions ont échantillonné une partie de cette chambre basi-crustale (par exemple le Puy de la Vache).

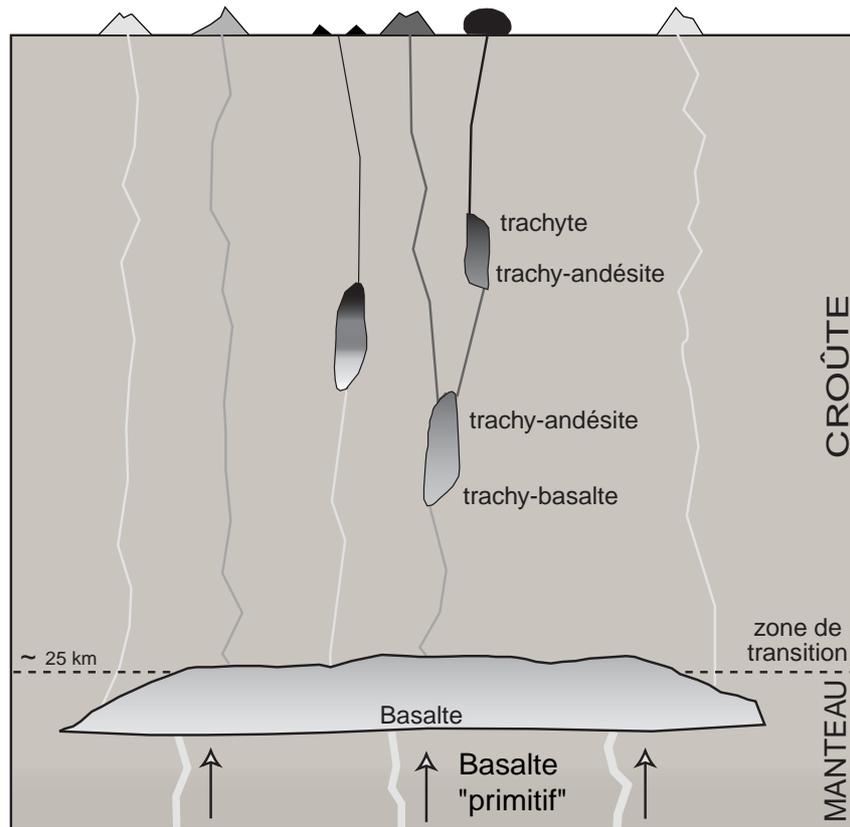


figure 17: Modèle de chambres magmatiques sous la Chaîne des Puys (Boivin et al., 2004)

La deuxième étape de la différenciation s'effectuerait dans un système plus complexe de petites chambres intra-crustales, probablement zonées, qui évolueraient vers les produits les plus différenciés.

Cependant, même si ce modèle explique comment s'effectue l'évolution de la série magmatique de la Chaîne des Puys, on ne connaît pas la nature du magma primaire. En effet, les basaltes provenant de la chambre basi-crustale sont déjà nettement évolués.

Cette étude propose donc une nouvelle approche du magma source de cette série magmatique, grâce à l'étude des inclusions magmatiques piégées dans les olivines les plus magnésiennes. En effet, ces minéraux sont susceptibles d'avoir piégé pendant leur croissance, des liquides magmatiques avant la phase majeure de cristallisation d'olivine + clinopyroxène.

CHAPITRE II

Inclusions Magmatiques

et

Méthodes d'Investigation

Partie A**LES INCLUSIONS MAGMATIQUES****I. INTRODUCTION**

Sorby (1858) et Zirkel (1873) ont été les premiers à décrire des inclusions magmatiques, associées à des inclusions fluides, dans des roches intrusives et extrusives. Mais ce n'est que plusieurs dizaines d'années plus tard, que les scientifiques se sont penchés véritablement sur ces petits objets. En effet, les inclusions magmatiques ont commencé à apparaître dans les publications scientifiques dans les années 70, essentiellement dans la littérature russe. Ces études ont été favorisées au départ par l'essor des inclusions fluides mais petit à petit, les inclusions magmatiques se sont distinguées de leurs consœurs et sont devenues un outil à part entière. La communauté scientifique a su apprécier l'intérêt que pouvait apporter de tels outils dans la compréhension des systèmes magmatiques et au fil des ans, le nombre d'études faisant référence aux inclusions magmatiques a considérablement augmenté (figure 18).

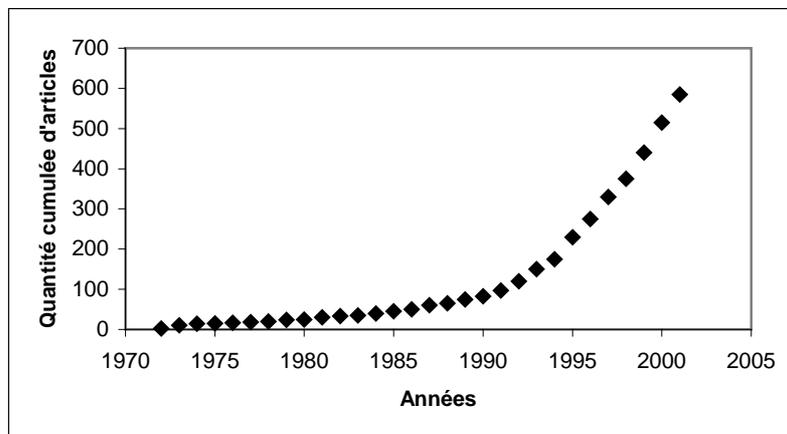


figure 18: Quantité cumulée d'articles scientifiques basés sur l'étude d'inclusions magmatiques depuis le début des années 70 jusqu'en 2001 (extrait de Vivo et Bodnar, 2003)

Ceci, bien sûr, est aussi à mettre en parallèle avec le développement de techniques analytiques in-situ très précises qui ont permis l'analyse de tels objets avec toutes les difficultés que cela engendre (taille, abondance des éléments...); au départ on avait à peine accès à la composition en éléments majeurs des inclusions magmatiques via la microsonde électronique, alors qu'aujourd'hui, on peut caractériser leur composition non seulement en éléments en traces (via le LA-ICP-MS ou la SIMS par exemple) mais également isotopique et en éléments volatils (FTIR, SIMS).

Aujourd'hui, on compte beaucoup d'articles de synthèse sur l'objet en lui-même, les méthodes d'analyse et les problèmes liés aux inclusions magmatiques. Clocchiatti (1975) a décrit ses observations et ses expériences thermométriques sur des inclusions magmatiques piégées dans des quartz et apporte beaucoup d'informations sur le comportement des inclusions. Sobolev et Kostyuk (1975) ont rédigé une synthèse des articles de la littérature russe antérieure à cette date. Dans un volume général sur les inclusions fluides, Roedder (1984) fait le point sur les mécanismes de piégeage et les méthodes d'étude des inclusions. Plus récemment, Lowenstern (1995) et Frezzotti (2001) se concentrent sur l'étude des éléments volatils dissous dans les magmas à travers les inclusions magmatiques, aussi bien en contexte volcanique que plutonique. Sobolev (1996) décrit les différents modes de piégeage des inclusions et discute leur composition selon le type de magma piégé. Enfin, dernièrement, Schiano (2003) met l'accent sur l'évolution du système inclusion magmatique-minéral hôte d'une part, et sur les données que l'on peut en tirer sur les sources mantelliques.

A côté de ces articles de synthèse, on en trouve un grand nombre où les inclusions magmatiques sont utilisées afin d'obtenir toutes sortes d'informations pétrologiques:

- elles sont un parfait outil pour étudier les magmas primaires, caractériser leur(s) source(s) et les processus de fusion. Les inclusions magmatiques présentent une gamme de composition en éléments majeurs, traces et isotopes beaucoup plus étendue que celle des laves hôtes (par exemple Schiano et al., 2000; Gurenko et Chaussidon, 1995; Saal et al., 1998); en particulier, les minéraux cristallisant précocement dans la chambre magmatique peuvent piéger, lors de leur croissance, les liquides parentaux de la lave hôte et peuvent ainsi donner accès à la composition chimique des magmas primaires avant la mise en jeu des processus de différenciation.

- elles permettent également de reconstituer les différentes étapes de la différenciation par cristallisation fractionnée mais aussi de mettre en évidence des processus de contamination des produits volcaniques (par exemple Clocchiatti et Métrich, 1984; Kent et al., 2002...).

- on peut aussi approcher la quantité de fluides dissous (H_2O , CO_2 , S, Cl) dans le magma avant éruption et comprendre les processus de dégazage et le rôle des fluides au cours des éruptions (par exemple Métrich et Clocchiatti, 1996). Ces informations sont fondamentales dans la compréhension de la dynamique des magmas, des mécanismes des éruptions explosives et des émissions de gaz de certains volcans actifs.

- enfin les inclusions magmatiques donnent aussi accès, par l'expérimentation, aux conditions physiques de leur formation (T° , f_{O_2} , $P...$) (par exemple Cioni et al., 1998; Cioni et al., 1999)

II. NATURE ET FORMATION DES INCLUSIONS MAGMATIQUES

1. Qu'est-ce qu'une inclusion magmatique?

Une inclusion magmatique est un petit volume de liquide silicaté (1 à 300 μm de diamètre en général) piégé dans un minéral pendant ou après sa cristallisation. C'est un système clos, isolé du liquide environnant, et donc préservé du phénomène de dégazage.

Il existe néanmoins plusieurs types d'inclusions magmatiques, la terminologie étant empruntée aux inclusions fluides (Roedder, 1984):

- les *inclusions magmatiques primaires*, c'est-à-dire qui sont piégées pendant la croissance du minéral hôte. Elles représentent donc en théorie le liquide qui était en équilibre au moment de la croissance de ce minéral. Elles sont souvent disposées sans ordre particulier dans le minéral hôte, par exemple l'olivine (figure 19), mais soulignent le plus souvent les différents stades de croissance des minéraux zonés comme le plagioclase.

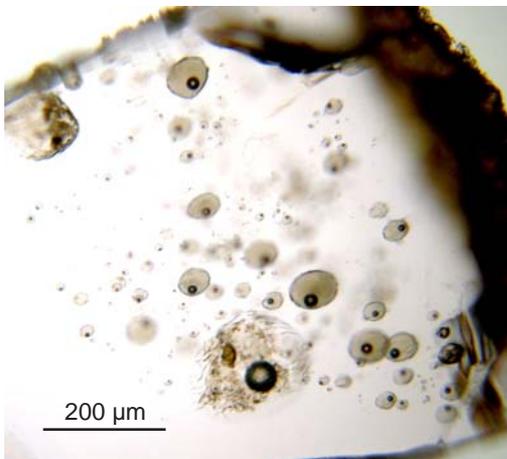


figure 19: Inclusions magmatiques primaires piégées dans une olivine forstéritique de La Sommata (Vulcano, Arc Eolien)

Elles présentent généralement une forme régulière: sphérique ou ellipsoïdale, mais parfois elles acquièrent une forme en cristal négatif qui mime l'habitus cristallin du minéral hôte (figure 20). Des expériences menées sur des inclusions magmatiques piégées dans des cristaux de quartz (Clocchiatti, 1975) montrent que cette forme reflète un mécanisme post-piégeage de maturation qui tend à minimiser l'énergie de surface de l'inclusion.

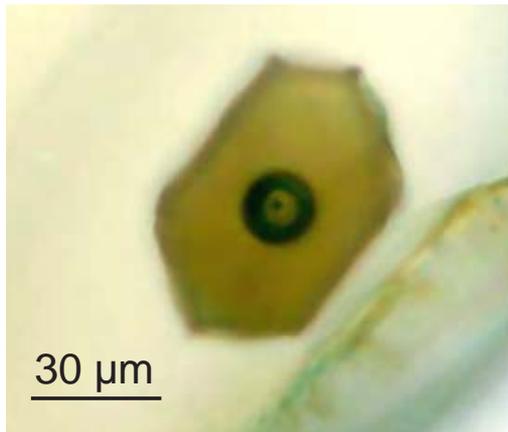


figure 20: Inclusion magmatique piégée dans une olivine du Puy Chaumont qui, par un phénomène de maturation post-piégeage, mime l'habitus cristallin de son minéral hôte

Mainley (1996) a montré que des inclusions magmatiques piégées dans des quartz d'une coulée de lave d'Idaho présentent des formes en cristal négatif dans les premiers minéraux formés et des formes irrégulières dans des cristaux formés juste avant l'éruption. Ce mécanisme de maturation serait le résultat d'un processus de dissolution-recristallisation au niveau des parois de l'inclusion qui permet de passer d'une forme subsphérique (faible surface par rapport au volume) à une forme en cristal négatif (très faible énergie de surface). Il semble cependant que ce phénomène de maturation n'affecte pas la composition des inclusions magmatiques.

- les *inclusions magmatiques secondaires*, c'est-à-dire piégées après la croissance du minéral hôte. En effet, le liquide pénètre dans des fissures qui sont postérieures à la cristallisation; ces inclusions apparaissent généralement alignées le long d'anciens plans de microfissuration, qui peuvent recouper plusieurs minéraux (figure 21). Elles n'ont donc pas de relation génétique directe avec leurs minéraux hôte. Par contre, les inclusions secondaires ont été abondamment décrites dans les phénocristaux des xénolithes mantelliques (par exemple Schiano et Clocchiatti, 1994), et pourraient se former dans un complexe plutonien si un liquide silicaté le traverse.

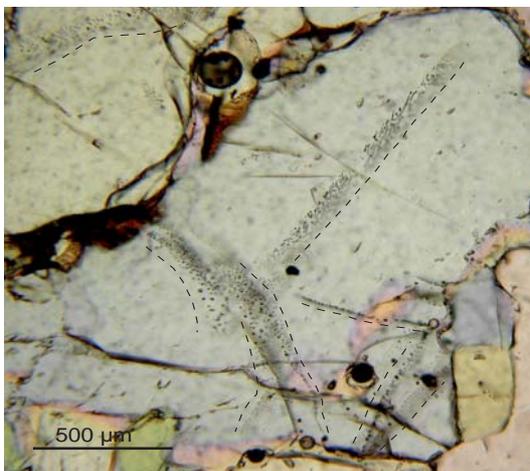


figure 21: Alignements secondaires d'inclusions fluides et magmatiques (pointillés) piégées dans des minéraux d'un nodule mantellique remonté lors de l'éruption du Puy Beaunit. Il s'agit d'un plan incliné par rapport à la section observée

Les inclusions secondaires peuvent être sphériques ou ellipsoïdales mais le plus souvent présentent des formes complexes, preuve qu'elles ont été déformées avant la transition vitreuse.

- les inclusions pseudo-secondaires : elles se forment pendant la croissance du minéral hôte mais soulignent un plan de fracturation formé avant que le cristal hôte n'ait terminé sa croissance. Théoriquement, ces inclusions ont donc un lien avec le liquide en équilibre avec le minéral hôte mais ne sont pas distinguables optiquement des inclusions secondaires proprement dites; par conséquent, on ne les considèrera pas pour cette étude.

- les inclusions mixtes: elles correspondent à un piégeage hétérogène de plusieurs phases: une phase vitreuse, et une phase gazeuse et/ou cristalline (figure 22).

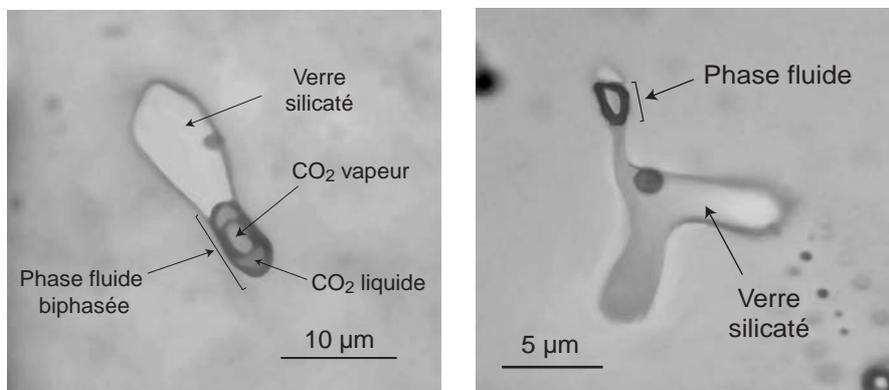


figure 22: Inclusions mixtes composées d'une phase fluide et d'une phase silicatée piégées dans des olivines de nodules mantelliques du Puy Beaunit

2. Les mécanismes de piégeage

Une liste de variété de mécanismes expliquant la formation des inclusions primaires a été établie essentiellement par Roedder (1984) et Sobolev et Kostyuk (1975). Tous les processus qui interfèrent dans la croissance d'un cristal "parfait" entraînent le piégeage, dans ce cristal, du liquide dans lequel il se développe, c'est-à-dire la formation d'inclusions primaires.

Voici les mécanismes principaux proposés par ces auteurs:

- une croissance dendritique (c'est-à-dire une fluctuation de la cinétique de croissance)
- la formation de golfes dans les cristaux expliquée autrefois par une dissolution suivie d'une croissance normale du cristal, mais aujourd'hui liée simplement à la croissance du minéral (Faure et Schiano, 2005).
- un piégeage entre 2 phases de croissance consécutives, comme on peut facilement l'observer dans des cristaux zonés tels que les plagioclases ou les clinopyroxènes

- des irrégularités causées par des inclusions solides dans le cristal; en effet, on trouve souvent, dans les olivines, des spinelles qui ont provoqué des irrégularités de croissance et ont donc favorisé le piégeage de liquide silicaté (figure 23).

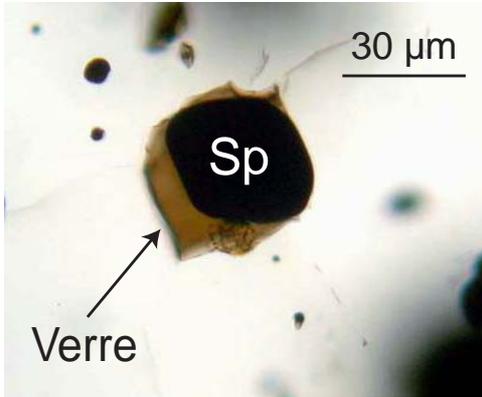


figure 23: Spinelle (Sp) piégé sous forme d'inclusion solide dans une olivine du Puy Chaumont; il a provoqué des irrégularités de croissance dans l'olivine et a favorisé le piégeage de liquide silicaté

Cependant Faure et Schiano (2005), grâce à des expériences de cristallisation dynamique d'olivine dans le système modèle CMAS, ont précisé deux mécanismes de formation des inclusions et leur distribution à l'intérieur des cristaux.

Le premier mécanisme correspond à la croissance d'olivines polyédriques, contrôlé par un processus de croissance par dislocation vis, (figure 24) dans lesquelles on peut observer deux types d'inclusions:

- des inclusions isolées à l'intérieur du cristal; elles présentent des formes sphériques, sub-sphériques ou ovoïdes mais aussi des formes curvilignes. Leur taille varie entre 2 et 100 µm.

- des inclusions dites "ouvertes" reliées à la bordure du cristal par un fin capillaire ou par une bande de verre plus large; ces inclusions ou ces golfes étaient interprétés, entre autres, par la dissolution partielle du cristal (Roedder, 1984), or il s'avère qu'ils se formeraient plutôt pendant la croissance de l'olivine, et représenteraient le début de formation des inclusions.

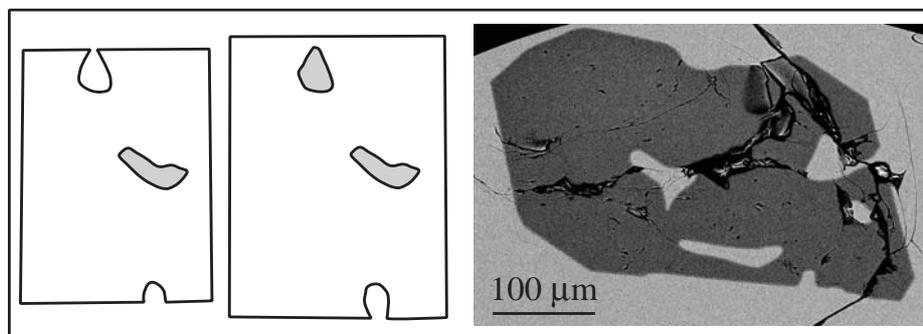


figure 24: Formation d'inclusions magmatiques dans des olivines polyédrales (extrait de Faure et Schiano, 2005)

Le deuxième mécanisme, la croissance rapide (contrôlée par un processus de diffusion) produit des olivines squelettiques ou dendritiques et forme des inclusions reliées au milieu extérieur (figure 25 A1 et B1), suivi par un processus de réchauffement nécessaire pour sceller les inclusions (figure 25A2 et B2). Les olivines dendritiques piègent deux grosses inclusions voire plus (Faure et Schiano, 2005) symétriques par rapport au centre du cristal (figure 25A2) alors que les olivines squelettiques montrent un grand nombre d'inclusions avec une orientation préférentielle (figure 25 B2).

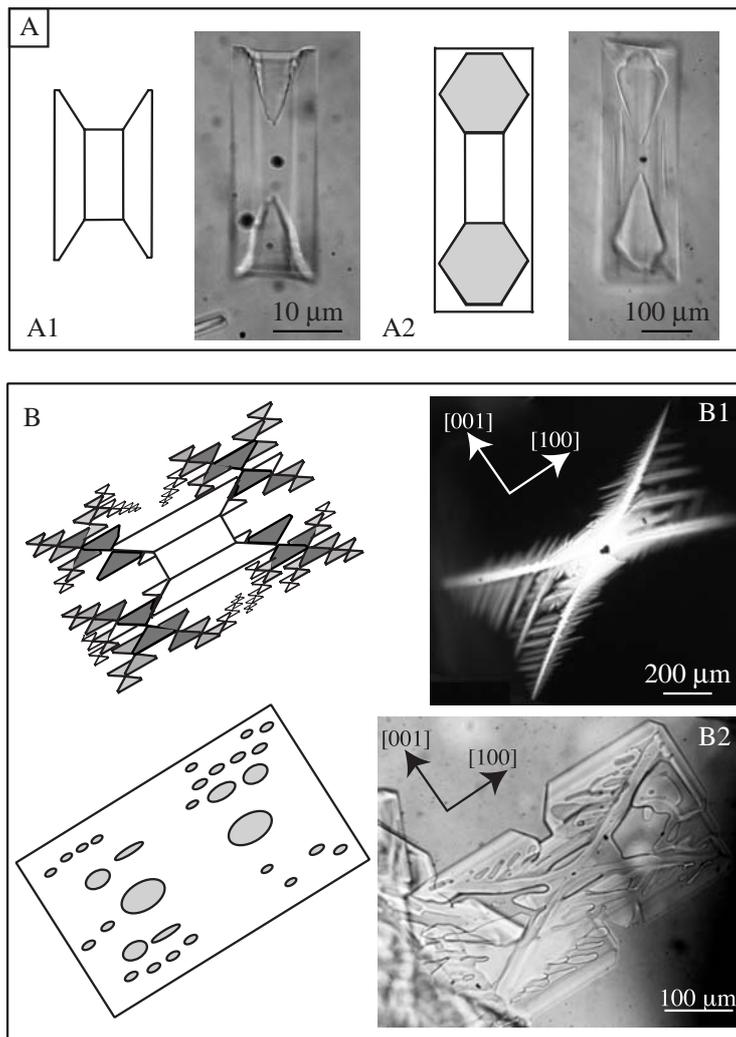


figure 25: Photos et schémas illustrant la formation d'inclusions magmatiques dans des olivines squelettiques (A) et dans des olivines dendritiques (B) (extraits et modifiés à partir de Faure et Schiano, 2005)

3. La signification des inclusions primaires selon le mode de piégeage

Parallèlement aux études sur la croissance cristalline, s'est posée peu à peu la question de la signification du liquide piégé dans un minéral sous forme d'inclusion primaire. En d'autres termes, est-ce que ce liquide est bien le liquide qui était en équilibre avec son minéral hôte au moment du

piégeage? Les compositions, considérées comme "anormales", d'inclusions magmatiques ont été attribuées à plusieurs mécanismes tels que le piégeage de la couche limite autour du minéral hôte ou encore des processus de ré-équilibre post-piégeage.

En effet, il a été montré que pendant la croissance d'un minéral, une couche limite se forme sur le pourtour du minéral (Watson et al., 1982), enrichie en éléments incompatibles vis-à-vis de ce minéral (par exemple Al_2O_3 pour l'olivine). Ce liquide n'est donc pas représentatif du liquide en équilibre avec le minéral, mais peut quand même être piégé sous forme d'inclusions.

Beaucoup d'auteurs ont essayé d'estimer les effets de cette couche limite sur la composition des inclusions magmatiques. Récemment, Kuzmin et Sobolev (2003) ont réalisé des cartographies haute-résolution afin de mettre en évidence la composition de la couche limite à l'interface de cristaux d'olivine enchâssés dans des verres primitifs provenant d'une zone de subduction (riches en eau) et d'une zone de point chaud. Ils ont montré que seules les inclusions dont la taille était inférieure à 5-10 μm seraient affectées par cette couche limite, c'est-à-dire seraient enrichies en éléments incompatibles vis-à-vis de l'olivine.

Cependant Faure et Schiano (2005) ont essayé expérimentalement de faire le rapprochement entre les mécanismes de croissance du minéral dans un système simplifié CMAS (en faisant varier les vitesses de refroidissement de 1890°C/h à 1°C/h) et les conditions dans lesquelles le liquide piégé est à l'équilibre avec l'olivine hôte:

- les inclusions magmatiques piégées lors d'un processus de croissance rapide, c'est-à-dire dans des olivines squelettiques ou dendritiques, affichent une gamme de compositions très variables et différentes de la composition du liquide à l'équilibre (même pour des inclusions de tailles supérieures à 50 μm); ces inclusions sont enrichies en éléments incompatibles vis-à-vis de l'olivine (en CaO et en Al_2O_3 pour le système étudié) et donc ont piégé la couche limite formée pendant la croissance du minéral hôte.

- les inclusions magmatiques piégées lors d'un processus de croissance lente, c'est-à-dire dans des olivines polyédriques, montrent quant à elles, des compositions à l'équilibre avec leur minéral hôte, quelle que soit leur taille. Les deux types d'inclusions magmatiques (isolées et ouvertes) piégées dans ces olivines sont donc représentatifs du liquide environnant le minéral hôte au moment du piégeage.

Toutefois, étant donné que les inclusions dites "ouvertes" (figure 26) sont connectées par définition avec l'extérieur, elles n'évoluent pas en système clos, en ce qui concerne les éléments volatils, et sont partiellement dégazées. Anderson (1991) donne une description détaillée de ce type

d'inclusions et montre qu'elles peuvent permettre de contraindre, entre autres, les vitesses d'exsolution des gaz piégés pendant l'ascension du magma vers la surface. Cependant, mis à part ce type d'études particulières, ces inclusions ne représentent pas exactement la composition chimique du magma au moment du piégeage, et ne seront donc pas considérées dans notre étude.

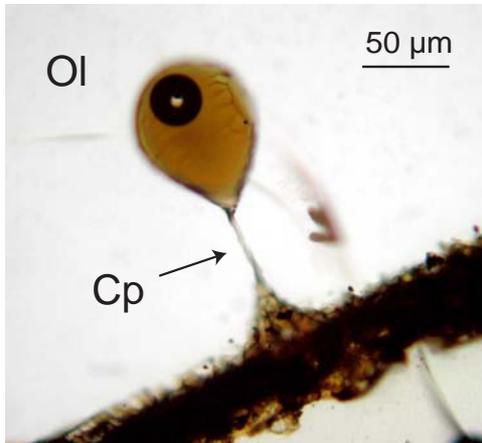


figure 26: inclusion magmatique piégée dans une olivine (Ol) du Puy Beaunit et reliée au milieu extérieur par un capillaire (Cp)

Avant toute analyse chimique d'inclusions magmatiques, une étude pétrographique minutieuse est nécessaire afin de déterminer le processus de croissance du minéral hôte, et donc de s'assurer de la représentativité du liquide piégé et de vérifier si on a affaire à une inclusion complètement isolée de son milieu extérieur ou si elle est restée connectée à celui-ci. Cependant, même une étude microscopique minutieuse ne permet pas de s'affranchir d'une possible ré-équilibration de la composition de l'inclusion après son piégeage.

En effet, des processus de diffusion ont été mis en évidence entre l'inclusion et le liquide extérieur, via le minéral hôte, et qui aboutiraient à une composition "exotique" de l'inclusion magmatique. Ce processus a été largement évoqué pour expliquer des teneurs en fer d'inclusions relativement basses (par exemple Danyushevsky et al., 2000) et sera développé ultérieurement.

De la même manière, certaines inclusions piégées dans des olivines de MORBs présentant des teneurs en CaO anormalement élevées nécessitent la participation de lithologies riches en pyroxène dans leur genèse. Cependant, Gaetani et al. (2002) ont établi expérimentalement la diffusion du calcium dans une olivine magnésienne, ainsi que le coefficient de partage olivine-basalte de cet élément. Ils ont ensuite modélisé la ré-équilibration en CaO d'une inclusion magmatique via l'olivine hôte et ont montré qu'un tel processus était possible à condition que l'olivine reste dans le bain silicaté plusieurs dizaines d'années.

Ainsi, les compositions en éléments majeurs pouvant être fortement biaisées, Cottrell et al. (2002) ont modélisé le comportement des éléments en traces face au processus de diffusion via le minéral hôte. Ils confirment que le comportement d'un élément dépend essentiellement de son coefficient de partage vis-à-vis de son minéral hôte; ils montrent également que les inclusions piégées dans une olivine préservent relativement bien leur composition contrairement à celles piégées dans un plagioclase qui voient leurs concentrations en Ba, Sr ou Eu modifiées.

Enfin, il faut également prendre des précautions en ce qui concerne les concentrations en éléments volatils et notamment en eau. En effet, il s'avère qu'une inclusion magmatique peut ne pas conserver sa composition initiale en eau car, à haute température, cet élément diffuserait à travers l'olivine hôte. Ce mécanisme sera également décrit plus en détail dans un chapitre ultérieur.

III. L'EVOLUTION DU SYSTEME MINERAL HOTE-INCLUSION MAGMATIQUE APRES PIEGEAGE

Après le piégeage du liquide magmatique, l'évolution en système clos induit un grand nombre de changements au sein de l'inclusion. Ces modifications sont le reflet d'un état d'équilibre atteint ou non entre le minéral hôte et le liquide magmatique inclus.

De manière générale, on considère de façon simplifiée que les inclusions évoluent à volume constant (Roedder, 1984). Ceci signifie qu'une inclusion peut être assimilée à un système isochore avec $\Delta P/\Delta T$ ($\sim 0,5$ à $1,5$ MPa/ $^{\circ}\text{C}$ pour un liquide silicaté) égal au rapport du coefficient thermique du liquide (α) sur la compressibilité (β). La pression interne de l'inclusion est alors contrôlée par la température et, les liquides silicatés ayant un coefficient β relativement faible, la pression interne de l'inclusion chute rapidement pour une petite variation de température.

Cependant des études récentes ont montré que l'évolution de la pression interne (P_{int}) de l'inclusion est contrôlée en partie par la déformation élastique du minéral hôte (Tait, 1992; Zhang, 1998; Schiano et Bourdon, 1999). Lors du piégeage de l'inclusion, sa pression interne s'équilibre avec la pression externe (P_{ext}) exercée sur le cristal. Lors de la remontée du magma vers la surface, le liquide silicaté va se dilater plus que le cristal hôte. En effet, le module de compressibilité du liquide est inférieur au module de compressibilité du minéral hôte, ce qui crée une surpression à l'intérieur de l'inclusion. Cette surpression peut être accrue si les gaz dissous s'exsolvent en réponse à la décompression; si cette surpression est plus importante que ce que le minéral peut supporter, on assiste alors à la décrépitation de l'inclusion (figure 27).

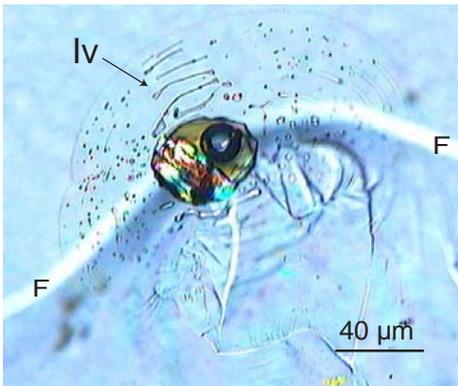


figure 27: Inclusion magmatique piégée dans une olivine du Puy Beaunit; l'olivine étant fragilisée par une fracture (F), elle n'a pas pu compenser la surpression à l'intérieur de l'inclusion, qui a décrépit (comme en témoigne le halo de petites inclusions vitreuses (Iv) autour de l'inclusion principale)

Lors de la décompression adiabatique d'une inclusion sphérique, l'évolution de sa pression interne peut être modélisée à partir de l'équation suivante (Zhang, 1998; Schiano et Bourdon, 1999):

$$P_{int} = \frac{\left(P_0 \left(\frac{1}{K_h} - \frac{1}{K_i} \right) - P_{ext} \left(\frac{1}{K_h} + \frac{3}{4G_h} \right) + \gamma_h - \gamma_i \right)}{\left(\frac{1}{K_h} \left(\frac{x}{x-1} \right) - \frac{1}{K_i} - \frac{3}{4G_h(1-x)} \right)}$$

où P_0 est la pression initiale de piégeage, K_i est le module de compressibilité de l'inclusion, K_h le module de compressibilité du minéral hôte, x est le rapport entre le rayon de l'inclusion et le rayon du minéral hôte, G_h correspond au module de cisaillement du minéral hôte et γ est un paramètre fonction de la variation de la température:

$$\gamma = \int_{T_0}^T \alpha dT$$

où α est le coefficient d'expansion thermique et T_0 est la température à laquelle l'inclusion a été piégée.

On constate que, pour une inclusion piégée dans une olivine à 1 GPa, la remontée adiabatique modifie, de manière limitée, la pression interne de l'inclusion (figure 28), qui est préservée à 70-80%. Pour des inclusions formées à plus faible pression (2 et 3 kbars), la pression interne à l'intérieur de celles-ci, est aussi quasiment préservée.

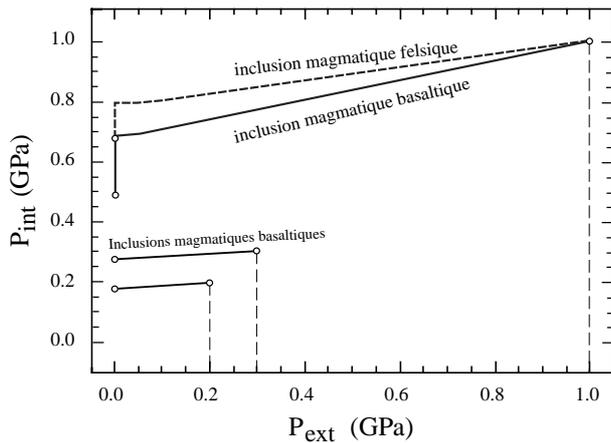


figure 28: Evolution de la pression interne (P_{int}) en fonction de la pression extérieure (P_{ext}) pendant une phase de décompression puis de refroidissement pour des inclusions magmatiques piégées dans des phénocristaux d'olivine. Les calculs ont été réalisés à partir des équations développées par Tait (1992) ainsi que Schiano et Bourdon (1999) pour un régime de déformation élastique

Une différence de décompression entre des compositions mafiques et felsiques est tout de même observée en raison d'une différence de module de compressibilité qui est plus élevé pour les liquides de composition mafique que pour les liquides de composition plus felsique.

On peut remarquer également sur cette figure la décompression rapide à l'intérieur de l'inclusion induite lors du refroidissement en surface. C'est d'ailleurs pendant cette étape que l'inclusion magmatique subit le plus de modifications qui vont être décrites dans les paragraphes suivants.

1. Formation d'une bulle de rétraction thermique

Le liquide magmatique piégé sous forme d'inclusion possède un coefficient thermique d'expansion plus important que son minéral hôte. En d'autres termes, lors d'une diminution de la température, le liquide se contracte plus que le minéral hôte ce qui provoque la formation d'un espace libre qui prend la forme d'une bulle et que l'on appelle la bulle de rétraction thermique. Celle-ci, lors du refroidissement, ajuste son volume en fonction de sa pression interne et de celle à l'intérieur de l'inclusion; ainsi, une diminution de la température induit généralement un léger accroissement de la bulle de retrait, si la viscosité du liquide silicaté est assez faible pour permettre son expansion. Mais cette viscosité augmente rapidement quand la température diminue (d'environ 10^3 pour 100°C) jusqu'à la température de transition vitreuse.

D'une manière générale ces bulles occupent environ 0,2 à 10% du volume de l'inclusion. Si le liquide piégé à l'intérieur d'un cristal est initialement homogène, les inclusions magmatiques ayant une origine commune possèdent le même rapport bulle/liquide (Clocchiatti, 1975).

Si le liquide silicaté contient des phases volatiles dissoutes (par exemple CO_2 , H_2O ...) s'exsolvant petit à petit avec la décompression, alors celles-ci vont diffuser progressivement vers la bulle néoformée (figure 29).

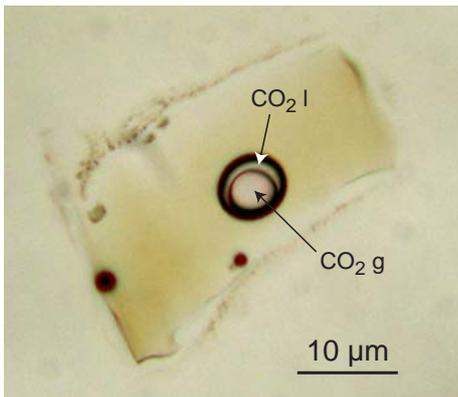


figure 29: Inclusion magmatique piégée dans une olivine du Puy Beaunit; on distingue à température ambiante 2 phases dans la bulle de rétraction thermique: du CO₂ à l'état gazeux et à l'état liquide.

Certaines inclusions magmatiques possèdent non pas une mais plusieurs bulles. Ce phénomène s'explique par l'exsolution massive des substances volatiles auparavant dissoutes dans le liquide silicaté. Si l'inclusion reste un certain temps au-dessus de la température de dévitrification, les petites bulles vont migrer les unes vers les autres, coalescer pour former une grosse et unique bulle; ceci peut être stoppé par une trempe rapide ou par la présence de minéraux fils qui vont entraver la migration des petites bulles. Il est important de noter que la présence de plusieurs bulles dans un petit nombre d'inclusions d'un même échantillon, est un indice de décrépitation. En effet, la décrépitation, entraîne une baisse brutale de la pression à l'intérieur de l'inclusion; en réponse, les phases volatiles vont s'exsoler.

Toutefois, certaines inclusions n'ont pas de bulle de rétraction thermique. Premièrement, une bulle a du mal à nucléer à cause des tensions de surface dans des inclusions de très petite taille (Clocchiatti, 1975; Roedder, 1984). Deuxièmement, ce phénomène peut s'expliquer par la vitesse de refroidissement couplée à une teneur relativement faible en éléments volatils. En effet, des inclusions provenant de produits refroidis extrêmement rapidement sont souvent dépourvues de bulle; c'est le cas par exemple de certaines inclusions trouvées dans des phénocristaux provenant d'échantillons de Basaltes de Rides Médio-Océaniques (figure 30). De plus, des études théoriques (Tait, 1992) et expérimentales (Lowenstern, 1994) ont confirmé qu'une trempe très rapide empêchait la nucléation de la bulle de retrait ($\geq 300^\circ\text{C}/\text{minutes}$ pour des inclusions piégées dans des quartz de rhyolites peralcalines).

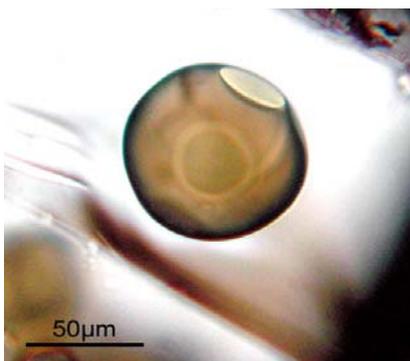


figure 30: Inclusion magmatique primaire dépourvue de bulle de rétraction thermique, piégée dans une olivine du basalte ARP73-10-03 de la zone FAMOUS (photographie de M. Laubier).

Parfois on peut remarquer que le volume de la bulle de certaines inclusions magmatiques primaires est anormalement important par rapport à la taille de l'inclusion; cette apparence doit attirer l'attention dans le sens où on est confronté à deux explications possibles:

- on peut être en présence d'une inclusion magmatique qui a décrépité ou d'une inclusion dite "ouverte". A ce moment là, en effet, la pression à l'intérieur de l'inclusion est beaucoup plus faible qu'elle ne devrait être, et donc la bulle n'a plus de contrainte pour se développer.

- on peut également être en présence d'un phénomène de piégeage hétérogène; quand deux phases coexistent autour du cristal hôte (dans notre cas, il s'agit d'une phase fluide et d'une phase silicatée), ce dernier va piéger un mélange hétérogène de ces deux phases dans des inclusions différentes. Ce phénomène se caractérise dans les inclusions par un volume bulle/liquide anormalement élevé et qui est très différent d'une inclusion à l'autre.

2. Apparition de phases cristallines

Lors d'une phase de refroidissement plus lente, deux processus affectent une inclusion magmatique: la dévitrification et/ou la cristallisation de phases minérales à partir du liquide inclus.

La dévitrification correspond à une réorganisation partielle du verre sous la forme d'agrégats cristallins (figure 31). La limite supérieure de ce phénomène est la température de transition vitreuse et se produit aussi bien lors d'un refroidissement lent que d'un apport de chaleur prolongé. La dévitrification du verre est plus rapide à haute température, peu de temps après le piégeage de l'inclusion. Cependant ce processus nécessitant une forte énergie d'activation, le taux de nucléation diminue pendant le refroidissement. Si des phases anhydres cristallisent dans l'inclusion, l'eau résiduelle peut diffuser à l'extérieur du cristal et former des zones hydratées (Friedman et Long, 1984).

La composition du verre est un facteur influençant sa capacité à se dévitrifier; en effet, un verre contenant beaucoup d'alcalins tels que Na, Li ou K, et de calcium, aura tendance à se dévitrifier plus facilement qu'un verre contenant beaucoup d'aluminium (Bouska, 1993). La teneur en eau, quant à elle, affecte le type de cristallisation. Si le verre contient environ 0,1% d'eau, des sphérulites se forment pendant le processus de dévitrification. Par contre, pour des teneurs supérieures à 3%, on observe plutôt des petits cristaux ou des macles.

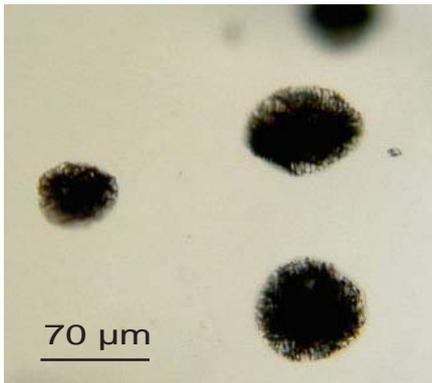


figure 31: Trois inclusions magmatiques totalement dévitrifiées piégées dans une olivine du Puy de la Vache

Lors d'un refroidissement lent de l'inclusion, la cristallisation de phases additionnelles, quant à elle, peut modifier la composition du liquide silicaté piégé dans l'inclusion.

Le liquide étant à saturation avec la phase hôte au moment de son piégeage, la première phase qui cristallise est le minéral hôte lui-même et ce, quelle que soit la nature de ce minéral; celui-ci précipite sur les parois de l'inclusion (figure 32) et non en minéraux distincts car au sein de l'inclusion, ce dernier processus de nucléation nécessite beaucoup moins d'énergie.

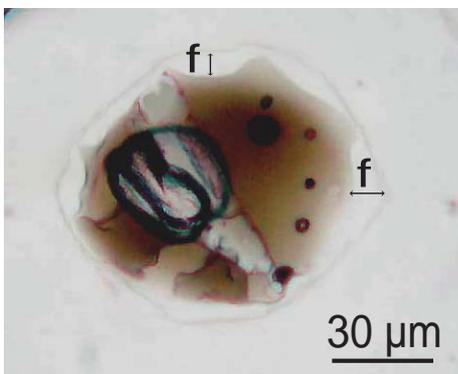


figure 32: Inclusion magmatique piégée dans une olivine du Puy Beaunit où la frange de croissance (f), c'est-à-dire l'olivine hôte qui a cristallisé à la paroi de l'inclusion, est visible; la morphologie de l'inclusion a donc été modifiée entre le moment du piégeage et la trempe du liquide silicaté

Le développement de la phase hôte sur la paroi de l'inclusion est favorisé par la diminution du volume de l'inclusion qui s'accompagne d'une diminution de l'énergie interfaciale. D'une manière générale, le taux de cristallisation du minéral hôte n'excède pas 15%. Bien sûr, cette cristallisation à la paroi modifie la composition du liquide piégé, mais selon les circonstances et surtout selon le minéral hôte, la composition initiale du liquide peut être recalculée (cf. Chapitre V) ou retrouvée expérimentalement (cf. chapitre IV).

Néanmoins, au fur et à mesure que le minéral hôte cristallise sur la paroi de l'inclusion, le liquide piégé devient saturé avec d'autres phases minérales qui peuvent, à leur tour, cristalliser dans l'inclusion (figure 33). Une fois ce processus commencé, si la température diminue lentement, on peut assister à la cristallisation de la totalité de l'inclusion.

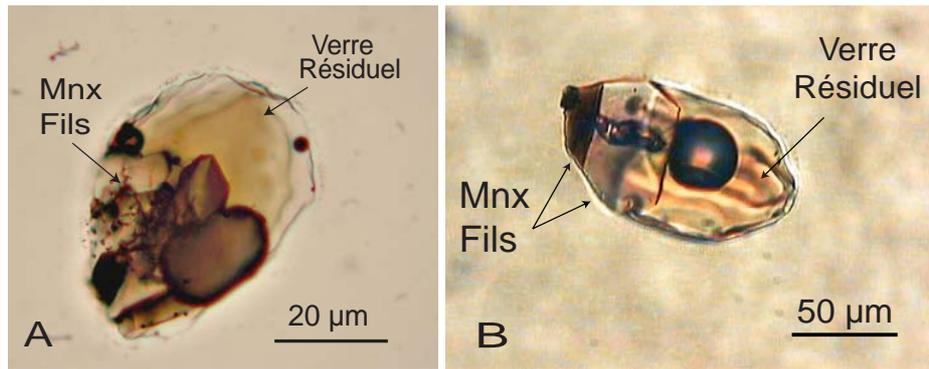


figure 33: Inclusions magmatiques piégées dans olivines du Puy Beaunit; la diminution lente de la température a permis la cristallisation de phases cristallines appelées minéraux-fils (Mnx Fils)

La nucléation de phases cristallines dépend essentiellement du taux de refroidissement d'une part, de la taille de l'inclusion (Roedder, 1984) d'autre part, et enfin de la composition chimique du liquide (Clocchiatti et Massare, 1985). En effet, une inclusion trop petite et/ou un refroidissement trop rapide ne permettent pas l'apparition de phases cristallines.

Certaines phases additionnelles, appelées communément "minéraux-fils", se forment parfois perpendiculairement à la paroi de l'inclusion, c'est-à-dire en épitaxie. Ceci correspond à un processus de nucléation hétérogène et est favorisé par une compatibilité du réseau cristallin du minéral hôte avec celui du minéral qui cristallise. Ce mécanisme de nucléation se caractérise par un ΔT critique de nucléation (c'est-à-dire l'intervalle de température pendant lequel le taux de nucléation est faible ou négligeable) extrêmement réduit par la formation de nucléii ou de phases solides préexistantes (Dowty, 1980).

La croissance de minéraux-fils provoque notamment l'augmentation de la pression en éléments volatils et favorise la décrépitation des inclusions.

Il faut noter que la paragenèse exprimée dans les inclusions est parfois différente de celle observée dans la lave hôte correspondante ; en effet, la nucléation de phases cristallines enrichit le liquide résiduel en éléments volatils et favorise l'apparition de phases hydratées qui ne sont pas toujours observées dans la paragenèse de la roche (par exemple, Frezzoti et al., 1991).

Le refroidissement d'une inclusion magmatique peut engendrer l'immiscibilité de certaines phases. En effet, si le liquide silicaté est saturé en soufre, un (ou plusieurs) globule(s) de sulfure précipite(nt) avec la bulle de rétraction thermique. Ces liquides sulfurés immiscibles concentrent généralement le nickel et le cuivre du liquide silicaté.

3. Conclusions

Dans beaucoup d'échantillons la précipitation du minéral hôte sur la paroi de l'inclusion n'est pas visible. Cependant une observation microscopique minutieuse de cette paroi et surtout du contact minéral fils-paroi, permet de la mettre en évidence (figure 34).

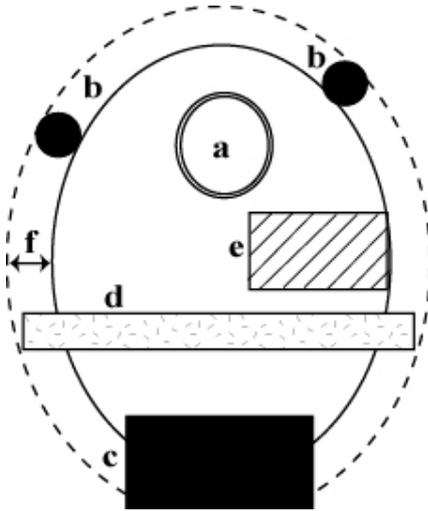


figure 34: Schéma d'une inclusion magmatique primaire piégée dans une olivine (modifié à partir d'un schéma de Roedder, 1984)

La paroi originelle de l'inclusion est représentée en pointillés. Des globules immiscibles de sulfure (b) et un minéral fils (d) ont nucléé sur cette paroi et sont enchâssés dans la bordure de cristallisation du minéral hôte d'épaisseur f. Un deuxième minéral fils (e), quant à lui, a cristallisé après cette bordure. Une bulle de rétraction thermique est également apparue (a). Le spinelle (c) n'est pas un minéral fils mais est le précurseur de l'inclusion.

Si le minéral-fils est enchâssé dans la paroi, l'interprétation la plus raisonnable est qu'il a cristallisé en même temps que le minéral-hôte. Une petite nuance est toutefois à apporter si le minéral en question est un spinelle et que le minéral hôte est une olivine; souvent ces spinelles ont cristallisé avant ou en même temps que l'olivine et sont à l'origine de la formation de l'inclusion (cf. § mécanismes de piégeage). Ils ne sont donc pas issus de la cristallisation du liquide piégé et ne peuvent donc pas être considérés comme des minéraux fils; la distinction entre ces deux types de minéraux est aisée lors d'expériences de thermométrie optique, car les spinelles à l'origine de l'inclusion sont hors-équilibre thermodynamique et ne fondent pas, contrairement aux minéraux fils.

De plus, dans les inclusions piégées dans des olivines de roches basaltiques, la cristallisation du minéral hôte autour des globules de sulfure qui ont nucléé à partir de la paroi, est fréquente. En revanche le minéral hôte, en cristallisant, a la capacité de pousser la bulle (mais pas les sulfures) dans le liquide résiduel; c'est pour cette raison que, dans les olivines, la bulle est rarement emprisonnée dans la paroi.

Partie B

TECHNIQUES ANALYTIQUES

I. LA MICROSONDE ELECTRONIQUE

Cette méthode d'analyse permet de quantifier in situ, et de façon ponctuelle, la concentration des éléments majeurs et de quelques éléments mineurs d'un échantillon. Un faisceau d'électrons bombarde l'échantillon et les atomes de ce dernier, excités, émettent des rayons X. Chaque atome émet des rayons X de longueur d'onde précise déterminée par la loi de Bragg. Nous pouvons donc, à partir des pics d'énergie mis en évidence, déterminer la présence d'un atome particulier source de ce pic. Il est possible de quantifier ces informations en comparant les intensités des rayons X caractéristiques de chaque élément présent dans l'échantillon, à l'intensité des mêmes radiations émises par un témoin de référence.

Cette technique a été utilisée au cours de ce travail afin de déterminer la composition en éléments majeurs et mineurs:

- des inclusions magmatiques
- des olivines hôtes
- des minéraux dit "minéraux fils" qui ont cristallisé dans certaines inclusions magmatiques

Les analyses ont été réalisées à Clermont-Ferrand sur une CAMEBAX SX100. Les calibrations sont réalisées pour la plupart des éléments à partir de cristaux naturels ou artificiels de compositions connues. Le soufre et le chlore quant à eux sont calibrés respectivement à partir d'un fragment de verre basaltique (Métrich et Clocchiatti, 1996) et d'une obsidienne trachytique (Métrich et Rutherford, 1992). Ces standards servent également de verres étalons et sont analysés régulièrement au cours d'une session d'analyse.

Les conditions analytiques varient selon le type de matériel analysé (minéraux ou verre) et selon la composition de l'échantillon; elles sont présentées dans le tableau 1.

Inclusions piégées dans les olivines des scories

Cristal analyseur	TAP	PET	LPET	LIF
15 kV, 8 nA, 5 µm	Na ₁₀	Ca ₂₀	K ₂₀	Fe ₄₀
	Mg ₁₀		Ti ₂₀	
	Si ₁₀			
	Al ₁₀			
15 kV, 30 nA, 5 µm		P ₅₀	Cl ₅₀	S ₅₀

Inclusions piégées dans les olivines des nodules

Cristal analyseur	TAP	PET	LPET	LIF
15 kV, 6 nA, ponctuel	Na ₁₀	Ti ₁₀₀	K ₁₀	Fe ₁₀₀
	Si ₁₀		Ca ₁₀	
	Al ₁₀		Cl ₈₀	
	Mg ₇₀			

Traversées Inclusion magmatique - Olivine pas de 0,5 µm

Cristal analyseur	TAP	PET	LLIF	LIF
15 kV, 8nA, ponctuel	Mg ₁₀₀	K ₁₅	Fe ₁₀₀	Na ₁₀
		Ca ₁₅		Si ₁₀
		Ti ₁₅		Al ₂₀
		P ₂₀		

Olivines hôtes

Cristal analyseur	TAP	PET	LPET	LIF
15 kV, 8 nA, ponctuel	Na ₁₀	Ca ₄₀	K ₁₀	Fe ₂₀
	Mg ₁₀		Ti ₃₀	Mn ₂₀
	Si ₁₀			
	Al ₁₀			
15 kV, 30 nA, ponctuel				Ni ₅₀

Minéraux fils

Cristal analyseur	TAP	LIF	LPET	TAP
15 kV, 15 nA, ponctuel	Na ₁₀	Fe ₁₀	K ₁₀	Si ₁₀
	Mg ₁₀	Mn ₁₀	Ca ₁₀	Al ₁₀
			Ti ₁₀	

tableau1: Détail des conditions analytiques utilisées à la microsonde électronique pour l'analyse des inclusions magmatiques, des olivines hôtes et des minéraux-fils (les chiffres en indice au niveau des éléments analysés correspondent au temps de comptage de ces éléments, en secondes)

La tension d'accélération du faisceau incident est de 15 kV. Pour les analyses de verre, le sodium est analysé en premier afin de limiter la perte de cet élément.

Les inclusions magmatiques piégées dans les olivines des scories ont une taille suffisante pour permettre la défocalisation du faisceau à 5µm de diamètre, ce qui limite encore plus la perte en sodium. Chaque analyse est réalisée dans la mesure du possible au cœur de l'inclusion, (c'est-à-dire là où l'échantillon est le plus épais) et est doublée, voire triplée. Les analyses des éléments dits "mineurs" (Cl, S, P) sont effectuées avec une intensité plus importante et donc réalisées en dernier pour ne pas abîmer le verre trop rapidement.

La petite taille des inclusions magmatiques piégées dans les olivines des nodules (<10µm) oblige une analyse en mode ponctuel d'où la difficulté d'obtenir une analyse correcte et la nécessité de diminuer l'intensité du courant.

Les traversées verre-inclusion ont été effectuées en mode différé avec un pas de 0,5 µm ce qui permet de lisser le profil et donc de mieux repérer la limite verre-inclusion. Pour ce type d'analyse, les éléments mineurs (Cl, S, P, Ni) n'ont pas été mesurés car notre attention s'est portée essentiellement sur le fer et le magnésium.

La spéciation du soufre a été calculée en mesurant la déviation du pic du soufre par rapport à un standard, d'après la méthode de Jugo et al. (2005). Les conditions analytiques sont les mêmes que celles utilisées par les auteurs de la méthode. Les standards pour la position des pics "sulfate" et "sulfure" sont respectivement une barytine et une sphalérite. L'intensité du pic est mesurée avec une tension d'accélération de 15kV, un courant de 60 nA, un faisceau défocalisé à 5µm, pour un temps de comptage de 100s. Pour une inclusion donnée, la mesure a été effectuée 2 voire 3 fois.

1. L'erreur interne et l'erreur externe

L'erreur interne est calculée pour chaque élément et pour chaque analyse à partir de méthodes statistiques décrites par Ancy et al. (1978). Ces calculs sont dépendants du nombre total de coups et de la durée de comptage sur à la fois le pic et le bruit de fond de l'échantillon ainsi que sur le pic et le bruit de fond du standard (tableau2).

La reproductibilité (ou erreur externe) des analyses, quant à elle, est calculée à partir d'analyses répétées au cours d'une même session sur les verres étalons; la plupart des erreurs externes sont calculées à partir d'analyses répétées sur le standard Alvin, sauf pour celles de K₂O, P₂O₅ et Cl, qui sont calculées à partir du standard CFA (tableau2).

	Scories		Nodules
	Erreur interne	Erreur interne	Erreur externe
Si	1	1	0,5
Ti	3	12,5	1,5
Al	2	2	0,5
Fe	5	8,5	1,5
Mg	3,5	2	4
Ca	2	2	2
Na	6	3,5	1,5
K	3	7	0,5
P	6	-	4,5
Cl	5	4	4,5
S	7,5	-	7

tableau2: Erreurs internes et externes calculées (en %) pour les analyses de verres piégés dans des olivines des scories et des nodules

2. Limites de détection

Les limites de détection pour chaque élément sont également déterminées de manière statistique. Ces valeurs dépendent de plusieurs paramètres pour un élément n:

- la concentration du standard
- le nombre de coups par seconde sur le standard et le bruit de fond
- le temps de comptage de cet élément sur l'échantillon et du bruit de fond

Pour tous les éléments analysés dans les inclusions magmatiques, on peut constater que les concentrations obtenues sont largement au-dessus des limites de détection (tableau 3).

limites de détection	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cl	S
	0,06	0,02	0,05	0,45	0,06	0,11	0,10	0,02	0,02	0,01	0,02

tableau 3: Limites de détection (en %) calculées pour les analyses de verres à la microsonde électronique

II. LE MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB)

Le Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand est doté d'un MEB de type JEOL 5910 LV équipé d'un système d'acquisition du spectre en Energie (EDS). Cet instrument est principalement utilisé en imagerie car il permet d'observer à très fort grossissement. Néanmoins, le microanalyseur EDS, couplé à un logiciel d'acquisition et de traitement des données (Spirit), permet de faire essentiellement des analyses semi-quantitatives ou qualitatives, mais des analyses quantitatives précises peuvent être effectuées grâce à l'acquisition de spectres de standards. C'est ce dernier aspect qui nous a intéressés dans le cadre de cette étude. En effet, le MEB a été utilisé pour déterminer la teneur en SiO₂, FeO et MgO des olivines afin de connaître leur teneur en forstérite.

Ces analyses sont utiles pour avoir une idée rapide de la gamme d'olivine dont on dispose et donc de sélectionner les inclusions en fonction. Cependant, les olivines retenues pour une étude approfondie seront aussi analysées à la microsonde électronique.

Les conditions analytiques, lors de l'acquisition du spectre EDS sont les suivantes: une tension d'accélération de 15 kV, une distance de travail (WD) de 19 mm, et un temps d'acquisition de 100 secondes. Le standard utilisé est une olivine gemme. La figure suivante présente quelques-unes des analyses d'olivines de la Chaîne des Puys obtenues en analyse EDS comparées avec leurs analyses à la microsonde; on peut remarquer que l'approche réalisée au MEB est quasi aussi précise qu'à la microsonde électronique, et permet une bonne approche du Mg# ($Mg\# = 100 * Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$) des olivines hôtes (figure 35).

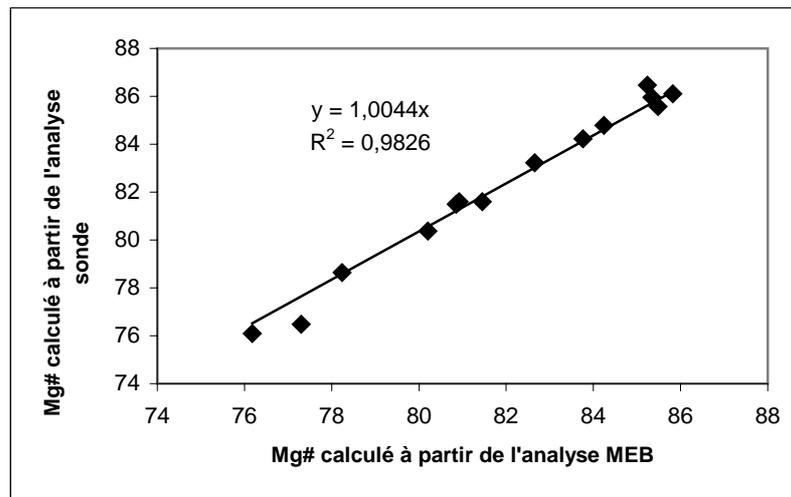


figure 35: Comparaison des Mg# des olivines analysées à la fois au MEB et à la fois à la microsonde électronique; on peut noter une bonne corrélation entre les deux valeurs

III. LA SPECTROMETRIE DE MASSE D'IONS SECONDAIRES (SIMS) OU MICROSONDE IONIQUE

La spectrométrie d'émission d'ions secondaires permet la caractérisation de la distribution spatiale et de la concentration des éléments dans une grande gamme de matériaux. Cette méthode est particulièrement intéressante pour sa possibilité d'analyser tous les éléments, quel que soit leur numéro atomique. Cette technique permet de localiser des éléments très légers, comme Li, B, H, inaccessibles ou difficiles à détecter par microsonde électronique. Tous ces éléments peuvent être analysés avec des limites de détection variant du ppm au ppb. La microsonde ionique opère par enlèvement de matière. Le problème de la microsonde ionique est que c'est une méthode d'analyse qui est destructrice (lors d'une analyse une quantité d'échantillon de l'ordre du ng est ablatée). De plus, la préparation de nos échantillons nécessite une attention particulière puisque les inclusions (déjà engluées individuellement dans des petits plots de laiton) doivent être non seulement rassemblées dans des plots de résine de 1 pouce de diamètre, mais surtout (contrairement à la microsonde électronique) au même niveau, sur une même horizontale.

Un faisceau d'ions primaires, de quelques keV d'énergie bombarde la surface de l'échantillon et l'ablate. Lors du processus "d'ablation" de l'échantillon par ce faisceau primaire, des particules (ions, particules mono- et poly-atomiques, électrons, photons) sont arrachées. Elles forment alors le faisceau secondaire qui est constitué d'espèces positives, négatives et neutres, avec pour chacune une énergie intrinsèque propre. Ces "ions secondaires", positifs ou négatifs, ont des rapports masse/charge qui sont caractéristiques des éléments. Leur analyse par un spectromètre de masse

permet de connaître la nature des éléments à la surface et éventuellement d'en déterminer la concentration, sans qu'il y ait de limitation pour les éléments légers.

La microsonde ionique a été utilisée dans cette étude dans le but de caractériser la composition en éléments en traces des inclusions magmatiques ainsi que des teneurs en eau. Les analyses ont été réalisées à l'Istituto di Geoscienze e Georisorse (CNR-IGG, Pavie, Italie) par L. Ottolini sur un modèle CAMECA IMS 4f. La colonne d'ions primaires combine deux sources: un duoplasmatron produisant des ions O_2^+ et O^- et une source d'ion Cs^+ . Ce système permet de multiplier les taux d'ions secondaires positifs et négatifs, ce qui donne alors la possibilité de faire varier le faisceau d'ions primaires de plus de 200 μm à moins de 3 μm de diamètre en conservant une forte intensité de courant.

La partie d'optique électrostatique extrait et transporte les ions secondaires émis par l'échantillon en conservant leur relation spatiale. Cette partie va effectuer un filtrage en énergie des particules secondaires, puis le secteur électromagnétique va les séparer en fonction de leur masse atomique selon le principe utilisé pour les spectromètres de masse à source solide.

Les teneurs en éléments en traces de 21 inclusions magmatiques ont été mesurées à la microsonde ionique:

- 7 pour le Puy Chaumont (dont 3 inclusions homogénéisées)
- 4 pour le Puy de la Vache
- 3 pour le Puy des Trois Sols
- 7 pour le Puy Beaunit (dont 1 inclusion homogénéisée)

L'erreur interne sur les analyses en éléments en traces, pour chaque élément est présentée dans le tableau 4.

% Erreur		% Erreur	
Rb	25	Eu	10
Ba	10	Gd	10
Th	10	Dy	10
Nb	10	Y	10
La	10	Er	10
Ce	10	Yb	10
Nd	10	F	15
Sr	10	V	10
Sm	10	Cr	10
Zr	10	Sc	10

tableau 4: : Erreur interne (en %) sur les teneurs en éléments en traces des inclusions magmatiques mesurées à la SIMS

Les teneurs en H₂O et en F ont été estimées à la SIMS pour 11 inclusions magmatiques non homogénéisées:

- 4 pour le Puy Chaumont
- 4 pour le Puy de la Vache
- 3 pour le Puy des Trois Sols

Les conditions analytiques pour les analyses d'eau et de fluor sont les suivantes (L.Ottolini, comm. pers.): les signaux correspondant aux ions H⁺, ¹⁹F⁺ et ³⁰Si⁺ sont détectés par le multiplicateur d'électrons pour chaque série d'analyse; les temps d'acquisition sont de 20s pour H⁺, 30s pour F⁺ et 15s pour Si⁺ pour 5 cycles d'acquisition après 600s d'attente requise afin de s'assurer de l'homogénéité du signal. Les standards et les échantillons sont placés dans la chambre d'ablation qui est dégazée pendant une nuit. Avec de telles conditions expérimentales, le bruit de fond de H, mesuré sur un échantillon de quartz est très faible et correspond à une limite de détection pour H₂O de l'ordre de 0,009 % (en poids). Deux verres basaltiques sont utilisés comme standards pour calibrer H: CY82-29-1V (SiO₂=49,52 % (en poids); H₂O = 0,09 % (en poids)) et CLDR01-5V (SiO₂ = 50,43 % (en poids); H₂O=0,16 % (en poids)) (Ottolini et al., 1995). L'erreur relative sur le pourcentage massique de H₂O est estimée à ± 10%.

Les concentrations en fluor ont été obtenues selon la méthode développée par Ottolini et al. (1994). Une amphibole (Kaersutite Soda Springs, KSS) a été utilisée comme standard. L'erreur relative sur la concentration en fluor est estimée entre 10 et 15 %.

IV. ICP-MS À ABLATION LASER (LA-ICP-MS)

Cet appareil permet une analyse ponctuelle d'éléments en traces dans des échantillons solides. Il a été utilisé dans cette étude sur quelques inclusions magmatiques piégées dans des olivines des scories du Puy Beaunit. Toutes les analyses ont été réalisées au Laboratoire Magmas et Volcans, à Clermont-Ferrand, mais ne sont pas nombreuses en raison de la petitesse des inclusions par rapport au diamètre du faisceau (entre 50µm à 70µm).

L'échantillon est placé dans une cellule à ablation sans préparation préalable si ce n'est d'avoir les inclusions à l'affleurement. Le faisceau laser est émis dans l'infrarouge, mais sa fréquence est quadruplée pour pouvoir travailler dans l'ultraviolet ($\lambda=266\text{nm}$). Plusieurs paramètres peuvent être adaptés en fonction de l'échantillon à savoir le diamètre du faisceau, qui est ajusté selon le diamètre de l'inclusion, l'énergie du laser et sa fréquence de répétition.

Un flux d'argon traverse la cellule à ablation en continu, avec un débit d'environ 1 litre par minute. Il sert à transporter les particules de l'échantillon jusqu'à la torche à plasma d'Ar où les éléments sont ionisés. Les ions sont ensuite accélérés puis entraînés, sous vide, dans un spectromètre de masse. Les ions sélectionnés par l'opérateur sont triés par un quadripôle en fonction de leur rapport masse sur charge et sont collectés par un multiplicateur d'électrons.

Dans le cadre de ce travail, la fréquence du laser qui influe sur la vitesse d'ablation est de 4 Hz et le temps d'acquisition est de 120s. Le diamètre du faisceau laser varie de 40 à 80 μ m. Chaque série d'analyse commence par 2 mesures sur le standard NIST 612 et se termine par 2 mesures sur un basalte fondu sous forme d'un verre (BCR : Basalt of Columbia River) afin de vérifier la qualité des mesures. De plus, 2 mesures sur un standard (NIST 612) sont effectuées au début de la séance et à la fin, afin de corriger une éventuelle dérive du signal.

Partie C

TECHNIQUE EXPERIMENTALE: THERMOMETRIE OPTIQUE A HAUTE TEMPERATURE

Le but de cette étude expérimentale consiste à chauffer l'inclusion magmatique emprisonnée dans son minéral hôte jusqu'à sa température de piégeage (ou du moins de s'en rapprocher) afin d'inverser les processus qui ont généré des changements dans l'inclusion lors du refroidissement, à savoir: la cristallisation de minéraux-fils et/ou la dévitrification du verre, et la formation d'une bulle de rétraction thermique.

La thermométrie optique permet donc d'estimer la température de piégeage de l'inclusion étudiée. L'expérience est menée jusqu'à ce que le contenu de l'inclusion s'homogénéise en un liquide magmatique uniforme, tel qu'il a été piégé dans le cristal. En effet, au moment de la disparition de ce vide de retrait, le liquide silicaté piégé se retrouve dans des conditions physiques et chimiques relativement proches de celles qui existaient au moment de son piégeage.

Il existe deux techniques différentes pour homogénéiser un liquide silicaté piégé en inclusion.

La première consiste à placer le cristal contenant une inclusion dans une capsule de platine, elle-même placée dans un four à trempe verticale (Zapunny et al., 1988). Celle-ci est alors chauffée à une température pré-déterminée et maintenue à cette température un certain temps afin d'atteindre un équilibre chimique. La fugacité d'oxygène est contrôlée par un flux constant de gaz de composition connue (par exemple un flux de CO-CO₂ pour le tampon QFM). A la fin de l'expérience, la capsule de platine est trempée, afin d'éviter toute modification de l'inclusion homogénéisée, par la chute de l'échantillon dans un ballon d'eau. Cette technique ne nécessite pas de préparation de l'échantillon au préalable et permet d'en homogénéiser une grande quantité; néanmoins, on n'a pas un contrôle direct de ce qui se passe dans l'inclusion, et on n'observe donc pas les transitions de phase. Cette méthode est juste mentionnée dans ce mémoire mais ne sera pas utilisée au cours de cette étude.

La deuxième approche expérimentale, quant à elle, permet un contrôle visuel de l'échantillon tout au long de l'expérience. On utilise un four à 1 atmosphère, à fugacité d'oxygène contrôlée tel que l'a décrit Sobolev et al., (1980) (figure 36).

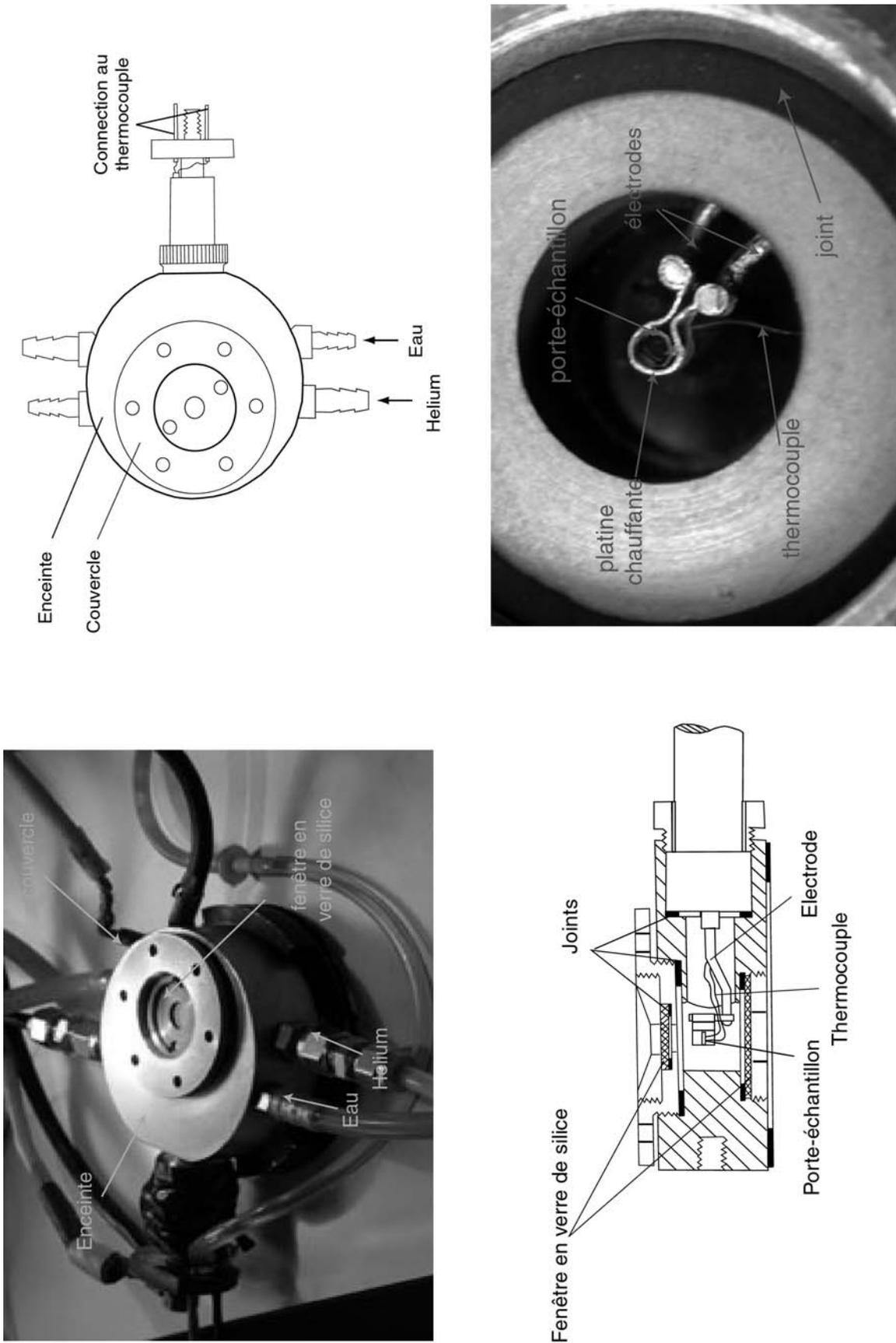


figure 36: Schéma général de la platine thermométrique

La platine chauffante est un cylindre métallique dont la base et le sommet sont occupés par deux ouvertures en verre de silice. Elle est adaptée sur un microscope ce qui permet le suivi optique de l'expérience. Deux électrodes en platine entrent dans ce cylindre et sont reliées à un four, en forme de tube, en Pt₉₀Rh₁₀, de 6 mm de long et 2 mm de diamètre, qui s'échauffe par conduction thermique. Les électrodes sont refroidies à l'extérieur de la platine par un circuit d'eau. A l'intérieur de ce four se trouve un anneau de platine de 0,7 mm de diamètre et 0,1 mm d'épaisseur, sur lequel on dispose l'échantillon. Ce porte-échantillon est associé à un thermocouple Pt-Pt₉₀Rh₁₀ qui permet de contrôler la température et qui est calibré grâce à des métaux précieux ou assemblages dont on connaît parfaitement le point de fusion (on prendra l'or pour cette étude).

Plus exactement le cristal est disposé dans la platine chauffante sur une petite lamelle généralement de même composition que l'échantillon afin de prévenir toute interaction chimique à haute température. Cette petite lamelle de 100 à 300 µm d'épaisseur permet également d'éviter que le cristal ne reste collé au porte-échantillon après fusion du verre matriciel qui entoure souvent le minéral. Il faut cependant noter que pour cette étude, les lamelles utilisées ne sont pas des lamelles d'olivine mais des lamelles de saphir, l'aluminium ne diffusant pas à travers l'olivine. Un flux d'hélium, préalablement purifié par passage sur du Zr chauffé à 700°C, traverse la platine et maintient la fugacité d'oxygène à 10⁻¹⁰-10⁻⁹ atm à 1200°C; ceci évite l'oxydation du minéral hôte à haute température et, en raison de la forte conductivité thermique de l'hélium (3.63 mW.cm⁻¹.K⁻¹), augmente la vitesse de refroidissement au moment de la trempe de l'échantillon.

Pendant cette étude expérimentale, la température est contrôlée grâce à des étalonnages à l'aide du point de fusion de l'or (T[°]f=1064°C). Les cristaux d'olivine, polis sur les deux faces, sont souvent épais (de quelques centaines de micromètres à 1 millimètre). Ainsi, pour chaque expérience, un morceau d'or a été déposé directement sur la lamelle afin d'estimer la température à la base de l'olivine (O1), et un deuxième fragment sur la surface du minéral (O2) (figure 37).

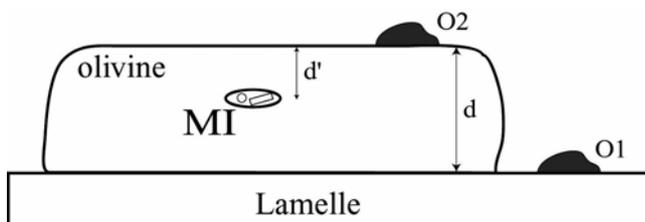


figure 37: Schéma illustrant la technique utilisée pour estimer la différence de température entre la base de l'olivine et sa surface.

On a effectivement constaté que la différence de température (ΔT) entre la base de l'olivine et sa surface pouvait varier de manière importante avec l'épaisseur de ce minéral (figure 38). Ainsi,

la température à laquelle se trouve l'inclusion magmatique correspond à une température intermédiaire entre celle de la base et celle de la surface du minéral hôte.

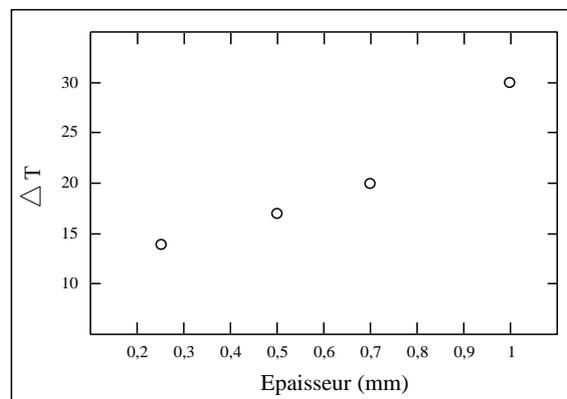


figure 38: Ecart de température (ΔT) entre la base de l'olivine et sa surface en fonction de l'épaisseur de ce minéral, lors d'expérience de thermométrie optique.

Les distances d et d' ne pouvant être évaluées précisément (figure 37), on a estimé l'isotherme 1064°C de l'inclusion magmatique à la moyenne des températures obtenues pour la fusion des deux points d'or.

Il convient également de s'assurer qu'il n'existe pas ou de façon négligeable de gradient horizontal sur la lamelle de saphir. Pour ceci, plusieurs fragments d'or sont déposés sur la lamelle de saphir, et chauffés dans des conditions relativement semblables aux conditions expérimentales. L'écart de température enregistré par la fusion successive des grains d'or est de l'ordre de 7°C sur la zone de travail, ce qui est compris dans l'incertitude de la mesure de la température ($\pm 10^{\circ}\text{C}$). On peut donc considérer le gradient horizontal de température, comme négligeable.

Des expériences de thermométrie optique ont donc été menées sur des inclusions magmatiques piégées dans des olivines des scories de quatre volcans étudiés. Le choix de l'inclusion est très important; en effet, il faut éviter celles qui sont trop proches de la surface et/ou voisines d'une fracture, pour ne pas favoriser la décrépitation des inclusions à haute température. De plus, si celles-ci sont cristallisées, il est préférable de choisir une inclusion qui présente au moins autant, voire plus de verre que de minéraux-fils afin de faciliter la fusion des minéraux.

Néanmoins la température d'homogénéisation d'une inclusion magmatique dépend d'un certain nombre de paramètres tels que la cinétique de fusion des phases cristallines et la diffusion des éléments volatils à l'intérieur de l'inclusion. Tout ceci est lié à la vitesse à laquelle on augmente la température, sachant que la vitesse optimale dépend de la taille de l'inclusion, de la viscosité du

liquide et de la nature du minéral hôte. Pour cette étude, l'augmentation de température ne se fait pas de manière linéaire (figure 39).

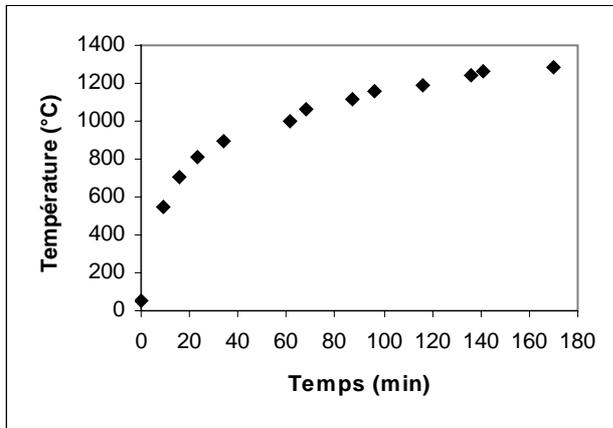


figure 39: Montée en température en fonction de la durée lors d'une expérience d'homogénéisation d'une inclusion magmatique.

En effet jusqu'à environ 800°C, c'est-à-dire la température de transition vitreuse, la température est augmentée très rapidement (30 à 50 °C/min). Après, la vitesse diminue nettement pour laisser le temps à l'inclusion de s'équilibrer. A la fusion du dernier germe cristallin, l'inclusion est trempée et l'expérience est terminée.

Partie D

PREPARATION DES ÉCHANTILLONS

I. EXTRACTION DES OLIVINES

Après échantillonnage, les scories sont broyées au broyeur à mâchoires. Une première phase de tri est effectuée à la batée, de manière à éliminer la fraction la plus légère c'est-à-dire, non seulement les particules fines, mais également les grains ne contenant que du verre trempé.

Après passage à l'étuve, l'échantillon est alors tamisé afin de sélectionner la fraction dont la taille des grains est comprise entre 0,5 et 1 mm. Cette taille est privilégiée car les grains sont assez gros pour pouvoir les manipuler sans matériel optique, et de taille inférieure au diamètre du porte-échantillon de la platine microthermométrique.

Les phases magnétiques sont enlevées grâce à un aimant à main, puis les olivines, les clinopyroxènes et les oxydes restants, sont séparés du reste de l'échantillon par la technique des liqueurs denses. La phase finale de la séparation minérale s'effectue sous une loupe binoculaire à l'aide de laquelle les olivines sont extraites une à une.

II. REALISATION DES LAMES DE MINERAUX ET ISOLATION DES CRISTAUX

Les olivines sont ensuite collées sur une lame de verre (80 à 120 olivines par lame) à l'aide d'un baume qui fond à basse température, ce qui nous permet de travailler sur plaque chauffante. Elles sont ensuite polies au carbure de silicium pour aplanir les cristaux, la finition s'effectuant avec des suspensions diamantées (6 μ m, 3 μ m et 1/4 μ m). Les olivines sont alors retournées une à une, puis polies sur l'autre face selon la même procédure.

Ce travail a été réalisé pour chacun des volcans étudiés, à raison de: 23 lames pour le Puy Beaunit, 23 lames pour le Puy Chaumont, 10 lames pour le Puy de la Vache, 6 lames pour le Puy des Trois Sols, 15 lames pour le Puy de la Taupe, 6 lames pour le Puy Paugnat.

