



HAL
open science

Fusion partielle d'un manteau métasomatisé par un liquide adakitique : approches géochimique et expérimentale de la genèse et de l'évolution des magmas de l'arrière-arc équatorien

Géraldine Hoffer

► **To cite this version:**

Géraldine Hoffer. Fusion partielle d'un manteau métasomatisé par un liquide adakitique : approches géochimique et expérimentale de la genèse et de l'évolution des magmas de l'arrière-arc équatorien. Géochimie. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2008. Français. NNT : 2008CLF21824 . tel-00728340

HAL Id: tel-00728340

<https://theses.hal.science/tel-00728340>

Submitted on 5 Sep 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.

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

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Géochimie - Pétrologie

par

Géraldine Hoffer

Diplômée d'Etudes Approfondies

**FUSION PARTIELLE D'UN MANTEAU MÉTASOMATISÉ PAR
UN LIQUIDE ADAKITIQUE :**

***APPROCHES GÉOCHIMIQUE ET EXPÉRIMENTALE DE LA
GENÈSE ET DE L'ÉVOLUTION DES MAGMAS DE L'ARRIÈRE-
ARC ÉQUATORIEN***

Soutenue publiquement le 8 février 2008, devant la commission d'examen :

R.C. MAURY	Professeur, Université de Brest	Rapporteur
O. MÜNTENER	Professeur, Université de Lausanne	Rapporteur
M. PICHAVANT	Professeur, Université d'Orléans	Examineur
C. ROBIN	Professeur, Université Blaise Pascal	Examineur
D. LAPORTE	Professeur, Université Blaise Pascal	Examineur
H. MARTIN	Professeur, Université Blaise Pascal	Directeur de thèse

Volcan : n. masc.

Gouffre ouvert, le plus souvent dans les montagnes, et d'où sortent des tourbillons de feu et des matières en fusion.

Dictionnaire de la Langue Française, 1863

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier tous ceux qui ont été présents durant ces années de « thèse ».

P.S. La liste n'est pas exhaustive et je remercie également ceux que j'aurais pu oublier...

Tout d'abord, mon directeur de thèse, Hervé Martin. Un grand merci pour votre aide constante durant les trois dernières années, ainsi que pour votre sagesse et vos conseils. Malgré un emploi du temps de ministre, vous avez su être présent dans les moments cruciaux. Promis, je n'ai pas oublié le stylo rouge...

Un énorme merci à Didier Laporte, pour avoir accepté de se lancer dans l'aventure de la fusion partielle du manteau adakitisé et pour m'avoir ainsi initiée à la complexité de la pétrologie expérimentale. Merci pour votre patience et votre optimisme inaltérable, même lors de la énième fracture du cœur du piston-cylindre.

Erwan Bourdon, ce travail de thèse m'aura permis de faire ta connaissance, Breton exilé à Neuche, puis dans les DOM-TOM (le brouillard du Val de Ruz ne te manque pas trop ???). Merci pour toutes ces discussions sur les laves de l'arrière-arc équatorien et pour ton aide précieuse lors de certains passages difficiles à négocier. Sans oublier, bien évidemment, les fameuses analyses isotopiques de la zone Mera-Puyo. Merci également pour les bons moments passés ensemble, que ce soit en Suisse, à Quito ou à Clermont-Ferrand. Comme on dit chez nous : à tout bientôt pour une noce !

Restons sur les isotopes..., un chaleureux merci à Chantal Bosq qui a effectué en catastrophe les analyses isotopiques du Pan de Azúcar.

Merci à Pablo Samaniego et Silvana Hidalgo, pour tous vos conseils concernant les adakites d'Equateur. Merci Pablo, pour ton aide efficace lors de la rédaction de l'article Puyo, malgré le décalage horaire. Merci Silvi, pour avoir rédigé une année avant moi un chapitre très complet sur le contexte géodynamique équatorien et surtout pour ton amitié. J'espère vous revoir tous les deux très bientôt...

Jean-Luc Devidal, je te remercie pour toutes les calibrations de la microsonde (« aujourd'hui je fais des haüynes, des phlogopites et des apatites... ») et pour ton aide lors des multiples « bugs » du système d'exploitation qui survenaient généralement deux minutes après ton départ.

J'aimerais remercier Jean-Marc Hénot (Mr. MEB), pour m'avoir enseigné les rudiments de la microscopie électronique et appris à repérer des grains de poussière minuscules mais nécessaires aux réglages de cette machine.

Un énorme merci à Franck Pointud, l'homme de toutes les situations, fort lors des chargements et déchargements du piston-cylindre, mais également délicat pour la confection des fragiles cylindres de sel.

Merci à Jo Cotten, de l'Université de Bretagne Occidentale, pour les analyses des éléments majeurs et en traces de tous les échantillons, qui sont la base de ce travail de thèse.

Merci aussi à Jean-Louis Fruquière, qui a usiné toutes les pièces nécessaires aux expériences, ainsi qu'à Christophe Constantin pour la réalisation des lames minces.

Merci à Michel Fornari, qui m'a permis d'effectuer trois datations ^{40}Ar - ^{39}Ar sur les 10 échantillons qui sont sûrement encore dans le spectromètre.

Muchias gracias à tous les guides qui nous ont accompagné et aidé sur le terrain, dans l'enfer vert amazonien, pour ramasser des bouts de caillou !!! Merci également à tous les membres de l'Instituto Geofísico de Quito pour leur accueil chaleureux et pour les séances de sciage en plein soleil, sur le parking de l'Escuela Politécnica. Merci aussi au noyau dur de l'IRD-Volcanologie, Jean-Luc Le Pennec et Claude Robin, pour l'organisation logistique de ce travail de thèse.

Merci à tous les thésards (et leur moitié) qui se sont succédés au laboratoire, pour les repas partagés au RU-Dolet, pour les pauses-café, les séances de step entre filles, mais aussi pour toutes ces fêtes...ahhh ces fêtes... Clin d'œil spécial à mes co-bureaux, Laurence, Mathieu, Marc-A et Steph qui m'ont supportée durant presque trois ans, ainsi qu'à Ben, sa tartiflette et son pisco.

Un gigantesque merci au PC-3 qui a subi mes premiers pas dans le monde de l'expérimentation et qui a tenu bon jusqu'à la dernière expérience. Désolée pour les blessures de guerre...

Bien évidemment, je tiens à remercier mes parents et mon frère qui, depuis mon Jura natal, m'ont efficacement soutenue à coup de chocolat et de téléphone.

Muchias gracias por tu presencia a mi lado y para tu ayuda en cualquier ocasión...

Ce travail est dédié à Jean-Philippe Eissen, qui est à l'origine de cette thèse et sans qui les cônes de Puyo seraient restés inconnus. Tu as été le premier à croire au potentiel de ces petits monticules recouverts de végétation et tu m'as entraînée dans cette aventure, en me faisant découvrir l'Orient équatorien, sa pluie, ses moustiques et ses absarokites. En me laissant une grande liberté, tu m'a donné l'opportunité d'orienter cette thèse vers un monde nouveau (la pétrologie expérimentale) et d'effectuer ainsi un travail varié et enrichissant. Je tenais à te remercier.

TABLE DES MATIERES

1) Introduction	1
1.1) Cadre général du travail de thèse	1
1.2) Objectifs du travail de thèse	2
1.3) Description du travail de thèse	3
1.3.1) « Redde Caesari quae sunt Caesaris »	3
1.3.2) Plan du travail de thèse	3
2) Genèse des magmas en contexte de subduction	7
2.1) Evolution des modèles de genèse des magmas d'arc	9
2.1.1) Avant les années 1970 : de l'importance du métamorphisme des basaltes sous-plaqués et de la fusion partielle du coin de manteau	9
2.1.2) Durant les années 70-80 : de l'importance de la plaque océanique subductée et de sa fusion partielle	10
2.1.2.1) Modèle de Nicholls et Ringwood (1972, 1973)	10
2.1.2.2) Modèle de Wyllie et Sekine (1982)	11
2.1.3) Durant les années 80-90 : de l'importance des phases hydratées et de la fusion partielle du coin de manteau	13
2.1.3.1) Modèle de Tatsumi et collaborateurs	13
2.1.3.2) Déshydratation de la plaque plongeante : déshydratation ponctuelle vs. déshydratation continue	14
2.1.4) A partir des années 90 : de la réactualisation de la fusion partielle de la plaque plongeante (concept adakitique)	16
2.1.4.1) Les adakites : caractéristiques et emplacements	17
2.1.4.2) Mode de genèse des adakites : fusion partielle de la croûte océanique subductée	18
2.1.4.3) Mode de genèse des adakites : contraintes expérimentales	18
2.1.4.4) Mode de genèse des adakites : fusion de basaltes sous-plaqués en base de croûte continentale	19
2.1.4.5) Mode de genèse des adakites : cristallisation d'un cumulat à amphibole et grenat	21
2.2) Contribution des sédiments subductés lors de la genèse des magmas d'arc	21
2.3) Métasomatose du manteau sub-arc	22
2.3.1) Apport de la composition des laves d'arc	23
2.3.2) Apport des xénolites mantelliques	27
2.3.3) Apport de la pétrologie expérimentale	30
2.3.3.1) Relations fluide-roche (croûte océanique subductée ou péridotite mantellique)	30
2.3.3.2) Relations liquide silicaté-roche (péridotite mantellique)	34
2.3.3.3) Relations fluide-liquide silicaté	36
2.4) Conclusion de la genèse des magmas en contexte de subduction	39
3) Les Andes équatoriennes	41
3.1) Contexte géodynamique	41
3.1.1) La ride de Carnegie	43

3.1.2) Morphologie de la zone de Bénéioff	46
3.1.3) Bloc Nord Andin	50
3.2) Contexte géologique	51
3.2.1) La zone côtière	52
3.2.2) La Sierra	52
3.2.3) La zone Subandine et le bassin Oriente	55
3.3) Arc volcanique plio-quadernaire	55
3.3.1) Morphologie de l'arc volcanique	56
3.3.2) Genèse des magmas équatoriens	57
3.3.2.1) Travaux antérieurs	57
3.3.2.2) Problématique du travail de thèse dans le contexte de l'arc volcanique équatorien	62
4) L'arrière-arc équatorien : étude des cônes de Puyo, des laves de Mera et du Pan de Azúcar	65
4.1) Tectonique et stratigraphie	65
4.1.1) Tectonique	65
4.1.2) Stratigraphie	67
4.2) Travaux récents	69
4.2.1) Le Sumaco	69
4.2.2) Le Reventador	70
4.3) Présentation des édifices volcaniques étudiés	71
4.3.1) Le sud de l'arrière-arc : les cônes de Puyo et les laves de Mera	71
4.3.1.1) Les cônes de Puyo (42 échantillons)	71
4.3.1.2) Les laves de Mera (6 échantillons)	74
4.3.2) Le nord de l'arrière-arc : le stratovolcan Pan de Azúcar (24 échantillons)	74
4.3.3) Datations ^{40}Ar - ^{39}Ar	76
4.3.3.1) Méthodologie	76
4.3.3.2) Résultats	78
4.4) Etudes pétrographique et minéralogique	80
4.4.1) Pétrographie	80
4.4.2) Composition des minéraux	82
4.4.2.1) L'olivine	83
4.4.2.2) Le clinopyroxène	86
4.4.2.3) Le feldspath	89
4.4.2.4) Les oxydes ferro-titanés	91
4.4.2.5) Le mica	93
4.4.2.6) L'amphibole	94
4.4.2.7) L'haüyne	95
4.4.2.8) L'apatite	96
4.4.3) Estimation des conditions pression et de température de cristallisation à l'aide de la phlogopite	97
4.4.4) Conclusion des études pétrographique et minéralogique	100
4.5) Etude géochimique	101
4.5.1) Altération en milieu tropical et sélection des échantillons	101
4.5.2) Elements majeurs	102
4.5.2.1) Diagrammes de classification	104
4.5.2.2) Diagrammes de variation des éléments majeurs	105
4.5.2.3) Norme CIPW	108
4.5.3) Elements en traces	109
4.5.3.1) Variation des teneurs en éléments en traces	109

4.5.3.2) Diagrammes multi-élémentaires	112
4.5.3.3) Empreinte adakitique	113
4.5.4) Composition isotopique	116
4.5.5) Conclusion de l'étude géochimique	118
4.6) Comparaison du Pan de Azúcar avec les autres volcans de la zone Subandine septentrionale : le Sumaco et le Reventador	119
5) Approche géochimique de la genèse et de l'évolution des magmas de l'arrière-arc équatorien : Modélisation à l'aide des éléments majeurs et en traces	125
5.1) Introduction	125
5.2) Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador : the Puyo cones and Mera lavas volcanic formations	128
5.2.1) Introduction	129
5.2.2) The Puyo-Mera Quaternary volcanic formations	131
5.2.2.1) The Puyo scoria cones	132
5.2.2.2) The Mera lava flows	135
5.2.3) Petrogenesis	136
5.2.3.1) Potential source of Puyo magmas	136
5.2.3.2) Partial melting models	137
5.2.3.3) Characteristics of the genesis of the Puyo absarokite series	141
5.2.4) Models of the geochemical variations among Mera series	144
5.2.5) Conclusion	145
5.3) Commentaires sur le modèle de genèse	151
5.3.1) Pouvoir métasomatique d'un liquide adakitique	151
5.3.2) Contribution de la couverture sédimentaire de la plaque plongeante	153
5.4) Application du modèle de genèse aux édifices volcaniques situés dans la zone Subandine septentrionale (Pan de Azúcar, Sumaco et Reventador)	153
5.4.1) Identification des magmas primaires	153
5.4.2) Application du modèle	155
5.4.3) Conclusion de l'application du modèle de genèse aux trois stratovolcans de la zone Subandine septentrionale	163
5.5) Différenciation des laves du Pan de Azúcar : rôle de la cristallisation fractionnée	164
5.5.1) Méthodologie de la modélisation	165
5.5.2) Série Pan de Azúcar 1	166
5.5.2.1) Séquence de cristallisation fractionnée CF ₁ (PDA3E-PDA12A)	166
5.5.2.2) Séquence de cristallisation fractionnée CF ₂ (PDA12A-PDA11)	172
5.5.3) Série Pan de Azúcar 2	177
5.5.4) Conclusion de la différenciation par cristallisation fractionnée des laves du Pan de Azúcar	179
6) Approche expérimentale de la genèse des magmas de l'arrière-arc équatorien : fusion partielle d'une péridotite métasomatisée par un liquide adakitique	183
6.1) Problématique	183
6.1.1) Faibles degrés de fusion d'un manteau hydraté : difficultés expérimentales	185
6.1.1.1) Perte en fer et en H ₂ O	186
6.1.1.2) Non atteinte de l'équilibre	187