Après une observation microscopique minutieuse, et pour chaque volcan, les olivines possédant une inclusion magmatique à l'affleurement (susceptible d'être analysée pour le verre ou pour ses minéraux-fils) sont mises à part sur une lame de verre. En revanche, les olivines possédant une inclusion dans l'épaisseur du minéral sont décollées et engluées à la surface d'un petit plot de laiton rempli de résine afin d'amener par polissage cette inclusion à l'affleurement.

CHAPITRE III

Echantillons et Minéraux hôtes

Partie A

ECHANTILLONNAGE

L'objectif principal de cette étude étant d'étudier le(s) magma(s) les plus primaires de la Chaîne des Puys à travers des inclusions magmatiques piégées dans des olivines, notre attention s'est donc focalisée sur les laves les plus basiques de cette province volcanique.

Deux types d'échantillons ont été utilisés au cours de cette étude: des échantillons pyroclastiques de type scories provenant de plusieurs cônes stromboliens de la Chaîne des Puys et des nodules mantelliques provenant du Puy Beaunit. L'échantillonnage proprement dit n'a été effectué que pour les scories, car nous disposions déjà au laboratoire d'un stock important d'enclaves mantelliques remontées par ce volcan.

I. CRITERES DE SELECTION DES ECHANTILLONS PYROCLASTIQUES

L'étude des inclusions vitreuses réclame l'utilisation d'un matériel refroidi le plus rapidement possible afin de limiter une éventuelle évolution lors du refroidissement des inclusions. C'est pour cette raison que l'échantillonnage s'est concentré sur les cônes de scories et non sur les coulées de lave de la Chaîne des Puys. Dans ces édifices, le faciès "bas de cône" a été privilégié au faciès "cœur de cône" exposé plus longtemps à des températures élevées et des conditions très oxydantes.

Le deuxième critère de sélection est une contrainte minéralogique. En effet, ce travail porte sur l'étude des inclusions vitreuses piégées dans des cristaux d'olivine. La paragenèse des produits de la Chaîne des Puys a déjà été étudiée auparavant (par exemple Foury, 1983) mais pour l'essentiel sur des échantillons de type "coulée". Or, malgré le caractère essentiellement monogénique des cônes de scories, certains édifices (le Puy Pariou par exemple) ont une histoire plus complexe constituée de plusieurs phases chimiquement et pétrologiquement différentes de la coulée émise. Ainsi, les études pétrologiques antérieures n'ont parfois pu être utilisées qu'à titre indicatif.

L'échantillonnage s'est orienté vers les volcans dont les produits sont les moins évolués, afin d'obtenir des olivines les plus primitives possibles pour pouvoir, à travers les inclusions vitreuses, approcher la composition du magma primaire. Dans un deuxième temps, la campagne d'échantillonnage s'est élargie vers des édifices moins basiques afin de pouvoir suivre l'évolution des liquides piégés dans les olivines au cours de la différenciation magmatique.

Enfin, le dernier impératif est de s'affranchir d'un éventuel effet de saupoudrage. En effet, les échantillons doivent être récoltés "frais", c'est-à-dire le moins altéré possible, et surtout doivent appartenir à l'édifice volcanique qu'on échantillonne. Or, les cônes de scories de la Chaîne des Puys sont très proches les uns des autres et ceux issus d'une éruption puissante ont pu saupoudrer les volcans voisins; c'est le cas, par exemple des Puys de La Vache et de Lassolas qui ont émis des produits sur la plupart des édifices septentrionaux. Or dans la Chaîne des Puys, on trouve quelques exploitations de scories abandonnées, parfois encore en activité, ce qui a permis de s'affranchir de ce problème pour certains édifices et de prélever les produits volcaniques "en profondeur" dans les carrières. Mais ceci n'a seulement été possible que pour un petit nombre de cônes, donc l'échantillonnage s'est étendu, dans la mesure du possible, aux talus profonds des chemins ou directement sur les flancs du volcan.

II. LES TYPES D'ECHANTILLONS ETUDIÉS

1. Les échantillons pyroclastiques (scories)

Au total, un peu plus d'une vingtaine de cônes de scories a été échantillonnée dans la Chaîne des Puys (figure 40). Après séparation minérale, des cristaux d'olivine ont été retrouvés dans seulement une dizaine de volcans prélevés aussi bien en carrière que dans les talus profonds ou sur les flancs des volcans. Le détail de l'échantillonnage est présenté en Annexe I.

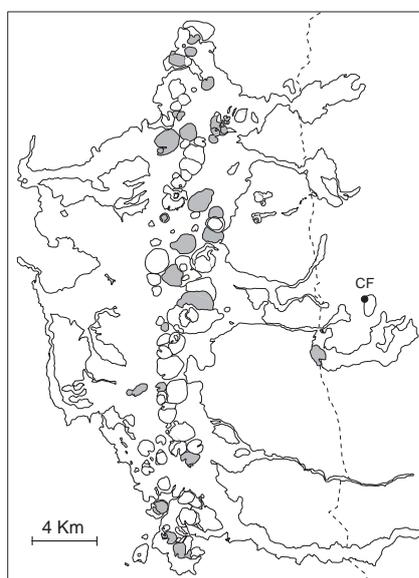


figure 40: Carte schématique de la Chaîne des Puys. La faille bordière de la Limagne est en pointillée, la ville de Clermont-Ferrand (CF) correspond au point noir. Les Puys échantillonnés sont colorés en gris.

Des lames de minéraux ont été réalisées pour chaque volcan, afin de connaître la composition chimique des cristaux d'olivine et d'évaluer la quantité et la qualité des inclusions magmatiques. Une fois ces minéraux analysés, il s'est avéré non seulement que les olivines les plus primitives

avaient des Mg# qui n'excédaient pas 85-86 mais que l'on couvrait une grande gamme de composition (figure 41), de Mg# 74 à 86.

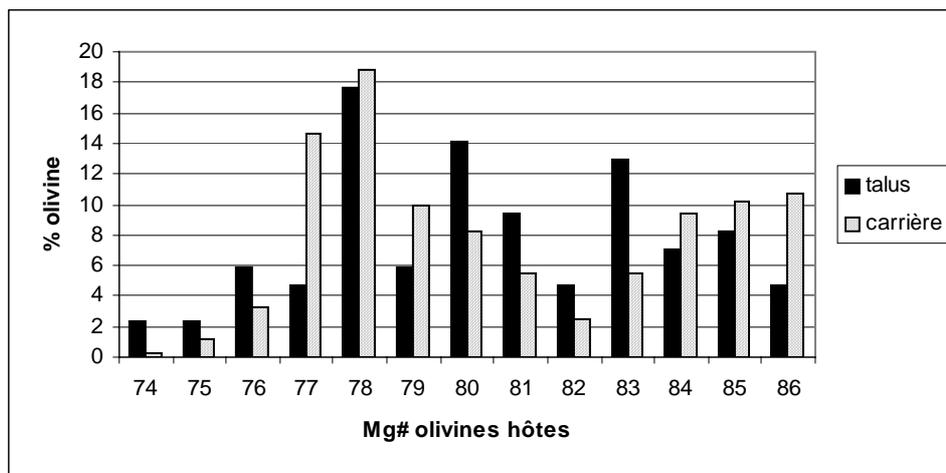


figure 41: Pourcentage d'olivines obtenu pour chaque valeur de Mg#; on distingue les olivines extraites des échantillons prélevés dans des carrières des olivines extraites des échantillons prélevés sur des chemins.

On peut remarquer sur la figure 41, que les échantillons prélevés en carrière, donc à priori affranchis du problème de saupoudrage, couvrent toute la gamme de composition des olivines de la Chaîne des Puys; de plus, le plus grand nombre d'olivines magnésiennes (Mg#₈₄₋₈₆) ayant été trouvés dans les échantillons de carrière, ils ont donc été préférés aux autres échantillons. Une exception a cependant été faite pour le Puy Chaumont (échantillonné en talus) car de toutes les coulées de lave analysées, celle du Puy Chaumont avait une composition des plus basiques.

Cependant, tous les échantillons ne sont pas équivalents en ce qui concerne la qualité et la quantité d'inclusions magmatiques piégées dans les olivines. En effet, après observation microscopique, les olivines de seulement six volcans possédaient des inclusions magmatiques en nombre important et de taille suffisante (> 20 µm), et ont donc été retenues pour une étude plus poussée.

Ces volcans sont:

- le Puy Beaunit
- le Puy Chaumont
- le Puy de la Taupe
- le Puy Pagnat
- le Puy des Trois Sols
- le Puy de la Vache

2. Les échantillons de type nodule

Ces échantillons n'ont été collectés qu'au Puy Beaunit par D. Laporte. En effet, ce volcan présente la particularité d'avoir remonté à la surface une grande quantité et une grande variété de xenolites crustaux et mantelliques. Cette richesse est reconnue depuis longtemps (Brousse et Rudel, 1964), si bien que ce gisement sert souvent d'approche à l'étude de la lithosphère mantellique sous-continentale du Massif Central (par exemple Downes et Dupuy, 1987; Lenoir et al., 2000).

Une grande variété de xénolites a été décrite:

- ceux issus de la croûte supérieure: granite et gneiss
- ceux issus de la croûte inférieure: granulites mafiques et felsiques
- ceux issus du manteau lithosphérique

Pour notre étude, seuls les échantillons mantelliques s.s. nous intéressaient et le nodule de péridotite étudié a été choisi après une observation microscopique détaillée, en fonction de la qualité des inclusions magmatiques (quantité, taille, à l'affleurement ou non...).

Partie B**LES VOLCANS ETUDIÉS**

Sur la vingtaine de volcans échantillonnés, seuls six édifices ont été retenus pour une étude plus poussée (figure 42).

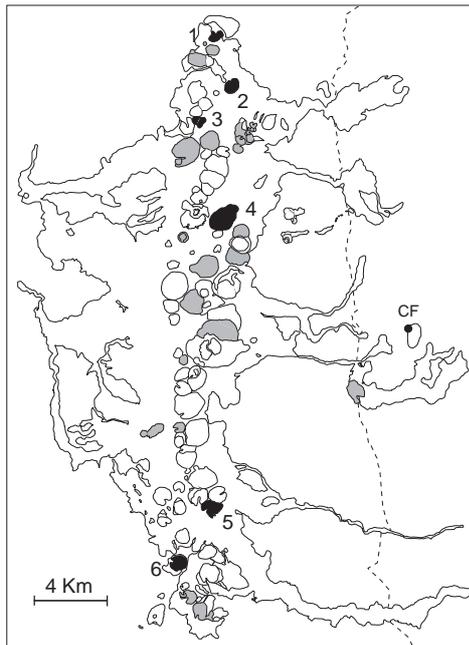


figure 42: Carte schématique de la Chaîne des Puys. La faille bordière de la Limagne est en pointillés, la ville de Clermont-Ferrand (CF) correspond au point noir. Les Puys seulement échantillonnés sont colorés en gris, les Puys sélectionnés pour l'étude sont en noir et numérotés de 1 à 6.

Le Puy Beaunit (1), le Puy Paugnat (2) et le Puy des Trois Sols (3) sont situés dans la partie nord de la Chaîne des Puys, le Puy Chaumont (4) dans la partie centrale et enfin, le Puy de la Vache (5) et le Puy de la Taupe (6) sont situés au Sud de la Chaîne des Puys.

I. LES VOLCANS SEPTENTRIONAUX**1. Le Puy Beaunit (1)**

Situé à l'extrémité Nord de la Chaîne des Puys, le Puy Beaunit est le plus vaste maar de cette chaîne. Cet édifice volcanique a été daté par thermoluminescence à 54 000 ans (± 7000 ans) (Boivin et al, 2004).

Il est bordé dans sa partie nord d'un anneau pyroclastique et de trois cônes stromboliens qui constituent le Puy Gonnard, dans sa partie sud-est (figure 43). Le cratère est rempli par des dépôts lacustres qui sont en partie recouverts par les coulées du Puy Thiollet ou Puy de Verrières.

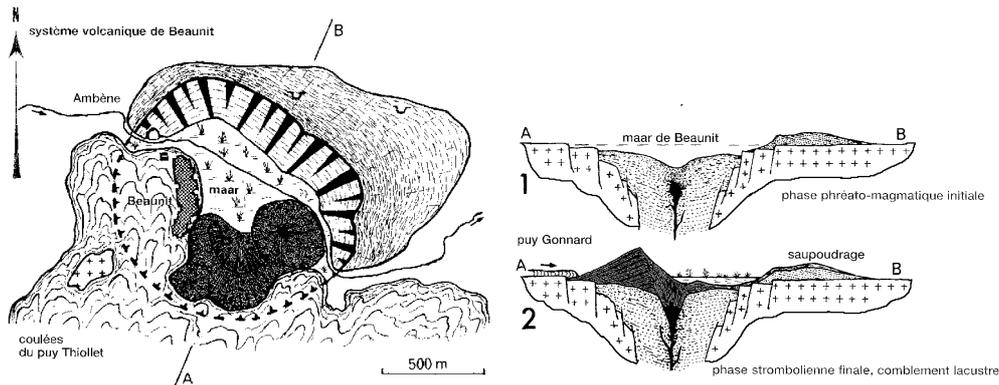


figure 43: Cadre géologique de l'ensemble volcanique de Beaunit et coupes NE-SO détaillant les étapes de formation de ce volcan (extrait de Boivin et al., 2004)

L'activité phréatomagmatique, favorisée par la présence du ruisseau "Ambène", a tout d'abord entaillé profondément le socle granitique. Le cratère a ensuite commencé à être comblé par les dépôts phréatomagmatiques qui forment également le croissant de projections qui frange le cratère sur la moitié Nord. Puis, l'apport d'eau dans la cheminée a décréu et l'activité éruptive évolue vers une phase plus strombolienne correspondant à l'édification du Puy Gonnard dans le cratère initial.

Le Puy Beaunit correspond au sens strict à l'édifice phréatomagmatique. Cependant, au cours de cette étude, nous désignerons aussi par ce nom les produits stromboliens. Nous nous permettons cet abus de langage, car nous sommes en présence de la même éruption qui a évolué au cours du temps. Les scories ont été prélevées dans la carrière située au Sud-Ouest du Puy Gonnard.

2. Le Puy Paugnat (2)

Situé à 3 km environ au Sud-Est du Puy Beaunit, cet édifice volcanique est un cône strombolien typique à cratère légèrement égueulé vers le Nord. Sa coulée a été datée par thermoluminescence sur feldspaths à 30500 ans (± 7000 ans) (Guérin, 1983). Largement entaillé dans ses flancs par des exploitations de scories, l'échantillonnage a donc été facilité; les scories ont été collectées dans la carrière située à l'extrémité nord du volcan (figure 44).

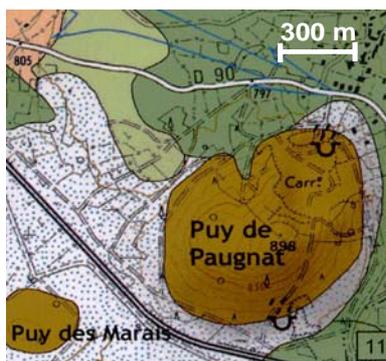


figure 44: Extrait de la 4^e édition de la carte géologique de la Chaîne des Puy au 1:25000e

3. Le Puy des Trois Sols ou de Tressous (3)

Le Puy des Trois Sols est formé de trois cônes stromboliens. Le plus occidental, qui est également le plus imposant, est égueulé vers le nord-ouest. Il est installé dans un cratère de maar dont on observe les dépôts au sud-ouest (figure 45). Aucune datation n'est disponible pour ce volcan.

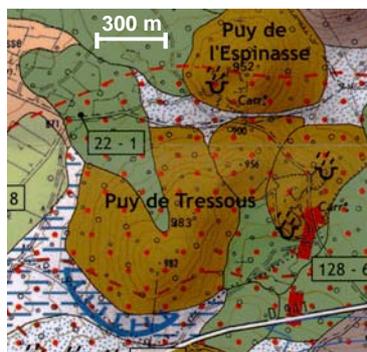


figure 45: Extrait de la 4e édition de la carte géologique de la Chaîne des Puys au 1:25000e

Les produits scoriacés utilisés pour cette étude ont été échantillonnés dans la carrière (non exploitée aujourd'hui) située au nord-est du cône oriental.

II. LE VOLCAN CENTRAL: LE PUY CHAUMONT (4)

Situé plus au centre de la Chaîne des Puys, à 5 km environ au nord du Puy de Dôme, le Puy Chaumont est un cône strombolien classique (figure 46). Dépouvu de carrière, l'échantillonnage (en talus) a pu être possible grâce aux nombreux chemins qui le sillonnent.

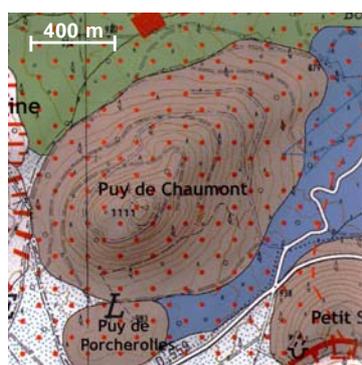


figure 46: Extrait de la 4e édition de la carte géologique de la Chaîne des Puys au 1:25000e

Aucune datation n'est disponible pour ce volcan.

III. LES VOLCANS MERIDIONAUX

1. Le Puy de la Vache (5)

Le Puy de la Vache est un cône strombolien, contemporain d'un autre volcan: le Puy de Lassolas. Ces puys jumeaux présentent la particularité d'être égueulés vers le sud, et d'être accompagnés chacun par un petit cône adventif (figure 47).

Le Puy de la Vache est l'un des derniers nés de la Chaîne des Puys (au sens strict). En effet, plusieurs datations effectuées à la fois par radiocarbone et par thermoluminescence ont abouti à un âge moyen de 8300 ans (± 130 ans) (Boivin et al., 2004)

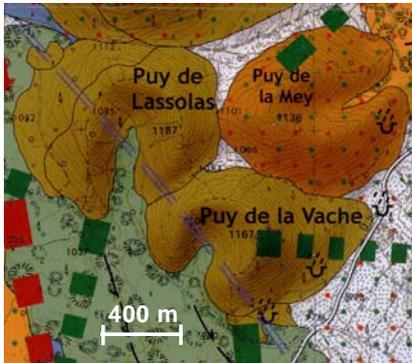


figure 47: Extrait de la 4e édition de la carte géologique de la Chaîne des Puys au 1:25000e

Les échantillons de scorie ont été prélevés dans la carrière sud-est ouverte dans le cône adventif du Puy de la Vache.

2. Le Puy de la Taupe ou Puy de la Toupe (6)

Petit cône strombolien régulier, le Puy de la Taupe est le volcan le plus méridional retenu pour cette étude. Exploité aujourd'hui pour ses scories, l'échantillonnage a donc été facilité et effectué essentiellement dans la carrière sommitale (figure 48).

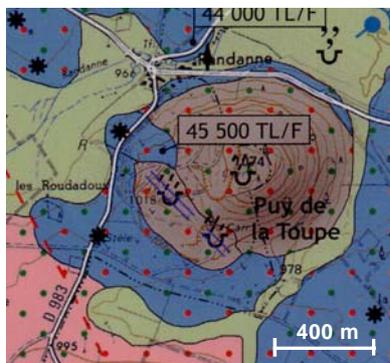


figure 48: Extrait de la 4e édition de la carte géologique de la Chaîne des Puys au 1:25000e

Ce volcan a été daté à 45500 ans (± 7000 ans) par thermoluminescence sur feldspaths (Guérin, 1983).

Partie C

ETUDE PETROGRAPHIQUE DES DIFFERENTS VOLCANS

Des lames minces ont été réalisées à partir de nos échantillons scoriacés, afin d'observer la forme des cristaux d'olivine. En effet, nous avons vu au chapitre précédent que la morphologie des olivines permet de remonter à la cinétique de croissance de ces minéraux et par conséquent au mode de piégeage des inclusions magmatiques à l'intérieur de ces minéraux (Faure et Schiano, 2005).

D'autre part, une étude pétrographique ayant déjà été réalisée sur des échantillons provenant de la (des) coulée(s) attribuée(s) à ces volcans (Foury, 1983), il est intéressant de comparer les assemblages minéralogiques.

I. LE PUY CHAUMONT

On observe une grande ressemblance entre la pétrographie des scories et de la coulée décrite par Foury (1983). Cet échantillon est constitué de phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène, répartis dans les mêmes proportions. Les olivines sont automorphes à sub-automorphes avec des tailles comprises entre 1 et 2 mm. Elles sont très fracturées et renferment des inclusions d'opaques. Les phénocristaux de clinopyroxène sont également automorphes, zonés et de taille très variable (de 1 à 4 mm). Les cristaux de plus grande taille correspondent à ceux décrits par Foury dans la lave: ils ont un coeur poecilitique (figure 49), renfermant (pour les minéraux identifiables à l'œil nu) des baguettes de plagioclase, du verre et parfois de l'olivine. Ce faciès a été interprété comme la déstabilisation de minéraux d'origine mantellique.

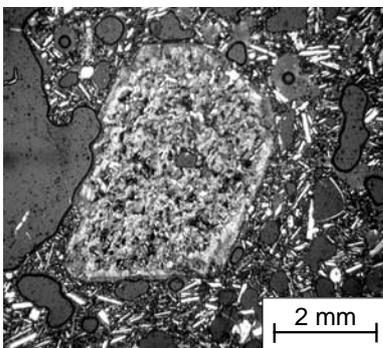


figure 49: phénocristal de clinopyroxène poecilitique zoné en LPA (Lumière Polarisée Analysée)

La mésostase, quant à elle, est constituée en majorité de baguettes de plagioclase mais on reconnaît également des petits cristaux d'olivine et de clinopyroxène.

II. LE PUY DE LA VACHE

Les phénocristaux sont représentés par du clinopyroxène et de l'olivine. Les premiers, de taille supérieure (2 à 3 mm), sont automorphes et présentent une zonation très marquée, avec une bordure de taille variable. Les phénocristaux d'olivine, quant à eux, sont également automorphes à sub-automorphes mais de taille légèrement inférieure (1 à 2 mm). Quand elles sont zonées, elles présentent une bordure très fine. Certaines montrent parfois quelques minéraux opaques en inclusion.

Comme l'échantillon précédent, la mésostase est constituée essentiellement de baguettes de plagioclase, mais l'olivine et le clinopyroxène (zoné) sont également identifiables, ainsi que de très nombreux opaques.

III. LE PUY DES TROIS SOLS

La proportion de phénocristaux est plus faible que dans les échantillons précédents, avec essentiellement du clinopyroxène, l'olivine étant moins abondante.

Les olivines ont des tailles comprises entre 1 et 2 mm et sont automorphes, avec souvent la présence de golfes (figure 50), témoins d'inclusions en cours de formation (Faure et Schiano, 2005).

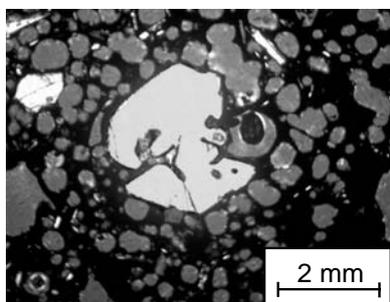


figure 50: Olivine automorphe (en LPA) présentant des golfes, un des mode de formation d'inclusions magmatiques

Les clinopyroxènes sont plus gros (2 à 3 mm), parfois zonés avec une très fine bordure. Certains sont même poecilitiques, emprisonnant dans leur cœur d'autres clinopyroxènes plus précoces.

La matrice est constituée en majorité de baguettes de plagioclase, avec des olivines et quelques clinopyroxènes.

L'échantillon de la coulée de lave du Puy des Trois Sols étudié par Foury (1983) a été classé comme appartenant au "groupe à amphibole", marquant la disparition de l'olivine en phénocristal. Cette description ne correspond donc en rien à ce que l'on peut observer dans nos échantillons de scories. Ceci s'explique simplement par le fait que le cône échantillonné ne correspond pas au cône émetteur de la coulée.

IV. LE PUY BEAUNIT

Cet échantillon est très différent des précédents car très hétérogène. En effet, des phénocristaux automorphes d'olivine sont observés mais ce n'est pas la phase cristalline principale. On observe aussi de gros amas d'orthopyroxènes zonés qui présentent une bordure réactionnelle; ceci témoigne d'un phénomène de déstabilisation de ces minéraux qui ne sont pas en équilibre avec la roche hôte (figure 51A) et qui seraient alors interprétés comme des xénocristaux d'origine mantellique. De la même manière, on peut trouver dans les scories de ce volcan, des cristaux de plagioclase (figure 51B) et de quartz qui présentent également des figures de déstabilisation; ces xénocristaux sont certainement d'origine crustale.

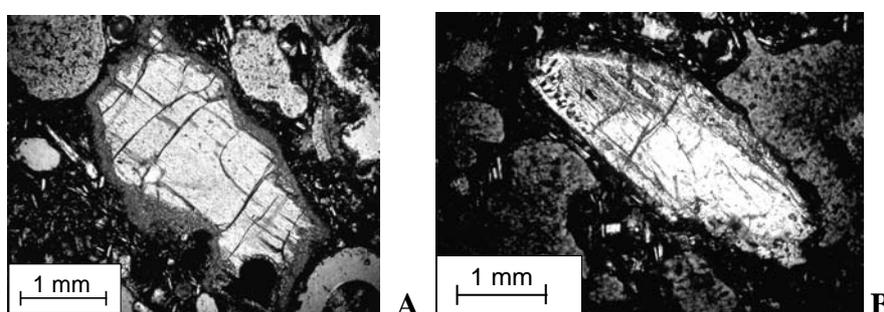


figure 51: Xénocristal d'orthopyroxène (en LPA) (A) affichant une couronne réactionnelle au contact de la matrice basaltique, et xénocristal de plagioclase (en LPA) (B) en cours de déstabilisation

La matrice est composée essentiellement de baguettes de plagioclase et de petites olivines.

V. LE PUY PAUGNAT

Cet échantillon se caractérise par la rareté de ses phénocristaux. En effet, seuls de rares pyroxènes automorphes de grande taille (3 mm) et quelques olivines automorphes plus petites (1 à 2 mm) sont observables.

La matrice, quant à elle, est constituée essentiellement de baguettes de plagioclase et d'olivine, les clinopyroxènes étant plus rares.

La rareté des phénocristaux dans nos échantillons de scorie ne correspond pas à la description pétrographique des échantillons de la coulée de lave (Foury, 1983) où l'olivine et le clinopyroxène sont présents en quantité non négligeable. Ainsi, nos observations sont certainement biaisées par le fait que les échantillons de scorie sont très vésiculés, les vacuoles représentant 85% environ de la lame; un échantillon plus dense ou un nombre de lames minces plus important serait nécessaire pour mieux appréhender le type de minéraux présents dans la roche.

VI. LE PUY DE LA TAUPE

Contrairement à l'échantillon précédent, celui-ci est très riche en phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine.

Les clinopyroxènes, en majorité dans l'échantillon, sont parfaitement automorphes et de grande taille (jusqu'à 4 mm). Ils sont fréquemment maclés (figure 52A) et presque systématiquement zonés (figure 52A et B), avec une bordure de taille variable mais souvent épaisse et un cœur soit automorphe soit aux contours émoussés. Ils renferment des opaques aussi bien dans la bordure que dans le cœur des phénocristaux.

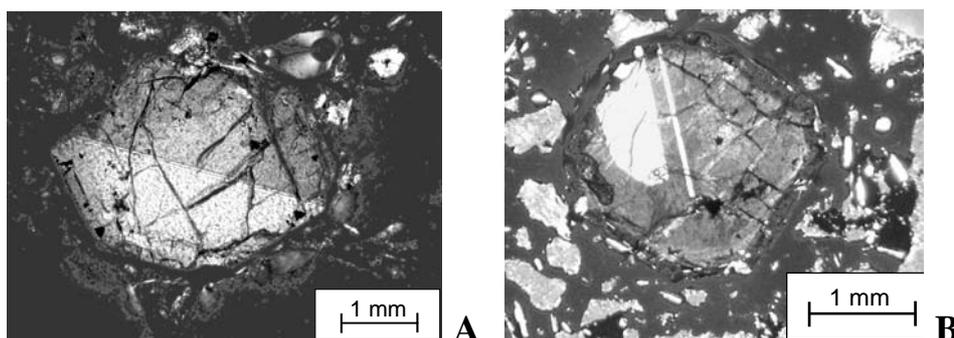


figure 52: Phénocristal en LPA de clinopyroxène maclé et zoné (A) et section basale en LPA d'un clinopyroxène zonée (B) avec en inclusion un autre clinopyroxène

Les olivines sont moins abondantes et de taille inférieure (1 à 2 mm). Ces phénocristaux sont automorphes et renferment des opaques dans leur cœur.

La matrice est constituée toujours en majorité de baguettes de plagioclase, accompagnés d'olivines et de clinopyroxènes, mais aussi de nombreux opaques.

Partie D

LES OLIVINES HOTES

L'objectif que nous nous sommes fixé nous a conduit à étudier plus en détail les compositions des olivines trouvées dans nos échantillons. Celles-ci contenant parfois des inclusions de spinelle, la relation entre ces deux minéraux sera également approfondie.

I. LES OLIVINES

Les olivines sont rencontrées dans deux contextes différents:

- en phénocristaux automorphes ou subautomorphes dans les scories des volcans étudiés
- dans les nodules de péridotite du Puy Beaunit

Leur composition varie de Mg# 86 à 74 ($Mg\# = 100 * \frac{Mg}{(Mg+Fe)}$) pour les olivines de scories, avec un pic pour les compositions les plus magnésiennes (figure 53). Quant aux olivines de nodule, leur composition est très homogène (Mg# 90-91) (figure 53).

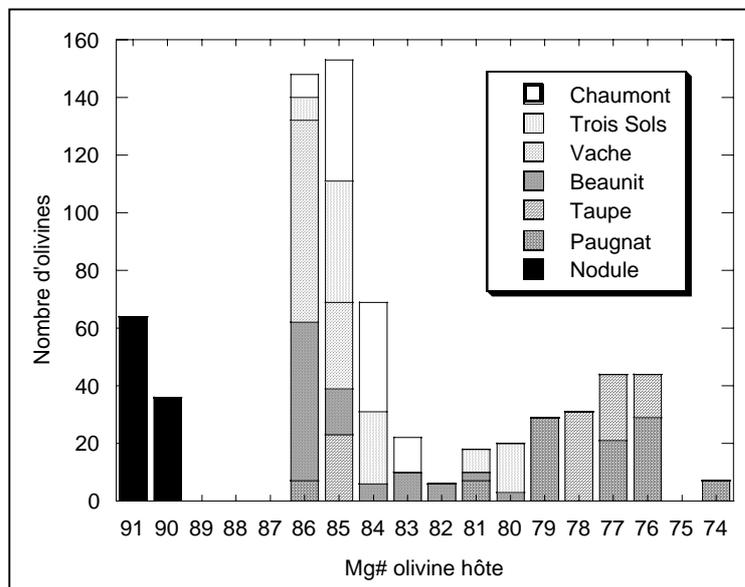


figure 53: Histogramme de la composition des olivines prélevées dans les scories des six volcans étudiés et dans un nodule du Puy Beaunit

Cette gamme de valeurs pour les olivines issues des échantillons scoriacés est en accord avec l'étude de Maury et al. (1980) basée sur des échantillons laviques; en effet ils constatent une augmentation de la teneur en fer des phénocristaux d'olivine dans l'ensemble de la série, où l'on

passer de Fo₈₇ à Fo₆₇ pour les termes les plus différenciés. Les phénocristaux d'olivine trouvés dans les échantillons les plus basaltiques ne sont pas des olivines primitives (Mg# ≈ 90). Villemant et al. (1980) propose un modèle qui met en jeu une première différenciation profonde dont aucun témoin n'est connu en surface.

Si on considère dans le détail chacun des volcans étudiés, la composition d'olivine majoritaire est:

- Mg#₈₄₋₈₅ pour le Puy Chaumont et le Puy des Trois Sols
- Mg#₈₅₋₈₆ pour le Puy de la Vache et le Puy Beaunit
- Mg#₇₇₋₇₈ pour le Puy de la Taupe
- Mg#₇₆₋₇₇ pour le Puy Paugnat

Les concentrations en NiO sont très dispersées, en liaison avec une importante erreur analytique (figure 54). Malgré cette dispersion, la chute des Mg# des olivines s'accompagne de celle en NiO.

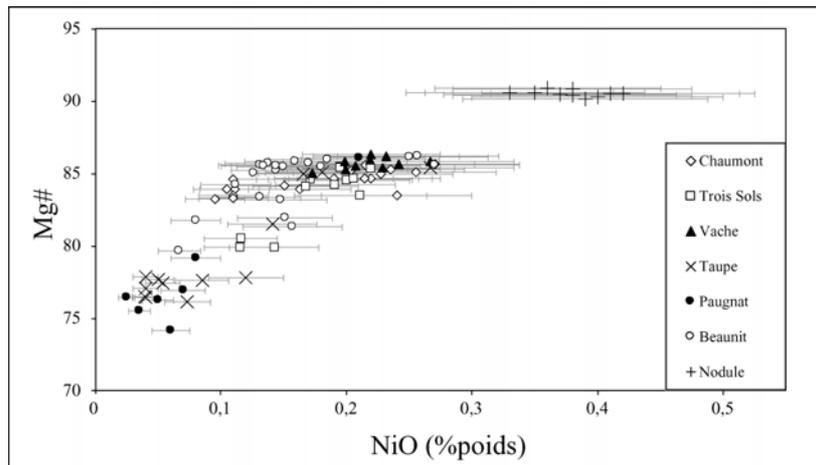


figure 54: Mg# des olivines de chaque volcan étudié et de l'échantillon mantellique en fonction de leurs teneurs en NiO

Les olivines étudiées affichent une large gamme de composition en CaO (figure 55), allant de valeurs quasi nulles à 0,35% (en poids). On remarque également que les deux contextes géologiques dont sont issus ces cristaux sont bien distincts et que leurs teneurs en calcium sont bien en accord avec la limite de 0,1% (en poids) fixée par Simkin et Smith (1970) pour délimiter les olivines mantelliques des phénocristaux.

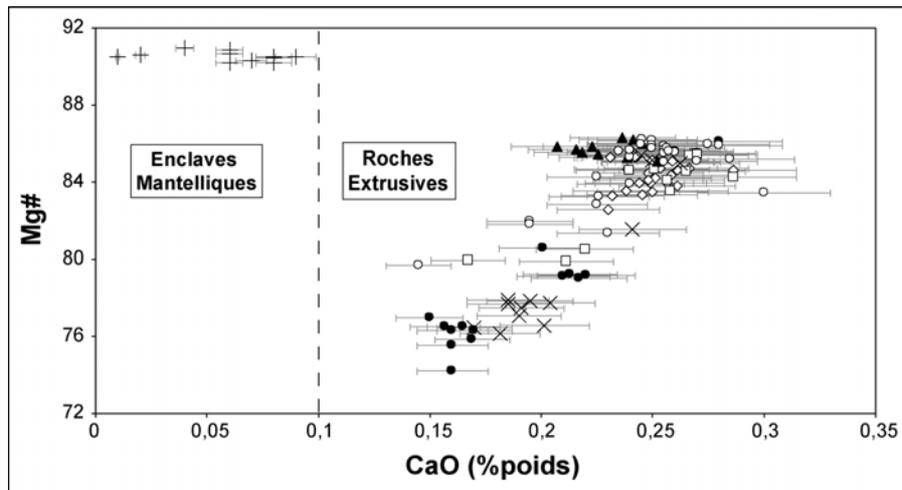


figure 55: Mg# des olivines de chaque volcan étudié et de l'échantillon mantellique en fonction de leur teneur en CaO. Une limite de 0,1% (en poids) de CaO a été reportée d'après l'étude de Simkin et Smith (1970) (même légende que figure 54)

Quant aux olivines issues des échantillons scoriacés, on remarque une bonne corrélation entre leur teneur en CaO et le Mg# de ces mêmes cristaux. En effet, la concentration en calcium des olivines des roches volcaniques est couplée à leur teneur en fer (Simkin et Smith, 1970) et donc au Mg#. Ceci est également en accord avec les travaux de Jurewicz et Watson (1988a) qui montrent que le K_D^{Ol-Liq} n'est pas affecté ni par la température ni par la fugacité d'oxygène, mais augmente avec la teneur en forstérite de l'olivine. Libourel (1999) a également montré que la concentration en CaO dans l'olivine dépendait aussi de la composition du liquide coexistant, et notamment de sa teneur en calcium. Or, on verra au chapitre suivant que les liquides piégés sous forme d'inclusion voient leurs teneurs en calcium diminuer quand le Mg# de l'olivine hôte diminue.

L'analyse des éléments en traces dans l'olivine, tels que le NiO et le CaO, permet de repérer d'éventuels cristaux xénolitiques. En effet, des olivines mantelliques se retrouvant en contact avec des liquides basaltiques plus pauvres en MgO et en NiO peuvent partiellement ou totalement se ré-équilibrer par diffusion. Comme le montrent les travaux de Jurewicz et Watson (1988a, 1988b), ces ré-équilibrages se font plus ou moins rapidement en fonction de l'oxyde considéré, celui du MgO étant l'un des plus rapides, contrairement au calcium. La question s'est posée notamment pour les olivines du Puy Beaunit car la présence de nombreux nodules mantelliques laisse croire à de possibles ré-équilibrations des olivines magnésiennes au contact du magma basaltique.

En ce qui concerne les teneurs en calcium, on observe une coupure très nette entre les olivines mantelliques et les phénocristaux; ceci suppose que s'il y a eu ré-équilibration de certains

xénocristaux, celle-ci est totale. D'après le modèle de Watson (1988a), si on considère des tailles minimales de grains d'olivines de 0,5 (0,5-1 mm étant la granulométrie choisie lors de la séparation des minéraux, cf. chapitre II), il faudrait laisser une olivine mantellique environ 10 ans dans une chambre magmatique pour qu'elle se ré-équilibre totalement avec le magma basaltique.

Ainsi les cristaux d'olivine analysés dans les échantillons scoriacés sont bien des phénocristaux et non des xénocristaux. Ce résultat est d'ailleurs confirmé non seulement par les teneurs en NiO de ces olivines (< 0,27 %) qui sont nettement inférieures à celles des olivines de nodule (> 0,33%), mais également par l'observation microscopique qui montre l'absence de "kink-band" ou de résorption partielle.

II. LES RELATIONS OLIVINE-SPINELLE

La présence de spinelle(s) chromifère(s) dans certaines olivines des volcans de la Chaîne des Puys, pourrait influencer la composition de ces minéraux hôte. En effet, la diffusion du fer et du magnésium dans ces deux minéraux étant loin d'être négligeable, on peut se demander si la composition des olivines hôtes analysées ne serait pas le résultat d'une ré-équilibration subsolidus par interdiffusion de magnésium et de fer. Les relations entre les olivines et les spinelles du Puy Beaunit et du Puy Chaumont sont donc considérées.

Il existe une relation linéaire entre le Mg# des spinelles et le Mg# de leur olivine hôte (figure 56). Les teneurs en fer et en magnésium de ces minéraux étant corrélées, il est donc possible qu'il y ait eu une ré-équilibration de composition entre ces deux minéraux, mais également qu'il y ait eu syn-cristallisation à l'équilibre d'olivine et de spinelle.

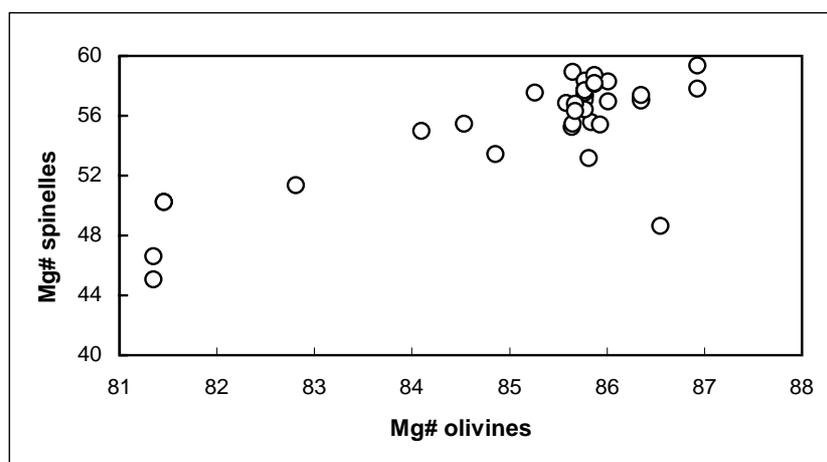


figure 56: Mg# des spinelles en fonction du Mg# de leurs olivines hôtes

Or, Li (1991) a montré qu'une ré-équilibration sub-solidus du fer et du magnésium n'implique pas seulement ces deux cations mais correspond à une substitution $MgAl_2 \leftrightarrow FeCr_2$ qui se réalise par échange de Cr, Al, Mg et Fe entre le spinelle et les autres phases (olivine, orthopyroxène ou clinopyroxène). L'évolution des Mg# des spinelles en fonction du Cr# permettrait donc de mettre en évidence un tel processus. En effet, dans ce cas là, on s'attend à observer une augmentation de la valeur du Cr# pour une diminution du Mg# des spinelles.

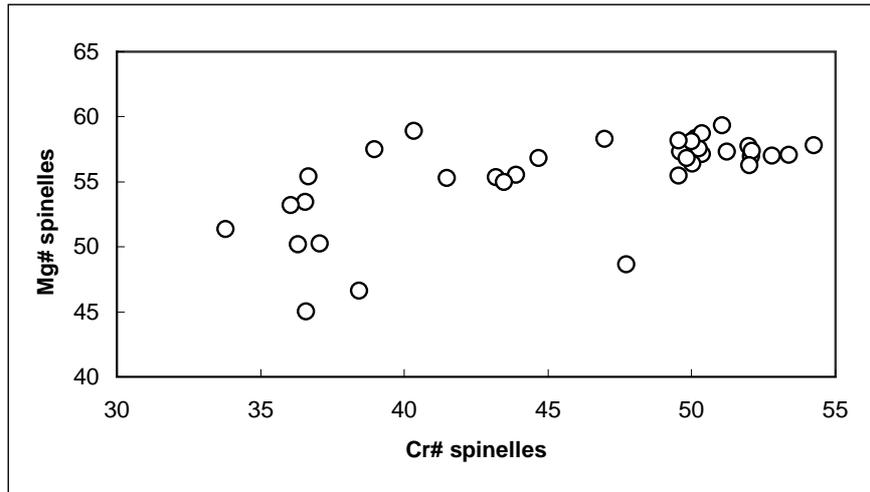


figure 57: Mg# en fonction du Cr# des spinelles en inclusion dans les olivines de nos échantillons.

La figure 57 nous montre que pour nos spinelles, il n'existe pas de relation de ce type entre ces deux grandeurs; on peut donc en conclure qu'il n'y a donc pas eu de ré-équilibrations importantes entre l'olivine et le spinelle.

Chapitre IV:

Minéraux Hôtes

et

Conditions de Piégeage

Partie A**DESCRIPTION DES INCLUSIONS**

Les inclusions magmatiques présentes dans les olivines des scories des six volcans sélectionnés pour l'étude ont des caractéristiques similaires. Seuls quelques détails diffèrent d'un volcan à l'autre.

Afin d'en faciliter la lecture et de limiter les descriptions répétitives, les caractéristiques de nos inclusions magmatiques seront reportées dans le tableau suivant.

	Puy Beaunit	Puy Chaumont	Puy des Trois Sols	Puy de la Vache	Puy de la Taupe	Puy Paugnat
Tailles	20 à 80 μm (50 μm)	30 à 80 μm (50 μm)	20 à 70 μm (40 μm)	20 à 80 μm (50 μm)	10 à 60 μm (40 μm)	20 à 50 μm (40 μm)
Vitreuses	40%	35%	40%	40%	30 %	25%
Dévitriifiées	15%	20%	30%	10%	30%	30%
Cristallisées	45%	45%	30%	50%	40 %	45%
Bulle de retrait	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui
Présence de Sulfures	Souvent	Parfois	Rarement	Rarement	Assez souvent	Rarement
Présence de spinnelle	Parfois	Parfois	Assez Souvent	Parfois	Souvent	Assez souvent
Forme en cristal négatif	Non	Non	Parfois	Non	Rarement	Rarement

tableau5: Caractéristiques des inclusions magmatiques piégées dans les olivines des scories des Puys Beaunit, Chaumont, des Trois Sols, de la Vache, de la Taupe et Paugnat

La gamme de taille des inclusions est indiquée pour chaque volcan avec, entre parenthèse, la taille moyenne.

Sur la totalité des inclusions observées pour chaque volcan, la proportion d'inclusions vitreuses, dévitrifiées et cristallisées est également estimée.

Ensuite, il nous a semblé nécessaire de préciser si ces inclusions présentaient une bulle de rétraction thermique ou non et la fréquence à laquelle on observe des billes de sulfure et/ou des spinelles.

Enfin, la forme des inclusions est précisée, sachant que si elles ne présentent pas une forme en cristal négatif, elles sont plutôt arrondies ou ovoïdes.

Partie B

MINERALOGIE DES INCLUSIONS

Toutes les inclusions magmatiques observées au cours de cette étude n'ont pas été trempées. Dans certaines, on peut observer la présence de phases additionnelles ("minéraux-fils") qui se sont formées lors d'un refroidissement plus lent (cf. chapitre II). Il a paru intéressant d'étudier les associations minérales des inclusions car le petit volume de liquide silicaté piégé peut, à certaines conditions, être assimilé à une micro-chambre magmatique dont l'évolution peut donner des indications sur le liquide silicaté initial.

Ainsi, cette partie consiste d'une part à décrire les caractéristiques pétrologiques de ces minéraux-fils et d'autre part à les confronter aux phases minérales observées macroscopiquement dans les laves de la Chaîne des Puys (base de donnée de P. Boivin, comm. pers.). Des analyses chimiques ponctuelles des minéraux-fils ont été effectuées sur des inclusions piégées dans des olivines provenant de deux volcans: le Puy Beaunit et le Puy Chaumont. Ces volcans ont été préférés pour plusieurs raisons:

- les compositions des olivines hôtes sont les plus primitives trouvées dans la Chaîne des Puys
- elles contiennent un grand nombre d'inclusions cristallisées
- elles contiennent des minéraux-fils bien développés qui facilitent l'analyse à la microsonde

I. LES OLIVINES

Le liquide silicaté, au moment du piégeage, est en équilibre avec son olivine hôte. Ainsi, lors du refroidissement, la première phase à cristalliser dans une inclusion est l'olivine hôte sur les parois de l'inclusion (cf. chapitre II). La quantité d'olivine qui cristallise est variable et peut être estimée par calcul (cf. chapitre V).

En revanche, aucun cristal individualisé d'olivine n'a été observé au sein des inclusions cristallisées des Puys Chaumont et Beaunit.

II. LES CLINOPYROXENES

Les clinopyroxènes sont la phase minérale additionnelle prépondérante dans les inclusions magmatiques. Leur taille varie de quelques micromètres à 50 μ m. On les trouve aussi bien en baguettes automorphes qu'en petits cristaux trapus.

L'évolution des clinopyroxènes est un phénomène complexe sur lequel interviennent de nombreux facteurs (composition des liquides et des phases coexistantes, P, T, f_{O_2}). En plus de la composition du liquide silicaté, la pression est le facteur le plus influant, notamment sur les teneurs et les rapports entre Ti et Al, ainsi que sur la forme tétra ou hexacoordonnée de l'Al.

Les compositions des clinopyroxènes-fils couvrent un large éventail avec:

SiO₂: 39 à 49% TiO₂: 1,2 à 5,6% Al₂O₃: 3 à 14% CaO: 20 à 23% MgO: 7,5 à 15,3%

Tous ces clinopyroxènes ont une composante "Quad" majoritaire qui, à première approximation, nous permet de restreindre leur terminologie à un diagramme triangulaire Wo-En-Fs (figure 58). Les termes employés sont ceux de la nomenclature internationale des clinopyroxènes (Morimoto et al., 1988).

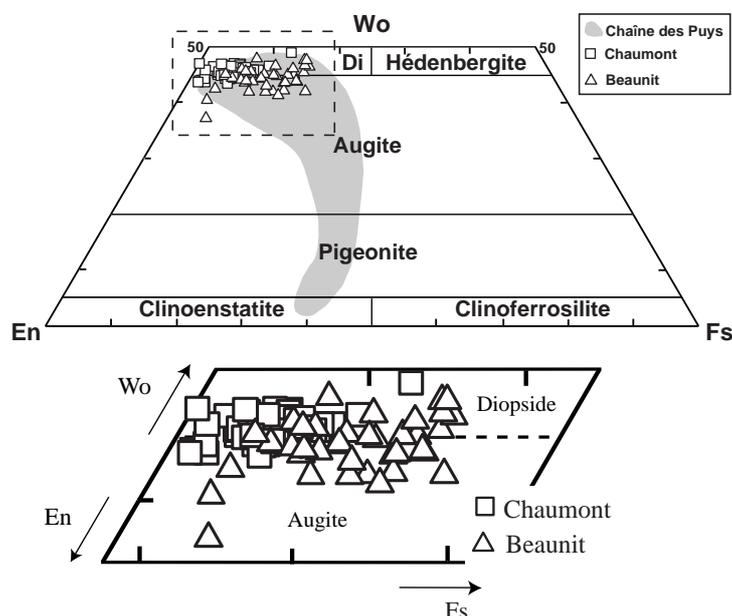


figure 58: Composition des clinopyroxènes-fils et des phénocristaux des laves de la Chaîne des Puys (excepté quelques compositions moins calciques et les clinopyroxènes pigeonitiques du Puy de la Nugère), dans le diagramme de classification En-Wo-Fs (Morimoto et al., 1988)

Dans les termes basiques des laves de la Chaîne des Puys, les clinopyroxènes sont la phase minérale principale, avec des compositions assez homogènes de type diopside et augite. La composition de ces minéraux évolue vers un pôle plus ferrifère dans les termes les plus différenciés.

Les clinopyroxènes-fils des inclusions magmatiques, quant à eux, présentent des compositions assez homogènes ($\text{En}_{40-58} \text{Wo}_{40-48} \text{Fs}_{0-15}$) de type diopside et augite. Leur composition est donc cohérente avec celle des pyroxènes des termes les moins différenciés de la Chaîne des Puys, et marque bien le lien génétique entre le liquide piégé et les laves. Cependant, contrairement aux phénocristaux des laves, les clinopyroxènes-fils présentent des teneurs en aluminium mais aussi en silice très variables qui indiquent que la classification de Morimoto et al., (1988) est trop restrictive pour s'appliquer à nos clinopyroxènes-fils. En effet, Papike et al (1974) ont considéré l'incorporation de Fe^{3+} dans ces minéraux et ont défini plusieurs pôles qualifiés de "others" qui prennent en compte toutes les substitutions possibles et qui ne sont pas visibles dans la représentation de la figure 58 ne prenant en compte que 3 éléments: Ca- Fe^{2+} -Mg

Les fortes teneurs en Al_2O_3 témoignent plutôt de la composition du liquide parent, principal facteur influençant la composition des clinopyroxènes, et notamment la teneur en SiO_2 du liquide. En effet, la solubilité de Al augmente dans les clinopyroxènes pour des liquides alcalins évoluant vers des termes sous-saturés en silice alors qu'elle reste constante dans le cadre de l'évolution de liquides tholéïtiques (Libourel et al., 1989). Une faible activité en silice favorise une plus faible incorporation de cet élément dans le site tétraédrique, complété alors par l'aluminium (qui peut être également incorporé, par soucis d'équilibre de charge, dans le site octaédrique, avec Fe^{3+} , Ti...). Ainsi la forte teneur en Al_2O_3 des clinopyroxènes-fils (jusqu'à 14%) pourrait être l'image de la sous-saturation en silice des liquides parentaux.

On remarque également que les fortes teneurs en aluminium des clinopyroxènes sont souvent accompagnées d'une augmentation du composant polaire FaTs (CaFeAlSiO_6) et donc des teneurs en Fe^{3+} . En effet, l'incorporation de Fe^{3+} dans le site octaédrique favorise l'incorporation d' Al^{IV} dans le site tétraédrique, au détriment de SiO_2 .

Ainsi, la composition des clinopyroxènes-fils reflète un effet de composition du liquide parent. La composition de ces minéraux illustre donc les faibles teneurs en silice des liquides silicatés qui favorisent l'incorporation d'aluminium, de titane et de Fe^{3+} dans leur structure.

III. LES PLAGIOCLASES

Les plagioclases-fils des inclusions magmatiques se présentent aussi bien en baguettes automorphes qu'en petits minéraux trapus. Ils ne cristallisent jamais seuls dans une inclusion; ils sont toujours associés aux clinopyroxènes, et dans des inclusions qui présentent un fort taux de cristallisation.

Ils sont riches en CaO (10 à 14%) et présentent des teneurs variables en SiO₂ (49 à 55%), Al₂O₃ (24 à 30%) et Na₂O (3.5 à 5.5%).

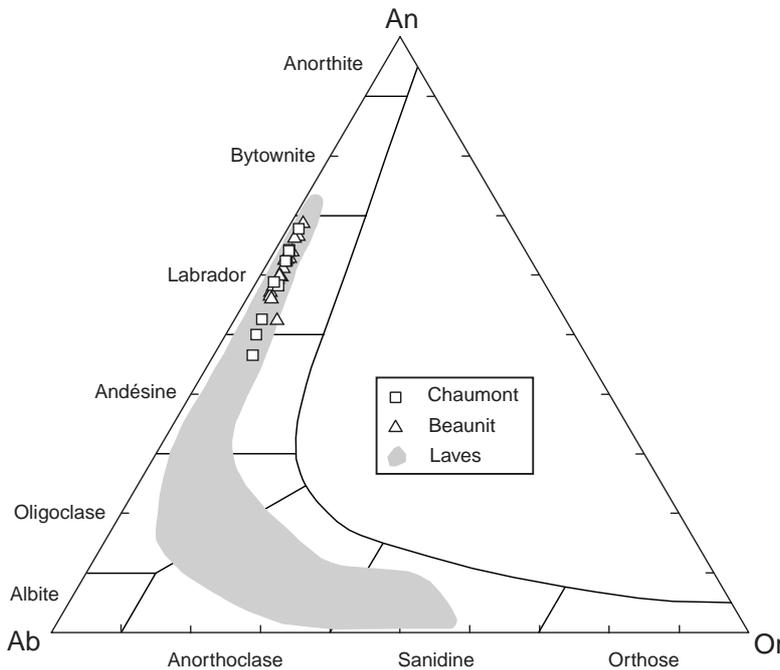


figure 59: Composition des plagioclases-fils des inclusions du Puy Chaumont (carrés) et du Puy Beaunit (triangles) et des phénocristaux des laves de la Chaîne des Puys dans le diagramme ternaire An-Ab-Or

Les feldspaths des laves de la Chaîne des Puys évoluent des plagioclases (de compositions de type bytownite à des compositions de type oligoclase) aux feldspaths alcalins pour les termes les plus différenciés (figure 59).

Les plagioclases-fils, quant à eux, ont des compositions de labrador (An₅₀₋₆₉Ab₃₀₋₄₅Or₂₋₆) (figure 59). Par rapport aux plagioclases trouvés dans les produits basiques de la Chaîne des Puys, on constate que leur teneur maximale en anorthite est légèrement plus faible que celle des plagioclases des laves (An₇₀ contre An₇₃ pour la Chaîne des Puys).

La teneur en anorthite d'un plagioclase peut être influencée par différents facteurs:

- La composition du liquide: le pourcentage en anorthite des plagioclases diminue avec celui du liquide parent
- La température de cristallisation: les teneurs en anorthite chutent avec la température
- La pression d'eau: plus ce paramètre augmente, moins le plagioclase sera riche en anorthite

Or, au sein de nos inclusions magmatiques, ces trois facteurs peuvent s'additionner. En effet, les plagioclases cristalliseraient avec les clinopyroxènes qui appauvriraient rapidement ce petit volume de liquide en CaO. D'autre part, on a vu que les inclusions présentaient souvent un taux de cristallisation important; or, même si la quantité d'eau dissoute dans le liquide silicaté est faible au

départ, cet élément ayant un comportement incompatible, les teneurs en eau deviennent rapidement importantes avec un taux de cristallisation élevé. Ainsi, il n'est pas exclu que les températures d'apparition des plagioclases-fils soient légèrement plus faibles que celles des laves de la Chaîne des Puys.

IV. LES AMPHIBOLES

Ces minéraux sont rarement bien développés; ils apparaissent plutôt en cristaux trapus. On les trouve associés à des clinopyroxènes et des plagioclases, mais uniquement dans les inclusions magmatiques du Puy Chaumont.

D'après la nomenclature de Leake et al. (1997), les amphiboles-filles sont des amphiboles calciques (figure 60).

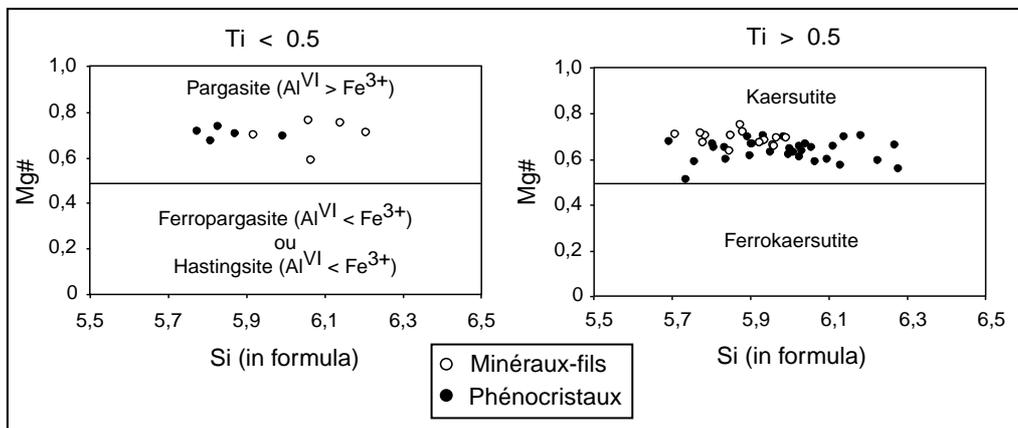


figure 60: Nature des amphiboles cristallisées dans les inclusions magmatiques et des phénocristaux des laves, d'après la nomenclature de Leake et al. (1997)

Elles sont riches en alcalins ($\text{Na}_2\text{O}=2$ à 3 % et $\text{K}_2\text{O}=0,5$ à 2,6 %) avec des teneurs en TiO_2 variables (de 1 à 7 %). Ainsi elles s'étendent du champ des kaersutites au champ des pargasites. Les amphiboles des laves de la Chaîne des Puys, quant à elles, sont de la même famille, mais on ne les trouve pas dans les termes les plus basiques.

On observe des amphiboles uniquement dans les inclusions du Puy Chaumont; ceci peut s'expliquer par différentes raisons:

- le liquide silicaté piégé dans les olivines du Puy Chaumont contiendrait plus d'eau dissoute que celui du Puy Beaunit ce qui faciliterait l'apparition de minéraux hydratés.
- Le liquide piégé dans les olivines du Puy Chaumont serait plus différencié que celui du Puy Beaunit et donc permettrait la cristallisation de phases comme l'amphibole qui ne cristallise que dans des termes évolués, quand l'olivine disparaît.

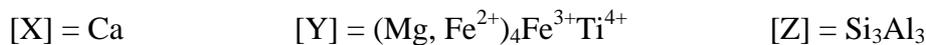
- le refroidissement des produits du Puy Chaumont serait plus lent que celui du Puy Beaunit; ainsi, la cristallisation de phases additionnelles aurait été facilitée dans les inclusions des olivines de ce premier volcan, un taux de cristallisation élevé entraînant un enrichissement en éléments volatils du liquide résiduel.

V. LA RHÖNITE

La rhönite se présente sous forme de petits cristaux trapus; ce minéral est un inosilicate du groupe de l'aenigmatite qui présente comme formule chimique:



avec pour la rhönite:



Ce minéral a été observé le plus souvent dans les inclusions magmatiques du Puy Beaunit, et de manière anecdotique dans celles du Puy Chaumont.

1. Occurrences de la rhönite

Elle a été découverte et décrite pour la première fois en 1907 par Soellner dans une basanite de la Chaîne du Rhön (Allemagne). La rhönite apparaît dans plusieurs types de roche comme par exemple des laves alcalines (par exemple Kyle et Price, 1975), au contact basalte-roches carbonatées (Havette et al., 1982) ou dans des météorites (Fuchs, 1971).

Dans les roches magmatiques, la rhönite a été observée, sous deux formes différentes:

- comme phénocristaux dans des basaltes alcalins, accompagnée généralement d'augite titanifère, d'olivine, de néphéline, de plagioclase, de titano-magnétite et d'amphibole calcique (par exemple Magonthier et Velde, 1976)
- comme produit de déstabilisation d'une amphibole calcique riche en titane (Kyle et Price, 1975; Maury et al., 1980), accompagnée des mêmes minéraux qu'énoncés précédemment, avec parfois absence de la néphéline.

2. Champ de stabilité de la rhönite

Des études expérimentales ont été menées sur la rhönite, afin de contraindre ses conditions de cristallisation. Boivin (1980) a obtenu ce minéral par cristallisation d'une composition de basanite et d'une composition de kaersutite, à 1170°C, sous fugacité d'oxygène contrôlée (NNO et IW). Grandclément (1980) a également synthétisé ce minéral sans contrôler la fugacité d'oxygène à

1, 500 et 1000 bars, entre 950 et 1280°C. Beckett (1986) a travaillé sous faible fugacité d'oxygène, entre 1233 et 1319°C, et il a obtenu une rhönite riche en Ti^{3+} . Enfin Kunzmann (1989) a déterminé expérimentalement les conditions de cristallisation de ce minéral dans un basalte alcalin; la rhönite serait stable à des pressions inférieures à 600 bars, entre 840 et 1200°C. Le rapport de normes $\frac{ne}{(ne+ab+or+lc)}$ des basaltes alcalins doit être supérieur à 0,18 et le $Mg\# > 0,46$. Ainsi, la rhönite est restreinte aux basaltes alcalins sous-saturés tels que les basanites. On peut donc en conclure que ce minéral, en tant que phase primaire, présente un champ de stabilité relativement vaste qui semble être sensible à la composition du liquide parent (teneur en titane, calcium...).

En tant que produit de déstabilisation d'amphibole, la rhönite apparaît à des pressions et des températures inférieures respectivement à 500 bars et 1170°C (Kunzmann et al., 1986; Boivin et al, 1980).

3. Nomenclature

La chimie des minéraux du groupe de l'aenigmatite est très complexe, avec sept substitutions principales qui engendrent un nombre très important de pôles. Une nomenclature simplifiée basée sur trois substitutions a été proposée par Kunzmann (1999); il s'agit d'un polyèdre rectangulaire divisé en dix sous-volumes qui correspondent à 10 pôles théoriques. Ce polyèdre peut alors être divisé en deux sous-groupes (figure 61):

- celui de l'aenigmatite si $1 < Na \leq 2$ pfu (par unité de formule)
- celui de la rhönite si $0 \leq Na \leq 1$ pfu

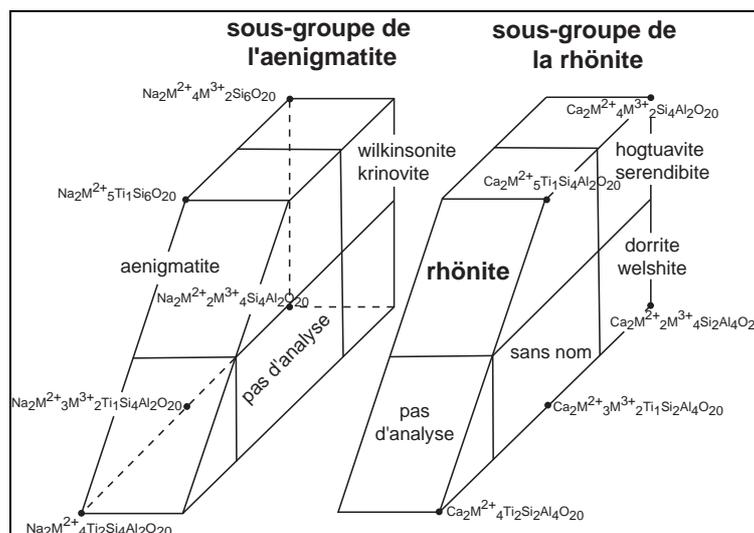


figure 61: Positions des huit minéraux de la famille de l'aenigmatite dans le polyèdre de classification divisé en deux sous-groupes: celui de l'aenigmatite et celui de la rhönite (Kunzmann, 1999)

4. La rhönite dans les inclusions magmatiques

En ce qui concerne les minéraux-fils de nos inclusions magmatiques, avec un Na (pfu) compris entre 0,2 et 0,5, ils appartiennent bien au sous-groupe de la rhönite et plus précisément au champ de la rhönite au sens strict (figure 62).

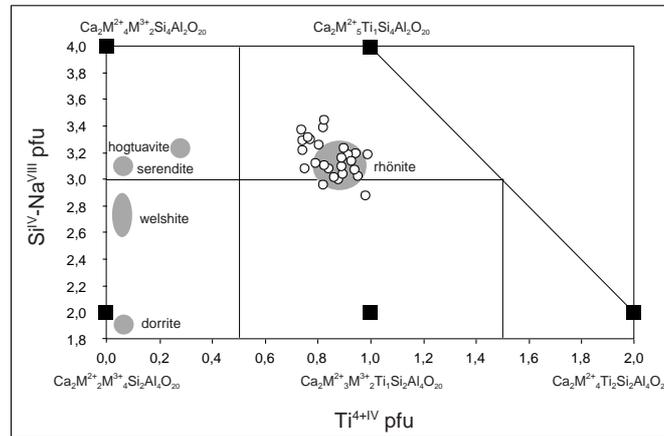


figure 62: Projection des 5 sous-volumes du polyèdre du sous-groupe de la rhönite (figure 5). Les compositions des rhönites cristallisées dans les inclusions magmatiques sont reportées ainsi que les champs de composition (en gris) des différents minéraux de ce sous-groupe (Kunzmann,1999)

Dans les inclusions magmatiques, la rhönite apparaît sous forme de petits minéraux trapus, ne dépassant pas les 10-15 μm . Dans les laves de la Chaîne des Puys, on trouve également ce minéral mais uniquement comme produit de déstabilisation d'une amphibole, et en aucun cas en phénocristaux.

La présence de rhönite dans les inclusions magmatiques et essentiellement dans celles des olivines du Puy Beaunit, pourrait suggérer que le liquide silicaté piégé soit à un moment donné susceptible de cristalliser de l'amphibole, mais la pression d'eau étant insuffisante, il cristallise alors un assemblage de minéraux (rhönite, clinopyroxène, olivine et plagioclase) dont la composition correspond à celle d'une amphibole "anhydre" comme l'a montré expérimentalement Boivin (1980).

VI. LES OXYDES

Ils apparaissent en petits cristaux non automorphes. Ce sont pour l'essentiel des titanomagnétites. Le nombre d'oxydes analysés par rapport au nombre d'inclusions montre également qu'ils ne sont représentés qu'en faible quantité. En revanche, on les trouve essentiellement dans les inclusions où on a observé de la rhönite et/ou de l'amphibole.

Ces minéraux-fils ont une composition homogène en FeO* (57 à 64%) et en MgO (5 à 9%), mais présentent des teneurs très variables en TiO₂ (10 à 20%) et en Al₂O₃ (3à 18%).

VII. LES VERRES RESIDUELS

Le verre résiduel des inclusions magmatiques cristallisées a été analysé chaque fois que cela a été possible. Les verres résiduels couvrent un large éventail de compositions en éléments majeurs:

SiO₂: 45-63%, Al₂O₃: 14-22%, FeO: 12-2%, MgO: 5-0.5%, CaO: 15-3% et Na₂O+K₂O: 5-12%

Les variations en éléments majeurs des verres résiduels seront abordées dans le chapitre suivant.

Quel que soit le volcan étudié, les verres résiduels présentent dans la plupart des cas, des totaux analytiques qui peuvent aller jusqu'à 95%. Ceci peut s'expliquer par un enrichissement des verres résiduels en éléments volatils, incompatibles pendant la cristallisation. On dispose d'analyses en S et Cl pour certains verres résiduels d'inclusions du Puy Beaunit. Ces verres montrent des teneurs relativement élevées pour ces éléments (jusqu'à 4500 ppm de S et 6800 ppm de Cl) qui sont nettement plus élevées que dans les verres initiaux (cf. chapitre V).

VIII. CONCLUSION

L'étude des phases additionnelles qui se sont développées à partir du liquide silicaté piégé dans les olivines des Puys Beaunit et Chaumont a permis de mettre en évidence les caractéristiques de ce liquide parent, à savoir des teneurs en calcium, en aluminium et en titane élevées, marquées par une cristallisation importante de clinopyroxènes riches en titane et de plagioclase.

D'une manière générale, ces minéraux-fils ont globalement les mêmes caractéristiques que les minéraux observés dans les laves les moins différenciées de la Chaîne des Puys. Ceci met en évidence le lien co-génétique qui existe entre ce liquide piégé et le liquide à l'origine des laves.

Cependant, les variations de composition au sein des minéraux-fils peuvent être expliquées par des conditions de cristallisation plus ou moins évoluées dans les inclusions. En effet, une inclusion est un petit volume de liquide qui évolue en système fermé. Premièrement, les conditions de cristallisation dans une inclusion ne sont pas forcément identiques à celles des laves. Par exemple, la cinétique de croissance va être plus rapide dans une inclusion que dans une chambre magmatique. De plus, la cristallisation du moindre petit minéral-fils va changer très rapidement la composition du liquide.

Néanmoins, les minéraux cristallisant à partir des inclusions des deux volcans étudiés ne sont pas tout à fait de même nature. En effet, on a pu observer dans les inclusions du Puy Chaumont, des cristaux d'amphibole, que l'on retrouve dans les laves de la Chaîne des Puys. Par contre, dans les inclusions magmatiques du Puy Beaunit, on a observé un minéral particulier, la rhönite, que l'on ne retrouve pas dans la paragenèse des laves, si ce n'est en produit secondaire de déstabilisation.

Cette différence minéralogique s'expliquerait soit au niveau de la composition des liquides, soit au niveau des conditions de cristallisation. Un seul paramètre peut valider ces deux hypothèses: la pression d'eau. En effet, l'amphibole étant un minéral hydraté, les teneurs en eau doivent être suffisantes pour permettre la cristallisation de ce minéral.

Partie C

CONDITIONS DE PIEGEAGE

I. DETERMINATION EXPERIMENTALE ET EMPIRIQUE DES TEMPERATURES DE PIEGEAGE

1. Thermométrie optique

Un moyen d'accéder à une température proche de celle de piégeage des inclusions est l'expérience de thermométrie optique à haute température dont le but est d'inverser les processus qui ont généré des changements dans l'inclusion lors du refroidissement, à savoir: la cristallisation de minéraux-fils et/ou la dévitrification du verre, et la formation d'une bulle de rétraction thermique.

L'augmentation de température est progressive et se fait par étape. A chaque expérience, on essaie de conserver les mêmes gradients de vitesse (cf. chapitre II).

Pendant l'augmentation de température on observe d'abord, aux alentours de 800-900°C, la formation d'agrégats cristallins fibreux ou dendritiques (figure 63B) à partir des parois de l'inclusion. Ce phénomène correspond à la dévitrification de l'inclusion (figure 63 C). L'augmentation progressive de la température est ralentie jusqu'à ce que ces agrégats cristallins fondent (figure 63 D).

Ensuite, la montée en température est encore ralentie et, si un (ou des) minéral(aux)-fils sont présents, il(s) commence(nt) à fondre à son (leur) tour.

L'homogénéisation totale du liquide silicaté piégé dans le minéral est finalement obtenue lorsque la bulle de rétraction thermique se résorbe (figure 63 F).

L'expérience est alors terminée et l'échantillon est trempé (durée totale moyenne d'une expérience: 75 minutes, cf. chapitre II).

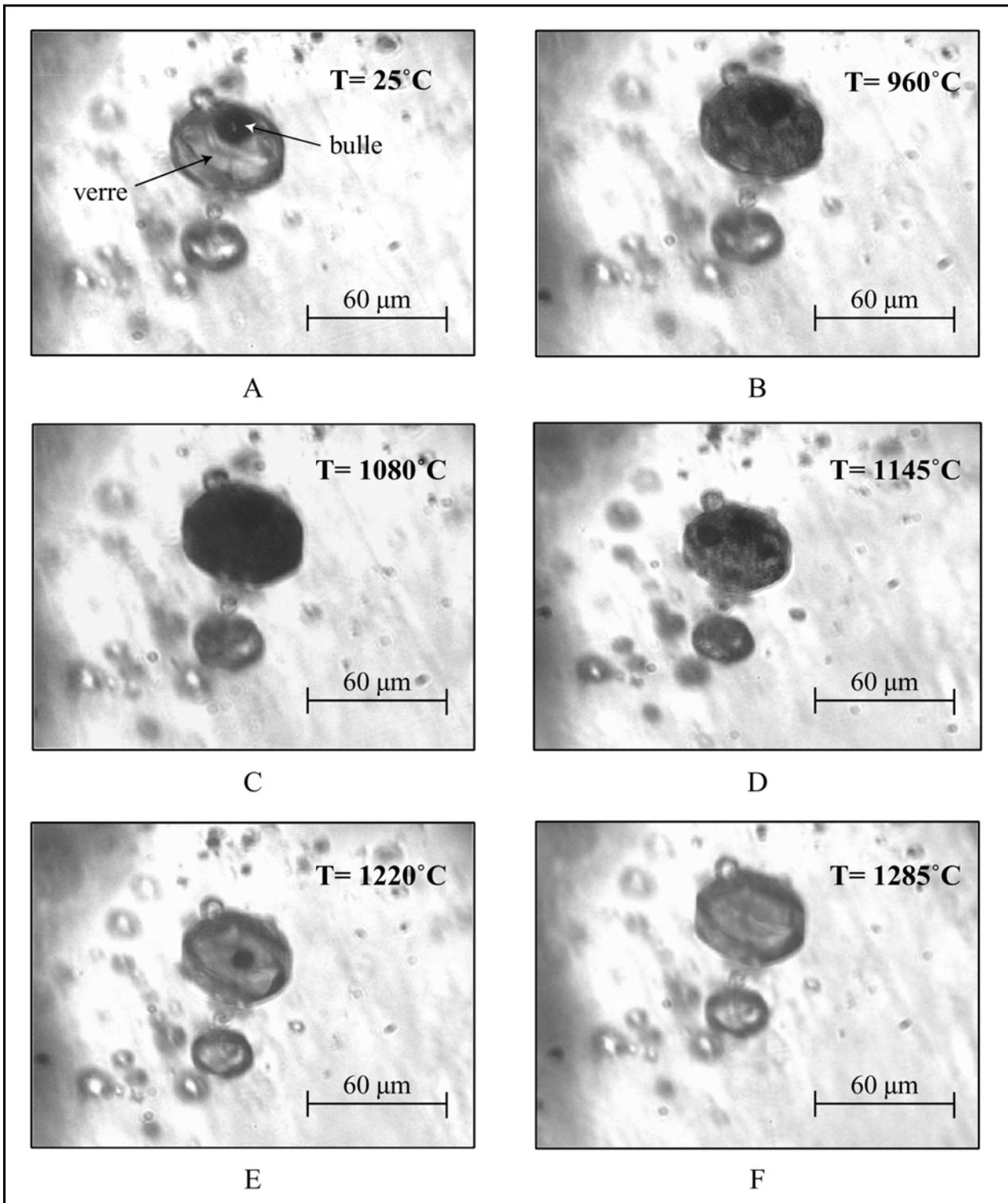


figure 63: Différentes étapes d'une homogénéisation d'une inclusion magmatique de la Sommata (Vulcano, Iles Eoliennes)

A) A température ambiante ($T=25^{\circ}\text{C}$), l'inclusion magmatique contient du verre et une bulle de rétraction thermique B) $T=960^{\circ}\text{C}$: le verre de l'inclusion commence à se dévitrifier; on observe la formation d'agrégats cristallins fibreux ou dendritiques à partir de la paroi de l'inclusion qui s'assombrit de plus en plus avec l'augmentation de température C) $T=1080^{\circ}\text{C}$: le verre de l'inclusion magmatique est complètement dévitrifié D) $T=1145^{\circ}\text{C}$, les agrégats cristallins commencent à fondre E) $T=1220^{\circ}\text{C}$, les agrégats cristallins ont fondu, le verre est liquide et la bulle de rétraction thermique diminue quand on augmente la température F) $T=1285^{\circ}\text{C}$, la bulle de retrait a disparu, le contenu de l'inclusion est homogène; l'expérience est terminée et l'échantillon est trempé.

2. Problèmes liés à l'homogénéisation

Les expériences d'homogénéisation ont été réalisées sur les échantillons du Puy Beaunit, du Puy Chaumont, du Puy Paugnat et du Puy de la Taupe. Dans la majorité des cas, les inclusions sont choisies avec un vide de retrait, des minéraux fils et/ou dévitrifiées.

Pour toutes les inclusions magmatiques traitées expérimentalement et ce quelle que soit la teneur en forstérite de l'olivine hôte, la bulle persiste malgré une température finale supérieure à 1300°C, jusqu'à la température de décrépitation de l'inclusion; en d'autres termes, les inclusions ne s'homogénéisent jamais totalement. Ainsi, pendant nos expériences de thermométrie optique, on ne ramène pas tout à fait l'inclusion aux conditions réelles de piégeage. Lors d'une telle expérience, on considère l'inclusion magmatique comme un système isochore, à savoir que la pression interne augmente de façon linéaire et rapide avec la température. Or les travaux de Schiano et Bourdon (1999) (cf. chapitre II) ont montré l'effet de la déformation élastique du minéral hôte sur l'évolution de la pression interne de l'inclusion. Ils ont mis en évidence que lorsqu'on augmente la température jusqu'à la valeur initiale de piégeage d'une inclusion, la pression résultante à l'intérieur de celle-ci est inférieure à la pression de piégeage (Chapitre II, figure 28).

Cette différence de pression serait significative vis à vis du vide de retrait: les conditions de piégeage n'étant pas tout à fait atteintes, il ne se résorberait pas. Ceci est d'autant plus vrai si la bulle de rétraction thermique est riche en éléments volatils dont la solubilité dépend non seulement de la température mais également de la pression.

Une manière dérivée de s'approcher de la température de piégeage est d'arrêter l'expérience à la fusion du dernier germe cristallin. Les températures obtenues (nommées températures de fusion, T_m) correspondent donc à des températures minimales de piégeage.

Une fois l'inclusion magmatique trempée et malgré l'impossibilité de faire disparaître le vide de retrait, le liquide silicaté piégé doit être relativement proche de sa composition initiale anté-piégeage. Ainsi, le coefficient de partage olivine-liquide pour le fer et le magnésium est calculé pour chaque inclusion magmatique (cf. détail du calcul, Chapitre V); si le liquide est en équilibre avec son minéral hôte, alors l'expérience de thermométrie optique associée à cette inclusion est validée.

Le résultat d'une expérience de thermométrie optique à haute température dépend en partie de la vitesse à laquelle on augmente la température. Seulement, malgré un mode opératoire adapté à l'inclusion, beaucoup d'auteurs ont constaté des modifications au niveau de la forme et de la composition de l'inclusion lors de l'expérience de chauffe. Les modifications observées résultent

essentiellement de processus de dissociation des éléments volatils, d'oxydation et/ou de ré-équilibre (par exemple Danyushevsky et al., 2002).

Tout d'abord il a été montré que, le minéral hôte étant en volume beaucoup plus important que l'inclusion, il devait contrôler la composition de cette-dernière et la modifier par ré-équilibre (par exemple Danyushevsky et al., 2000). C'est le phénomène dit de "perte en fer" qui sera détaillé plus largement dans le chapitre V.

Plusieurs auteurs ont aussi montré que pendant une expérience de thermométrie optique, la température d'homogénéisation d'une inclusion magmatique non-anhydre augmentait progressivement si l'échantillon restait à haute température, cette augmentation étant corrélée avec la diminution de la teneur en eau de l'inclusion (par exemple Sobolev et al., 1983; Massare et al., 2002). Deux mécanismes ont été évoqués pour expliquer un tel phénomène:

- la dissociation de la molécule d'eau et la diffusion de l'hydrogène à travers l'olivine hôte selon la réaction: $\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}} + 2\text{FeO}_{\text{liq}} = \text{H}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{liq}}$ (Sobolev et Danyushevsky, 1994)
- la perte des groupes hydroxyles OH^- par diffusion le long de dislocations (Massare et al. 2002)

L'effet direct de la perte en eau sur les températures expérimentales a été expliqué, dans les deux cas, par un changement du volume de l'inclusion magmatique.

Dans tous les cas, que ce soit par perte en fer ou par diffusion de l'eau hors de l'inclusion magmatique, l'état d'oxydation du liquide silicaté est modifié. De ce fait, lors de l'augmentation progressive de la température, les changements des paramètres physico-chimiques au sein de l'inclusion peuvent provoquer la cristallisation de certaines phases comme la magnétite ou des globules de sulfures.

De tels phénomènes ont été observés dans certaines inclusions du Puy Chaumont. Laisser à haute température, certaines inclusions se criblaient rapidement de petits minéraux noirs qui persistaient même à haute température. Une analyse qualitative au MEB a révélé qu'il s'agissait de sulfures qui se sont séparés par immiscibilité dans les inclusions (figure 64). L'explication d'un tel processus est toutefois encore débattue. En effet, selon Danyushevsky et al. (2002), la perte en fer des liquides inclus serait à l'origine de la sursaturation en soufre et donc de la séparation des globules de sulfure. Cependant, les teneurs en fer des inclusions homogénéisées sont du même ordre de grandeur que celles des inclusions vitreuses non chauffées du volcan correspondant. Ainsi il semble difficile d'invoquer un tel processus à l'origine de l'apparition des billes de sulfure.

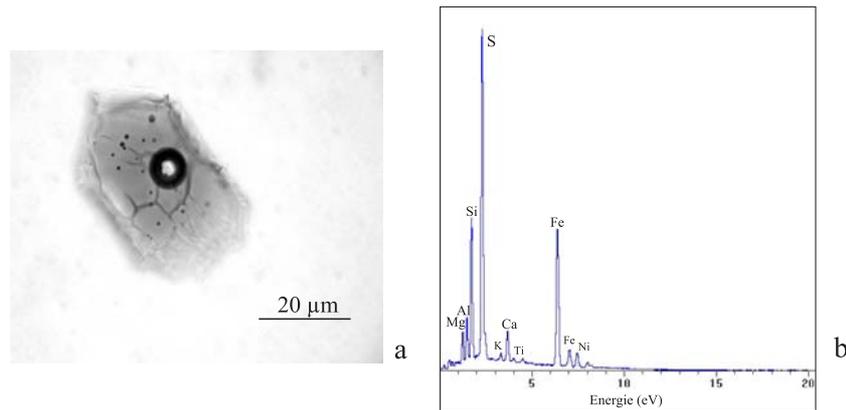


figure 64: a) inclusion magmatique "homogénéisée" du Puy Chaumont dans laquelle des billes de sulfure ont précipité à haute température; b) analyse qualitative d'une bille (les globules étant petits par rapport au faisceau, le verre est également analysé d'où la présence des pics de Si, Al, Ca....).

Par ailleurs, Métrich et al. (1999) ont relié la présence de sulfure à une modification des conditions initiales de fO_2 lié à une perte en eau de l'inclusion. Or il s'avère que les totaux des analyses des inclusions vitreuses du Puy Chaumont sont faibles (en moyenne 97 % (en poids)), alors que ceux des inclusions homogénéisées de ce même volcan sont systématiquement plus élevées (en moyenne 99 % (en poids)). Il est donc plausible que, lors des expériences de thermométrie optique, ces inclusions aient perdu leur eau, ce qui aurait modifié les conditions physico-chimiques de l'inclusion, et aurait provoqué la sursaturation en soufre et la précipitation de globules de sulfure.

Il faut noter que ces globules n'ont pas été observés dans les inclusions des olivines du Puy Beaunit, lors des expériences d'homogénéisation; or le total des analyses des inclusions vitreuses de ce volcan est plus élevé (en moyenne 98,5 % (en poids)), ce qui suggère des teneurs en élément volatils plus faibles. Ceci conforte notre choix entre les deux hypothèses quant à l'origine des globules de sulfure.