6.1.1.3) Modifications durant la trempe	187
6.1.1.4) Stratégie expérimentale	188
6.1.2) Revue des techniques d'extraction du liquide dans les expériences de fusion partielle du manteau	188
6.1.3) Revue des expériences de fusion partielle du manteau en conditions hydratées	191
6.2) Expériences de fusion partielle d'une péridotite métasomatisée par un liquide adakitique : techniques expérimentales et analytiques	194
6.2.1) Technique d'extraction	194
6.2.2) Dispositif expérimental	195
6.2.3) Acquisition et traitement des données	200
6.3) Mise au point d'une nouvelle technique d'extraction du liquide : série piège#1-4	201
6.3.1) Matériel de départ	201
6.3.2) Détermination du gradient thermique optimal	202
6.3.3) Textures et paragenèses	206
6.3.3.1) Texture des expériences réalisées à 1,5 GPa (Piège#1, #2, #3)	207
6.3.3.2) Texture de l'expérience réalisée à 2,5 GPa (Piège#4)	209
6.3.3.3) Variation des fractions modales des phases	213
6.3.4) Compositions des phases	214
6.3.4.1) Composition des phases solides	214
6.3.4.2) Composition du liquide	218
6.3.4.3) Composition des minéraux de trempe	219
6.3.5) Bilan des expériences de test Piège#1-4	221
6.4) Expériences de fusion partielle du mélange MAd5 : séries à 2 et 2,5 GPa	222
6.4.1) Hydratation de l'adakite QC3-109 et préparation du mélange	222
6.4.2) Présentation des expériences de la série MAd5	224
6.4.3) Série MAd5 à 2 GPa	226
6.4.3.1) Textures et paragenèses	226
6.4.3.2) Composition des phases	230
6.4.4) Série MAd5 à 2,5 GPa	234
6.4.4.1) Textures et paragenèses	234
6.4.4.2) Coexistence du grenat et du spinelle à 2,5 GPa	237
6.4.4.3) Composition des phases	238
6.4.5) Composition des minéraux de trempe	242
6.5) Discussion	242
6.5.1) Origines potentielles des problèmes expérimentaux	242
6.5.1.1) Expériences MAd5#14 (1275°C) et #6 (1325°C) à 2 GPa	243
6.5.1.2) Expériences MAd5#9, #10 et #12 (1300°C) à 2,5 GPa	245
6.5.1.3) Expérience MAd5#17 (1325°C) à 2,5 GPa	246
6.5.1.4) Conclusion	246
6.5.2) Comparaison des séries MAd5 à 2 et 2,5 GPa	247
6.5.2.1) Fractions modales des phases	247
6.5.2.2) Compositions des phases solides	249
6.5.2.3) Compositions des liquides	252
6.5.2.4) Estimation de la teneur en H ₂ O des liquides	254
6.5.2.5) Partage du fer et du magnésium entre l'olivine et le liquide	256
6.5.3) Comparaison des séries MAd5 avec les données de la littérature	259
6.5.3.1) Composition des liquides	259
6.5.3.2) Réactions de fusion	262
6.6) Conclusion de l'étude expérimentale	263

7) Comparaison des approches géochimique et expérimentale

265

7.1) Comparaison du modèle géochimique et des données expérimentales	265
7.1.1) Modèle géochimique	265
7.1.2) Données expérimentales	267
7.1.3) Comparaison	267
7.2) Comparaison des échantillons naturels et des données expérimentales	268
7.2.1) Limites de la comparaison	271
7.2.2) Série Pan de Azúcar 1	272
7.2.3) Série Pan de Azúcar 2	272
7.2.4) Série des cônes de Puyo	273
8) Conclusions générales	277
Références bibliographiques	281
Annexes	297

1 INTRODUCTION

1.1) *Cadre général du travail de thèse*

La thématique abordée dans ce travail de thèse concerne les mécanismes qui régissent la genèse des magmas dans les zones de subduction. Plus particulièrement, il se focalise sur la contribution relative et l'interaction de deux des principaux réservoirs impliqués dans la formation des laves d'arcs : la croûte océanique subductée et le coin de manteau. L'exemple servant de support à ce travail est la zone de subduction équatorienne, où les édifices volcaniques ont émis, et émettent encore, des laves dont les modalités de genèse ont varié dans le temps et dans l'espace. Ce travail de thèse s'intéresse plus spécialement aux édifices de l'arrière-arc, situés loin de la fosse de subduction.

Cette thèse fait partie d'un vaste projet développé depuis plus de dix ans en Equateur par la section volcanologique de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) et du Laboratoire Magmas et Volcans (LMV, Clermont-Ferrand), en collaboration avec les chercheurs de l'Institut de Géophysique (IG) de l'Ecole Polytechnique Nationale (EPN) de Quito. Son principal objectif est d'améliorer la connaissance des volcans équatoriens, afin de mieux prévoir les risques et aléas qui leur sont associés. Ce travail de thèse s'inscrit également dans les thématiques prioritaires des équipes de géochimie et de pétrologie expérimentale du LMV, en ce qui concerne la fusion partielle du manteau dans les zones de subduction.

Au cours de ce travail de thèse, deux approches complémentaires ont été appliquées à un même processus. La première approche (« géochimique ») a eu pour objectif de contraindre et de quantifier les mécanismes de genèse et d'évolution des laves de l'arrière-arc équatorien, à l'aide

d'une modélisation théorique qui repose sur le comportement conjoint des éléments majeurs et en traces. La seconde approche (« expérimentale ») a consisté, par le biais d'expériences de fusion partielle directes en piston-cylindre, à reproduire les conditions de genèse déduites des outils géochimiques. Cette étape a nécessité le développement d'une technique expérimentale novatrice, adaptée aux faibles taux de fusion du manteau en conditions hydratées.

Le travail extrêmement varié effectué durant ces trois années, depuis l'échantillonnage sur le terrain jusqu'aux expériences en laboratoire, m'a donc permis d'acquérir une vision globale et multi-disciplinaire d'une même problématique.

1.2) *Objectifs du travail de thèse*

Dans les zones de subduction, le transfert de matériel, qui s'opère depuis la croûte océanique subductée jusqu'au coin de manteau, est un phénomène actuellement admis par la communauté scientifique. En revanche, les modalités précises de ce transfert semblent varier non seulement d'un arc volcanique à l'autre, mais également au sein d'un même arc (spatialement et temporellement). Les nombreux travaux effectués depuis plusieurs années sur l'arc volcanique équatorien ont montré que :

- l'activité de la zone de subduction équatorienne est perturbée par l'entrée en subduction de la ride de Carnegie portée par la plaque de Nazca ;
- l'influence de la croûte océanique subductée se retrouve dans les laves émises par les volcans les plus proches de la fosse (arc frontal et principal), par le biais d'une empreinte adakitique plus ou moins marquée ;
- la présence d'adakites dans l'arc équatorien résulte vraisemblablement de la subduction de la ride de Carnegie qui, compte tenu de son jeune âge, permet la fusion partielle de la plaque plongeante.

A travers l'exemple de trois formations volcaniques de l'arrière-arc équatorien, ce travail de thèse a pour objectifs :

- ▶ de proposer un modèle de magmatogenèse pour les édifices volcaniques situés à une grande distance de la fosse de subduction et de déterminer dans quelle mesure l'influence de la croûte océanique subductée se ressent encore dans la partie arrière-arc ;
- ▶ de réaliser des expériences de fusion partielle du manteau, pour de faibles taux de fusion et en conditions hydratées, applicables aux zones de subduction où la fusion partielle de la plaque plongeante est manifeste ;
- ▶ de synthétiser les résultats des modélisations et des expériences, afin d'aboutir à une conclusion commune aux deux approches.

1.3) *Description du travail de thèse*

1.3.1) « *Redde Caesari quae sunt Caesaris* »

Afin de rendre à chacun le travail qui lui incombe, une brève description des travaux techniques (échantillonnage, analyses, expériences) est donnée ci-dessous, avec le nom du collaborateur, le laboratoire affilié et les techniciens ou ingénieurs associés :

- * La reconnaissance de terrain et l'échantillonnage de la zone Puyo-Mera et du Pan de Azúcar (Equateur) a été effectuée avec Jean-Philippe Eissen et des guides locaux ;
- * La préparation des échantillons pour les analyses chimiques (sciage, concassage, broyage) s'est déroulée dans les locaux de l'Institut de Géophysique (IG, EPN) de Quito ;
- * L'analyse des phases minérales a été réalisée à l'aide de la microsonde Cameca SX-100 du Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand), grâce aux calibrations de Jean-Luc Devidal ;
- * L'analyse des éléments majeurs et en traces des roches totales a été entièrement effectuée par Joseph Cotten, à l'Université de Bretagne Occidentale (UBO, Brest) ;
- * L'analyse des isotopes du Sr et du Nd des roches totales a été réalisée par :
 - Erwan Bourdon, à l'Université Royal Holloway (Londres)
 - Chantal Bosq, au Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand) ;
- * Les datations Ar-Ar ont été obtenues sous la direction de Michel Fornari, au Laboratoire Géosciences Azur de l'Université de Nice-Sophia Antipolis.
- * Les charges expérimentales ont été photographiées à l'aide du microscope électronique (MEB) du Laboratoire Magmas et Volcans, grâce aux conseils de Jean-Marc Hénot ;
- * Les expériences de fusion partielle en piston-cylindre ont été réalisées au Laboratoire Magmas et Volcans, sous la direction de Didier Laporte et avec l'aide de Franck Pointud.

1.3.2) *Plan du travail de thèse*

Ce mémoire se compose de huit chapitres, brièvement présentés ci-dessous :

1) Introduction

Cette section présente le cadre général de cette thèse, décrit le travail effectué, mentionne les collaborateurs qui y ont participé et précise les objectifs à atteindre.

2) Genèse des magmas en contexte de subduction

Ce chapitre est constitué de deux parties. La première partie consiste en une revue des

travaux publiés à ce jour sur la formation des magmas en contexte d'arc, afin de mettre en évidence l'évolution des concepts et des courants de pensée. Elle s'intéresse plus précisément aux mécanismes qui induisent la genèse des magmas dans les zones de subduction, ainsi qu'aux différents réservoirs qui participent à ce processus. La seconde partie se focalise sur la métasomatose du coin de manteau. Différentes approches, comme l'étude de la composition des laves d'arc, celle des xénolites mantelliques ou encore les apports de la pétrologie expérimentale, sont abordées. Ce dernier point est particulièrement développé, car il permet de mettre en évidence les différences qui existent entre les agents métasomatiques issus de la plaque plongeante : les fluides aqueux et les liquide silicatés.

3) Les Andes équatoriennes

Cette section présente le contexte géodynamique et géologique de l'arc volcanique Plio-Quaternaire équatorien, auquel sont rattachées les formations étudiées dans ce travail de thèse. Il met en évidence le lien existant entre le volcanisme actif et la subduction de la plaque de Nazca sous la marge équatorienne. Il souligne également l'importance de l'épaisse ride aiséismique de Carnegie, portée par la plaque de Nazca et actuellement subductée sous la marge équatorienne. Finalement, il récapitule les différents modèles proposés précédemment afin d'expliquer la genèse des laves équatoriennes.

4) L'arrière-arc volcanique équatorien : étude des cônes de Puyo, des laves de Mera et du Pan de Azúcar

Ce chapitre s'intéresse plus en détail à l'arrière-arc volcanique équatorien, avec la présentation des trois formations volcaniques qui sont le centre de ce travail de thèse : les cônes de Puyo, les laves de Mera et le stratovolcan Pan de Azúcar. Il débute par une description des formations et de l'échantillonnage. Les caractéristiques pétrographiques des échantillons et les compositions de leurs minéraux constitutifs sont ensuite décrites en détail, suivies par l'étude des données géochimiques (éléments majeurs et en traces ; isotopes du Sr et du Nd). Enfin, le Pan de Azúcar est comparé à deux stratovolcans voisins : le Sumaco et le Reventador.

5) Approche géochimique de la genèse et de l'évolution des magmas de l'arrière-arc équatorien : modélisation à l'aide des éléments majeurs et en traces

Ce chapitre se divise en deux sous-sections qui concernent d'une part le mode de genèse des magmas ayant donné naissance aux trois formations volcaniques étudiées et d'autre part l'évolution de leurs séries magmatiques respectives. Dans les deux cas, l'outil utilisé est une modélisation théorique basée sur le comportement des éléments majeurs et en traces. En prenant l'exemple de la série des cônes de Puyo, un modèle de genèse a été mis au point. Il a ensuite été appliqué au Pan de Azúcar ainsi qu'aux deux stratovolcans voisins. Enfin, l'évolution des séries magmatiques des trois formations étudiées a été modélisée.

*6) Approche expérimentale de la genèse des magmas sous l'arc équatorien :
fusion partielle d'une péridotite métasomatisée par un liquide adakitique*

Afin de vérifier les résultats du modèle, les paramètres développés au chapitre 5 ont été testés à l'aide d'expériences de fusion partielle directes en piston-cylindre. Cette étape a également permis de mettre au point une nouvelle technique d'extraction des liquides, applicable aux faibles taux de fusion partielle du manteau en conditions hydratées. Deux séries d'expériences ont été réalisées à 2 et 2,5 GPa, des difficultés techniques ne permettant pas d'atteindre 3 GPa et plus. Les résultats expérimentaux ont finalement été comparés à ceux obtenus précédemment par d'autres travaux, en conditions anhydres et hydratées.

7) Comparaison des approches géochimiques et expérimentales

Les deux approches développées dans les chapitres 5 et 6 sont synthétisées dans cette section. Les résultats expérimentaux sont ainsi comparés à ceux obtenus à l'aide du modèle géochimique. Les compositions des liquides produits dans les expériences sont finalement confrontées à celles des échantillons naturels récoltés en Equateur.

8) Conclusion

Ce chapitre récapitule les points importants exposés dans ce mémoire.

2 GENESE DES MAGMAS EN CONTEXTE DE SUBDUCTION

Le magmatisme d'arc se produit en contexte de plaques convergentes, durant la subduction de la lithosphère océanique sous une marge continentale (arc continental) ou océanique (arc insulaire). Ce magmatisme engendre des laves possédant des caractéristiques différentes de celles des MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts), générés sous les rides médio-océaniques, et des OIB (Oceanic Island Basalts) issus des points chauds. Ainsi, les laves d'arc se distinguent par **1)** leur caractère hydraté et oxydé ; **2)** leur composition en éléments majeurs, dominée par des andésites calco-alcalines ; **3)** leur spectre d'éléments en traces ; **4)** leur teneur élevée en éléments légers (*e.g.* B, Be).

(1) Le caractère hydraté des laves d'arcs s'exprime non seulement par la présence de phases minérales riches en eau, comme les micas ou les amphiboles, mais également par des teneurs en eau élevées dans les verres (*e.g.* 0,5-2% d'H₂O estimée par Stolper et Newman (1994) dans les verres des laves de la fosse des Mariannes ; 0,5-8% d'H₂O d'après la revue de Wallace (2005) sur les volatils contenus dans les inclusions magmatiques des laves d'arc). En conséquence de la présence d'H₂O et d'autres volatils (F, Cl, S) dans les magmas, les volcans des zones de subduction sont caractérisés par une activité éruptive qui peut être fortement explosive. De plus, la présence d'H₂O permet d'expliquer la nature oxydée des magmas d'arc et de leur source mantellique.

(2) Même si les séries tholéitiques et alcalines sont présentes en contexte de subduction, les laves d'arc appartiennent principalement à la série calco-alcaline (basalte-andésite-dacite-rhyolite) et sont dominées par les compositions andésitiques (52-63% de SiO₂). Comparativement aux deux autres séries, les laves calco-alcalines sont caractérisées par une teneur moyenne en alcalins et en fer.