3. Résultats

Les températures expérimentales de fusion (T_m) obtenues sont très variables (figure 65). Elles ont tendance à diminuer avec le Mg# de l'olivine hôte ce qui traduit une évolution cohérente de la composition des olivines par un processus de cristallisation fractionnée au fur et à mesure que la température diminue.

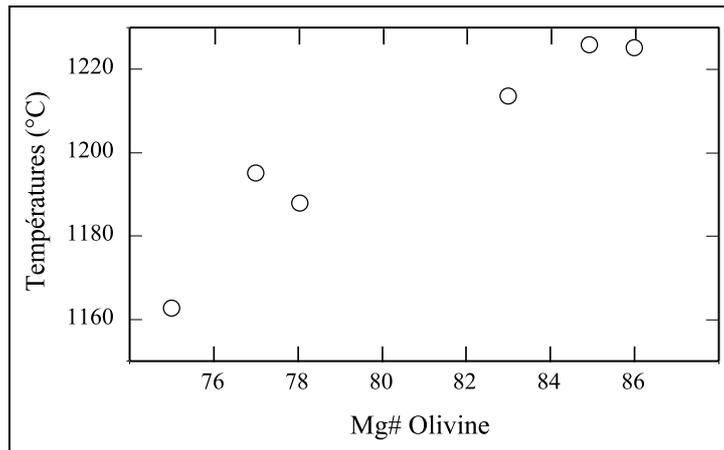


figure 66: Moyenne des températures expérimentales pour chaque valeur de Mg# des olivines hôtes

En moyenne, les olivines Mg#₈₄₋₈₅ auraient piégé leurs inclusions à des températures minimales de 1230°C, alors que les olivines plus ferrifères les auraient piégées au minimum vers 1160°C. On observe une bonne corrélation entre les températures moyennes et la composition des olivines hôtes, ce qui traduit une certaine cohérence dans nos résultats.

Les températures d'équilibre entre l'olivine et un liquide silicaté (ici l'inclusion magmatique) peuvent être également estimées à l'aide de géothermomètres. Celui qui a été appliqué à notre étude est celui de Sugawara (2000) qui ne dépend essentiellement que de la teneur en MgO du liquide et qui présente donc l'avantage d'être indépendant de la teneur en FeO du liquide et de la fugacité d'oxygène.

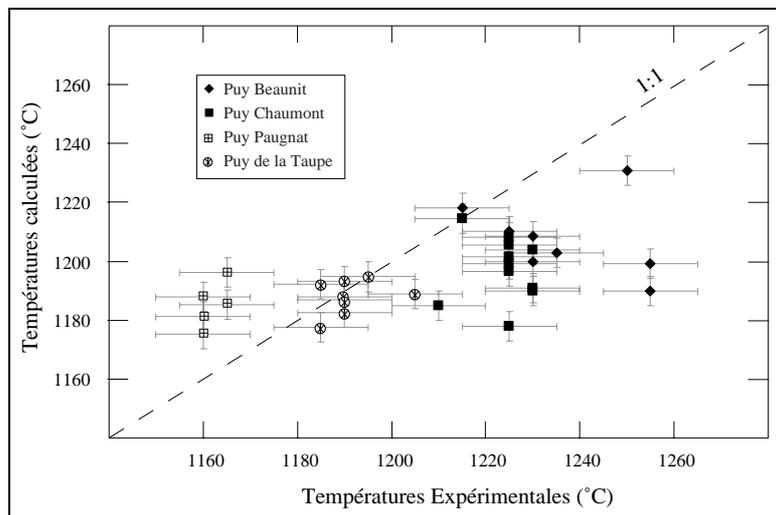


figure 67: Températures calculées à partir de la composition du liquide silicaté (Sugawara, 2000) en fonction des températures expérimentales

On constate que les températures calculées à partir des compositions des inclusions magmatiques des Puy Chaumont et Beaunit sont plus faibles que celles obtenues expérimentalement (figure 67).

Inversement, les températures calculées pour les inclusions piégées dans des olivines ferrifères sont supérieures à celles obtenues expérimentalement et sont parfois identiques aux températures calculées pour des olivines Mg#₈₅. Or, la composition des liquides piégés est particulière. En effet, on peut remarquer sur la figure 68, que les inclusions traitées expérimentalement des Puys Pagnat et la Taupe présentent des teneurs en fer beaucoup plus élevées que celles des inclusions vitreuses associées, à composition d'olivine hôte équivalente. Ces inclusions homogénéisées sont également plus riches en MgO mais plus pauvres en SiO₂ que leurs équivalentes naturellement vitreuses. Toutes ces différences laissent supposer qu'il s'agit d'un problème lié aux expériences d'homogénéisation. En effet, les faibles totaux des analyses des inclusions vitreuses comparés à ceux des inclusions homogénéisées suggèrent que ces-dernières ont perdu des éléments volatils et notamment l'eau durant les expériences.

Cette perte en eau a plusieurs conséquences, dont l'augmentation de la température de fusion des minéraux-fils (Danyushevsky et al., 2002), ce qui entraînerait la surchauffe de l'échantillon. Les compositions anormales de ces inclusions homogénéisées, si les températures expérimentales sont beaucoup plus élevées que ce qu'elles auraient dû être, pourraient s'expliquer par un début de fusion de l'olivine hôte.

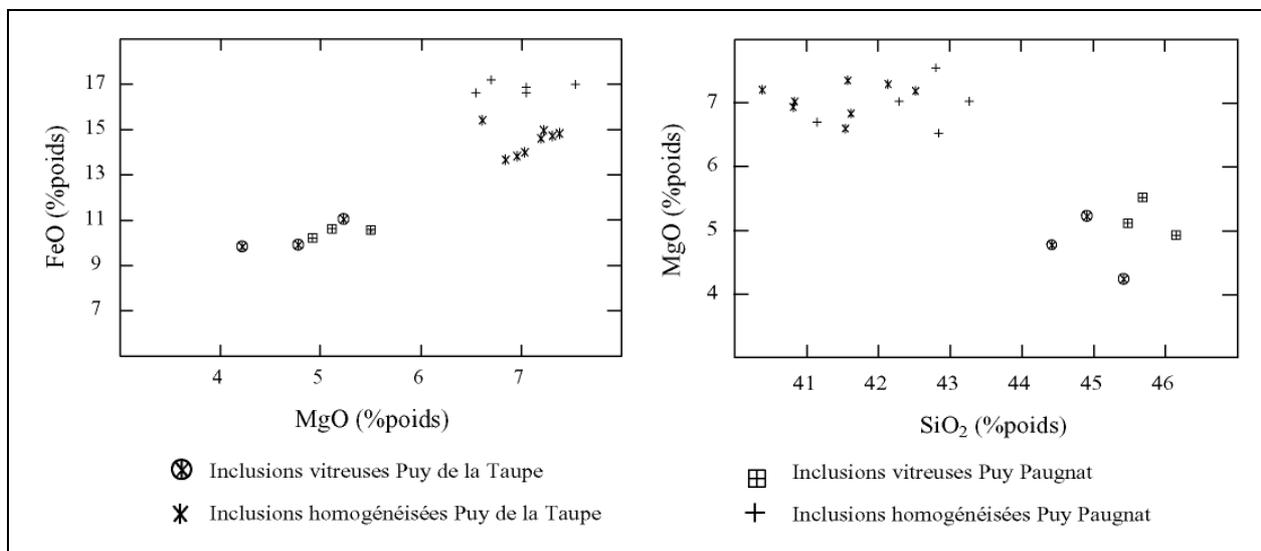


figure 68: Evolution des teneurs en fer, en magnésium et en silice des inclusions magmatiques vitreuses et homogénéisées des Puys Pagnat et de la Taupe

Cependant, la fusion de l'olivine hôte provoquerait un enrichissement en MgO plus important par rapport à FeO et à SiO₂, que ce que l'on observe dans nos inclusions (figure 68).

Danyushevsky et al. (2002) mentionnent que la perte en eau, si on est à des températures supérieures au champ de stabilité de la magnétite, s'effectue selon cette réaction:



Ils précisent, en outre, que si le minéral hôte contient du Fe^{2+} en quantité importante (ce qui est le cas de ces olivines), cet élément peut alors accroître la dissociation des molécules d'eau en diffusant du minéral vers l'inclusion. Une composition d'inclusion anormalement élevée en fer en découlerait. Ce processus pourrait correspondre à ce qu'on observe dans les échantillons homogénéisés des Puits Paugnat et la Taupe qui présentent des teneurs en fer anormalement élevées; cependant, ce processus n'implique que le fer et donc n'explique pas les teneurs également élevées en magnésium, sauf si on envisage également une diffusion de cet élément de l'olivine vers le liquide piégé afin de maintenir un K_D constant, à l'équilibre.

Ainsi, les compositions des inclusions des Puits Paugnat et la Taupe traitées expérimentalement sont des compositions qui ne correspondent pas à une composition réelle et qui seraient le résultat d'une diffusion Fe et Mg de l'olivine vers le liquide pendant les expériences. Ces inclusions ne seront pas prises en compte pour les études ultérieures.

II. LES FUGACITES D'OXYGENE ET DU SOUFRE

La fugacité d'oxygène est un paramètre important car il contrôle en partie le rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ du liquide. Or, si on veut estimer la fugacité d'oxygène, il faut estimer ce rapport et vice versa. Malheureusement, on ne peut avoir directement accès à aucun de ces deux paramètres. Il existe cependant un moyen indirect d'estimer la fugacité d'oxygène.

Comme le fer, le soufre peut se présenter essentiellement sous sa forme réduite (S^{2-}) et sous sa forme oxydée ($(\text{SO}_4)^{2-}$), le rapport de ces deux états du soufre étant relié à la $f\text{O}_2$ du liquide (Wallace et Carmichael, 1994) par la relation:

$$\text{Log}(X(\text{S}^{6+})/X(\text{S}^{2-})) = a \log f\text{O}_2 + b/T + c$$

où a, b et c sont des coefficients de régression déterminés à partir de compositions de verres de basaltes sous-marins.

Plusieurs auteurs ont essayé de déterminer la spéciation du soufre à partir d'analyses effectuées par microsonde électronique (Carroll et Rutherford, 1988; Métrich et Clocchiatti, 1996). Cette méthode consiste à estimer la déviation de la raie $K\alpha$ du soufre de l'échantillon par rapport à la position des raies $K\alpha$ des standards sulfate et sulfure.

$(\text{S}^{6+})_{\text{eq}}$ est déterminé à la microsonde électronique grâce au changement de position de la raie $K\alpha$ du soufre par rapport à des standards sulfure (sphalérite) et sulfate (barytine); cette valeur ne doit donc pas être considérée comme une teneur réelle en ion S^{6+} :

$$X(\text{S}^{6+})_{\text{eq}} = \Delta\lambda(\text{SK}\alpha)_{\text{ech}} / \Delta\lambda(\text{SK}\alpha)_{\text{std sulfate}}$$

sachant que

$$\Delta\lambda(\text{SK}_\alpha)_{\text{ech}} = \lambda(\text{SK}_\alpha)_{\text{std sulfure}} - \lambda(\text{SK}_\alpha)_{\text{ech}}$$

Jugo et al. (2005), à partir de données expérimentales, ont ensuite établi une relation entre la quantité de $(\text{S}^{6+})_{\text{eq}}$ et la différence de fugacité par rapport au tampon QFM ($\Delta\text{QFM}_{\text{ech}}$):

$$\Delta\text{QFM}_{\text{ech}} = 1.30 - 0.45 * [\text{Ln}(0.86 / X(\text{S}^{6+})_{\text{eq}} - 1)]$$

On peut donc en déduire la fugacité d'oxygène à partir de la relation suivante déduite de l'expression de Eugster et Wones (1962) et Myers et Eugster (1983):

$$\log f\text{O}_2 \cdot \text{ech} = \Delta\text{QFM}_{\text{ech}} + 8.29 - \frac{24442}{T}$$

Cette estimation a été réalisée sur des inclusions magmatiques des six volcans sélectionnés pour l'étude. Les températures choisies sont celles obtenues expérimentalement pour les volcans dont certaines inclusions ont été "homogénéisées" et une moyenne de ces températures pour les autres.

Les fugacités d'oxygène obtenues à partir de nos échantillons sont très dispersées et sont comprises entre -8 et -7 (en unité log) (figure 69). On ne peut raisonnablement pas déduire une évolution de la fugacité d'oxygène en fonction du Mg# de l'olivine et donc de la cristallisation, si ce n'est peut-être constater une fugacité d'oxygène en moyenne plus élevée pour les liquides piégés dans des olivines les plus ferrifères.

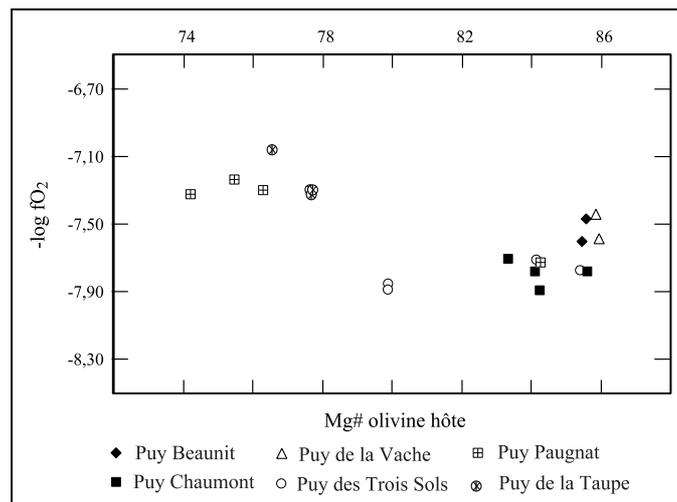


figure 69: Fugacité d'oxygène calculée à partir de la déviation de la raie $\text{K}\alpha$ du soufre (Jugo et al., 2005) en fonction du Mg# de l'olivine hôte

La fugacité d'oxygène a également été déduite pour une inclusion homogénéisée de chaque volcan, mais la dispersion des points est telle, qu'elle ne nous permet pas de commenter une éventuelle variation de la fO_2 pendant les expériences de thermométrie optique.

Nos résultats peuvent alors être comparés à ceux proposés par d'autres auteurs pour l'évolution de la fugacités d'oxygène des laves de la Chaîne des Puys (figure 70).

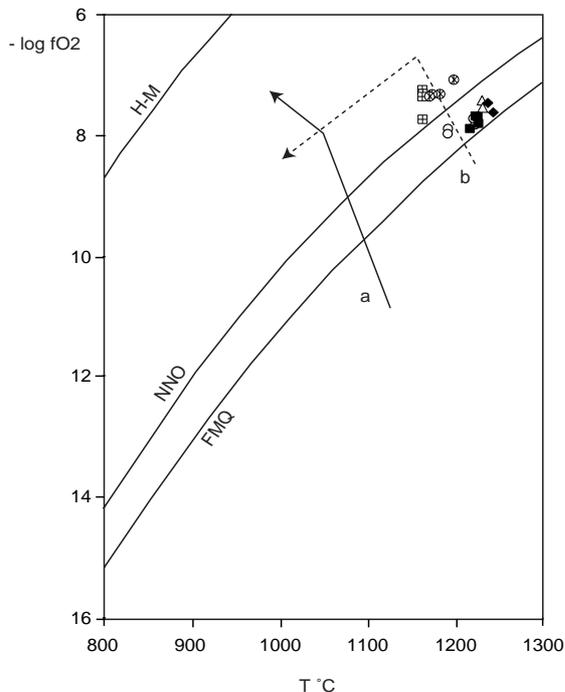


figure 70: Evolution de la fugacité d'oxygène calculée en fonction des températures expérimentales. La ligne en pointillés correspond à l'évolution des paramètres déterminée par Foury (1983), la ligne en trait plein est celle proposée d'après Villemant (1979)

On constate que nos valeurs de fugacité d'oxygène, pour les liquides piégés dans les olivines magnésiennes, sont comprises entre le tampon QFM et NNO. Ce sont des valeurs légèrement plus oxydantes que celles déduites de l'étude des laves. Par contre, les liquides piégés dans les olivines ferrifères affichent des valeurs de fugacité très oxydantes, supérieures au tampon NNO. Cependant, la valeur de fO_2 obtenue est très dépendante de la température qui a été estimée à partir des résultats de thermométrie optique et est donc sujette à une certaine incertitude. De plus, si l'exposition au faisceau de la microsonde électronique ne joue pas sur les teneurs en S des verres, elle peut modifier le rapport S^{6+}/S_{total} .

On peut donc déduire de cette étude que les conditions de fO_2 régnant lors du piégeage des liquides dans les olivines les plus magnésiennes étaient comprises entre les tampons NNO et QFM, mais en moyenne au voisinage du tampon QFM. Quant aux liquides piégés dans des olivines plus ferrifères, les conditions de fO_2 peuvent être considérées aux alentours du tampon NNO, conditions plus oxydantes. Ces conditions plus oxydantes peuvent s'expliquer par la cristallisation des olivines

F_{O74-78} et le piégeage des liquides dans des conditions plus superficielles que les olivines magnésiennes (la fugacité d'oxygène augmentant quand la pression diminue).

III. CONCLUSIONS

Les conditions de piégeage des inclusions et donc les conditions de cristallisation des olivines mises en évidence expérimentalement ne sont guère éloignées des estimations proposées par les études antérieures sur les laves émises en surface (Foury, 1983; Maury, 1976; Villemant, 1979), ce qui confirmerait ces données.

Néanmoins, nous avons vu que les résultats expérimentaux basés sur l'étude des inclusions magmatiques étaient entachés d'incertitudes aussi bien sur les températures que sur la fugacité d'oxygène. De plus, à côté des incertitudes du mode opératoire, s'ajoutent les processus qui affectent la composition de l'inclusion après son piégeage, comme la "perte en fer", et qui modifient la température de fusion des minéraux-fils et la fugacité d'oxygène.

Ainsi, les résultats obtenus expérimentalement lors de cette étude ne peuvent être considérés que comme des indications sur les conditions de piégeage.

CHAPITRE V

Composition, Evolution et Pétrogenèse des Liquides Inclus

Partie A

LES ELEMENTS MAJEURS

Nous allons dans un premier temps nous focaliser sur la nature des liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes et discuter leur relation avec la série magmatique de la Chaîne des Puys.

Ensuite, la gamme de compositions des liquides inclus étant importante, nous allons essayer d'appréhender la nature des liquides inclus au cours de la différenciation, de manière directe (via les liquides piégés dans des olivines de plus en plus ferrifères), ou de manière indirecte (via l'étude des verres résiduels des inclusions partiellement cristallisées).

I. CORRECTION DE LA CRISTALLISATION D'OLIVINE A LA PAROI

1. Définition de l'équilibre olivine-liquide

Les inclusions vitreuses primaires analysées, piégées pendant la croissance de l'olivine hôte, doivent par définition être en équilibre avec ce minéral. Or, les coefficients de partage Fe-Mg de nos liquides sont relativement faibles (compris entre 0,14 et 0,22), par rapport au $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ d'un liquide à l'équilibre avec une olivine ($=0,3 \pm 0,03$) défini par Roeder et Emslie (1970). Ceci peut s'expliquer par des modifications post-piégeage au sein de l'inclusion magmatique. En effet, lorsque la température diminue, le liquide étant saturé en olivine, ce minéral va cristalliser sur la paroi de l'inclusion. Ainsi la composition initiale de l'inclusion va être modifiée par la cristallisation d'olivine. Un moyen de s'affranchir de ce problème est l'homogénéisation expérimentale (cf. chapitre IV), qui est utilisée principalement quand l'inclusion est soit partiellement cristallisée soit dévitrifiée.

Quand l'inclusion est naturellement vitreuse, la méthode pour s'affranchir de la cristallisation à la paroi consiste à recalculer la composition initiale de l'inclusion en réintroduisant par le calcul cette olivine pariétale, jusqu'à ce que le liquide soit à l'équilibre avec son olivine hôte. Ce calcul est donc basé sur l'équilibre olivine-liquide évalué par l'intermédiaire du $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ défini comme suit:

$$K_{D_{Fe-Mg}}^{ol/liq} = \frac{X_{Fe}^{ol} \cdot X_{Mg}^{liq}}{X_{Mg}^{ol} \cdot X_{Fe}^{liq}}$$

Cette équation ne prend en compte que le fer sous forme de Fe^{2+} . En effet, la quantité de Fe^{3+} dans l'olivine est considérée comme nulle. Il nous faut donc connaître la quantité de FeO et de Fe_2O_3 dans les liquides analysés.

Divers travaux ont montré que le rapport Fe_2O_3/FeO est relié à la fugacité d'oxygène, à la température et à la composition du liquide et peut être quantifié par l'expression suivante définie par Sack et al. (1980) et affinée par Kilinc et al. (1983):

$$\ln \frac{X_{Fe_2O_3}^{liq}}{X_{FeO}^{liq}} = a \ln fO_2 + \frac{b}{T} + c + \sum_i d_i X_i$$

où a, b c et d_i sont des constantes définies expérimentalement et X_i est la fraction molaire des oxydes suivants: Al_2O_3 , FeO, CaO Na_2O et K_2O . A partir de cette équation on peut en déduire les quantités de Fe_2O_3 et FeO de nos liquides.

La fugacité d'oxygène a été déterminée dans les inclusions grâce à la déviation de la raie $K\alpha$ du soufre (cf. chapitre IV); cette évaluation n'ayant pas été faite pour toutes les inclusions vitreuses, une moyenne de la fO_2 par volcan et par teneur en forstérite de l'olivine hôte sera considérée. De même, une moyenne des températures d'homogénéisation pour chaque volcan sera prise en compte; pour les inclusions des Puys de la Vache et des Trois Sols, aucune homogénéisation n'ayant été réalisée, la température sera estimée à partir des résultats obtenus sur les autres volcans en fonction de la teneur en forstérite de l'olivine hôte.

La valeur du K_D^{Fe-Mg} à l'équilibre a été définie communément à $0,3 \pm 0,03$ (Roeder et Emslie, 1970). Cependant, de nombreux travaux ont mis en évidence une certaine dépendance du K_D à plusieurs paramètres comme la pression ou la composition du liquide (par exemple Ulmer, 1989; Kushiro et Mysen, 2002). Toplis (2005) a récemment quantifié les effets de tous ces paramètres sur le coefficient de distribution à partir de l'équation:

$$K_{D_{Ol-Liq}}^{Mg-Fe} = \exp \left(\left(\frac{-6766}{RT} - \frac{7.34}{R} \right) + (0.036 X_{SiO_2\#} - 0.22) + \left(\frac{3000(1-2X_{Fo})}{RT} \right) + \left(\frac{0.35(P-1)}{RT} \right) \right)$$

où T est la température en degrés Kelvin, P la pression en bars, X_{Fo} est le Mg# de l'olivine, et $X_{SiO_2\#}$ est le nombre de mole de silice du liquide ajusté par rapport à la teneur en alcalins et en eau du liquide (voir Toplis, 2005 pour le détail du calcul).

2. Méthode de correction

Lorsque l'olivine pariétale cristallise, le liquide piégé sous forme d'inclusion s'enrichit en fer et s'appauvrit en magnésium. La bordure d'olivine est par conséquent zonée ce qui implique que pendant la correction on ne doit pas "réinjecter" directement dans le liquide l'olivine hôte, mais une olivine à l'équilibre, c'est-à-dire qui sera de plus en plus magnésienne jusqu'à avoir la même composition que l'olivine hôte.

La correction de la composition de l'inclusion se fait donc de façon incrémentale:

- à partir de la composition brute de l'inclusion, on calcule l'olivine en équilibre en utilisant un coefficient de distribution Fe-Mg = $0,3 \pm 0,03$.
- on corrige la composition de l'inclusion en "dissolvant" 0,01% de cette olivine dans le liquide
- à partir de ce nouveau liquide, on calcule la nouvelle olivine en équilibre avec cette composition ...

... et ainsi de suite jusqu'à ce que l'olivine en équilibre avec la composition calculée soit identique à l'olivine hôte (programme MATLAB, M. Laubier com. pers.). Dans ce calcul, on considère le fer sous forme de Fe_2O_3 comme un élément incompatible vis-à-vis de l'olivine.

Le K_D^{Fe-Mg} calculé à partir de la composition du liquide corrigé, avec la formule définie par Toplis (2005) sera comparé à la valeur ($0,3 \pm 0,03$) du coefficient de distribution Fe-Mg utilisé pour la correction. Si la différence entre les deux valeurs est inférieure à l'incertitude sur le coefficient de distribution, alors la composition de l'inclusion est validée; dans le cas contraire, elle est encore corrigée jusqu'à ce que les deux valeurs convergent.

Les taux de cristallisation sont faibles et sont aux alentours de 5% pour tous les volcans. Les coefficients de distribution varient entre 0,27 et 0,31.

II. NATURE DES LIQUIDES "PRIMITIFS" PIEGES DANS LES OLIVINES $Mg\#_{86-84}$

Cette partie repose essentiellement sur les résultats obtenus à partir de l'étude des inclusions vitreuses primaires piégées dans les olivines les plus magnésiennes. Seulement quatre volcans sont retenus (les $Mg\#$ des olivines hôtes sont mentionnés entre parenthèses):

- le Puy Beaunit ($Mg\# = 84-86$)
- le Puy Chaumont ($Mg\# = 84-85$)
- le Puy des Trois Sols ($Mg\# = 84-85$)
- le Puy de la Vache ($Mg\# = 85-86$)

Les compositions des inclusions vitreuses en éléments majeurs ont été corrigées de la cristallisation épitaxiale selon la méthode décrite auparavant.

L'étude des inclusions magmatiques primaires permet d'avoir accès aux liquides en équilibre avec leur minéral-hôte au moment de sa cristallisation. Dans des minéraux précoces tels que l'olivine, les inclusions contiennent des magmas primitifs, c'est-à-dire des liquides les plus proches de ceux issus de la fusion du manteau péridotitique.

Cependant, pour être considérés comme des "magmas primaires" (c'est-à-dire correspondant aux magmas issus directement de la fusion des péridotites), ces liquides primitifs doivent répondre à un certain nombre de contraintes. Parmi ces critères, les liquides doivent être en équilibre avec une olivine magnésienne ($Mg\#_{88-92}$) et doivent afficher des $Mg\#$ élevés, supérieurs à 0,7 (Hess, 1992).

Les olivines hôtes de cette étude ne sont pas assez magnésiennes ($Mg\#_{84-86}$) pour être considérées comme des olivines mantelliques. De plus, les liquides piégés dans ces olivines ont des $Mg\#$ inférieurs à 0,7. Ils ne peuvent donc pas être considérés comme des magmas primaires au sens strict. Cependant, étant donné qu'ils sont piégés dans les olivines les plus magnésiennes trouvées dans les laves de la Chaîne des Puys, ces liquides doivent avoir une composition relativement plus primitive que celle des laves, qu'il va être intéressant de discuter dans la suite de cette étude.

1. Composition des magmas piégés

1.1 Normes CIPW

Le calcul des normes CIPW a été effectué avec le logiciel Classvolc 4.1 de Pierre Boivin. Pour ce calcul, nous avons besoin d'estimer le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} ; ceci a été effectué pour les liquides piégés sous forme d'inclusions, mais n'a pas été réellement déterminé pour les laves. Or, le calcul de la norme CIPW et notamment les teneurs en néphéline normative sont sensibles à la correction appliquée pour déterminer les teneurs en FeO et Fe_2O_3 . Ainsi, pour pouvoir comparer la composition normative des inclusions avec celle des laves, il est préférable de choisir la même correction, qui sera pour cette étude la relation définie par Le Maître (1976) pour les roches volcaniques:

$$Fe^{2+}/Fe^{3+} = 0,93 - (0,0042 * SiO_2) - (0,022 * (Na_2O + K_2O))$$

Les liquides piégés dans les phénocristaux d'olivine les plus primaires sont tous sous-saturés, à olivine et néphéline normatives (figure 71).

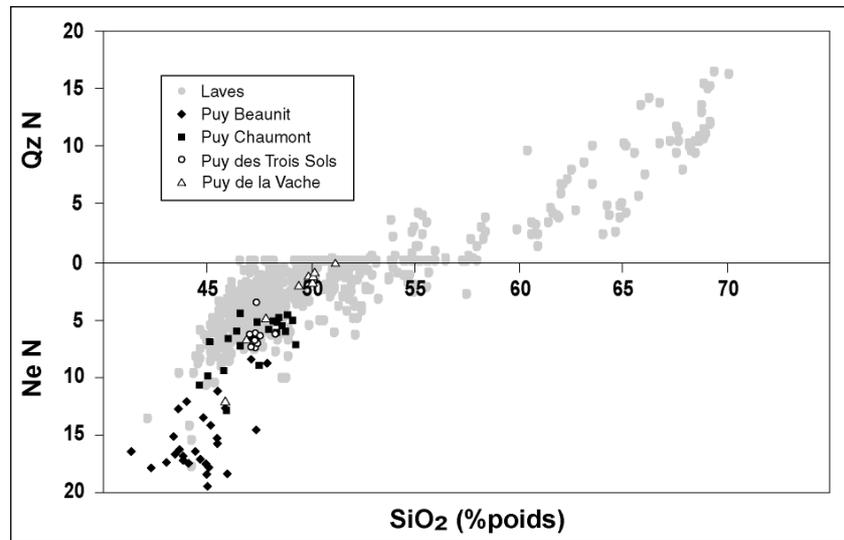


figure 71: Evolution des teneurs normatives en néphéline et en quartz en fonction de SiO_2 des inclusions magmatiques piégées dans les olivines les plus magnésiennes, comparées avec la série magmatique de la Chaîne des Puys.

Par rapport aux laves de la Chaîne des Puys (figure 71), les inclusions ont des teneurs en néphéline normative très élevées (16 à 18%) qui dépassent largement la majorité des laves.

1.2 Nomenclature

Les compositions des inclusions vitreuses et homogénéisées ont été reportées, pour chaque volcan, dans le diagramme de classification alcalins-silice, afin de caractériser la composition des magmas piégés. Dans chaque graphique, pour comparaison, on a également ajouté l'évolution globale de la série magmatique de la Chaîne des Puys et la(les) roche(s) totale(s) du volcan étudié.

i. le Puy Beaunit

Les liquides piégés dans les inclusions des olivines du Puy Beaunit sont de nature basanitique (figure 72); on peut cependant remarquer quelques échantillons dans les champs des trachy-basaltes et des basaltes. Les compositions balaiant une gamme très large en SiO_2 (42,5 à 47,5 %) et en alcalins (4,5 à 6%).

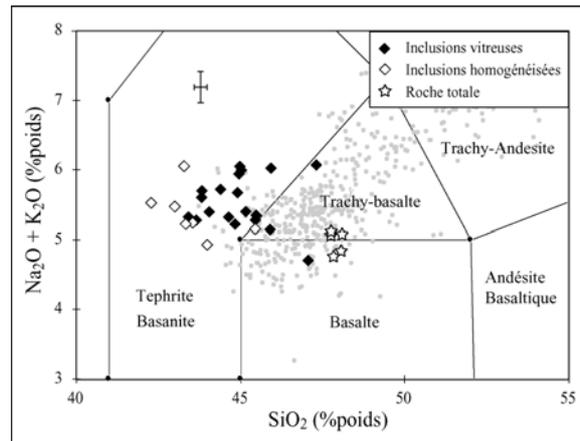


figure 72: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des liquides piégés dans les olivines magnésiennes du Puy Beaunit selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, la série magmatique de la Chaîne des Puys et la composition des laves hôtes

Les échantillons de roches totales ont des compositions plus riches en SiO_2 et correspondent au champ des basaltes, jusqu'aux trachy-basaltes.

Par rapport à la série magmatique définie par les laves de la Chaîne des Puys, les compositions des inclusions vitreuses sont beaucoup plus pauvres en SiO_2 et ne sont donc pas tout à fait dans l'alignement défini par les laves.

ii. le Puy Chaumont

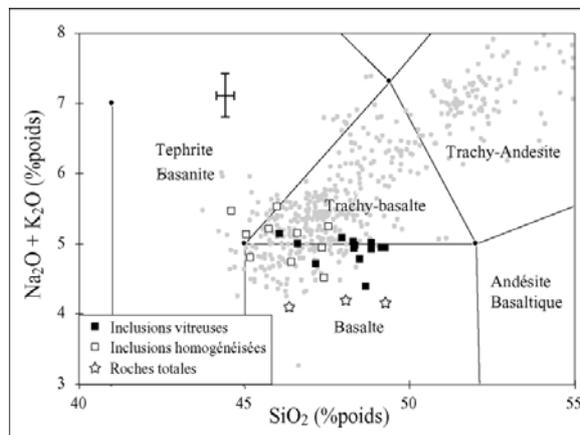


figure 73: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des liquides piégés dans les olivines magnésiennes du Puy Chaumont selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, la série magmatique de la Chaîne des Puys et la composition des laves hôtes.

Les liquides piégés dans les olivines des scories du Puy Chaumont ont des compositions à la fois de basalte et de trachy-basalte (figure 73). Seul un petit nombre d'inclusions se situe à la limite du champ des basanites-téphrites.

Globalement, les compositions des inclusions magmatiques sont en accord avec la série magmatique définie par les laves.

Les échantillons de roches totales, quant à eux, ont des compositions de basalte. Ils affichent des teneurs en silice également variables mais sont plus pauvres en alcalins.

iii. le Puy des Trois Sols

Les liquides piégés dans les olivines du Puy des Trois Sols ont des compositions basaltiques (figure 74). Ils présentent des compositions en silice et en alcalins assez homogènes. Les roches totales ont des compositions intermédiaires entre les basaltes et les trachy-basaltes.

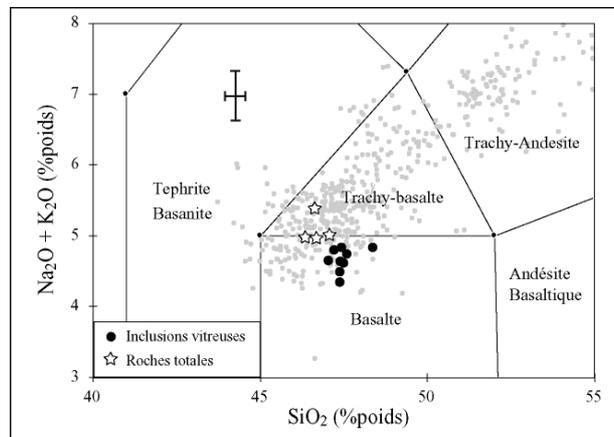


figure 74: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des liquides piégés dans les olivines magnésiennes du Puy des Trois Sols selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, la série magmatique de la Chaîne des Puys et la composition des laves hôtes

D'une manière générale, les inclusions ont des compositions identiques aux laves les plus basiques de la Chaîne des Puys et sont légèrement moins différenciées que les laves hôtes.

iv. le Puy de la Vache

Les inclusions du Puy de la Vache sont de nature basaltique (figure 75); elles présentent des compositions assez vastes en SiO_2 (46 à 51 %), mais en revanche sont très homogènes en alcalins (4,5%).

Les produits de ce volcan sont quant à eux de nature trachy-basaltique, donc légèrement plus différenciés que les liquides piégés dans les olivines.

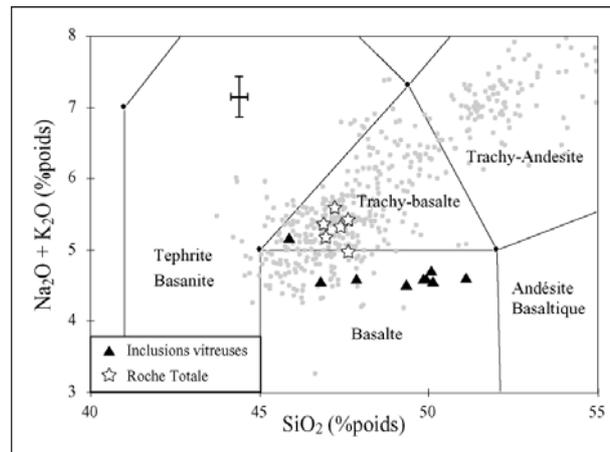


figure 75: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des liquides piégés dans les olivines magnésiennes du Puy de la Vache selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, la série magmatique de la Chaîne des Puys et la composition des laves hôtes

Par rapport à la série de la Chaîne des Puys, certaines inclusions présentent des compositions qui sont globalement cohérentes avec les laves, un autre groupe étant légèrement plus riche en SiO_2 .

Les liquides magmatiques piégés dans les olivines les plus primaires des Puys de la Vache, des Trois Sols et de Chaumont se situent dans les champs des basaltes et trachy-basaltes. Malgré une gamme très étendue de composition aussi bien en alcalins qu'en silice, les inclusions vitreuses sont globalement en accord avec la lignée de différenciation de la Chaîne des Puys.

Cependant, les inclusions magmatiques piégées dans les olivines du Puy Beaunit se caractérisent, quant à elles, par des teneurs en silice relativement faibles et des teneurs en alcalins plus élevées. En conséquence, ces inclusions ont des compositions de type basanitique plus sous-saturées que celles des laves et qui ne sont pas habituelles dans la série magmatique de la Chaîne des Puys (au sens strict).

Il convient également de remarquer que les analyses des laves hôtes des volcans étudiés sont parfois très variables pour un même édifice, notamment pour le Puy Chaumont dont les produits affichent une gamme de composition assez large en silice. La dispersion des compositions peut s'expliquer par des incertitudes au niveau de l'échantillonnage; en effet, pour le Puy Chaumont par exemple, les échantillons proviennent d'un échantillonnage en

talus, et donc soumis au saupoudrage. De plus, toutes les analyses ne proviennent pas du même laboratoire.

Enfin, d'une manière générale, les liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes ont une gamme de compositions très variables aussi bien en silice qu'en alcalins, gamme de composition plus étendue que celle des laves les moins différenciées, du moins pour les teneurs en silice.

2. Comparaison avec les roches totales de la Chaîne des Puys

Les liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes des produits basaltiques de la Chaîne des Puys ont été analysés dans le but de trouver des liquides primitifs par rapport aux laves. On va donc comparer la composition de nos liquides à celles de la série magmatique de la Chaîne des Puys (figure 76).

Bien que n'étant pas primaires, on remarque immédiatement que les liquides piégés sous forme d'inclusions affichent des teneurs en SiO_2 assez variables et même, pour une partie des inclusions, plus faibles que les laves les plus basiques de la Chaîne des Puys.

De plus, les inclusions ont globalement des compositions cohérentes avec les laves. Cependant, on peut remarquer quelques décalages par rapport à cette série magmatique. Par exemple, les concentrations en calcium de nos liquides inclus sont légèrement supérieures à celles des laves.

De la même manière, les gammes de composition en fer des inclusions sont beaucoup plus faibles que celles des laves à teneurs en SiO_2 équivalentes. En effet, les inclusions présentent des teneurs en fer relativement basses (7 à 10%) par rapport aux laves qui présentent en moyenne des teneurs assez proches de 11-12%.

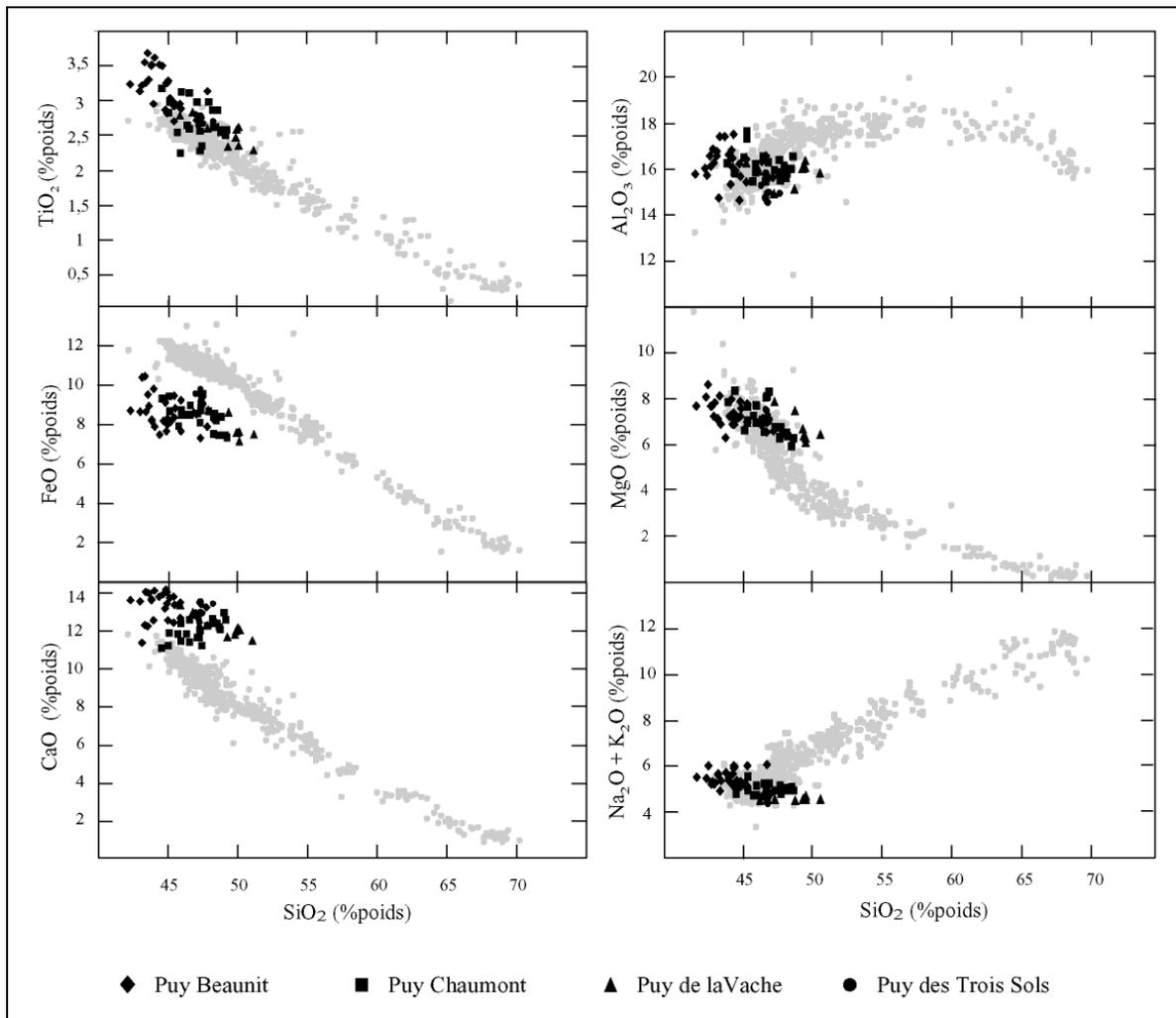


figure 76: Evolution des teneurs en éléments majeurs en fonction des concentrations en SiO_2 des inclusions magmatiques piégées dans des olivines magnésiennes, comparées à celles de la série magmatique de la Chaîne des Puys

Ainsi, les inclusions magmatiques piégées dans les olivines les plus magnésiennes affichent des compositions globalement cohérentes par rapport à ce qu'on pourrait attendre de magmas primitifs à l'origine de la série de la Chaîne des Puys.

Il existe néanmoins un problème avec les teneurs en fer des inclusions. En effet, les liquides piégés sont sensés appartenir à la série magmatique de la Chaîne des Puys, donc leurs teneurs en fer devraient être cohérentes avec celles des laves, contrairement à ce qui est montré par la figure 76. Comme discuté ci-après, ce phénomène pourrait être le résultat d'une ré-équilibration de l'inclusion magmatique avec son milieu environnant.

3. Mise en évidence d'une perte en fer par ré-équilibration

Certains auteurs (par exemple Danyushevsky et al. 2000) ont suggéré que les inclusions magmatiques ne représentent pas un système totalement clos, et que le liquide piégé n'est pas complètement isolé du milieu extérieur. Il subit un phénomène de ré-équilibration par diffusion d'espèces chimiques avec le milieu extérieur via le minéral hôte.

Pour nos inclusions magmatiques, le problème est donc de savoir si la composition en fer et en magnésium est représentative du liquide initial ou si elle reflète un processus de ré-équilibration. Danyushevsky et al. (2000), à partir de travaux antérieurs (par exemple Sobolev et Danyushevsky, 1994), ont examiné une possible ré-équilibration du liquide piégé avec son olivine hôte par diffusion du fer et du magnésium. En effet, ils ont constaté que des inclusions magmatiques homogénéisées piégées dans des phénocristaux d'olivines de laves de zone de subduction (îles Tonga, Vanuatu et arc de la Sonde), ont des compositions similaires à celles des roches totales, sauf dans le cas du fer pour lequel les compositions sont nettement appauvries. Grâce à des profils analytiques olivine-inclusion, ils proposent une ré-équilibration partielle ou totale de l'olivine qui a cristallisé sur la paroi de l'inclusion, par diffusion du fer du liquide vers l'olivine et du magnésium en sens inverse. Dans la nature, ce processus serait gouverné par le taux de refroidissement du minéral hôte dans la chambre magmatique, avant l'éruption, et la différence de température entre le piégeage et la trempe de l'inclusion.

Afin de repérer d'éventuelles évidences d'une ré-équilibration chimique, des profils ont été effectués à la microsonde électronique pour visualiser les variations de composition chimique entre le verre de l'inclusion et l'olivine hôte (figure 77). Trois inclusions piégées dans des olivines du Puy Beaunit ont été sélectionnées, dont deux inclusions trempées naturellement (plot 7 et plot 5) et une inclusion homogénéisée (plot 10). La somme des cations normalisés à 4 oxygènes a été calculée afin de distinguer plus nettement la limite entre le verre et l'olivine.

La composition de l'olivine hôte des inclusions naturellement trempées (plot 7 et plot 5) ne varie pas jusqu'à ce qu'on s'approche de la limite verre/inclusion. En effet on remarque à ce niveau-là, une décroissance des teneurs en magnésium et une augmentation des teneurs en fer de l'olivine, cette petite portion d'olivine représentant la bordure de cristallisation qui se forme lors du refroidissement de l'inclusion. Cependant, les variations de composition de cette olivine pariétale, bien que nettement visibles sur les profils, sont de très faibles amplitudes et seraient cohérentes avec une ré-équilibration partielle de nos inclusions vitreuses (une ré-équilibration totale effacerait les variations de composition de l'olivine pariétale).

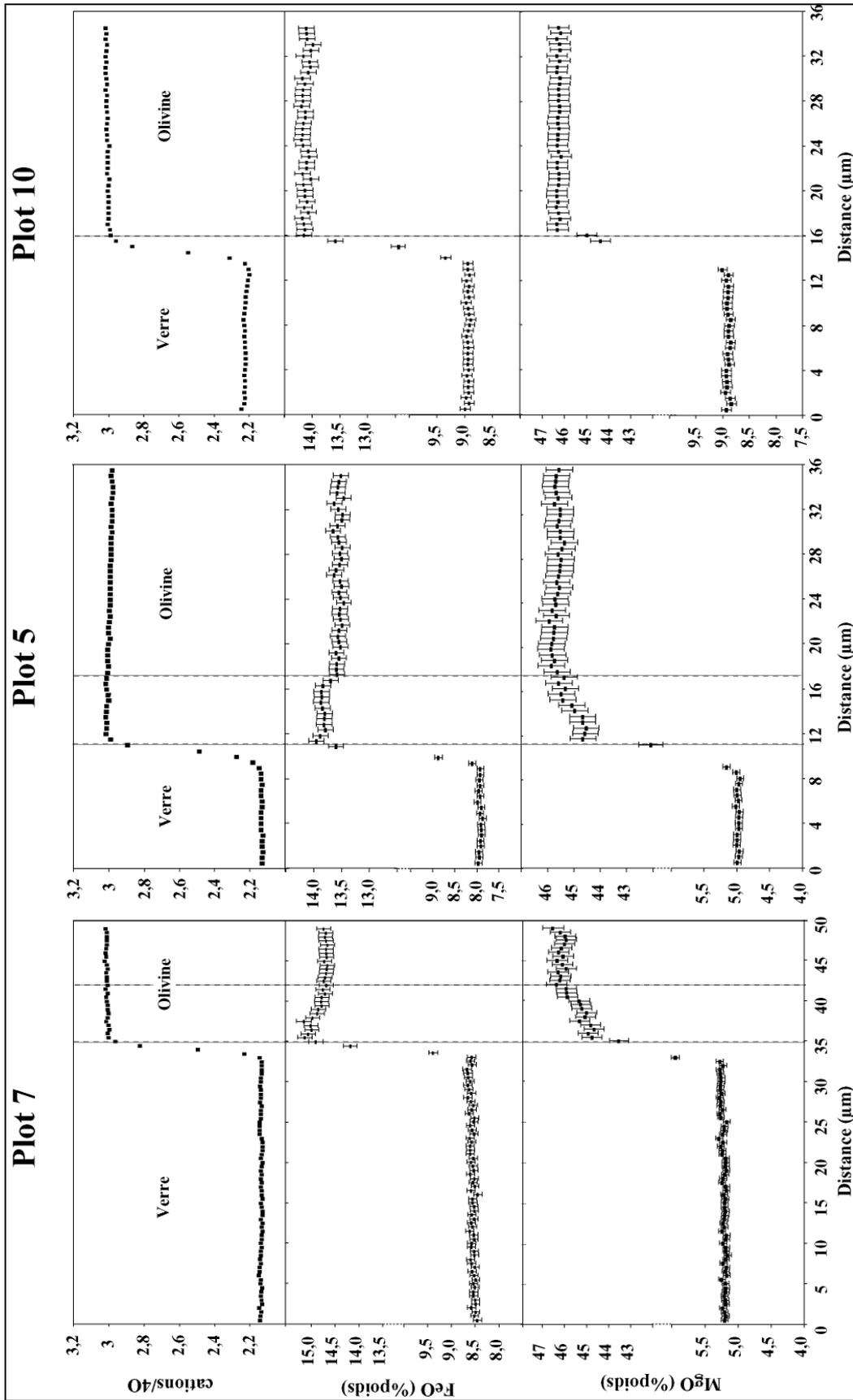


figure 77: Profils de composition des teneurs en fer et en magnésium entre trois inclusions magmatiques et leur olivine hôte.

Quant à l'échantillon traité expérimentalement (plot 10), on n'observe aucune variation significative de composition, que ce soit dans le verre ou dans l'olivine. Le but d'une homogénéisation étant de revenir à la composition initiale du liquide piégé, la bordure de cristallisation ne doit donc plus être visible, comme le montre notre profil de composition.

Enfin, ce processus de ré-équilibration est clairement mis en évidence si on observe les variations des teneurs en fer des inclusions magmatiques piégées dans toute la gamme de composition d'olivine ($Mg\#_{86-75}$) (figure 78).

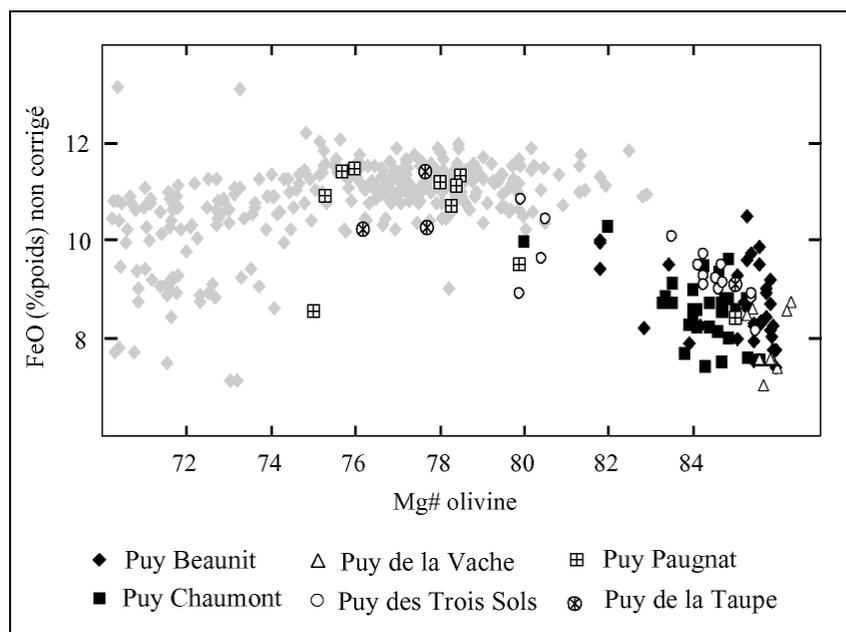


figure 78: Evolution des teneurs en fer des inclusions magmatiques piégées dans toute la gamme de composition d'olivine hôte, comparée à l'évolution des teneurs en fer des laves de la Chaîne des Puys

En effet, on constate que la corrélation négative formée par les inclusions magmatiques ne correspond pas du tout à la tendance des laves de la Chaîne des Puys. Cette caractéristique a été abondamment décrite par Danyushevsky et al (2000) comme étant le résultat direct d'une ré-équilibration des inclusions magmatiques.

On remarque que ce processus est de plus en plus prononcé lorsque le $Mg\#$ de l'olivine hôte augmente. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que la différence des teneurs en fer entre les inclusions piégées dans des olivines ferrifères et le liquide environnant est moins importante. D'autre part, Danyushevsky et al. (2000) ont suggéré que le processus de "perte en fer" était d'autant plus important que l'intervalle de temps entre le piégeage de l'inclusion et l'éruption était important. En d'autres termes, pour un même volcan, les inclusions piégées dans les olivines les plus magnésiennes (c'est-à-dire les premières à avoir cristallisé) vont subir une perte en fer plus importante que celles piégées dans les derniers minéraux à avoir cristallisé.

En conclusion nos inclusions magmatiques, devant avoir des compositions semblables voire plus primitives que celles des laves, présentent les caractéristiques d'une perte en fer par ré-équilibre. Il convient cependant de remarquer que nos profils de diffusion effectués dans des échantillons naturellement trempés serait cohérent avec une ré-équilibre seulement partielle de l'inclusion. Or, si on prend comme référence la composition des laves, la figure 78 montrerait un écart de composition important. Ceci laisserait donc suggérer que la bordure de recristallisation observée dans nos profils serait beaucoup plus importante que ce qu'on peut observer figure 77.

4. Correction du processus de perte en fer par ré-équilibre

En considérant que les compositions de nos inclusions magmatiques doivent être cohérentes avec celles des laves de la Chaîne des Puys, il est alors possible d'estimer les teneurs en fer initiales de nos liquides inclus.

En effet, lors de ce processus de ré-équilibre inclusion-olivine, seuls deux éléments sont vraiment affectés: le fer et le magnésium; les éléments incompatibles vis-à-vis de l'olivine, quant à eux, ne voient leurs teneurs que très peu évoluer. Ainsi, les rapports d'éléments incompatibles d'une inclusion ré-équilibrée doivent correspondre aux rapports avant la "perte en fer". Nous utiliserons, pour déterminer la teneur en fer initiale de nos inclusions, les rapports $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$, en considérant que la teneur en fer "réelle" d'une inclusion doit être cohérente avec l'évolution des laves de la Chaîne des Puys, pour un même rapport d'éléments.

La figure 79 montre l'évolution de la teneur en fer des laves en fonction du rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. La courbe de régression qui correspond le mieux au profil de composition des laves est de type polynomiale d'ordre 2 (figure 79). Cependant, pour les termes les plus basiques ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0,66$), c'est-à-dire la gamme de composition balayée par nos inclusions, ce type de régression n'est pas très adapté. C'est pour cette raison que la teneur initiale en fer des inclusions sera estimée à partir d'une courbe de régression logarithmique:

$$\text{FeO (\% (en poids))} = 4,3421 \text{ Ln}(\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3) + 13,105$$

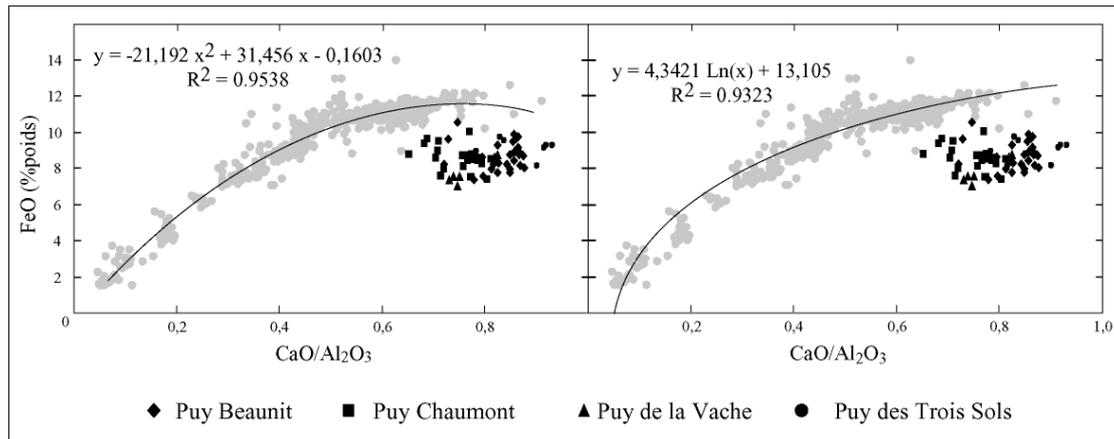


figure 79: Evolution de la teneur en fer des laves de la Chaîne des Puys (en gris) et des inclusions piégées dans les olivines les plus magnésiennes (en noir) en fonction du rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. A gauche, la courbe de régression est de type polynomial d'ordre 2, alors qu'à droite elle est de type logarithmique.

On applique le même raisonnement avec l'évolution de la teneur en fer en fonction du rapport $\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$ (figure 80). La courbe de régression qui correspond le mieux au profil d'évolution des laves est de type polynomial d'ordre 5:

$$\text{FeO} = -60,747 (\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O})^5 + 180,34 (\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O})^4 - 184,41 (\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O})^3 + 60,498 (\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O})^2 + 4,886 (\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}) + 1,1693$$

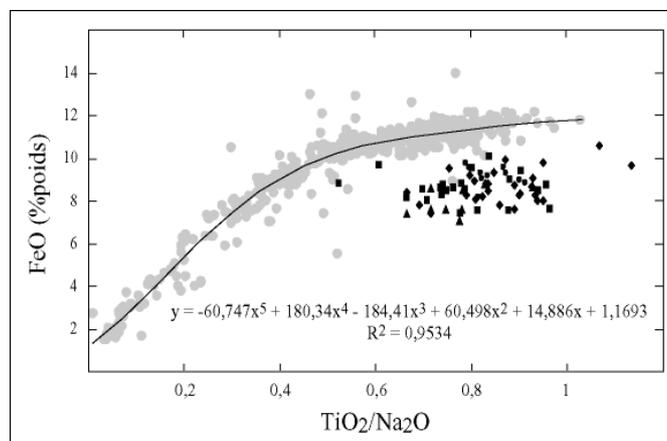


figure 80: Evolution de la teneur en fer des laves de la Chaîne des Puys (en gris) et des inclusions piégées dans les olivines les plus magnésiennes, en fonction du rapport $\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$. La courbe de régression est de type polynomial d'ordre 5 (même légende que figure 79).

On obtient ainsi, pour une inclusion magmatique, deux estimations de sa teneur en fer initiale; la valeur conservée sera une moyenne de ces deux estimations.

A partir des teneurs en fer initiales estimées, Danyushevsky et al. (2000) proposent un procédé pour corriger la composition des inclusions de ce processus de perte en fer. Cette méthode, faisant l'objet d'un programme de calcul "FeOeq2", est une combinaison de plusieurs étapes. Tout d'abord, les compositions des inclusions naturellement vitreuses (après correction de la

crystallisation d'olivine épitaxique) ou homogénéisées étant en équilibre avec leur minéral hôte, on peut calculer une température de liquidus ($T^{\circ}\text{liq}$) pour chaque couple olivine-inclusion.

La première étape de cette méthode consiste à appliquer la réaction inverse de ce processus en "réinjectant" du fer dans le liquide et en "enlevant" la même quantité de magnésium, par petits incréments X:

$$\begin{aligned}(\text{Fe}^{2+})_{\text{liq}} &= (\text{Fe}^{2+})_{\text{init liq}} + X \\ (\text{Mg}^{2+})_{\text{liq}} &= (\text{Mg}^{2+})_{\text{init liq}} - X\end{aligned}$$

Pendant cette étape, la teneur en MgO diminue légèrement, donc la température de liquidus calculée à partir de cette nouvelle composition ($T^{\circ}_2\text{liq}$) est inférieure à $T^{\circ}\text{liq}$.

La deuxième étape consiste alors à "ajouter" à la composition du liquide un composé "olivine hôte", jusqu'à ce que $T^{\circ}_2\text{liq} = T^{\circ}\text{liq}$

On répète ainsi ces deux étapes jusqu'à ce que la teneur en fer du liquide soit égale à la teneur en fer voulue.

Parmi tous les choix proposés par les auteurs du programme de correction de la "perte en fer", la température de liquidus sera calculée à partir de la relation établie par Ford et al. (1983).

Après correction, la composition des inclusions sera comparée à celle des laves par rapport à la silice.

Comme l'illustre la figure 81, les compositions des inclusions magmatiques après correction sont relativement bien en accord avec les produits les plus basiques de la Chaîne des Puys.

Les données, une fois corrigées présentent toujours les mêmes caractéristiques en terme de compositions normatives. En effet, les liquides piégés restent sous-saturés, avec des teneurs en néphéline normative élevées.

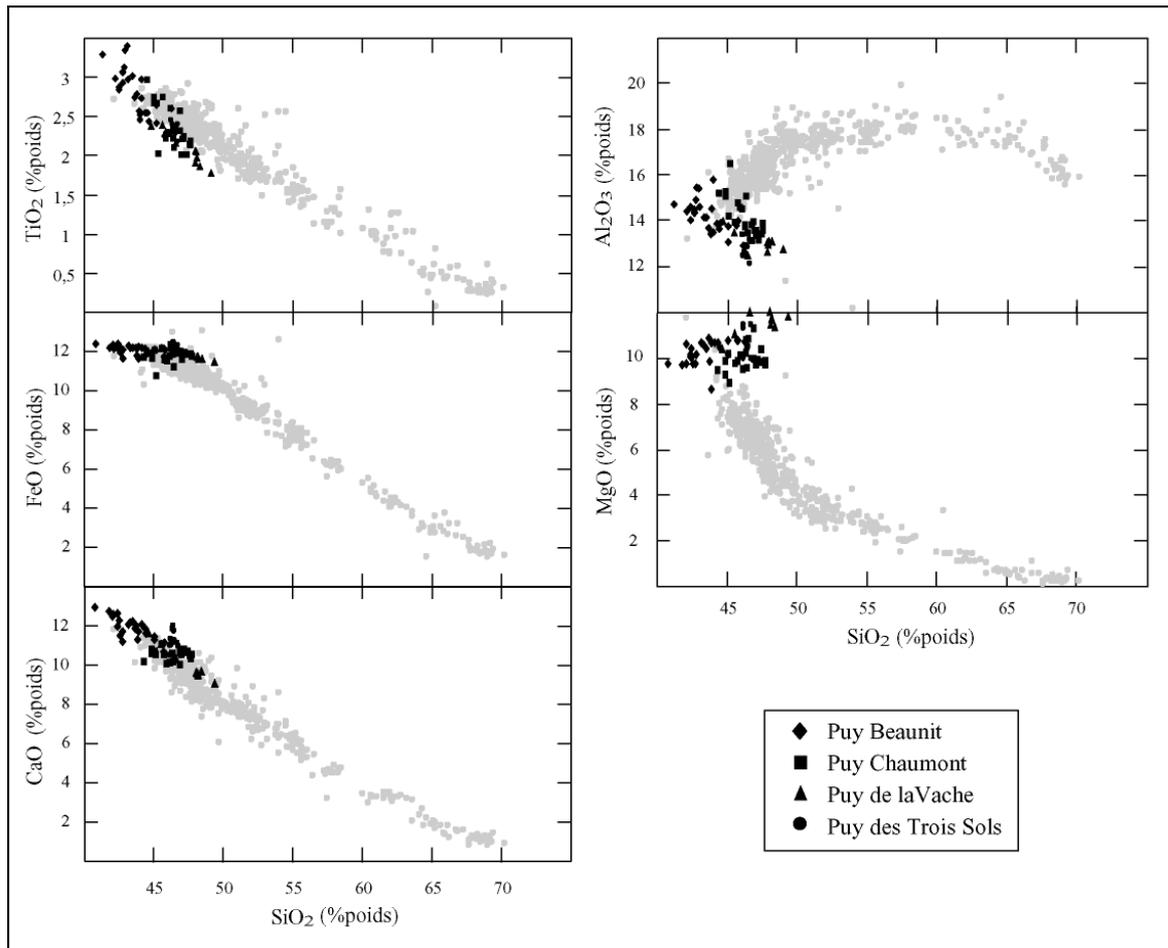


figure 81: Evolution des teneurs en éléments majeurs corrigées de la "perte en fer" en fonction des teneurs en SiO_2 des inclusions magmatiques piégées dans les olivines les plus magnésiennes, comparées à l'évolution des laves de la Chaîne des Puys.

La figure 82 établit un bilan de composition des liquides piégés dans les olivines magnésiennes de la Chaîne des Puys, après correction de la perte en fer. Il convient de remarquer que la gamme de variation en silice de nos liquides inclus est toujours très importante. De plus, la tendance définie par ces liquides primitifs (diminution des alcalins en fonction de SiO_2) est opposée à celle définie par les laves.

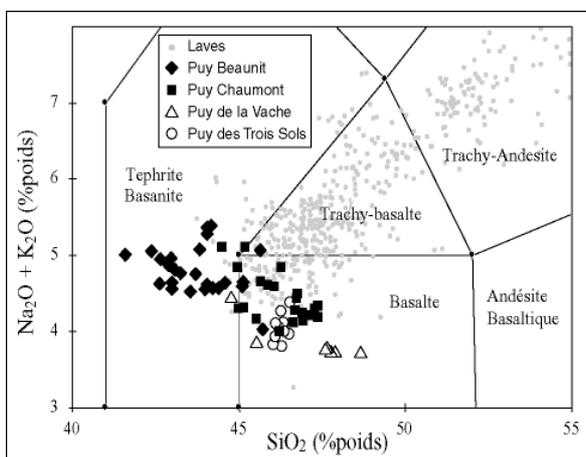


figure 82: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes (après correction de la "perte en fer") selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, les laves de la série magmatique de la Chaîne des Puys

D'autre part, les inclusions piégées dans les olivines du Puy Beaunit se distinguent, après correction, encore plus nettement de la tendance définie par les laves de la Chaîne des Puys (figure 82). Ces liquides ont des compositions en éléments majeurs nettement plus sous-saturées que celles affichées par les laves. Néanmoins, ils présentent des compositions qui sont dans la continuité de celles des autres inclusions; on peut donc en déduire qu'un lien pétrogénétique relie toutes ces inclusions entre elles.

Dans la suite de cette étude, nous ne considèrerons que les compositions corrigées de la perte en fer de la manière décrite auparavant et ce, pour tous les liquides inclus exceptés certains du Puy Paugnat qui présentent des teneurs en fer cohérentes avec celles des laves.

III. EVOLUTION DES LIQUIDES PIEGES DANS LES OLIVINES

Jusqu'à présent, notre attention ne s'est focalisée que sur la nature des liquides "primitifs" de la Chaîne des Puys, c'est-à-dire ceux piégés dans les olivines les plus magnésiennes. Cependant, nous disposons d'une gamme de compositions beaucoup plus importante d'olivines hôtes ($Mg\#_{86-75}$) dans lesquelles nous avons aussi analysé des liquides inclus. En effet, l'étude des liquides piégés dans cette grande gamme d'olivine permet de regarder la composition des liquides parentaux des laves à différents stades de leur évolution.

Il s'avère donc intéressant de comparer la nature de ces liquides avec celle des roches totales et de confronter l'évolution des liquides inclus avec les modèles proposés pour expliquer la série magmatique de la Chaîne des Puys.

La composition des olivines hôtes n'est pas tout à fait la même d'un volcan à un autre et évolue selon la distribution suivante:

- $Mg\#_{86-83}$ pour les olivines du Puy Beaunit
- $Mg\#_{85-80}$ pour les olivines du Puy Chaumont
- $Mg\#_{85-80}$ pour les olivines du Puy des Trois Sols
- $Mg\#_{85-76}$ pour les olivines du Puy Paugnat
- $Mg\#_{85-76}$ pour les olivines du Puy Taupe

Pour certains éléments, comme le calcium par exemple, on peut constater que l'évolution des liquides piégés dans toutes ces olivines ($Mg\#_{86-75}$) semble relativement similaire à celle des laves et

donc que cette évolution est gouvernée par un processus de cristallisation fractionnée identique à celui des laves (figure 83).

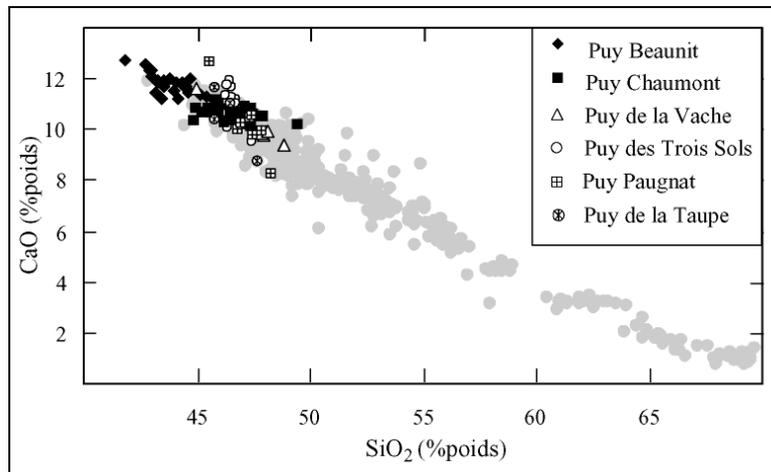


figure 83: Evolution des teneurs en calcium des inclusions piégées dans toute la gamme d'olivines hôtes et des laves, en fonction de SiO_2

Cependant, cette conclusion semble moins évidente pour d'autres éléments tels MgO ou K_2O (figure 84). En effet, il semble que les liquides inclus se divisent en deux groupes:

- un groupe piégé dans les olivines les plus magnésiennes, c'est-à-dire les magmas "primitifs" par rapport aux laves de la Chaîne des Puys, qui montrerait une évolution différente de celles-ci.
- un groupe piégé dans les olivines plus différenciées (essentiellement des Puys Pagnat et la Taupe) et dont la tendance évolutive se rapproche plus de celle des laves sans pour autant être tout à fait identique.

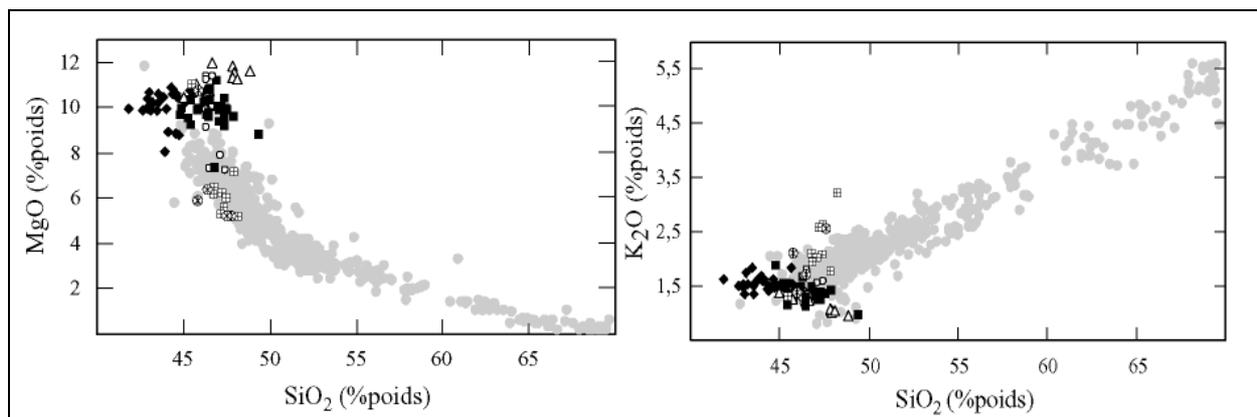


figure 84: Evolution des teneurs en MgO et K_2O des inclusions piégées dans toute la gamme d'olivines hôtes et des laves, en fonction de SiO_2 (même légende que figure 83)

Nous allons d'abord nous intéresser à l'évolution des liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes et ensuite examiner la nature des liquides en fonction de la différenciation.

1. Processus complexe à l'origine des magmas "primitifs"

Les liquides piégés sous forme d'inclusions magmatiques dans les olivines les plus magnésiennes affichent une gamme de composition très variable par rapport aux termes les plus basiques des laves de la Chaîne des Puys, et ce malgré la gamme d'olivine hôte très restreinte ($Mg\#_{84-86}$). De plus, ces liquides montrent des tendances évolutives assez marquées pour certains éléments; ces tendances étant visibles aussi bien avant qu'après la correction de "la perte en fer", elles ne sont donc pas induites par ce calcul.

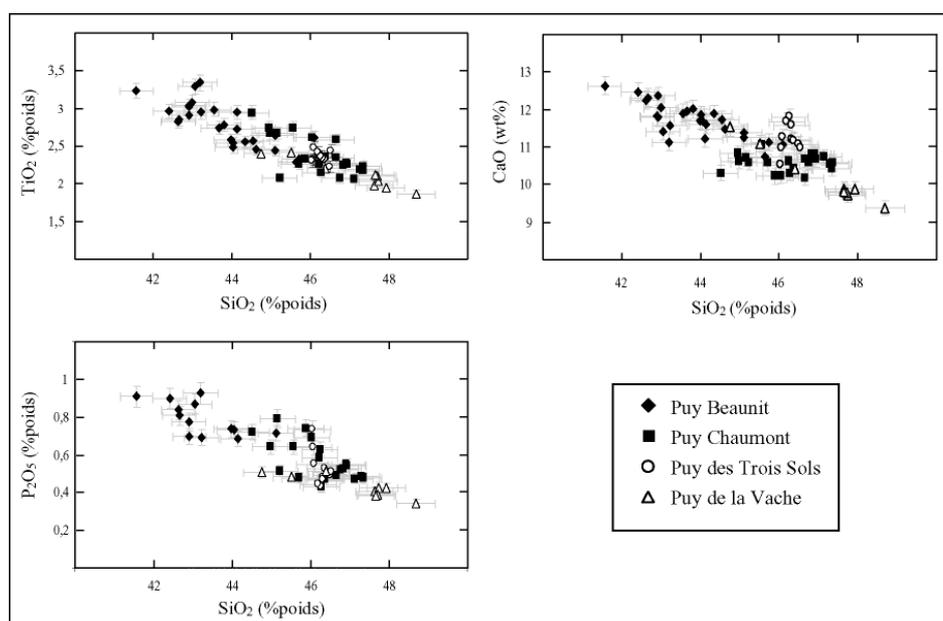


figure 85: Evolution des teneurs en TiO₂, CaO et P₂O₅ en fonction de la concentration en SiO₂ des liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes, une fois corrigées de la "perte en fer"

On observe notamment, en fonction de la silice, une diminution des teneurs en titane, en calcium et en phosphore des liquides primitifs. Si le comportement des deux premiers éléments pouvait s'expliquer par un processus de cristallisation fractionnée de clinopyroxène, le comportement du phosphore est incompatible avec un tel processus. En effet, la cristallisation d'apatite n'apparaît qu'au niveau des mugéarites, c'est-à-dire dans des termes beaucoup plus différenciés que nos liquides primitifs.

L'évolution en éléments majeurs des liquides piégés en inclusion n'est donc pas gouvernée par un processus simple de cristallisation fractionnée, interprétation déjà suggérée par l'évolution des alcalins (figure 82); plusieurs processus peuvent entrer en jeu influençant ainsi de manière plus ou moins significative certains éléments. Cette hypothèse sera considérée à partir de l'évolution en éléments en traces des inclusions.

2. Une série sous-saturée dans la Chaîne des Puys?

Les provinces magmatiques du Massif Central sont caractérisées par deux séries magmatiques (Brousse, 1971): une série qui évolue vers des termes sous-saturés (phonolites) et une série qui évolue vers des termes sur-saturés (rhyolites), cette-dernière étant la seule exprimée dans les produits volcaniques de la Chaîne des Puys (figure 86).

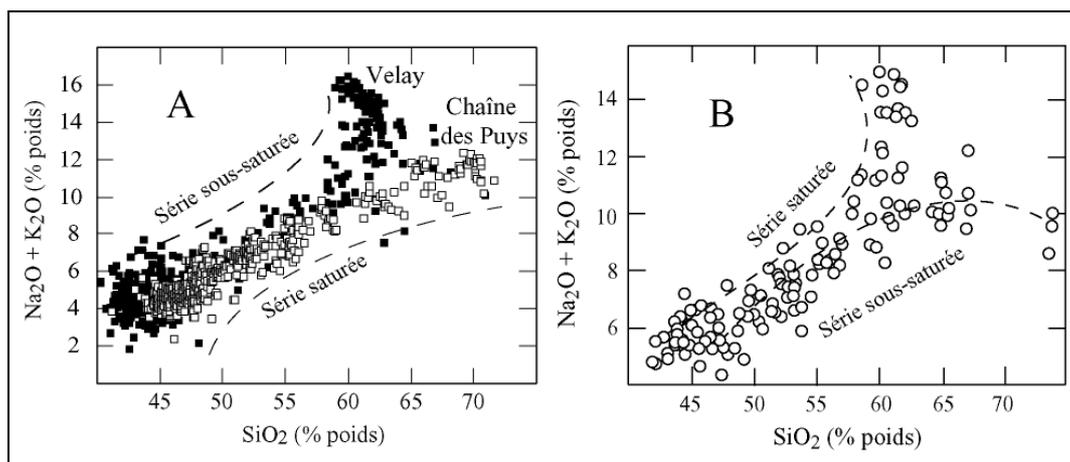


figure 86: Variations de la teneur en alcalins en fonction des concentrations en silice pour A) une série sous-saturée (Velay)¹ et une série saturée (Chaîne des Puys) du Massif Central et B) les deux séries magmatiques des Monts Dore²

La présence de ces deux évolutions est relativement fréquente dans les provinces magmatiques intra-plaques continentales, et l'origine des termes différenciés saturés a été très débattue.

Une théorie ancienne consiste à invoquer, pour expliquer les termes saturés, un mélange de deux magmas: un basique et un acide issu de la fusion directe de la croûte continentale (par exemple Glangeaud, 1943; Glangeaud et Létolle, 1962).

Cependant, l'hypothèse d'une cristallisation fractionnée couplée à un processus de contamination crustale a pris l'ascendant sur la théorie précédente pour expliquer l'évolution vers des termes saturés (Brousse 1961, 1971). Ce modèle est repris par Camus (1975) pour expliquer l'évolution de la série magmatique de la Chaîne des Puys.

¹ Abidon, 1964; Batard, 1974; Berger, 1981; Berger et al., 1978; Berger et Lanoë, 1978; Berger et al., 1976; Berger et Prinzhofer, 1977; Blanc, 1960; Boivin, 1982; Brousse, 1961; Carbonnel et Robin, 1972; Darvich-Zad, 1971; Devis, 1969; Fouris, 1989; Ferichmann, 1977; Girod, 1979; Hodges, 1991; Jardin, 1973; Lacroix, 1923; Liotard et al., 1983; Liotard et al., 1988; Maraval, 1965; Marty, 1965; Mergoïl, 1981; Normand, 1973; Villemant, 1979; Vilminot, 1962; Yao, 1988

² Bernth et al., 2002; Bourdier, 1980; Briot, 1988, Vidal, 1994

Enfin, sur la base d'une étude pétrologique systématique de séries saturées, Maury (1976) a proposé une évolution strictement contrôlée par la cristallisation fractionnée d'amphibole, minéral pauvre en silice, qui permet le passage du domaine sous-saturé vers le domaine saturé. Cette hypothèse a été reprise par Villemant (1979) et par Foury (1983), pour expliquer l'évolution des séries magmatiques du Massif Central.

Des études récentes ont repris ces modèles en montrant que, en plus d'une évolution par cristallisation fractionnée, la contamination crustale joue un rôle important dans les provinces du Cantal (Wilson et al., 1995) et des Monts Dore (Briot et al., 1991).

Ainsi, la province volcanique de la Chaîne des Puys se distingue des autres provinces du Massif Central par l'absence de produits évoluant vers des compositions sous-saturées, à cause de la cristallisation d'amphibole au milieu de la série. Cependant, la gamme de composition des liquides magmatiques "primitifs" est très étendue par rapport à celle des laves basaltiques de la Chaîne des Puys. Il paraît donc intéressant d'essayer d'appréhender leur évolution afin de la comparer avec celle, bien spécifique, des roches totales.

2.1 Evolution des liquides inclus à travers la différenciation des olivines hôtes

Nous avons vu précédemment (cf. figure 84) que les liquides piégés dans les olivines plus ferrifères (olivine des Puys Pagnat et la Taupe) présentaient une évolution qui semblait suivre celle des laves de la Chaîne des Puys.

La composition de la lave hôte représente la composition moyenne du magma au moment de l'éruption et, si ce n'est à travers une étude pétrographique précise des cristaux en lame mince, ne permet pas de visualiser les différentes étapes de l'évolution du magma primitif jusqu'à l'éruption. Par contre, l'étude des inclusions magmatiques piégées dans toute la gamme de composition d'olivine d'un même volcan peut permettre de retracer cette évolution.

Si nous considérons la roche totale équivalente à un liquide (en raison de la faible charge cristalline des scories analysées) nous pouvons, à partir de la composition de la lave hôte et pour chaque volcan, calculer la composition de l'olivine en équilibre en fixant un K_D égal à 0,3 (Roeder et Emslie, 1970). D'une manière générale, l'olivine calculée possède un $Mg\#$ aux alentours de 79, alors que le $Mg\#$ des olivines hôtes des inclusions varie de 85 à 75. On peut donc considérer deux étapes d'évolution: la première qui consiste à évoluer jusqu'à atteindre une composition équivalente à celle de la roche totale (correspondant à l'évolution des inclusions piégées dans les olivines $Mg\#_{85}$.

79) et la deuxième étape qui permet d'évoluer au-delà de la composition moyenne de la roche totale (correspondant à l'évolution des inclusions piégées dans les olivines $Mg\#_{79-75}$).

Les deux étapes d'évolution sont illustrées par la figure 87, où les concentrations en K_2O des inclusions et roches totales des Puys de la Taupe et Pagnat sont reportées en fonction de MgO . On constate que les liquides piégés dans les olivines les plus ferrifères de ces deux volcans se caractérisent par un enrichissement en potassium (jusqu'à 3%) par rapport aux teneurs des laves hôtes mais aussi de l'ensemble des laves de la Chaîne des Puys (figure 87).

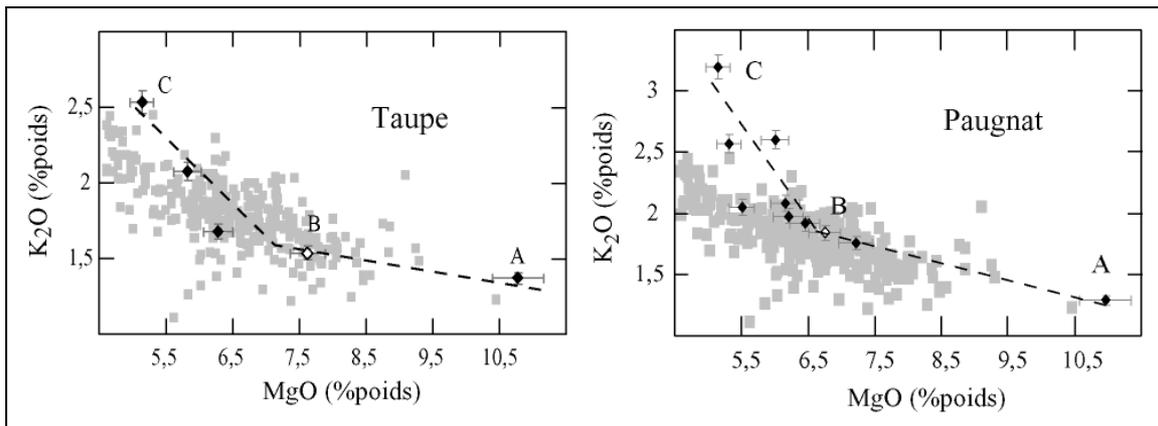


figure 87: Evolution des teneurs en K_2O en fonction des teneurs en MgO des inclusions piégées dans les olivines du Puy de la Taupe (à gauche) et du Puy Pagnat (à droite). La composition de la roche totale (RT) est également reportée (losange blanc) dans chaque graphique, ainsi que les différentes étapes théoriques d'une évolution par cristallisation fractionnée (ligne en pointillés) et la série magmatique de la Chaîne des Puys (carrés gris)

La première étape de l'évolution (A-B) semble cohérente avec celle des laves; effectivement, des calculs de bilan de masse (Annexe V) montrent qu'elle correspond à une évolution par cristallisation en majorité de clinopyroxène et d'olivine et en moindre mesure de spinelle, ce qui est tout à fait cohérent avec le modèle généralement proposé pour l'évolution des laves de la Chaîne des Puys.

La deuxième étape de la différenciation (B-C) s'expliquerait, quant à elle, par le fractionnement du plagioclase (Annexe V), qui provoquerait un enrichissement en potassium des liquides.

Les liquides piégés dans une gamme de composition importante d'olivine d'un seul volcan montrent donc une évolution qui diffère de celle des roches totales.

2.2 Les magmas "primitifs" du Puy Beaunit: précurseurs d'une série sous-saturée?

Le Puy Beaunit est un volcan de la région Auvergne qui possède la plus grande variété de nodules mantelliques et crustaux remontés pendant son éruption, et il est surtout un des très rares

volcans de la Chaîne des Puys qui présente cette caractéristique. Il est de ce fait souvent échantillonné dans le cadre d'études de la lithosphère sous le Massif Central (par exemple Féménias et al., 2001).

Ce volcan particulier, bien que de composition cohérente avec les produits de la Chaîne des Puys, présente des compositions d'inclusions magmatiques légèrement plus pauvres en SiO_2 et plus sous-saturées, qui étendent le champ des basaltes (s.l.) de cette région vers des compositions plus basanitiques (cf. figure 72 et figure 82). De telles compositions, si elles ne sont pas représentées dans la Chaîne des Puys à l'échelle des laves émises en surface, sont, comme on l'a vu, plus communes dans les autres provinces volcaniques du Massif Central, comme les Monts-Dore ou le Cantal.

Les liquides "primitifs" piégés dans les olivines du Puy Beaunit, peu communs dans la série magmatique de la Chaîne des Puys, suivraient-ils la même évolution que celle exprimée par les roches totales? Pour répondre à cette question, nous nous heurtons à l'absence de termes évolués dans ce volcan.

On a vu que l'étude des inclusions piégées dans les olivines ferrifères pouvait renseigner sur la nature des liquides quand le processus de différenciation est un peu plus avancé. La difficulté est que pour le Puy Beaunit, on ne dispose pas d'une gamme de composition en olivine hôte suffisamment importante pour réaliser ce genre d'étude; il faut donc aborder le problème d'une autre manière.

Une inclusion magmatique peut cristalliser (voir chapitre sur les minéraux-fils) et donc voir sa composition évoluer lors du refroidissement. Elle peut ainsi, dans certaines conditions, être assimilée à une micro-chambre magmatique (Clocchiatti et Massare, 1985). Pour pouvoir donc appréhender l'évolution des liquides basanitiques des olivines Mg_{85-84} du Puy Beaunit, nous avons analysé en plus des minéraux-fils, les verres résiduels dans quelques inclusions cristallisées. Une étude similaire a été menée pour comparaison sur des inclusions cristallisées du Puy Chaumont.

Les verres résiduels ont des compositions très variables. Dans le diagramme de classification alcalins-silice (figure 88), les verres résiduels des inclusions du Puy Beaunit ont tendance à évoluer des basanites-téphrites aux téphri-phonolites, c'est-à-dire vers des compositions sous-saturées. Les minéraux-fils exprimés dans les inclusions magmatiques de ce volcan sont pour l'essentiel des clinopyroxènes, du plagioclase, de la rhönite et quelques oxydes.

Dans ce même diagramme (figure 88), les verres résiduels du Puy Chaumont, quant à eux évoluent des trachy-basaltes aux trachytes, c'est-à-dire vers des compositions saturées. Cette évolution n'est pas sans rappeler celle des laves de la série magmatique de la Chaîne des Puys.

Rappelons que les minéraux-fils exprimés dans les inclusions magmatiques de ce volcan sont essentiellement des clinopyroxènes, du plagioclase, de l'amphibole et quelques oxydes.

Dans la mesure où l'évolution observée au sein d'une inclusion est comparable à celle, macroscopique, qui s'exprime dans une chambre magmatique, les résultats confirment que les liquides des olivines Mg[#]₈₄₋₈₅ du Puy Beaunit sont comparables aux termes primitifs d'une série magmatique sous-saturée.

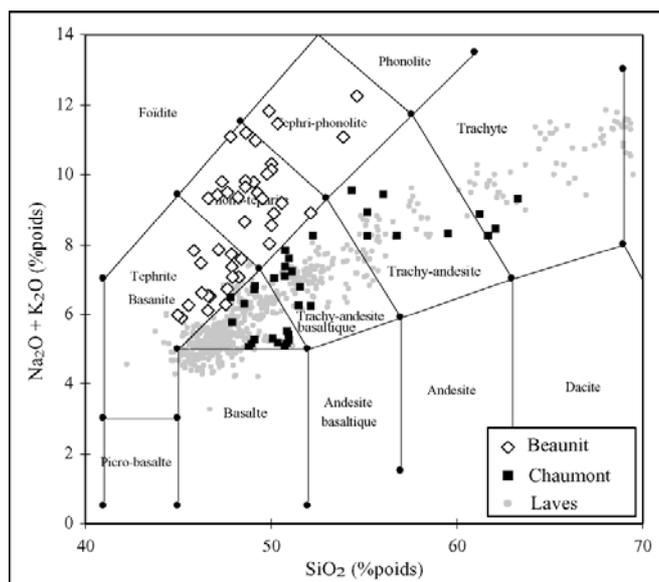


figure 88: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des verres résiduels d'inclusions magmatiques partiellement cristallisées piégées dans les olivines des Puys Chaumont et Beaunit, selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, les laves de la série magmatique de la Chaîne des Puys

L'étude des verres résiduels des inclusions magmatiques cristallisées des Puys Beaunit et Chaumont met donc en évidence deux évolutions différentes qui correspondent à la cristallisation de paragenèses distinctes. Pour expliquer ceci, plusieurs hypothèses sont possibles:

- les inclusions piègent des liquides initiaux de compositions distinctes issus de sources différentes
- les conditions de cristallisation sont différentes et ne permettent pas aux verres résiduels des inclusions du Puy Beaunit d'évoluer vers le domaine saturé.

Le fait de trouver de l'amphibole dans les inclusions du Puy Chaumont signifie que la teneur en eau était suffisante pour permettre la cristallisation de cette phase hydratée. Le faible total des analyses des liquides primitifs (97% en moyenne) confirmerait effectivement des teneurs en eau non négligeables.

Par contre, la présence de rhönite dans les inclusions du Puy Beaunit sous-entend que le liquide silicaté initial est moins riche en eau, ce qui ne permettrait pas la cristallisation de

l'amphibole mais un substitut anhydre, à savoir un assemblage minéralogique contenant de la rhönite (Boivin, 1980). Effectivement, le total des analyses des liquides primitifs (98,5% en moyenne) confirmerait cette hypothèse.

En conclusion, si on considère une inclusion comme un système clos, nous proposons que les magmas "primitifs" du Puy Chaumont contiennent des teneurs en eau plus importantes que ceux du Puy Beaunit qui conduisent à une évolution vers des compositions saturées, par cristallisation d'amphibole. Les hypothèses à l'origine de cette différence de composition seront discutées lors de l'étude des éléments volatils. Les teneurs en eau ont été analysées par microsonde ionique, mais du fait de la petite taille des inclusions magmatiques des olivines du Puy Beaunit et de la mise en évidence de leurs faibles teneurs en eau, notre attention s'est portée sur les volcans (Puy Chaumont, Puy des Trois Sols et Puy de la Vache) dont les analyses d'inclusions en éléments majeurs présentaient en moyenne un déficit de composition.

Dans tous les cas, on ne peut guère invoquer un processus de contamination crustale de plus en plus important au fur et à mesure de la cristallisation des liquides pour expliquer l'évolution des verres résiduels du Puy Chaumont vers des compositions saturées, puisque l'inclusion est considérée comme un système clos. Si contamination crustale il y a eu, celle-ci n'a eu lieu qu'avant ou pendant le piégeage, mais pas pendant l'apparition de minéraux-fils.

IV. CONCLUSION

Les liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes affichent une gamme de composition cohérente avec des magmas "primitifs" à l'origine de la série magmatique de la Chaîne des Puys, mais qui élargit le champ des basaltes (s.l.) vers des compositions de type basanite. Le processus qui régit l'évolution de ces liquides semble plus complexe qu'une simple cristallisation fractionnée.

D'autre part, l'étude de la nature des liquides au cours de leur différenciation a mis en évidence une évolution différente de celle des laves, vers un domaine de compositions sous-saturées dans le cas du Puy Beaunit, alors que dans le cas du Puy Chaumont on a une évolution calquée sur celle de l'ensemble de la série magmatique. Ceci est lié à des teneurs en eau plus faibles dans les liquides initiaux du Puy Beaunit qui ne permettent alors pas la cristallisation de l'amphibole, minéral jouant un rôle prépondérant dans l'évolution vers un domaine de composition saturée.

Partie B**LES ELEMENTS EN TRACES**

Les compositions en éléments en traces de 21 inclusions magmatiques, piégées dans des olivines parmi les plus magnésiennes, ont été déterminées à la microsonde ionique à l'Istituto di Geoscienze e Georisorse à Pavie (Italie). Les compositions en éléments majeurs de ces inclusions sont très variables (figure 89) et représentent toute la gamme de liquides, des basanites aux basaltes alcalins.

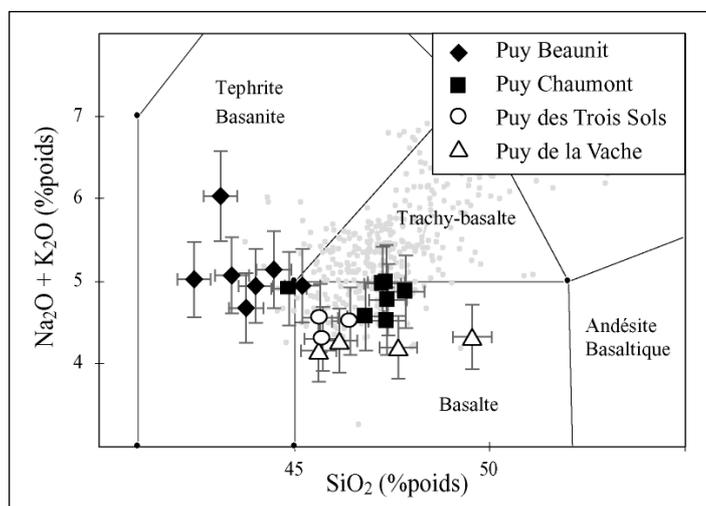


figure 89: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des liquides inclus dont la composition en éléments en traces a été déterminée, selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, les laves de la série magmatique de la Chaîne des Puys

I. COMPARAISON AVEC LES LAVES DE LA CHAÎNE DES PUY

Les compositions en éléments en traces des inclusions magmatiques vont être confrontées à celles des laves de la Chaîne des Puys afin d'apprécier leur relation par rapport au processus de cristallisation fractionnée à l'origine de l'évolution des laves.

Les compositions en éléments en traces des basaltes et trachy-basaltes de la Chaîne des Puys ont été empruntées à plusieurs auteurs: Villemant (1980), Fuchs (1995), Chauvel et Jahn (1984).

Le thorium a été choisi comme indice de différenciation car cet élément est fortement incompatible vis-à-vis des phases silicatées qui cristallisent dans les laves. Les titres des deux paragraphes suivants font référence au degré d'incompatibilité des éléments en traces pour des compositions basaltiques. En effet, le degré d'incompatibilité d'un élément évolue en fonction des

phases minérales qui cristallisent et un élément incompatible dans un basalte peut devenir compatible dans les produits plus différenciés.

1. Evolution des éléments compatibles et incompatibles

1.1 Les éléments compatibles (Cr, Sc)

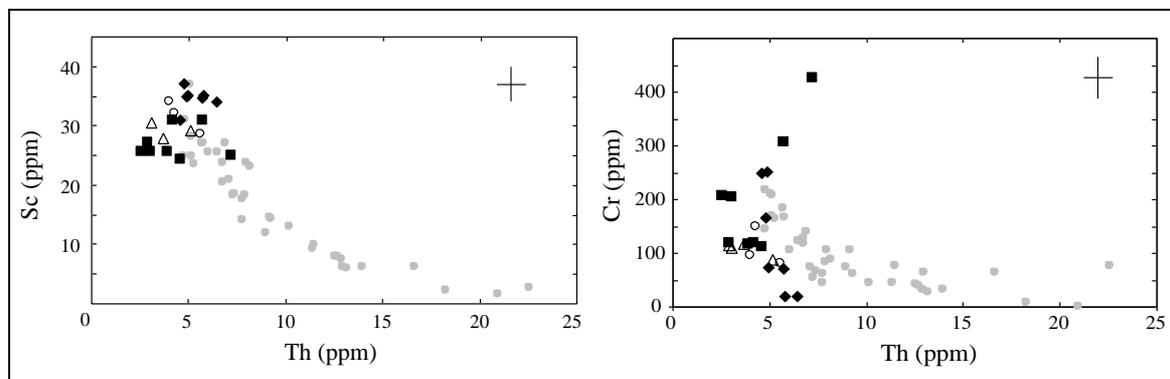


figure 90: Evolution des teneurs en Sc et en Cr des inclusions magmatiques en fonction de Th, comparée avec celle des laves de la Chaîne des Puys (même légende que figure 89)

Les teneurs en Sc et en Cr des laves de la Chaîne des Puys décroissent en fonction du taux de différenciation (figure 90), illustrant le fractionnement respectivement de clinopyroxène et de spinelle. La rupture de pente à Th = 8 ppm signifie que, pour les laves présentant des teneurs inférieures à 8 ppm, le fractionnement de ces minéraux est prépondérant (Villemant, 1980).

On remarque également que les teneurs en Cr des laves les moins différenciées sont faibles (200 ppm) par rapport à un magma primaire; il en est de même pour les teneurs en Ni, non montrées ici, qui sont relativement faibles. Ceci confirme l'existence d'un fractionnement antérieur au moins d'olivine et de spinelle.

Les inclusions magmatiques, quant à elles, ont des teneurs en Th relativement faibles et cohérentes avec les termes les plus basiques des laves de la Chaîne des Puys. Les teneurs en Sc sont relativement élevées et ne montrent pas de décroissance significative en fonction du Th, preuve que le fractionnement de clinopyroxène ne joue pas un rôle prépondérant dans l'évolution des liquides piégés sous forme d'inclusion. En revanche, les teneurs en Cr sont très variables (50 à 450 ppm). Les deux plus fortes teneurs en Cr correspondent à deux inclusions homogénéisées du Puy Chaumont. Or, un ou plusieurs petits spinelles sont piégés au niveau de la paroi des inclusions; on peut donc envisager une interaction infime pendant l'expérience, du liquide piégé avec ce minéral, qui est invisible au niveau des éléments majeurs, mais qui modifiera de manière drastique les teneurs en chrome de nos liquides.

Les inclusions des olivines du Puy Beaunit montrent une décroissance nette en fonction du Th, traduisant l'influence du spinelle dans l'évolution de ces liquides.

1.2 Les éléments incompatibles

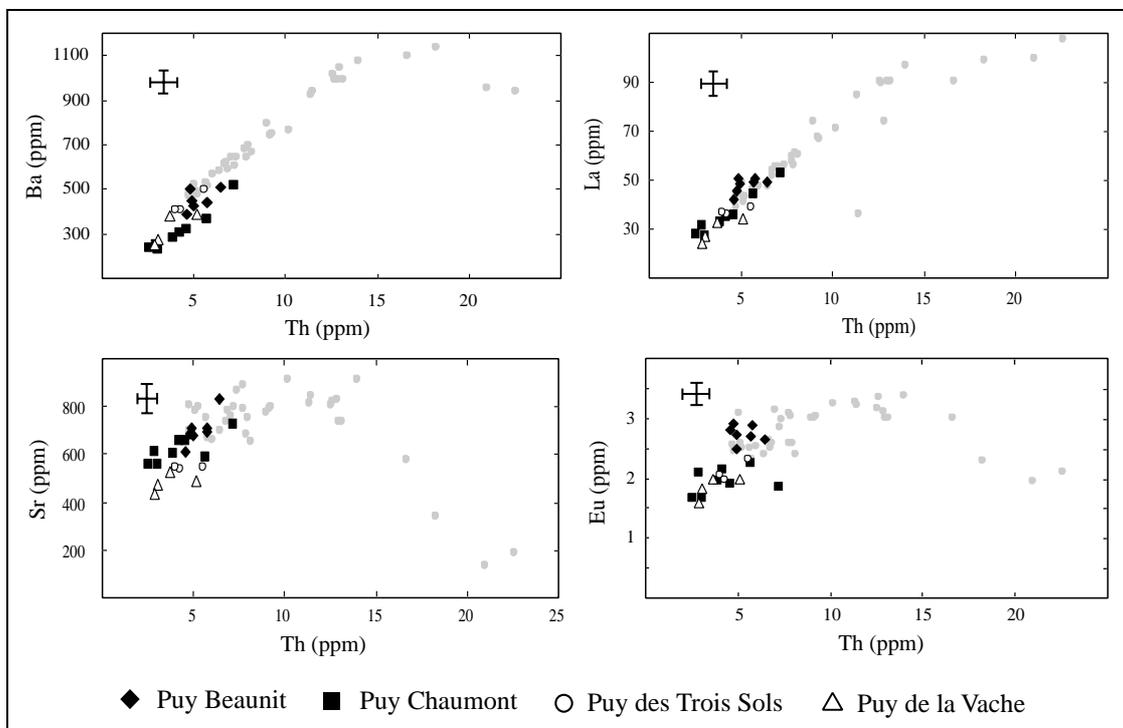


figure 91: Evolution des teneurs en Ba, La, Sr et Eu des inclusions magmatiques en fonction de Th, comparée avec celle des laves de la Chaîne des Puys

Comme l'illustre la figure 91, les liquides piégés sous forme d'inclusions s'inscrivent assez nettement à l'extrémité de la tendance montrée par les laves de la Chaîne des Puys. L'évolution des éléments très incompatibles (Ba, La) ou moyennement incompatibles (Sr, Eu) pour les laves est en accord avec une évolution par cristallisation fractionnée d'abord de clinopyroxène, d'olivine et de spinelle pour les laves les plus basiques puis de phases telles que le plagioclase comme le montre la chute des concentrations en Sr et en Eu.

Les inclusions magmatiques ont tendance à suivre l'évolution des laves les plus basiques, et présentent même des teneurs en Th légèrement plus faibles, ce qui souligne le caractère primitif de ces liquides par rapport aux laves.

2. Spectres élargis et spectres de Terres Rares

2.1 Spectres élargis

Les concentrations en éléments en traces sont reportées dans la figure 92 selon l'ordre d'incompatibilité des MORBs établi par Hofmann (1997) et ont été normalisées au manteau primitif (Hofmann, 1988).

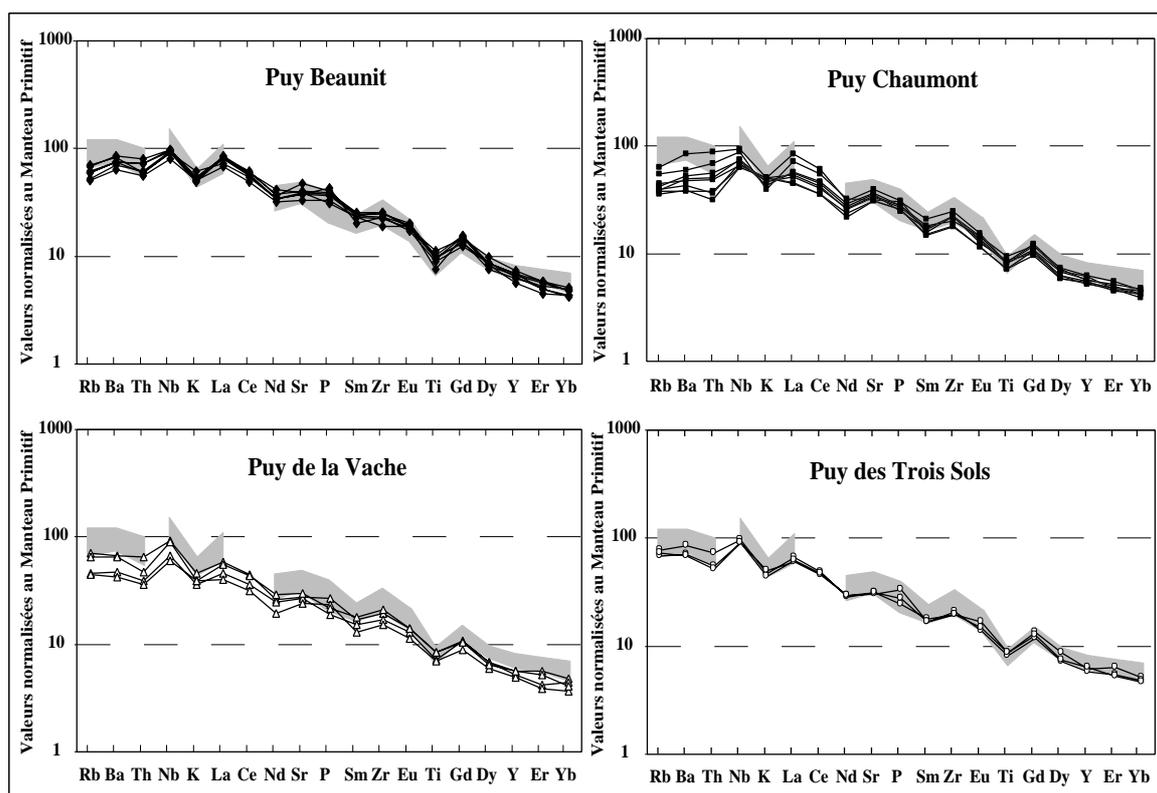


figure 92: Spectres élargis des inclusions magmatiques (en noir) et des laves les moins différenciées de la Chaîne des Puys (en gris) normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988). L'ordre des éléments est celui établi pour les MORBs (Hofmann, 1997)

Comme les laves de la Chaîne des Puys, les inclusions magmatiques de chaque volcan présentent des concentrations en éléments incompatibles variables mais très élevées, typiques des basaltes continentaux et des îles océaniques (par exemple Clague et Frey, 1982; Sun et McDonough, 1989).

Les spectres élargis présentent certaines caractéristiques communes, tel que des anomalies positives en Nb et Gd, et négatives en K, Ti et Nd.

Cependant, l'enrichissement en éléments les plus incompatibles est très variable d'une inclusion à une autre, quel que soit le volcan étudié. En effet, deux inclusions du Puy Chaumont présentent une anomalie en K beaucoup moins marquée, mais sont plus appauvries en Th.

Par rapport aux laves, comme dans les diagrammes binaires, les spectres des inclusions magmatiques affichent des profils qui sont cohérents et à partir desquels on évolue par cristallisation fractionnée pour aboutir aux laves.

2.2 Spectres de Terres Rares

Les concentrations en éléments en traces sont normalisées à la chondrite C1 (Sun et McDonough, 1989).

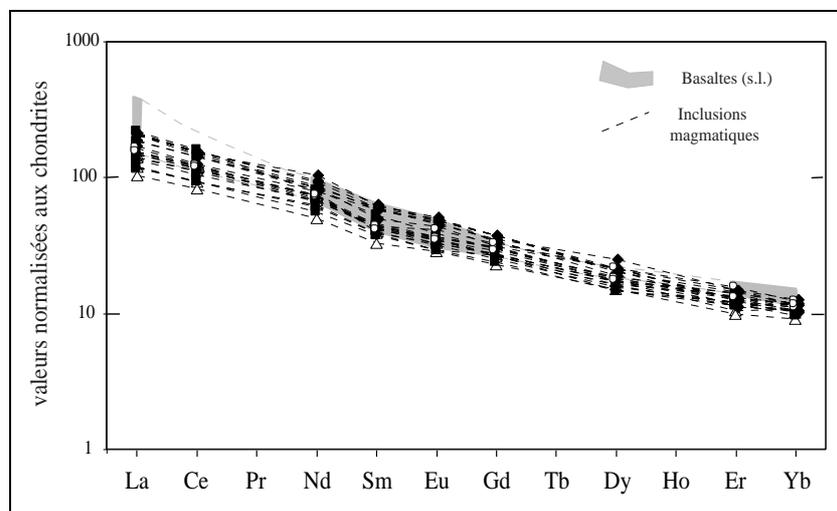


figure 93: Spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des inclusions magmatiques (en noir) et des laves les moins différenciées de la Chaîne des Puys (en gris)

Toutes les inclusions ont des profils Terres Rares relativement similaires entre eux et avec les laves de la Chaîne des Puys (figure 93). Ils sont caractérisés par un enrichissement en Terres Rares légères (LREE) par rapport aux Terres Rares lourdes (HREE).

Cependant cet enrichissement est variable d'un volcan à un autre. En effet, les inclusions du Puy Beaunit présentent des spectres plus fractionnés $[(La/Yb)_N=17 \text{ à } 20]$.

Les compositions en éléments en traces des inclusions magmatiques sont cohérentes avec celles des laves. De plus, les inclusions du Puy Beaunit qui se distinguaient par des compositions en éléments majeurs pourtant plus sous-saturées que celles des laves, présentent des profils de compositions relativement similaires non seulement aux laves mais aussi aux inclusions des autres volcans.

II. PROCESSUS MIS EN JEU

Les principaux processus à l'origine de la diversité des magmas sont la cristallisation fractionnée, la fusion partielle, les mélanges magmatiques et la contamination crustale. Un ou plusieurs de ces mécanismes doivent expliquer les variations de composition observées dans les inclusions magmatiques.

1. Contamination crustale

Les inclusions magmatiques montrent un enrichissement en Terres Rares légères et en LILEs (Eléments à large rayon ionique) qui peut être interprété comme le résultat d'une contamination crustale superficielle. Cependant, le fait d'étudier les inclusions magmatiques dans des olivines relativement primitives (Mg#~85) signifie que ces liquides ont été piégés au début du processus de cristallisation fractionnée et ont donc moins de risque d'avoir été contaminés si contamination il y a eu. De plus les liquides piégés présentant les teneurs les plus élevées en LILE ont aussi des teneurs en silice relativement faibles (jusqu'à 43%), alors que cet élément est enrichi lors d'un processus de contamination crustale.

Néanmoins, la gamme de concentration en SiO₂ des inclusions magmatiques est très large (jusqu'à 49 % (en poids)). Le modèle proposé pour la différenciation des laves de la Chaîne des Puys fait appel dans un premier temps à une chambre magmatique en base de croûte (Foury, 1983) et donc une légère contamination par la croûte inférieure dès le début de la différenciation n'est pas improbable et a déjà été évoquée (Condomines et al., 1982).

Le modèle combinant à la fois la cristallisation fractionnée et l'assimilation de l'encaissant (AFC) à été développé par De Paolo (1981) pour les éléments en traces et les rapports isotopiques. Nous modéliserons, avec les éléments en traces, le processus d'AFC à partir de l'équation suivante:

$$C_m = C_m^0 \left(F^{-z} + \left(\frac{r}{r-1} \right) \frac{C_a}{z C_m^0} (1 - F^{-z}) \right)$$

Avec:

C_m : concentration de l'élément dans le magma à un instant t

C_m^0 : concentration initiale de l'élément dans le magma

F: rapport entre la masse de liquide à un instant t et la masse de liquide initiale

Z: paramètre qui prend en compte le coefficient de partage de l'élément considéré, pondéré par le paramètre r

r: rapport entre la masse assimilée et la masse cristallisée

C_a : concentration de l'élément dans le contaminant

On va donc considérer deux cas:

1) le processus de cristallisation est plus important que le processus d'assimilation donc on a $r < 1$ qui implique $F < 1$.

2) le processus d'assimilation est plus important que le processus de cristallisation donc on a $r > 1$ qui implique $F > 1$

Dans le cas de la Chaîne des Puys, les phases qui cristallisent sont l'olivine et une majorité de clinopyroxène. De ces deux minéraux, seul le clinopyroxène contient des éléments en traces et pourra influencer leurs teneurs.

Ainsi, on choisira, pour modéliser le processus d'AFC, les coefficients de partage clinopyroxène/liquide (Rollinson, 1994). Ce processus sera modélisé pour deux couples d'éléments en traces Ba-Nb (LILE-HFSE) et Th-V (pour observer le rôle du clinopyroxène). Le contaminant sera une composition moyenne de la croûte inférieure proposée par Taylor et McLennan (1995). Tous ces paramètres sont résumés dans le tableau 6.

	Ba	Nb	Th	V
C_a (en ppm)	150	6	1,06	285
D_{cpx/liq}	0,026	0,005	0,03	1,35

tableau 6 : Paramètres utilisés dans la modélisation du processus d'AFC (Assimilation-Cristallisation Fractionnée) (C_a: concentration de l'élément dans le contaminant)

1^{er} cas: $r < 1$ et $F < 1$

Dans ce cas, on constate qu'on pourrait éventuellement expliquer en partie les variations en Nb et en Ba des inclusions magmatiques par un taux de contamination par la croûte inférieure variable (figure 94 gauche). Cependant, pour reproduire le champ de composition des inclusions magmatiques, le paramètre F doit être élevé; ceci implique donc des taux de cristallisation élevés ce qui est improbable étant donné le caractère précoce de nos liquides et qui exclurait donc un processus d'AFC.

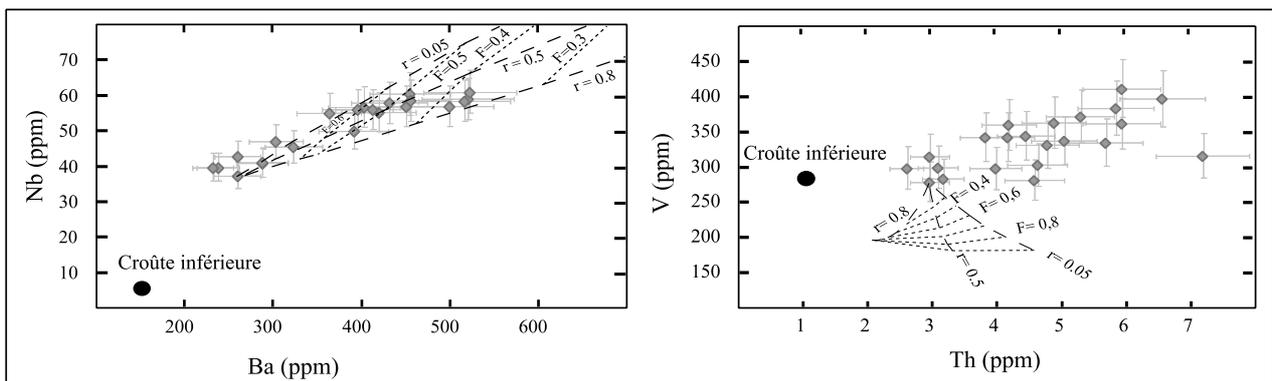


figure 94: Evolution des concentrations en Nb, Ba, V et Th lors de la modélisation d'un processus d'assimilation de la croûte continentale inférieure et de cristallisation de clinopyroxène; cas où $r < 1$ et $F < 1$

Ceci est confirmé par la modélisation de ce même processus avec le vanadium et le thorium qui ne reproduit pas les variations de composition des inclusions magmatiques (figure 94 droite).

On peut donc en conclure que, si assimilation il y a eu, ce processus doit être plus important que le processus de cristallisation fractionnée, et non l'inverse que l'on vient de tester.

2^e cas: $r > 1$ et $F > 1$

De la même manière, même si l'évolution des concentrations en V et en Th des inclusions magmatiques peuvent s'expliquer en partie par une variation du taux d'assimilation par la croûte inférieure (figure 95 droite), ce n'est pas le cas pour la tendance observée pour le Ba et le Nb dans les inclusions (figure 95 gauche).

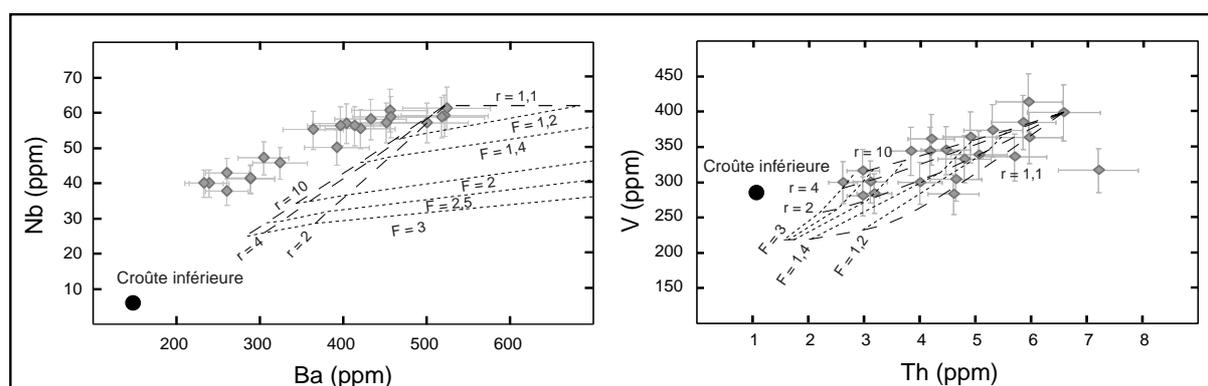


figure 95: Evolution des concentrations en Nb, Ba, V et Th lors de la modélisation d'un processus d'assimilation de la croûte continentale inférieure et de cristallisation de clinopyroxène; cas où $r > 1$ et $F > 1$

On peut donc conclure que la composition des liquides piégés sous forme d'inclusions magmatiques dans les olivines les plus magnésiennes des laves de la Chaîne des Puys n'est pas affectée par l'assimilation de l'encaissant dans la chambre magmatique, ou du moins de manière négligeable. Dans tous les cas, ce n'est pas ce processus qui contrôle l'évolution des compositions en éléments en traces de nos liquides.

2. Cristallisation fractionnée

Tout d'abord, mises à part les variations du Cr qui montreraient l'influence du spinelle, les teneurs en Sc ne montrent pas de variations cohérentes avec un processus de cristallisation fractionnée (figure 90).

De plus, la corrélation négative observée entre la silice et un élément incompatible, le lanthane, est contraire à une évolution principalement par cristallisation fractionnée (figure 96).

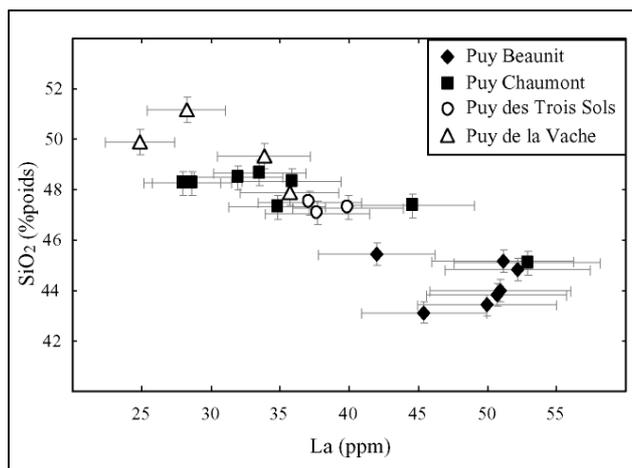


figure 96: Evolution des concentrations en SiO_2 en fonction des teneurs en La des inclusions magmatiques

Ainsi, les variations de compositions des inclusions magmatiques ne peuvent s'expliquer que par un processus de fusion partielle ou de mélange magmatique.

3. Mélange magmatique ou fusion partielle?

On observe des corrélations linéaires positives entre deux éléments incompatibles avec des degrés d'incompatibilité relativement proches (figure 97), démontrant que les rapports de ces éléments sont constants pour tous les volcans.

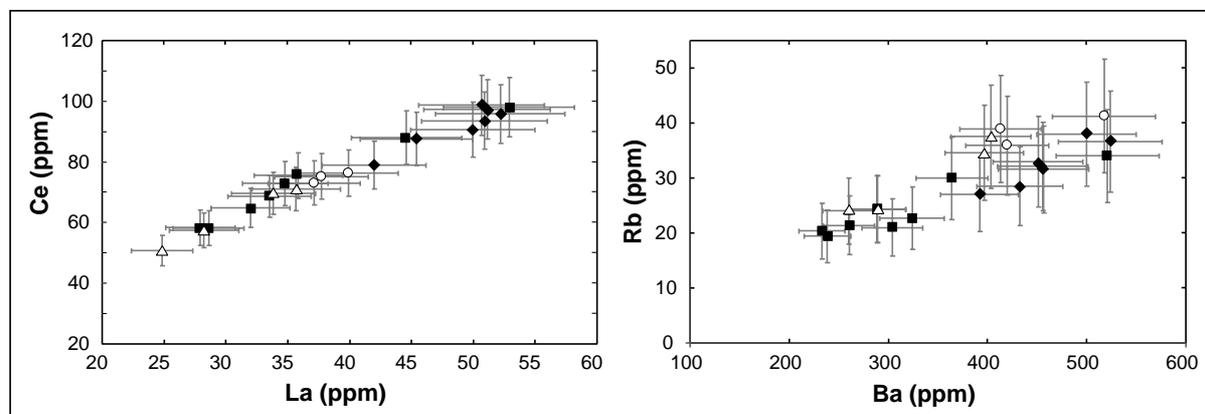


figure 97: Evolution des teneurs en Ce en fonction de La et en Rb en fonction de Ba des inclusions magmatiques (même légende que figure 96)

Cette caractéristique ne permet pas de distinguer un processus de fusion partielle ou de mélange magmatique.

Un moyen de distinguer ces deux processus est d'étudier la relation qui existe entre deux éléments incompatibles A et B mais ayant des degrés d'incompatibilité différents ($D_A < D_B < 1$). En effet dans le cas d'un mélange, on obtiendra toujours une corrélation linéaire, quels que soient les

coefficients de partage des éléments choisis. Par contre, un processus de fusion (à l'équilibre ou fractionnée) se traduira par une droite seulement si $D_A=D_B$ ou si D_A et D_B sont inférieurs à F ; dans le cas contraire on obtiendra une courbe (Clocchiatti et al., 1998).

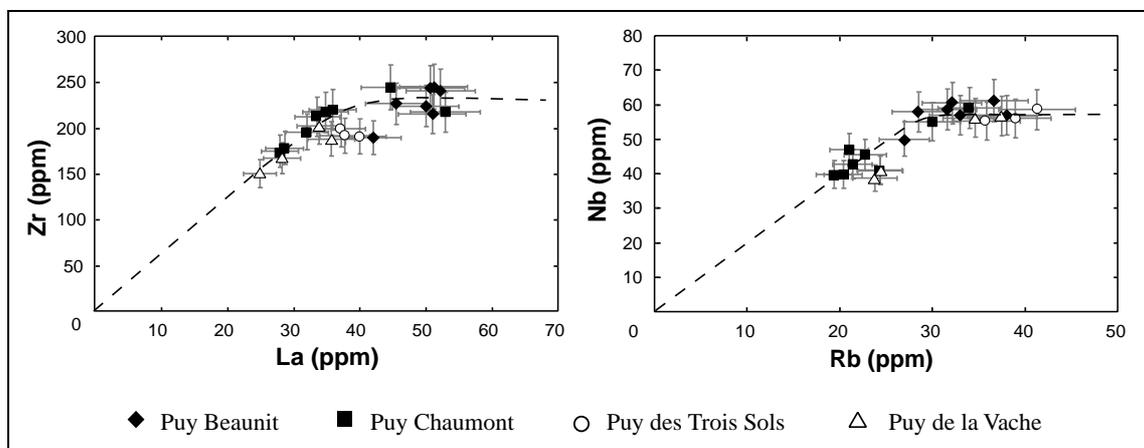


figure 98: Evolution des teneurs en Zr en fonction de La, et en Nb en fonction de Rb des inclusions magmatiques

Les courbes observées dans la figure 98 mettent en jeu des éléments aux D contrastés ($D_{La} < D_{Zr}$ et $D_{Rb} < D_{Nb}$). Elles nous permettent de conclure que les variations de concentration des éléments en traces incompatibles observées dans les inclusions magmatiques ne sont pas régies par un processus de mélange mais par une variation du taux de fusion partielle d'une source homogène.

Comme vu précédemment, les variations de concentration observées au sein des laves sont contrôlées par la cristallisation fractionnée et ne traduisent donc pas le même processus que les variations de concentration dans les inclusions. Pourtant, les paragraphes précédents ont montré un probable lien de parenté entre ces deux types de liquides.

Il est possible de confronter les processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée dans un diagramme C_A/C_B vs C_A où $D_A < D_B < 1$. Dans un tel diagramme, la fusion partielle fractionne le rapport C_A/C_B et se traduit par une droite passant par l'origine, alors que la cristallisation fractionnée ne fractionne pas ou peu ce rapport et se traduit par une droite parallèle à l'axe des abscisses.

Dans notre cas, nous avons choisi deux Terres Rares, La et Yb ($D_{La} < D_{Yb}$), car non seulement l'ordre d'incompatibilité des Terres Rares est constant, mais aussi parce que ces deux éléments sont incompatibles dans la plupart des processus mis en jeu.

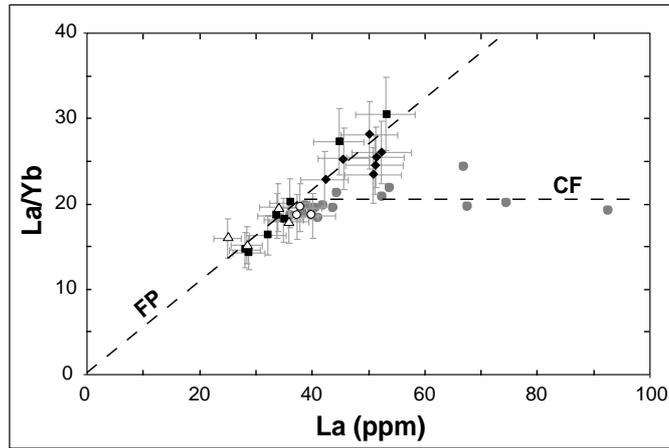


figure 99: Evolution du rapport La/Yb en fonction de La; la droite passant par l'origine matérialisée par les inclusions magmatiques (même légende que figure 98) traduit une évolution par variation du taux de fusion partielle (FP), alors que la droite horizontale matérialisée par les laves de la série magmatique de la Chaîne des Puys (points gris) traduit une évolution par cristallisation fractionnée (CF)

La relation entre les laves et les inclusions magmatiques est bien illustrée par la figure 99: les laves évoluent par cristallisation fractionnée à partir d'une seule et même source dont le degré de fusion partielle varie.

Il faut noter toutefois que les inclusions magmatiques ne sont pas piégées dans des olivines primaires mais dans des Fo₈₄₋₈₆, qui témoignent d'un processus précoce de cristallisation fractionnée. Or, des trois phases qui fractionnent dans les produits basaltiques (olivine, clinopyroxène, oxydes), seul le clinopyroxène peut fractionner de manière significative les éléments en traces incompatibles considérés, contrairement à l'olivine et au spinelle qui ne contiennent pratiquement pas de Terres Rares. Ainsi, ces résultats ne remettent pas en cause un fractionnement précoce de minéraux, mais confirme un fractionnement antérieur en majorité d'olivine, le clinopyroxène ne jouant pas de rôle ou du moins un rôle mineur (Maury et al., 1980; Villemant et al., 1980).

Il est possible également d'estimer la variation du taux de fusion d'une source homogène entre un liquide issu du plus faible taux de fusion (F1) et un liquide issu du plus fort taux de fusion (F2). On considère l'équation de fusion partielle à l'équilibre définie par Shaw (1970) pour un élément très incompatible A; on obtient pour F1 et F2:

$$C_{A1} = \frac{C_{0A}}{F_1(1-D) - D} \quad C_{A2} = \frac{C_{0A}}{F_2(1-D) - D}$$

or $D \ll 1$, donc négligeable dans chaque équation; on obtient alors:

$$\frac{C_{A1}}{C_{A2}} \approx \frac{F_{A2}}{F_{A1}}$$

Dans le cas de notre étude, les éléments très incompatibles tels que Ba, La ou Th indiquent que le degré de fusion partielle augmente d'un facteur 2 à 2,5.

III. CONCLUSIONS

Les compositions en éléments en traces des inclusions magmatiques piégées dans les olivines les plus primaires de la Chaîne des Puys montrent de manière plus évidente que la composition en éléments majeurs, que ces liquides sont bien primitifs par rapport aux laves.

Les variations de composition observées au sein de nos échantillons s'expliquent par la variation du taux de fusion partielle d'une même source.

L'étude des inclusions magmatiques permet de s'affranchir du processus de cristallisation fractionnée mis en évidence avec les laves de la Chaîne des Puys, et donc de discuter la nature de la source mantellique de ces liquides.

Partie C

LES ELEMENTS VOLATILS

Une fois piégée, une inclusion magmatique est considérée en théorie comme un système clos, isolé du milieu environnant. Cette caractéristique des inclusions magmatiques est utilisée pour étudier la teneur en éléments volatils dissous dans le liquide silicaté. Si de plus, les inclusions sont piégées dans des minéraux précoces, on peut alors avoir accès aux teneurs initiales en éléments volatils et suivre l'évolution des concentrations avec l'évolution de la composition du minéral hôte, et ainsi corréler les résultats avec le dégazage de surface.

Le but de ce chapitre n'est pas de faire un bilan de dégazage pour les six volcans étudiés de la Chaîne des Puys, mais d'une part d'évaluer les concentrations en éléments volatils des liquides primitifs par rapport aux laves et d'autre part d'essayer de relier ces teneurs à la source des liquides.

I. LE SOUFRE

Le soufre est un des éléments volatils les plus abondants avec le carbone et l'eau, dans la plupart des magmas.

En fonction du Mg# de l'olivine hôte, on ne constate aucune relation particulière (figure 100). Le soufre étant un élément incompatible vis-à-vis des principales phases qui cristallisent dans les laves à savoir l'olivine et le clinopyroxène; le liquide devrait s'enrichir en cet élément lors de l'évolution des liquides piégés, c'est-à-dire qu'une corrélation négative entre les teneurs en soufre des inclusions et le Mg# de l'olivine hôte est attendue.

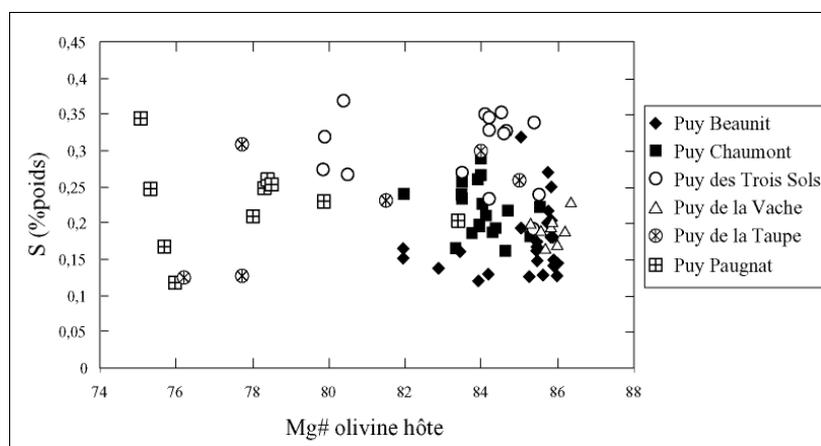


figure 100: Evolution des teneurs en soufre des inclusions magmatiques en fonction du Mg# de leurs olivines hôtes

Ce n'est pas le cas pour nos échantillons; les teneurs en soufre des liquides piégés dans les olivines ferrifères sont du même ordre de grandeur que celles des liquides piégés dans les olivines magnésiennes. On peut donc envisager que la précipitation de globules de sulfure tamponnerait les teneurs en soufre des liquides piégés au fur et à mesure de la cristallisation.

Afin de limiter cet effet, nous allons nous concentrer sur les liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes ($Mg\#_{84-86}$) de la Chaîne des Puys.

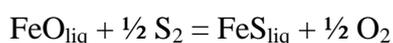
Le soufre est présent dans les liquides silicatés sous plusieurs états, mais essentiellement sous deux formes: S^{2-} et SO_4^{2-} (S^{6+}). Il est possible d'estimer le rapport S^{6+}/S_{tot} de ces inclusions en étudiant la déviation de la raie $K\alpha$ du soufre de l'échantillon par rapport à la position des raies $K\alpha$ des standards sulfate et sulfure (cf. Chapitre IV). Les résultats obtenus pour quelques inclusions piégées dans des olivines magnésiennes sont présentés dans le tableau 7.

	Fo	S^{6+}/S_{tot} (en %)
Puy Beaunit		
BN11-I2	85,57	9,672
plot 2	85,43	7,034
Puy Chaumont		
Cha17-J3	85,6	7,106
Cha19-J4	84,1	6,886
Cha9-A7	84,26	6,906
Puy des Trois Sols		
3S3 B6	85,42	7,892
3S4 M2	84,12	8,879
Puy de la Vache		
V10F4	85,67	9,866
V8B2	85,56	9,373

tableau 7: Rapports S^{6+}/S_{tot} de quelques inclusions magmatiques piégées dans des olivines magnésiennes ($Fo_{84-85,5}$) des Puys Beaunit, Chaumont, des Trois Sols et de la Vache

D'une manière générale, on constate que le rapport S^{6+}/S_{tot} est faible et donc que le soufre dissous dans les liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes de la Chaîne des Puys est essentiellement sous forme S^{2-} .

La solubilité du soufre a été étudiée expérimentalement (Haughton et al., 1974; Luhr, 1990) et sur des échantillons naturels (Mathez, 1976). Elle dépend notamment de la température, de la pression et de la fugacité d'oxygène. Pour des systèmes basaltiques, il s'avère que la solubilité du soufre est fortement corrélée à la teneur en fer du liquide (Carrol et Webster, 1994) selon la formule suivante:



La figure 101 montre l'évolution des teneurs en soufre des inclusions magmatiques en fonction de leur teneur en fer non corrigée et corrigée de la perte en fer. Sont également ajoutés à ces graphiques, la courbe de solubilité du soufre déterminée expérimentalement à 1200°C, 1 atm (Haughton et al., 1974), le champ des MORBs et des OIB (Mathez, 1976; Clague et al., 1995; Dixon et al., 1991, 1997; Wallace et Carmichael, 1992) et la courbe de saturation en soufre des magmas basaltiques (Mathez, 1976).

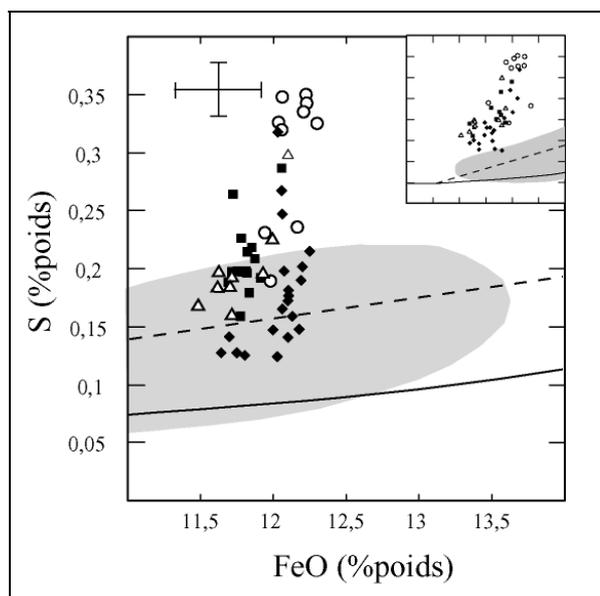


figure 101: Evolution des teneurs en soufre des inclusions magmatiques en fonction de leur teneur en fer. Sont rajoutés sur les graphiques le champ de composition des MORBs et des OIB saturés en S (en gris), la courbe de solubilité du soufre (trait plein) (Haughton et al., 1974) et la courbe de saturation en soufre des magmas basaltiques (trait en pointillés) (Mathez, 1976). En encart est présentée pour indication l'évolution des teneurs en soufre en fonction des teneurs en fer des inclusions non corrigées du processus de perte en fer. (même légende que figure précédente)

Les inclusions magmatiques présentent des teneurs en soufre extrêmement variables, à savoir:

- de 1600 à 2800 ppm pour les verres du Puy Chaumont
- de 1200 à 3200 ppm pour ceux du Puy Beaunit
- de 1600 à 3000 ppm pour le Puy de la Vache
- de 1800 à 3500 ppm pour le Puy des Trois Sols (ce sont en moyenne les plus fortes teneurs).

On constate que beaucoup de liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes de la Chaîne des Puys ont des teneurs en soufre comparables à celles des MORBs et des OIBs, mais certains affichent des teneurs beaucoup plus élevées. On remarque également que la plupart de ces liquides inclus se disposent, dans ce diagramme, au-dessus de la courbe de saturation en soufre des

magmas basaltiques. Ceci montre donc que les liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes sont sur-saturés en soufre.

Cependant, on remarque que certaines inclusions du Puy Beaunit, malgré des teneurs importantes en soufre (~1200 ppm), se disposent au-dessous de cette courbe, montrant ainsi que ces liquides n'ont pas atteint le seuil de saturation en soufre. Ceci n'est valable que pour les concentrations corrigées de la perte en fer. En effet, l'encart de la figure 101 présente les inclusions non corrigées de ce processus et on constate que toutes les inclusions ont des teneurs en soufre supérieures à ce seuil de saturation; ainsi, les globules de sulfure souvent observés dans les inclusions magmatiques du Puy Beaunit peuvent être interprétés comme le résultat d'une saturation en soufre lié au processus de perte en fer.

Afin d'apprécier l'évolution des teneurs en soufre des inclusions magmatiques, on peut calculer la fugacité du soufre grâce à la relation suivante définie à 1 atmosphère par Wallace et Carmichael (1992):

$$\ln X_S = a \ln f_{S_2} - b \ln f_{O_2} + c \ln X_{FeO} + d/T + e + \sum f_i X_i$$

où X_S , X_{FeO} et X_i sont les fractions molaires respectivement de soufre, de fer et des composants i , et a , b , c , d et e sont des coefficients de régression déterminés expérimentalement. Les températures choisies sont celles obtenues expérimentalement pour les volcans dont certaines inclusions ont été "homogénéisées" et une moyenne de ces températures pour les autres.

La valeur de $\log f_{S_2}$ calculée à partir de nos inclusions magmatiques varie entre 1 et -0,4 et semble diminuer progressivement avec les teneurs en soufre (figure 102). La relation S- f_{S_2} pour les basaltes du Kilauea (Wallace et Carmichael, 1992) a été ajoutée afin de comparer l'évolution S- f_{S_2} en fonction du dégazage qui a été établie pour ce volcan. On constate que plus le dégazage est important, plus la courbe est incurvée.

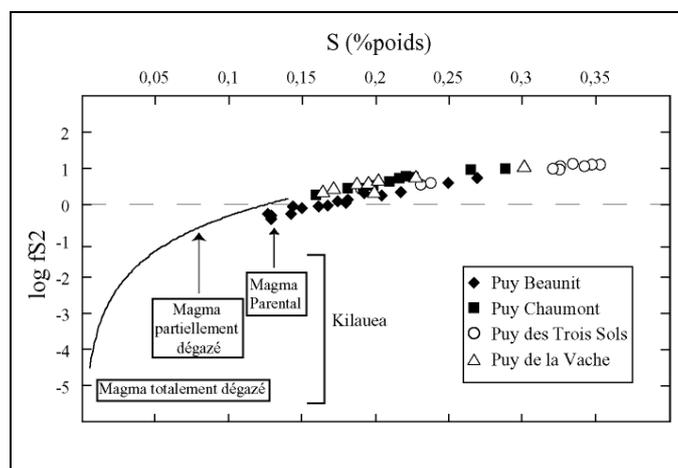


figure 102: Fugacité du soufre en fonction de la teneur en soufre des inclusions vitreuses piégées dans les olivines les plus magnésiennes de la Chaîne des Puys (même légende que figure 101); A titre de comparaison, la courbe équivalente pour le Kilauea (Wallace et Carmichael, 1992) a été ajoutée.

On constate que, malgré des teneurs en soufre très variables, la fugacité du soufre des liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes de la Chaîne des Puys varie assez peu. De plus, on remarque que l'évolution de nos liquides inclus est complémentaire à celle définie pour le Kilauea et exclut un début de dégazage.

II. LE CHLORE

Les teneurs en chlore ont tendance à augmenter quand la teneur en forstérite de l'olivine hôte diminue (figure 103). Ce résultat est en accord avec le caractère incompatible de cet élément qui s'enrichit avec la cristallisation fractionnée. Ce résultat indique également qu'il n'y a pas (ou sinon très peu) de perte en chlore par dégazage.

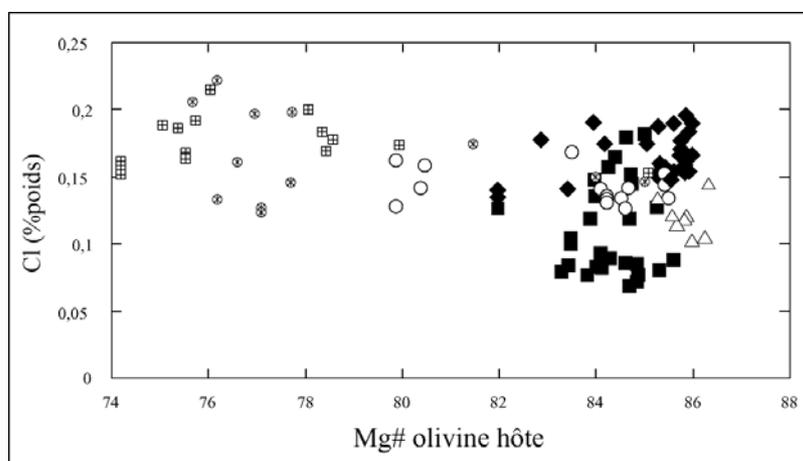


figure 103: Evolution des teneurs en chlore des inclusions magmatiques en fonction du Mg# de leur olivine hôte

De la même manière que pour le soufre, afin d'apprécier les teneurs en chlore du magma le plus primitif, nous allons concentrer notre étude sur les inclusions piégées dans les olivines les plus magnésiennes (Mg#₈₄₋₈₆). Dans cette gamme d'échantillon, les teneurs en chlore sont très variables, de 700 à 2000 ppm. avec des différences selon les volcans étudiés:

- de 700 à 1650 ppm pour les inclusions du Puy Chaumont qui présentent les teneurs les plus basses
- de 1100 à 1500 ppm pour les inclusions du Puy de la Vache
- des teneurs constantes autour de 1350 ppm pour le Puy des Trois Sols
- de 1500 à 2000 ppm pour les inclusions du Puy Beaunit qui présentent les teneurs les plus élevées.

D'une manière générale, les teneurs en chlore sont très élevées; à titre de comparaison un OIB classique tel le Piton de la Fournaise affiche des teneurs comprises entre 100 et 350 ppm, c'est-à-

dire presque 10 fois plus faibles (Bureau et al., 1998). Des teneurs aussi élevées sont généralement rencontrées dans les inclusions magmatiques issues d'un contexte de subduction (par exemple 1800 à 3000 ppm pour l'île de Batan (Métrich et al., 1999)).

Le chlore étant un élément incompatible vis-à-vis du clinopyroxène et de l'olivine, la tendance négative observée entre cet élément et la silice (figure 104) peut difficilement s'expliquer par de la cristallisation fractionnée.

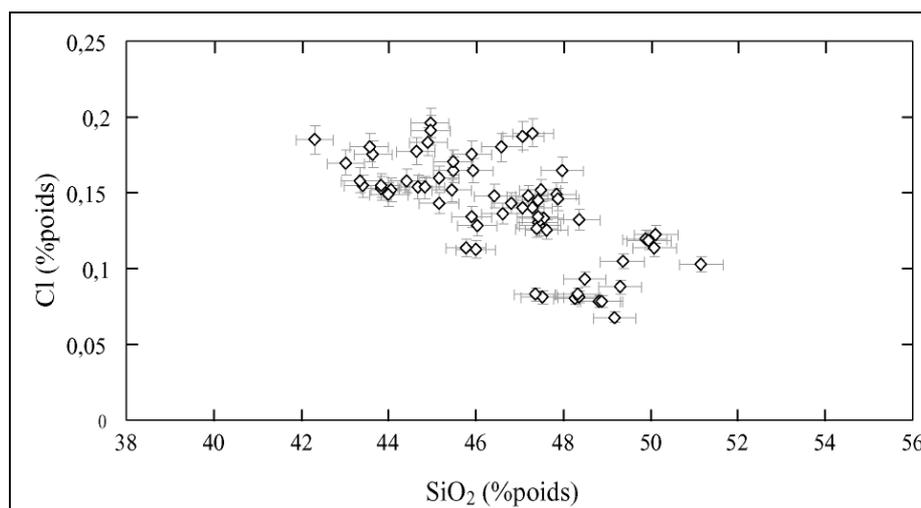


figure 104: Evolution des teneurs en chlore des inclusions magmatiques en fonction de leurs teneurs en SiO_2

Néanmoins cette tendance est en accord avec le processus de fusion partielle. Le chlore semblant être contrôlé par ce processus, il peut donner des indications sur la source mantellique à l'origine de ces liquides.

L'étude des éléments en traces a montré que les liquides piégés sous forme d'inclusions magmatiques dans les olivines de la Chaîne des Puys sont issus a priori d'une même source mantellique avec des degrés de fusion partielle différents. Or, Schilling et al. (1980) ont modélisé les coefficients de partage notamment du chlore pour une source lherzolitique classique et ont montré que cet élément possède un degré d'incompatibilité comparable au potassium ($D_{\text{Cl}} \sim 0.001$ et $D_{\text{K}} \sim 0.0015$). Donc, lors d'un processus de fusion partielle, ces deux éléments ont la même évolution et doivent être corrélés par une droite positive passant par l'origine.

Cependant, nos inclusions montrent un rapport $\text{Cl}/\text{K}_2\text{O}$ variable (figure 105). Cette variation paraît trop importante pour être expliquée par la variation du taux de fusion partielle.

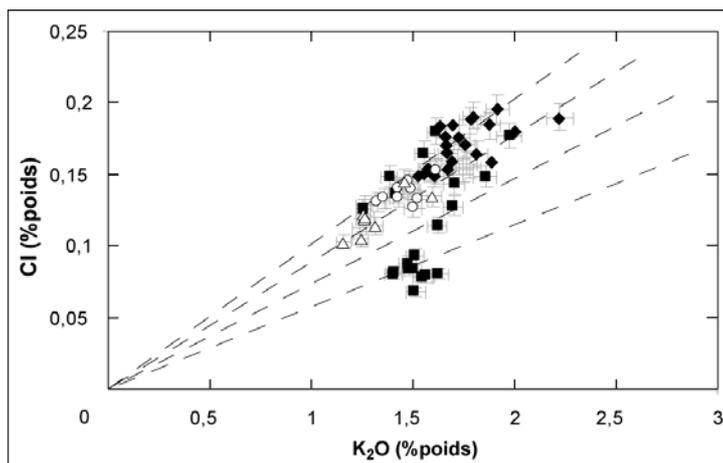


figure 105: Evolution des concentrations en chlore des inclusions magmatiques en fonction de leurs teneurs en K_2O

On peut envisager, pour expliquer cette évolution, un dégazage partiel du chlore qui engendrerait de grandes variations de concentration en cet élément. Cependant, nous avons vu avec l'étude des compositions en soufre des inclusions, que si dégazage il y a, celui-ci est très faible et ne pourrait donc pas expliquer des variations de plus de 100% des teneurs en Cl des inclusions. Les variations du rapport Cl/ K_2O sont donc difficilement explicables par un dégazage de cet élément.

Un rapport Cl/ K_2O variable pourrait indiquer une variation dans la paragenèse de la source qui provoquerait une variation des coefficients de partage du chlore ou du potassium lors de la fusion partielle. Une hypothèse (qui sera développée dans la dernière partie de ce chapitre) est la présence d'amphibole ou de phlogopite dans la source mantellique, qui change le comportement du K_2O et provoquerait ainsi une augmentation du rapport Cl/K.

III. LE FLUOR

Le fluor est un élément volatil qui a une grande affinité pour le liquide silicaté par rapport à une phase fluide, et sa solubilité est donc très importante (Carroll et Webster, 1994); ainsi une perte par dégazage n'est absolument pas envisageable pour cet élément. Les inclusions analysées en fluor sont piégées dans des olivines affichant une gamme de Mg# très restreinte (84-86). Ainsi, il nous est difficile d'apprécier le comportement de cet halogène lors de la cristallisation fractionnée.

Les inclusions magmatiques analysées montrent des teneurs très variables:

- de 400 à 750 ppm pour les inclusions du Puy de la Vache qui affichent les teneurs les plus basses
- de 550 à 800 ppm pour les inclusions du Puy Chaumont
- de 720 à 940 ppm pour les inclusions du Puy des Trois Sols
- de 600 à 850 ppm pour les inclusions du Puy Beaunit

La gamme de concentrations en fluor attendue pour un volcanisme intraplaque est très vaste et s'étend de 500 à 2000 ppm environ (par exemple Thordarson et al, 1996; Thordarson et Self, 1996; Gurenko et al., 2001). Les inclusions magmatiques de la Chaîne des Puys présentent des teneurs faibles bien que comprises dans la gamme de concentration annoncée.

IV. L'EAU

Les teneurs en eau de 11 inclusions magmatiques des Puys Chaumont, des Trois Sols et de la Vache ont été mesurées à la microsonde ionique (Pavie, Italie). Ces trois volcans présentaient une moyenne des totaux des analyses relativement faible (97%) contrairement aux inclusions du Puy Beaunit. Ainsi, même s'il ne nous a pas été possible d'analyser les inclusions magmatiques de ce dernier volcan en raison de leur petite taille, nous pouvons supposer qu'elles contiennent moins d'eau.

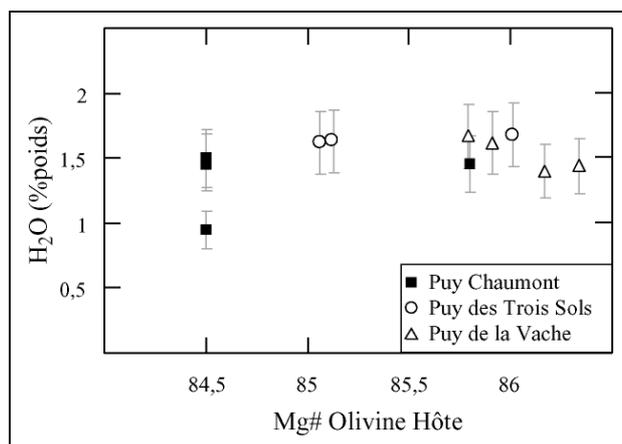


figure 106: Variations des teneurs en eau de quelques inclusions des Puys Chaumont, des Trois Sols et de la Vache, en fonction du Mg# de leur olivine hôte

Sur la faible gamme de composition d'olivine hôte considérée, les teneurs en eau peuvent être considérées comme constantes (figure 106). Cependant, les concentrations sont parfois légèrement variables dans des échantillons provenant d'un même volcan:

- 1,4 à 1,67 % pour les inclusions magmatiques du Puy de la Vache
- 1,62 à 1,68 % pour les inclusions magmatiques du Puy des Trois Sols
- 1 à 1,5 % pour les inclusions magmatiques du Puy Chaumont

Il a été montré que les inclusions magmatiques pouvaient subir une perte en eau significative, ce phénomène ayant été décrit essentiellement à la suite d'expériences de thermométrie optique (Danyushevsky et al, 2000; Massare et al., 2002). Cependant, il n'est pas impossible que, lors de l'ascension rapide de l'inclusion dans le conduit magmatique, le minéral ne

puisse pas compenser la surpression à l'intérieur de celle-ci. Des micro-fractures peuvent alors se former autour de l'inclusion, dans le minéral, par lesquelles les éléments volatils (H_2O , CO_2) peuvent se disperser. Ce processus peut peut-être expliquer les petites variations observées au sein d'un volcan mais paraît plus improbable pour expliquer les faibles teneurs en eau supposées du Puy Beaunit car cela impliquerait que toutes les inclusions magmatiques de ce volcan auraient subi ce phénomène.

V. CONCLUSIONS

D'une manière générale, les teneurs en éléments volatils des inclusions sont très variables aussi bien d'un volcan à un autre que dans un même volcan, sauf peut-être pour les teneurs en eau.

D'autre part, on a constaté la richesse notamment en soufre et en chlore de nos inclusions par rapport à d'autres échantillons de volcanisme intraplaque.

Partie D**PETROGENESE DES LIQUIDES "PRIMITIFS" INCLUS**

Dans les chapitres précédents, nous avons vu que les liquides piégés sous forme d'inclusions magmatiques sont issus de la fusion partielle d'une source homogène, avec des taux de fusion variables; les "anomalies" de composition mises en évidence dans les spectres élargis peuvent donc être interprétées comme des caractéristiques de cette source mantellique.

I. COMPARAISON AVEC LES DIFFERENTS RESERVOIRS MANTELLIQUES

Les spectres élargis des inclusions magmatiques de la Chaîne des Puys sont caractéristiques des basaltes intraplaques continentaux (CFB) et des îles océaniques (OIB) (cf. Chapitre V, Partie B).

Les compositions isotopiques des basaltes intraplaques mettent en évidence une forte hétérogénéité des compositions isotopiques de leurs sources mantelliennes. Les études isotopiques systématiques de ces basaltes permettent de mettre en évidence plusieurs pôles distincts du manteau source des MORBs. Ces pôles représentent différents réservoirs mantelliennes enrichis qui, par mélange, définissent l'intégralité du spectre de compositions des basaltes intraplaques. Ainsi, en plus du manteau appauvri (DMM), source des MORBs, trois autres réservoirs ont été mis en évidence, EM₁, EM₂ et HIMU (Zindler et Hart, 1986; Hofmann, 1997) (figure 107).

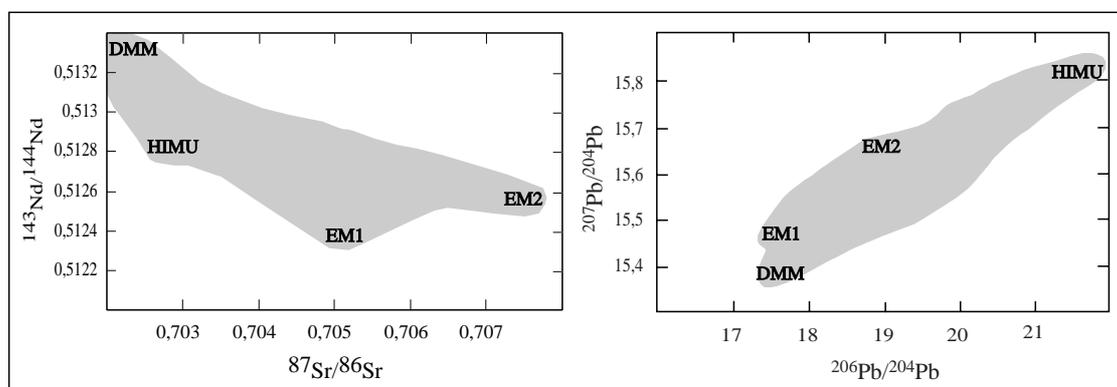


figure 107: Diagrammes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des principaux réservoirs des basaltes océaniques. DMM: Manteau appauvri, HIMU = high μ , EM₁ = Manteau Enrichi 1, EM₂ = Manteau Enrichi 2; le champ grisé représente le champ de composition des basaltes océaniques

Le réservoir DMM, source des MORBs, est caractérisé par de forts rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, et de faibles rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (figure 107). Il est de plus très appauvri en éléments incompatibles avec des rapports Ba/La ou Rb/La inférieurs à ceux du manteau primitif. Le DMM correspondrait au manteau supérieur appauvri par l'extraction de la croûte continentale.

Les basaltes de type HIMU sont caractérisés par un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très radiogénique, un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ faible (du même ordre de grandeur que les MORBs, figure 107). Ils présentent un appauvrissement en Rb, K et Ba, mais moins important que le DMM. Leurs rapports isotopiques ont été interprétés comme étant la signature d'un recyclage de croûte océanique déshydratée lors de la subduction (par exemple Chauvel et al., 1992).

Les basaltes de type EM₁ sont caractérisés par un rapport élevé en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et de faibles rapports en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (figure 107). Les basaltes de type EM₂ sont définis par le plus haut rapport en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ comparable à celui du EM₁ et un rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ intermédiaire (figure 107). Dans les deux cas, un recyclage de matériel continental (sédiments pélagiques ou terrigènes, lithosphère sous-continentale) serait à l'origine de ces signatures (White et Hofmann, 1982; Weaver, 1991).

Chacun des réservoirs mantelliques évoqués ci-dessus possède une signature en éléments incompatibles propre (par exemple Weaver, 1991). Il est donc intéressant de comparer la composition de nos échantillons à celles de basaltes représentatifs de ces différents réservoirs (figure 108), à savoir:

- une moyenne des MORBs (Hofmann, 1988) représentatif du Manteau Supérieur appauvri
- un basalte des îles de la Société (Hémond et al., 1994) caractéristique de la signature EM₂
- un basalte de l'île de Gough (Sun et McDonough, 1989) qui présente une signature spécifique de type EM₁
- un basalte de l'île de Tubuai, en Polynésie française (Chauvel et al., 1992), issu d'une source de type HIMU

On constate d'abord l'enrichissement en éléments incompatibles de nos échantillons par rapport aux MORBs, ce qui traduit une source mantellique enrichie par rapport au manteau supérieur source des basaltes de rides (figure 108).

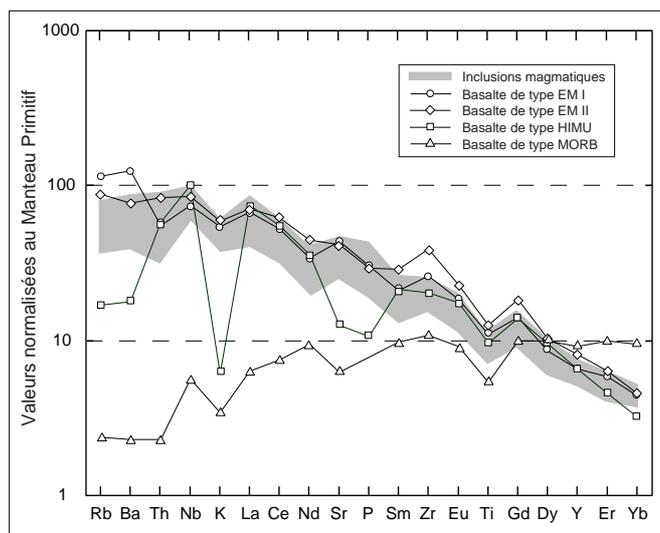


figure 108: Spectres élargis des inclusions magmatiques (champ grisé) normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988) comparés au spectres des basaltes représentatifs de différents réservoirs mantelliques (cf références dans le texte). L'ordre d'incompatibilité est celui établi par Hofmann (1997) pour les MORBs.

De plus, nos échantillons ne présentent pas l'appauvrissement caractéristique en LILE (Rb, Ba et K) des basaltes de type-HIMU mais se rapprochent plus des spectres des basaltes type "Enriched Mantle", signifiant que la source mantellique de nos liquides pourrait être enrichie par adjonction de matériel sédimentaire recyclé (White et Hofmann, 1982).

Ceci est en accord avec les quelques données isotopiques disponibles pour les basaltes de la Chaîne des Puys, qui présentent des valeurs en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,703580 et 0,704307 et en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,512793 et 0,512891. Ce type de signature est couramment attribué à du recyclage sédimentaire (White et Hofmann, 1982) mais d'autres hypothèses ont été proposées dans la littérature: délamination de la lithosphère sous-continentale (McKenzie et O'Nions, 1983), métasomatisme de la source (Vollmer, 1983), etc....

II. CONTRAINTES SUR LA MINERALOGIE DE LA SOURCE

La séquence d'incompatibilité présentée figure 108 est celle définie pour les MORBs (Hofmann, 1997) c'est-à-dire dans le cadre d'une fusion partielle d'une lherzolite anhydre (ol + opx + cpx \pm sp \pm gt).

Cependant, la compatibilité des éléments dépend essentiellement des phases présentes dans la source. Ainsi, les anomalies de composition observées dans les spectres élargis des inclusions magmatiques peuvent peut-être être dues à des anomalies de composition dans la source mais aussi à une minéralogie résiduelle particulière de la source qui modifie le comportement des éléments. L'ordre d'incompatibilité défini pour les MORBs n'est donc peut-être pas adapté à nos échantillons.

On se propose donc de déterminer l'ordre d'incompatibilité relatif correspondant aux inclusions piégées dans les olivines les plus magnésiennes de la Chaîne des Puys, dans le but d'obtenir des informations sur la minéralogie résiduelle de la source mantellique impliquée dans la fusion partielle. Il existe deux manières différentes d'effectuer cette détermination:

- à partir de l'équation de fusion partielle à l'équilibre (Shaw, 1970):

$$C_i = \frac{C_0^i}{D_i + F(1 - D_i)}$$

où C_i est la concentration de l'élément i , C_0^i est la concentration d'un élément i dans la source, D_i est le coefficient de partage global de l'élément i et F est le taux de fusion.

Le rapport de concentration de deux éléments A et B s'écrit alors:

$$\frac{C_A/C_B}{C_A^0/C_B^0} = \frac{D_B^0 + F(1 - D_B)}{D_A^0 + F(1 - D_A)}$$

En éliminant F d'après la méthode de Minster et Allègre (1978), l'équation précédente peut alors s'écrire:

$$\frac{C_A}{C_B} \approx \frac{(D_B - D_A)}{C_0^B(1 - D_A)} \cdot C_A + \frac{C_0^A(1 - D_B)}{C_0^B(1 - D_A)}$$

Ainsi, dans un diagramme C_A/C_B versus C_A (figure 109), une pente positive signifie que $D_A < D_B$, une pente nulle que $D_A = D_B$ et une pente négative que $D_A > D_B$.

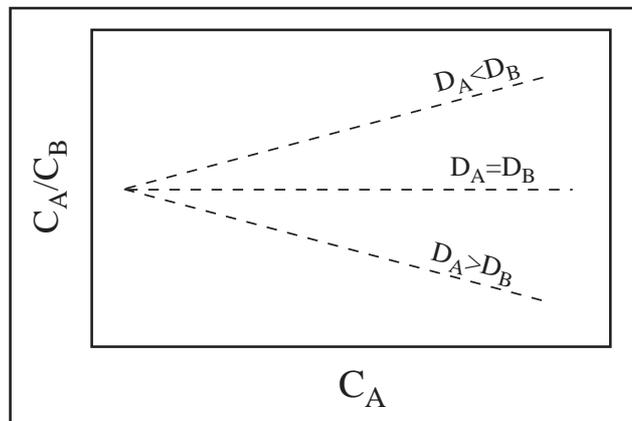


figure 109: Diagramme théorique C_A/C_B vs C_A qui permet de mettre en évidence les différences de D entre deux éléments

- en utilisant la variabilité des compositions en éléments en traces, d'après la méthode développée par Schiano et al. (1993). La variabilité ($V = \text{écart-type } (\sigma) / \text{moyenne } (m)$) d'un élément incompatible dépend essentiellement de son coefficient de partage dans la source. Ainsi, lors d'un processus de fusion partielle, la variabilité de concentration d'un élément en traces s'exprime par la relation

$$V \approx \frac{|1-D| \cdot \delta F}{D+F(1-D)}$$

avec:

V: la variabilité calculée pour un élément

F: le degré de fusion moyen

δF : écart-type du taux de fusion

D: coefficient de répartition global solide-liquide

Lors d'un processus de fusion partielle d'une source homogène, la variabilité d'un élément incompatible est plus importante que la variabilité d'un élément moins incompatible.

La méthode basée sur la variabilité étant une méthode statistique, elle nécessite un nombre d'échantillon important. Ainsi, pour déterminer l'ordre d'incompatibilité de nos échantillons, les deux méthodes seront appliquées afin de valider nos résultats.

L'estimation de l'ordre d'incompatibilité des éléments en traces suppose cependant une source homogène. Or, les légères variations des rapports isotopiques en Sr ou en Nd de certains basaltes de la Chaîne des Puys (Chapitre I, Partie D) mettent en évidence une certaine hétérogénéité de la source. Néanmoins ces variations illustrent une hétérogénéité isotopique qui, si elle se traduit par une variation des rapports d'éléments en traces Père/Fils initiaux (par exemple Rb/Sr pour $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ne se traduit pas systématiquement par une variation minéralogique de la source. Or, l'incompatibilité des éléments en traces lors de la fusion est le reflet de la minéralogie résiduelle de la source, et non des rapports élémentaires.

Lorsque nous allons recalculer l'ordre d'incompatibilité des éléments en traces, on considèrera donc comme hypothèse de départ que nos liquides sont issus d'une suite co-génétique dont les variations chimiques s'expliquent par des degrés de fusion partielle différents d'une source minéralogiquement homogène.

L'ordre d'incompatibilité des éléments en traces des inclusions, calculé par la méthode de la variabilité décrite précédemment, est reporté dans le tableau 8 et comparé avec celui défini pour les MORBs (Schiano et al., 1993) dans la figure 110. L'ordre d'incompatibilité des Terres Rares étant contrôlé par leur rayon ionique, il est immuable. Leur degré d'incompatibilité relatif n'est donc pas estimé par le calcul de la variabilité. Toutefois, à titre de comparaison, les valeurs de V pour La, Nd et Yb sont ajoutées dans le tableau ci-dessous.

	Th	Ba	Rb	La	P	Nd	Nb	Sr	Zr	K	Ti	Y	Yb
V	0,269	0,250	0,229	0,226	0,213	0,175	0,156	0,153	0,128	0,126	0,122	0,107	0,083

tableau 8: Variabilités (V) des concentrations des éléments en traces des inclusions magmatiques piégées dans les olivines les plus magnésiennes de la Chaîne des Puys

La variabilité des liquides piégés sous forme d'inclusion comparée à celle des MORBs (Schiano et al., 1993) montre que la plupart des éléments ont un comportement proche dans les deux populations sauf certains éléments, comme K et dans une moindre mesure le Nb, qui ont un comportement moins incompatible (figure 110).

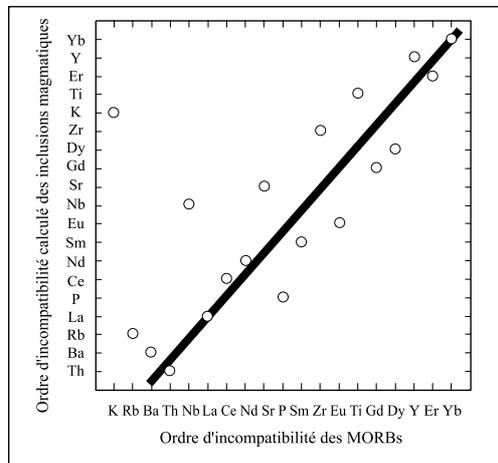


figure 110: Séquence d'incompatibilité calculée pour les liquides piégés sous forme d'inclusion, comparée à la séquence d'incompatibilité définie pour les MORBs (Schiano et al., 1993). L'équiligne correspond à des valeurs de coefficients de répartition globaux identiques pour La et Yb.

A partir de la variabilité nous pouvons comparer deux à deux les coefficients de répartition globaux des éléments en traces et les classer du plus petit D au plus grand:

$$D_{Th} < D_{Ba} < D_{Rb} \approx D_{La} < D_P < D_{Ce} < D_{Nd} \approx D_{Sm} < D_{Eu} < D_{Nb} \approx D_{Sr} \approx D_{Gd} \approx D_{Dy} < D_{Zr} \approx D_K \approx D_{Ti} < D_{Er} < D_{Yb}$$

Deux éléments (en gras) ont un degré d'incompatibilité relatif plus important que celui défini dans la séquence des MORBs.

La figure 111 montre effectivement que K a un degré d'incompatibilité moins important que Dy (A) mais plus important que celui de Er (B). On constate également que Nb a un degré d'incompatibilité inférieur à celui de La (C) mais relativement proche de celui de Gd (D). A titre de comparaison, l'ordre d'incompatibilité de ces éléments défini pour les OIB (Sun et Mc Donough, 1989) est le suivant: $D_{Th} > D_{Nb} \approx D_K > D_{La}$.