(3) Lorsque leurs teneurs en éléments en traces sont normalisées au manteau primitif (Fig. 2.1), les laves d'arcs présentent un spectre bien différent de celui des MORB ou des OIB. Comparativement aux MORB, les laves d'arc possèdent des teneurs élevées en éléments alcalins et alcalino-terreux (LILE = Large Ion Lithophile Elements) et sont enrichies en terres rares légères (Light Rare Earth Elements = LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE = Heavy Rare Earth Elements). A la différence des MORB et des OIB, les laves d'arc possèdent une anomalie négative en éléments à fort potentiel ionique (HFSE = High Field Strength Elements ; *e.g.* Nb, Zr) qui correspond à la « signature d'arc ».

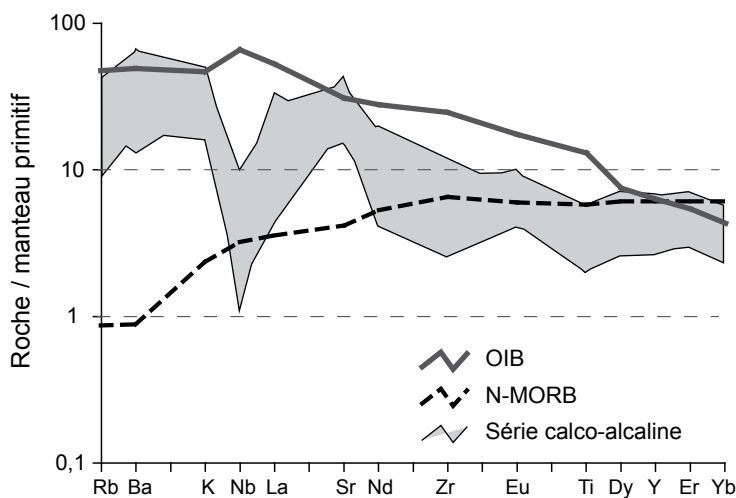


Figure 2.1

Diagramme multi-élémentaire présentant les caractéristiques en éléments en traces des OIB (Oceanic Island Basalts ; Sun et McDonough, 1989), des N-MORB (Normal Mid-Ocean Ridge Basalts ; Sun et McDonough, 1989) et des laves d'arcs (laves calco-alcalines de l'arc des Nouvelles-Hébrides, Monzier et al., 1997a). Normalisation au manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

(4) Par rapport aux MORB et aux OIB, les laves d'arcs sont enrichies en B et en ¹⁰Be, un isotope cosmogénique à court temps de demi-vie qui est principalement incorporé dans les sédiments de la croûte océanique (Morris et al., 1990). Des teneurs élevées en ces éléments témoignent ainsi de la participation de la couverture sédimentaire de la plaque plongeante lors de la genèse des magmas d'arc (Sano et al., 2001).

Il semble ainsi que les mécanismes de genèse des magmas dans les arcs volcaniques soient différents de ceux qui se produisent sous les rides médio-océaniques ou en contexte de point chaud. En effet, plusieurs réservoirs peuvent contribuer de manière plus ou moins importante au magmatisme des zones de subduction :

- le coin de manteau ;
- la lithosphère océanique subductée, qui se compose de roches mafiques (AOC = Altered Oceanic Crust) et de sédiments et qui participe à la genèse des laves d'arc par le biais de fluides aqueux issus de sa déshydratation et/ou de liquides silicatés hydratés engendrés par sa fusion partielle ;
- la croûte continentale (arc continental) ou océanique (arc insulaire), sus-jacente au coin mantellique.

Au fur et à mesure de l'avancée des recherches, les différents modèles de genèse des magmas dans les zones de subduction ont successivement fait intervenir l'un et/ou l'autre de ces réservoirs :

1) Un des premiers modèles (§ 2.1.1), mis au point à la fin des années 60 par Green et Ringwood (1968), explique la genèse des laves calco-alcalines par la fusion partielle d'amphibolites en base de croûte ou d'éclogites à des profondeurs de 70-100 km. D'après ces auteurs, les amphibolites et les éclogites seraient issues de la transformation de basaltes par métamorphisme d'enfouissement.

2) Les modèles élaborés au cours des années 70-80 (§ 2.1.2) envisagent la fusion partielle de la croûte océanique subductée sous l'arc volcanique. Ce processus engendre des liquides silicatés acides qui n'atteignent pas la surface, mais qui sont entièrement consommés dans des réactions métasomatiques avec le coin de manteau. La fusion partielle subséquente de la péridotite hydratée et métasomatisée donne naissance à la série des laves d'arc (Nicholls et Ringwood, 1972 ; Nicholls et Ringwood, 1973 ; Wyllie et Sekine, 1982).

3) Les modèles développés à partir du milieu des années 80 (§ 2.1.3) rejettent l'hypothèse de la fusion partielle de la croûte océanique subductée. Dans ces modèles, la contribution de la lithosphère océanique se fait uniquement par l'apport de fluides aqueux libérés par déshydratation. Cependant, le coin de manteau hydraté et métasomatisé demeure toujours la source principale des magmas d'arcs (Tatsumi, 1986, 1989 ; Tatsumi et al., 1986 ; Schmidt et Poli, 1998).

4) Durant ces 15 dernières années, l'hypothèse de la fusion partielle de la plaque subductée est revenue d'actualité, suite à la découverte de laves possédant des caractéristiques géochimiques particulières : les adakites (§ 2.1.4).

Tous les modèles actuels admettent la participation d'au moins deux réservoirs (la croûte océanique et le coin de manteau) lors de la genèse des magmas d'arc, ainsi que les transferts de matière entre la plaque subductée et le coin de manteau sus-jacent. Les modalités précises de ces processus demeurent cependant au cœur de nombreux débats et polémiques.

2.1) *Evolution des modèles de genèse des magmas d'arc*

2.1.1) *Avant les années 1970 : de l'importance du métamorphisme des basaltes sous-plaqué et de la fusion partielle du coin de manteau*

L'association systématique des roches calco-alcalines avec des zones tectoniquement actives a conduit à Green et Ringwood (1968) à postuler qu'une étroite relation existait entre la genèse de ces laves et les mécanismes d'orogénèse. Ces deux auteurs ont validé leur hypothèse par des résultats expérimentaux, obtenus en faisant cristalliser différentes compositions synthétiques s'étendant des tholéiites à quartz aux rhyodacites. Selon Green et Ringwood (1968), les stades précoces d'un cycle orogénique sont caractérisés par la formation d'un grand volume de magmas

basaltiques, issus de la fusion partielle du manteau pyrolitique. Ces basaltes s'empilent les uns sur les autres et s'accumulent vers 15 km de profondeur sous les marges continentales, les arcs insulaires ou encore les dorsales océaniques. Deux cas de figure peuvent alors se produire :

1) si l'activité magmatique cesse et que la pile de basaltes reste sèche, le poids des laves permet la transformation des couches inférieures en éclogites, par métamorphisme d'enfouissement. Grâce à leur densité élevée, les éclogites vont s'enfoncer dans le manteau jusqu'à atteindre une profondeur permettant leur fusion partielle (70-100 km) et la genèse de la série calco-alkaline ;

2) la seconde alternative tient compte de la présence d'eau lors de l'empilement des basaltes, qui peut provenir de l'introduction de roches hydratées dans le manteau, par une cellule de convection. Des conditions hydratées, accompagnées d'un fort gradient géothermique causé par une activité magmatique incessante, permet alors la formation d'amphibolites aux dépens des basaltes. Ces amphibolites vont ensuite fondre partiellement en base de croûte (vers 30 km) et donner naissance à la série calco-alkaline.

La composition des magmas dérivés de l'un ou l'autre mécanisme est déterminée par la composition moyenne de la pile de basaltes, les conditions de pression et de température lors de la fusion partielle, ainsi que l'absence ou la présence d'eau. Lors de leur remontée vers la surface, ces magmas subissent divers processus de cristallisation fractionnée, qui produisent toute la gamme de composition des magmas calco-alkalins. Au vu des connaissances actuelles, ce modèle peut sembler quelque peu fantasque. Cependant, à cette époque, la théorie de la tectonique des plaques n'en était encore qu'à ses balbutiements et la géométrie des zones de subduction commençait seulement à être établie.