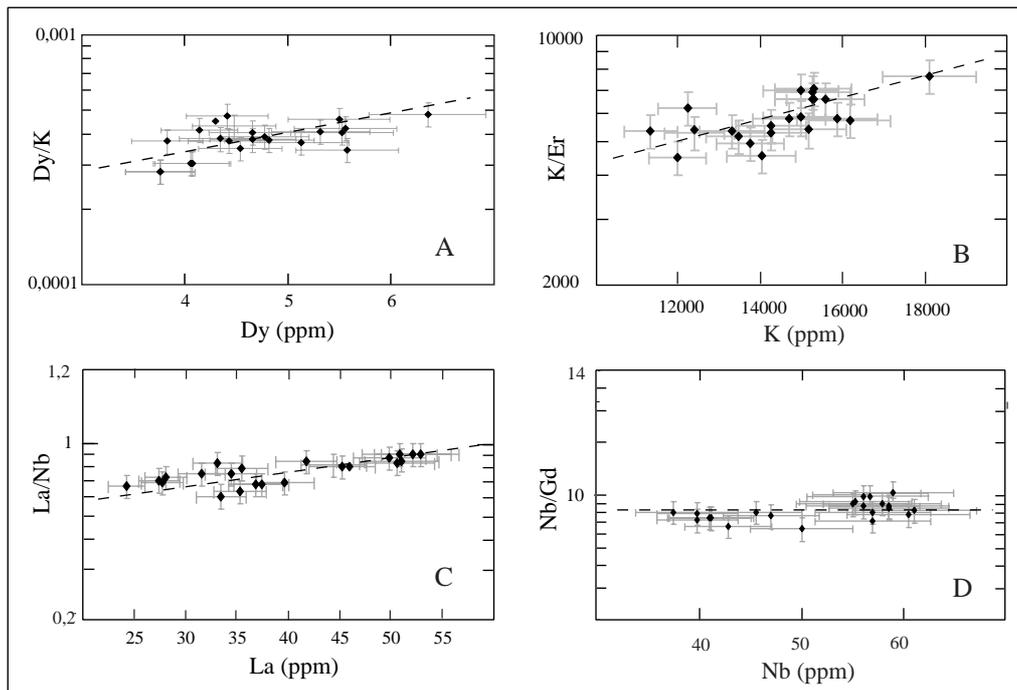


figure 111: Diagrammes C_A/C_B vs C_A qui mettent en évidence les différences de D entre deux éléments lors d'un processus de fusion partielle d'une source homogène. A) $D_{Dy} > D_K$, B) $D_K > D_{Er}$, C) $D_{La} > D_{Nb}$ et D) $D_{Nb} \approx D_{Gd}$

En conclusion, la séquence d'incompatibilité définie pour les inclusions vitreuses est très proche de celle définie pour les MORBs, mis à part quelques éléments (K, Nb...). Ceci tend à montrer que la source de nos liquides inclus est relativement comparable à celle des basaltes de ride, mais avec cependant quelques différences minéralogiques.

La figure 112 montre la composition des inclusions magmatiques, normalisée au manteau primitif, selon l'ordre d'incompatibilité déterminé précédemment pour ces liquides inclus.

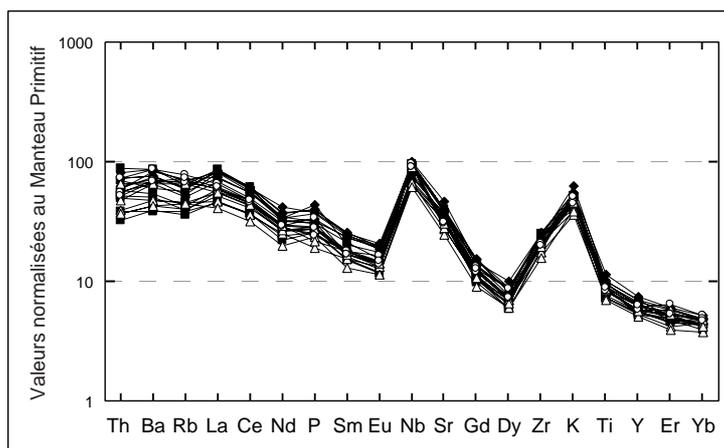


figure 112: Spectres élargis des liquides piégés sous forme d'inclusions normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988); les éléments sont classés selon l'ordre d'incompatibilité établi précédemment.

Cette modification du degré d'incompatibilité d'éléments tels que K ou Nb, qui s'accompagne d'anomalies positives dans un diagramme élargi (figure 112) met en évidence la présence d'une (de) phase(s) résiduelle(s) enrichie(s) en ces éléments dans la source des liquides inclus.

Les phases minérales susceptibles de modifier le comportement de ces éléments sont la phlogopite et l'amphibole. En effet, pour des systèmes basaltiques, D_{Nb} pour l'amphibole varie de 0,005 (Dalpé et Baker, 1994) à 0,8 (McKenzie et O'Nions, 1991), et pour la phlogopite, D_{Nb} est estimé entre 0,088 (LaTourette et al., 1995) et 0,35 (Sweeney et al., 1994). De la même manière, le comportement du potassium peut être fortement affecté par la présence de ces minéraux puisque D_K varie entre 0,58 (LaTourette et al., 1995) et 1,3 (Dalpé et Baker, 1994) pour l'amphibole et a été estimé à 3,67 (LaTourette et al., 1995) pour la phlogopite.

Cependant, le coefficient de répartition global solide/liquide du Baryum étant peu affecté par la présence de cette phase résiduelle (D_{Ba} dans les inclusions $\approx D_{Ba}$ dans les MORBs) l'amphibole est donc plus pressentie que la phlogopite. En effet, ce-dernier minéral présente un D_{Ba} beaucoup plus élevé. Il faut aussi noter que les teneurs en Ba des amphiboles sont très variables voire parfois très faibles (G. Chazot, comm. pers.); la présence d'amphibole dans la source de nos liquides ne se traduit donc pas par une anomalie positive de concentration en baryum.

III. ESTIMATION DU TAUX DE FUSION

Nous avons vu précédemment que la variabilité V des éléments en traces permet de contraindre le coefficient de répartition global solide/liquide D . Son utilisation permet aussi d'appréhender les paramètres du processus de fusion partielle comme nous allons le voir ci-après.

L'équation de fusion partielle à l'équilibre (Shaw, 1970) est fonction du taux de fusion partielle, de la concentration de l'élément i dans la source et du coefficient de partage global D .

$$C_i = \frac{C_0^i}{D_i + F(1-D_i)}$$

Lors d'un tel processus l'équation de la variabilité des concentrations d'un élément :

$$V \approx \frac{|1-D| \cdot \delta F}{D+F(1-D)}$$

peut être ré-écrite sous la forme:

$$\frac{1}{V} \approx \frac{1}{\delta F} \cdot \left(\frac{1}{|1-D|} + \varepsilon \cdot (F-1) \right)$$

avec:

- V : la variabilité calculée pour un élément
- F : degré de fusion moyen
- δF : écart type du taux de fusion
- D : coefficient de répartition global de cet élément
- ε : signe de l'expression $|1-D|$ à savoir +1 si $D < 1$ et -1 si $D > 1$

Comme l'illustre la figure 113, cette expression peut être linéarisée dans un diagramme $1/V$ en fonction de $1/|1-D|$.

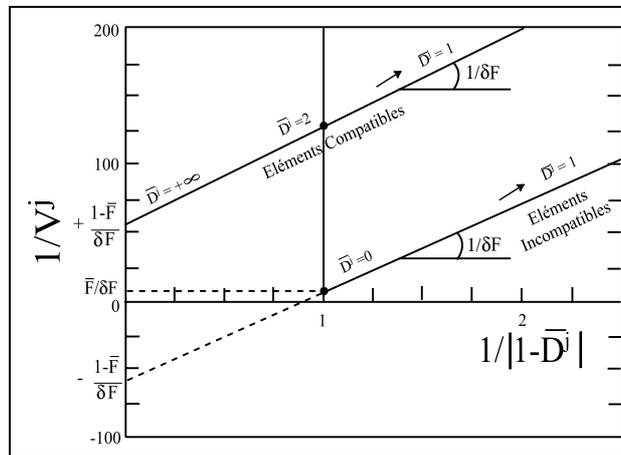


figure 113: $1/V$ en fonction de $1/|1-D|$ pour un processus de fusion partielle à l'équilibre calculé avec $F=10\%$ et $\delta F=1.5\%$ (extrait de Schiano et al., 1993)

Dans un premier temps, on utilise l'élément le plus incompatible, à savoir dans notre cas le Th. Si on considère que $D^{Th} \approx 0$, l'équation (1) peut se simplifier en $V \approx \delta F/F$. On obtient dans notre cas une gamme de fusion $\delta F/F = 27\%$.

Dans un deuxième temps, à partir de la représentation graphique théorique $1/V$ en fonction de $1/|1-D|$ (figure 113) nous pouvons estimer δF et F . Cependant il est nécessaire d'estimer au

préalable le coefficient de répartition global pour chacun des éléments utilisés, et donc la composition modale de la source.

Nous allons pour cela considérer une composition moyenne de lherzolite à spinelle ou à grenat contenant initialement 2% de phase alumineuse. Plusieurs compositions modales d'enclaves mantelliques trouvées dans les produits volcaniques du Massif Central (Féménias et al., 2004) ont été choisis afin de faire varier le rapport clinopyroxène/orthopyroxène de 0,2 à 1.

De la même manière, la proportion modale d'amphibole dans la source variera de 1 à 4%. La quantité maximale d'amphibole choisie pour ces calculs a été reprise d'une étude antérieure de Le Roex et al. (2001). En effet, lors d'une modélisation de fusion partielle d'une source à amphibole, ces auteurs ont considéré deux cas pour la concentration en K_2O du liquide formé: soit K est un constituant stœchiométrique, auquel cas sa concentration dans le liquide sera contrôlée seulement par la proportion d'amphibole entrant dans le liquide et la teneur en K_2O de ce minéral, soit K est considéré comme un élément en traces ayant un $D^{amph/liq}$ élevé. Ils ont estimé que 4% d'amphibole était une composition moyenne qui permettait de prendre en compte les deux méthodes de calcul.

Nous ne considérerons également que les éléments les plus incompatibles, Th, Ba, La (le Rb est écarté car il présente la plus forte incertitude sur l'analyse). Nous considérerons également K_2O dont le comportement est directement influencé par la présence d'amphibole. Les $K_D^{mnl/liq}$ pour l'olivine, le clinopyroxène, l'orthopyroxène, le spinelle et le grenat sont ceux utilisés par Asimow et al. (2004) et Ghiorso et Sack (1995) dans leur modèle thermodynamique pHMELTS. Les $K_D^{mnl/liq}$ pour l'amphibole sont ceux estimés par Chazot et al., (1996) pour Th, Ba et La, et Dalpé et Baker (1994) pour K.

Les paramètres utilisés sont résumés dans le tableau suivant:

	Composition modale de la roche (en %)				Coefficients de partage Minéral/Liquide			
	Cpx/Opx = 1	Cpx/Opx = 0,7	Cpx/Opx = 0,5	Cpx/Opx = 0,2	Th	Ba	La	K
Olivine	52	64	62	74	0,00001	0,0003	0,0004	0,00018
Clinopyroxène	21	12	10	4	0,0013	0,0005	0,054	0,002
Orthopyroxène	21	18	22	16	0,00001	0,0001	0,002	0,001
Spinelle	2 (0)	2 (0)	2 (0)	2 (0)	0,01	0,001	0,01	0,0001
Grenat	0 (2)	0 (2)	0 (2)	0 (2)	0,0015	0,00001	0,01	0,001
Amphibole	1 à 4	1 à 4	1 à 4	1 à 4	0,006	0,171	0,061	1,3

tableau 9: K_D utilisés pour estimer le calcul du taux de fusion moyen à l'origine de nos liquides inclus; les compositions modales théoriques de la source sont aussi reportées

A partir de la variabilité calculée précédemment, pour une composition modale de roche-source donnée, on obtient une droite dont l'équation nous permet d'estimer δF et F (figure 114).

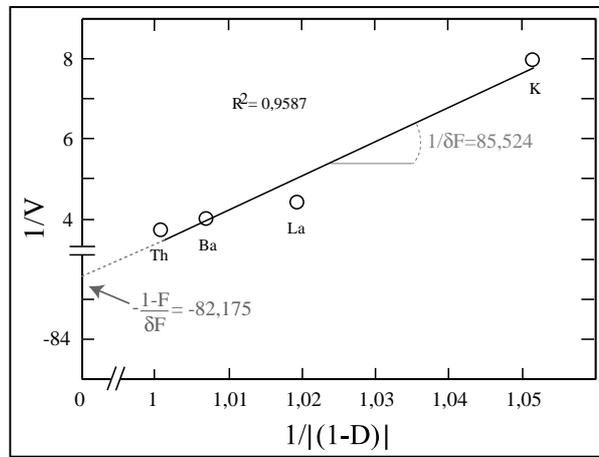


figure 114: $1/V$ en fonction de $1/|1-D|$ pour 4 éléments à partir d'une source de type lherzolite à spinelle contenant 4% d'amphibole, avec un rapport $C_{px}/O_{px}=1$

On peut donc regarder l'évolution du taux de fusion calculé en fonction de la composition de la source (figure 115).

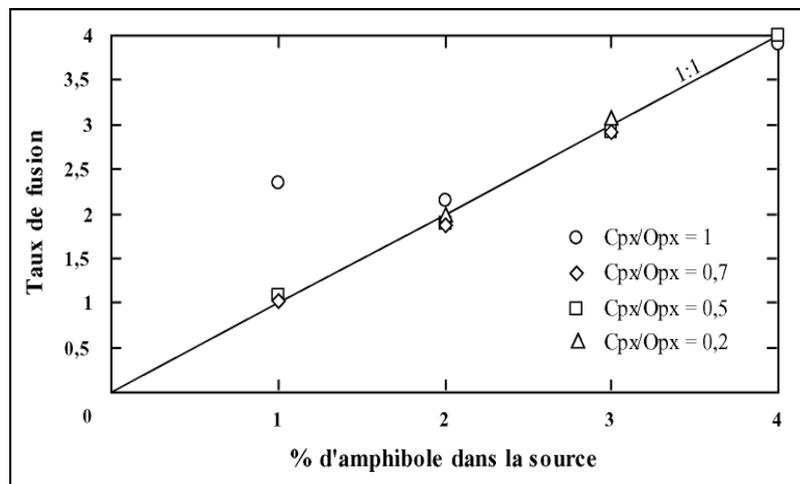


figure 115: Variation du taux de fusion calculé en fonction du pourcentage d'amphibole dans la source et du rapport clinopyroxène/orthopyroxène (C_{px}/O_{px})

On obtient le même résultat aussi bien avec une source à grenat qu'avec une source à spinelle. On constate alors que le taux de fusion dépend essentiellement du taux d'amphibole dans la source, et en aucun cas du rapport C_{px}/O_{px} . Ainsi, nous ne pouvons pas déterminer le taux de fusion à l'origine des liquides piégés sous forme d'inclusions magmatiques.

IV. FUSION DU MANTEAU LITHOSPHERIQUE METASOMATISE

La présence d'amphibole résiduelle dans la source des liquides inclus apparaît comme une information fondamentale pour obtenir la nature de cette source. En effet, le champ de stabilité de l'amphibole dans le manteau est relativement bien défini (figure 116).

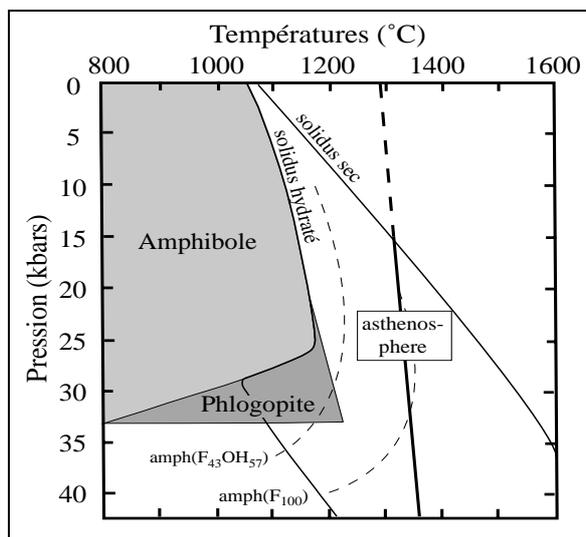


figure 116: Diagramme Pression-Température (modifié d'après Class et Goldstein, 1997) montrant les champs de stabilité de l'amphibole et de la phlogopite ainsi que les solidi sec et hydraté (Mengel et Green, 1989) et l'adiabat de l'asthénosphère (McKenzie et Bickle, 1988). Les pointillés sont une extension du champ de stabilité de l'amphibole lorsqu'elle incorpore du fluor dans sa structure (Foley, 1991)

Sur la figure 116, on constate qu'une amphibole de type pargasite n'est stable que pour des températures n'excédant pas 1200°C, ce qui est incompatible avec les conditions du manteau supérieur asthénosphérique. Class et Goldstein (1997) font cependant remarquer que la présence de fluor étend le champ de stabilité de ce minéral vers des températures et des pressions plus élevées (Foley, 1991), mais que la composition stable (amph F₁₀₀) à des conditions asthénosphériques n'est pas réaliste par rapport à ce que l'on observe dans les xénolites ou les basaltes.

La présence d'amphibole résiduelle dans la source magmatique des liquides piégés sous forme d'inclusions magmatiques dans les olivines les plus magnésiennes des laves de la Chaîne des Puys, témoigne donc bien d'une fusion partielle du manteau lithosphérique métasomatisé et exclut de fait une source profonde de type asthénosphérique.

Des études thermobarométriques de xénolites trouvés dans les produits volcaniques du Puy Beaunit ont permis d'estimer des températures comprises entre 700°C et 1160°C, pour des pressions n'excédant pas 16 kbars (Féménias et al., 2004; Sobolev et al., 1997). Le basalte hôte a donc été formé à des températures légèrement supérieures et à des pressions plus importantes. De plus, nos

inclusions magmatiques ne présentent pas des profils Terres Rares assez fractionnés ($(La/Yb)_N=10$ à 22) pour affirmer la présence de grenat résiduel dans la source. Tout ceci suggère, au vue du champ de stabilité de l'amphibole en fonction de sa composition, que celle-ci doit contenir une quantité de fluor non négligeable pour être stable dans le champ potentiel de pression et de température de la source mantellique envisagée.

On constate toutefois que, même en considérant une quantité importante de fluor dans l'amphibole, les températures obtenues pour le champ de stabilité de l'amphibole (figure 116) demeurent légèrement plus faibles que celles déduites à partir des homogénéisations thermométriques ($T = 1230 \pm 20^\circ C$) (cf. chapitre IV) et ce, d'autant plus qu'avant le piégeage des inclusions, les liquides ont subi un fractionnement précoce d'olivine. Comme nous l'avons discuté précédemment, une hypothèse est que, lors d'expériences de thermométrie optique le comportement des éléments volatils et leur diffusion à l'extérieur de l'inclusion magmatique peut avoir des conséquences sur les températures de fusion des phases minérales secondaires.

Cependant, des résultats expérimentaux préliminaires montrent qu'il serait possible d'observer des amphiboles stables à des températures supérieures à $1200^\circ C$ et à 1,6 Gpa, après percolation dans le manteau de liquides adakitiques (Comm. Pers. R. Rapp et D. Laporte). Il semblerait donc que le champ de stabilité de l'amphibole soit étirable sous certaines conditions vers des températures plus importantes.

V. ORIGINE DU METASOMATISME

L'histoire du Massif Central est très complexe (chapitre I) car elle est le résultat d'une succession d'épisodes étalés sur une période de plus de 350 millions d'années. Le manteau lithosphérique sous-jacent a dû garder des traces de cette histoire et en particulier des mécanismes d'enrichissement qui ont pu l'affecter.

L'étude des phases volatiles des liquides piégés en inclusions a révélé des teneurs en chlore relativement élevées par rapport à ce qu'on pourrait attendre d'échantillons en contexte volcanique intraplaque.

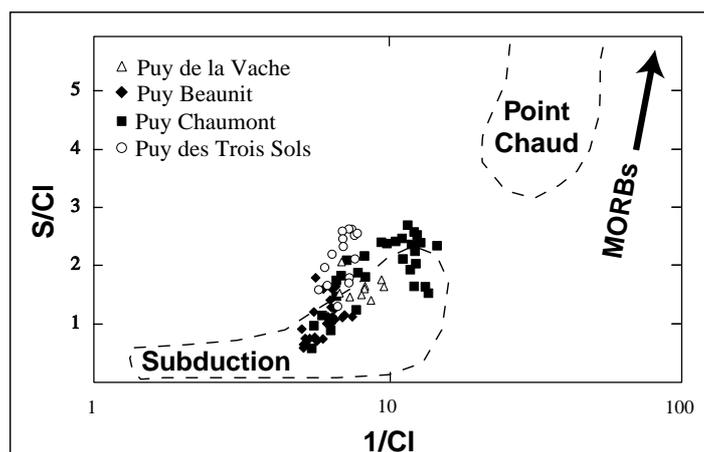


figure 117: Diagramme S/Cl vs 1/Cl (d'après Métrich et al., 2004) dans lequel sont reportés les teneurs en éléments volatils des inclusions magmatiques piégées dans les olivines les plus primitives, ainsi que les champs de composition d'inclusions piégées dans des olivines de basaltes (s.l.) issus de rides océaniques (MORBs) (Laubier, comm.pers.), intraplaques (Bureau et al., 1998) et issus de zones de subduction (de Hoog et al., 2001; Métrich et al., 1999)

La figure 117 montre les variations de composition en soufre et en chlore des inclusions magmatiques en fonction de trois contextes géodynamiques différents. On constate que nos échantillons ont des compositions relativement similaires à celles qu'on pourrait attendre d'échantillons d'un contexte de zone de subduction. Ainsi, les fortes concentrations en chlore de nos inclusions magmatiques et le faible rapport S/Cl seraient peut-être issus d'un manteau enrichi par des phases fluides typiques d'un tel contexte géodynamique. Toutefois l'hypothèse souffre de l'absence d'anomalies en éléments en traces dans les inclusions magmatiques typiques des laves d'arc, comme l'anomalie négative en HFSE (Nb, Zr) (cf figure 108).

L'enrichissement en chlore des inclusions vitreuses est plus probablement relié à des phénomènes de métasomatisme du manteau lithosphérique durant les nombreux épisodes volcaniques que compte l'histoire complexe du Massif Central. Il faut aussi noter qu'une forte concentration en chlore caractérise les liquides magmatiques profonds piégés dans les nodules mantelliques remontés en surface (cf Chapitre VI).

L'étude des teneurs en éléments volatils des liquides inclus mettrait en évidence la percolation de fluides dans la source mantellique. Or, un tel processus, en plus d'enrichir la source en certains éléments, peut provoquer la cristallisation de phases hydratées comme l'amphibole à pressions et températures compatibles.

VI. Fusion d'une source hydratée: influence sur les teneurs en eau des liquides primitifs

La quantité d'eau dissoute dans les liquides magmatiques joue un rôle très important sur la stabilisation des phases hydratées dans les laves comme l'amphibole. Or la cristallisation de telles phases pauvres en silice, notamment dans la série magmatique de la Chaîne des Puys, serait responsable de l'évolution des laves vers des compositions saturées en silice (Maury et al., 1980). L'apport d'eau nécessaire à l'apparition de ce minéral a été considéré comme un phénomène secondaire, c'est-à-dire ne résultant pas directement de la composition de la source (Maury, 1976).

Néanmoins, les liquides primitifs inclus dans les olivines magnésiennes des Puys Chaumont, des Trois Sols et de la Vache contiennent des quantités d'eau non négligeables (1 à 1,5 % (en poids)). D'autre part, la nature des minéraux-fils (Chapitre IV) et la composition des verres résiduels (Chapitre V, Partie A) d'inclusions magmatiques partiellement cristallisées ont non seulement confirmé le rôle de l'amphibole dans l'évolution des liquides magmatiques primitifs du Puy Chaumont vers des compositions saturées, mais surtout ont mis en évidence des teneurs en eau plus faibles pour les liquides primitifs inclus dans les olivines du Puy Beaunit, liquides qui évolueraient vers des compositions sous-saturées. Il semble donc que la source mantellique des liquides primitifs a des conséquences sur leurs teneurs en eau.

Cependant il paraît difficile d'expliquer les faibles concentrations des inclusions du Puy Beaunit, représentant les plus faibles degrés de fusion, par un effet de source, sauf si cette variation traduit plus ou moins directement la proportion modale d'amphibole, seul minéral hydraté présent dans la paragenèse de la source.

VII. GENESE DE MAGMA SOUS LA CHAINE DES PUY

Les compositions des liquides primitifs piégés dans les olivines les plus magnésiennes de quatre volcans de la Chaîne des Puys ont permis de mettre en évidence le rôle important de l'amphibole lors de leur genèse, impliquant une source lithosphérique préalablement métasomatisée.

La présence de phases hydratées entraîne un abaissement du solidus (figure 116) et facilite donc la fusion de la lithosphère. Pour faire fondre partiellement un tel matériel lithosphérique, deux scénarii sont possibles:

- (a) un étirement et une remontée de la lithosphère provoquant une décompression adiabatique
- (b) la remontée d'un matériel "anormalement" chaud qui se plaque sous la lithosphère

Le manteau lithosphérique est donc susceptible de fondre partiellement simplement par conduction thermique. Or, lors de la remontée de matériel asthénosphérique, celui-ci est également susceptible de générer du magma. Etant donné que nos conclusions sont basées sur l'étude de quatre volcans de la Chaîne des Puys, on pourrait envisager en plus la participation de matériel asthénosphérique dans la source des édifices non étudiés.

Néanmoins, les Puys Beaunit, des Trois Sols, Chaumont et de la Vache s'étalent du nord au sud de la Chaîne, couvrent une gamme d'âge très importante, et sont tous issus d'une même source lithosphérique. On peut donc conclure que le matériel asthénosphérique ne participe pas directement à la genèse de magma sous la Chaîne des Puys, si ce n'est pour favoriser la fusion de la lithosphère mantellique par conduction thermique.

VIII. EXTENSION A L'ECHELLE DU MASSIF CENTRAL

Une des questions souvent abordées et encore très débattues dans les études sur le Massif Central est de savoir si l'anomalie thermique observée sous cette région est liée à la présence d'un point chaud. En effet, depuis longtemps évoquée (Froidevaux, 1974), cette hypothèse a été renforcée notamment par des études de tomographie sismique qui ont mis en évidence une anomalie de vitesse importante sous le Massif Central (par exemple Granet et al., 1995). Cependant, il semblerait que ces anomalies de vitesse ne s'enracinent pas assez profondément pour pouvoir invoquer un mécanisme de point chaud (Berger et al., 2001). Un autre modèle propose que le volcanisme du Massif Central serait lié à un flux asthénosphérique engendré par un l'enfoncement de la racine alpine dans le manteau (Merle et Michon, 2001).

Nos résultats, impliquant uniquement du matériel lithosphérique, ne nous permettent donc pas d'apporter des précisions sur le matériel asthénosphérique qui favorise simplement la fusion de la lithosphère sus-jacente.

IX. CONCLUSIONS

La composition en éléments en traces des inclusions magmatiques piégées dans les olivines magnésiennes des laves de la Chaîne des Puys est relativement similaire à celle des basaltes de type EMII.

Le calcul de l'ordre d'incompatibilité relatif des éléments en traces des inclusions a mis en évidence, par rapport à celui défini pour les MORBs, un comportement moins incompatible pour K et Nb qui traduirait la présence d'amphibole résiduelle dans la source de nos liquides inclus. Ce

minéral étant stable dans des conditions de température et de pression restreintes, sa présence en phase résiduelle implique pour nos liquides une source lithosphérique.

Enfin, les teneurs variables en eau des liquides piégés sous forme d'inclusions magmatiques peuvent être le reflet d'une variation de la proportion modale d'amphibole dans la source mantellique.

Partie E

CONCLUSION

Ce chapitre a permis de mettre en évidence la présence de liquides "primitifs" aux compositions variables aussi bien en éléments majeurs qu'en éléments volatils et en traces, piégés au sein d'olivines Mg_{86-84} dans les volcans de la Chaîne des Puys. Ces variations de compositions s'observent non seulement entre les volcans mais aussi au sein d'un même édifice.

L'ensemble de ces résultats pose donc la question de savoir comment des olivines de même composition (c'est-à-dire correspondant à un même degré de différenciation) peuvent piéger des liquides aussi différents et qui ont gardé à la fois la signature de la source mantellique et du processus de fusion partielle, alors qu'en surface les laves hôtes sont beaucoup plus homogènes. Il semble donc difficile d'échapper à un moment ou un autre à un processus de mélange.

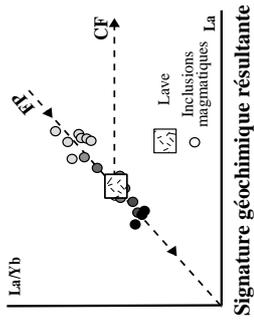
D'une manière générale, les études d'inclusions magmatiques montrent souvent une gamme de compositions élémentaires (par exemple Sobolev et Shimizu, 1993) et même isotopiques (par exemple Saal et al., 1998) beaucoup plus importante que celle des laves hôtes, aussi bien à l'échelle de l'édifice (par exemple Kamenetsky et Clocchiatti, 1996) qu'au sein d'un même minéral (Nielsen et al., 1995). Ces variations sont généralement interprétées comme reflétant une variation de source, de degré de fusion ou de processus de fusion antérieure aux mécanismes et d'agrégation de magmas ayant lieu dans la chambre magmatique. Ainsi, le problème mis en évidence dans le cadre de notre étude s'intègre dans une question beaucoup plus générale liée aux inclusions magmatiques qui dépasse le type d'élément analysé, le processus mis en jeu pour expliquer les variations de composition rencontrées mais également le contexte géodynamique.

Nous présentons dans la figure 118, deux scénarii pour expliquer la présence de multiples magmas "primitif" piégés dans les olivines d'une même lave



figure 118: Schémas théoriques expliquant comment des liquides issus d'une variation du taux de fusion partielle d'une même source peuvent être piégés dans des olivines de même composition et donner en surface des laves hôtes homogènes.

SCENARIO 1

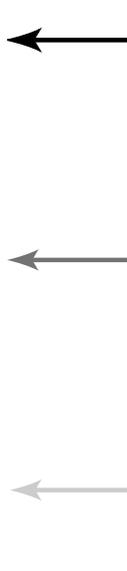


Signature géochimique résultante

Roche Totale



Etape de mélange/agrégation



Piégeage des liquides sous forme d'inclusions



Formation des liquides

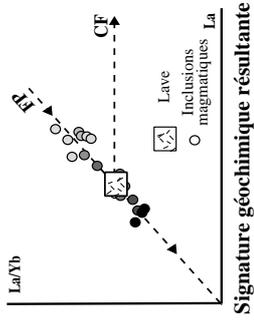
Liquides issus de taux de fusion variables, mais au rapports Fe/Mg peu différents



Taux de fusion (F)

Variations Temporelles et/ou Géographiques

SCENARIO 2

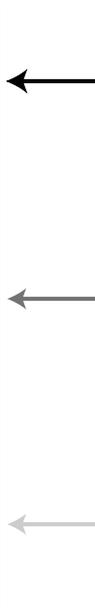


Signature géochimique résultante

Roche Totale



Etape de ré-équilibration des olivines



Etape de mélange/agrégation



Piégeage des liquides sous forme d'inclusions (dans des olivines de compositions différentes)



Formation des liquides

Liquides issus de taux de fusion variables, mais aux rapports Fe/Mg différents



Taux de fusion (F)

Variations Temporelles et/ou Géographiques

Au départ, une série de liquides issus de différents taux de fusion d'une source mantellique percole vers la surface sans se rencontrer, par exemple suivant le modèle de "fractal tree" développé par Hart (1993) pour expliquer la coexistence à petite échelle de magmas aux signatures isotopiques différentes. Il suggère que l'extraction des liquides s'effectue le long d'un réseau de canaux formant une structure de type fractale, sans jamais interagir avec le manteau encaissant.

La remontée de ces liquides peut être séparée dans l'espace et/ou dans le temps.

Scénario 1:

La variation du taux de fusion est suffisante pour influencer la composition en éléments en traces des liquides formés, mais modifie peu leur rapport MgO/FeO. Ainsi, les olivines qui cristallisent à partir de ces liquides ont sensiblement la même composition bien qu'elles contiennent des inclusions aux compositions en éléments en traces variables.

Dans une étape ultérieure, a lieu le mélange ou l'agrégation des liquides avec leurs olivines pour former un magma de composition homogène.

Scénario 2:

La variation du taux de fusion est suffisante pour influencer à la fois la composition en éléments en traces des liquides formés, mais aussi celle en éléments majeurs et donc le rapport MgO/FeO. Ainsi, les olivines qui cristallisent à partir de ces liquides auront des compositions différentes en accord avec la composition de leur magma parent, piégé sous forme d'inclusion.

De la même manière que dans le premier scénario, les liquides vont alors se mélanger dans une étape ultérieure et former un magma de composition homogène. Toutefois, dans cette hypothèse, les olivines formées précédemment, vont se ré-équilibrer en fonction de la composition du magma-hôte. On obtiendra donc des olivines de même composition dans un magma de composition homogène. Lors d'un tel scénario, il semble donc évident que les inclusions se ré-équilibrent aussi, au moins en ce qui concerne FeO et MgO.

Si on essaie d'adapter ces scénarii au modèle de la Chaîne des Puys (cf Chapitre I), on peut envisager que le lieu où se rencontre les liquides issus de différents taux de fusion de la source mantellique correspond à une grande chambre en base de croûte où a lieu la première partie de la différenciation des laves.

Quant aux autres étapes, notamment la cristallisation des olivines et le piégeage des inclusions magmatiques, aucun élément nous permet de savoir si elles ont lieu dans cette grande chambre ou avant.

Les résultats obtenus pour la Chaîne des Puys viennent donc s'ajouter aux nombreux travaux basés sur l'étude des inclusions magmatiques et les modèles proposés précédemment sont des approches complémentaires à celles déjà envisagées pour expliquer la coexistence de liquides primitifs variables par rapport à la composition restreinte du minéral ou de la lave hôte.

CHAPITRE VI

**Nature des liquides intra-mantelliques
sous la Chaîne des Puys:
comparaison avec les liquides primitifs
des laves**

**NATURE DES LIQUIDES INTRA-MANTELLIQUES SOUS LA CHAÎNE DES PUYs:
COMPARAISON AVEC LES LIQUIDES PRIMITIFS DES LAVES**

Ce chapitre fait l'objet d'un article publié dans "Contributions to Mineralogy and Petrology"

**Melt inclusions in scoria and associated mantle xenoliths of Puy Beaunit Volcano
Chaîne des Puys, Massif Central, France**

Contributions to Mineralogy and Petrology (2005), 149, 600-612

DOI 10.1007/s00410-005-0670-y

S. Jannot¹, P. Schiano¹, P. Boivin¹

¹ *Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal-CNRS, 5 rue Kessler,
63038 Clermont-Ferrand*

L'implication plus ou moins importante du manteau lithosphérique, associé ou non à une source asthénosphérique, dans la genèse des basaltes alcalins intraplaques a souvent été proposée mais reste encore un point de discussion pour de nombreuses provinces volcaniques. Les résultats du chapitre précédent montrent que la lithosphère continentale sous la Chaîne des Puys serait la source privilégiée des liquides "primitifs" piégés sous forme d'inclusions magmatiques dans les phénocristaux d'olivines magnésiennes.

Or, l'un des quatre volcans étudiés, le Puy Beaunit, présente la particularité d'avoir échantillonné pendant son éruption la lithosphère aussi bien mantellique que crustale, comme en témoigne la grande variété des xénolites présents dans les laves.

Dans ce chapitre, nous nous proposons d'étudier la composition d'inclusions magmatiques piégées dans les olivines d'un nodule mantellique remonté par l'éruption du Puy Beaunit, dans le but de:

- mettre en évidence les différences de composition entre ces liquides et ceux piégés sous forme d'inclusions dans les olivines des scories
- d'évaluer le rôle de ces liquides en tant qu'agents métasomatiques potentiels du manteau supérieur
- de discuter leur mode de formation
- d'examiner leur relation avec la série magmatique de la Chaîne des Puys

Les liquides observés dans les olivines mantelliques forment des alignements d'inclusions secondaires ($< 10 \mu\text{m}$) (cf Chapitre II). Ces liquides inclus ont des compositions particulières (ils sont très riches en silice (57-59 % (en poids)) et en alcalins (8-10 % (en poids)), pauvres en éléments ferro-magnésiens (4-5% (en poids)) qui diffèrent de celles observées dans les inclusions des olivines magmatiques du Puy Beaunit (cf Chapitre V).

Malgré de telles compositions, il s'avère que les liquides inclus dans les olivines mantelliques sont en équilibre avec leurs minéraux hôtes, et ne sont donc pas le résultat d'un processus de déséquilibre.

Nous proposons que ces liquides représentent les premiers degrés de fusion d'une lherzolite à spinelle à $\sim 1\text{GPa}$, les teneurs élevées en SiO_2 s'expliquant par un effet direct des alcalins sur l'activité de la silice. La similarité de nos compositions avec celle des liquides expérimentaux à 1 GPa confirme cette hypothèse.

De plus, il s'avère que la viscosité importante des liquides inclus et la faible perméabilité de leur matrice leur confèrent une mobilité réduite dans le manteau et donc un rôle limité en tant qu'agent métasomatique.

Ainsi, l'origine des liquides piégés sous forme d'inclusions dans les olivines d'un nodule de péridotite du Puy Beaunit et leur incapacité à migrer sur de longues distances expliquent l'absence de lien génétique avec les liquides piégés dans les olivines magmatiques.

Séverine Jannot · Pierre Schiano · Pierre Boivin

Melt inclusions in scoria and associated mantle xenoliths of Puy Beaunit Volcano, Chaîne des Puys, Massif Central, France

Received: 15 October 2004 / Accepted: 25 March 2005 / Published online: 14 May 2005
  Springer-Verlag 2005

Abstract In order to characterize the composition of the parental melts of intracontinental alkali-basalts, we have undertaken a study of melt and fluid inclusions in olivine crystals in basaltic scoria and associated upper mantle nodules from Puy Beaunit, a volcano from the Chaîne des Puys volcanic province of the French Massif Central (West-European Rift system). Certain melt inclusions were experimentally homogenised by heating-stage experiments and analysed to obtain major- and trace-element compositions. In basaltic scoria, olivine-hosted melt inclusions occur as primary isolated inclusions formed during growth of the host phase. Some melt inclusions contain both glass and daughter minerals that formed during closed-system crystallisation of the inclusion and consist mainly of clinopyroxene, plagioclase and rhönite crystals. Experimentally rehomogenised and naturally quenched, glassy inclusions have alkali-basalt compositions (with SiO₂ content as low as 42 wt%, MgO > 6 wt%, Na₂O + K₂O > 5 wt%, Cl ~ 1,000–3,000 ppm and S ~ 400–2,000 ppm), which are consistent with those expected for the parental magmas of the Chaîne des Puys magmatic suites. Their trace-element signature is characterized by high concentration(s) of LILE and high LREE/HREE ratios, implying an enriched source likely to have incorporated small amounts of recycled sediments. In olivine porphyroclasts of the spinel peridotite nodules, silicate melt inclusions are secondary in nature and form trails along fracture planes. They are generally associated with secondary CO₂ fluid inclusions containing coexisting vapour and liquid phases in the same trail. This observation and the existence of multiphase inclusions consisting of silicate glass and CO₂-rich fluid suggest the former existence of a

CO₂-rich silicate melt phase. Unheated glass inclusions have silicic major-element compositions, with normative nepheline and olivine components, ~58 wt% SiO₂, ~9 wt% total alkali oxides, < 3 wt% FeO and MgO. They also have high chlorine levels (> 3,000 ppm) but their sulphur concentrations are low (< 200 ppm). Comparison with experimental isobaric trends for peridotite indicates that they represent high-pressure (~1.0 GPa) trapped aliquots of near-solidus partial melts of spinel peridotite. Following this hypothesis, their silica-rich compositions would reflect the effect of alkali oxides on the silica activity coefficient of the melt during the melting process. Indeed, the silica activity coefficient decreases with addition of alkalis around 1.0 GPa. For mantle melts coexisting with an olivine-orthopyroxene-bearing mineral assemblage buffering SiO₂ activity, this decrease is therefore compensated by an increase in the SiO₂ content of the melt. Because of their high viscosity and the low permeability of their matrix, these near-solidus peridotite melts show limited ability to segregate and migrate, which can explain the absence of a chemical relationship between the olivine-hosted melt inclusions in the nodules and in basaltic scoria.

Introduction

The origin of intracontinental alkali basalts has attracted a great deal of interest among Earth scientists in recent years. This interest has been stimulated by the characteristic features of alkaline lavas, which show a typical enrichment in incompatible elements and have isotopic compositions similar to those of oceanic basalts. In addition, some alkali basalts contain xenoliths of mantle origin, which have trace-element and mineralogical characteristics that provide direct evidence for the existence of metasomatically enriched portions of the upper mantle. Among the petrogenetic problems raised by the study of alkali basalts, the most discussed are

Communicated by T.L. Grove

S. Jannot ( ) · P. Schiano · P. Boivin
Laboratoire Magmas et Volcans,
OPGC-Université Blaise Pascal-CNRS,
5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France
E-mail: s.jannot@opgc.univ-bpclermont.fr
Fax: + 33-4-73346744

probably the attainment of peralkalinity, the association of contrasting undersaturated and saturated alkaline magma compositions in intracontinental magmatic provinces, the depth of derivation of alkaline magmas and the variation in the source materials from which alkaline magmas are derived. For the latter, emphasis has alternatively shifted from the predominant contribution of the lithosphere as a source of alkali basalts to the asthenospheric mantle, with the recognition of metasomatism and its possible role as a precursor of alkaline magmatism.

A major occurrence of alkaline rocks is provided by the Cenozoic rift system of Central and Western Europe, which includes the French Massif Central. The Tertiary and Quaternary volcanoes of the Massif Central have been extensively studied by the others (e.g. Wilson and Downes 1992; Barruol and Granet 2002). In detail, the nature of their sources is still a matter of debate which centres on the relative importance of the contribution from the metasomatized lithosphere through which the magmas were emplaced and the asthenospheric mantle source of the primary magmas (e.g., Wilson and Downes 1992). There are different and opposite hypotheses for the generation of the volcanism within the Massif Central in the literature. Froidevaux et al. (1974) and Granet et al. (1995) have ascribed the volcanism to the upwelling of a mantle plume. An alternative hypothesis is one that calls on the presence of an asthenospheric flow induced by the formation of the Alpine lithospheric root (Merle and Michon 2001) or the retreat and sinking of the Tethys slab (Barruol and Granet 2002).

Within our present study, we aim to better understand the volcanic system of the Massif Central and what its sources may be by studying the composition of primitive magmas. These magmas are preserved as melt inclusions in olivine crystals in basaltic scoria and associated upper mantle xenoliths from Puy Beaunit, a volcano from the Chaîne des Puys volcanic province of the Massif Central. In the basalts, the melt inclusions contain small quantities of silicate melt that were included in phenocrysts during growth of the crystal structure. Formed at different stages of evolution of the melts, they will thus record the liquid line of descent of magmatic systems (Schiano 2003, and references therein). In mantle derived nodules, the aliquots of natural mantle melts can be preserved as melt inclusions within the minerals that make up the nodule (e.g., Schiano and Clocchiatti 1994).

Here, we examine the composition of the inclusions with the following objectives in mind: (1) to assess the differences in composition between mantle melts preserved in the lithospheric mantle nodules and the primitive melts of the erupted basalts, (2) to evaluate the role of melts preserved in nodules as potential metasomatic agents of the upper mantle, (3) to discuss plausible models for their formation, and (4) to examine their relationship with the magmatic series of the Chaîne des Puys.

Geological setting

The tectonic setting of the magmatic province of western and central Europe is dominated by the Hercynian orogeny, with a major continental collision episode dated at ~ 360 Ma (Matte, 1986). This event led to the main Hercynian terrane boundaries, which divide the region (Franke 1989). From upper Eocene to early Miocene, a rifting episode has affected the West-European plate and has generated an extensive rift system, which includes the Limagne, Bresse, Rhine, Ruhr, Leine and Eger grabens. This has evolved contemporaneously with the later phases of the alpine orogeny and the Neogene collapse of the Mediterranean and Panomian basins (Ziegler 1982). Associated magmatism occurred from the Paleocene to the Holocene and was restricted to only a few widely scattered districts.

The Massif Central area is the largest magmatic province of the West-European Rift system. It consists of typical intraplate alkaline series (e.g., Villemant et al 1980) that have erupted during two major episodes, from upper Oligocene to early Miocene and from upper Miocene to Pliocene, respectively. The Massif Central consists of many individual volcanic provinces (Fig. 1);

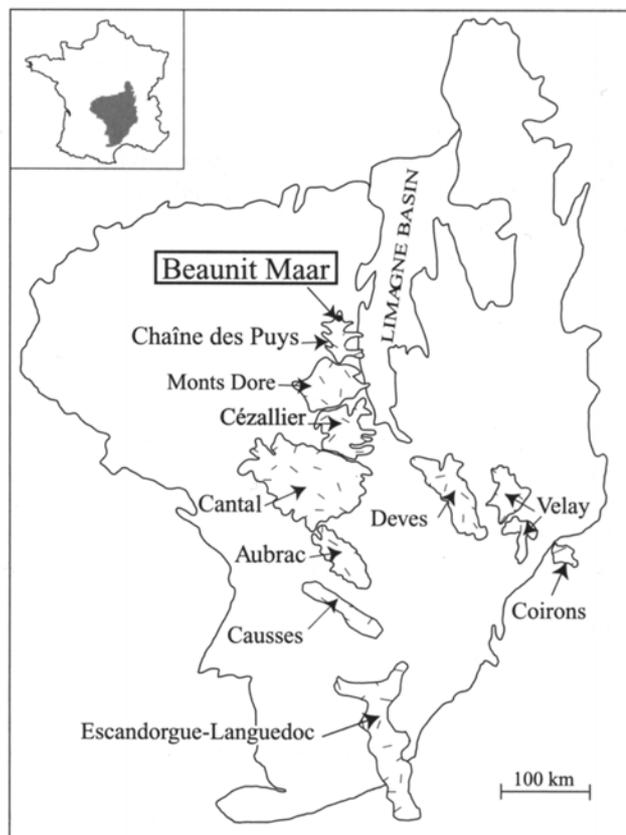


Fig. 1 Distribution of the main volcanic provinces of the French Massif Central: Chaîne des Puys, Monts Dore, Cézallier, Cantal, Aubrac, Deves, Velay, Coirons, Causses and Escandorgue-Languedoc. The peridotite nodule and scoria samples mentioned in the text are from Puy Beaunit, a maar located at the northern end of the Chaîne des Puys

the Cantal (20–7 Ma), Causses (14–2 Ma), Velay (11–6 Ma), Aubrac (8–6 Ma), Coiron (8–5.5 Ma), Cézallier (7.8–2.5 Ma), Escandorgue-Languedoc (3.5–0.8 Ma), Deves (3–0.5 Ma), Monts Dore (3–0.25 Ma) and the Chaîne des Puys (95–7 Ka). The Chaîne des Puys consists of a hundred young well-preserved volcanoes that have formed on the top of a horst overhanging the Limagne basin. Volcanic products from the Chaîne des Puys have a K-rich alkaline affinity, ranging in composition from basalt to trachyte.

The basaltic scoria and mantle xenolith samples selected for this study were sampled at the Puy Beaunit volcano vent, which is the largest maar of the Chaîne des Puys. It is dated at $54,000 \pm 7,000$ years (Miallier et al. in Boivin et al. 2004) and has been formed during a phreatomagmatic event, which has subsequently evolved into a strombolian eruption leading to the formation of a scoria cone (Puy Gonnard). Previous studies (e.g. Faure et al. 2001; Féménias et al. 2001) have shown that the Puy Beaunit extrusives contains a great variety of xenoliths from the upper crust, lower crust and upper mantle.

Experimental and analytical techniques

Mineral separation

In order to separate potential inclusion-bearing crystals, basaltic scoria and mantle xenoliths were gently crushed, followed by a heavy liquid mineral separation. A binocular microscope was used to handpick olivine crystals. Finally, these olivines were mounted in epoxy on microscope slides for grinding and polishing on both sides.

High-temperature microthermometry

High-temperature thermometry experiments on olivine-hosted melt inclusions were performed at ambient pressure with a heating stage at LMV (Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand). Experimental study of melt inclusions aims to reverse phase changes that occurred inside the inclusion during natural cooling, such as crystallisation and formation of the shrinkage/fluid bubble, by reheating the inclusion up to the temperature at which it was trapped and then quenching the restored trapped liquid for further analysis. We carefully selected partially crystallised melt inclusions with a well-developed shrinkage bubble and no evidence of heterogeneity. The heating stage is composed of a heating coil and a sample holder located in its centre (Sobolev et al. 1980) and is placed under an optical microscope which allows visual monitoring of individual melt inclusions during the experiment. The temperature is measured with a Pt₉₀Rh₁₀ thermocouple that is welded to the sample holder and calibrated with compounds with known melting points. Experiments

have been performed in a He atmosphere purified with Zr at 700°C to avoid oxidation of the host mineral. The accuracy of the temperature determination is about $\pm 10^\circ\text{C}$ at the maximum temperature and the thermal gradient along the samples is less than 10°C . Experiments were run at a range of heating rates and exposure times in order to assess the effects caused by variations in the rate of the transformations in the inclusions. The optimal experimental conditions ensuring equilibration during homogenisation of the inclusions correspond to heating rates of around $30^\circ\text{C}\cdot\text{min}^{-1}$ from 20°C to 850°C and $3\text{--}5^\circ\text{C}\cdot\text{min}^{-1}$ for $T > 850^\circ\text{C}$. After quenching, the samples were polished to expose the inclusions for electron microprobe analysis.

Electron microprobe analysis

Electron microprobe analyses were carried out at the LMV using a Camebax SX 100 electron microprobe with an accelerating voltage maintained at 15 kV. A focussed beam was used for the minerals while, in order to reduce Na loss during analysis, a defocused beam was used for the glasses. To further reduce Na loss, this element was analysed first. The precision of the Cl and S analyses was established by replicate analyses of glass standards (basaltic and rhyolitic glasses).

The compositions of olivine-hosted glass inclusions in basaltic scoria were obtained with a 8 nA sample current for major elements (acquisition time: 10 s, except for iron: 30 s) and a 30 nA sample current for chlorine and sulphur (acquisition time: 50 s), whereas analyses of olivine-hosted glass inclusions in mantle xenoliths were performed with a 6 nA sample current and different acquisition times: Si, Na, Al, K and Ca for 10 s, Mg for 70 s, Cl for 80 s, and Ti and Fe for 100 s. Both reproducibility and accuracy of the S measurements were tested on the Alv981R23 basaltic glass. Variations in the wavelength of S α X-ray as a function of the oxidation state of sulfur in silicate glasses were taken into account for S analyse (Métrich and Clocchiatti 1996).

Daughter and host minerals analyses were carried out with a 15 nA sample current and an acquisition time of 10 s, except for Ni in the host olivine, which was analysed for 50 s with a 30 nA current.

Laser ablation-ICP-MS

Trace-element compositions of the largest ($> 50 \mu\text{m}$ in diameter) melt inclusions in scoria were obtained by laser ablation-ICP-MS analyses. These measurements were carried out at the LMV, using an ICPMS VG PQ2+ coupled with a frequency-quadrupled Nd: YAG laser that produces a UV wavelength at 266 nm. For this procedure, the melt inclusions were analysed with a 120-s acquisition time, a laser frequency of 4 Hz and a crater size varying from $40 \mu\text{m}$ to $80 \mu\text{m}$ according to the size of the inclusion. Background count rates were first

measured for 30 s before ablation commenced, and this signal was integrated to perform a background correction. Before and after each melt inclusion ablation, two analyses of the reference material NIST 612 were performed in order to test and correct a possible signal variation. BCR (Basalt of Columbia River) USGS glass standards were analysed as unknowns to test accuracy of the analyses. Trace element concentrations were corrected for variations in ablation efficiency between sample and standard by the use of a minor isotope of Ca (^{43}Ca) as an internal standard. CaO concentrations in the melt inclusions were determined previously by electron microprobe (Sect. 3.3). The precision of the Laser Ablation-ICP-MS results are within $\pm 5\%$ for all elements of BCC5(1) and BCC5(2) and within 7% for all elements of BR41 except for Rb (19%) and Y (10%).

Sample description

Basaltic scoria and mantle xenoliths

Scoria samples were found in pyroclastic layers from the terminal strombolian cone of Puy Beaunit. They were naturally quenched during eruption, thus ensuring minimum post-entrapment reactions inside the inclusions. They contain phenocrysts of olivine (Fo_{80-86}) and clinopyroxene ($\text{Wo}_{42}\text{En}_{47}\text{Fs}_{12}$). The olivine phenocrysts sometimes contain chromium spinel inclusions. The groundmass is composed of plagioclase (An_{57}), olivine (Fo_{70}) and magnetite (Table 1).

According to its estimated modal composition, the studied xenolith can be classified as anhydrous spinel lherzolite. It has a protogranular texture (Mercier and Nicolas 1975) and the main phase (Table 1) is olivine, which occurs as porphyroclasts (Fo_{90} , $\text{NiO} \sim 0.38$ wt%)

with undulatory extinction (kink band). Orthopyroxene porphyroclasts (En_{90}) show exsolution lamellae of clinopyroxene. The spinels are chromium-rich (27–35 wt% Cr_2O_3) and occur as rounded interstitial porphyroclasts. The neoblastic texture is poorly developed around the minerals.

Melt inclusions

Melt inclusions in scoria phenocrysts (type I melt inclusions)

Type I melt inclusions are found in both olivine and clinopyroxene phenocrysts, but here we have focussed on the melt inclusions in the most forsteritic olivine (Fo_{85}). They occur mostly as randomly distributed droplets, a feature that is typical of primary inclusions formed during growth of their host phase (Roedder 1984). They vary in size from 20 μm to 70 μm and generally have a regular shape (Fig. 2a), subordinate to the host mineral crystallography, sometimes even producing faceted negative crystal cavities (Fig. 2c). Most of the melt inclusions contain one or sometimes more gas bubbles, which are predominantly composed of CO_2 as verified by cryometric experiments. The ratio ($\text{Volume}_{\text{bubble}}/\text{Volume}_{\text{inclusion}}$) is kept roughly constant (except for the few that contain several shrinkage bubbles). Sulphide globules were identified on the edge of several inclusions. Some decrepitation halos and hourglass inclusions (i.e., inclusions that are connected to the outside of the host by a capillary) were also observed.

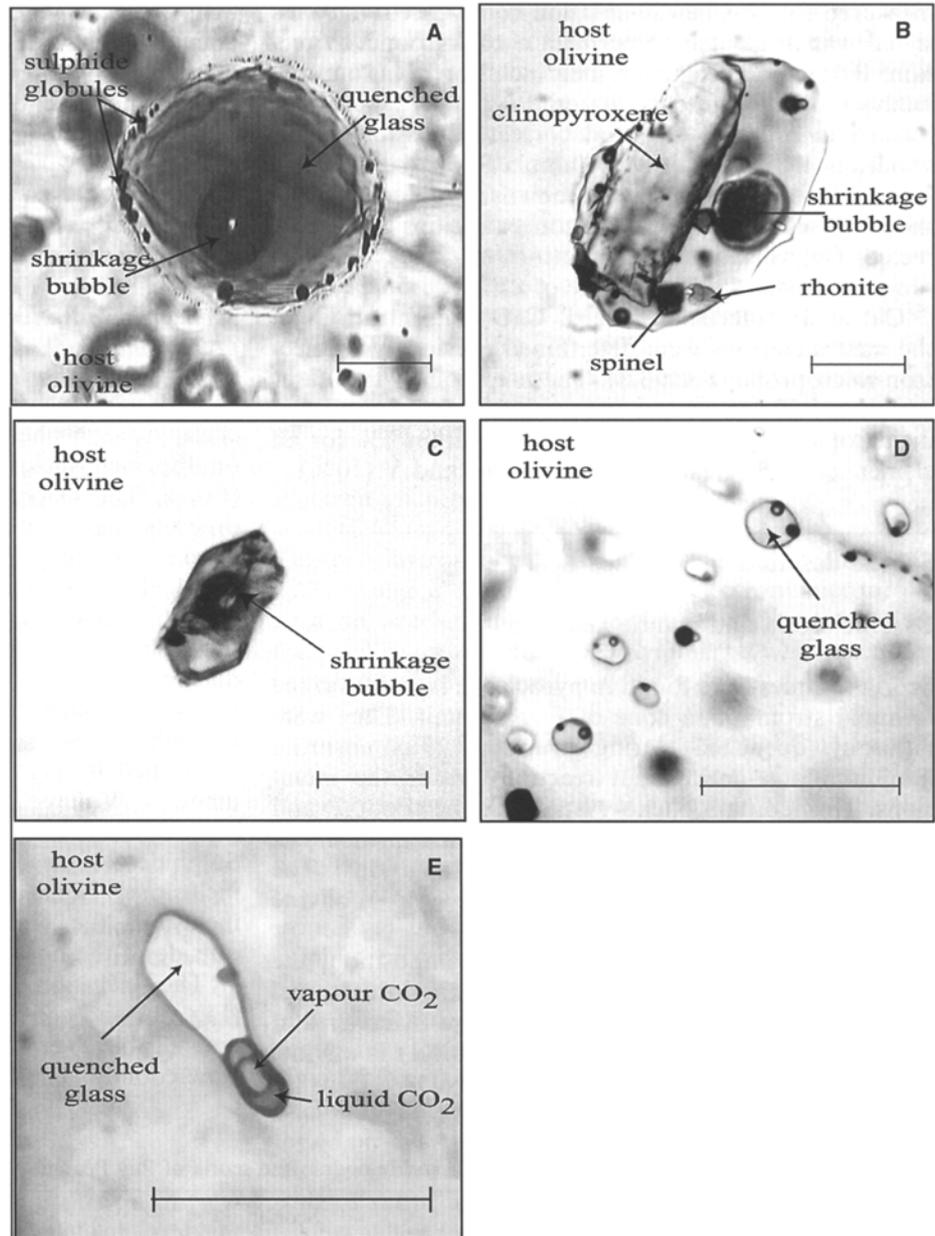
The inclusions are generally partially crystallised (Fig. 2b) and contain micrometer-size “daughter” minerals (Table 2) crystallized from the trapped melt during slow cooling. The first mineral to crystallise is the host

Table 1 Average mineral compositions of the lherzolite nodule and scoria of Puy Beaunit

	Lherzolite				Scoria					
	Ol	Opx	Cpx	Sp	Ol (P)	Cpx (P)	Ol (M)	Pl (M)	Mt	Sp (In)
SiO_2	40.57	56.02	53.13	0.02	39.25	47.94	37.99	53.55	2.15	0.10
TiO_2	0.01	0.03	0.08	0.04	0.02	1.67	0.04	0.14	19.23	1.84
Al_2O_3	0.01	2.36	2.88	34.81	0.04	7.42	0.03	28.33	3.4	22.06
Cr_2O_3	0.01	0.39	0.88	30.77	0.03	0.22	0.09	0.02	0.19	33.78
Fe_2O_3	–	0.31	1.03	5.12	–	1.99	–	0.73	24.95	11.51
FeO	9.41	6.06	1.42	11.96	14.38	5.79	25.04	0.00	43.60	16.90
MnO	0.14	0.15	0.07	0.17	0.21	0.13	0.44	0.02	0.75	0.20
MgO	48.65	33.73	16.58	16.41	46.03	13.20	36.01	0.09	3.55	12.90
CaO	0.07	0.47	23.39	0.01	0.24	20.49	0.31	11.78	0.48	0.02
Na_2O	0.01	0.01	0.55	0.01	–	0.67	0.02	4.60	0.24	–
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.01	–	0.01	0.01	0.51	0.19	–
NiO	0.38	–	–	–	0.15	–	–	–	–	–
Fo	90.1	–	–	–	84.5	–	70.2	–	–	–
An	–	–	–	–	–	–	–	57.2	–	–
Wo	–	0.9	47.2	–	–	41.5	–	–	–	–
En	–	90.0	50.3	–	–	46.9	–	–	–	–
Fs	–	9.1	2.5	–	–	11.6	–	–	–	–

Ol (P) olivine phenocryst, *Ol (M)* olivine microlite, *Cpx (P)* clinopyroxene phenocryst, *Pl (M)* plagioclase microlite, *Opx* orthopyroxene, *Mt* magnetite; *Sp (In)* spinel included in olivine

Fig. 2 Transmitted-light photomicrographs of olivine phenocrysts showing the general characteristics of type I and type II melt inclusions. *Bar scale is 20 μm .* **a** Type I melt inclusions containing quenched glass, a shrinkage bubble and sulphides globules outlining the rim of the inclusion. **b** Photomicrograph of type I melt inclusion containing "daughter" minerals formed by closed-system crystallisation during natural cooling. **c** Crystallised type I melt inclusion with negative crystal shape, a secondary feature that results from minimization of the interfacial energies. **d** Typical secondary type II melt inclusions in olivine occurring along healed fracture planes. **e** Multiphase type II melt inclusion containing silicate glass associated with CO_2 fluid inclusion



olivine on the inclusion walls but this mineral does not appear as individual minute crystal inside the inclusion. The second phase to crystallise inside the inclusions is diopside ($\text{Wo}_{45-48} \text{Fs}_{0-10} \text{En}_{40-55}$), which appears as the dominant daughter phase. It occurs as euhedral, prolate-type crystals in the largest inclusions or forms aggregates in the smallest inclusions. The most developed diopside crystals are zoned with increasing Al_2O_3 and TiO_2 and decreasing MgO and CaO from core to rim. It should be noted that the daughter clinopyroxenes have compositions remarkably similar to the clinopyroxene phenocrysts of the more basaltic lavas of the Chaîne des Puys. Daughter plagioclases vary in composition from An_{55} to An_{68} and generally show globular forms.

Rhönite, a relatively uncommon anhydrous mineral typically found as a minor constituent of undersaturated

alkaline igneous rocks, was also identified in melt inclusions from electron microprobe analyses. In the Chaîne des Puys lavas, rhönite has been interpreted as a low-pressure amphibole dehydration-destabilisation product (Maury et al. 1980). It is characterized by high concentrations for TiO_2 (~ 8.5 wt%) and CaO (~ 12 wt%) but a low concentration for SiO_2 (~ 25 wt%) and an alkali component of ~ 1 wt%. In Puy Beaunit melt inclusions, rhönite crystals have a globular form and are always associated with other daughter phases, such as clinopyroxene. Their occurrence probably reflects high-degrees of closed-system differentiation inside the inclusions, which could generate a daughter mineral paragenesis different from that of the host basalt. It also suggests an initially very low water content for the melt inclusions (Boivin 1980).

Table 2 Average analyses (wt%) of “daughter” mineral phases inside melt inclusions trapped in olivine phenocrysts from scoria of Puy Beaunit

	Cpx	Pl	Rh
SiO ₂	43.91	50.36	25.07
TiO ₂	3.48	0.66	8.68
Al ₂ O ₃	9.1	26.95	17.88
Cr ₂ O ₃	0.17	0.02	0.40
Fe ₂ O ₃	4.83	2.51	9.52
FeO	2.8	0.03	11.18
MnO	0.11	0.04	0.14
MgO	12.08	0.84	13.89
CaO	22.16	11.83	12.12
Na ₂ O	0.54	4.18	0.92
K ₂ O	0.04	0.89	0.04
An	–	58.2	–
Wo	45.7	–	–
En	48.1	–	–
Fs	6.2	–	–

Cpx clinopyroxene, Pl plagioclase, Rh rhönite

A high-temperature experimental study was carried out on partially crystallised melt inclusions. Complete homogenisation of melt inclusions (i.e., disappearance of the shrinkage bubble) was not achieved even at high temperature > 1,400°C. This persistence of bubbles inside the inclusions during the heating experiments could indicate fluid oversaturation of the inclusions (that is, the presence of primary bubbles trapped along with melt when the inclusions formed) or, more likely, reflect the fact that the melt inclusions do not behave as purely isochoric systems during heating; because of the elastic behaviour of the inclusions, there remains a difference

between the initial pressure of trapping and the internal pressure of the inclusions at high T (Schiano and Bourdon 1999) that prevents from complete homogenisation.

Therefore, an alternative method was used, which involved heating the inclusions to the melting point of their last daughter crystals followed by quenching. The melting temperatures vary from 1,225°C to 1,245°C ($\pm 10^\circ\text{C}$) and can be considered as minimum values for the trapping temperature. Note however, that these temperatures are in good agreement with those (between 1,215°C and 1,260°C) obtained using the olivine-melt geothermometer of Ford et al. (1983).

The chemical compositions of type I melt inclusions (Table 3) were determined by analysing unheated glass inclusions that contained no enclosed microphase and heated melt inclusions, after a careful microscopic observation established the absence of microphases that may have formed during the quenching process. For unheated inclusions, post-entrapment reactions occurring inside the inclusions are restricted to slight precipitation of the host phase on the inclusion walls. Correction for this post-entrapment crystallisation was made by incrementally adding olivine in Fe–Mg equilibrium (assuming $K_D^{\text{ol/liq}} = (X_{\text{Fe}^*}^{\text{ol}} X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}) / (X_{\text{Mg}}^{\text{ol}} X_{\text{Fe}^*}^{\text{liq}})$) is 0.30 ± 0.03 (Roeder and Emslie 1970) and Fe_{total} as FeO) until the liquidus olivine is identical to the host olivine. The amount of host olivine added to the glass inclusions vary between 7 wt% and 12 wt%.

In primitive olivine phenocrysts (Fo₈₅), the inclusions have alkali-basalt compositions characterised by vari-

Table 3 Representative major element analyses (wt%) of heated and unheated type I melt inclusions trapped in olivine phenocrysts. The Normative compositions are also indicated (the ratio of FeO to Fe₂O₃ is adjusted according to Le Maitre 1976)

Sample name	Unheated type I melt inclusions						Heated type I melt inclusions				
	BN5-A2	BCA33	BNol5	BN18-J3	BNol7(1)	BCA11	Plot 10a	Plot 10b	Plot 11	Plot 12a	Plot 12b
SiO ₂	45.4	46.29	45.09	44.43	44.23	43.84	43.46	43.68	43.73	43.01	42.27
TiO ₂	2.65	2.63	2.81	2.73	2.73	3.33	2.78	2.89	3.09	3.15	3.21
Al ₂ O ₃	14.85	15.86	14.65	15.49	14.62	15.82	15.53	16.00	15.51	16.04	15.63
MnO	0.04	0.06	0.22	0.12	0.15	0.06	0.11	0.11	0.13	0.09	0.15
FeO	9.08	7.32	9.07	7.55	8.69	8.13	8.62	8.61	8.2	8.74	8.82
MgO	9.94	7.62	9.08	8.02	9.21	8.65	8.63	8.84	8.46	8.13	8.09
CaO	11.97	12.31	12.07	12.76	12.5	13.28	13.16	12.96	13.16	13.56	13.52
Na ₂ O	3.18	3.68	3.31	3.97	3.39	3.57	3.91	3.86	3.45	3.8	3.85
K ₂ O	1.55	2.12	1.58	1.71	1.56	1.5	1.89	1.75	1.64	1.67	1.62
Cl (ppm)	1,740	1,800	1,870	1,755	1,730	1,470	1,575	1,550	1,420	1,530	1,510
S (ppm)	1,500	1,370	1,340	1,320	1,800	1,420	1,740	1,810	1,625	1,620	1,660
Sum	98.98	98.99	99.23	97.91	98.4	99.31	99.27	99.66	98.62	99.34	98.34
Fo host	84.9	85.1	84.1	85.1	84.8	85.2	85.2	85.2	85.3	85.2	85.2
Normative composition											
Or	9.52	12.5	9.3	10.1	9.2	8.9	0.5	3.7	8.9	0.0	0.0
Ab	7.09	5.3	6.2	1.3	2.7	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
An	21.61	20.5	20.5	19.4	20.1	22.7	19.2	21.2	22.3	21.8	20.6
Ne	10.92	13.9	11.8	17.5	14.1	16.4	17.9	17.7	15.8	17.4	17.7
Di	31.5	32.2	31.4	34.9	33.4	34.2	36.7	34.4	34.2	36.2	35.1
Ol	9.73	5.5	9.9	5.6	9.2	6.7	6.9	7.9	6.8	5.8	6.3
Mt	3.92	3.1	3.7	3.1	3.5	3.2	3.4	3.4	3.2	3.4	3.4
Ilm	5.44	5.1	5.3	5.2	5.2	6.3	5.3	5.5	5.9	5.9	6.1

Or orthoclase, Ab albite, An anorthite, Ne nepheline, Di diopside, Ol olivine, Mt magnetite, Ilm ilmenite

able contents of SiO₂ (42.5–48 wt%), Al₂O₃ (14.5–17 wt%) and CaO (12–13.5 wt%), with the Mg# (Mg/Mg + Fe²⁺) varying from 63% to 66%. All melt inclusions have nepheline and olivine normative compositions. Note that they are relatively rich in chlorine (from 1,500 ppm to 2,000 ppm) and sulphur (1,000 ppm to 2,200 ppm). Unheated glassy melt inclusions and heated melt inclusions have similar compositions, indicating that during the heating experiment no significant interaction between the inclusions and the host minerals has taken place.

Trace element analyses of unheated type I glassy inclusions are reported in Table 4 and illustrated in Fig. 3. The abundance patterns of the melt inclusions are coherent and differ from each other primarily by the enrichment factors of the very and moderately incompatible elements. All the melt inclusions have high concentrations of large-ion lithophile elements (LILE; K, Rb, Ba, Th, U) and light rare-earth elements (LREE). Note also that when elements are arranged by relative compatibility in oceanic basalts (Hofmann 1997) and normalized to primitive-mantle values (Hofmann 1988), no significant anomaly that disturb the otherwise fairly smooth shape of the patterns is observed (Fig. 3). These features are entirely compatible with a generation by partial melting of an enriched mantle source comparable to those generating ocean-island or continental basalts. This is supported by the high Ti/Zr ratios (>60) of the melt inclusions, which are similar to the values obtained for alkali basalts (Sun and Mc Donough 1989).

Melt + fluid inclusions in lherzolite porphyroclasts (type II melt inclusions)

Type II melt inclusions occur as trails outlining secondary fractures cutting through one or more minerals of the spinel peridotite, crosscutting grain boundaries. Their diameter varies in size from 3 µm to 10 µm (Fig. 2d). They generally have rounded shapes with

slightly curved walls, but often were deformed and have become vermicular, sigmoid or elongated. Most of the inclusions contain quenched glass and one (or very rarely several) two-phase (gas/liquid) CO₂ bubble(s). A few inclusions also contain micrometer-size daughter minerals.

Abundant secondary CO₂ fluid inclusions also occur in the minerals of the xenolith samples. They are less than 15 µm in size, subspherical or elongated in shape, and contain either coexisting vapour and liquid phases or only a liquid phase. They are located in healed linear fractures often crosscutting each other, indicating that the host crystals have experienced several episodes of shear deformation.

An important observation to be made is that the fluid inclusions are often associated with type II melt inclusions along the same trails. In addition, multiphase inclusions consisting of silicate glass and CO₂-rich fluid (Fig. 2e), and melt inclusions and CO₂ inclusions linked by necks, are also observed. These features imply a co-genetic relationship between melt inclusions and fluid inclusions and suggest that the two types of inclusions have been trapped from an immiscible mixture of silicate melt and CO₂.

The chemical composition of type II melt inclusions (Table 5) was determined by analysing unheated glass inclusions, selected after a careful microscopic study established that they contained no daughter minerals. Normative compositions of type II melt inclusions are characterized by high-olivine and nepheline components. They typically contain high concentrations of SiO₂ (55–59 wt%), Al₂O₃ (20–23 wt%), Na₂O (5–6.5 wt%) and K₂O (2–3.5 wt%), and low concentrations of TiO₂ (<1 wt%), FeO (2–3 wt%) and MgO (2–3.5 wt%). With regards to volatile elements, type II inclusions contain high levels of chlorine (2,000–5,000 ppm), however the sulphur contents never exceed 200 ppm. It should be noted that with the sum of the analyses always close to 100 wt%, the possibility of significant amounts of dissolved water can be excluded.

Table 4 Trace element compositions (ppm) of type I melt inclusions

Sample name	BCC5 (1)	BCC5 (2)	BR41
Rb	–	–	42
Ba	540	561	319
Th	5.6	6.2	3.2
U	1.69	1.82	0.91
Nb	64	79	34
La	50	54	25
Ce	98	106	52
Nd	38	42	22
Sr	510	648	396
Sm	7.1	7.3	4.6
Hf	4.2	4.8	3.0
Zr	184	216	125
Eu	2.12	2.29	1.40
Dy	4.8	5.0	3.9
Y	23.0	23.7	18.7
Er	2.4	2.5	2.0
Yb	2.3	2.3	1.9

Discussion

In order to illustrate the differences between type I and type II melt inclusions, their compositions are plotted in a SiO₂–FeO + MgO–alkalis ternary diagram (Fig. 4). Type II melt inclusions plot within the field of previously published data for olivine-hosted melt inclusions in mantle xenoliths from intraplate (oceanic and continental) settings (Schiano and Clocchiatti 1994; Schiano and Bourdon 1999). By contrast, compositions of type I melt inclusions are significantly less Si-rich and at the same time contain higher total FeO + MgO. Note also that type II melt inclusions have higher Na₂O and K₂O contents, which is the reason for their nepheline-olivine normative compositions despite their silica-rich character. Hence, the two types of melt inclusions are texturally different, occur in phenocrysts of diverse origins, and

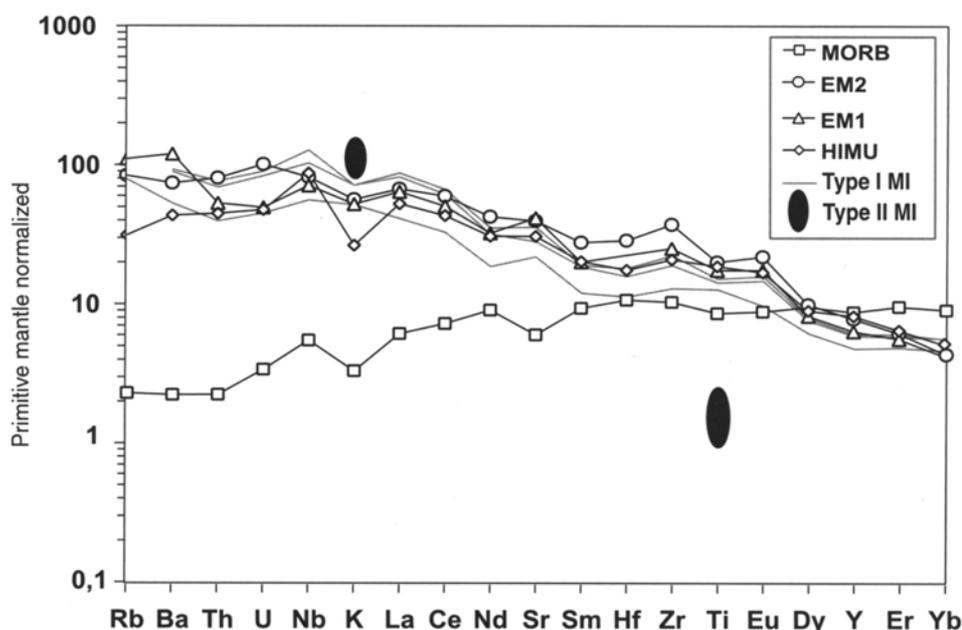


Fig. 3 Primitive mantle-normalised trace element variation diagrams for type I melt inclusions. Compositions are normalized to the primitive mantle composition of Hofmann (1988) and the trace elements are arranged by relative incompatibility in oceanic basalts (Hofmann 1988; Sun and McDonough 1989; Schiano et al. 1993). Trace element variation diagrams for type I melt inclusions (in grey) are compared with typical patterns defined for the average N-MORB of Hofmann (1988), HIMU, EM1- and EM2-type OIB composition (Woodhead 1996; Sun and McDonough 1989; Hémond et al. 1994). Fields of normalized Ti and K values for type II melt inclusions are also shown for comparison

present distinct chemical compositions. We therefore conclude that they relate to distinct petrogenesis processes. Models for the origin of the compositions of olivine-hosted melt inclusions in scoria and mantle

nodules from Puy Beaunit are evaluated in the following discussion.

The origin of type I melt inclusions

In Fig. 5, we have compared the major elements compositions of olivine-hosted type I melt inclusions with the whole rocks trend for the Chaîne des Puys volcanoes. Whole rocks vary in composition from moderately potassic alkali basalt to trachyte and can be interpreted relatively simply in terms of fractionation of an olivine-clinopyroxene-spinel assemblage, followed by progressive extraction of oxides, plagioclase and amphibole

Table 5 Representative major-element analyses (wt%) of type II melt inclusions in olivine phenocrysts in ultramafic xenolith from Puy Beaunit

Sample name	10p	10r	8b	8f	8j	3a	6b	6c
SiO ₂	59.40	58.11	57.29	57.15	57.64	57.76	58.64	57.83
TiO ₂	0.35	0.44	0.47	0.46	0.42	0.47	0.83	0.64
Al ₂ O ₃	20.40	21.03	20.99	21.54	21.87	21.58	20.50	21.54
MnO	0.00	0.00	0.00	0.11	0.09	—	—	—
FeO	2.14	2.02	2.53	2.20	2.31	2.35	2.21	2.30
MgO	2.34	2.27	2.61	2.32	2.49	2.54	2.37	2.43
CaO	5.68	6.27	5.65	6.65	6.58	6.83	5.26	4.54
Na ₂ O	6.36	5.73	6.55	6.32	6.38	5.75	5.67	6.24
K ₂ O	3.34	3.13	2.97	2.74	2.31	2.63	3.71	3.52
Cl (ppm)	4,730	4,790	4,320	4,250	4,230	3,950	2,960	2,910
S (ppm)	220	160	140	380	280	—	—	—
Sum	100.51	99.49	99.63	99.94	100.54	100.29	99.47	99.33
Fo host	90.0	90.0	90.0	90.0	90.0	90.0	90.0	90.0
Normative compositions								
Or	19.8	18.5	17.6	16.2	13.7	15.5	21.9	20.8
Ab	47.5	44.9	43.7	52.5	46.1	45.1	45.6	44.9
An	19.1	24.3	20.8	24.1	25.9	26.9	20.7	21.5
Ne	1.5	0.0	4.6	4.2	2.6	0.3	0.1	3.1
Di	6.4	4.7	5.4	6.9	5.4	5.7	4.4	0.8
Ol	4.4	3.2	5.6	4.3	5.3	5.2	4.7	6.4

Normative compositions are indicated: *Or* orthoclase, *Ab* albite, *An* anorthite, *Ne* nepheline, *Di* diopside, *Ol* olivine

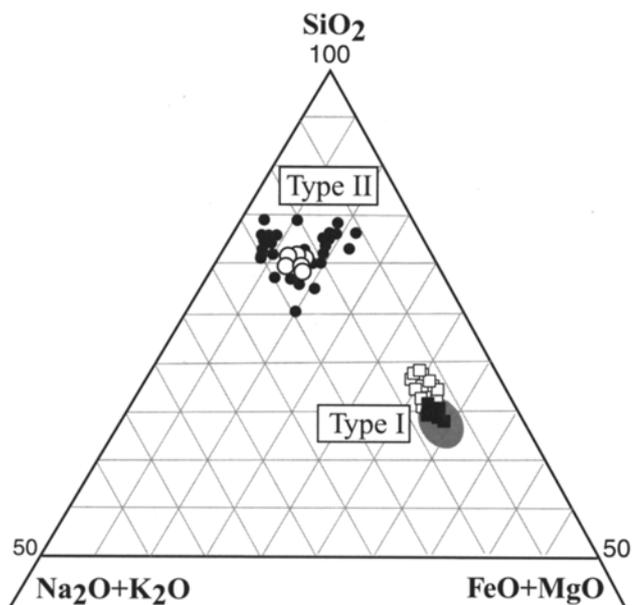
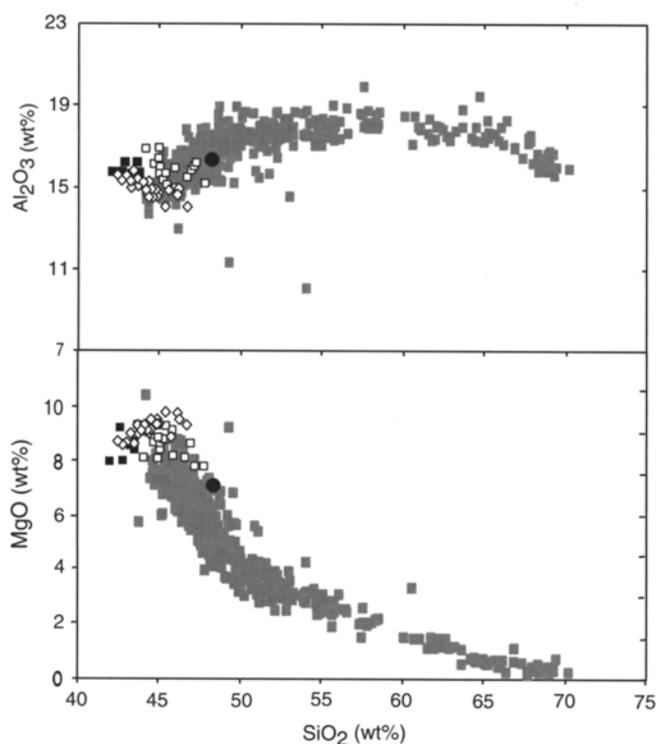


Fig. 4 Composition of heated (*black square*) and unheated (*open square*) type I melt inclusions compared with type II melt inclusions (*open circle*). Also indicated for comparison with type II melt inclusions are unheated glassy and experimentally rehomogenized melt inclusions trapped in mantle xenoliths from intraplate (ocean and continental) settings (Schiano and Clochiatti 1994; Schiano and Bourdon 1999) (*black circles*). The compositional field (*grey*) for the type I melt inclusions corrected for post-entrapment Fe-loss (see Fig. 5 caption), is also reported

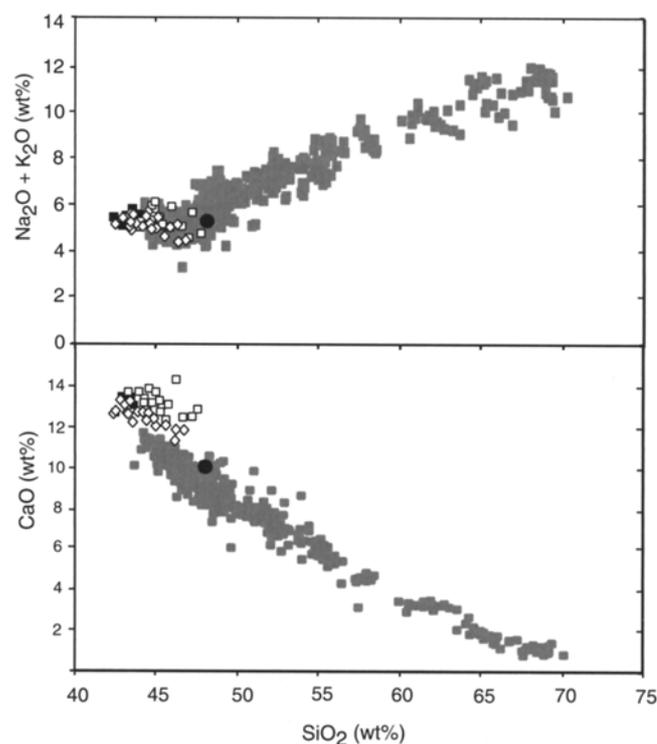
(Foury 1983). In binary diagrams, the type I melt inclusions fall on the primitive end of the arrays of whole rock compositions; they are thus likely to represent preserved aliquots of primitive, parental melts from



which the suite of magmas from the Chaîne des Puys have evolved. Note, however, that they cannot be identified as “primary” mantle magmas (i.e. unmodified partial melts of peridotite source regions) because forsterite values (Fo_{85}) of the host olivine phenocrysts suggest not that they are in equilibrium with mantle peridotite.

It should also be noted that the melt inclusions are depleted in FeO compared with the whole-rock trend of the Chaîne des Puys (Table 3). The depletion affects both heated and unheated glassy melt inclusions, indicating that this feature cannot result from the heating procedure. Based on a study of experimentally heated melt inclusions, Danyushevsky et al. (2000) have described a potential reequilibration process that can affect the composition of melt inclusions trapped in olivine crystals. According to these authors, diffusive exchange occurs between the residual melt within the inclusion and the host olivine and results in lower FeO and higher MgO contents in the inclusions. As shown in Fig. 5, the Fe-correction only requires minor modifications to the other major elements. This observation and the fact that the most primitive olivine phenocrysts observed in the Chaîne des Puys are also in the Fo_{86-85} range (Maury et al. 1980) supports our hypothesis that

Fig. 5 Major element variation diagrams for heated (*black square*) and unheated (*open square*) type I melt inclusions compared with the trend defined by the lavas of the Chaîne des Puys (*grey squares*) (P. Boivin compilation). Also shown in the diagram are the host products of Puy Beaunit (*black circle*) and type I melt inclusions (*open diamond*) corrected for post-entrapment Fe-loss according to the procedures outlined by Danyushevsky et al. (2000); i.e., assuming 10, 67 wt% FeO (a value representative of the host lavas) in the melt inclusions



type I melt inclusions represent early liquids that could provide reliable information on the composition and formation conditions of Puy Beauvit primitive mantle derived magmas and the conditions at which they have formed.

Figure 3 illustrates the primitive-mantle normalised trace-element patterns for the melt inclusions compared with the estimated average N-MORB composition of Hofmann (1988) and the representative HIMU, EM1- and EM2-type OIB compositions from Mangaia Island (Woodhead 1996), Gough Island (Sun and McDonough 1989) and Society Island (Hémond et al. 1994), respectively. The trace elements are ordered following the incompatibility sequence determined for oceanic basalt melting (Hofmann 1988; Sun and McDonough 1989; Schiano et al. 1993). All the inclusions have fundamentally different trace-element patterns from N-MORB, indicating that they do not sample predominantly depleted upper mantle regions similar to those sampled by basalts along mid-ocean ridges. They require the existence of a mantle source enriched in incompatible elements relative to normal MORB. They also do not show negative anomalies for high-field strength elements (HFSE) considered as evidence for a subduction-related origin. Their trace element features are remarkably similar to all OIB with a EM2 or EM1-type isotopic signature (i.e., very high Sr isotope ratios); that is, they display high normalized concentrations of incompatible elements and they lack the relative depletions in K, Rb and Cs that characterize HIMU-type (the other isotopically extreme signature) basalts (Weaver 1991; Allègre et al. 1995; Hofmann 1997). The involvement of an EM2-type mantle component in the source of the type I melt inclusions is also supported by plots of ratios involving highly incompatible elements (with bulk solid/melt partition coefficients \ll melt fraction) (Fig. 6). It is generally accepted that the trace-element characteristics of EM2-type magmas reflect derivation from a source that may incorporate small amounts of sediments (1–2%) (see Hofmann 1997, and references therein).

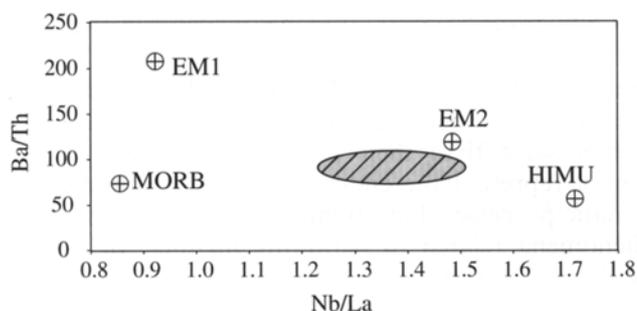


Fig. 6 Ba/Th versus Nb/La diagram comparing type I melt inclusions (grey dashed field) with estimated compositions of the source of N-type MORB, HIMU-type and EM2-type ocean island basalts (Allègre et al. 1995)

The origin of type II melt inclusions

Previous studies of glass inclusions in peridotite nodules have shown that enclosed melts with compositions similar to the type II melt inclusions, i.e. melts characterized by high concentrations of silica and alkali-oxides along with low concentrations of FeO and MgO (Fig. 4), are a common feature of spinel-lherzolite olivines and orthopyroxenes (e.g., Schiano et al. 1992, 1994; Schiano and Clocchiatti 1994; Schiano and Bourdon 1999). They also established that their compositions do not reflect a hypothetical post-entrapment evolution such as crystallization of reaction minerals between glass and host (e.g., Schiano et al. 1992, 1994). Two main hypotheses have been put forward to explain the origin of these melts. Their compositions, which differ drastically from those of erupted, mantle-derived magmas, have led several authors to propose that they represent end-products of disequilibrium melting processes, such as local incongruent melting of accessory minerals or reactions between infiltrated mafic melts and the surrounding peridotite (e.g. Frey and Green 1974; Zinngrebe and Foley 1995; Yaxley et al. 1997; Neumann and Wulff-Pedersen 1997; Shaw 1999). However, others have suggested that the silica-rich inclusions in mantle minerals are in equilibrium with the surrounding mantle and should represent near-solidus partial melts of peridotite at moderate pressures (e.g., Schiano et al. 1998; Hirschmann et al. 1998; Schiano and Bourdon 1999). The most important issue to address with regard to the origin of these SiO₂-rich melts is therefore the question of equilibrium as disequilibrium melt compositions would have been modified during crystal-melt reactions. Thus are these melts in equilibrium with Mg-rich mantle phase or not?

Direct support for the attainment of equilibrium between silica-rich melt inclusions and their host olivine crystals is given by the multiple saturation experiments of Draper and Green (1997, 1999), which demonstrate that silica-rich liquids with compositions comparable to the type II melt inclusions can be in equilibrium with lherzolite and harzburgite assemblages at upper mantle conditions. Moreover, Falloon et al. (1997) have demonstrated that silicic melts in equilibrium with a peridotitic assemblage (Mg# of olivine \sim 90) would have nepheline-olivine normative compositions, which is also in agreement with the compositions of type II melt inclusions. Finally, an additional constraint on the composition of silica-rich melts in equilibrium with peridotite residual mineralogy was given by Baker et al. (1996). These authors have shown that increasing total alkali oxide content of silicic melts would decrease the Fe-Mg exchange coefficient ($K_D^{ol/liq} = (X_{Fe}^{ol} X_{Mg}^{liq}) / (X_{Mg}^{ol} X_{Fe}^{liq})$) to values much lower than the 1 atm value of 0.30 ± 0.03 determined by Roeder and Emslie (1970). As shown in Fig. 7, the $K_D^{ol/liq}$ calculated for the type II melt inclusions fall on an extension of the trend defined by Baker et al. (1996), supporting thus the hypothesis

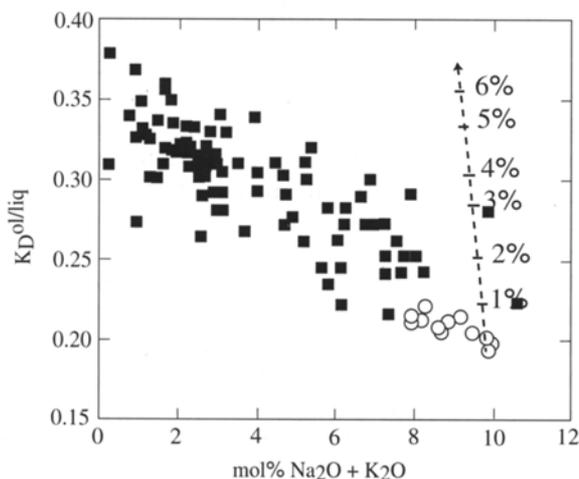


Fig. 7 Plot of olivine-liquid Fe*-Mg K_D values versus total alkali contents (in mol%) comparing type II melt inclusions (*open circles*) with experimental melts of natural and model peridotites (*black squares*) (see Baker et al. 1996 and references therein) ($Fe^* = \text{total Fe}$). Also shown for comparison is a trend (*dotted line*, labelled with the extent of crystallization) calculated for progressive post-entrapment crystallisation of the host olivine. With increasing crystallization, the trend clearly extends away from the equilibrium array

that the inclusions contain liquids in equilibrium with their host mantle olivine at upper mantle temperatures and pressures. Both lines of evidence clearly indicate that a disequilibrium process, which can for instance result from decompression melting of the xenolith during ascent, is not a plausible explanation for the origin of the SiO_2 -rich melt inclusions identified here.

Type II melt inclusions could represent trapped aliquots of near-solidus partial melts of peridotites, preserved from chemical modification during ascent of their host xenolith (Schiano et al. 1998; Schiano and Bourdon 1999). Following this hypothesis, the silica-rich character of these low melt fractions mainly reflects the reduction in the silica activity coefficient by alkalis at pressures around 1.0 GPa (Hirschmann et al. 1998; Schiano et al. 1998). Indeed, for mantle melts coexisting with an olivine-orthopyroxene-bearing mineral assemblage buffering SiO_2 activity, this decrease is compensated by an increase in the SiO_2 content of the melt. Figure 8 is the olivine-nepheline-quartz ternary projection of the basalt tetrahedron (after the projection scheme described by Irvine and Baragar 1971) on which we have plotted type II melt inclusion compositions along with experimental isobaric trends for dry peridotite (Hirose and Kushiro 1993; Baker et al. 1995). The melt inclusions plot at the end of the trend defined by Baker et al. (1995) for low degree-melts of spinel-lherzolite at 1 GPa, thus supporting our hypothesis that they represent aliquots of low melt fractions of peridotite.

An important additional question regarding the nature of the silica-rich melts observed within mantle minerals from intraplate regions relates to their ability of

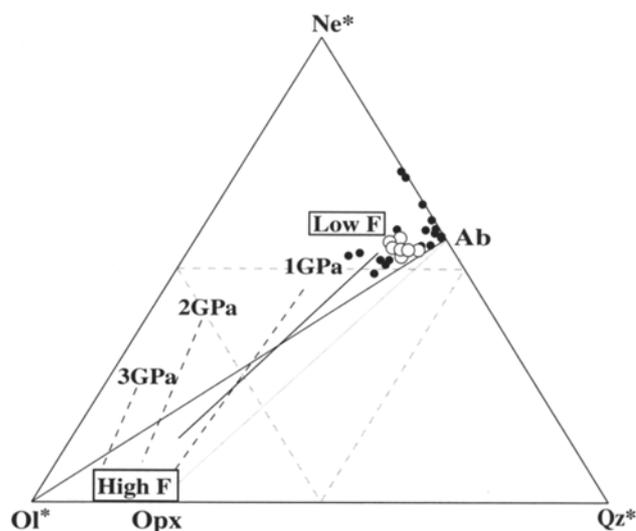


Fig. 8 normative composition of type II melt inclusions (*open circles*) and melt inclusions in olivine porphyroclasts in ultramafic nodules from intraplate settings (*black circles*) plotted in the ternary olivine-nepheline-quartz projection of the basalt tetrahedron. $Ne^* = Ne + 0.6 Ab$, $Qz^* = Qz + 0.4 Ab + 0.25 Hy$, $Ol^* = Ol + 0.75 Hy$. Trends for isobaric melting experiments of spinel-lherzolite are shown for comparison; *dashed-lines* are based on experimental data of Hirose and Kushiro (1993) at 1, 2 and 3 GPa (the degree of melting (F) varying between 5% and 40%) and the solid line corresponds to experimental data of Baker et al. (1995), with revised analyses from Hirschmann et al. (1998) at 1 GPa (F varying between 2% and 20%)

causing chemical and/or mineralogical changes in the upper mantle composition. On the basis of their high concentrations in incompatible elements, various authors have suggested that these melts have a high potential as transport agents capable of causing cryptic metasomatism (i.e., replenishment in lithophile trace-elements) in mantle peridotites (e.g., Draper and Green 1999, and references therein). The evidence presented above that type II melt inclusions are in equilibrium and thus can coexist with peridotite lithologies suggests that these melts could circulate over long distances through the mantle and act as effective agents of large-scale metasomatism. However, Maumus et al. (2004) have recently established from dihedral angle measurements and infiltration experiments that although these SiO_2 and alkali-rich melts could be interconnected in the peridotite matrix, their high viscosity and the low permeability of their matrix will inhibit the melt from segregating and migrating on any significant scale; i.e., a greater scale than their host phases. Therefore, they cannot represent the end-products of large-scale metasomatic processes, but are more likely to be transitional phenomena related to peridotite melting. In addition, the limited ability of these near-solidus melts to segregate strongly suggests that the host xenolith represents the residue of the melting process, which would be in agreement with the interpretation of the silica-rich melt inclusions in spinel-lherzolite nodules from the Comores by Schiano et al. (1998).

An important motivation for this study was to test the hypothesis that olivine-hosted melt inclusions in erupted scoria and mantle nodules have the same origin and could be genetically related. However, the observed differences in major-element chemistry between the two types of melt cannot be simply accounted for by progressive differentiation or melting processes. In addition, we argue that type II melt inclusions are likely to be generated at moderate pressure during incipient melting of their host spinel lherzolite. By contrast, partial melting experiments performed on natural lherzolite (e.g., Hirose and Kushiro 1993) indicate that in order to obtain silica contents as low as those of type I melt inclusions (<44 wt% for the heated inclusions), partial melting should occur at high pressures (≥ 30 kbar), i.e., in the garnet lherzolite stability field. This implies that the two types of melt relate to distinct melting events that occurred at different depths in the mantle beneath the volcano. If, as discussed above, the trapped melts in olivine phenocrysts from scoria are likely to represent samples of the parental melts from which the evolved magma compositions found at Puy Beaunit are derived, no clear relationship can be drawn between the melts trapped in mantle olivine from the xenolith and the erupted basalts. In addition, the conclusions drawn from the study of type II melt inclusions are valid at the length scale of the host xenolith and may or may not apply at the scale of mantle melting, representing some tens of kilometres.

Conclusion

This study confirms that chemically distinct melts can be preserved in Mg-rich olivine crystals in basalts and associated upper mantle nodules extruded from a single volcano. Melt inclusions trapped in olivine phenocrysts from scoria of Puy Beaunit, a volcano from the Chaîne des Puys volcanic province of the Massif Central, contain primitive alkali-basalt liquids, which are consistent with the compositions expected for parental melts of the Chaîne des Puys magmatic series. Their trace-element signature is indicative of a source that contains small amounts of recycled, continental-derived sediments. In contrast, silicic melts with compositions that differ dramatically from the erupted basalts are preserved as olivine-hosted glass inclusions in peridotite nodules transported to the surface by the Puy Beaunit lavas. They represent near-solidus melts of spinel lherzolite and their compositions reflect the effect of alkali oxides on the silica activity coefficient of the melts. Moreover, their high viscosity which causes their limited segregation ability is an important factor that can explain the absence of a genetic link with the erupted magmas.

Acknowledgments We thank Didier Laporte for supplying the nodule samples, and Jean-Luc Devidal and Michelle Veschambre for technical help. We also acknowledge F. Faure and R. Clochiatti for helpful discussion. The LA-ICPMS analyses were carried

out with the assistance of Gilles Chazot whose help is gratefully acknowledged. Journal reviews by P.J. Wallace and R.L. Nielsen are appreciated. Financial support was provided by the European Community's Human Potential Programme under contract HPNR-CT-2002-0211 (Euromelt). S. Jannot is also grateful for the Conseil Régional d'Auvergne for funding her Ph.D. thesis.

References

- Allègre CJ, Schiano P, Lewin E (1995) Differences between oceanic basalts by multitrace element ratio topology. *Earth Planet Sci Lett* 129:1–12
- Baker MB, Hirschmann MM, Ghiorso MS, Stolper EM (1995) Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations. *Nature* 375:308–311
- Baker MB, Hirschmann MM, Wasylenki LE, Stolper EM (1996) Quest for low-degree mantle melts. *Nature* 381:286
- Barruol G, Granet M (2002) A tertiary asthenospheric flow beneath the southern French Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the west Mediterranean extension. *Earth Planet Sci Lett* 202: 31–47
- Boivin P (1980) Données expérimentales préliminaires sur la stabilité de la rhönite à 1 atmosphère. Application aux gisements naturels. *Bull Min* 103:491–502
- Boivin P, Besson JC, Briot D, Camus G, Goër de Herve A de, Gourgaud A, Labazuy P, Larouzière FD de, Livet M, Mergoil J, Mialler D, Morel JM, Vernet G, Vincent PM (2004) *Volcanologie de la Chaîne des Puys Massif Central Français*, 4ème édition. le Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, 180 p
- Danyushevsky LV, Della-Pasqua FN, Sokolov S (2000) Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. *Contrib Mineral Petrol* 138:68–83
- Downes H, Dupuy C (1987) Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France. *Earth Planet Sci Lett* 82:121–135
- Draper DS, Green TH (1997) P-T phase relations of silicic, alkaline, aluminous mantle-xenolith glasses under anhydrous and C–O–H fluid-saturated conditions. *J Petrol* 38:1187–1224
- Draper DS, Green TH (1999) P-T phase relations of silicic, alkaline, aluminous liquids: new results and applications to mantle melting and metasomatism. *Earth Planet Sci Lett* 170:255–268
- Falloon TJ, Green DH, O'Neill HStC, Hibberson WO (1997) Experimental tests of low degree peridotite partial melt compositions: implications for the nature of anhydrous near-solidus peridotite melts at 1 Gpa. *Earth Planet Sci Lett* 152:149–162
- Faure F, Troliard G, Montel JM, Nicollet C (2001) Nano-petrographic investigation of a mafic xenolith (maar de Beaunit, Massif Central, France). *Eur J Mineral* 13:27–40
- Féménias O, Mercier JC, Demaiffe D (2001) Pétrologie des xénoliths ultramafiques du puy Beaunit (Massif Central français): un gisement atypique du manteau sous-continentale?. *C R Acad Sci Paris IIA* 332:535–542
- Féménias O, Coussaert N, Bingen B, Whitehouse M, C. Mercier J-C, Demaiffe D (2003) A Permian underplating event in late- to post-orogenic tectonic setting. Evidence from the mafic-ultramafic xenoliths from Beaunit (French Massif Central). *Chem Geol* 199: 293–315
- Ford CE, Russel DG, Craven JA, Fisk MR (1983) Olivine-Liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn. *J Petrol* 24:256–265
- Foury P (1983) *Études pétrologiques et expérimentales (à une atmosphère) d'une série alcaline continentale de la Chaîne des Puys (M.C.F.)*. Thesis Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand II, 150 p
- Franke W (1989) Variscan plate tectonics in Central Europe-current ideas and open questions. *Tectonophysics* 169:221–228

- Frey FA, Green DH (1974) The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. *Geochim Cosmochim Acta* 30:1023–1059
- Froidevaux C, Brousse R, Bellon H (1974) Hot Spot in France? *Nature* 248:749–751
- Granet M, Wilson M, Achauer U (1995). Imagine a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth Planet Sci Lett* 136:281–296
- Hémond C, Devey CW, Chauvel C (1994) Source composition and melting processes in the Society and Austral plumes (South Pacific Ocean): Element and isotope (Sr, Nd, Pb, Th) geochemistry. *Chem Geol* 115:7–45
- Hirose K, Kushiro I (1993) Partial melting of dry peridotites at high pressure: determination of compositions of melts segregated from peridotites using aggregates of diamonds. *Earth Planet Sci Lett* 114:477–489
- Hirschmann MM, Baker MB, Stolper EM (1998) The effect of alkalis on silica content of mantle derived melts. *Geochim Cosmochim Acta* 62:883–902
- Hofmann AW (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett* 90:297–314
- Hofmann AW (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385:219–229
- Irvine TN, Baragar WR (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can J Earth Sci* 8:523–548
- Kushiro I, Walter MJ (1998) Mg-Fe partitioning between olivine and mafic-ultramafic melts. *Geophys Res Lett* 25:2337–2340
- Le Maître RW (1976) Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contrib Mineral Petrol* 56:181–189
- Lenoir X, Garrido CJ, Bodinier JL, Dautria JM (2000) Contrasting lithospheric mantle domains beneath the Massif Central (France) revealed by geochemistry of peridotite xenoliths. *Earth Planet Sci Lett* 181:359–375
- Matte P (1986) Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126:329–374
- Maumus J, Laporte D, Schiano P (2004) Dihedral angle measurements and infiltration property of SiO₂-rich melts in mantle peridotite assemblage. *Contrib Mineral Petrol* 148:1–12
- Maury RC, Brousse R, Villemant B, Joron JL, Jaffrezic H, Treuil M (1980) Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France), I. *Pétrologie. Bull Minéral* 103:250–266
- Mercier JC, Nicolas A (1975) Textures and Fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J Petrol* 16:454–487
- Merle O, Michon L (2001) The formation of the West European Rift: a new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull Soc Géol France* 172:213–221
- Métrich N, Clocchiatti R (1996) Sulphur abundance and its speciation in oxidized alkaline melts. *Geochim Cosmochim Acta* 60:4151–4160
- Neumann ER, Wulff-Pedersen E (1997) The origin of highly silicic glass in mantle xenoliths from the Canary Islands. *J Petrol* 38:1513–1539
- Roedder E (1984) Fluid Inclusions. *Rev Mineral* 2:620
- Roeder PL, Emslie RF (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contrib Mineral Petrol* 29:275–289
- Schiano P (2003) Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth Sci Rev* 63:121–144
- Schiano P, Bourdon B (1999) On the preservation of mantle information in ultramafic nodules; glass inclusions within minerals versus interstitial glasses. *Earth Planet Sci Lett* 169:173–188
- Schiano P, Clocchiatti R (1994) Worldwide occurrence of silica-rich melts in sub-continental and sub-oceanic mantle minerals. *Nature* 368:621–624
- Schiano P, Clocchiatti R, Joron JL (1992) Melt and fluid inclusions in basalts and xenoliths from Tahaa island, Society archipelago: evidence for a metasomatised upper mantle. *Earth Planet Sci Lett* 111:69–82
- Schiano P, Allègre CJ, Dupré B, Lewin E, Joron JL (1993) Variability of trace elements in basaltic suites. *Earth Planet Sci Lett* 119: 37–51
- Schiano P, Clocchiatti R, Shimizu N, Weis D, Matielli N (1994) Cogenetic silica-rich and carbonate-rich melts trapped in mantle minerals in Kerguelen ultramafic xenoliths : implications for metasomatism in the oceanic upper mantle. *Earth Planet Sci Lett* 123:167–178
- Schiano P, Clocchiatti R, Shimizu N, Maury RC, Jochum KP, Hofmann AW (1995) Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas. *Nature* 377:595–600
- Schiano P, Bourdon B, Clocchiatti R, Massare D, Varela ME, Bottinga Y (1998) Low-degree partial melting trends recorded in upper mantle minerals. *Earth Planet Sci Lett* 160:537–550
- Shaw CSJ (1999) Dissolution of orthopyroxene in basaltic magma between 0.4 and 2 Gpa; further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusion in mantle xenoliths. *Contrib Mineral Petrol* 135:114–132
- Sobolev AV, Barsukov VL, Nevsorov VN, Slutsky AB (1980) The formation conditions of the high-magnesian olivines from the monomineralic fraction of Luna 24 regolith. In: *Proceedings of the 11th lunar planet science conference*, pp 105–116
- Sun Ss, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42:313–345
- Villemant B, Joron JL, Jaffrezic H, Treuil M, Maury R, Brousse R (1980) Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France), II. *Géochim Bull Minéral* 103:267–286
- Weaver BL (1991) Trace element evidence for the origin of oceanic island basalts. *Geology* 19:123–126
- Wilson M, Downes H (1992) Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic rift system. *Tectonophysics* 208:173–182
- Woodhead JD (1996) Extreme HIMU in an oceanic setting: the geochemistry of Mangaia Island (Polynesia), and temporal evolution of the Cook-Austral hotspot. *J Volcanol Geotherm Res* 72:1–19
- Yaxley GM, Kamenetsky V, Green DH, Falloon TJ (1997) Glasses in mantle xenoliths from western Victoria, Australia, and their relevance to mantle processes. *Earth Planet Sci Lett* 148:433–446
- Ziegler PA (1982) *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Elsevier, Amsterdam, p 130
- Zinngrebe E, Foley SF (1995) Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eiffel, Germany: evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment. *Contrib Mineral Petrol* 122:79–96

SYNTHESE
ET
PERSPECTIVES

SYNTHESE ET PERSPECTIVES

I. SYNTHÈSE

Tout au long de ce mémoire, nous espérons avoir montré le potentiel des inclusions magmatiques pour obtenir de nombreuses informations pétrologiques, en tenant compte toutefois des processus secondaires qui peuvent altérer leur composition.

Dans le cadre de cette étude nous avons utilisé les inclusions magmatiques avec plusieurs objectifs:

- contraindre la nature des liquides piégés dans les minéraux précoces
- comparer l'évolution de ces liquides avec celle de la série magmatique de la Chaîne des Puys
- apporter des informations sur la source mantellique à l'origine des ces liquides
- caractériser la nature des liquides piégés dans les olivines mantelliennes et étudier leur relation avec ceux piégés dans les olivines magmatiques.

Nature des liquides "primitifs"

L'étude des inclusions magmatiques piégées dans les olivines les plus magnésiennes (Mg_{84-86}) de quatre volcans de la Chaîne des Puys (Puy Beaunit, Puy Chaumont, Puy de la Vache et Puy des Trois Sols) a permis de mettre en évidence des liquides "primitifs" de type basanite – basalte alcalin de composition très variable par rapport à l'uniformité des basaltes de la série magmatique.

Les teneurs en éléments volatils (S, Cl, F) sont non seulement extrêmement variables mais aussi parfois très élevées pour des échantillons provenant d'un magmatisme intraplaque. Seules les inclusions piégées dans les olivines du Puy Beaunit, se distinguent par leur faible teneur en eau.

Enfin, ces liquides "primitifs" permettent, contrairement aux laves, de s'affranchir des processus postérieurs (cristallisation fractionnée mélange) qui marquent l'évolution de la Chaîne des Puys. En effet, les variations des teneurs en éléments en traces des liquides primitifs traduisent directement une variation du taux de fusion partielle d'une source mantellique homogène.

Evolution des liquides primitifs

L'étude des verres résiduels des inclusions magmatiques partiellement cristallisées a montré deux évolutions différentes:

- vers des compositions sous-saturées, associées à une paragenèse anhydre à rhönite pour les inclusions du Puy Beaunit
- vers des compositions saturées, associées à une paragenèse hydratée à amphibole pour les inclusions du Puy Chaumont

Cette étude montre donc que certains liquides primitifs de la Chaîne des Puys peuvent présenter des teneurs en eau non négligeables qui sont déterminantes pour leur évolution vers des domaines saturés. De plus, les inclusions magmatiques ont confirmé le rôle important de l'amphibole dans l'évolution des compositions vers des termes différenciés saturés.

Les liquides anhydres type Beaunit n'ont pas donné de série de lave spécifique en surface ce qui indiquerait que les volumes de ces liquides sont restés mineurs ou qu'ils ont été mélangés aux liquides hydratés.

Nature de la source mantellique

Les liquides "primitifs" inclus représentant une suite co-génétique formée par des degrés de fusion partielle variables d'une source considérée comme homogène, nous avons pu déterminer certaines caractéristiques de celle-ci. En effet, nous avons montré que certains éléments en traces, notamment K et Nb, ont des comportements nettement moins incompatibles que ceux attendus pour une source de type lherzolite anhydre ($ol + opx + cpx \pm sp \pm gt$), comportements liés à la présence d'amphibole dans la source. Le champ de stabilité restreint de ce minéral implique une source magmatique dans le manteau lithosphérique. La présence de phases hydratées abaisse considérablement le solidus du manteau dont la fusion partielle pourrait être provoquée par une remontée asthénosphérique liée ou non à un point chaud.

Les inclusions dans des olivines mantelliques

L'étude des reliquats magmatiques piégés dans des enclaves a mis en évidence des liquides intra-mantelliques de composition particulière, très riches en silice et en alcalins mais pauvres en ferro-magnésiens. Il s'avère que ces liquides sont en équilibre avec leur olivine-hôte et représentent les premiers degrés de fusion de la péridotite aux alentours de 1 GPa. Les fortes teneurs en silice s'expliquent par un effet direct des alcalins sur l'activité de la silice des liquides.

L'incapacité de ces reliquats magmatiques siliceux à migrer sur de grandes distances en raison d'une viscosité trop importante explique qu'ils n'ont aucun lien pétrogénétique direct avec les liquides piégés dans les olivines magmatiques et les laves émises en surface. Pour les mêmes raisons, ils ne peuvent pas être davantage considérés comme des agents métasomatiques efficaces, responsables des transformations chimiques et minéralogiques à grande échelle du manteau.

Ce travail présente une approche nouvelle pour l'étude de la série magmatique de la Chaîne des Puys. Les résultats ne nous permettent pas de lever l'interrogation sur la nature de la remontée asthénosphérique à l'origine du volcanisme cénozoïque du Massif Central, mais montrent que la lithosphère mantellique n'est pas restée passive dans la genèse de ces magmas, en domaine intraplaque continental.

II. PERSPECTIVES

Actuellement, il existe un essor important des méthodes d'analyse in situ (type SIMS ou LA-ICP-MS) donnant accès à des échantillons de petite taille mais aussi à des paramètres géochimiques variés (rapports isotopiques: Pb, B; éléments volatils: H₂O, F). De telles analyses sur les inclusions magmatiques de la Chaîne des Puys apporteraient plus de précisions sur les caractéristiques de la source mantelliques et permettraient d'examiner son homogénéité de façon critique. De plus, il s'avère nécessaire de compléter les données déjà acquises sur les teneurs en eau des liquides primitifs inclus pour préciser l'importance de ce paramètre sur l'évolution des laves.

Ces résultats sont considérés comme significatifs pour la Chaîne des Puys mais ne portent que sur quatre volcans; il serait donc hasardeux d'étendre nos conclusions à l'échelle de l'ensemble du Massif Central. Ainsi un travail similaire sur les autres provinces volcaniques de cette région devrait être réalisé; il serait intéressant de contraindre leur(s) source(s) magmatique(s) pour préciser si la lithosphère mantellique joue un rôle aussi important dans la genèse de leurs magmas que dans la Chaîne des Puys.

De plus, le volcanisme du Tertiaire et Quaternaire du Massif Central s'étalant sur 65 Ma et 500 km, une approche par les inclusions magmatiques permettrait de vérifier s'il existe ou non une évolution de la composition des liquides primitifs et de la source mantellique dans le temps et dans l'espace.

Enfin, nous avons montré que les teneurs en eau des liquides primitifs jouent un rôle important dans l'évolution des laves. Comme les séries magmatiques saturées et sous-saturées coexistent dans d'autres provinces volcaniques du Massif Central (Cantal, Mont-Dore), l'étude des inclusions magmatiques de leurs laves permettrait de vérifier si les magmas primitifs présentent ou non des variations des teneurs en eau.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Abidon M., 1964. Contribution à l'étude géologique du versant sud-est du Massif du Mézenc (Massif Central Français). *DESS Géologie*, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 34 p.
- Ancey M., Bastenaire F. et Tixier R., 1978. Applications des méthodes statistiques en microanalyse, extrait de *Microanalyse microscopie électronique à balayage*, Maurice F., Meny L. et Tixier R., Paris, Les Editions de la Physique.
- Anderson A. T., 1991. "Hourglass inclusions: Theory and application to the Bishop rhyolitic tuff." *American Mineralogist*, **76**, p.530-547.
- Asimow P. D. et Ghiorso M. S., 1998. "Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations." *American Mineralogist*, **83**, 9-10, p.1127-1132.
- Aubert M., 1973. "Apport de l'aéromagnétisme à la connaissance de la Chaîne des Puys." *Rev d'Auvergne*, **87**, 3, p.161-169.

B

- Barruol G., Deschamps A. et Coutant O., 2004. "Mapping upper mantle anisotropy beneath SE France by SKS splitting indicates Neogene asthenospheric flow induced by Apenninic slab roll-back and deflected by the deep Alpine roots." *Tectonophysics*, **394**, p.125-138.
- Barruol G. et Granet M., 2002. "A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern French Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the west Mediterranean extension." *Earth Planet. Sc. Lett.*, **202**, p.31-47.
- Batard F., 1974. Les feldspaths dans les roches volcaniques différenciées du Massif Central français. *Thèse 3e cycle*, Université de Clermont-Ferrand, 176 p.
- Baubron J. C. et Demange J., 1982. "First geochronological study of the volcanic plateau of Aubrac (French Massif Central) - Tectonic and regional implication." *J. Volc. Geotherm. Res.*, **14**, p.67-75.
- Baudron J. C., Defaut B., Demange J. et Maury R., 1978a. "Existence d'un volcanisme anté-néogène dans les Causses (Massif Central français)." *BRGM, Rés. Sci. Techn. SGN pour 1978*, p.29.
- Baudron J.-C., Defaut B., Demange J. et Maury R. C., 1978b. "Une coulée sous-marine d'âge jurassique moyen dans les Causses: le basalte alcalin des vignes (Massif Central Français)." *C. R. Acad. Sci. Paris*, **287**, p.225-227.
- Beckett J. R., 1986. The origin of calcium-aluminium-rich inclusions from carbonaceous chondrites: an experimental study. *Thèse de Doctorat*, Chicago (Illinois).
- Bellon H., Gillot P. Y. et Nativel P., 1974. "Eocene volcanic activity in Bourgogne, Charollais, Massif Central (France)." *Earth Planet. Sc. Lett.*, **23**, p.53-58.
- Bellon H. et Hernandez J., 1979. "Chronologie du volcanisme dans le Forez (Massif Central français). Place dans l'activité magmatique tertiaire de France." *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, **4**, p.175-179.

- Bellon H. et Kopecky L., 1977. "Spectres d'âges radiométriques du volcanisme de rift du Massif Bohémien." *5ème Réun. Ann. Sci. Terre, Rennes*, p.57.
- Berger E., 1981. Enclaves ultramafiques, mégacristaux et leurs basaltes-hôtes en contexte océanique (Pacifique Sud) et continental (Massif Central français). *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université Paris-Sud, Orsay, 470 p.
- Berger E., Brousse R. et Maury R. C., 1978. "Présence de ferropigeonite dans le trachyte quartzifère des Dents du Mézenc (Velay)." *C.R. Acad.Sci. Fr*, **286**, D, p.811-814.
- Berger E. et Lanoë S. 1978. Une contribution à l'étude des séries magmatiques alcalines: géochimie et conditions de cristallisation des laves du Velay oriental. Mémoire ENSM Paris.
- Berger E., Olives J. et Rivoirard J., 1976. "Contribution à l'étude des laves alcalines du Velay oriental (France): le secteur de la Croix des Boutières." *C.R. Acad.Sci. Fr*, **283**, D, p.451-454.
- Berger E. et Prinzhofer A., 1977. "Géologie du Maar de Borée (Ardèche): pétrologie comparée de ses enclaves de péridotites et de celles d'autres gisements." *Mémoire ENSM Paris*.
- Berth U., Brousse R., Frei R. et Sorensen H., 2002. Mat. Fys. Medd. Dan. Vid. Selsk. 61 p.
- Blanc Y., 1960. Etude géologique du Bassin de l'Emblavés. Son volcanisme (Haute-Loire). *DES Géologie*, Clermont-Ferrand, 40 p.
- Bois C., 1993. "Initiation and evolution of the Oligo-Miocene rift basins of southwestern Europe: contribution of deep seismic reflexion profiling." *Tectonophysics*, **226**, p.227-252.
- Boivin P., 1980. "Données expérimentales préliminaires sur la stabilité de la rhönite à 1 atmosphère. Application aux gisements naturels." *Bull. Mineral*, **103**, p.491-502.
- Boivin P., 1982. Interaction entre magmas basaltiques et manteau supérieur: arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Exemple du Devès (Massif Central français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne). *Thèse d'Etat*, Clermont-Ferrand, 344 p.
- Boivin P., Besson J.-C., Briot D., Camus G., Goer A. d., Gourgaud A., Labazuy P., Larouzière F.-D. d., Livet M., Mergoïl J., Miallier D., Morel J.-M., Vernet G. et Vincent P., 2004. Volcanologie de la Chaîne des Puys 4e édition, Edition du Parc Régional des Volcans d'Auvergne. 179 p.
- Bourdier J.-L., 1980. Contribution à l'étude volcanologique de deux secteurs d'intérêt géothermique dans les Monts-Dore: le groupe holocène du Pavin et le Massif du Sancy. *Thèse de 3e cycle*, Université de Clermont II, 180 p.
- Bouska V., 1993. Natural Glasses. Chichester, Ellis Horwood. 354 p.
- Briot D., Cantagrel J.-M., Dupuy C. et Harmon R. S., 1991. "Geochemical evolution in crustal magma reservoir; trace element and Sr-Nd-O isotopic variations in two continental intraplate series at Monts Dore, Massif Central, France." *Chemical Geology*, **89**, 3-4, p.281-303.
- Brousse R., 1961 b. Analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France, Bull. Service Carte Geol. Fr., 160 p.
- Brousse R., 1961a. "Minéralogie et pétrographie des roches volcaniques du Massif des Monts Dore (Auvergne)." *Bull. Soc. Fr. MinéralCristallogr.*, **84**, p.131-186.
- Brousse R., 1971. "Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central." *Symposium Jean Jung, Clermont-Ferrand*, p.377-478.
- Brousse R., Garrec J. M. L., Tempier P. et Veyret-Mekdjian Y., 1989. Carte géologique de la France au 50000e: notice et carte de Mauriac, Ed B.R.G.M., 106 p.
- Brousse R. et Lefevre C., 1990. Le volcanisme en France et en Europe limitrophe. Paris, Guides géologiques régionaux. 263 p.

- Buikin A., Trieloff M., Hopp J., Althaus T., Korochantseva E., Schwarz W. H. et Altherr R., 2004. "Noble gas isotopes suggest deep mantle plume source of late Cenozoic mafic alkaline volcanism in Europe." *Earth Planet. Sc. Lett.*, **230**, 1-2, p.143-162.
- Bureau H., Metrich N., Pineau F. et Semet M. P., 1998. "Magma-conduit interaction at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island); a melt and fluid inclusion study." *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **84**, 1-2, p.39-60.
- Bureau H., Pineau F., Metrich N., Semet M. P. et Javoy M., 1998. "A melt and fluid inclusion study of the gas phase at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island)." *Chemical Geology*, **147**, p.115-130.

C

- Camus G., 1975. La Chaîne des Puys (Massif Central français): étude structurale et volcanologique. *Thèse, Annales de l'Université de Clermont-Ferrand n°56*, 322 p.
- Cantagrel J. M. et Boivin P. 1978. Datation K-Ar de quelques basaltes du socle du Massif Central au Nord-Est de Clermont-Ferrand. *6e RAST*, Paris.
- Carbonnel J.-P. et Robin C., 1972. "Les zircons gemmes dans les roches ignées basiques. Le gisement d'Espaly (Haute-Loire)." *C.R. Acad.Sci. Fr.*, **276**, D, p.5-7.
- Carroll M. R. et Rutherford M. J., 1988. "Sulfur speciation in hydrous experimental glasses of varying oxidation states: results from measured wavelength shifts of sulfur X-rays." *Am. Mineral.*, **73**, p.845-849.
- Carroll M. R. et Webster J. D., 1994. Solubilities of sulfur, noble gases, nitrogen, chlorine and fluorine in magmas, extrait de *Volatiles in magmas*, Mineralogical Society of America. **30**: 231-280.
- Chantepie M., 1990. Le volcanisme basaltique miocène et pliocène dispersé dans la région de Clermont-Ferrand et sur le plateau des Dômes. Etude pétrologique et géochronologique. Implications volcanologiques et morphotectoniques. *Mémoire de D.E.A.*, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 40 p.
- Chauvel C., Hofmann A. W. et Vidal P., 1992. "HIMU-EM: The French Polynesian connection." *Earth and Planetary Science Letters*, **110**, p.99-119.
- Chauvel C. et Jahn B. M., 1984. "Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France." *Geoch. and Cosm. Acta*, **48**, p.93-110.
- Chazot G., Martin-Menzies A. et Harte B., 1996. "Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen; implications for wet melting of the lithospheric mantle." *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **60**, 3, p.423-437.
- Cheguer L., 1996. Les laves miocènes de la Limagne d'Allier et des plateaux bordiers (Massif Central français). Caractérisation d'une série magmatique alcaline sous-saturée (basanite-phonolite) associée à un rifting continental. *Thèse 3e cycle*, Univ. Clermont-Ferrand, 201 p.
- Chlupac I., Kudym O., Suk M., Holub V., Elias M., Cicha I., Malkovsky M., Tyracek J., Mencik E. et Buday T., 1984. Stratigraphic development of the units, extrait de *Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic*, Suk M., Prague, Geological Survey: 87-200.
- Cioni R., Marianelli P. et Santacroce R., 1998. "Thermal and compositional evolution of the shallow magma chambers of Vesuvius: evidence from pyroxene phenocrysts and melt inclusions." *Journal of Physical Research*, **103**, B8, p.18277-18294.
- Cioni R., Marianelli P. et Santacroce R., 1999. "Temperature of Vesuvius magmas." *Geology*, **27**, 5, p.443-446.
- Clague D. A. et Frey F. A., 1982. "Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: implications for the oceanic mantle below Hawaii." *Journal of Petrology*, **23**, p.447-504.

- Clague D. A., Moore J. G., Dixon J. E. et Friesen W. B., 1995. "Petrology of submarine lavas from Kilauea's Puna Ridge, Hawaii." *Journal of Petrology*, **36**, p.299-349.
- 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**, p.245-260.
- Clocchiatti R., 1975. "Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz. Etude optique, thermo-optique et chimique. Applications géologiques." *Mémoire de la Société Géologique de France*, **122**, p.1-96.
- Clocchiatti R. et Massare D., 1985. "Experimental crystal growth in glass inclusion: the possibilities and limits of the method." *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **89**, p.193-204.
- Clocchiatti R. et Metrich N., 1984. "Témoignages de la contamination dans les produits des éruptions explosives des M. Silvestri (1892) et M. Rossi." *Bulletin of Volcanology*, **47-4**, 2, p.911-927.
- Clocchiatti R., Schiano P., Ottolini L. et Bottazzi P., 1998. "Earlier alkaline and transitional magmatic pulsation of Mt. Etna volcano." *Earth and Planetary Science Letters*, **163**, p.399-407.
- Condomines M., Morand P., Camus G. et Duthou J. L., 1982. "Chronological and geochemical study of lavas from the Chaîne des Puys, Massif Central, France: evidence for crustal contamination." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **81**, p.296-303.

D

- Dalpe C. et Baker D. R., 1994. "Partition coefficients for rare-earth elements between calcic amphibole and Ti-rich basanitic glass at 1.5 GPa." *Mineral. Mag.*, **58a**, p.207-208.
- Danyushevsky L. V., Della-Pasqua F. N. et Sokolov S., 2000. "Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **138**, p.68-83.
- Danyushevsky L. V., McNeill A. W. et Sobolev A. V., 2002. "Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocryst from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications." *Chemical Geology*, **183**, p.5-24.
- Darvich-Zad A., 1971. Les amphiboles et les minéraux associés dans les laves basaltiques du Massif Central français. *Thèse de 3e cycle*, Université de Clermont-Ferrand, 173 p.
- DeHoog J. C. M., Mason P. R. D. et VanBergen M. J., 2001. "Sulfur and chalcophile elements in subduction zones: constraints from a laser ablation ICP-MS study of melt inclusions from Galunggung Volcano, Indonesia." *Geochimica and Cosmochimica*, **65**, 18, p.3147-3164.
- DePaolo D. J., 1981. "Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization." *Earth and Planetary Science Letters*, **53**, p.189-202.
- Devis G., 1969. Le volcanisme du Brivadois. *Mémoire DES*, Clermont-Ferrand, 181 p.
- Dixon J.-E., Clague A.-D., Wallace P. et Poreda J.-R., 1997. "Volatiles in alkalic basalts from the North Arc volcanic field, Hawaii; extensive degassing of deep submarine-erupted alkalic series lavas." *Journal of Petrology*, **38**, 7, p.911-936.
- Dixon J. E., Clague D. A. et Stolper E. M., 1991. "Degassing history of water, sulfur, and carbon in submarine lavas from Kilauea volcano, Hawaii." *Journal of Geology*, **99**, p.371-394.
- Downes H. et Dupuy C., 1987. "Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France." *Earth and Planetary Science Letters*, **82**, p.121-135.

Dowty E., 1980. Crystal growth and nucleation theory and the numerical simulation of igneous crystallisation, extrait de *Physics of Magmatic Processes*, Press. P. U., Princeton, R.B. Hargraves: 419-485.

F

Faure F. et Schiano P., 2005. "Experimental investigation of equilibrium conditions during forsterite growth and melt inclusion formation." *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 3-4, p.882-898.

Femenias O., Coussaert N., Berger J., Mercier J.-C. et Demaiffe D., 2004. "Metasomatism and melting history of a Variscan lithospheric mantle domain; evidence from the Puy Beaunit xenoliths; French Massif Central." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **148**, 1, p.13-28.

Féménias O., Mercier J.-C. et Demaiffe D., 2001. "Pétrologie des xenolites ultramafiques du Puy Beaunit (Massif Central français); un gisement atypique du manteau sous-continentale." *Comptes Rendu de l'Académie des Sciences, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes*, **332**, 9, p.535-542.

Ferichmann U., 1977. Le volcanisme dans les environs de Saint Pierre-Eynac (Haute-Loire). Etudes géologiques et pétrographiques. *Mémoire de DES*, Université de Clermont-Ferrand II, 70 p.

Foley S., 1991. "High-pressure stability of the fluor-and hydroxy-endmembers of pargasite and K-richterite." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **55**, p.2689-2694.

Ford C. E., Russel D. G., Graven J. A. et Fisk M. R., 1983. "Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependance of the crystal/liquid cation partition coefficient for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn." *Journal of Petrology*, **24**, p.256-265.

Fouris M., 1989. Les sites Villafranchiens du Devès et les basaltes de la vallée de l'Allier: application de la méthode K/Ar. *Thèse de 3e cycle*, Université de Clermont-Ferrand II, 206 p.

Foury P., 1983. Etudes pétrologique et expérimentale (à 1 atmosphère) d'une série alcaline continentale: la série de la Chaîne des Puys (M.C.F.). *Thèse de 3e cycle*, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 165 p.

Frezzotti M.-L., Vivo B. D. et Clacchiatti R., 1991. "Melt-mineral-fluid interaction in ultramafic nodules from alkaline lavas from Mt Etna (Sicily, Italy) as recorded by melt and fluid inclusions." *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **47**, p.209-219.

Frezzotti M.-L., 2001. "Silicate-Melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology." *Lithos*, **55**, p.273-299.

Friedman I. et Long W., 1984. "Volcanic glasses, their origins and alteration processes." *J. Non-Cryst. Solids*, **67**, p.127-133.

Froidevaux C., Brousse R. et Bellon H., 1974. "Hot Spot in France?" *Nature*, **248**, p.749-751.

Fuchs L. H., 1971. "Occurrence of wollastonite, rhonite, and andradite in the Allende meteorite." *The American Mineralogist*, **56**, p.2053-2068.

Fuchs P., 1995. Recherche du modèle magmatologique pour un ensemble exceptionnel - La Chaîne des Puys (Massif Central français). *Mémoire de DEA*, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 42 p.

G

Gallé C., 1986. Etude de la propagation des ondes sismiques sous la Chaîne des Puys. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 127 p.

Gautheron C., Moreira M. et Allègre C., 2005. "He, Ne and Ar composition of the European lithospheric mantle." *Chemical Geology*, **217**, p.97-112.

- Ghiorso M. S. et Sack R. O., 1995. "Chemical mass-transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated-temperatures and pressures." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**, 2-3, p.197-212.
- Girod M., 1979. "Carte géologique de la France à 1/50000. Le Puy (partie volcanisme)." *Service Geol. Nat. BRGM Orléans*.
- Glangeaud L., 1943. "Evolution des magmas du massif volcanique du Mont-Dore. Essai d'interprétation géophysique." *Bull. Soc. Geol. France*, **5**, 3, p.419-440.
- Glangeaud L. et Letolle R., 1962. "Evolution géochimique et géodynamique des magmas du massif volcanique du Mont-Dore et de l'Auvergne. Méthodes et conséquences générales." *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, **85**, p.296-308.
- Grandclement J., 1980. Conditions de synthèse et de stabilité de la rhönite. *Thèse de Doctorat*, Poitiers,
- Granet M., Judenherc S. et Souriau A., 2000. "Des images du système lithosphère-asthénosphère sous la France et leurs implications géodynamiques: l'apport de la tomographie télésismique et de l'anisotropie sismique." *Bull. Soc. géol. France*, **171**, 2, p.149-167.
- Granet M., Wilson M. et Achauer U., 1995. "Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central." *Earth and Planetary Science Letters*, **136**, 3-4, p.281-296.
- Guérin G., 1983. Thermoluminescence des plagioclases, méthode de datation du volcanisme. Applications au domaine volcanique français: Chaîne des Puys, Mont Dore et Cézallier, Bas-Vivarais. *Thèse de 3e cycle*, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 253 p.
- Gurenko A. A. et Chaussidon M., 1995. "Enriched and depleted primitive melts included in olivine from Icelandic tholeiites: origin by continuous melting of a single mantle column." *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **59**, 14, p.2905-2917.
- Gurenko A. A., Chaussidon M. et Schmincke U. H., 2001. "Magma ascent and contamination beneath one intraplate volcano; evidence from S and O isotopes in glass inclusions in their host clinopyroxenes from Miocene basaltic hyaloclastites southwest of Gran Canaria (Canary Islands)."

H

- Hart S. R., 1993. "Equilibration during mantle melting: a fractal tree model." *Proceeding of the National Academy of Science*, **90**, p.11914-11918.
- Haughton D. R., Roeder P. L. et Skinner B. J., 1974. "Solubility of sulfur in mafic magmas." *Economic geology and the bulletin of the society of economic geologists*, **69**, p.451-467.
- Havette A., Clocchiatti R., Nativel P. et Montaggioni L., 1982. "Une paragenèse inhabituelle à fassaïte, mélilite et rhönite dans un basalte alcalin contaminé au contact d'un récif corallien (Saint-Leu, Ile de la Réunion)." *Bull. Mineral*, **105**, p.364-375.
- Hémond C., Devey C. W. et Chauvel C., 1994. "Source compositions and melting processes in the Society and Austral plumes (South Pacific Ocean): Element and isotope (Sr, Nd, Pb, Th) geochemistry." *Chemical Geology*, **115**, p.7-45.
- Hervé A. d. G. d., Baubron J. C., Cantagrel J. M. et Makhoul J., 1991. "Le volcanisme de l'Aubrac (Massif Central): un bref épisode basaltique (250 000 ans) au Miocène supérieur (7,5 Ma)." *Géol. Fr.*, **4**, p.3-14.
- Hess P. C., 1992. "Phase equilibria constraints on the origin of ocean floor basalts." *Geophysical Monograph*, **71**, p.67-102.
- Hodges S., 1991. Petrogenesis of the phonolitic rocks of the Velay oriental, France. *Thèse PhD*, Oxford Univ, 207 p.

Hofmann A. W., 1988. "Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust." *Earth and Planetary Science Letters*, **90**, p.297-314.

Hofmann A. W., 1997. "Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism." *Nature*, **385**, p.219-229.

Huckenholz H. G., 1983. Tertiary volcanism of the Hocheifel area, extrait de *Plateau uplift, the Rhenish Schield-A case history*, Fuchs K., Gehlen K. V., Malzer H., Murawski H. et Semmel A., Berlin, Springer-Verlag. **121-128**.

I

Illies J. H., Prodehl C., Schmincke H.-U. et Semmel A., 1979. "The Quaternary Uplift to the Rhenish Shield in Germany." *Tectonophysics*, **61**, p.197-225.

J

Jardin L., 1973. Les enclaves basiques et ultrabasiques dans les basaltes alcalins de la chaîne du Devès (Haute-Loire). *Thèse 3e cycle*, Université de Lyon, 120 p.

Jugo P. J., Luth R. W. et Richards J. P., 2005. "Experimental data on the speciation of sulfur as a function of oxygen fugacity in basaltic melts." *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**, 2, p.497-503.

Jurewicz A. et Watson E., 1988a. "Cations in olivines. 1. Calcium partitioning and calcium-magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with petrologic applications." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, p.176-185.

Jurewicz A. et Watson E., 1988b. "Cations in olivines. 2. Diffusion in olivine xenocryst, with applications to petrology and mineral physics." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, p.186-201.

K

Kamenetsky V. et Clocchiatti R., 1996. "Primitive magmatism of Mt. Etna: insights from mineralogy and melt inclusions." *Earth and Planetary Science Letters*, **142**, p.553-572.

Kent A. J. R., Baker J. A. et Wiedenbeck M., 2002. "Contamination and melt aggregation processes in continental flood basalts: constraints from melt inclusions in Oligocene basalts from Yemen." *Earth and Planetary Science Letters*, **202**, p.577-594.

Kilinc A., Carmichael I., Rivers M. et Sack R., 1983. "The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **83**, 136-140.

Kunzmann T., 1989. Rhönit: mineralchemie, paragenese und stabilität in alkalibasaltischen Vulkaniten, Ein Beitrag zur minerogenese der Rhönit-Anigmatit-Mischkristallgruppe. *Dissertation*, Munich, 151 p.

Kunzmann T., 1999. "The Aenigmatite-Rhönite mineral group." *Eur. J. Mineral.*, **11**, p.743-756.

Kunzmann T., Spicker G. et Huckenholz H. G., 1986. "Stabilität von Rhönit in natürlichen und synthetischen paragenesen." *Fortsch. Mineral.*, **64**, 1, p.92.

Kushiro I. et Mysen O. B., 2002. " A possible effect of melt structure on the Mg-Fe²⁺ partition between olivine and melt." *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **66**, 12, p.2267-2272.

Kuzmin D. V. et Sobolev A. V. 2003. Boundary layer effect on the composition of melt inclusions in olivine. *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, Nice (France), EAE03-A-05665.

Kyle P. R. et Price R. C., 1975. "Occurrences of rhönite in alkalic lavas of Mc Murdo volcanic group, Antarctica and Dunedin volcano, New Zealand." *Amer. Min.*, **60**, p.722-725.

L

- Lacroix A., 1923. Minéralogie de la France et de ses colonies. Paris, Librairie Polytechnique. 802-804 p.
- LaTourette T., Hervig R. L. et Holloway J. R., 1995. "Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt." *Ear*, **135**, p.13-30.
- Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W. et Youzhi G., 1997. "Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names." *The Canadian Mineralogist*, **35**, p.219-246.
- LeBas M. J., LeMaître R. W., Streckeisen A. et Zanettin B., 1986. "A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram." *Journal of Petrology*, **27**, p.745-750.
- LeMaître R. W., 1976. "Somme problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications" *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **56**, p.181-189.
- LeMaître R. w., 2002. IUGS, classification of igneous rocks and glossary: recommendations of the IUGS. 236 p.
- Lenoir X., Dautriat J. M., Briquet L., Cantagrel J. M. et Michard A., 2000a. "Nouvelles données géochronologiques, géochimiques et isotopiques sur le volcanisme du Forez: relation avec l'évolution cénozoïque du manteau du Massif Central." *C. R. Acad. Sci. Paris*, **330**, p.201-207.
- Lenoir X., Garrido C. J., Bodinier J. L. et Dautria J. M., 2000b. "Contrasting lithospheric mantle domains beneath the Massif Central (France) revealed by geochemistry of peridotite xenoliths." *Earth and Planetary Science Letters*, **181**, p.359-375.
- LeRoex A. P., Spath A. et Zartman R. E., 2001. "Lithospheric thickness beneath the southern Kenya Rift; implication from basalt geochemistry." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **142**, 1, p.89-106.
- Li J.-P., 1991. Evolution chimique des phases solides dans la fusion partielle et la rééquilibration de subsolidus des peridotites naturelles: étude expérimentale et applications. *Thèse de 3e cycle*, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 262 p.
- Libourel G., 1999. "Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **136**, p.63-80.
- Libourel G., Boivin P. et Biggard G. M., 1989. "The univariant curve liquid=forsterite+anorthite+diopside in the system CMAS at 1 bar: solid solutions and melt structure." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **102**, p.406-421.
- Liotard J.-M., Boivin P., Cantagrel J.-M. et Dupuy C., 1983. "Mégacristsaux d'amphibole et basaltes alcalins associés. Problèmes de leurs relations pétrogénétiques et géochimiques." *Bull. Mineral.*, **106**, p.451-464.
- Liotard J.-M., Briot D. et Boivin P., 1988. "Petrological and geochemical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkali basalts from Massif Central (France)." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**, p.81-90.
- Lowenstern J. B., 1994. "Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy." *American Mineralogist*, **79**, p.353-369.
- Lowenstern J. B. 1995. Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles, in magmas, fluids and ore deposits. Min. Assoc. Canada Short Course. Thompson J. F. H.: 71-99.

Luhr J.-F., 1990. "Experimental phase relations of water- and sulfur-saturated arc magmas and the 1982 eruptions of El Chichon volcano." *Journal of Petrology*, **31**, 5, p.1071-1114.

M

- Magonthier M. C. et Velde D., 1976. "Mineralogy and petrology of some tertiary leucite-rhönite basanites from central France." *Min. Magazine*, **40**, p.817-826.
- Mainley C. R., 1996. "Morphology and maturation of melt inclusions in quartz phenocrysts from the Badlands rhyolite flow, southwestern Idaho." *American Mineralogist*, **81**, p.158-168.
- Malkovsky M., Buday T., Dvorak J., Kodym O. et Suk M., 1984. Tectonic development, extrait de *Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic*, Suk M., Prague, Geological Survey: 289-324.
- Maraval V., 1965. Le volcanisme du détroit de Rodez. Le volcan de Langogne. *Mémoire de DES*, Université d'Orsay, Paris Sud, 102 p.
- Marty J.-P., 1965. Etude du volcanisme récent de la région de Saint George d'Aurac (Haute-Loire). *Thèse 3e cycle*, Université de Clermont-Ferrand, 100 p.
- Massare D., Metrich N. et Clocchiatti R., 2002. "High-temperature experiments on silicate melt inclusions in olivine at 1 atm: inference on temperatures of homogenization and H₂O concentrations." *Chemical Geology*, **183**, p.87-98.
- Mathez E. A., 1976. "Sulfur solubility and magmatic sulfides in submarine basalt glass." *Journal of Geophysical Research*, **81**, p.4269-4275.
- Maury R.-C., 1976. Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines, continentales (Massif Central français) et océanique (Pacifique Central): l'origine des laves acides. Université de Paris-Sud, Orsay, 455 p.
- Maury R.-C., Brousse R., Villemant B., Joron J.-L., Jaffrezic H. et Treuil M., 1980. "Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France) I, Petrologie." *Bull. Mineral*, **103**, 2, p.250-266.
- McKenzie D. et Bickle M. J., 1988. "The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere." *Journal of Petrology*, **29**, p.625-679.
- McKenzie D. et O'Nions R. K., 1983. "Mantle reservoirs and ocean island basalts." *Nature*, **301**, p.229-231.
- McKenzie D. et O'Nions R. K., 1991. "Partial melt distributions from inversion of Rare -Earth element concentrations." *Journal of Petrology*, **36**, 1, p.133-159.
- Mengel K. et Green D. H., 1989. Stability of amphibole and phlogopite in metasomatized peridotite under water-saturated and water under-saturated conditions, extrait de *Kimberlites and related rocks*, al. J. F. e., Blackwells. **I**: 571-581.
- Mergoil J., 1981. "Carte géologique de la France à 1/50000. Burzet (volcanisme Tertiaire et Villafranchien)." *Service Geol. Nat. BRGM Orléans*.
- Mergoil J. et Boivin P., 1993. "Le Velay. Son volcanisme et les formations associées. Notice de la carte au 1/10000." *Géol. Fr.*, **3**, 3-96.
- Merle O. et Michon L., 2001. "The formation of the West European Rift: a new model as exemplified by the Massif Central area." *Bull. Soc. géol. France*, **172**, 2, p.213-221.
- Metrich N., Allard P., Spilliaert N., Andronico D. et Burton M., 2004. "2001 flank eruption of the alkali- and volatile-rich primitive basalt responsible for Mount Etna's evolution in the last three decades." *Earth and Planetary Science Letters*, **228**, p.1-17.

- Metrich N. et Clocchiatti R., 1996. "Sulfur abundance and its speciation in oxidized alkaline melts." *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **60**, p.4151-4160.
- Metrich N. et Rutherford M. J., 1992. "Experimental study of chlorine behavior in hydrous silicic melts." *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **56**, 2, p.607-616.
- Metrich N., Schiano P., Clocchiatti R. et Maury R. C., 1999. "Transfert to sulfur in subduction settings; an example from Batan Island (Luzon volcanic arc, Philippines)." *Earth and Planetary Science Letters*, **167**, 1-2, p.1-14.
- Meyer W., Albers H. J., Berners H. P., Gehlen K., Glatthaar D., Lohnertz W., Pfeffer K. H., Wienecke K. et Zarosek H., 1983. Pre-Quaternary uplift in the Central part of the Renish shield, extrait de *Plateau uplift. The Renish Shield - A case history.*, Fuchs K., Gelhen K. v., Malzer H., Murawski H. et Semmel A., Berlin, Springer-Verlag: 39-46.
- Michon L., 2000. Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest Européen par l'étude de la province du Massif Central. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 266 p.
- Michon L. et Merle O., 2001. "The evolution of the Massif Central rift: spatio-temporal distribution of the volcanism." *Bull. Soc. géol. France*, **2**, p.201-211.
- Minster J.-F. et Allègre C. J., 1978. "Systematic use of trace elements in igneous processes, III, Inverse problem of batch partial melting on volcanic suites." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **68**, p.37-52.
- Morimoto, 1988. "Nomenclature of pyroxenes." *Bulletin of Mineralogy*, **111**, p.535-550.

N

- Nalpas T., 1996. "Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique." *Mém. Géosci. Rennes*, **71**, p.246.
- Nehlig P., Freour G., Huguet D., Leyrit H., Roger J., Roig J. Y., Triblemont D. et Vidal N., 1999. "Histoire géologique simplifiée du volcan du Cantal." *Doc. B.R.G.M.*, **291**, p.49-78.
- Neugebauer H. J., Woidt W. D. et Wallner H., 1983. Uplift, Volcanism and Tectonics: Evidence for mantle diapirs at the Renish Massif, extrait de *Plateau uplift. The Renish shield - A case history.*, Fuchs K., Gelhen K. V., Malzer H., Murawski H. et Semmel A., Berlin, Springer Verlag. **381-403**.
- Nielsen R. L., Crum J., Bourgeois R., Hascall K., Forsythe L. M., Fisk M. R. et Christie D. M., 1995. "Melt inclusion in high-An plagioclase from the Gorda Ridge: an example of the local diversity of MORB parent magmas." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **122**, p.34-50.
- Normand M., 1973. Le volcanisme de la bordure sud-orientale du Devès et du plateau d'Alleyrac. *Thèse 3e cycle*, Université de Paris VI, 231 p.

O

- Osborn E. F. et Tait D. B., 1959. "The system diopside, forsterite, anorthite." *Am. Journ. Sci. Bowen*, p.413-433.
- Ottolini L., Bottazzi P. et Zanetti A. 1994. Analysis of hydrogen, fluorine and chlorine in silicates using energy filtering. *IX International Conference on Secondary Ion Mass Spectrometry*, Yokohama (Japan).
- Ottolini L., Bottazzi P., Zanetti A. et Vannucci R., 1995. "Determination of Hydrogen in silicates by secondary ion mass spectroscopy." *Analyst*, **120**, p.1309-1313.

P

- Papike J. J., Cameron K. L. et Baldwin K. 1974. Amphiboles and pyroxenes: characterisation of "Others" than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am. Abst. Prog.*
- Prodehl C., Mueller S. et Haak V., 1995. The European Cenozoic rift system, extrait de *Continental rifts: evolution, structure, tectonics*, Olsen K. H., Amsterdam, Elsevier: 466 p.

R

- Roedder E., 1984. Fluid Inclusions. Washington, D.C., Mineral. Soc. Am., 644 p.
- Roeder P. L. et Emslie R. F., 1970. "Olivine-Liquid Equilibrium." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **29**, p.275-289.
- Rollinson H., 1994. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Singapour, Longman Singapore Publishers. 352 p.
- Rossee J. B., 1996. Synthèse chrono-magmatologique de la Chaîne des Puys. *Mémoire de DEA*, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 45 p.

S

- Saal A. E., Hart S. R., Shimizu N., Hauri E. H. et Layne G. D., 1998. "Pb isotopic variability in melt inclusions from oceanic island basalts, Polynesia." *Science*, **282**, p.1481-1484.
- Sack R., Carmichael I., Rivers M. et Ghiorso M., 1980. "Ferric-ferrous equilibria in natural silicate liquids at 1 bar." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **75**, p.369-376.
- Schiano P., 2003. "Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals." *Earth-Science Reviews*, **1290**, p.1-24.
- Schiano P., Allègre C. J., Dupré B., Lewin E. et Joron J.-L., 1993. "Variability of trace elements in basaltic suites." *Earth and Planetary Science Letters*, **119**, p.37-51.
- Schiano P. et Bourdon B., 1999. "On the preservation of mantle information in ultra-mafic nodules: glass inclusions within minerals versus interstitial glasses." *Earth and Planetary Science Letters*, **169**, p.173-188.
- Schiano P., Bourdon B., Clocchiatti R., Massare D., Varela M. E. et Bottinga Y., 1998. "Low-degree partial melting trends recorded in upper mantle minerals." *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, p.537-550.
- Schiano P., Clocchiatti R., Shimizu N., Weis D. et Matielli N., 1994. "Cogenetic silica-rich and carbonate-rich melts trapped in mantle minerals in Kerguelen ultramafic xenoliths: implications for metasomatism in the oceanic upper mantle." *Earth and Planetary Science Letters*, **123**, p.167-178.
- Schiano P., Eiler J. M., Hutcheon I. D. et Stolper E. M., 2000. "Primitive CaO-rich, silica undersaturated melts in island arcs; evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas." *Geochemistry Geophysics Geosystems- G³*, **1**, n°1999GC000032.
- Schilling B. G., Bergeron M. B. et Evans R., 1980. "Halogens in the mantle beneath the North Atlantic." *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A 297**, p.147-178.
- Schminke H. U., Lorenz V. et Seck H. A., 1983. The quaternary Eifel volcanic field, extrait de *Plateau uplift. The Renish Shield - A case history*, Fuchs K., Gelhen K. V., Malzer H., Murawski H. et Semmel A., Berlin, Springer-Verlag: 139-151.

- Shaw D. M., 1970. "Trace element fractionation during anatexis." *Geochemica and Cosmochemica Acta*, **34**, 237-243.
- Simkin T. et Smith J. V., 1970. "Minor-element distribution in olivine." *Journal of Geology*, **78**, p.304-325.
- Sobolev A. V., 1996. "Melt inclusions in minerals as a source of principle petrological information." *Petrology*, **4**, p.209-220.
- Sobolev A. V., Clocchiatti R. et Dhamelin-court P., 1983. "Les variations de la température et de la pression partielle d'eau pendant la cristallisation de l'olivine dans les océanites du Piton de la Fournaise (Réunion, éruption de 1966)." *C. R. Acad. Sci. Paris*, **296**, p.275-280.
- Sobolev A. V. et Danyushevsky L., 1994. "Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high Ca-boninite magmas." *Journal of Petrology*, **27**, p.865-897.
- Sobolev A. V. et Danyushevsky L. V., 1994. "Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas." *Journal of Petrology*, **35**, p.1183-1211.
- Sobolev A. V., Dmitriev L. V., Barsukov V. L., Nevsorov V. N. et Slutsky A. V., 1980. "The formation conditions of high-magnesium olivines from the monomineral fraction of luna-24 regolith." *Proc. 11th Lunar Planet. Sci. Conf.*, p.105-116.
- Sobolev A. V. et Shimizu N., 1993. "Ultradepleted primary melt included in olivine from the Mid-Atlantic Ridge." *Nature*, **363**, p.151-154.
- Sobolev S. V., Zeyen H., Granet M., Achauer U., Bauer C., Werling F., Altherr R. et Fuchs K., 1997. "Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations." *Tectonophysics*, **275**, p.143-164.
- Sobolev V. S. et Kostyuk V. P., 1975. "Magmatic crystallization based on a study of melt inclusions." *Fluid Inclusion Research*, **9**, p.182-253.
- Soellner J., 1907. "Über Rhönit, ein neues aenigmatitähnliches Mineral und über des Vorkommen desselben in Basaltischen Gesteinen." *N. Jb. Min. Geol. Beilage-Bd*, **24**, p.465-547.
- Sorby H. C., 1858. "On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks." *Geol. Soc. London Quart. J.*, **14**, 1, p.453-500.
- Sugawara T., 2000. "Empirical relationships between temperature, pressure, and MgO content in olivine and pyroxene saturated liquid." *Journal of Geophysical Research*, **105**, B4, p.8457-8472.
- Sun S.-s. et McDonough W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, extrait de *Magmatism in the Ocean Basins*, Saunders A. D. et Norry M. J., Geological Society Special Publication. **42**: 313-345.
- Sweeney R. J., Prozesky V. et Przybylowicz W., 1994. "Trace element partitioning between silicate minerals and carbonate and silicate melts at 18kb to 46kb." *Mineral. Mag*, **58a**, p.885-886.

T

- Tait S., 1992. "Selective preservation of melt inclusions in igneous phenocrysts." *American Mineralogist*, **77**, 1-2, p.146-155.

-
- Thévenon L., 1996. Carte d'anomalie de Bouguer de la Chaîne des Puys (Zone Nord). Acquisition, traitement et interprétation des données gravimétriques. *TER*, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 27 p.
- Thompson R. N., 1974. "Some high pressure pyroxene." *Min. Magazine*, **39**, p.768-787.
- Thordarson T. et Self S., 1996. "Sulfur, chlorine and fluorine degassing and atmospheric loading by the Roza eruption, Columbia River Basalt Group, Washington." *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **74**, p.49-73.
- Thordarson T., Self S., Oskarsson N. et Hulsebosch T., 1996. "Sulfur, chlorine, and fluorine degassing and atmospheric loading by the 1783-1784 AD Laki (Skaftar Fires) eruption in Iceland." *Bull. Volcanol.*, **58**, p.205-225.
- Thornton C. P. et Tuttle O. F., 1960. "Chemistry of igneous rocks, I: Differentiation Index." *AM. Journ. Sci.*, **258**, p.664-684.
- 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, p.22-39.

U

- Ulmer P., 1989. "The dependance of the Fe²⁺-Mg cation-partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition; an experimental study to 30kbars." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**, 3, p.261-273.

V

- Villemant B., 1979. Etude géochimique des éléments en traces dans les séries volcaniques du Massif Central. *Thèse d'Etat*, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 348 p.
- Villemant B., Joron J.-L., Jaffrezic H., Treuil M., Maury R. C. et Brousse R., 1980. "Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France), II Géochimie." *Bull. Mineral*, **103**, 2, p.267-286.
- Villeminot J.-C., 1979. Les nodules de péridotite dans les basaltes du Velay (Haute-Loire). *Thèse 3e cycle*, Université de Paris, 105 p.
- Vincent P. M., Aubert M., Boivin P., Cantagrel J. M. et Lenat J. F., 1977. "Découverte d'un volcanisme paléocène en Auvergne: les maars de Menat et leurs annexes; étude géologique et géodésique." *Bull. Soc. géol. France*, **XIX**, 5, p.1057-1070.
- Vivo B. D. et Bodnar R. J., 2003. Melt Inclusions in Volcanic System. 258 p.
- Vollmer R., 1983. "Earth degassing, mantle metasomatism, and isotopic evolution of the mantle." *Geology*, **11**, p.452-454.

W

- Wallace P. et Carmichael I. S. E., 1992. "Sulfur in basaltic magmas." *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, p.1863-1874.
- Wallace P. J. et Carmichael I. S. E., 1994. "S-speciation in submarine basaltic glasses as determined by measurements of SK-alpha X-ray wavelength shifts." *Am. Mineral.*, **79**, p.161-167.
- Watson E. B., Sneeringer M. A. et Ross A., 1982. "Diffusion of dissolved carbonate magmas: Experimental results and applications." *Earth and Planetary Science Letters*, **61**, p.346-358.

- Weaver B. L., 1991. "Trace element for the origin of ocean-island basalts." *Geology*, **19**, p.123-126.
- White W. M. et Hofmann A. w., 1982. "Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution." *Nature*, **296**, p.821-825.
- Wilson M. et Downes H., 1992. "Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic Rift system." *Tectonophysics*, **208**, p.173-182.
- Wilson M., Rosenbaum J. M. et Dunworth E. A., 1995. "Melilitite: partial melts of the terminal boundary layer?" *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**, p.181-196.
- Wimmenauer W., 1974. The alkaline province of the Central Europe and France, extrait de *The alkaline rocks*, Sorensen, John Wiley and Sons: 622 p.

Y

- Yao A. K., 1988. Contribution à l'étude volcanologique d'un secteur au NW du Puy en Velay. *Mémoire de DEA*, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 50 p.

Z

- Zangana N. A., Downes H., Thirlwall M. F. et Hegner E., 1997. "Relationship between deformation, equilibration temperatures, REE and radiogenic isotopes in mantle xenoliths (Ray Pic, Massif Central, France): an example of plume-lithosphere interaction?" *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **127**, p.187-203.
- Zangana N. A., Downes H., Thirlwall M. F., Marriner G. F. et Bea F., 1999. "Geochemical variation in peridotite xenoliths and their constituent clinopyroxenes from Ray Pic (French Massif Central): implications for the composition of the shallow lithospheric mantle." *Chemical Geology*, **153**, p.11-35.
- Zapunny S. A., Sobolev V. S., Bogdanov A., Slutskiy L. V., Dmitriev L. V. et Kunin L. L., 1988. "An apparatus for high-temperature optical research with controlled fugacity." *Geokhimiya*, **7**, p.1044-1052.
- Zhang Y., 1998. "Mechanical and phase equilibria in inclusion-host system." *Earth and Planetary Science Letters*, **157**, p.209-222.
- Ziegler P. A., 1992a. "North Sea rift system." *Tectonophysics*, **208**, p.55-75.
- Ziegler P. A., 1992b. "European Cenozoic rift system." *Tectonophysics*, **208**, p.91-111.
- Zindler A. et Hart S., 1986. "Chemical geodynamics." *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, **14**, p.493-571.
- Zirkel F., 1873. Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine, extrait de *Wilhelm Englemann*, Leipzig: 512 p.