2.1.2) *Durant les années 70-80 : de l'importance de la plaque océanique subductée et de sa fusion partielle*

2.1.2.1) *Modèle de Nicholls et Ringwood (1972, 1973)*

Quatre ans après les expériences de Green et Ringwood (1968), Nicholls et Ringwood (1972) revisitent le modèle de genèse des magmas d'arc, en déterminant expérimentalement la profondeur maximum à laquelle différentes compositions de liquides (tholéiites plus ou moins saturées en silice et andésites basaltiques) se trouvent en équilibre avec un assemblage mantellique représenté par son constituant principal : l'olivine. En partant du postulat que la cristallisation d'olivine au liquidus dans des conditions mantelliques requiert un environnement riche en H₂O, Nicholls et Ringwood (1972) ont démontré qu'il était possible d'engendrer des liquides tholéiitiques saturés en silice, voir même à quartz normatif, par fusion partielle d'une péridotite hydratée vers 70-100 km de profondeur. En revanche, des liquides andésitiques ne peuvent être produits par ce processus, car ils nécessiteraient une profondeur de formation non réaliste pour une zone de subduction (*i.e.* ~20 km).

Dans ce modèle, la fusion partielle du manteau péridotitique est déclenchée par l'apport d'eau provenant de la déshydratation de la lithosphère océanique subductée. Nicholls et Ringwood (1972) ont en effet mis en évidence la déstabilisation successive des différents minéraux hydratés de la plaque plongeante (amphibole, épidote, serpentine, talc, chlorite, etc.) lors de l'augmentation de la pression et de la température. Pour ces auteurs, la déshydratation est continue et se fait sur un grand intervalle de profondeur (jusqu'à 100-150 km). L'eau libérée migre dans le manteau sus-jacent, diminue sa viscosité et crée des instabilités gravitaires. Grâce à ces instabilités, des diapirs de péridotite hydratée remontent et fondent par décompression adiabatique en produisant des magmas tholéitiques saturés en silice. Après ségrégation, ces magmas fractionnent de l'olivine et évoluent vers des basaltes sur-saturés en silice. Durant leur remontée vers la surface, le fractionnement de pyroxène, d'amphibole et finalement de plagioclase permet la formation des magmas plus siliceux de la suite calco-alcaline (andésites, dacites et rhyolites).

En 1973, Nicholls et Ringwood complètent leur modèle en s'intéressant au devenir de la croûte océanique subductée et proposent une explication autre que la cristallisation fractionnée pour la genèse des liquides andésitiques. Vers 100 km de profondeur, après la déstabilisation de l'amphibole, la plaque océanique se transforme en élogite à quartz sous l'effet de l'augmentation des conditions de pression et de température. Les minéraux hydratés restants (serpentine, talc, hydroxylo-silicates de haute pression) libèrent alors de l'eau entre 100 et 150 km. Lorsque la température régnant dans la zone de Bénéoff excède le solidus d'une élogite à quartz, la fusion de la plaque plongeante se produit et engendre des liquides calco-alcalins très riches en silice (> 65% SiO₂). Au contraire de Green et Ringwood (1968), qui proposaient la remontée directe de ces magmas acides jusqu'en surface, Nicholls et Ringwood (1973) sont convaincus que, dans la plupart des cas, ces liquides réagissent avec le coin de manteau pour former des pyroxénites à grenat hydratées, qui héritent d'une partie des caractéristiques géochimiques des liquides silicatés. Finalement, des diapirs de pyroxénites à grenat remontent parfois vers la surface et fondent partiellement pour produire des magmas calco-alcalins de composition andésitique.

2.1.2.2) *Modèle de Wyllie et Sekine (1982)*

Au début des années 80, les idées convergent vers l'hypothèse que la genèse des magmas dans les zones de subduction est un processus complexe, impliquant au moins deux réservoirs : la croûte océanique subductée et le coin de manteau sus-jacent. La croûte océanique apporte sa contribution par le biais de fluides aqueux issus de sa déshydratation et de liquides silicatés générés par sa fusion partielle. En 1982, Wyllie et Sekine proposent un modèle détaillé qui tient compte de ces deux possibilités (Fig. 2.2). D'après leur modèle, les fluides aqueux issus de la déshydratation de la plaque plongeante entre 70 et 100 km de profondeur (entre la zone **D** et la zone **E**) ne déclenchent pas la fusion partielle du manteau sus-jacent trop froid. En revanche, ils peuvent favoriser la fusion partielle du manteau en base de croûte, lors de leur remontée vers la surface (zone **F**).

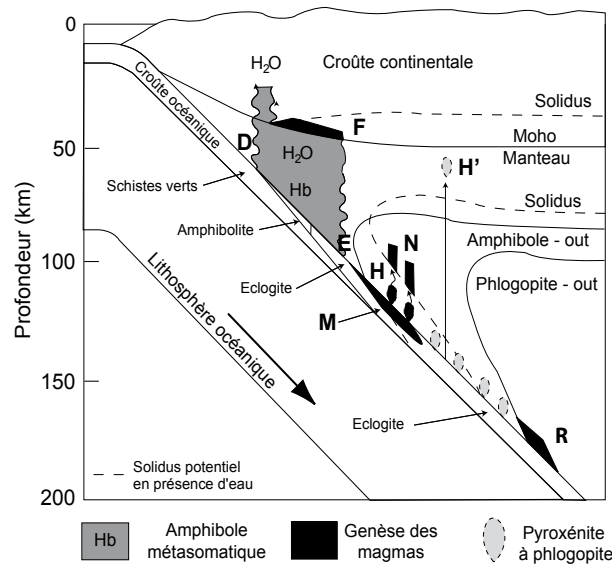


Figure 2.2 Modèle de genèse des magmas d'arc d'après Wyllie et Sekine (1982).

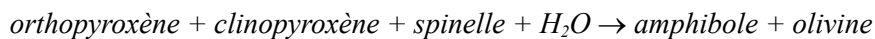
Comme Nicholls et Ringwood (1973), Wyllie et Sekine (1982) proposent que des liquides silicatés riches en eau soient formés par la fusion partielle de la plaque plongeante à des profondeurs supérieures à 100 km (zone **M**). Ces liquides réagissent ensuite avec la péridotite mantellique à l'interface avec la croûte subductée. Une couche de pyroxénite à phlogopite se forme alors juste au-dessus de la plaque plongeante. Les fluides aqueux, relâchés lors des réactions métasomatiques et lors de la solidification de cette couche (zone **H**), migrent vers des zones où la température est plus élevée (zone **N**) et déclenchent la fusion partielle de la péridotite mantellique. Les magmas produits par ce processus donnent naissance, au niveau du front volcanique, à la série calco-alcaline typique des zones de subduction. La couche de pyroxénite à phlogopite restante est entraînée en profondeur par la convection mantellique. Lorsqu'elle atteint les conditions thermiques appropriées, elle fond partiellement et génère des liquides alcalins sous-saturés, typiques des volcans situés à l'arrière des arcs volcaniques (zone **R**). Wyllie et Sekine (1982) ont également proposé que des diapirs de pyroxénite remontent parfois à travers le coin de manteau et restent bloqués à la base de la lithosphère continentale (zone **H'**). Ces blocs participeraient ultérieurement à la genèse des laves intraplaques continentales, ce qui permettrait d'expliquer leur enrichissement en potassium.