INDEX

INDEX DES FIGURES

<i>figure 1: Carte de la structure du Rift Ouest Européen (modifiée à partir de Prodehl, 1995).....</i>	<i>21</i>
<i>figure 2: Carte localisant les différentes provinces volcaniques du Massif Central.....</i>	<i>26</i>
<i>figure 3: Carte de localisation du volcanisme pré-rift, modifiée d'après Michon (2000).....</i>	<i>27</i>
<i>figure 4: Carte de localisation du volcanisme syn-rift, modifiée d'après Michon (2000).....</i>	<i>28</i>
<i>figure 5: Schémas représentant les deux étapes de rifting dans le Massif Central; d'abord un rifting passif lié à la formation de la racine alpine (A) puis un épisode de rifting actif lié à l'enfoncement de la racine alpine (B), d'après Merle et Michon (2000).....</i>	<i>30</i>
<i>figure 6: Caractéristiques isotopiques de quelques laves des provinces volcaniques du rift ouest européen comparé aux différents réservoirs mantelliques; une évolution entre deux pôles A et B a été proposée (d'après Wilson et Downes, 1992).....</i>	<i>31</i>
<i>figure 7: Limite séparant les deux domaines lithosphériques définis par Lenoir et al. (2000).....</i>	<i>32</i>
<i>figure 8: Schéma morpho-structural de la Chaîne des Puys (Boivin et al., 2004).....</i>	<i>35</i>
<i>figure 9: Carte de localisation des appareils de la Chaîne des Puys (Boivin et al., 2004).....</i>	<i>36</i>
<i>figure 10: Teneur en SiO₂ de quelques laves de la Chaîne des Puys, en fonction de leur âge.....</i>	<i>37</i>
<i>figure 11: Evolution des laves de la Chaîne des Puys dans le diagramme de classification alcalins-silice de Le Maître (2002).....</i>	<i>38</i>
<i>figure 12: Evolution du rapport Na₂O/K₂O des laves de la Chaîne des Puys.....</i>	<i>39</i>
<i>figure 13: Evolution des teneurs normatives en nepheline et quartz en fonction de la silice.....</i>	<i>39</i>
<i>figure 14: Evolution des éléments majeurs et en traces des laves de la Chaîne des Puys illustrant le processus de cristallisation fractionnée (base de données P. Boivin); B= Basaltes, TB= Trachy-Basalte, TA= Trachy-Andésite, T= Trachyte.....</i>	<i>40</i>
<i>figure 15: Evolution des rapports isotopiques du Sr et du Nd des laves de la Chaîne des Puys (Chauvel et Jahn, 1984 et Fuchs, 1995) comparées aux laves du rift ouest européen (ROE) et aux différents réservoirs mantelliques.....</i>	<i>42</i>
<i>figure 16: Diagramme An-Di-Fo montrant l'évolution des laves de la Chaîne des Puys sur une ligne cotectique diopside-olivine entre 7 et 15 kbars.....</i>	<i>43</i>
<i>figure 17: Modèle de chambres magmatiques sous la Chaîne des Puys (Boivin et al., 2004).....</i>	<i>44</i>
<i>figure 18: Quantité cumulée d'articles scientifiques basés sur l'étude d'inclusions magmatiques depuis le début des années 70 jusqu'en 2001 (extrait de Vivo et Bodnar, 2003).....</i>	<i>47</i>
<i>figure 19: Inclusions magmatiques primaires piégées dans une olivine forstéritique de La Sommata (Vulcano, Arc Eolien).....</i>	<i>49</i>
<i>figure 20: Inclusion magmatique piégée dans une olivine du Puy Chaumont qui, par un phénomène de maturation post-piégeage, mime l'habitus cristallin de son minéral hôte.....</i>	<i>50</i>
<i>figure 21: Alignements secondaires d'inclusions fluides et magmatiques (pointillés) piégées dans des minéraux d'un nodule mantellique remonté lors de l'éruption du Puy Beaunit. Il s'agit d'un plan incliné par rapport à la section observée.....</i>	<i>50</i>
<i>figure 22: Inclusions mixtes composées d'une phase fluide et d'une phase silicatée piégées dans des olivines de nodules mantelliques du Puy Beaunit.....</i>	<i>51</i>
<i>figure 23: Spinelle (Sp) piégé sous forme d'inclusion solide dans une olivine du Puy Chaumont; il a provoqué des irrégularités de croissance dans l'olivine et a favorisé le piégeage de liquide silicaté.....</i>	<i>52</i>
<i>figure 24: Formation d'inclusions magmatiques dans des olivines polyhédrales (extrait de Faure et Schiano, 2005).....</i>	<i>52</i>
<i>figure 25: Photos et schémas illustrant la formation d'inclusions magmatiques dans des olivines squelettiques (A) et dans des olivines dendritiques (B) (extraits et modifiés à partir de Faure et Schiano, 2005).....</i>	<i>53</i>
<i>figure 26: inclusion magmatique piégée dans une olivine (Ol) du Puy Beaunit et reliée au milieu extérieur par un capillaire (Cp).....</i>	<i>55</i>

<i>figure 27: Inclusion magmatique piégée dans une olivine du Puy Beaunit; l'olivine étant fragilisée par une fracture (F), elle n'a pas pu compenser la surpression à l'intérieur de l'inclusion, qui a décrépit (comme en témoigne le halo de petites inclusions vitreuses (Iv) autour de l'inclusion principale).....</i>	<i>57</i>
<i>figure 28: Evolution de la pression interne (Pint) en fonction de la pression extérieure (Pext) pendant une phase de décompression puis de refroidissement pour des inclusions magmatiques piégées dans des phénocristaux d'olivine. Les calculs ont été réalisés à partir des équations développées par Tait (1992) ainsi que Schiano et Bourdon (1999) pour un régime de déformation élastique</i>	<i>58</i>
<i>figure 29: Inclusion magmatique piégée dans une olivine du Puy Beaunit; on distingue à température ambiante 2 phases dans la bulle de rétraction thermique: du CO₂ à l'état gazeux et à l'état liquide.</i>	<i>59</i>
<i>figure 30: Inclusion magmatique primaire dépourvue de bulle de rétraction thermique, piégée dans une olivine du basalte ARP73-10-03 de la zone FAMOUS (photographie de M. Laubier).</i>	<i>59</i>
<i>figure 31: Trois inclusions magmatiques totalement dévitrifiées piégées dans une olivine du Puy de la Vache.....</i>	<i>61</i>
<i>figure 32: Inclusion magmatique piégée dans une olivine du Puy Beaunit où la frange de croissance (f), c'est-à-dire l'olivine hôte qui a cristallisé à la paroi de l'inclusion, est visible; la morphologie de l'inclusion a donc été modifiée entre le moment du piégeage et la trempe du liquide silicaté.....</i>	<i>61</i>
<i>figure 33: Inclusions magmatiques piégées dans olivines du Puy Beaunit; la diminution lente de la température a permis la cristallisation de phases cristallines appelées minéraux-fils (Mnx Fils).....</i>	<i>62</i>
<i>figure 34: Schéma d'une inclusion magmatique primaire piégée dans une olivine (modifié à partir d'un schéma de Roedder, 1984)</i>	<i>63</i>
<i>figure 35: Comparaison des Mg# des olivines analysées à la fois au MEB et à la fois à la microsonde électronique; on peut noter une bonne corrélation entre les deux valeurs</i>	<i>69</i>
<i>figure 36: Schéma général de la platine thermométrique</i>	<i>74</i>
<i>figure 37: Schéma illustrant la technique utilisée pour estimer la différence de température entre la base de l'olivine et sa surface.</i>	<i>75</i>
<i>figure 38: Ecart de température (ΔT) entre la base de l'olivine et sa surface en fonction de l'épaisseur de ce minéral, lors d'expérience de thermométrie optique.</i>	<i>76</i>
<i>figure 39: Montée en température en fonction de la durée lors d'une expérience d'homogénéisation d'une inclusion magmatique.</i>	<i>77</i>
<i>figure 40: Carte schématique de la Chaîne des Puys. La faille bordière de la Limagne est en pointillée, la ville de Clermont-Ferrand (CF) correspond au point noir. Les Puys échantillonnés sont colorés en gris.....</i>	<i>84</i>
<i>figure 41: Pourcentage d'olivines obtenu pour chaque valeur de Mg#; on distingue les olivines extraites des échantillons prélevés dans des carrières des olivines extraites des échantillons prélevés sur des chemins.</i>	<i>85</i>
<i>figure 42: Carte schématique de la Chaîne des Puys. La faille bordière de la Limagne est en pointillés, la ville de Clermont-Ferrand (CF) correspond au point noir. Les Puys seulement échantillonnés sont colorés en gris, les Puys sélectionnés pour l'étude sont en noir et numérotés de 1 à 6.....</i>	<i>87</i>
<i>figure 43: Cadre géologique de l'ensemble volcanique de Beaunit et coupes NE-SO détaillant les étapes de formation de ce volcan (extrait de Boivin et al., 2004).....</i>	<i>88</i>
<i>figure 44: Extrait de la 4^e édition de la carte géologique de la Chaîne des Puys au 1:25000e.....</i>	<i>88</i>
<i>figure 45: Extrait de la 4e édition de la carte géologique de la Chaîne des Puys au 1:25000^e</i>	<i>89</i>
<i>figure 46: Extrait de la 4e édition de la carte géologique de la Chaîne des Puys au 1:25000e</i>	<i>89</i>
<i>figure 47: Extrait de la 4e édition de la carte géologique de la Chaîne des Puys au 1:25000e</i>	<i>90</i>
<i>figure 48: Extrait de la 4^e édition de la carte géologique de la Chaîne des Puys au 1:25000e.....</i>	<i>90</i>
<i>figure 49: phénocristal de clinopyroxène poecilitique zoné en LPA (Lumière Polarisée Analysée).....</i>	<i>91</i>
<i>figure 50: Olivine automorphe (en LPA) présentant des golfes, un des mode de formation d'inclusions magmatiques</i>	<i>92</i>

<i>figure 51: Xénocrystal d'orthopyroxène (en LPA) (A) affichant une couronne réactionnelle au contact de la matrice basaltique, et xénocrystal de plagioclase (en LPA) en cours de déstabilisation.....</i>	<i>93</i>
<i>figure 52: Phénocrystal en LPA de clinopyroxène maclé et zoné (A) et section basale en LPA d'un clinopyroxène zonée avec en inclusion un autre clinopyroxène.....</i>	<i>94</i>
<i>figure 53: Histogramme de la composition des olivines prélevées dans les scories des six volcans étudiés et dans un nodule du Puy Beaunit</i>	<i>95</i>
<i>figure 54: Mg# des olivines de chaque volcan étudié et de l'échantillon mantellique en fonction de leurs teneurs en NiO.....</i>	<i>96</i>
<i>figure 55: Mg# des olivines de chaque volcan étudié et de l'échantillon mantellique en fonction de leur teneur en CaO. Une limite de 0,1% de CaO a été reportée d'après l'étude de Simkin et Smith (1970) (même légende que figure 54).....</i>	<i>97</i>
<i>figure 56: Mg# des spinelles en fonction du Mg# de leurs olivines hôtes.....</i>	<i>98</i>
<i>figure 57: Mg# en fonction du Cr# des spinelles en inclusion dans les olivines de nos échantillons.....</i>	<i>99</i>
<i>figure 58: Composition des clinopyroxènes-fils et des phénocristaux des laves de la Chaîne des Puys (excepté quelques compositions moins calciques et les clinopyroxènes pigeonitiques du Puy de la Nugère), dans le diagramme de classification En-Wo-Fs (Morimoto et al., 1988).....</i>	<i>106</i>
<i>figure 59: Composition des plagioclases-fils des inclusions du Puy Chaumont (carrés) et du Puy Beaunit (triangles) et des phénocristaux des laves de la Chaîne des Puys dans le diagramme ternaire An-Ab-Or.....</i>	<i>108</i>
<i>figure 60: Nature des amphiboles cristallisées dans les inclusions magmatiques et des phénocristaux des laves, d'après la nomenclature de Leake et al. (1997).....</i>	<i>109</i>
<i>figure 61: Positions des huit minéraux de la famille de l'aenigmatite dans le polyèdre de classification divisé en deux sous-groupes: celui de l'aenigmatite et celui de la rhönite (Kunzmann, 1999).....</i>	<i>111</i>
<i>figure 62: Projection des 5 sous-volumes du polyèdre du sous-groupe de la rhönite (figure 5). La composition des rhönites cristallisées dans les inclusions magmatiques sont reportées ainsi que les champs de composition (en gris) des différents minéraux de ce sous-groupe (Kunzmann,1999).....</i>	<i>112</i>
<i>figure 63: Différentes étapes d'une homogénéisation d'une inclusion magmatique de la Sommata (Vulcano, Iles Eoliennes) ...</i>	<i>116</i>
<i>figure 64: a) inclusion magmatique "homogénéisée" du Puy Chaumont dans laquelle des billes de sulfure ont précipité à haute température; b) analyse qualitative d'une bille (les globules étant petits par rapport au faisceau, le verre est également analysé d'où la présence des pics de Si, Al, Ca....).....</i>	<i>119</i>
<i>figure 65: Températures de fusion du dernier minéral inclus (Tm) en fonction du Mg# de l'olivine hôte</i>	<i>120</i>
<i>figure 66: Moyenne des températures expérimentales pour chaque valeur de Mg# des olivines hôtes</i>	<i>121</i>
<i>figure 67: Températures calculées à partir de la composition du liquide silicaté (Sugawara, 2000) en fonction des températures expérimentales</i>	<i>121</i>
<i>figure 68: Evolution des teneurs en fer, en magnésium et en silice des inclusions magmatiques vitreuses et homogénéisées des Puys Pagnat et de la Taupe</i>	<i>122</i>
<i>figure 69: Fugacité d'oxygène calculée à partir de la déviation de la raie $K\alpha$ du soufre (Jugo et al., 2005) en fonction du Mg# de l'olivine hôte</i>	<i>124</i>
<i>figure 70: Evolution de la fugacité d'oxygène calculée en fonction des températures expérimentales. La ligne en pointillés correspond à l'évolution des paramètres déterminée par Foury (1983), la ligne en trait plein est celle proposée d'après Villemant (1979).....</i>	<i>125</i>
<i>figure 71: Evolution des teneurs normatives en néphéline et en quartz en fonction de SiO_2 des inclusions magmatiques piégées dans les olivines les plus magnésiennes, comparées avec la série magmatique de la Chaîne des Puys.....</i>	<i>133</i>
<i>figure 72: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des liquides piégés dans les olivines magnésiennes du Puy Beaunit selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, la série magmatique de la Chaîne des Puys et la composition des laves hôtes.....</i>	<i>134</i>

<i>figure 73: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des liquides piégés dans les olivines magnésiennes du Puy Chaumont selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, la série magmatique de la Chaîne des Puys et la composition des laves hôtes.....</i>	<i>134</i>
<i>figure 74: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des liquides piégés dans les olivines magnésiennes du Puy des Trois Sols selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, la série magmatique de la Chaîne des Puys et la composition des laves hôtes.....</i>	<i>135</i>
<i>figure 75: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des liquides piégés dans les olivines magnésiennes du Puy de la Vache selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, la série magmatique de la Chaîne des Puys et la composition des laves hôtes.....</i>	<i>136</i>
<i>figure 76: Evolution des teneurs en éléments majeurs en fonction des concentrations en SiO₂ des inclusions magmatiques piégées dans des olivines magnésiennes, comparées à celles de la série magmatique de la Chaîne des Puys.....</i>	<i>138</i>
<i>figure 77: Profils de composition des teneurs en fer et en magnésium entre trois inclusions magmatiques et leur olivine hôte. ..</i>	<i>140</i>
<i>figure 78: Evolution des teneurs en fer des inclusions magmatiques piégées dans toute la gamme de composition d'olivine hôte, comparée à l'évolution des teneurs en fer des laves de la Chaîne des Puys.....</i>	<i>141</i>
<i>figure 79: Evolution de la teneur en fer des laves de la Chaîne des Puys (en gris) et des inclusions piégées dans les olivines les plus magnésiennes (en noir) en fonction du rapport CaO/Al₂O₃. A gauche, la courbe de régression est de type polynomial d'ordre 2, alors qu'à droite elle est de type logarithmique.....</i>	<i>143</i>
<i>figure 80: Evolution de la teneur en fer des laves de la Chaîne des Puys (en gris) et des inclusions piégées dans les olivines les plus magnésiennes, en fonction du rapport TiO₂/Na₂O. La courbe de régression est de type polynomial d'ordre 5 (même légende que figure 79).....</i>	<i>143</i>
<i>figure 81: Evolution des teneurs en éléments majeurs corrigées de la "perte en fer" en fonction des teneurs en SiO₂ des inclusions magmatiques piégées dans les olivines les plus magnésiennes, comparées à l'évolution des laves de la Chaîne des Puys.</i>	<i>145</i>
<i>figure 82: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes (après correction de la "perte en fer") selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, les laves de la série magmatique de la Chaîne des Puys</i>	<i>145</i>
<i>figure 83: Evolution des teneurs en calcium des inclusions piégées dans toute la gamme d'olivines hôtes et des laves, en fonction de SiO₂</i>	<i>147</i>
<i>figure 84: Evolution des teneurs en MgO et K₂O des inclusions piégées dans toute la gamme d'olivines hôtes et des laves, en fonction de SiO₂ (même légende que figure 83)</i>	<i>147</i>
<i>figure 85: Evolution des teneurs en TiO₂, CaO et P₂O₅ en fonction de la concentration en SiO₂ des liquides piégés dans les olivines les plus magnésiennes, une fois corrigées de la "perte en fer"</i>	<i>148</i>
<i>figure 86: Variations de la teneur en alcalins en fonction des concentrations en silice pour A) une série sous-saturée (Velay) et une série saturée (Chaîne des Puys) du Massif Central et B) les deux séries magmatiques des Monts Dore</i>	<i>149</i>
<i>figure 87: Evolution des teneurs en K₂O en fonction des teneurs en MgO des inclusions piégées dans les olivines du Puy de la Taupe (à gauche) et du Puy Pagnat (à droite). La composition de la roche totale (RT) est également reportée (losange blanc) dans chaque graphique, ainsi que les différentes étapes théoriques d'une évolution par cristallisation fractionnée (ligne en pointillés) et la série magmatique de la Chaîne des Puys (carrés gris)</i>	<i>151</i>
<i>figure 88: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des verres résiduels d'inclusions magmatiques partiellement cristallisées piégées dans les olivines des Puys Chaumont et Beaunit, selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, les laves de la série magmatique de la Chaîne des Puys</i>	<i>153</i>
<i>figure 89: Diagramme TAS (alcalins vs silice), classification des liquides inclus dont la composition en éléments en traces a été déterminée, selon la nomenclature internationale (Le Bas et al., 1986); sont aussi reportées dans ce diagramme à titre de comparaison, les laves de la série magmatique de la Chaîne des Puys.....</i>	<i>155</i>

<i>figure 90: Evolution des teneurs en Sc et en Cr des inclusions magmatiques en fonction de Th, comparée avec celle des laves de la Chaîne des Puys (même légende que figure 89).....</i>	<i>156</i>
<i>figure 91: Evolution des teneurs en Ba, La, Sr et Eu des inclusions magmatiques en fonction de Th, comparée avec celle des laves de la Chaîne des Puys.....</i>	<i>157</i>
<i>figure 92: Spectres élargis des inclusions magmatiques (en noir) et des laves les moins différenciées de la Chaîne des Puys (en gris) normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988). L'ordre des éléments est celui établi pour les MORBs (Hofmann, 1997).....</i>	<i>158</i>
<i>figure 93: Spectres de Terres Rares normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des inclusions magmatiques (en noir) et des laves les moins différenciées de la Chaîne des Puys (en gris).....</i>	<i>159</i>
<i>figure 94: Evolution des concentrations en Nb, Ba, V et Th lors de la modélisation d'un processus d'assimilation de la croûte continentale inférieure et de cristallisation de clinopyroxène; cas où $r < 1$ et $F < 1$.....</i>	<i>161</i>
<i>figure 95: Evolution des concentrations en Nb, Ba, V et Th lors de la modélisation d'un processus d'assimilation de la croûte continentale inférieure et de cristallisation de clinopyroxène; cas où $r > 1$ et $F > 1$.....</i>	<i>162</i>
<i>figure 96: Evolution des concentrations en SiO₂ en fonction des teneurs en La des inclusions magmatiques.....</i>	<i>163</i>
<i>figure 97: Evolution des teneurs en Ce en fonction de La et en Rb en fonction de Ba des inclusions magmatiques (même légende que figure 96).....</i>	<i>163</i>
<i>figure 98: Evolution des teneurs en Zr en fonction de La, et en Nb en fonction de Rb des inclusions magmatiques.....</i>	<i>164</i>
<i>figure 99: Evolution du rapport La/Yb en fonction de La; la droite passant par l'origine matérialisée par les inclusions magmatiques (même légende que figure 98) traduit une évolution par variation du taux de fusion partielle (FP), alors que la droite horizontale matérialisée par les laves de la série magmatique de la Chaîne des Puys (points gris) traduit une évolution par cristallisation fractionnée (CF).....</i>	<i>165</i>
<i>figure 100: Evolution des teneurs en soufre des inclusions magmatiques en fonction du Mg# de leurs olivines hôtes.....</i>	<i>167</i>
<i>figure 101: Evolution des teneurs en soufre des inclusions magmatiques en fonction de leur teneur en fer. Sont rajoutés sur les graphiques le champ de composition des MORBs et des OIB saturés en S (en gris), la courbe de solubilité du soufre (trait plein) (Haughton et al., 1974) et la courbe de saturation en soufre des magmas basaltiques (trait en pointillés) (Mathez, 1976). En encart est présenté pour indication l'évolution des teneurs en soufre en fonction des teneurs en fer des inclusions non corrigées du processus de perte en fer. (même légende que figure précédente).....</i>	<i>169</i>
<i>figure 102: Fugacité du soufre en fonction de la teneur en soufre des inclusions vitreuses piégées dans les olivines les plus magnésiennes de la Chaîne des Puys (même légende que figure 101); A titre de comparaison, la courbe équivalente pour le Kilauea (Wallace et Carmichael, 1992) a été ajoutée.....</i>	<i>170</i>
<i>figure 103: Evolution des teneurs en chlore des inclusions magmatiques en fonction du Mg# de leur olivine hôte.....</i>	<i>171</i>
<i>figure 104: Evolution des teneurs en chlore des inclusions magmatiques en fonction de leurs teneurs en SiO₂.....</i>	<i>172</i>
<i>figure 105: Evolution des concentrations en chlore des inclusions magmatiques en fonction de leurs teneurs en K₂O.....</i>	<i>173</i>
<i>figure 106: Variations des teneurs en eau de quelques inclusions des Puys Chaumont, des Trois Sols et de la Vache, en fonction du Mg# de leur olivine hôte.....</i>	<i>174</i>
<i>figure 107: Diagrammes ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd en fonction de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr et ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb en fonction de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb des principaux réservoirs des basaltes océaniques. DMM: Manteau appauvri, HIMU = high μ, EM₁ = Manteau Enrichi 1, EM₂ = Manteau Enrichi 2; le champ grisé représente le champ de composition des basaltes océaniques.....</i>	<i>177</i>
<i>figure 108: Spectres élargis des inclusions magmatiques (champ grisé) normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988) comparés au spectres des basaltes représentatifs de différents réservoirs mantelliques (cf références dans le texte). L'ordre d'incompatibilité est celui établi par Hofmann (1997) pour les MORBs.....</i>	<i>179</i>
<i>figure 109: Diagramme théorique C_A/C_B vs C_A qui permet de mettre en évidence les différences de D entre deux éléments.....</i>	<i>180</i>
<i>figure 110: Séquence d'incompatibilité calculée pour les liquides piégés sous forme d'inclusion, comparée à la séquence d'incompatibilité définie pour les MORBs (Schiano et al., 1993). L'équiligne correspond à des valeurs de coefficients de répartition globaux identiques pour La et Yb.....</i>	<i>182</i>

- figure 111: Diagrammes C_A/C_B vs C_A qui mettent en évidence les différences de D entre deux éléments lors d'un processus de fusion partielle d'une source homogène. A) $D_{Dy} > D_K$ B) $D_K > D_{Er}$ C) $D_{La} > D_{Nb}$ et D) $D_{Nb} \approx D_{Gd}$183
- figure 112: Spectres élargis des liquides piégés sous forme d'inclusions normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988); les éléments sont classés selon l'ordre d'incompatibilité établi précédemment.....184
- figure 113: $1/V$ en fonction de $1/|(1-D)|$ pour un processus de fusion partielle à l'équilibre calculé avec $F=10\%$ et $\delta F=1.5\%$ (extrait de Schiano et al., 1993).....185
- figure 114: $1/V$ en fonction de $1/|(1-D)|$ pour 4 éléments à partir d'une source de type lherzolite à spinelle contenant 4% d'amphibole, avec un rapport $Cpx/Opx=1$ 187
- figure 115: Variation du taux de fusion calculé en fonction du pourcentage d'amphibole dans la source et du rapport clinopyroxène/orthopyroxène (Cpx/Opx).....187
- figure 116: Diagramme Pression-Température (modifié d'après Class et Goldstein, 1997) montrant les champs de stabilité de l'amphibole et de la phlogopite ainsi que les solidi sec et hydraté (Mengel et Green, 1989) et l'adiabat de l'asthénosphère (McKenzie et Bickle, 1988). Les pointillés sont une extension du champ de stabilité de l'amphibole lorsqu'elle incorpore du fluor dans sa structure (Foley, 1991).....188
- figure 117: Diagramme S/Cl vs $1/Cl$ (d'après Métrich et al., 2004) dans lequel sont reportés les teneurs en éléments volatils des inclusions magmatiques piégées dans les olivines les plus primitives, ainsi que les champs de composition d'inclusions piégées dans des olivines de basaltes (s.l.) issus de rides océaniques (MORBs) (Laubier, comm.pers.), intraplaques (Bureau et al., 1998) et issus de zone de subduction (de Hoog et al., 2001; Métrich et al., 1999).....190
- figure 118: Schémas théoriques expliquant comment des liquides issus d'une variation du taux de fusion partielle d'une même source peuvent être piégés dans des olivines de même composition et donner en surface des laves hôtes homogènes.....195

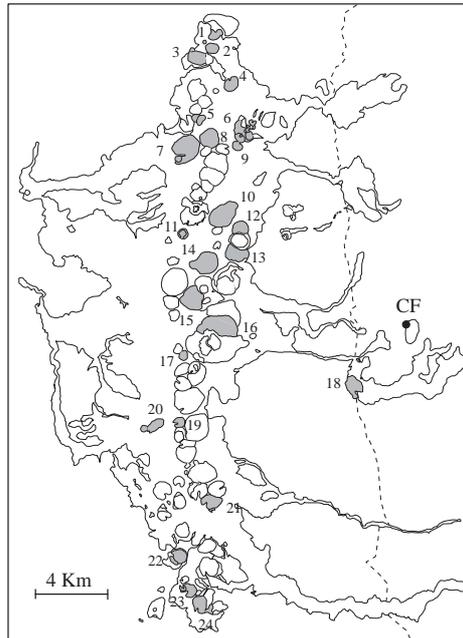
INDEX DES TABLEAUX

<i>tableau1: Détail des conditions analytiques utilisées à la microsonde électronique pour l'analyse des inclusions magmatiques, des olivines hôtes et des minéraux-fils (les chiffres en indice au niveau des éléments analysés correspondent au temps de comptage de ces éléments, en secondes).....</i>	<i>66</i>
<i>tableau2: Erreurs internes et externes calculées (en %) pour les analyses de verres piégés dans des olivines des scories et des nodules</i>	<i>67</i>
<i>tableau 3: Limites de détection (en %) calculées pour les analyses de verres à la microsonde électronique</i>	<i>68</i>
<i>tableau 4: : Erreur interne (en %) sur les teneurs en éléments en traces des inclusions magmatiques mesurées à la SIMS</i>	<i>70</i>
<i>tableau5: Caractéristiques des inclusions magmatiques piégées dans les olivines des scories des Puys Beaunit, Chaumont, des Trois Sols, de la Vache, de la Taupe et Paugnat.....</i>	<i>103</i>
<i>tableau 6 : Paramètres utilisés dans la modélisation du processus d'AFC (Assimilation-Cristallisation Fractionnée) (C_a: concentration de l'élément dans le contaminant)</i>	<i>161</i>
<i>tableau 7: Rapports S^{6+}/S_{tot} de quelques inclusions magmatiques piégées dans des olivines magnésiennes ($Fe_{84-85,5}$) des Puys Beaunit, Chaumont, des Trois Sols et de la Vache</i>	<i>168</i>
<i>tableau 8: Variabilités (V) des concentrations des éléments en traces des inclusions magmatiques piégées dans les olivines les plus magnésiennes de la Chaîne des Puys</i>	<i>182</i>
<i>tableau 9: K_D utilisés pour estimer le calcul du taux de fusion moyen à l'origine de nos liquides inclus; les compositions modales théoriques de la source sont aussi reportées</i>	<i>186</i>

ANNEXES

ANNEXE I: ECHANTILLONNAGE

Cette annexe présente la liste de tous les volcans échantillonnés classés du Nord au Sud. Egalement présentés les coordonnées UTM 31/WGS84 zone 31 et les coordonnées Lambert II étendu pour chaque prélèvement. Chaque volcan est numéroté de 1 à 24



1. Le Puy Beaunit:

	X	Y
UMT 31	497.250	5082.950
Lambert II	648.735	2100.178

Volcan retenu pour l'étude

2. Le Suc des Filles:

	X	Y
UMT 31	496.950	5082.775
Lambert II	648.436	2100.000

Echantillonnage en carrière mais pas d'olivine

3. Le Puy des Verrières:

	X	Y
UMT 31	496.325	5082.425
Lambert II	647.814	2099.645

Echantillonnage en carrière, exceptionnellement dans le faciès dit "cœur de cône"
Pas d'olivine mais beaucoup de plagioclases

4. Le Puy Pagnat:

	X	Y
UMT 31	498.450	5080.875
Lambert II	649.952	2098.112

Volcan retenu pour l'étude

5 Le Puy des Trois Sols:

	X	Y
UMT 31	496.650	5079.150
Lambert II	648.166	2096.371

Volcan retenu pour l'étude

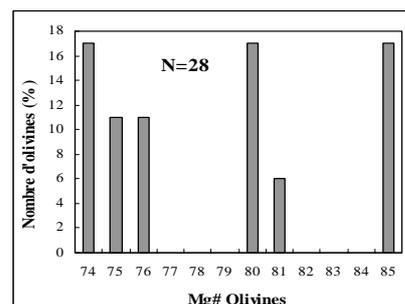
6 Le Puy de la Nugère:

	X	Y
UMT 31	500.100	5078.300
Lambert II	651.625	2095.550

Echantillonnage en carrière mais pas d'olivine

7 Le Puy de Louchadière:

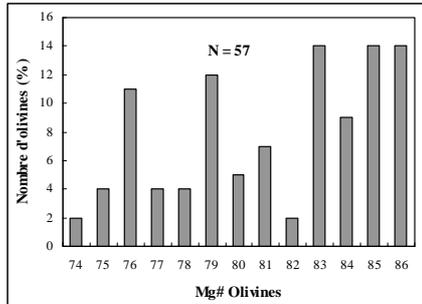
	X	Y
UMT 31	496.050	5078.250
Lambert II	647.574	2095.466



Echantillonnage en carrière
Très peu d'olivine dont voici la distribution sur 24
cristaux analysés

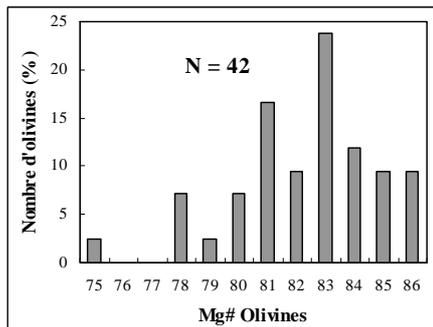
8 Le Puy de Tunistet:

	X	Y
UMT 31	497.075	5077.950
Lambert II	648.602	2095.174



Echantillonnage en carrière mais très peu d'olivine
dont voici la distribution sur 57 cristaux
Olivines trop petites et finalement peu d'inclusions
exploitables par rapport à la gamme d'olivine

9 Le Puy de Bleymas:



	X	Y
UMT 31	498.625	5077.725
Lambert II	650.154	2094.962

Echantillonnage en carrière mais pas d'olivine

10 Le Puy Chaumont:

	X	Y
UMT 31	498.125	5074.925
Lambert II	649.678	2092.157

Volcan retenu pour l'étude

11 Le Puy de Lemptegy:

	X	Y
UMT 31	495.975	5073.950
Lambert II	647.535	2091.163

Echantillonnage en carrière mais pas d'olivine

12 Le Petit Sarcoui:

	X	Y
UMT 31	498.350	5073.920
Lambert II	649.911	2091.153

Echantillonnage en carrière
Quelques olivines dont voici la distribution sur 41
cristaux analysés

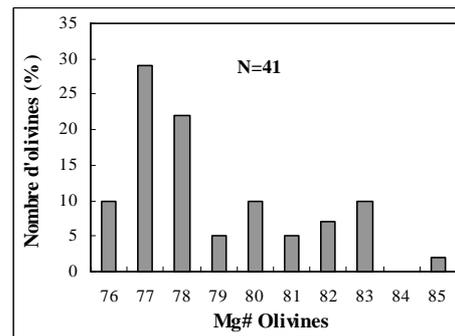
13 Le Puy des Goules:

	X	Y
UMT 31	498.825	5072.920
Lambert II	650.395	2090.157

Echantillonnage en talus et pas d'olivines

14 Le Puy de Fraisse:

	X	Y
UMT 31	496.900	5072.225
Lambert II	648.475	2089.446



Echantillonnage en talus
Quelques olivines dont voici la distribution sur 42
cristaux analysés (à gauche)

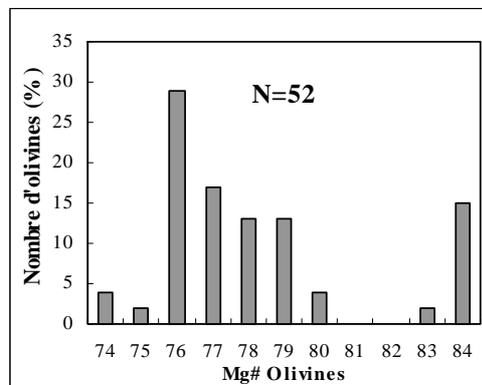
15 Le Grand Suchet:

	X	Y
UMT 31	496.000	5070.750
Lambert II	647.587	2087.962

Echantillonnage en talus et pas d'olivines

16 Le Petit Puy de Dôme:

	X	Y
UMT 31	497.550	5069.400
Lambert II	649.149	2086.625



Echantillonnage en talus
Olivines dont voici la distribution sur 52 cristaux analysés

17 Le Grand Sault:

	X	Y
UMT 31	496.050	5068.125
Lambert II	647.659	2085.337

Echantillonnage en talus et pas d'olivines

18 Le Puy de Gravenoire:

	X	Y
UMT 31	504.100	5066.450
Lambert II	655.726	2083.729

Echantillonnage en carrière et quelques olivines, mais aucune analysée car pas d'inclusion en quantité suffisante

19 Le Puy de la Moreno:

	X	Y
UMT 31	495.825	5065.200
Lambert II	647.459	2082.409

Echantillonnage en talus et pas d'olivine, mais beaucoup de plagioclases; beaucoup de saupoudrage de nature trachytique.

20 Le Puy de Barre:

	X	Y
UMT 31	495.180	5064.775
Lambert II	646.817	2081.978

Echantillonnage en carrière et pas d'olivine mais beaucoup d'hématite

21 Le Puy de la Vache:

	X	Y
UMT 31	497.125	5060.970
Lambert II	648.795	2078.188

Volcan retenu pour l'étude

22 Le Puy de la Taupe:

	X	Y
UMT 31	495.425	5058.750
Lambert II	647.112	2075.952

Volcan retenu pour l'étude

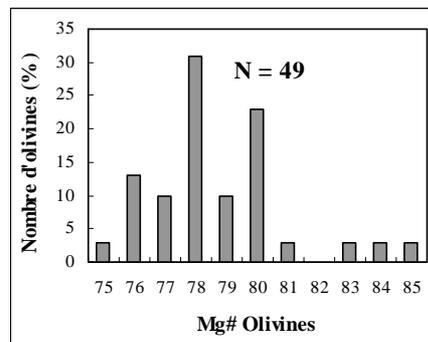
23 Le Puy de la Combegrasse:

	X	Y
UMT 31	495.775	5057.225
Lambert II	647.476	2074.430

Echantillonnage en carrière et pas d'olivine

24 Le Puy de la Rodde:

	X	Y
UMT 31	496.875	5056.300
Lambert II	648.584	2073.514



Echantillonnage en talus
Peu d'olivines mais de beaux clinopyroxènes automorphes pluri-millimétriques visible à l'œil nu dans l'échantillon.

ANNEXE II: MINERAUX-FILS

	Cpx B1	Cpx B2	Cpx B3	Cpx B4	Cpx B5	Cpx B6	Cpx B7	Cpx B8	Cpx B9	Cpx B10	Cpx B11	Cpx B12	Cpx B13	Cpx B14	Cpx B15	Cpx B16	Cpx B17	Cpx B18	Cpx B19	Cpx B20	Cpx B21	Cpx B22	Cpx B23	Cpx B24	Cpx B25	Cpx B26
SiO₂	48,71	47,76	44,64	43,41	45,4	48,5	47,89	45,64	45,38	46,39	42,63	44,14	49,22	48,52	44,71	43,1	45,14	47,45	43,57	44,24	46,32	41,19	43,08	40,2	41,88	47,31
TiO₂	1,75	2	3,53	4,12	3,12	2,16	2,17	2,69	2,82	2,44	4,29	3,74	1,64	1,88	2,79	3,8	3,08	1,98	3,68	3,35	3,29	4,42	4,1	4,76	4,46	2,47
Al₂O₃	3,01	3,11	7,63	8,47	6,27	4	3,83	7,87	7,17	7,38	11,4	8,19	4,17	4,71	6,91	8,3	7,16	5,78	8,7	8,04	6,24	10,55	9,21	13,03	12,5	6,51
Fe₂O₃	5,35	4,88	4,71	4,06	5,08	3,78	4,86	6,08	4,9	4,71	3,61	4,74	4,25	3,72	6,62	5,75	4,93	5,61	5,43	4,74	3,22	6,06	4,12	6,27	3,51	3,76
FeO	3,45	4,03	3,74	3,9	4,09	4,9	4,06	1,79	2,42	2,24	4,2	2,5	2,95	3,5	1,13	2,02	2,86	1,86	2,73	2,79	3,86	2,66	1,66	1,42	3,36	2,25
MnO	0,12	0,35	0,18	0,09	0,34	0,19	0,06	0,12	0,07	0,14	0,06	0,19	0,09	0,08	0,04	0,04	0,02	0,08	0,09	0,08	0,15	0,11	0,08	0,09	0,1	0,1
MgO	14,95	13,88	12,5	11,81	12,75	13,9	14,29	13,42	13,21	13,52	10,72	12,49	15,32	14,67	13,27	12,47	13,2	14,27	12,61	12,51	13,23	10,68	12,5	10,51	11,02	13,95
CaO	21,59	21,39	22,12	22,33	21,84	22	21,42	22,64	22,54	22,71	22,5	22,38	22,33	22,39	22,59	22,24	22,09	22,68	22,21	22,22	22,35	22,43	22,54	22,69	22,65	23,12
Na₂O	0,39	0,48	0,44	0,42	0,41	0,38	0,44	0,46	0,4	0,43	0,55	0,54	0,29	0,27	0,47	0,47	0,44	0,43	0,35	0,48	0,45	0,58	0,48	0,63	0,42	0,42
K₂O	0,04	0,04	0	0,01	0,02	0,04	0,05	0,01	0,01	0,02	0,03	0	0,01	0,02	0,01	0	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01
Total	99,47	97,92	99,65	99,01	99,4	99,86	99,14	100,91	98,92	100,29	99,99	99,18	100,49	99,79	98,54	98,38	99,66	100,27	99,73	98,53	99,4	98,68	98,15	99,7	99,98	99,97

Si	1,8226	1,8218	1,678	1,6451	1,7142	1,8125	1,8011	1,6836	1,7069	1,7172	1,5974	1,6613	1,8127	1,802	1,6899	1,6378	1,691	1,7556	1,6349	1,675	1,7366	1,5707	1,6319	1,5109	1,5645	1,751
Ti	0,0493	0,0574	0,0999	0,1174	0,0887	0,0607	0,0612	0,0747	0,0798	0,0678	0,1207	0,106	0,0454	0,0525	0,0794	0,1087	0,0867	0,055	0,104	0,0954	0,0928	0,1267	0,1167	0,1345	0,1253	0,0687
Al	0,1326	0,1397	0,3381	0,3784	0,2789	0,176	0,1699	0,3422	0,3178	0,3218	0,5031	0,3633	0,1808	0,206	0,308	0,3717	0,3161	0,252	0,3847	0,3586	0,2755	0,4742	0,4111	0,5774	0,5501	0,284
Fe³⁺	0,1506	0,14	0,1332	0,1158	0,1443	0,1063	0,1374	0,1689	0,1387	0,1311	0,1017	0,1342	0,1178	0,1039	0,1883	0,1645	0,139	0,1561	0,1533	0,1351	0,091	0,174	0,1174	0,1775	0,0986	0,1047
Fe²⁺	0,1081	0,1287	0,1176	0,1235	0,1291	0,1532	0,1277	0,0551	0,0763	0,0694	0,1316	0,0787	0,0909	0,1088	0,0356	0,0643	0,0896	0,0576	0,0858	0,0882	0,121	0,0847	0,0526	0,0448	0,1049	0,0698
Mn	0,0038	0,0113	0,0057	0,0028	0,011	0,0061	0,0018	0,0038	0,0021	0,0043	0,0019	0,0061	0,0029	0,0024	0,0014	0,0013	0,0007	0,0025	0,0029	0,0026	0,0048	0,0036	0,0024	0,0028	0,0032	0,0031
Mg	0,8337	0,7893	0,7004	0,6672	0,7174	0,7743	0,801	0,738	0,7404	0,7461	0,5989	0,7006	0,8408	0,8121	0,7479	0,7062	0,7368	0,7867	0,7053	0,7058	0,7392	0,607	0,7057	0,5886	0,6134	0,7694
Ca	0,8655	0,8741	0,8906	0,9066	0,8834	0,881	0,8632	0,895	0,9082	0,9008	0,9034	0,9023	0,8812	0,8909	0,9148	0,9055	0,8864	0,8991	0,893	0,9013	0,8977	0,9162	0,9149	0,9138	0,9065	0,9166
Na	0,0286	0,0358	0,0317	0,0309	0,03	0,0274	0,0321	0,0329	0,0292	0,0312	0,0399	0,0397	0,0207	0,0192	0,0344	0,0345	0,0318	0,0311	0,0251	0,0352	0,0327	0,0427	0,0355	0,0463	0,0306	0,03
K	0,0018	0,0021	0	0,0003	0,001	0,002	0,0022	0,0003	0,0007	0,0011	0,0013	0	0,0005	0,0009	0,0004	0,0001	0,0003	0,0012	0,0008	0,001	0,0006	0,0003	0,0009	0,0014	0,0003	0,0005

Wo	0,391	0,396	0,334	0,334	0,347	0,383	0,377	0,327	0,347	0,343	0,311	0,335	0,373	0,373	0,343	0,326	0,332	0,355	0,316	0,336	0,364	0,307	0,332	0,28	0,298	0,368
En	0,417	0,395	0,35	0,334	0,359	0,387	0,401	0,369	0,37	0,373	0,299	0,35	0,42	0,406	0,374	0,353	0,368	0,393	0,353	0,353	0,37	0,303	0,353	0,294	0,307	0,385
Fs	0,054	0,064	0,059	0,062	0,065	0,077	0,064	0,028	0,038	0,035	0,066	0,039	0,045	0,054	0,018	0,032	0,045	0,029	0,043	0,044	0,06	0,042	0,026	0,022	0,052	0,035
Acmite	0,03	0,038	0,032	0,031	0,031	0,029	0,034	0,033	0,03	0,032	0,041	0,04	0,021	0,02	0,035	0,035	0,032	0,032	0,026	0,036	0,033	0,043	0,036	0,048	0,031	0,03
Jadite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaAl₂SiO₆	0	0	0,016	0,023	0	0	0	0,026	0,025	0,039	0,101	0,025	0	0,008	0	0,009	0,007	0,008	0,02	0,034	0,012	0,045	0,043	0,088	0,115	0,035
CaFeAlSiO₆	0,031	0,025	0,101	0,085	0,1	0,054	0,045	0,136	0,109	0,099	0,061	0,094	0,084	0,084	0,149	0,13	0,107	0,124	0,127	0,099	0,058	0,131	0,081	0,13	0,068	0,074
CaTiAl₂O₆	0,004	0	0,005	0,012	0,002	0,001	0,002	0,005	0	0,009	0	0,008	0,006	0,001	0	0,005	0,022	0,003	0,01	0,002	0,008	0	0,011	0,002	0,003	0,002

Annexe II-1: Analyses et formules structurales des clinopyroxènes-fils du Puy Beaunit (Cpx Bn) et du Puy Chaumont (Cpx Cn) normalisées sur la base de 4 cations et de 6 oxygènes

	Cpx B27	Cpx B28	Cpx B29	Cpx B30	Cpx B31	Cpx B32	Cpx B33	Cpx B34	Cpx B35	Cpx B36	Cpx B37	Cpx B38	Cpx B39	Cpx B40	Cpx B41	Cpx B42	Cpx B43	Cpx B44	Cpx B45	Cpx B46	Cpx B47	Cpx B48	Cpx B49	Cpx B50	Cpx B51	Cpx B52
SiO ₂	47,67	42,17	42,62	44,51	42,42	43,23	42,82	42,47	44,74	44,61	47,08	46,53	42,96	40,39	46,12	44,56	46,39	47,89	48,29	42,31	40,07	45,06	43,86	44,1	43,76	45,92
TiO ₂	2,27	3,06	3,74	3,11	3,02	4,03	4,03	4,38	3,12	3,02	3,03	3,57	5,18	4,72	2,68	2,97	1,84	1,47	1,23	3,72	4,85	3,27	3,43	2,96	2,95	2,41
Al ₂ O ₃	6,48	11,94	10,3	9,32	11,65	10,74	12,27	11,83	8,78	8,37	5,57	6,38	9,56	12,11	7,92	9,02	6,54	5,62	5,01	10,06	11,85	8,23	9,99	7,85	8,26	7,3
Fe ₂ O ₃	2,85	6,89	5,42	4,67	4,78	4,24	0	3,22	4,79	4,98	2,75	3,75	3,89	5,23	4,17	4,29	5,73	4,5	4,7	6,52	6,81	4,12	3,49	5,18	5,79	5,57
FeO	4,05	1,72	2,15	2,8	2,2	3,51	5,53	3,75	1,67	2,3	3,53	3,55	3,42	4,3	2,94	3,79	0,7	1,28	1,11	2,12	1,86	3,35	4,09	2,08	2,12	2,12
MnO	0,16	0,17	0,01	0,09	0,11	0,16	0,08	0,05	0,07	0,19	0,06	0,07	0,09	0,09	0,14	0,05	0,06	0,08	0,06	0,1	0,01	0,21	0,05	0,12	0,06	0,19
MgO	13,65	10,93	11,53	12,53	10,91	11,27	8,74	10,93	13,2	12,81	13,95	13,48	11,98	9,34	13,15	11,86	14,54	15,13	15,21	11,83	10,58	12,43	11,55	12,79	12,33	13,57
CaO	22,5	22,78	22,31	22	22,72	22,36	20,29	22,63	22,71	22,53	22,54	22,2	22,4	22,34	22,36	22,4	21,76	21,69	21,87	22,19	22,23	22,4	22,43	22,15	22,4	22,4
Na ₂ O	0,35	0,55	0,62	0,54	0,55	0,61	0,52	0,52	0,4	0,39	0,36	0,59	0,52	0,61	0,5	0,49	0,55	0,53	0,53	0,46	0,65	0,52	0,43	0,44	0,45	0,4
K ₂ O	0,01	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,17	0,01	0,03	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0	0,01	0,03	0,02	0,02	0	0,02	0	0,01	0
Total	100,08	100,35	98,96	99,71	98,49	100,28	94,62	99,8	99,91	99,5	98,91	100,19	100,07	99,25	100,11	99,5	98,83	98,93	98,89	99,33	98,92	99,64	99,34	98,17	98,13	99,91

Si	1,7672	1,5737	1,6084	1,661	1,6049	1,6126	1,6937	1,5896	1,6628	1,6707	1,7654	1,7286	1,6074	1,539	1,7109	1,673	1,7332	1,7811	1,7973	1,5957	1,523	1,6865	1,6488	1,6743	1,6645	1,7089
Ti	0,0631	0,0857	0,1061	0,0873	0,086	0,1132	0,12	0,1232	0,0872	0,0851	0,0854	0,0997	0,1459	0,1352	0,0748	0,0839	0,0517	0,0412	0,0344	0,1056	0,1387	0,092	0,0968	0,0845	0,0843	0,0674
Al	0,2831	0,5251	0,4582	0,4097	0,5196	0,4722	0,5718	0,5218	0,3847	0,3693	0,2463	0,2796	0,4214	0,5441	0,3463	0,399	0,2881	0,2462	0,2196	0,4472	0,531	0,3629	0,4424	0,3515	0,3704	0,3203
Fe ³⁺	0,0794	0,1935	0,154	0,1311	0,1361	0,1191	0	0,0907	0,1339	0,1402	0,0776	0,1047	0,1096	0,1501	0,1164	0,1213	0,161	0,126	0,1318	0,185	0,1946	0,116	0,0988	0,1479	0,1656	0,156
Fe ²⁺	0,1256	0,0537	0,0679	0,0875	0,0695	0,1095	0,183	0,1174	0,0519	0,0721	0,1106	0,1102	0,107	0,1371	0,0913	0,1189	0,0218	0,0399	0,0347	0,0668	0,0591	0,1048	0,1286	0,0662	0,0675	0,0661
Mn	0,0051	0,0052	0,0002	0,0027	0,0034	0,005	0,0026	0,0016	0,0023	0,0059	0,0018	0,0022	0,0029	0,0028	0,0043	0,0016	0,002	0,0026	0,002	0,0033	0,0002	0,0067	0,0014	0,0038	0,002	0,006
Mg	0,7544	0,6081	0,6488	0,6969	0,6151	0,6266	0,5155	0,6099	0,7309	0,715	0,7799	0,7465	0,6682	0,5307	0,7268	0,6636	0,8098	0,8388	0,8441	0,6648	0,5992	0,6933	0,6472	0,7236	0,6993	0,7529
Ca	0,8937	0,9105	0,9024	0,8794	0,9209	0,8937	0,8596	0,9077	0,9042	0,904	0,9056	0,8836	0,8978	0,912	0,8887	0,9011	0,8712	0,8642	0,872	0,8969	0,9052	0,8984	0,9035	0,9009	0,9128	0,893
Na	0,0255	0,0396	0,0457	0,039	0,04	0,044	0,04	0,0375	0,0288	0,0287	0,0265	0,0422	0,038	0,0453	0,0361	0,0353	0,0398	0,0379	0,0379	0,0339	0,0479	0,0377	0,0314	0,0322	0,0329	0,0291
K	0,0003	0,0013	0,002	0,0019	0,0009	0,0015	0,0085	0,0007	0,0015	0,0007	0	0,0007	0,0006	0,0005	0,0012	0,0005	0,0002	0,0005	0,0015	0,0009	0,0011	0	0,001	0	0,0007	0,0001

Wo	0,362	0,285	0,308	0,314	0,306	0,31	0,337	0,31	0,327	0,33	0,378	0,356	0,326	0,293	0,337	0,329	0,328	0,343	0,352	0,299	0,283	0,338	0,325	0,33	0,331	0,335
En	0,377	0,304	0,324	0,348	0,308	0,313	0,258	0,305	0,365	0,358	0,39	0,373	0,334	0,265	0,363	0,332	0,405	0,419	0,422	0,332	0,3	0,347	0,324	0,362	0,35	0,376
Fs	0,063	0,027	0,034	0,044	0,035	0,055	0,091	0,059	0,026	0,036	0,055	0,055	0,054	0,069	0,046	0,059	0,011	0,02	0,017	0,033	0,03	0,052	0,064	0,033	0,034	0,033
Acmite	0,026	0,041	0,048	0,041	0,041	0,046	0	0,038	0,03	0,029	0,026	0,043	0,039	0,046	0,037	0,036	0,04	0,038	0,039	0,035	0,049	0,038	0,032	0,032	0,034	0,029
Jadeite	0	0	0	0	0	0	0,049	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaAlSiO ₆	0,05	0,099	0,067	0,071	0,124	0,085	0,061	0,111	0,048	0,04	0,012	0,008	0,029	0,083	0,057	0,072	0,021	0,027	0,017	0,043	0,054	0,049	0,091	0,026	0,035	0,029
CaFeAlSiO ₆	0,054	0,153	0,106	0,09	0,095	0,074	0	0,053	0,104	0,111	0,051	0,062	0,071	0,104	0,079	0,085	0,121	0,088	0,092	0,15	0,146	0,078	0,066	0,116	0,132	0,127
CaTiAlO ₆	0,003	0,003	0,006	0,003	0,004	0,003	0,005	0	0,012	0,008	0,001	0,002	0,001	0,003	0,003	0,002	0,021	0,022	0,025	0	0	0,002	0	0,015	0	0

Annexe II-1: Analyses et formules structurales des clinopyroxènes-fils du Puy Beaunit (Cpx Bn) et du Puy Chaumont (Cpx Cn) normalisées sur la base de 4 cations et de 6 oxygènes

	CpxB53	CpxB54	CpxB55	CpxB56	CpxB57	CpxB58	CpxB59	CpxB60	CpxB61	CpxB62	CpxB63	CpxB64	CpxB65	CpxB66	CpxB67	CpxB68	CpxB69	CpxB70	CpxB71	CpxB72	CpxB73	CpxC1	CpxC2	CpxC3	CpxC4	CpxC5
SiO ₂	42,7	42,02	46,09	41,3	39,42	40,33	40,95	42,28	41,09	41,96	41,48	39,34	41,21	45	42,37	43,24	41,66	46,36	46,49	40,08	42,93	38,62	42,09	41,89	43,01	46,54
TiO ₂	3,65	3,79	2,65	4,46	5,21	4,62	4,66	3,9	4,7	3,69	4,4	5,58	4,13	3,22	3,81	2,81	3,95	2,84	1,98	4,93	4,13	5,32	3,22	3,36	3,14	2,93
Al ₂ O ₃	10,57	10,54	7,71	11,43	12,32	12,22	11,37	10,45	12,82	12,62	12,09	12,73	12,22	7,32	9,13	7,94	11,73	7,59	7,16	12,3	11,14	13,11	12,25	11,95	13,75	8,19
Fe ₂ O ₃	5,51	6,75	4,81	5,31	6,28	6,41	5,06	5,5	4,35	4,19	5,18	5,3	5,35	4,61	7,42	6,94	5,36	3,27	5,04	6,93	4,32	6,80	5,85	6,87	2,46	2,24
FeO	2,58	2,95	2,92	3,42	2,79	2,52	3,66	2,68	3,5	2,62	2,65	2,74	2,05	2,38	0,63	0	3,04	3,14	0,7	1,34	3,33	2,56	3,33	2,46	6,24	4,35
MnO	0,1	0,03	0,17	0,06	0,02	0,06	0,04	0,19	0,13	0,17	0,01	0,11	0,15	0,03	0,13	0	0,14	0,1	0	0,15	0,14	0,10	0,02	0,09	0,04	0,11
MgO	11,44	10,95	13,42	10,41	9,97	10,23	10,24	10,95	10,28	10,69	10,82	10,12	10,77	13,43	12,49	13,13	10,45	13,38	14,46	10,67	11,3	9,54	10,17	10,65	8,78	12,72
CaO	22,36	21,81	21,64	22,26	22,05	22,43	22,06	22,47	22,27	22,65	22,21	22,44	22,71	22,35	22,44	22,55	22,54	21,91	21,85	22,83	22,65	22,18	20,81	21,73	21,64	22,76
Na ₂ O	0,57	0,69	0,6	0,61	0,63	0,61	0,62	0,61	0,6	0,56	0,67	0,5	0,53	0,36	0,5	0,48	0,58	0,61	0,62	0,55	0,52	0,62	1,00	0,77	0,85	0,43
K ₂ O	0	0	0	0,01	0,02	0	0,03	0,02	0,03	0	0,01	0,03	0,01	0,01	0	0	0,01	0	0,02	0,01	0,01	0,03	0,05	0,06	0,05	0,18
Total	99,53	99,53	100,08	99,34	98,8	99,52	98,71	99,1	99,77	99,21	99,53	98,91	99,22	99,08	98,97	97,1	99,56	99,49	99,96	99,86	100,56	98,88	98,79	99,83	99,96	100,45

Si	1,6048	1,5872	1,7104	1,5637	1,5053	1,5259	1,5612	1,5999	1,5444	1,5768	1,5594	1,4976	1,5537	1,6901	1,6008	1,6537	1,5709	1,726	1,7175	1,5089	1,5972	1,48	1,59	1,57	1,61	1,72
Ti	0,1032	0,1076	0,074	0,127	0,1497	0,1314	0,1337	0,111	0,1328	0,1043	0,1243	0,1598	0,1171	0,0909	0,1083	0,0807	0,1121	0,0795	0,0551	0,1396	0,1155	0,15	0,09	0,10	0,09	0,08
Al	0,4681	0,4693	0,3371	0,51	0,5547	0,545	0,5111	0,466	0,5678	0,5591	0,5358	0,571	0,5429	0,3239	0,4066	0,358	0,5214	0,3331	0,3115	0,5457	0,4885	0,59	0,55	0,53	0,61	0,36
Fe ³⁺	0,1557	0,192	0,1343	0,1514	0,1805	0,1826	0,1453	0,1567	0,1231	0,1186	0,1464	0,1519	0,1518	0,1302	0,2109	0,1997	0,152	0,0916	0,1401	0,1962	0,1209	0,20	0,17	0,19	0,07	0,06
Fe ²⁺	0,081	0,093	0,0905	0,1082	0,0892	0,0797	0,1168	0,0849	0,11	0,0823	0,0834	0,0873	0,0647	0,0748	0,0198	0	0,0958	0,0978	0,0215	0,0423	0,1037	0,08	0,11	0,08	0,20	0,13
Mn	0,0031	0,0011	0,0054	0,0018	0,0008	0,0019	0,0013	0,006	0,004	0,0054	0,0002	0,0037	0,0048	0,001	0,0043	0	0,0043	0,0031	0	0,0049	0,0045	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,641	0,6162	0,7423	0,5875	0,5676	0,5767	0,5817	0,6176	0,576	0,5991	0,6062	0,5745	0,6055	0,752	0,703	0,7482	0,5873	0,7423	0,796	0,5989	0,6268	0,54	0,57	0,60	0,49	0,70
Ca	0,9003	0,8827	0,8604	0,9029	0,9023	0,9094	0,9013	0,9109	0,8966	0,9121	0,8947	0,9153	0,9176	0,8995	0,9083	0,9241	0,9104	0,8739	0,865	0,9209	0,9028	0,91	0,84	0,87	0,87	0,90
Na	0,0413	0,0508	0,0429	0,0446	0,0467	0,0447	0,0456	0,0447	0,0438	0,0412	0,0488	0,037	0,0384	0,0265	0,0368	0,0356	0,0421	0,044	0,0442	0,0404	0,0372	0,05	0,07	0,06	0,06	0,03
K	0	0,0001	0,0001	0,0005	0,0008	0,0001	0,0012	0,001	0,0014	0	0,0007	0,0013	0,0007	0,0003	0	0	0,0005	0,0002	0,0009	0,0003	0,0003	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01

Wo	0,304	0,289	0,322	0,297	0,279	0,283	0,298	0,311	0,287	0,297	0,289	0,286	0,294	0,34	0,309	0,334	0,297	0,34	0,319	0,285	0,308	0,27	0,26	0,27	0,28	0,35
En	0,321	0,308	0,371	0,294	0,284	0,288	0,291	0,309	0,288	0,3	0,303	0,287	0,303	0,376	0,352	0,374	0,294	0,371	0,398	0,299	0,313	0,27	0,29	0,30	0,25	0,35
Fs	0,041	0,047	0,045	0,054	0,045	0,04	0,058	0,042	0,055	0,041	0,042	0,044	0,032	0,037	0,01	0	0,048	0,049	0,011	0,021	0,052	0,04	0,05	0,04	0,10	0,07
Acmite	0,041	0,051	0,043	0,045	0,048	0,045	0,047	0,046	0,045	0,041	0,05	0,038	0,039	0,027	0,037	0,036	0,043	0,044	0,045	0,041	0,038	0,05	0,08	0,06	0,07	0,03
Jadeite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaAl ₂ SiO ₆	0,073	0,057	0,048	0,074	0,06	0,071	0,072	0,066	0,112	0,136	0,095	0,069	0,097	0,014	0,007	0,012	0,092	0,059	0,029	0,055	0,086	0,07	0,14	0,10	0,21	0,08
CaFeAlSiO ₆	0,114	0,141	0,091	0,106	0,133	0,138	0,098	0,111	0,078	0,077	0,097	0,114	0,113	0,103	0,174	0,164	0,109	0,047	0,095	0,155	0,083	0,15	0,09	0,14	0,00	0,03
CaTiAlO ₆	0,001	0	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0	0,001	0	0,001	0,003	0,011	0,001	0	0,003	0,008	0,048	0,002	0,003	0,15	0,09	0,10	0,09	0,08

Annexe II-1: Analyses et formules structurales des clinopyroxènes-fils du Puy Beaunit (Cpx Bn) et du Puy Chaumont (Cpx Cn) normalisées sur la base de 4 cations et de 6 oxygènes

	Cpx C6	Cpx C7	Cpx C8	Cpx C9	Cpx C10	Cpx C11	Cpx C12	Cpx C13	Cpx C14	Cpx C15	Cpx C16	Cpx C17	Cpx C18	Cpx C19	Cpx C20	Cpx C21	Cpx C22	Cpx C23	Cpx C24	Cpx C25	Cpx C26	Cpx C27	Cpx C28	Cpx C29	Cpx C30	Cpx C31	Cpx C32
SiO ₂	39,66	40,40	41,09	45,82	41,66	39,06	39,10	38,69	41,14	39,67	41,05	41,70	41,12	40,06	43,88	42,77	40,00	47,44	47,87	41,90	43,43	42,80	47,39	48,10	47,59	47,35	42,04
TiO ₂	5,25	5,23	4,12	2,95	4,49	4,96	4,63	4,82	3,97	5,25	4,38	4,24	2,27	4,50	1,54	3,56	4,69	2,98	2,81	4,35	3,39	4,31	2,98	2,56	2,72	3,84	5,49
Al ₂ O ₃	13,14	11,81	10,57	7,66	12,29	13,35	13,79	13,94	12,50	13,11	12,42	12,44	13,26	13,57	12,49	10,10	11,49	6,03	5,45	12,29	11,88	12,16	5,15	4,25	4,65	4,98	7,20
Fe ₂ O ₃	5,26	4,72	5,67	3,77	5,16	6,23	5,07	6,75	3,56	4,54	3,62	4,04	6,91	4,75	7,10	6,10	6,99	1,13	1,05	3,81	3,24	1,57	2,31	3,48	4,09	8,46	4,71
FeO	4,17	6,18	5,67	4,99	5,91	5,33	6,09	6,51	6,90	6,26	6,37	6,07	2,81	3,71	1,71	1,96	1,94	8,76	8,79	3,26	3,81	5,48	7,85	6,88	6,48	3,86	7,59
MnO	0,06	0,21	0,09	0,02	0,15	0,15	0,13	0,24	0,00	0,07	0,18	0,02	0,19	0,01	0,13	0,21	0,00	0,09	0,24	0,15	0,01	0,05	0,25	0,22	0,23	0,36	0,18
MgO	9,60	9,46	10,03	13,03	9,60	8,12	7,50	7,51	8,11	7,77	8,11	8,88	9,53	9,78	11,57	12,39	10,72	11,48	11,73	10,68	11,33	10,38	12,10	13,61	13,06	11,08	9,35
CaO	21,88	20,76	20,66	21,17	20,47	21,57	21,37	20,61	22,13	21,94	22,42	22,44	21,22	21,43	20,24	21,08	21,79	20,84	21,05	22,15	21,86	22,10	20,97	20,51	20,90	19,85	21,39
Na ₂ O	0,58	0,65	0,54	0,42	0,85	0,70	0,77	0,79	0,59	0,76	0,68	0,63	0,82	0,66	1,02	0,63	0,64	0,64	0,56	0,67	0,62	0,58	0,55	0,44	0,52	0,90	0,72
K ₂ O	0,11	0,13	0,12	0,11	0,12	0,05	0,03	0,09	0,06	0,08	0,05	0,10	0,03	0,08	0,06	0,17	0,01	0,03	0,02	-	-	-	0,25	0,14	0,01	-	0,49
Total	99,71	99,55	98,56	99,94	100,70	99,52	98,48	99,95	98,96	99,45	99,28	100,56	98,16	98,55	99,74	98,97	98,27	99,42	99,57	99,26	99,57	99,43	99,80	100,19	100,25	100,68	99,16

Si	1,50	1,54	1,58	1,71	1,56	1,49	1,51	1,48	1,58	1,52	1,57	1,57	1,57	1,52	1,63	1,61	1,53	1,79	1,81	1,58	1,62	1,61	1,79	1,80	1,78	1,68	1,63
Ti	0,15	0,15	0,12	0,08	0,13	0,14	0,13	0,14	0,11	0,15	0,13	0,12	0,07	0,13	0,04	0,10	0,13	0,08	0,08	0,12	0,10	0,12	0,08	0,07	0,08	0,11	0,16
Al	0,59	0,53	0,48	0,34	0,54	0,60	0,63	0,63	0,56	0,59	0,56	0,55	0,60	0,61	0,55	0,45	0,52	0,27	0,24	0,54	0,52	0,54	0,23	0,19	0,21	0,23	0,33
Fe ³⁺	0,15	0,14	0,16	0,11	0,15	0,18	0,15	0,19	0,10	0,13	0,10	0,11	0,20	0,14	0,20	0,17	0,20	0,03	0,03	0,11	0,09	0,04	0,07	0,10	0,12	0,25	0,14
Fe ²⁺	0,13	0,20	0,18	0,16	0,19	0,17	0,20	0,21	0,22	0,20	0,20	0,19	0,09	0,12	0,05	0,06	0,06	0,28	0,28	0,10	0,12	0,17	0,25	0,22	0,20	0,13	0,25
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,54	0,54	0,58	-	0,54	0,46	0,43	0,43	0,46	0,44	0,46	0,50	0,54	0,55	0,64	0,70	0,61	0,65	0,66	0,60	0,63	0,58	0,68	0,76	0,73	0,66	0,54
Ca	0,89	0,85	0,85	0,85	0,82	0,88	0,88	0,84	0,91	0,90	0,92	0,91	0,87	0,87	0,80	0,85	0,89	0,84	0,85	0,89	0,87	0,89	0,85	0,82	0,84	0,84	0,89
Na	0,04	0,05	0,04	0,03	0,06	0,05	0,06	0,06	0,04	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,07	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,07	0,05
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	-	-	-	0,01	0,01	0,00		0,23

Wo	0,27	0,27	0,28	0,32	0,26	0,26	0,26	0,23	0,30	0,28	0,31	0,30	0,25	0,26	0,24	0,28	0,28	0,36	0,37	0,30	0,30	0,31	0,36	0,35	0,36	0,36	0,36
En	0,27	0,27	0,29	0,36	0,27	0,23	0,22	0,21	0,23	0,22	0,23	0,25	0,27	0,28	0,32	0,35	0,31	0,32	0,33	0,30	0,32	0,29	0,34	0,38	0,37	0,33	0,27
Fs	0,07	0,10	0,09	0,08	0,09	0,09	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,05	0,06	0,03	0,03	0,03	0,14	0,14	0,05	0,06	0,09	0,12	0,11	0,10	0,06	0,12
Acmite	0,04	0,05	0,04	0,03	0,07	0,06	0,06	0,07	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,09	0,05	0,05	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,08	0,06
Jadeite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaAl ₂ SiO ₆	0,09	0,07	0,06	0,05	0,11	0,10	0,14	0,11	0,14	0,11	0,13	0,12	0,17	0,17	0,17	0,06	0,05	0,04	0,03	0,12	0,14	0,15	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
CaFeAlSiO ₆	0,11	0,09	0,12	0,07	0,08	0,12	0,08	0,13	0,05	0,07	0,05	0,07	0,13	0,13	0,11	0,12	0,15	0,00	0,00	0,06	0,05	0,00	0,02	0,04	0,05	0,00	0,01
CaTiAlO ₆	0,15	0,15	0,12	0,08	0,13	0,14	0,13	0,14	0,11	0,15	0,13	0,12	0,07	0,13	0,04	0,10	0,14	0,09	0,08	0,12	0,10	0,12	0,09	0,07	0,08	0,12	0,16

Annexe II-1: Analyses et formules structurales des clinopyroxènes-fils du Puy Beaunit (Cpx Bn) et du Puy Chaumont (Cpx Cn) normalisées sur la base de 4 cations et de 6 oxygènes

	Plagio B1	Plagio B2	Plagio B3	plagio B4	Plagio B5	Plagio B6	Plagio B7	Plagio B8	Plagio B9	plagio B10	Plagio B11	Plagio B12	Plagio B13	plagio B14	Plagio B15	plagio B16	plagio B17	plagio B18	plagio C1	plagio C2	plagio C3	plagio C4	plagio C5	plagio C6	plagio C7	plagio C8	plagio C9	plagio C10
SiO ₂	49,29	50,29	50,22	50,51	51,67	52,16	51,61	51,5	52,09	51,91	50,9	51,2	53,1	50,34	51,63	50,89	51,05	50,78	52,2	54,13	52,31	50,38	51,07	51,13	51,64	54,8	51,48	55,45
TiO ₂	0,15	0,13	0,13	0,21	0,25	0,2	0,19	0,18	0,19	0,17	0,13	0,16	0,25	0,12	0,21	1,2	0,11	0,17	0,16	0,52	0,23	0,13	0,14	0,16	0,2	0,23	0,2	0,38
Al ₂ O ₃	29,16	29,45	29,57	28,55	28,33	28,55	28,35	28,43	28,29	27,97	30,38	29,28	28,39	29,41	28,43	24,27	28,95	28,94	29,37	25,82	27,57	30,32	29,71	29,72	29,13	27,57	28,63	26,29
FeO	1	0,91	1,11	1,15	1,17	0,91	0,9	1,13	0,9	1,29	0,94	1,28	0,84	1,41	1,33	4,35	1,36	1,48	1,44	2,02	2,06	1,2	1,42	1,21	1,27	1,57	1,17	1,86
MnO	0,06	0,07	0	0	0,02	0,03	0,01	0	0	0,03	0,02	0,06	0	0,09	0,08	0,08	0,05	0	0,14	0,05	0,05	0	0,08	0,01	0,04	0	0,03	0
MgO	0,12	0,11	0,15	0,12	0,21	0,11	0,1	0,15	0,09	0,09	0,13	0,14	0,1	0,12	0,15	1,22	0,13	0,18	0,14	0,34	1,23	0,12	0,16	0,16	0,11	0,15	0,12	0,23
CaO	13,45	13,23	13,71	12,71	12,31	12,19	12,31	12,2	11,86	11,76	14,01	12,97	11,48	12,96	11,73	10,66	12,89	12,85	12,79	10,4	11,54	14,12	13,39	13,26	12,8	10,95	12,45	9,7
Na ₂ O	3,47	3,87	3,64	4,13	4,21	4,41	4,33	4,18	4,56	4,62	3,33	3,74	4,55	3,96	4,34	4,64	4	3,86	3,95	5,2	4,16	3,49	3,85	3,84	3,97	4,98	4,48	5,46
K ₂ O	0,36	0,37	0,3	0,45	0,51	0,49	0,47	0,47	0,49	0,52	0,3	0,43	0,6	0,41	0,45	1,03	0,37	0,46	0,42	0,74	0,55	0,25	0,33	0,33	0,4	0,66	0,42	0,95
Total	97,06	98,43	98,83	97,83	98,68	99,05	98,27	98,24	98,47	98,36	100,14	99,26	99,31	98,82	98,35	98,34	98,91	98,72	100,61	99,22	99,7	100,01	100,15	99,82	99,56	100,91	98,98	100,32

Si	2,316	2,325	2,317	2,348	2,381	2,391	2,384	2,384	2,398	2,395	2,319	2,353	2,426	2,320	2,387	2,371	2,351	2,346	2,3664	2,4786	2,3874	2,3005	2,3261	2,3345	2,3633	2,4654	2,3608	2,5054
Ti	0,005	0,005	0,005	0,007	0,009	0,007	0,007	0,006	0,007	0,006	0,004	0,006	0,009	0,004	0,007	0,042	0,004	0,006	0,0056	0,018	0,0077	0,0044	0,0046	0,0056	0,0068	0,0076	0,0068	0,0129
Al	1,614	1,605	1,608	1,564	1,539	1,543	1,544	1,551	1,535	1,521	1,631	1,587	1,529	1,597	1,549	1,333	1,571	1,576	1,5691	1,3937	1,4829	1,6317	1,5948	1,599	1,5713	1,4622	1,5475	1,3999
Fe	0,035	0,032	0,039	0,040	0,041	0,032	0,031	0,039	0,031	0,045	0,032	0,044	0,029	0,049	0,046	0,153	0,047	0,051	0,0491	0,0697	0,0708	0,0412	0,0487	0,0416	0,0438	0,0531	0,0405	0,0632
Mn	0,002	0,003	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,004	0,003	0,003	0,002	0,000	0,0052	0,0021	0,002	0	0,0031	0,0002	0,0017	0	0,0013	0
Mg	0,009	0,008	0,010	0,008	0,014	0,008	0,007	0,010	0,006	0,006	0,009	0,010	0,007	0,008	0,010	0,085	0,009	0,012	0,0094	0,0232	0,0838	0,0079	0,0106	0,0107	0,0075	0,01	0,008	0,0155
Ca	0,677	0,655	0,677	0,633	0,608	0,599	0,609	0,605	0,585	0,581	0,684	0,639	0,562	0,640	0,581	0,532	0,636	0,636	0,621	0,5102	0,5642	0,6907	0,6533	0,6487	0,6276	0,5279	0,6117	0,4697
Na	0,316	0,347	0,326	0,372	0,376	0,392	0,388	0,375	0,407	0,413	0,294	0,333	0,403	0,354	0,389	0,419	0,357	0,346	0,3468	0,4613	0,368	0,3089	0,3398	0,3402	0,3524	0,434	0,3979	0,4785
K	0,021	0,022	0,017	0,027	0,030	0,029	0,028	0,028	0,029	0,031	0,017	0,025	0,035	0,024	0,026	0,061	0,022	0,027	0,0245	0,0433	0,032	0,0147	0,019	0,0195	0,0233	0,038	0,0247	0,0549

An	67	64	66	61	60	59	60	60	57	57	69	64	56	63	58	53	63	63	63	50	59	68	65	64	63	53	59	47
Al	31	34	32	36	37	38	38	37	40	40	30	33	40	35	39	41	35	34	35	46	38	31	34	34	35	43	39	48
Or	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3	2	3	4	2	3	6	2	3	3	4	3	2	2	2	2	4	2	6

Annexe II-2: Analyses et formules structurales des plagioclases-fils du Puy Beaunit (Plagio Bn) et du Puy Chaumont (Plagio Cn) normalisées sur la base de 5 cations et de 8 oxygènes

	Amph C1	Amph C2	Amph C3	Amph C4	Amph C5	Amph C6	Amph C7	Amph C8	Amph C9	Amph C10
SiO2	42,13	41,94	41,24	40,03	39,36	39,48	40,35	40,35	38,99	39,52
TiO2	3,17	3,80	2,28	1,26	5,41	5,66	5,07	5,96	7,06	6,00
Al2O3	13,96	11,68	16,30	15,89	14,97	14,90	14,43	14,34	14,86	12,17
FeO	7,87	9,77	7,11	9,87	11,07	9,00	10,49	10,41	8,90	8,52
Fe2O3	1,75	1,25	2,42	0,44	2,12	3,83	1,35	1,25	2,71	1,11
MnO	0,77	0,61	0,21	0,00	0,07	0,23	0,08	0,20	0,01	0,04
MgO	13,41	13,34	12,65	12,70	10,71	11,82	11,61	11,18	12,07	14,22
CaO	10,74	10,92	9,78	14,04	9,88	9,74	10,99	9,88	9,97	10,23
Na2O	2,69	2,80	3,15	2,52	2,58	2,67	1,92	2,28	2,20	2,89
K2O	1,07	1,13	0,81	0,54	1,11	0,65	0,97	1,34	1,22	2,62
total	97,61	97,27	95,97	97,29	97,28	97,97	97,26	97,23	98,06	97,41

Si	6,14	6,21	6,06	5,92	5,85	5,79	5,96	5,96	5,71	5,87
Ti	0,35	0,42	0,25	0,14	0,60	0,62	0,56	0,66	0,78	0,67
Al	2,40	2,04	2,82	2,77	2,62	2,57	2,51	2,50	2,56	2,13
Fe2	0,96	1,21	0,87	1,22	1,38	1,10	1,29	1,29	1,09	1,06
Fe3	0,19	0,14	0,27	0,05	0,24	0,42	0,15	0,14	0,30	0,12
Mn	0,10	0,08	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00
Mg	2,91	2,94	2,77	2,80	2,37	2,58	2,55	2,46	2,64	3,15
Ca	1,68	1,73	1,54	2,22	1,57	1,53	1,74	1,56	1,56	1,63
Na	0,76	0,80	0,90	0,72	0,74	0,76	0,55	0,65	0,63	0,83
K	0,20	0,21	0,15	0,10	0,21	0,12	0,18	0,25	0,23	0,50

Type	pargasite	pargasite	pargasite	pargasite	kaersutite	kaersutite	kaersutite	kaersutite	kaersutite	kaersutite
-------------	-----------	-----------	-----------	-----------	------------	------------	------------	------------	------------	------------

Annexe II-3: Analyses et formules structurales des amphiboles-filles du Puy Chaumont (Amph Cn)

	Rhon B1	Rhon B2	Rhon B3	Rhon B4	Rhon B5	Rhon B6	Rhon B7	Rhon B8	Rhon B9	Rhon B10	Rhon B11	Rhon B12	Rhon B13	Rhon B14	Rhon B15	Rhon B16	Rhon B17	Rhon B18	Rhon B19	Rhon B20	Rhon B21	Rhon B22	Rhon B23	Rhon B24	Rhon B25	Rhon B26	Rhon B27	Rhon B28
SiO2	24,38	26,32	25,864	26,31	24,60	25,44	23,70	24,93	24,10	24,21	24,31	25,30	28,58	25,77	24,26	25,10	24,47	26,25	26,72	27,18	24,14	29,58	26,68	27,79	29,33	26,81	25,77	28,78
TiO2	9,92	9,681	10,02	8,52	9,66	8,00	8,29	7,54	8,71	8,54	8,27	8,27	8,33	9,27	8,87	9,29	8,77	8,04	7,53	7,75	9,21	7,65	7,31	7,74	7,53	8,94	8,88	8,26
Al2O3	18,74	19,17	19,161	17,08	17,88	17,24	17,80	17,79	17,07	17,97	18,75	18,24	18,04	18,15	18,09	17,55	17,25	16,30	17,64	16,97	17,88	17,94	16,44	19,27	17,94	18,23	18,78	17,16
FeO	9,19	12,27	12,72	9,53	10,31	10,98	7,24	8,74	8,85	12,69	13,55	13,88	17,86	10,83	9,72	9,60	10,03	10,97	11,21	11,88	13,69	19,15	15,33	13,97	12,74	17,50	16,51	18,32
Fe2O3	10,37	5,82	4,86	10,30	10,21	12,48	12,55	11,45	12,64	11,19	9,35	10,39	4,12	7,40	10,05	9,05	10,00	10,48	10,63	8,78	8,77	0,57	9,37	5,31	5,63	4,65	6,39	3,59
MnO	0,24	0,137	0,096	0,16	0,00	0,17	0,23	0,00	0,27	0,10	0,08	0,13	0,09	0,14	0,22	0,09	0,10	0,13	0,20	0,14	0,10	0,06	0,17	0,07	0,18	0,07	0,00	0,19
MgO	14,77	14,798	13,827	15,50	14,64	13,95	14,90	14,45	14,23	12,26	12,02	12,39	11,52	14,92	13,93	15,02	14,18	14,36	14,00	14,05	12,36	11,12	11,31	13,38	13,54	10,98	11,75	11,52
CaO	11,08	12,195	12,264	12,16	12,48	11,94	12,96	12,45	12,25	11,92	11,90	11,73	11,36	12,54	12,46	12,53	12,16	12,00	11,91	11,57	11,78	11,60	11,33	11,27	11,39	11,06	10,88	10,69
Na2O	1,30	0,903	0,857	0,96	0,82	0,95	0,70	0,88	0,90	0,95	0,82	0,98	1,22	0,80	0,86	0,82	0,83	0,95	1,12	1,10	0,81	1,08	1,24	1,20	1,67	1,34	1,11	1,30
K2O	0,07	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,39	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,17	0,02	0,40	0,06	0,17	0,24	0,12	0,05	0,34
total	100,05	100,29	99,67	100,53	100,64	101,15	98,35	98,27	99,06	99,84	99,06	101,31	101,49	99,82	98,48	99,05	97,77	99,48	101,00	99,58	98,76	99,15	99,23	100,15	100,19	99,71	100,11	100,16

Si	3,22	3,42	3,40	3,44	3,23	3,36	3,14	3,31	3,23	3,26	3,29	3,36	3,76	3,39	3,26	3,34	3,31	3,50	3,51	3,61	3,28	3,96	3,62	3,65	3,83	3,60	3,45	3,83
Ti	0,98	0,95	0,99	0,84	0,96	0,80	0,82	0,75	0,88	0,87	0,84	0,83	0,82	0,92	0,90	0,93	0,89	0,81	0,74	0,77	0,94	0,77	0,75	0,76	0,74	0,90	0,89	0,83
Al	2,91	2,93	2,97	2,63	2,77	2,68	2,77	2,78	2,70	2,85	2,99	2,85	2,80	2,81	2,86	2,75	2,75	2,56	2,73	2,65	2,86	2,83	2,63	2,98	2,76	2,88	2,96	2,69
Cr	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,01	0,23	0,19	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,01	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02
Fe2	1,01	1,33	1,51	1,04	1,13	1,21	0,80	0,97	0,99	1,43	1,54	1,54	1,96	1,19	1,09	1,07	1,13	1,22	1,23	1,32	1,56	2,14	1,74	1,53	1,39	1,96	1,85	2,04
Fe3	1,03	0,57	0,48	1,01	1,01	1,24	1,25	1,14	1,28	1,14	0,95	1,04	0,41	0,73	1,02	0,91	1,02	1,05	1,05	0,88	0,90	0,06	0,96	0,52	0,55	0,47	0,64	0,36
Mn	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02
Mg	2,90	2,86	2,71	3,02	2,87	2,75	2,94	2,86	2,85	2,46	2,43	2,45	2,26	2,92	2,79	2,98	2,86	2,86	2,74	2,78	2,51	2,22	2,29	2,62	2,64	2,20	2,34	2,29
Ca	1,57	1,70	1,73	1,70	1,76	1,69	1,84	1,77	1,76	1,72	1,73	1,67	1,60	1,77	1,79	1,79	1,76	1,72	1,68	1,65	1,72	1,66	1,65	1,58	1,60	1,59	1,56	1,52
Na	0,33	0,23	0,22	0,24	0,21	0,24	0,18	0,23	0,23	0,25	0,21	0,25	0,31	0,20	0,23	0,21	0,22	0,25	0,28	0,28	0,21	0,28	0,33	0,31	0,42	0,35	0,29	0,34
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,07	0,01	0,03	0,04	0,02	0,01	0,06

Na p.f.u.	0,34	0,23	0,22	0,25	0,21	0,24	0,18	0,23	0,24	0,25	0,22	0,25	0,37	0,20	0,23	0,21	0,22	0,25	0,29	0,31	0,22	0,35	0,34	0,33	0,46	0,37	0,30	0,39
Ti p.f.u.	0,98	0,95	0,99	0,84	0,96	0,80	0,82	0,75	0,88	0,87	0,84	0,83	0,82	0,92	0,90	0,93	0,89	0,81	0,74	0,77	0,94	0,77	0,75	0,76	0,74	0,90	0,89	0,83
Si-Na p.f.u.	2,87	3,19	3,18	3,19	3,02	3,12	2,96	3,07	2,99	3,01	3,07	3,10	3,39	3,18	3,03	3,13	3,09	3,25	3,22	3,30	3,06	3,61	3,29	3,31	3,37	3,23	3,15	3,44

Annexe II-4: Analyses et formules structurales des rhönites-filles du Puy Beaunit (Rhon Bn) normalisées sur la base de 14 cations et de 20 oxygènes

	Ox B1	Ox B2	Ox B3	Ox B4	Ox B5	Ox B6	Ox B7	Ox C1	Ox C2	Ox C3	Ox C4	Ox C5
SiO₂	0,13	0,19	0,15	0,15	0,65	0,41	1,35	0,48	0,20	0,17	0,25	0,43
TiO₂	18,58	18,54	18,42	19,49	17,99	14,22	12,11	20,75	20,24	19,83	10,48	10,14
Al₂O₃	4,61	4,63	4,63	4,68	12,95	14,31	15,59	3,78	4,06	4,08	17,21	18,38
FeO	1,78	2,07	1,85	1,03	0,09	0,06	0,23	0,15	0,05	0,12	1,07	0,81
Fe₂O₃	27,93	27,05	27,64	27,23	21,44	27,24	29,12	25,40	26,96	28,53	29,70	30,41
MnO	39,47	38,95	39,53	39,56	35,51	34,71	31,50	42,50	41,92	40,98	32,01	31,93
MgO	5,59	5,85	5,47	5,91	9,20	7,70	9,16	5,17	5,09	5,41	7,30	7,82
total	98,09	97,28	97,69	98,05	97,83	98,65	99,06	98,23	98,52	99,12	98,03	99,92

Si	0,0047	0,0067	0,0055	0,0054	0,0218	0,0138	0,0442	0,0175	0,0072	0,006	0,0084	0,014
Ti	0,4986	0,5017	0,498	0,521	0,4522	0,3588	0,2974	0,5594	0,5443	0,5292	0,2639	0,2489
Al	0,1938	0,1962	0,1961	0,1961	0,5104	0,566	0,6001	0,1596	0,1714	0,1708	0,6791	0,7072
Fe2	0,0502	0,0588	0,0525	0,0288	0,0024	0,0015	0,006	0,0043	0,0015	0,0036	0,0283	0,0208
Fe3	0,7502	0,7325	0,7476	0,728	0,5394	0,6876	0,7156	0,6853	0,7258	0,7617	0,7483	0,7471
Mn	1,1782	1,1721	1,1882	1,1757	0,9932	0,974	0,8605	1,2743	1,2542	1,2158	0,8962	0,8719
Mg	0,0183	0,0089	0,0092	0,0144	0,0119	0,0056	0,0081	0,0153	0,0167	0,0101	0,0099	0,0061

Annexe II-5: Analyses et formules structurales des oxydes-fils du Puy Beaunit (Ox Bn) et du Puy Chaumont (Ox Cn)

ANNEXE III:

COMPOSITION EN ELEMENTS MAJEURS

DES INCLUSIONS MAGMATIQUES ET DES VERRES

RESIDUELS

INCLUSIONS MAGMATIQUES NATURELLEMENT VITREUSES/HOMOGENEISEES

<i>Nom de l'Echantillon</i>			O(livine) H(ôte)
a	b	c	Mg # de l'olivine
Analyse Brute	Analyse corrigée de la cristallisation d'olivine pariétale	Analyse corrigée du processus de "perte en fer"	
$K_D =$	Coefficient de partage Fe-Mg		
$T^\circ =$	Température minimale de piégeage		

ANNEXE III 1:

INCLUSIONS MAGMATIQUES NATURELLEMENT VITREUSES ET HOMOGENEISEES PIEGEES DANS LES OLIVINES MAGMATIQUES

	MI ol4				MI ol5				BN13-B6				BN8-H4				BN19-G1				MI ol6				BN14-G1			
	a	b	c	OH 85,27	a	b	c	OH 85,05	a	b	c	OH 85,04	a	b	c	OH 84,17	a	b	c	OH 83,92	a	b	c	OH 83,42	a	b	c	OH 82,84
SiO ₂	47,91	47,35	45,73	40,98	46,15	45,59	45,10	40,34	47,19	46,94	46,10	40,37	44,59	44,24	44,12	39,71	45,61	45,34	44,60	39,70	45,36	45,03	44,72	40,30	44,48	44,30	43,94	39,25
TiO ₂	2,93	2,73	2,33	-	3,18	2,93	2,65	-	3,17	3,07	2,62	-	3,44	3,24	2,95	-	3,27	3,14	2,75	-	3,21	3,05	2,80	-	3,40	3,29	2,98	-
Al ₂ O ₃	17,63	16,43	14,03	-	16,60	15,31	13,83	-	15,80	15,32	13,04	-	18,27	17,19	15,66	-	18,00	17,28	15,15	-	16,78	15,95	14,66	-	18,41	17,85	16,13	-
MnO	-	-	-	-	0,22	0,22	0,20	-	0,25	0,24	0,21	-	0,08	0,08	0,08	-	-	-	-	-	0,04	0,05	0,05	-	0,10	0,11	0,10	-
FeO*	8,03	8,66	12,03	13,83	8,55	9,21	12,03	14,10	7,58	7,82	12,19	14,42	7,56	8,09	11,64	14,34	7,39	7,80	11,67	15,52	8,97	9,44	11,90	15,87	7,84	8,14	11,59	16,51
MgO	4,61	7,23	10,71	44,48	4,82	7,76	10,21	44,58	5,34	6,48	10,67	45,54	4,57	6,81	8,94	45,76	4,22	5,72	8,83	45,00	4,82	6,62	8,77	44,35	4,59	5,70	8,04	44,25
CaO	13,95	13,02	11,11	0,24	13,64	12,60	11,38	0,27	13,38	12,98	11,05	0,26	13,09	12,34	11,24	0,29	13,65	13,12	11,50	-	13,70	13,04	11,98	0,30	13,18	12,79	11,56	0,23
Na ₂ O	3,17	2,95	2,52	-	3,75	3,46	3,13	-	3,38	3,28	2,79	-	4,36	4,10	3,74	-	4,59	4,40	3,86	-	4,18	3,98	3,66	-	4,55	4,41	3,98	-
K ₂ O	1,92	1,79	1,53	-	1,79	1,65	1,49	-	1,62	1,57	1,34	-	1,91	1,80	1,64	-	1,94	1,87	1,64	-	1,67	1,59	1,46	-	1,93	1,87	1,69	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0,203	0,189	-	-	0,189	0,174	-	-	0,151	0,146	-	-	0,182	0,171	-	-	0,198	0,190	-	-	0,147	0,140	-	-	0,179	0,174	-	-
S	0,136	0,127	-	-	0,343	0,316	-	-	0,195	0,189	-	-	0,135	0,127	-	-	0,124	0,119	-	-	0,168	0,160	-	-	0,141	0,137	-	-
total	100,49	100,49	100,00	-	99,23	99,23	100,00	-	98,05	98,05	100,00	-	98,19	98,19	100,00	-	98,99	98,98	100,00	-	99,06	99,06	100,00	-	98,78	98,78	100,00	-
K _p	-	0,28	-	-	-	0,29	-	-	-	0,29	-	-	-	0,29	-	-	-	0,28	-	-	-	0,28	-	-	-	-	0,29	-
Composition Normative^a																												
Or	-	10,54	9,05	-	-	9,81	8,80	-	-	9,47	7,91	-	-	10,81	9,67	-	-	11,14	9,67	-	-	9,47	8,63	-	-	11,16	9,97	-
Ab	-	9,53	9,71	-	-	6,24	6,81	-	-	12,23	12,05	-	-	2,39	3,54	-	-	2,43	3,70	-	-	3,83	4,55	-	-	0,75	2,06	-
An	-	26,14	22,44	-	-	21,51	19,29	-	-	22,87	19,10	-	-	23,61	21,13	-	-	22,08	19,17	-	-	21,15	19,27	-	-	23,68	21,15	-
Lc	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-
Ne	-	8,29	6,29	-	-	12,61	10,64	-	-	8,70	6,28	-	-	17,84	15,20	-	-	19,06	15,69	-	-	16,33	14,30	-	-	20,04	17,14	-
Wo	-	15,90	13,65	-	-	17,31	15,52	-	-	17,85	14,91	-	-	16,15	14,46	-	-	18,21	15,82	-	-	18,42	16,78	-	-	16,91	15,11	-
En	-	11,23	9,19	-	-	12,08	10,36	-	-	12,92	10,03	-	-	11,81	9,62	-	-	13,17	10,45	-	-	12,55	10,99	-	-	12,00	9,82	-
Fs	-	3,30	3,43	-	-	3,78	4,01	-	-	3,30	3,77	-	-	2,82	3,77	-	-	3,39	4,23	-	-	4,43	4,61	-	-	3,43	4,25	-
Fo	-	4,67	12,25	-	-	5,16	10,55	-	-	2,47	11,59	-	-	3,82	8,87	-	-	0,85	8,08	-	-	2,86	7,61	-	-	1,66	7,15	-
Fa	-	1,51	5,04	-	-	1,78	4,49	-	-	0,70	4,80	-	-	1,01	3,83	-	-	0,24	3,60	-	-	1,11	3,51	-	-	0,52	3,41	-
Mt	-	3,57	4,86	-	-	3,79	4,83	-	-	3,35	4,95	-	-	3,34	4,63	-	-	3,24	4,68	-	-	3,87	4,77	-	-	3,34	4,61	-
Ilm	-	5,16	4,43	-	-	5,61	5,03	-	-	5,95	4,97	-	-	6,25	5,60	-	-	6,02	5,22	-	-	5,84	5,32	-	-	6,33	5,65	-
Ap	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-

INCLUSIONS MAGMATIQUES HOMOGENEISEES PIEGEES DANS LES OLIVINES DES SCORIES DU PUY BEAUNIT

	Bn10-D5			Bn11-J2			Bn18-F2			Bn11-C71			Bn11-C72			Bn14-C41			Bn14-C41			Bn3-F2		
	b	c	OH 85,60	b	c	OH 85,60	b	c	OH 86,00	b	c	OH 84,10	b	c	OH 84,10	b	c	OH 85,50	b	c	OH 85,50	b	c	OH 83,20
SiO ₂	43,99	44,14	40,44	45,44	45,11	41,03	41,31	41,56	39,74	43,35	43,05	40,36	43,57	43,20	40,36	43,01	42,65	39,92	42,76	42,41	39,92	43,37	43,48	40,52
TiO ₂	2,96	2,73	-	2,70	2,44	-	3,39	3,24	-	3,55	3,29	-	3,68	3,34	-	3,15	2,86	-	3,28	2,96	-	3,16	3,23	-
Al ₂ O ₃	14,73	13,58	-	14,62	13,20	-	15,37	14,68	-	16,57	15,34	-	16,89	15,33	-	16,04	14,57	-	15,96	14,42	-	15,40	15,74	-
MnO	-	-	-	-	-	-	0,13	-	-	0,16	-	-	0,14	-	-	0,09	-	-	0,15	-	-	0,00	-	-
FeO*	9,89	12,13	13,88	9,50	12,00	13,91	9,74	12,24	13,20	10,53	11,90	14,92	9,59	11,65	14,92	8,74	12,06	13,68	8,87	12,11	13,68	10,58	11,77	16,07
MgO	8,17	10,63	45,92	7,89	10,71	45,81	9,07	9,86	45,19	7,74	9,87	43,85	7,26	9,84	43,85	8,13	9,86	44,80	7,72	9,82	44,80	8,55	8,32	44,31
CaO	12,57	11,60	0,24	12,46	11,25	0,26	13,24	12,64	0,27	12,34	11,42	0,26	12,27	11,14	0,26	13,56	12,32	0,26	13,69	12,47	0,26	11,18	11,42	0,23
Na ₂ O	3,41	3,14	-	3,60	3,25	-	3,58	3,42	-	3,33	3,08	-	3,25	2,95	-	3,80	3,45	-	3,90	3,55	-	4,02	4,10	-
K ₂ O	1,53	1,41	-	1,57	1,41	-	1,69	1,61	-	1,89	1,75	-	2,00	1,82	-	1,67	1,52	-	1,64	1,49	-	1,90	1,94	-
P ₂ O ₅	0,69	0,63	-	0,72	0,645	-	0,66	0,63	-	0,16	0,15	-	0,67	0,61	-	0,68	0,62	-	0,69	0,63	-	0,79	0,8	-
Cl	0,149	-	-	0,152	-	-	0,157	-	-	0,158	-	-	0,160	-	-	0,153	-	-	0,151	-	-	0,171	-	-
S	0,248	-	-	0,232	-	-	0,228	-	-	0,174	-	-	0,166	-	-	0,163	-	-	0,167	-	-	0,202	-	-
total	98,33	100,00	-	98,88	100,00	-	98,56	99,87	-	99,94	99,85	-	99,65	99,87	-	99,18	99,92	-	98,99	99,86	-	99,32	100	-
K _p	0,27	-	-	0,27	-	-	0,30	-	-	0,27	-	-	0,28	-	-	0,32	-	-	0,30	-	-	0,32	-	-
T°	1225	-	-	1235	-	-	1250	-	-	1255	-	-	1255	-	-	1230	-	-	1230	-	-	1215	-	-
Composition Normative^a																								
Or	9,04	8,34	-	9,25	8,34	-	0,00	0,85	-	11,16	10,33	-	11,83	10,74	-	6,69	8,88	-	4,22	6,69	-	11,47	11,39	-
Ab	6,52	7,02	-	9,95	10,12	-	0,00	0,00	-	0,47	1,12	-	4,18	4,74	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	2,41	2,82	-
An	20,38	18,79	-	19,14	17,27	-	20,89	19,95	-	24,69	22,85	-	25,59	23,23	-	21,78	19,79	-	20,81	19,01	-	18,75	18,63	-
Lc	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	7,83	6,81	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	2,49	0,06	-	4,27	1,68	-	0,00	0,00	-
Ne	12,08	10,59	-	11,10	9,40	-	16,40	15,66	-	15,01	13,52	-	12,64	10,96	-	17,41	15,82	-	17,82	16,28	-	17,48	17,140	-
Wo	15,67	14,45	-	15,87	14,33	-	16,40	16,15	-	14,82	13,72	-	12,90	11,71	-	17,14	15,58	-	17,72	16,18	-	13,59	13,51	-
En	10,87	9,80	-	11,00	9,68	-	11,72	10,81	-	10,13	9,32	-	9,11	8,04	-	12,40	10,38	-	12,69	10,77	-	9,46	8,93	-
Fs	3,52	3,54	-	3,58	3,55	-	3,22	4,14	-	3,52	3,33	-	2,69	2,74	-	3,18	4,06	-	3,45	4,23	-	3,01	3,60	-
Fo	6,63	11,69	-	6,07	11,90	-	7,62	9,63	-	6,41	10,70	-	6,29	11,53	-	5,49	9,94	-	4,59	9,59	-	8,49	8,14	-
Fa	2,37	4,66	-	2,17	4,80	-	2,31	4,06	-	2,45	4,21	-	2,05	4,33	-	1,55	4,28	-	1,38	4,16	-	2,97	3,62	

ANNEXE III 1:

INCLUSIONS MAGMATIQUES NATURELLEMENT VITREUSES ET HOMOGENEISEES PIEGEES DANS LES OLIVINES MAGMATIQUES

INCLUSIONS MAGMATIQUES NATURELLEMENT VITREUSES PIEGEES DANS LES OLIVINES DES SCORIES DU PUY CHAUMONT

	Cha17-J3				Cha7-J1				Cha9-G2				Cha7-F4				Cha13-F8				Cha5-B1				Cha19-J141				Cha19-J142			
	a	b	c	OH 85.6	a	b	c	OH 85.3	a	b	c	OH 84.7	a	b	c	OH 84.7	a	b	c	OH 84.4	a	b	c	OH 84.3	a	b	c	OH 84.1	a	b	c	OH 84.1
SiO ₂	48,18	47,97	46,66	40,12	47,24	46,97	46,37	40,42	44,82	44,42	44,95	39,03	48,51	48,21	47,13	40,03	46,97	46,49	46,65	39,77	48,59	47,52	47,36	39,68	47,81	46,89	46,91	40,16	47,89	47,16	46,94	40,16
TiO ₂	2,89	2,82	2,35	-	2,87	2,78	2,36	-	3,20	3,02	2,74	-	2,52	2,45	2,07	-	3,04	2,88	2,59	-	2,75	2,49	2,18	-	2,80	2,55	2,28	-	2,76	2,55	2,26	-
Al ₂ O ₃	16,25	15,88	13,23	-	16,41	15,92	13,52	-	17,78	16,74	15,19	-	16,16	15,68	13,25	-	16,30	15,42	13,85	-	17,60	15,91	13,93	-	16,52	15,01	13,44	-	16,65	15,41	13,63	-
MnO	0,00	0,00	-	-	-	0,01	-	-	0,21	0,21	0,19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,12	0,13	0,11	-	-	-	-	-	0,00	0,00	-	-
FeO*	7,16	7,41	11,85	13,71	7,11	7,36	11,84	14,06	7,71	8,22	11,84	14,32	7,08	7,36	11,78	14,50	7,95	8,45	11,92	14,73	5,91	7,11	11,70	14,32	7,27	8,32	11,88	15,09	7,18	8,00	11,79	15,09
MgO	5,42	6,36	11,11	45,36	4,97	6,10	10,74	45,43	4,62	6,80	9,93	46,09	4,67	5,80	10,35	44,60	4,58	6,57	10,02	44,19	2,44	6,04	9,96	45,29	3,18	6,55	9,99	44,63	3,50	6,28	9,91	44,63
CaO	12,55	12,21	10,17	0,26	12,66	12,28	10,43	0,24	12,66	11,92	10,83	0,23	13,09	12,70	10,74	0,27	12,54	11,87	10,67	0,26	13,35	12,10	10,59	0,26	13,24	12,06	10,80	0,25	13,02	12,06	10,67	0,25
Na ₂ O	3,52	3,37	2,81	-	3,53	3,43	2,91	-	3,33	3,13	2,84	-	3,62	3,51	2,97	-	3,47	3,28	2,95	-	3,71	3,36	2,94	-	3,61	3,28	2,94	-	3,62	3,35	2,96	-
K ₂ O	1,63	1,60	1,33	-	1,63	1,58	1,34	-	1,74	1,64	1,49	-	1,53	1,48	1,25	-	1,59	1,51	1,36	-	1,57	1,42	1,24	-	1,50	1,37	1,22	-	1,58	1,47	1,30	-
P ₂ O ₅	0,60	0,59	0,49	-	0,57	0,55	0,47	-	-	-	-	-	0,58	0,56	0,48	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	0,67	0,61	0,55	-	0,66	0,61	0,54	-
Cl	0,087	0,087	-	-	0,08	0,078	-	-	0,121	0,114	-	-	0,069	0,066	-	-	0,17	0,160	-	-	0,09	0,085	-	-	0,09	0,079	-	-	0,10	0,090	-	-
S	0,223	0,217	-	-	0,18	0,176	-	-	0,222	0,209	-	-	0,162	0,157	-	-	0,20	0,187	-	-	0,20	0,183	-	-	0,22	0,204	-	-	0,24	0,221	-	-
total	98,51	98,51	100,00	-	97,24	97,24	100,00	-	96,42	96,42	100,00	-	97,98	97,98	100,00	-	96,81	96,81	100,00	-	96,35	96,35	100,00	-	96,91	96,91	100,00	-	97,20	97,20	100,00	-
K _D	-	0,29	-	-	-	0,28	-	-	-	0,28	-	-	-	0,28	-	-	-	0,28	-	-	-	0,29	-	-	-	0,29	-	-	-	0,29	-	-
Composition Normative^a																																
Or	-	9,57	7,9	-	-	9,59	7,97	-	-	10,04	8,79	-	-	8,94	7,45	-	-	9,2	8,01	-	-	8,72	7,35	-	-	8,32	7,26	-	-	8,91	7,71	-
Ab	-	19,62	18,1	-	-	17,53	16,43	-	-	18,27	9,08	-	-	19,58	18,18	-	-	15,4	14,85	-	-	18,37	17,35	-	-	19,78	18,77	-	-	19,67	18,61	-
An	-	23,83	19,66	-	-	24,05	19,97	-	-	27,74	24,3	-	-	23,08	19,21	-	-	23,61	20,55	-	-	25,05	21,13	-	-	22,9	20	-	-	23,31	20,17	-
Lc	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-
Ne	-	5,04	3,12	-	-	6,64	4,5	-	-	4,98	8,12	-	-	5,81	3,82	-	-	7,19	5,48	-	-	6,02	4,07	-	-	4,78	3,36	-	-	5,14	3,58	-
Wo	-	14,07	11,62	-	-	14,55	12,09	-	-	9,83	12,28	-	-	15,64	13,03	-	-	15,52	13,51	-	-	15,53	13,1	-	-	14,47	12,64	-	-	14,24	12,32	-
En	-	10,39	7,95	-	-	10,65	8,22	-	-	8,5	8,22	-	-	11,12	8,72	-	-	11,02	9,11	-	-	11,18	8,7	-	-	10,12	8,44	-	-	10,03	8,22	-
Fs	-	2,33	2,74	-	-	2,53	2,93	-	-	0	3,15	-	-	3,14	3,34	-	-	3,15	3,38	-	-	2,95	3,44	-	-	3,14	3,27	-	-	3	3,19	-
Fo	-	3,98	13,92	-	-	3,48	13,07	-	-	6,34	11,57	-	-	2,53	12,03	-	-	4,11	11,11	-	-	3,1	11,27	-	-	4,7	11,61	-	-	4,23	11,62	-
Fa	-	0,98	5,29	-	-	0,91	5,14	-	-	0	4,89	-	-	0,79	5,08	-	-	1,3	4,54	-	-	0,9	4,91	-	-	1,61	4,97	-	-	1,39	4,97	-
Mt	-	3,2	4,9	-	-	3,21	4,88	-	-	0	4,73	-	-	3,22	4,91	-	-	3,67	4,89	-	-	3,17	4,85	-	-	3,63	4,94	-	-	3,49	4,91	-
Ilm	-	5,43	4,48	-	-	5,43	4,51	-	-	0,47	5,2	-	-	4,74	3,94	-	-	5,64	4,91	-	-	4,9	4,13	-	-	4,98	4,35	-	-	4,98	4,31	-
Ap	-	1,42	1,17	-	-	1,35	1,12	-	-	0	0	-	-	1,36	1,13	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	1,5	1,3	-	-	1,5	1,29	-

	Cha15-M7				Cha17-C41				Cha17-C42				Cha17-E41				Cha17-E43				Cha10-A1				Cha13-E2				Cha3-B3			
	a	b	c	OH 84	a	b	c	OH 84	a	b	c	OH 84	a	b	c	OH 84	a	b	c	OH 84	a	b	c	OH 83,9	a	b	c	OH 83,8	a	b	c	OH 83,5
SiO ₂	47,62	47,10	46,83	40,27	47,87	47,24	47,28	39,51	48,48	47,67	47,34	39,51	45,26	44,86	45,56	39,59	45,92	45,56	46,04	39,59	48,26	47,49	46,47	39,62	48,56	48,30	47,93	39,68	46,96	46,24	46,83	40,33
TiO ₂	2,69	2,54	2,25	-	2,62	2,45	2,19	-	2,72	2,51	2,23	-	3,16	2,99	2,74	-	3,01	2,87	2,61	-	3,18	2,91	2,57	-	2,55	2,53	2,22	-	2,67	2,47	2,30	-
Al ₂ O ₃	16,29	15,41	13,64	-	16,11	15,08	13,48	-	16,67	15,37	13,64	-	16,12	15,24	13,95	-	16,69	15,95	14,48	-	17,45	15,96	14,07	-	15,68	15,45	13,53	-	16,30	15,04	14,03	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,16	0,16	0,15	-	-	-	-	-	0,08	0,09	0,08	-
FeO*	7,66	8,21	11,80	15,23	7,53	8,18	11,81	15,12	7,33	8,23	11,73	15,12	8,17	8,65	12,06	15,19	7,88	8,28	11,72	15,19	7,38	8,24	11,87	14,84	7,14	7,42	11,69	15,28	8,04	8,80	11,82	15,26
MgO	4,16	6,15	9,79	44,27	3,98	6,33	9,90	44,02	3,37	6,24	9,83	44,02	4,72	6,69	9,84	44,16	4,69	6,32	9,63	44,16	3,44	6,76	9,60	44,83	5,19	5,62	9,56	43,90	4,06	6,90	9,35	44,86
CaO	12,90	12,22	10,82	0,24	12,61	11,82	10,57	0,25	12,72	11,76	10,43	0,25	12,75	12,07	11,05	0,26	11,78	11,32	10,23	0,26	13,50	12,36	10,90	0,25	12,11	11,96	10,47	0,26	13,18	12,17	11,36	0,25
Na ₂ O	3,64	3,44	3,05	-	3,51	3,29	2,94	-	3,65	3,36	2,98	-	3,36	3,18	2,91	-	3,42	3,27	2,97	-	3,80	3,48	3,07	-	3,68	3,64	3,19	-	3,67	3,39	3,16	-
K ₂ O	1,53	1,45	1,28	-	1,60	1,50	1,34	-	1,65	1,52	1,35	-	1,44	1,36	1,25	-	1,88	1,79	1,63	-	1,62	1,48	1,31	-	1,62	1,62	1,42	-	1,25	1,15	1,07	-
P ₂ O ₅	0,63	0,60	0,53	-	0,58	0,54	0,48	-	0,59	0,54	0,48	-	0,74	0,70	0,64	-	0,80	0,76	0,69	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0,09	0,081	-	-	0,08	0,076	-	-	0,08	0,077	-	-	0,14	0,131	-	-	0,15	0,143	-	-	0,26	0,237	-	-	0,08	0,075	-	-	0,22	0,203	-	-
S	0,21	0,194	-	-	0,20	0,192	-	-	0,21	0,193	-	-	0,29	0,278	-	-	0,27	0,256	-	-	0,28	0,258	-	-	0,18	0,180	-	-	0,27	0,247	-	-
total	97,41	97,40	100,00	-	96,69	96,69	100,00	-	97,47	97,47	100,00	-	96,16	96,16	100,00	-	96,47	96,47	100,00	-	99,34	99,34	100,00	-	96,79	96,79	100,00	-	96,69	96,69	100,00	-
K _D	-	0,28	-	-	-	0,29	-	-	-	0,28	-	-	-	0,29	-	-	-	0,29	-	-	-	0,29	-	-	-	0,29	-	-	-	0,29	-	-
Composition Normative^a																																
Or	-	8,76	7,6	-	-	9,14	7,95	-	-	9,21	8	-	-	8,37	7,42	-	-	10,98	9,69	-	-	8,82	7,74	-	-	9,88	8,38	-	-	7,03	8,04	-
Ab	-	18,8	17,83	-	-	20,4	19,27	-	-	21	19,75	-	-	15,75	15,34	-	-	17,1	16,51	-	-	14,26	14,02	-	-							

ANNEXE III 1:

INCLUSIONS MAGMATIQUES NATURELLEMENT VITREUSES ET HOMOGENEISEES PIEGEES DANS LES OLIVINES MAGMATIQUES

	Cha18-F3			OH	Cha16-G8			OH
	a	b	c	83,5	a	b	c	83,3
SiO ₂	47,93	47,61	46,87	39,82	51,13	50,36	49,20	40,01
TiO ₂	3,25	3,02	2,47	-	2,03	1,90	1,72	-
Al ₂ O ₃	16,88	15,40	14,16	-	16,77	15,71	14,27	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	7,83	8,56	11,68	15,65	8,00	8,71	10,79	15,93
MgO	3,88	6,31	9,35	44,14	3,94	6,32	8,75	44,04
CaO	12,07	11,38	10,39	0,24	11,89	11,15	10,13	0,23
Na ₂ O	3,77	3,57	3,16	-	4,38	4,10	3,73	-
K ₂ O	1,61	1,49	1,35	-	1,11	1,04	0,95	-
P ₂ O ₅	0,68	0,59	0,57	-	0,53	0,50	0,45	-
Cl	0,11	0,099	-	-	0,09	0,080	-	-
S	0,25	0,235	-	-	0,18	0,165	-	-
total	98,27	98,25	100,00	-	100,04	100,04	100,00	-
K _p	-	0,29	-	-	-	0,29	-	-
Composition Normative ^a								
Or	-	9,03	7,9	-	-	6,15	5,62	-
Ab	-	20,23	20,77	-	-	28,53	27,06	-
An	-	23,1	19,42	-	-	21,35	19,5	-
Lc	-	0	0	-	-	0	0	-
Ne	-	5,43	3,42	-	-	3,34	2,51	-
Wo	-	12,93	11,62	-	-	12,8	11,7	-
En	-	9,02	7,82	-	-	8,46	7,69	-
Fs	-	2,84	2,93	-	-	3,42	3,19	-
Fo	-	5,05	11,11	-	-	5,08	9,96	-
Fa	-	1,75	4,58	-	-	2,26	4,55	-
Mt	-	3,68	4,93	-	-	3,8	4,66	-
Ilm	-	5,3	5,15	-	-	3,6	3,29	-
Ap	-	1,52	1,24	-	-	1,18	1,07	-

INCLUSIONS MAGMATIQUES HOMOGENEISEES PIEGEES DANS LES OLIVINES DES SCORIES DU PUY CHAUMONT

	Cha15-B3		OH	Cha4-G9		OH	Cha5-G71		OH	Cha5-G72		OH	Cha5-G73		OH	Cha15-L5		OH	Cha15-H2		OH	Cha10-A2		OH	Cha7-D1		OH	Cha9-A7		OH	Cha15-J11		OH
	b	c	85,27	b	c	85,02	b	c	85,68	b	c	85,68	b	c	85,68	b	c	84,71	b	c	84,68	b	c	84,61	b	c	84,60	b	c	85,12	b	c	83,34
Si	47,39	46,23	40,50	46,59	45,88	40,63	46,00	45,22	41,15	46,83	46,26	41,15	46,93	45,71	41,15	47,11	46,23	40,17	45,88	45,15	40,26	44,62	44,51	40,53	47,34	46,76	40,52	45,09	44,97	39,93	47,33	47,12	40,21
Ti	2,56	2,26	-	2,59	2,33	-	2,25	2,08	-	2,30	2,15	-	2,60	2,26	-	2,68	2,38	-	3,02	2,68	-	3,16	2,95	-	2,28	2,07	-	2,81	2,67	-	2,65	2,42	-
Al	15,58	13,77	-	16,19	14,56	-	17,63	16,30	-	16,05	14,99	-	16,89	14,72	-	15,63	13,86	-	16,02	14,19	-	16,24	15,12	-	15,40	13,99	-	15,83	15,01	-	15,64	14,57	-
Mn	-	-	-	-	-	-	0,17	0,15	-	0,10	0,09	-	0,15	0,13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,15	0,14	-	-	-	-
FeO*	8,79	11,79	14,00	8,56	11,52	14,40	8,79	10,88	13,52	9,46	11,24	13,52	8,17	11,54	13,52	8,66	11,78	14,48	8,85	11,96	14,55	9,35	11,68	14,66	8,82	11,58	14,68	9,48	11,63	14,20	8,84	11,51	15,96
Mg	8,11	10,72	45,02	7,72	10,14	45,41	7,66	9,15	44,93	8,19	9,69	44,93	6,80	9,93	44,93	7,38	10,23	44,55	7,29	10,21	44,69	7,86	9,62	44,79	7,87	10,00	44,80	8,37	9,45	45,12	7,02	9,13	44,36
Ca	12,02	10,63	0,24	11,37	10,22	0,25	11,46	10,60	0,24	11,03	10,30	0,24	12,15	10,58	0,24	11,99	10,63	0,25	12,09	10,71	0,24	11,06	10,30	0,29	11,67	10,60	0,26	11,21	10,63	0,25	10,86	10,09	0,25
Na	3,28	2,90	-	3,52	3,17	-	4,30	3,97	-	3,80	3,55	-	3,68	3,21	-	3,41	3,03	-	3,16	2,80	-	3,51	3,26	-	3,44	3,12	-	3,52	3,34	-	3,50	3,27	-
K	1,25	1,11	-	1,62	1,45	-	1,24	1,14	-	1,38	1,29	-	1,66	1,45	-	1,40	1,24	-	1,73	1,53	-	1,97	1,84	-	1,50	1,37	-	1,61	1,52	-	1,47	1,38	-
P	0,66	0,59	-	0,82	0,74	-	0,56	0,51	-	0,46	0,43	-	0,55	0,48	-	0,71	0,63	-	0,89	0,79	-	0,78	0,72	-	0,57	0,52	-	0,68	0,642	-	0,55	0,51	-
Cl	0,127	-	-	0,180	-	-	0,072	-	-	0,080	-	-	0,076	-	-	0,150	-	-	0,145	-	-	0,177	-	-	0,083	-	-	0,156	-	-	0,086	-	-
S	0,161	-	-	0,109	-	-	0,056	-	-	0,134	-	-	0,125	-	-	0,223	-	-	0,270	-	-	0,171	-	-	0,162	-	-	0,142	-	-	0,211	-	-
total	99,92	-	-	99,26	-	-	100,15	-	-	99,82	-	-	99,78	-	-	99,34	-	-	99,34	-	-	98,91	-	-	99,13	-	-	99,05	-	-	98,16	-	-
KD	0,31	-	-	0,32	-	-	0,29	-	-	0,29	-	-	0,28	-	-	0,31	-	-	0,30	-	-	0,31	-	-	0,32	-	-	0,31	-	-	0,31	-	-
T ^m	1225	-	-	1225	-	-	1225	-	-	1225	-	-	1225	-	-	1230	-	-	1230	-	-	1230	-	-	1225	-	-	1215	-	-	1210	-	-
Composition normative ^a																																	
Or	7,41	6,59	-	9,55	8,65	-	7,30	6,79	-	8,29	7,66	-	9,57	8,59	-	8,17	7,39	-	10,04	9,11	-	11,67	10,95	-	8,88	8,11	-	9,49	9,05	-	8,71	8,21	-
Ab	18,29	17,61	-	16,38	16,13	-	12,59	12,61	-	16,12	15,68	-	13,07	13,26	-	17,49	17,25	-	13,64	13,76	-	9,93	10,31	-	16,94	16,91	-	11,69	12,05	-	20,36	20,31	-
An	24,07	21,41	-	23,58	21,37	-	22,99	23,40	-	22,99	21,26	-	24,04	21,58	-	22,87	20,70	-	24,05	21,80	-	22,75	21,33	-	22,65	20,25	-	22,17	20,25	-	22,41	21,11	-
Lc	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-
Ne	5,13	3,84	-	7,28	5,89	-	12,87	11,47	-	8,94	7,84	-	9,39	7,60	-	5,94	4,61	-	6,88	5,48	-	10,69	9,48	-	6,58	5,22	-	9,82	8,88	-	4,95	4,06	-
Di_Wo	13,03	11,60	-	11,47	10,40	-	11,71	10,90	-	12,31	11,38	-	13,04	11,70	-	13,01	11,79	-	12,22	11,10	-	11,31	10,62	-	13,35	12,20	-	11,92	11,38	-	11,44	10,79	-
Di_En	9,28	7,86	-	8,17	7,03	-	8,02	7,19	-	8,44	7,60	-	9,10	7,80	-	9,19	7,95	-	8,68	7,50	-	8,04	7,22	-	9,60	8,14	-	8,33	7,58	-	8,08	7,18	-
Di_Fs	2,60	2,85	-	2,30	2,58	-	2,76	2,93	-	2,89	2,95	-	2,84	3,04	-	2,70	2,95	-	2,47	2,74	-	2,27	2,58	-	2,56	3,16	-	2,60	2,96	-	2,38	2,82	-
Fo	7,64	13,31	-	7,74	12,90	-	7,75	11,01	-	8,59	11,67	-	5,20	11,94	-	6,24	12,39	-	6,44	12,71	-	8,08	11,85	-	7,36	11,83	-	8,78	11,29	-	7,81	10,98	-
Fa	2,36	5,32	-	2,40	5,21	-	2,94	4,95	-	3,24	4,99	-	1,79	5,14	-	2,02	5,07	-	2,02	5,12	-	2,52	4,67	-	2,16	5,06	-	3,02	4,86	-	2,53	4,76	-
Mt	3,66	4,85	-	3,53	4,75	-	3,61	4,44	-	4,03	4,64	-	3,25	4,72	-	3,50	4,86	-	3,51	4,86	-	3,76	4,73	-	3,39	4,81	-	3,82	4,73	-	3,69	4,82	-
Ilm	4,85	4,32	-	4,91	4,45	-	4,26	3,96	-	4,43	4,10	-	4,81	4,32	-	5,02	4,54	-	5,65	5,12	-	6,01	5,63	-	4,33	3,95	-	5,35	5,10	-	4,91	4,62	-
Ap	1,57	1,39	-	1,95	1,75	-	1,31	1,22	-	1,11	1,02	-	1,27	1,14	-	1,65	1,49	-	2,08	1,87	-	1,84	1,71	-	1,35	1,23	-	1,60	1,52	-	1,30	1,22	-

^a La correction appliquée pour recalculer les pourcentages de FeO et de Fe₂O₃ est celle de LeMaitre, 1976

ANNEXE III 1:

INCLUSIONS MAGMATIQUES NATURELLEMENT VITREUSES ET HOMOGENEISEES PIEGEES DANS LES OLIVINES MAGMATIQUES

INCLUSIONS MAGMATIQUES NATURELLEMENT VITREUSES PIEGEES DANS LES OLIVINES DES SCORIES DU PUY DES TROIS SOLS

	3S3-D6			OH	3S3-B6			OH	3S3-E3			OH	3S6-D1			OH	3S3-D4			OH	3S2 C8			OH	3S2-H61			OH	3S2-H62			OH	
	a	b	c	85,51	a	b	c	85,42	a	b	c	85,4	a	b	c	84,68	a	b	c	84,63	a	b	c	84,56	a	b	c	84,26	a	b	c	84,26	
SiO ₂	47,14	46,75	46,74	40,79	46,68	46,02	46,36	40,68	46,90	46,01	46,39	40,23	46,64	45,96	46,53	40,58	46,98	46,42	46,62	40,30	46,48	45,91	46,54	40,10	46,83	46,08	46,47	39,70	46,82	46,15	46,40	39,70	
TiO ₂	2,73	2,60	2,23	-	2,92	2,65	2,33	-	2,96	2,62	2,32	-	2,80	2,54	2,34	-	2,80	2,60	2,33	-	2,79	2,59	2,34	-	2,88	2,62	2,37	-	2,95	2,70	2,43	-	
Al ₂ O ₃	15,12	14,40	12,36	-	15,86	14,42	12,70	-	17,32	15,33	13,56	-	15,67	14,25	13,09	-	15,74	14,57	13,06	-	15,12	14,00	12,65	-	15,51	14,10	12,75	-	15,58	14,29	12,84	-	
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
FeO*	7,57	7,85	12,23	14,00	8,01	8,51	12,30	13,87	7,99	8,63	12,08	13,92	8,70	9,20	12,10	14,72	8,30	8,74	12,14	14,58	8,48	8,91	12,29	14,72	8,40	8,97	12,37	15,02	8,31	8,83	12,29	15,02	
MgO	4,59	6,46	11,31	45,91	3,36	7,03	11,31	45,14	2,01	6,84	11,19	45,22	3,66	7,29	10,42	45,20	3,94	6,87	10,48	44,60	3,83	6,75	10,51	44,81	3,35	6,99	10,38	44,66	3,41	6,73	10,24	44,66	
CaO	13,59	12,95	11,12	0,27	13,78	12,55	11,05	0,27	13,52	12,00	10,61	0,27	13,43	12,23	11,24	0,25	13,51	12,53	11,23	0,24	13,88	12,87	11,63	0,27	14,38	13,10	11,85	0,29	14,21	13,06	11,73	0,29	
Na ₂ O	3,35	3,19	2,74	-	3,19	2,90	2,56	-	3,29	2,91	2,58	-	3,52	3,20	2,94	-	3,41	3,16	2,83	-	3,41	3,16	2,85	-	3,30	3,00	2,71	-	3,53	3,24	2,91	-	
K ₂ O	1,55	1,48	1,27	-	1,72	1,56	1,38	-	1,63	1,44	1,27	-	1,59	1,45	1,33	-	1,58	1,46	1,31	-	1,42	1,31	1,19	-	1,35	1,22	1,11	-	1,41	1,29	1,16	-	
P ₂ O ₅	0,60	0,57	-	-	0,80	0,73	-	-	0,94	0,84	-	-	0,57	0,52	-	-	0,63	0,59	-	-	0,56	0,52	-	-	0,53	0,48	-	-	0,54	0,50	-	-	
Cl	0,134	0,128	-	-	0,162	0,147	-	-	0,159	0,141	-	-	0,150	0,136	-	-	0,133	0,123	-	-	0,139	0,129	-	-	0,137	0,124	-	-	0,138	0,127	-	-	
S	0,242	0,230	-	-	0,358	0,325	-	-	0,209	0,185	-	-	0,349	0,318	-	-	0,338	0,313	-	-	0,366	0,339	-	-	0,348	0,317	-	-	0,365	0,335	-	-	
total	96,60	96,60	100,00	-	96,83	96,83	100,00	-	96,94	96,94	100,00	-	97,09	97,09	100,00	-	97,37	97,37	100,00	-	96,48	96,48	100,00	-	97,01	97,01	100,00	-	97,26	97,26	100,00	-	
K _D	-	0,28	-	-	-	0,28	-	-	-	0,27	-	-	-	0,29	-	-	-	0,29	-	-	-	0,28	-	-	-	0,29	-	-	-	0,28	-	-	-
Composition Normative^a																																	
Or	-	9,7	7,49	-	-	9,57	8,14	-	-	9,92	7,52	-	-	12,65	7,870	-	-	10,65	7,75	-	-	9,99	7,01	-	-	9,62	6,54	-	-	11,8	6,86	-	
Ab	-	8,92	15,43	-	-	1,96	15,08	-	-	2,8	17,62	-	-	7,98	14,520	-	-	5,84	15,37	-	-	13,09	14,57	-	-	17,14	14,63	-	-	10,75	14,18	-	
An	-	21,18	17,68	-	-	22,2	19,12	-	-	23	21,67	-	-	22,6	18,580	-	-	21,87	19,07	-	-	24,47	18,23	-	-	24,47	19,33	-	-	23,7	18,55	-	
Lc	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0,000	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	
Ne	-	11,89	4,21	-	-	17,07	3,55	-	-	16,54	2,27	-	-	10,14	5,630	-	-	13,67	4,64	-	-	6,53	5,18	-	-	6,26	4,52	-	-	9,71	5,65	-	
Wo	-	7	14,32	-	-	10,67	13,18	-	-	10,82	10,94	-	-	8,42	14,220	-	-	8,86	13,87	-	-	11,93	15,2	-	-	11,26	15,29	-	-	11,14	15,34	-	
En	-	4,03	9,7	-	-	6,37	8,94	-	-	6,42	7,44	-	-	4,79	9,530	-	-	5,2	9,29	-	-	8,84	10,15	-	-	8,08	10,17	-	-	8,03	10,22	-	
Fs	-	2,65	3,51	-	-	3,75	3,23	-	-	3,85	2,65	-	-	3,26	3,630	-	-	3,23	3,54	-	-	1,94	3,92	-	-	2,16	4,10	-	-	2,1	4	-	
Fo	-	12,28	12,94	-	-	9,74	13,47	-	-	8,65	14,32	-	-	10,7	11,500	-	-	10,81	11,79	-	-	9,17	11,22	-	-	7,9	10,98	-	-	8,24	10,71	-	
Fa	-	8,89	5,17	-	-	6,32	5,36	-	-	5,71	5,62	-	-	8,02	4,830	-	-	7,4	4,96	-	-	2,21	4,78	-	-	2,33	4,77	-	-	2,38	4,62	-	
Mt	-	6,05	5,02	-	-	5,53	5,01	-	-	5,36	4,92	-	-	6,07	4,960	-	-	5,78	4,98	-	-	3,64	5,03	-	-	3,58	5,04	-	-	3,83	5,02	-	
Ilm	-	5,14	4,24	-	-	5,9	4,43	-	-	5,79	4,41	-	-	4,91	4,440	-	-	5,42	4,42	-	-	5,62	4,44	-	-	4,95	4,5	-	-	6,07	4,61	-	
Ap	-	1,85	1,16	-	-	0	1,51	-	-	0	1,74	-	-	0	1,130	-	-	0	1,24	-	-	2,07	1,11	-	-	1,96	1,02	-	-	1,86	1,05	-	

	3S2-H63			OH	3S4-M2			OH	3S2-D2			OH	3S5-H6			OH	3S5-G2			OH	3S4-G5			OH	
	a	b	c	84,26	a	b	c	84,12	a	b	c	83,53	a	b	c	80,53	a	b	c	80,42	a	b	c	79,93	
SiO ₂	46,68	45,87	46,78	39,70	45,96	45,56	46,34	40,52	45,88	45,25	46,38	39,06	46,82	46,07	47,16	39,13	46,76	46,29	47,47	40,02	46,28	45,58	46,61	39,28	
TiO ₂	2,89	2,60	2,44	-	2,87	2,71	2,48	-	3,09	2,81	2,64	-	3,19	2,90	2,82	-	2,98	2,81	2,74	-	3,11	2,83	2,81	-	
Al ₂ O ₃	15,76	14,20	13,31	-	15,64	14,75	13,53	-	18,02	16,38	15,43	-	17,34	15,76	15,31	-	18,04	17,02	16,59	-	17,51	15,92	15,78	-	
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
FeO*	8,83	9,39	12,01	15,02	8,85	9,17	12,14	15,14	9,18	9,74	11,50	15,44	9,43	10,18	11,81	18,04	8,83	9,34	11,11	18,53	9,85	10,64	11,62	18,85	
MgO	3,27	7,24	10,06	44,66	4,42	6,59	10,07	44,55	2,96	6,65	9,07	43,51	2,42	5,91	7,87	41,45	3,19	5,31	7,21	42,28	2,50	5,99	7,27	41,70	
CaO	13,01	11,75	11,02	0,29	13,06	12,33	11,31	0,26	11,68	10,61	10,00	0,26	11,82	10,77	10,46	0,22	10,31	9,74	9,50	0,23	11,79	10,73	10,63	0,17	
Na ₂ O	3,66	3,30	3,09	-	3,31	3,12	2,86	-	3,90	3,55	3,34	-	3,43	3,12	3,03	-	4,17	3,93	3,83	-	3,91	3,55	3,52	-	
K ₂ O	1,54	1,39	1,30	-	1,47	1,38	1,27	-	1,92	1,74	1,64	-	1,74	1,58	1,53	-	1,70	1,60	1,56	-	1,96	1,78	1,77	-	
P ₂ O ₅	0,61	0,55	-	-	0,64	0,60	-	-	0,82	0,75	-	-	0,78	0,71	-	-	0,63	0,60	-	-	0,79	0,71	-	-	
Cl	0,144	0,130	-	-	0,144	0,136	-	-	0,179	0,163	-	-	0,169	0,154	-	-	0,145	0,137	-	-	0,174	0,158	-	-	
S	0,249	0,224	-	-	0,358	0,337	-	-	0,286	0,260	-	-	0,284	0,259	-	-	0,377	0,356	-	-	0,344	0,313	-	-	
total	96,64	96,64	100,00	-	96,70	96,70	100,00	-	97,90	97,90	100,00	-	97,41	97,41	100,00	-	97,13	97,13	100,00	-	98,23	98,23	100,00	-	
K _D	-	0,29	-	-	-	0,27	-	-	-	0,28	-	-	-	0,29	-	-	-	0,29	-	-	-	0,29	-	-	-
Composition Normative^a																									
Or	-	9,05	7,68	-	-	9,53	7,49	-	-	8,29	9,7	-	-	11,48	9,07	-	-	11,62	9,22	-	-	9,01	10,45	-	
Ab	-	17,97	16,36	-	-	2,03	15,29	-	-	17,4	17,2	-	-	3,43	21,05	-	-	11,33	22,53	-	-	3,67	16,76	-	
An	-	22,3	18,61	-	-	23,22	20,33	-	-	23,8	22,25	-	-	21,37	23,67	-	-	23,11	23,47	-	-	25,38	22,03	-	
Lc	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	
Ne	-	6,22	5,31	-	-	16,78	4,83	-	-	5,61	6,01	-	-	17,48	2,47	-	-	10,65	5,35	-	-	12,66	7,06	-	
Wo	-	13,5	13,66	-	-	10,76	13,45	-	-	12,96	9,52	-	-	9,14	9,93	-	-	6,97	8,3	-	-	8,97	10,92	-	
En	-	9,8	9,14	-	-	6,35	8,97	-	-	9,45	6,37	-	-	5,04	6,43	-	-	4,2	5,37	-	-	5,31	6,95	-	
Fs	-	2,46	3,5	-	-	3,87	3,48	-	-	2,3	2,45	-													

ANNEXE III 1:

INCLUSIONS MAGMATIQUES NATURELLEMENT VITREUSES ET HOMOGENEISEES PIEGEES DANS LES OLIVINES MAGMATIQUES

INCLUSIONS MAGMATIQUES NATURELLEMENT VITREUSES PIEGEES DANS LES OLIVINES DES SCORIES DE LA VACHE

	V10-E11			OH	V11-L9			OH	V8-B2			OH	V10-F4			OH	V8-A9			OH	V8-B8			OH	V8-B3			OH
	a	b	c	85,84	a	b	c	85,98	a	b	c	85,56	a	b	c	85,67	a	b	c	85,41	a	b	c	85,29	a	b	c	86,33
SiO ₂	46,97	46,47	46,63	40,42	48,70	47,83	47,82	39,94	50,26	49,74	48,86	40,23	49,54	48,62	47,94	40,01	48,82	48,17	47,89	40,45	49,30	48,45	47,84	39,93	48,78	48,40	48,13	39,40
TiO ₂	2,71	2,53	2,22	-	2,50	2,27	1,99	-	2,34	2,22	1,87	-	2,66	2,42	2,05	-	2,67	2,49	2,12	-	2,77	2,54	2,13	-	2,37	2,28	1,95	-
Al ₂ O ₃	15,51	14,50	12,73	-	16,13	14,66	12,85	-	16,15	15,38	12,94	-	17,21	15,64	13,27	-	16,54	15,46	13,12	-	17,25	15,82	13,24	-	16,15	15,53	13,28	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	8,18	8,48	12,06	13,09	7,87	8,32	11,75	13,11	6,88	7,18	11,53	13,35	6,80	7,38	11,68	13,41	6,88	7,29	11,76	13,60	6,25	6,83	11,75	13,60	7,09	7,34	11,68	13,59
MgO	5,07	7,66	11,96	45,91	3,57	7,30	11,82	45,53	4,37	6,28	11,62	45,51	2,75	6,55	11,50	45,25	3,55	6,20	11,54	45,80	2,49	5,93	11,35	45,17	4,60	6,12	11,26	44,74
CaO	12,76	11,94	10,48	0,24	12,43	11,32	9,92	0,24	11,74	11,19	9,42	0,25	12,64	11,51	9,76	0,21	12,37	11,57	9,82	0,22	12,84	11,79	9,87	0,22	12,07	11,61	9,93	0,22
Na ₂ O	3,27	3,06	2,68	-	3,50	3,18	2,79	-	3,51	3,35	2,82	-	3,57	3,24	2,75	-	3,43	3,21	2,72	-	3,59	3,29	2,75	-	3,33	3,20	2,74	-
K ₂ O	1,51	1,42	1,24	-	1,32	1,20	1,05	-	1,18	1,13	0,95	-	1,36	1,23	1,05	-	1,29	1,21	1,03	-	1,39	1,27	1,06	-	1,26	1,21	1,04	-
P ₂ O ₅	0,63	0,59	-	-	0,52	0,47	-	-	0,43	0,41	-	-	0,56	0,51	-	-	0,50	0,46	-	-	0,51	0,46	-	-	0,52	0,50	-	-
Cl	0,152	0,142	-	-	0,112	0,102	-	-	0,105	0,100	-	-	0,128	0,116	-	-	0,122	0,114	-	-	0,120	0,110	-	-	0,123	0,118	-	-
S	0,238	0,222	-	-	0,200	0,182	-	-	0,175	0,166	-	-	0,215	0,195	-	-	0,201	0,188	-	-	0,173	0,159	-	-	0,188	0,181	-	-
total	97,00	97,00	100	-	96,85	96,85	100	-	97,15	97,15	100	-	97,41	97,41	100	-	96,37	96,37	100	-	96,67	96,67	100	-	96,49	96,49	100	-
K _D		0,28				0,28				0,28				0,29				0,28				0,28				0,28		
Composition Normative ^a																												
Or	-	7,62	7,34	-	-	8,27	6,23	-	-	7,03	5,6	-	-	6,62	6,18	-	-	7,27	6,06	-	-	7,15	6,28	-	-	7,56	6,12	-
Ab	-	16,24	16,72	-	-	17,96	22,11	-	-	23,97	23,83	-	-	27,45	23,27	-	-	26,11	23,04	-	-	25,93	22,89	-	-	25,61	23,17	-
An	-	23,6	19,01	-	-	22	19,43	-	-	22,35	19,88	-	-	23,91	20,77	-	-	24,8	20,55	-	-	24,62	20,64	-	-	25,18	20,89	-
Lc	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-
Ne	-	4,51	3,25	-	-	3,6	0,8	-	-	1,01	0	-	-	0	0	-	-	0,15	0	-	-	0,21	0,22	-	-	0,85	0	-
Wo	-	13,29	12,37	-	-	13,74	11,33	-	-	12,64	10,27	-	-	11,98	10,39	-	-	12	10,7	-	-	12,45	10,78	-	-	12,77	10,69	-
En	-	9,85	8,51	-	-	10,16	7,79	-	-	9,25	7,06	-	-	8,9	7,14	-	-	8,97	7,36	-	-	9,33	7,39	-	-	9,69	7,29	-
Fs	-	2,15	2,87	-	-	2,25	2,63	-	-	2,19	2,38	-	-	1,9	2,43	-	-	1,85	2,49	-	-	1,88	2,53	-	-	1,78	2,57	-
Fo	-	10,24	14,91	-	-	9,47	15,16	-	-	9,69	12,68	-	-	4,78	14,86	-	-	7,68	14,73	-	-	7,3	14,63	-	-	5,97	14,01	-
Fa	-	2,47	5,54	-	-	2,31	5,63	-	-	2,53	4,7	-	-	1,13	5,57	-	-	1,74	5,49	-	-	1,62	5,53	-	-	1,2	5,43	-
Mt	-	3,64	4,94	-	-	3,65	4,9	-	-	3,68	4,88	-	-	3,29	4,87	-	-	3,31	4,9	-	-	3,31	4,9	-	-	3,11	4,89	-
Ilm	-	4,69	4,22	-	-	4,75	3,78	-	-	4,27	3,55	-	-	4,2	3,89	-	-	4,56	4,02	-	-	4,73	4,04	-	-	4,86	3,71	-
Ap	-	1,18	1,22	-	-	1,37	0,97	-	-	1,09	0,81	-	-	0,97	1,01	-	-	1,18	0,93	-	-	1,09	0,92	-	-	1,11	1	-

	V8-H3			OH	V8-J1			OH
	a	b	c	85,87	a	b	c	86,21
SiO ₂	45,78	45,27	45,72	40,34	44,99	44,65	44,98	39,71
TiO ₂	2,97	2,75	2,43	-	2,88	2,71	2,42	-
Al ₂ O ₃	16,64	15,41	13,63	-	16,76	15,81	14,09	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	7,91	8,33	12,16	14,02	7,91	8,24	11,99	14,00
MgO	3,93	6,90	11,03	45,63	4,61	6,85	10,44	45,08
CaO	13,58	12,59	11,14	0,23	13,77	13,00	11,59	0,24
Na ₂ O	3,20	2,96	2,62	-	3,68	3,47	3,10	-
K ₂ O	1,55	1,43	1,27	-	1,65	1,55	1,38	-
P ₂ O ₅	0,59	0,55	-	-	0,61	0,58	-	-
Cl	0,149	0,138	-	-	0,139	0,131	-	-
S	0,314	0,291	-	-	0,206	0,194	-	-
total	96,62	96,62	100	-	97,20	97,20	100	-
K _D		0,29				0,28		
Composition Normative ^a								
Or	-	7,15	7,49	-	-	8,39	8,18	-
Ab	-	26,21	13,27	-	-	13,97	8,51	-
An	-	24,87	21,68	-	-	24,9	20,47	-
Lc	-	0	0	-	-	0	0	-
Ne	-	0	4,83	-	-	5,36	9,59	-
Wo	-	12,3	12,7	-	-	14,05	14,08	-
En	-	9,07	8,61	-	-	10,41	9,45	-
Fs	-	2,06	3,11	-	-	2,28	3,57	-
Fo	-	7,08	13,21	-	-	8,06	11,59	-
Fa	-	1,77	5,27	-	-	1,95	4,82	-
Mt	-	3,35	4,9	-	-	3,58	4,8	-
Ilm	-	4,33	4,61	-	-	5,18	4,6	-
Ap	-	1,18	1,14	-	-	1,28	1,21	-

^a La correction appliquée pour recalculer les pourcentages de FeO et de Fe₂O₃ est celle de LeMaître, 1976

ANNEXE III 1:

INCLUSIONS MAGMATIQUES NATURELLEMENT VITREUSES ET HOMOGENEISEES PIEGEES DANS LES OLIVINES MAGMATIQUES

INCLUSIONS MAGMATIQUES NATURELLEMENT VITREUSES PIEGEES DANS LES OLIVINES DES SCORIES DU PUY PAUGNAT

	Paul-J4			OH	plot 1			OH	plot 3			OH	plot 2			OH	plot 6			OH	Paul-D1			OH	Paul-F1			OH	plot 8			OH	plot 7			OH
	a	b	c	86,09	a	b	c	80,58	a	b	c	79,23	a	b	c	79,12	a	b	c	79,04	a	b	c	79,19	a	b	c	76,97	a	b	c	76,31	a	b	c	75,82
SiO ₂	45,84	45,30	45,54	40,54	47,22	46,54	47,93	39,07	46,17	45,66	39,13	45,38	45,25	47,16	38,25	45,96	45,85	38,83	46,28	46,15	38,28	45,58	45,46	46,15	38,28	45,58	45,46	46,15	38,20	45,85	45,68	38,43				
TiO ₂	2,90	2,70	2,36	-	2,68	2,48	2,41	-	2,65	2,58	-	2,64	2,59	-	2,68	2,64	2,69	-	2,54	2,51	-	3,04	2,99	-	2,46	2,42	-	2,46	2,42	-	2,89	2,71	-			
Al ₂ O ₃	15,00	13,97	12,21	-	18,32	16,96	16,50	-	17,31	16,84	-	16,31	15,99	-	16,72	16,47	16,75	-	15,82	15,49	-	16,09	15,85	-	16,11	15,87	-	16,93	16,46	-	-	-	-			
MnO	0,18	0,17	0,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,26	0,25	-	0,32	0,31	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
FeO*	7,52	8,07	12,64	13,30	8,48	9,14	11,23	17,90	9,75	10,68	19,16	10,74	10,89	19,44	10,08	10,23	11,30	18,96	10,42	10,64	19,14	10,04	10,20	21,23	10,46	10,61	21,63	10,01	10,54	22,10	-	-				
MgO	4,38	6,97	10,96	45,73	2,30	5,11	7,21	41,26	5,33	6,00	40,60	5,53	6,20	40,94	4,80	5,31	6,20	39,74	5,29	5,80	40,46	4,42	4,92	39,41	4,61	5,11	38,72	4,33	5,50	38,51	-	-				
CaO	15,49	14,45	12,62	-	10,95	10,14	9,87	-	9,98	9,76	-	10,34	10,14	-	10,23	10,08	10,25	-	9,70	9,56	-	8,06	7,94	-	10,28	10,13	-	10,42	10,03	-	-	-				
Na ₂ O	2,73	2,54	2,22	-	3,41	3,16	3,08	-	3,98	3,89	-	3,45	3,38	-	3,44	3,39	3,45	-	4,03	3,98	-	4,37	4,31	-	4,36	4,30	-	3,38	3,28	-	-	-				
K ₂ O	1,59	1,48	1,29	-	1,95	1,81	1,76	-	2,07	2,03	-	1,88	1,84	-	1,98	1,95	1,98	-	2,55	2,51	-	3,12	3,07	-	2,51	2,48	-	2,23	1,97	-	-	-				
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-	-	-	-	-			
Cl	0,157	0,146	-	-	0,179	0,166	-	-	0,178	0,174	-	0,167	0,164	-	0,179	0,176	-	-	0,197	0,194	-	0,210	0,207	-	0,188	0,185	-	0,195	0,180	-	-	-				
S	0,399	0,371	-	-	0,237	0,220	-	-	0,251	0,246	-	0,255	0,250	-	0,241	0,238	-	-	0,204	0,201	-	0,113	0,112	-	0,163	0,161	-	0,255	0,238	-	-	-				
total	96,18	96,18	100	-	95,73	95,73	100	-	97,68	97,85	-	96,47	96,47	-	95,73	95,73	100	-	96,98	96,98	-	96,06	96,06	-	96,73	96,73	-	96,49	96,49	-	-	-				
K _D	-	0,29	-	-	-	0,29	-	-	-	0,28	-	-	0,29	-	-	0,29	-	-	-	0,28	-	-	0,3	-	-	0,28	-	-	0,28	-	-	-	-			
Composition Normative ^a																																				
Or	-	9,07	7,63	-	-	11,15	10,4	-	-	12,3	-	-	11,33	-	-	11,99	11,7	-	-	15,37	-	-	18,91	-	-	15,2	-	-	12,1	-	-	-				
Ab	-	6,21	7,06	-	-	20,74	20,15	-	-	13,46	-	-	14,1	-	-	15,62	15,92	-	-	11,65	-	-	15,01	-	-	9,04	-	-	16,53	-	-	-				
An	-	23,2	19,52	-	-	27,89	26,02	-	-	23,08	-	-	23,97	-	-	25,01	24,39	-	-	17,61	-	-	15,45	-	-	17,35	-	-	25,29	-	-	-				
Lc	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	-	-	0	-	-	0	0	-	-	0	-	-	0	-	-	0	-	-	0	-	-	-				
Ne	-	8,75	6,37	-	-	3,88	3,19	-	-	11,01	-	-	8,5	-	-	7,72	7,17	-	-	12,56	-	-	12,43	-	-	15,56	-	-	6,68	-	-	-				
Wo	-	21,39	18	-	-	10,26	9,58	-	-	11,11	-	-	11,85	-	-	11,33	11,05	-	-	13,15	-	-	10,67	-	-	14,54	-	-	11,02	-	-	-				
En	-	15,17	11,92	-	-	6,52	6,07	-	-	6,89	-	-	7,35	-	-	6,95	6,79	-	-	7,95	-	-	6,46	-	-	8,57	-	-	6,61	-	-	-				
Fs	-	4,36	4,77	-	-	3,09	2,9	-	-	3,56	-	-	3,8	-	-	3,74	3,63	-	-	4,49	-	-	3,63	-	-	5,25	-	-	3,84	-	-	-				
Fo	-	2,01	10,77	-	-	4,74	8,33	-	-	5,92	-	-	6,11	-	-	4,8	6,06	-	-	4,91	-	-	4,47	-	-	3,26	-	-	4,98	-	-	-				
Fa	-	0,64	4,75	-	-	2,48	4,38	-	-	3,37	-	-	3,49	-	-	2,84	3,56	-	-	3,05	-	-	2,76	-	-	2,2	-	-	3,19	-	-	-				
Mt	-	3,46	5,06	-	-	4,06	4,73	-	-	4,58	-	-	4,72	-	-	4,46	4,72	-	-	4,67	-	-	4,63	-	-	4,67	-	-	4,73	-	-	-				
Ilm	-	5,33	4,48	-	-	4,91	4,58	-	-	5,02	-	-	5,11	-	-	5,23	5,1	-	-	4,93	-	-	5,91	-	-	4,78	-	-	5,34	-	-	-				
Ap	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	-	-	0	-	-	0	0	-	-	0	-	-	0	-	-	0	-	-	0	-	-	-				

INCLUSIONS MAGMATIQUES HOMOGENEISEES PIEGEES DANS LES OLIVINES DES SCORIES DU PUY PAUGNAT

	plot 1 b	OH	plot 1 c	OH	plot 2 a	OH	plot 2 c	OH	plot 2 d	OH
	a	75,5								
SiO ₂	43,25	39,39	42,82	39,39	42,30	37,81	41,15	37,81	42,84	37,81
TiO ₂	2,46	-	2,55	-	2,36	-	2,45	-	2,44	-
Al ₂ O ₃	16,42	-	16,47	-	16,06	-	16,49	-	16,44	-
MnO	0,27	-	0,27	-	0,30	-	0,29	-	0,27	-
FeO*	16,67	22,57	17,09	22,57	16,91	23,22	17,25	23,22	16,64	23,22
MgO	7,04	38,76	7,55	38,76	7,04	37,09	6,71	37,09	6,54	37,09
CaO	7,98	-	7,44	-	7,47	-	7,96	-	7,73	-
Na ₂ O	3,68	-	3,75	-	3,66	-	3,68	-	3,90	-
K ₂ O	1,78	-	1,90	-	1,79	-	1,67	-	2,06	-
P ₂ O ₅	0,58	-	0,63	-	0,60	-	0,58	-	0,57	-
Cl	0,159	-	0,165	-	0,158	-	0,150	-	0,154	-
S	0,294	-	0,300	-	0,281	-	0,292	-	0,289	-
Total	100,59	-	100,93	-	98,91	-	98,67	-	99,88	-
KD	0,29	-	0,31	-	0,31	-	0,29	-	0,3	-
T ^m	1165	-	1165	-	1160	-	1160	-	1160	-
Composition Normative ^a										
Or	10,03	-	10,9	-	10,47	-	9,63	-	11,81	-
Ab	14,31	-	13,35	-	14,35	-	10,85	-	12,35	-
An	22,61	-	22,47	-	22,51	-	23,46	-	21,23	-
Ne	7,73	-	8,83	-	8,22	-	9,95	-	10,09	-
Di_Wo	4,82	-	3,92	-	4,33	-	4,73	-	5,19	-
Di_En	2,64	-	2,12	-	2,27	-	2,48	-	2,73	-
Di_Fs	2,02	-	1,67	-	1,93	-	2,11	-	2,3	-
Fo	12,55	-	12,64	-	11,89	-	12,28	-	11,14	-
Fa	10,59	-	10,93	-	11,11	-	11,52	-	10,36	-
Mt	6,54	-	6,59	-	6,7	-	6,75	-	6,59	-
Ilm	4,46	-	4,71	-	4,44	-	4,53	-	4,51	-
Ap	1,32	-	1,45	-	1,4	-	1,34	-	1,32	-

^a La correction appliquée pour recalculer les pourcentages de FeO et de Fe₂O₃ est celle de LeMaitre, 1976

ANNEXE III 1:

INCLUSIONS MAGMATIQUES NATURELLEMENT VITREUSES ET HOMOGENEISEES PIEGEES DANS LES OLIVINES MAGMATIQUES

INCLUSIONS MAGMATIQUES NATURELLEMENT VITREUSES PIEGEES DANS LES OLIVINES DES SCORIES DU PUY DE LA TAUPE

	Tp4-E1				plot 21				plot 22				plot 23			
	a	b	c	OH 77,67	a	b	c	OH 77,75	a	b	c	OH 76,18	a	b	c	OH 85
SiO ₂	44,57	44,42	45,81	38,52	45,34	44,91	46,45	37,88	46,16	45,43	47,65	39,01	46,00	45,50	45,80	39,09
TiO ₂	2,66	2,61	2,62	-	2,91	2,75	2,79	-	2,55	2,52	2,60	-	2,99	2,77	2,45	-
Al ₂ O ₃	17,95	17,59	17,67	-	17,34	16,36	16,62	-	17,88	17,61	18,22	-	15,73	14,56	12,91	-
MnO	0,19	0,19	0,19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	9,73	9,97	11,06	20,33	10,54	11,09	11,52	20,26	9,43	9,88	10,41	22,12	8,50	8,91	12,35	14,00
MgO	4,11	4,78	5,82	39,30	3,19	5,23	6,29	39,33	3,39	4,22	5,14	39,30	3,70	6,70	10,78	44,00
CaO	10,61	10,40	10,45	-	11,62	10,96	11,14	-	8,57	8,45	8,74	-	14,14	13,10	11,61	-
Na ₂ O	4,38	4,29	4,31	-	3,67	3,46	3,52	-	4,61	4,54	4,70	-	3,32	3,08	2,73	-
K ₂ O	2,11	2,07	2,08	-	1,75	1,65	1,68	-	2,49	2,45	2,53	-	1,67	1,54	1,37	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0,00	0,00	-	-	1,00	0,98	-	-	0,67	0,62	-	-
Cl	0,196	0,192	-	-	0,149	0,141	-	-	0,218	0,215	-	-	0,158	0,147	-	-
S	0,126	0,123	-	-	0,317	0,299	-	-	0,123	0,121	-	-	0,548	0,507	-	-
total	96,63	96,63	100,00	-	96,84	96,85	100,00	-	96,42	96,41	99,99	-	97,42	97,42	100,00	-
K _D	-	0,29	-	-	-	0,28	-	-	-	0,28	-	-	-	0,28	-	-
Composition Normative^a																
Or	-	12,62	12,27	-	-	10,06	9,92	-	-	14,98	14,97	-	-	9,36	8,09	-
Ab	-	8,56	8,68	-	-	13,29	13,2	-	-	19,98	20,01	-	-	11,9	11,76	-
An	-	23,38	22,73	-	-	24,96	24,6	-	-	21,19	21,17	-	-	21,9	18,94	-
Lc	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-	-	0	0	-
Ne	-	15,69	15,05	-	-	9,16	8,98	-	-	10,72	10,68	-	-	8,01	6,13	-
Wo	-	12,49	12,15	-	-	12,98	12,8	-	-	6,5	6,53	-	-	16,95	14,66	-
En	-	7,36	7,25	-	-	7,64	7,85	-	-	3,75	3,94	-	-	11,7	9,85	-
Fs	-	4,52	4,27	-	-	4,71	4,22	-	-	2,45	2,23	-	-	3,87	3,7	-
Fo	-	3,46	5,08	-	-	4,05	5,47	-	-	5	6,2	-	-	3,78	11,9	-
Fa	-	2,34	3,3	-	-	2,75	3,25	-	-	3,59	3,87	-	-	1,38	4,93	-
Mt	-	4,26	4,56	-	-	4,7	4,75	-	-	4,33	4,44	-	-	3,76	5	-
Ilm	-	5,12	4,98	-	-	5,38	5,3	-	-	4,95	4,94	-	-	5,39	4,66	-
Ap	-	0	0	-	-	0	0	-	-	2,41	2,38	-	-	1,5	1,29	-

INCLUSIONS MAGMATIQUES HOMOGENEISEES PIEGEES DANS LES OLIVINES DES SCORIES DU PUY DE LA TAUPE

	plot 3 b		plot 3 c		plot 5 a		plot 5 b		plot 6 a		plot 6 b		plot 30		plot 4	
	b	OH 77,86	b	OH 77,86	a	OH 77,08	b	OH 77,08	a	OH 77,92	b	OH 77,92	b	OH 76,54	b	OH 76,45
SiO ₂	42,13	38,70	41,54	38,70	41,62	38,61	40,82	38,61	40,83	37,74	40,38	37,74	41,57	39,38	42,52	38,97
TiO ₂	2,94	-	2,85	-	3,09	-	3,08	-	3,15	-	3,22	-	2,98	-	2,01	-
Al ₂ O ₃	16,47	-	16,40	-	16,94	-	16,72	-	16,61	-	16,54	-	16,35	-	17,14	-
MnO	0,22	-	0,25	-	0,17	-	0,19	-	0,21	-	0,22	-	-	-	0,21	-
FeO*	14,78	20,15	15,40	20,15	13,70	20,97	13,90	20,97	14,07	20,48	14,95	20,48	14,83	21,74	14,79	21,42
MgO	7,31	39,37	6,62	39,37	6,84	39,17	6,96	39,17	7,03	40,15	7,22	40,15	7,37	39,40	7,20	38,64
CaO	8,93	-	9,15	-	9,99	-	9,90	-	9,75	-	9,63	-	8,96	-	8,86	-
Na ₂ O	3,95	-	4,02	-	4,11	-	4,03	-	4,12	-	3,37	-	3,93	-	4,46	-
K ₂ O	1,85	-	1,73	-	1,70	-	1,62	-	1,64	-	1,56	-	1,82	-	1,97	-
P ₂ O ₅	0,80	-	0,82	-	0,56	-	0,51	-	0,54	-	0,50	-	0,68	-	0,96	-
Cl	0,194	-	0,194	-	0,128	-	0,129	-	0,122	-	0,118	-	0,157	-	0,203	-
S	0,243	-	0,263	-	0,231	-	0,232	-	0,238	-	0,297	-	0,260	-	0,270	-
total	99,82	-	99,243	-	99,071	-	98,086	-	98,3035	-	97,99	-	98,9125	-	100,592	-
KD	0,3	-	0,27	-	0,31	-	0,31	-	0,3	-	0,29	-	0,32	-	0,31	-
T ^m	1185	-	1185	-	1190	-	1190	-	1190	-	1190	-	1195	-	1205	-
Composition Normative^a																
Or	10,96	-	10,24	-	10,05	-	9,56	-	9,7	-	9,2	-	10,76	-	11,66	-
Ab	8,66	-	8,11	-	4,64	-	3,57	-	3,72	-	5,17	-	7,22	-	7	-
An	21,72	-	21,6	-	22,79	-	22,78	-	22	-	25,42	-	21,58	-	20,91	-
Ne	0	-	0	-	0	-	0	-	0	-	0	-	0	-	0	-
Di_Wo	13,44	-	14,04	-	16,3	-	16,53	-	16,86	-	12,64	-	14,12	-	16,67	-
Di_En	7,26	-	7,68	-	9,65	-	9,62	-	9,53	-	7,99	-	7,71	-	7,01	-
Di_Fs	4,07	-	4,04	-	5,53	-	5,48	-	5,42	-	4,45	-	4,38	-	3,77	-
Fo	2,89	-	3,42	-	3,7	-	3,73	-	3,7	-	3,22	-	3,01	-	3,01	-
Fa	9,9	-	8,72	-	8,07	-	8,31	-	8,46	-	9,47	-	9,79	-	9,93	-
Mt	7,76	-	8,14	-	5,95	-	6,24	-	6,36	-	7,56	-	7,41	-	8,75	-
Ilm	5,71	-	5,89	-	5,25	-	5,25	-	5,32	-	5,57	-	5,68	-	5,79	-
Ap	5,58	-	5,42	-	5,86	-	5,85	-	5,98	-	6,12	-	5,66	-	3,81	-
Pyrite	1,89	-	1,95	-	1,32	-	1,2	-	1,28	-	1,17	-	1,6	-	2,27	-

^a La correction appliquée pour recalculer les pourcentages de FeO et de Fe₂O₃ est celle de LeMaître, 1976

ANNEXE III-2 :
INCLUSIONS MAGMATIQUES PIEGEES DANS LES OLIVINES D'UNE ENCLAVE MANTELLIQUE DU PUY BEAUNIT

	cercle 10 p	OH	Cercle 10 q	OH	cercle 10 r	OH	cercle 8 b	OH	Cercle 8 c	OH	Cercle 8 f	OH	cercle 8 j	OH	cercle 3b	OH	Cercle 3a	OH	Cercle 6b	OH	cercle 6c	OH	cercle 6d	OH	
SiO₂	59,40	41,15	57,73	41,15	58,11	41,15	57,29	41,15	57,21	41,15	57,15	41,15	57,64	41,15	58,81	41,12	57,76	41,12	58,64	41,18	57,83	41,18	57,59	41,18	
TiO₂	0,35	-	0,34	-	0,44	-	0,47	-	0,45	-	0,46	-	0,42	-	0,40	-	0,47	-	0,83	-	0,64	-	0,67	-	
Al₂O₃	20,40	-	21,01	-	21,03	-	20,99	-	21,29	-	21,54	-	21,87	-	21,54	-	21,58	-	20,50	-	21,54	-	20,94	-	
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
FeO*	2,14	8,82	2,09	8,82	2,02	8,82	2,53	9,25	2,47	9,25	2,20	9,25	2,31	9,25	2,33	9,30	2,35	9,30	2,21	9,07	2,30	9,07	2,43	9,07	
MgO	2,34	48,72	2,38	48,72	2,27	48,72	2,61	49,12	2,71	49,12	2,32	49,12	2,49	49,12	2,55	48,93	2,54	48,93	2,37	48,81	2,43	48,81	2,60	48,81	
CaO	5,68	-	6,17	-	6,27	-	5,65	-	6,60	-	6,65	-	6,58	-	5,61	-	6,83	-	5,26	-	4,54	-	5,67	-	
Na₂O	6,36	-	5,83	-	5,73	-	6,55	-	6,23	-	6,32	-	6,38	-	5,66	-	5,75	-	5,67	-	6,24	-	5,80	-	
K₂O	3,34	-	3,26	-	3,13	-	2,97	-	2,61	-	2,74	-	2,31	-	2,76	-	2,63	-	3,71	-	3,52	-	3,52	-	
P₂O₅	0,19	-	0,17	-	0,15	-	0,10	-	0,09	-	0,06	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cl	0,473	-	0,475	-	0,479	-	0,432	-	0,348	-	0,425	-	0,423	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
S	0,022	-	0,014	-	0,016	-	0,138	-	0,076	-	0,038	-	0,028	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
total	100,69	98,69	99,47	98,69	99,65	98,69	99,73	99,52	100,09	99,52	99,89	99,52	100,46	99,52	99,65	99,35	99,90	99,35	99,18		99,04		99,21		
Mg# OH		90,39		90,36		90,36		90,43		90,43		90,43		90,43		90,45		90,45		90,24		90,24		90,24	
Kd ol/liq	0,20		0,21		0,20		0,19		0,21		0,20		0,20		0,21		0,21		0,20		0,20		0,20		
Composition Normative^a																									
Or	19,76		19,27		18,49		17,56		15,44		16,18		13,67		16,31		15,52		21,91		20,8		20,81		
Ab	47,54		43,98		44,9		43,81		43,37		42,65		46,12		47,87		43,99		44,75		44,14		41,07		
An	19,11		23,38		24,33		20,77		23,79		24,01		25,88		25,24		25,34		19,54		20,37		20,72		
Ne	1,49		1,00		0,5		4,58		3,66		4,14		2,56		0,5		2,51		1,75		4,7		4,32		
Di_Wo	3,27		2,56		2,42		2,75		3,51		3,58		2,79		1,08		3,56		2,74		0,9		3,08		
Di_En	1,98		1,56		1,5		1,67		2,15		2,18		1,69		0,65		2,16		1,76		0,56		1,91		
Di_Fs	1,12		0,85		0,78		0,92		1,16		1,2		0,95		0,37		1,21		0,8		0,29		0,99		
Fo	2,7		3,06		2,02		3,38		3,22		2,53		3,16		2,56		2,92		2,9		3,84		3,2		
Fa	1,69		1,85		1,16		2,06		1,91		1,54		1,96		1,6		1,8		1,46		2,23		1,83		

^a Aucune correction n'a été appliquée pour recalculer les pourcentages de FeO et de Fe₂O₃

ANNEXE III 3:

COMPOSITIONS EN ELEMENTS MAJEURS DES VERRES RESIDUELS D'INCLUSIONS MAGMATIQUES PARTIELLEMENT CRISTALLISEES

VERRES RESIDUELS D'INCLUSIONS MAGMATIQUES DU PUY BEAUNIT (SUITE)

	VR B34	VR B35	VR B36	VR B37	VR B38	VR B39	VR B40	VR B41	VR B42	VR B43	VR B44
SiO₂	48,27	47,05	46,60	45,47	47,51	46,88	47,61	51,13	44,52	47,13	44,58
TiO₂	2,78	1,92	2,57	2,81	2,52	2,08	2,16	3,07	2,86	3,67	2,84
Al₂O₃	19,68	18,81	18,41	16,21	18,95	19,30	21,53	15,90	15,89	14,59	17,52
MnO	0,09	0,18	0,08	0,09	0,13	0,11	0,14	0,03	0,13	0,15	0,31
FeO	5,62	9,44	7,90	7,68	10,03	6,64	6,04	8,45	10,06	11,90	10,38
MgO	3,32	3,93	4,00	4,87	3,29	7,42	3,04	3,01	5,21	4,06	4,17
CaO	6,78	9,83	10,70	14,37	9,10	6,86	6,41	7,86	10,40	8,35	10,11
Na₂O	6,74	4,93	4,97	4,16	4,78	6,69	7,06	4,93	4,43	4,56	4,40
K₂O	3,18	2,02	2,18	1,85	2,22	3,03	3,92	3,86	1,82	2,84	1,97
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Composition Normative											
Qz	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cor	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	19,48	12,16	13,2	11,21	13,34	18,06	23,66	23,2	11,31	17,28	12,1
Ab	17,6	15,12	11,42	3,22	18,77	7,42	8,84	22,29	11,11	18,22	11,4
An	14,55	23,69	22,09	20,63	24,03	13,83	15,82	10,06	18,98	11,26	23,11
Ne	22,51	14,84	17,18	17,79	12,06	26,95	28,26	10,92	15,29	11,63	14,77
Di_Wo	8,49	10,87	13,54	18,14	9,1	8,59	6,95	12,26	14,67	13,09	12,1
Di_En	6,43	5,91	8,65	12,43	4,73	6,37	4,55	7,63	9,07	7,32	6,73
Di_Fs	1,19	4,58	4,01	4,27	4,12	1,39	1,91	3,9	4,75	5,25	4,9
Wo	0	0	0	3,78	0	0	0	0,12	0	0	0
En	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fs	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fo	1,51	2,85	1,11	0	2,52	8,62	2,23	0	3,18	2,15	2,84
Fa	0,31	2,44	0,57	0	2,42	2,07	1,03	0	1,83	1,7	2,28
Mt	2,64	4,12	3,47	3,28	4,38	2,91	2,76	3,97	4,42	5,3	4,49
Ilm	5,48	3,72	5,02	5,47	4,85	4	4,18	5,94	5,7	7,17	5,6

^a La correction appliquée pour recalculer les pourcentages de FeO et Fe₂O₃ est celle de LeMaître, 1976

ANNEXE IV:
COMPOSITION EN ELEMENTS EN TRACES
ET EN ELEMENTS VOLATILS (H₂O, F)
DES INCLUSIONS MAGMATIQUES

Concentration en éléments en traces et en eau d'inclusions magmatiques piégées dans des olivines des scories des Puy Chaumont, de la Vache, des Trois Sols et Beaunit. Analyses effectuées par sonde ionique à Pavie (Italie) par L.Ottolini.

	Rb	Ba	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sr	Sm	Zr	Eu	Gd	Dy	Y	Er	Yb	Cr	Sc	F
Cha15-B3	30	364	5,7	55	45	88	38	587	8,1	245	2,3	6,2	4,5	25	2,0	1,6	307	31	608
Cha15-J1	21	304	4,2	47	35	73	33	655	6,7	218	2,1	6,2	4,8	25	2,3	1,9	119	31	616
Cha17-J3	24	289	4,0	41	34	69	31	616	6,9	213	2,0	5,5	4,1	22	1,9	1,8	120	26	608
Cha19-J41	23	324	4,6	46	36	76	35	666	6,5	220	1,9	5,7	4,3	23	2,1	1,8	115	25	628
Cha9-A7	34	521	7,2	59	53	98	38	728	6,2	218	1,9	5,2	4,1	21	2,0	1,7	427	25	587
Cha19-J42	21	260	3,0	43	32	65	32	628	7,1	196	2,1	6,4	4,7	23	2,2	2,0	121	28	594
Cha7-B1	19	239	2,6	40	29	58	28	571	6,0	178	1,7	5,5	3,8	21	1,9	2,0	211	26	543
Cha7-F4	20	233	3,1	40	28	58	26	570	5,8	176	1,7	5,0	3,8	22	2,0	1,9	210	26	563
V8-B2	24	289	3,2	41	28	58	30	496	5,9	167	1,9	5,6	4,4	21	1,7	1,9	115	32	574
V10-F4	24	260	3,0	37	25	51	23	445	5,0	151	1,7	4,7	3,8	20	1,6	1,5	119	27	432
V10-E11	38	404	5,3	57	36	71	32	509	6,5	188	2,0	5,5	4,4	22	2,4	2,0	90	30	663
V11-L9	35	396	3,8	56	34	70	34	549	6,9	203	2,1	5,5	4,1	22	2,2	1,7	121	29	660
3S6-D1	41	517	5,9	59	40	76	34	569	6,8	191	2,4	6,8	5,5	24	2,6	2,1	84	30	818
3S3-B6	36	420	4,5	55	37	73	35	551	6,4	200	2,0	6,0	4,5	23	2,2	2,0	152	33	745
3S4-M2	39	413	4,2	56	38	75	34	561	6,5	192	2,1	6,5	4,7	25	2,2	1,9	99	35	912
BN3-F2	38	500	4,8	57	45	88	40	685	9,2	227	2,9	7,9	5,6	28	2,1	1,8	165	37	689
BN11-I21	33	451	4,9	57	51	94	41	713	9,1	216	2,7	7,1	4,8	25	2,2	2,1	252	35	785
BN11-I22	27	392	4,6	50	42	79	38	610	9,0	185	2,8	7,8	5,3	22	1,9	1,8	248	31	623
BN plot 73	29	432	5,1	58	50	91	40	694	7,8	224	2,5	6,5	5,5	26	2,1	1,8	74	36	677
BN plot 72	32	455	6,0	60	51	97	45	733	9,9	246	2,8	7,8	5,1	27	2,4	2,0	75	36	749
BN plot 71	32	457	6,0	59	52	96	49	722	9,6	241	3,0	6,9	5,6	28	2,4	2,0	20	36	853
BN plot 2	37	524	6,6	61	51	99	44	854	9,4	244	2,7	7,4	6,4	29	2,5	2,2	21	35	753

	Cha7-J1	Cha17-E4	Cha17-C4	Cha17-C4	3S3-D6	3S3-D4	3S2-C8	V8-J1	V8-B8	V8-H3	V8-A9
H₂O (%)	1,46	1,01	1,47	1,5	1,68	1,63	1,62	1,67	1,4	1,62	1,44
F (ppm)	740	820	760	820	871	900	940	764	540	590	518

ANNEXE V:
BILANS DE MASSE

Modélisation de la cristallisation fractionnée pour certaines compositions du Puy de la Taupe

Evolution A-B

	Composition des phases			Volcan analyse	Roche mère	Roche fille
	Oliv	Clino	Spi		Taupe plot 23	Taupe Roche Totale
SiO₂	38,76	50,4	-	SiO₂	45,805	45,652
TiO₂	-	1,43	3,730	TiO₂	2,452	2,799
Al₂O₃	-	6,15	28,530	Al₂O₃	12,909	15,675
MnO	-	-	-	MnO	-	-
FeO	19,27	6,5	52,000	FeO	12,340	12,020
MgO	41,73	14,68	15,740	MgO	10,779	7,624
CaO	0,24	20,38	-	CaO	11,609	10,851
Na₂O	-	0,460	-	Na₂O	2,728	3,033
K₂O	-	-	-	K₂O	1,369	1,537
Composition du cumulat (%)				Taux de cristall.		
	6,31	15,89	0,95	Σ carrés écarts		0,488

Evolution B-C

	Composition des phases				Volcan analyse	Roche mère	Roche fille
	Oliv	Clino	Mgt	Plagio		Taupe Roche Totale	Taupe Plot 22
SiO₂	38,5	50,4	0,2	51,24	SiO₂	45,652	47,651
TiO₂	-	1,43	19,93	0,1	TiO₂	2,799	2,603
Al₂O₃	-	6,15	2,8	31,2	Al₂O₃	15,675	18,223
MnO	-	-	-	-	MnO	-	-
FeO	21,75	6,5	73,25	0,6	FeO	12,020	10,410
MgO	39,75	14,68	3,6	0,08	MgO	7,624	5,138
CaO	-	20,38	-	13,55	CaO	10,851	8,740
Na₂O	-	0,460	-	2,99	Na₂O	3,033	4,695
K₂O	-	-	-	0,23	K₂O	1,537	2,532
Composition du cumulat (%)					Taux de cristall.		
	3,41	20,63	5,20	11,43	Σ carrés écarts		0,488

Modélisation de la cristallisation fractionnée pour certaines compositions du Puy Paugnat

Evolution A-B

	Composition des phases			Volcan analyse	Roche mère	Roche fille
	Oliv	Clino	Spi		Paugnat Paul-J4	Paugnat Roche Totale
SiO₂	38,76	50,4	-	SiO₂	45,543	46,858
TiO₂	-	1,43	3,730	TiO₂	2,360	2,516
Al₂O₃	-	6,15	28,530	Al₂O₃	12,211	16,296
MnO	-	-	-	MnO	-	-
FeO	19,27	6,5	52,000	FeO	12,640	11,420
MgO	41,73	14,68	15,740	MgO	10,961	6,749
CaO	0,24	20,38	-	CaO	12,624	10,022
Na₂O	-	0,460	-	Na₂O	2,224	3,465
K₂O	-	-	-	K₂O	1,291	1,839
Composition du cumulat (%)				Taux de cristall.		0,44
	3,78	34,64	5,33	Σ carrés écarts		0,9

Evolution B-C

	Composition des phases				Volcan analyse	Roche mère	Roche fille
	Oliv	Clino	Mgt	Plagio		Paugnat Roche Totale	Paugnat Pau1-F1
SiO₂	38,5	50,4	0,2	51,24	SiO₂	46,858	47,651
TiO₂	-	1,43	19,93	0,1	TiO₂	2,516	2,603
Al₂O₃	-	6,15	2,8	31,2	Al₂O₃	16,296	18,223
MnO	-	-	-	-	MnO	-	-
FeO	21,75	6,5	73,25	0,6	FeO	11,420	10,410
MgO	39,75	14,68	3,6	0,08	MgO	6,749	5,138
CaO	-	20,38	-	13,55	CaO	10,022	8,740
Na₂O	-	0,460	-	2,99	Na₂O	3,465	4,695
K₂O	-	-	-	0,23	K₂O	1,839	2,532
Composition du cumulat (%)					Taux de cristall.		0,37
	3,91	12,95	3,75	16,16	Σ carrés écarts		0,25

RESUME:

La Chaîne des Puys, dernière manifestation volcanique du Massif Central, se caractérise par un alignement de 80 volcans monogéniques alignés N-S. Les basaltes émis en surface sont déjà marqués par un début de différenciation et ne correspondent pas à des magmas primaires. Ces derniers ne peuvent être identifiés que de façon indirecte à partir des laves récoltées en surface qui ne caractérisent que faiblement la nature de leur source mantellique. Une approche plus directe consiste à étudier les reliquats magmatiques piégés dans les olivines magnésiennes.

L'étude des inclusions magmatiques a permis de déterminer des liquides primitifs de type basanite-basalte alcalin. Leurs compositions en éléments en traces, très variables par rapport à la gamme de composition des laves, sont interprétées comme le résultat de différents degrés de fusion d'une source magmatique où l'amphibole reste en phase résiduelle. Le champ de stabilité restreint de ce minéral implique une zone de fusion au niveau du manteau lithosphérique préalablement métasomatisé.

Les liquides piégés sous forme d'inclusions magmatiques présentent des teneurs en eau non négligeables, ce qui pourrait expliquer l'apparition assez précoce de l'amphibole dans la série magmatique de la Chaîne des Puys et le rôle important de ce minéral dans l'évolution vers des compositions saturées.

Enfin, les reliquats magmatiques piégés dans les olivines d'enclaves mantelliques retrouvées dans un des volcans étudiés affichent des compositions particulièrement riches en silices et en alcalins, et pauvres en ferro-magnésiens. Ces liquides, en équilibre avec leur minéral hôte, représenteraient les premiers degrés de fusion d'une péridotite aux alentours de 1 GPa sans relation pétrogénétique directe avec les liquides piégés dans les olivines magmatiques et les laves émises en surface.

ABSTRACT:

The Chaîne des Puys is the last magmatic province of the French Massif Central and comprises eighty young well-preserved volcanoes. Erupted basaltic lavas display differentiated compositions. Therefore, the primary feature of the magmas of these volcanoes remains largely unknown and the nature of their mantle source is still a matter of debate. Minute melts preserved as quenched glass inclusions inside early-formed olivine crystal can provide direct constraints about these primary characteristics.

Melt inclusions trapped in Mg-rich olivines ($F_{0.84-0.86}$) from several volcanoes of the Chaîne des Puys display basanite and alkali-basalt compositions. Their variation in trace-element composition is larger than that of the basaltic lavas and reflects variable degrees of partial melting of a mantle source containing amphibole as a residual phase. The restricted P-T stability field of this mineral requires that the partial melting event occurs in a metasomatised lithospheric mantle.

The primitive trapped melts display significant amount of dissolved water, which could explain the early crystallization of amphibole in the Chaîne des Puys magmatic serie and is likely to play an important role in its evolution towards SiO_2 -saturated compositions.

Finally melts trapped as inclusions in olivine porphyroclasts of spinel peridotite nodules extruded from a single volcano of the Chaîne des Puys exhibit alkali and silica rich compositions drastically different from those of olivine-hosted melt inclusions in basalts. These melts are in equilibrium with their host olivines and could represent trapped aliquots of near-solidus partial melts of spinel peridotite around 1 GPa. However they do not show clear genetic link with both the melts trapped in olivine phenocrysts and the erupted lavas.