2.1.3) *Durant les années 80-90 : de l'importance des phases hydratées et de la fusion partielle du coin de manteau*

2.1.3.1) *Modèle de Tatsumi et collaborateurs*

La fin des années 80 est marquée par les idées de Tatsumi et collaborateurs (*e.g.* Tatsumi, 1986, 1989 ; Tatsumi et al., 1986). Ils vont s'intéresser à la déstabilisation des phases hydratées situées non plus dans la plaque subductée, mais dans le coin de manteau, et considérer ce processus comme le facteur déclenchant la fusion partielle de la péridotite mantellique. En observant que le plan de Bénioff se trouve systématiquement à une profondeur d'environ 110 km sous le front volcanique, Tatsumi (1986, 1989) et Tatsumi et al. (1986) ont conclu que la formation de ce dernier devait être liée à des réactions dépendant de la pression, comme par exemple la déstabilisation d'une phase hydratée dans le coin de manteau.

Pour ces auteurs, l'hornblende est la principale phase hydratée de la plaque océanique subductée. Elle se déstabilise vers 90 km en libérant de l'eau qui s'infiltre dans le manteau sus-jacent, au niveau de l'avant-arc (Fig. 2.3a). Lors de leur percolation, les fluides réagissent avec les minéraux mantelliques au cours d'une réaction qui permet de fixer l'eau dans la péridotite par formation d'amphibole :



Schneider et Egger, 1986

La péridotite hydratée est ensuite emmenée en profondeur par les mouvements de convection du coin de manteau. Vers 110 km, l'amphibole métasomatique se déstabilise et libère de l'eau qui migre vers des profondeurs inférieures, où elle réagit à nouveau avec un portion de péridotite anhydre. Il en résulte un mouvement latéral de l'eau dans la péridotite mantellique, la zone hydratée s'éloignant de la fosse et se déplaçant vers des zones de température de plus en plus élevée. Lorsque le front de formation de l'amphibole atteint la température du solidus de la péridotite hydratée, cette dernière peut fondre partiellement et engendrer des magmas qui vont remonter sous forme de diapirs (zone A, Fig. 2.3a). A plus forte profondeur, la déstabilisation de la phlogopite mantellique déclenche la formation de magmas à l'arrière de l'arc volcanique (zone B).

Selon ces auteurs, les phases hydratées de la plaque plongeante se déstabilisent toutes avant 100 km de profondeur. La croûte océanique subductée est par conséquent complètement anhydre lorsqu'elle arrive sous l'arc volcanique principal. La source mantellique hydratée des magmas d'arc est donc produite au niveau de l'avant arc, puis transportée en profondeur par la convection du coin de manteau. La quantité d'eau disponible, et donc l'abondance des phases mantelliques hydratées, diminue de l'avant vers l'arrière de l'arc, ce qui explique la diminution du degré de fusion du coin de manteau et le nombre d'édifices volcaniques. D'après ce modèle, la fusion partielle se produit à deux profondeurs différentes sous l'arc volcanique. En surface, ce processus

se manifeste par la formation de deux chaînes volcaniques parallèles à l'axe de la fosse, comme observées dans de nombreux arcs insulaires et continentaux.

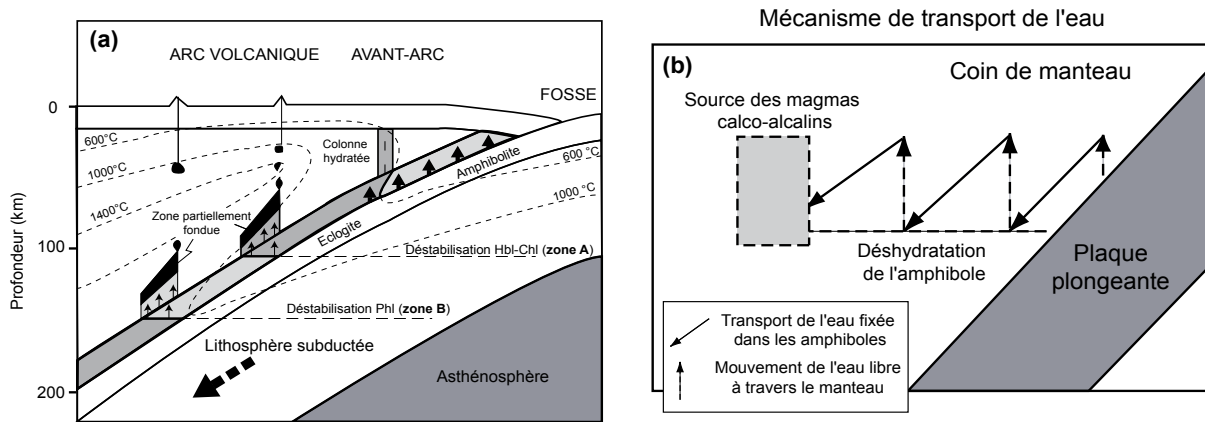


Figure 2.3

(a) Modèle de genèse des magmas d'arc d'après Tatsumi (1989).

(b) Mécanisme de transport latéral de l'eau, de la plaque plongeante vers le coin de manteau (Davies et Stevenson, 1992).

Malgré un modèle détaillé, Tatsumi et ses collaborateurs (Tatsumi, 1986, 1989 ; Tatsumi et al., 1986) ne s'attardent pas sur le mécanisme permettant la migration des fluides et l'avancée du front de formation de l'amphibole. Les travaux ultérieurs de Davies et Stevenson (1992) ont montré que la migration latérale de l'eau dans le manteau sub-arc convectif est contrôlée par des processus successifs de déstabilisation-cristallisation de l'amphibole métasomatique (Fig. 2.3b). Ce mécanisme permet ainsi aux fluides d'atteindre des portions de péridotite possédant une température élevée et de déclencher leur fusion partielle.

2.1.3.2) *Déshydratation de la plaque plongeante : déshydratation ponctuelle vs. déshydratation continue*

Dans le modèle de la figure 2.3a (Tatsumi, 1989), la déshydratation de la croûte océanique subductée se produit à un seul endroit, correspondant aux conditions de déstabilisation de l'hornblende. Au contraire, Nicholls et Ringwood (1972) avaient proposé une déshydratation continue, jusqu'à 150 km de profondeur. Actuellement, ces deux courants de pensée s'affrontent encore au sujet des modalités de la déshydratation de la plaque plongeante. Pour certains, fidèles aux idées de Tatsumi (1986, 1989) et de Tatsumi et al. (1986), il n'y a plus de minéral hydraté stable dans la plaque plongeante après la décomposition de l'hornblende, qui se produit vers 650°C (Liu et al., 1996). Toute l'eau contenue dans la croûte océanique subductée est donc libérée avant 100 km de profondeur pour une croûte océanique chaude et avant 150 km pour

une croûte mature et froide. Pour d'autres (e.g. Pawley et Holloway, 1993 ; Schmidt et Poli, 1998), la lithosphère océanique subductée se déshydrate de manière progressive et continue. Elle peut en effet contenir des quantités significatives d'H₂O jusqu'à plus de 250 km de profondeur, grâce à la présence de minéraux hydratés de haute pression comme la lawsonite, la phengite ou encore le chloritoïde, qui seront stables bien après la décomposition de l'amphibole. Les fluides ne sont plus libérés à une profondeur unique, mais simultanément en différents endroits de la plaque plongeante. L'emplacement du front volcanique n'est donc plus lié à un événement de déshydratation principal, mais à la position des isothermes du coin de manteau, là où la fusion partielle sera suffisante (ca. 1300°C) pour permettre l'extraction mécanique des magmas.

L'hypothèse d'une déshydratation progressive de la plaque plongeante, jusqu'à forte profondeur, est confortée par les expériences de Mibe et al. (1999), qui se sont intéressés à la connectivité de la phase fluide dans le manteau supérieur, à l'interface avec la plaque subductée (Fig. 2.4).

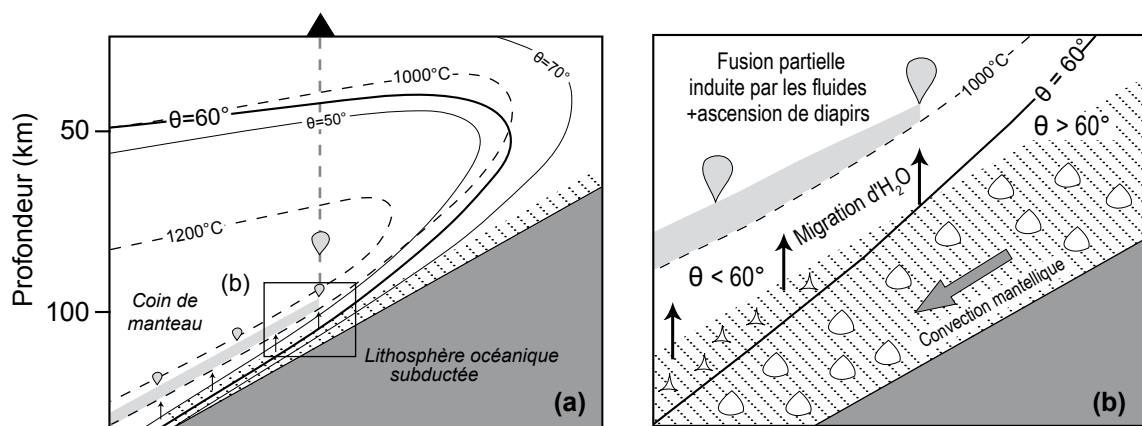


Figure 2.4

(a) Distribution des angles de mouillage dans une zone de subduction.

(b) Détail de la partie centrale. Les symboles à forme concave et convexe représentent la géométrie des limites grains-fluides pour des angles de mouillage respectivement de $\theta < 60^\circ$ et de $\theta > 60^\circ$. La migration des fluides piégés est donc possible lorsque $\theta < 60^\circ$.

D'après Mibe et al. (1999).

En tenant compte de la variation des angles de mouillage (θ) d'un système fluide-forstérite, ils ont démontré que les fluides libérés par la déshydratation de la plaque plongeante restent tout d'abord piégés dans la péridotite sus-jacente ($\theta > 60^\circ$), puis sont libérés entre 80-150 km de profondeur sous le front volcanique ($\theta < 60^\circ$). Ce modèle permet ainsi d'expliquer la position statique du front volcanique, même si la déshydratation de la plaque plongeante s'effectue de manière continue de 40 à plus de 250 km de profondeur.

De même, les expériences sur la stabilité des phases hydratées de haute pression (phengite, pumpellyite, topaze-OH) démontrent que des fluides peuvent être libérés jusqu'à ~360 km par les sédiments d'une croûte océanique mature et froide (Domanik et Holloway, 1996).

La divergence des résultats et interprétations, entre les partisans d'une déshydratation ponctuelle et ceux d'une déshydratation continue, peut s'expliquer par des procédures expérimentales différentes. En effet, la durée moyenne des expériences de Pawley et Holloway (1993) et de Schmidt et Poli (1998) est d'environ une semaine, alors que Liu et al. (1996) ont fait durer les leurs jusqu'à trois mois. En partant de l'hypothèse que la courte durée des expériences des premiers a peut-être permis la persistance de phases métastables, Forneris et Holloway (2003) ont réalisé des expériences de une à quatre semaines, afin de déterminer l'influence du temps sur la cristallisation de phases métastables (2,2-3,4 GPa ; 625-750°C). Ils ont démontré que le chloritoïde est effectivement une phase métastable, qui peut encore être présente deux semaines après le début des expériences, mais qui disparaît par la suite. Ainsi, pour des pressions de 3 GPa, les épidotes sont les dernières phases hydratées stables dans la croûte océanique en subduction (Forneris et Holloway, 2003). Leur décomposition avant 100 km de profondeur entraîne la déshydratation totale des basaltes subductés avant leur arrivée sous l'arc volcanique principal. Les résultats de Forneris et Holloway (2003) sont donc en accord avec ceux de Tatsumi (1986, 1989) et de Liu et al. (1996) sur un point crucial : la déshydratation totale de la plaque plongeante est réalisée entre 90 et 110 km de profondeur.

La controverse sur les mécanismes de la déshydratation de la plaque plongeante se poursuit encore actuellement. Les auteurs sont néanmoins d'accord sur un point : la déstabilisation des phases hydratées de haute pression (*e.g.* phengite), présentes dans la croûte océanique subductée après la disparition de la hornblende, libèrent beaucoup moins de fluides que cette dernière. La plupart des fluides sont donc relâchés avant 100 km de profondeur.

2.1.4) *A partir des années 90 : de la réactualisation de la fusion partielle de la plaque plongeante (concept adakitique)*

Comme décrits ci-dessus, les modèles et les études expérimentales récents favorisent une genèse des magmas d'arc par fusion partielle du coin de manteau, déclenchée par l'apport de fluides issus de la déshydratation de la plaque subductée. Néanmoins, la découverte de laves d'arcs dont la signature géochimique diffère de celle des magmas calco-alcalins classiques, tout d'abord sur l'île d'Adak (Aléoutiennes ; Kay, 1978), puis à l'extrémité sud du Chili (Martin, 1987), et finalement sur tout le pourtour de l'océan Pacifique (voir Defant et Kepezhinskis, 2001 pour revue), a permis de définir un nouveau type de magmatisme lié aux zones de subduction : le magmatisme adakitique, nommé ainsi par Defant et Drummond (1990) en hommage au travail de Kay (1978).

Samaniego et al., 2002, 2005) ; Andes australes (Martin, 1987 ; Bourgois et al., 1996 ; Stern et Kilian, 1996 ; Sigmarsson et al., 1998).

2.1.4.2) *Mode de genèse des adakites : fusion partielle de la croûte océanique subductée*

Kay (1978) fut le premier à proposer un modèle de genèse pour ces laves atypiques. Selon lui, les caractéristiques géochimiques des andésites d'Adak requièrent la participation de liquides silicatés acides issus de la fusion partielle de roches basaltiques. Plus tard, Defant et Drummond (1990) ont remarqué que les adakites se rencontrent souvent en avant de l'arc volcanique principal, leur position correspondant à une profondeur de la plaque plongeante de l'ordre de 70-80 km. Grâce à ces observations, Defant et Drummond (1990) ont émis l'hypothèse que la fusion partielle d'une croûte océanique basaltique jeune (< 25 Ma) et chaude, à des pressions de 2-2,5 GPa (60-80 km) sous l'arc volcanique, pouvait engendrer des laves adakitiques. La ressemblance du point de vue géochimique entre les adakites et la série tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) archéenne renforce cette hypothèse (Martin, 1987, 1999 ; Martin et al., 2005). Il a en effet été prouvé que les TTG proviennent de la fusion de la croûte océanique au sein du manteau archéen plus chaud que le manteau actuel. La fusion partielle d'une croûte océanique subductée jeune (< 25 Ma) et chaude semble donc être le processus idéal pour générer des liquides adakitiques.

Toutefois, le modèle thermique de Peacock et al. (1994) restreint la possibilité de fondre partiellement la plaque plongeante à trois cas précis : 1) en présence de fortes contraintes cisailantes (> 100 MPa) entre les plaques, causées par une subduction rapide ou oblique ; 2) en présence d'une croûte océanique extrêmement jeune (< 5-10 Ma) et donc anormalement chaude ; 3) lors des premiers stades de la subduction d'une croûte océanique mature et froide.

De nombreuses séries adakitiques ont cependant été décrites dans un contexte de subduction de lithosphère vieille et froide. Il apparaît ainsi que certaines géométries particulières du plan de Bénéoff peuvent produire un flux de chaleur anormalement élevé et induire la fusion partielle de la plaque plongeante, comme par exemple : 1) un réchauffement de l'extrémité de la croûte océanique le long de zones de fracture (Yogodzinski et al., 2001) ; 2) une diminution de l'angle de subduction permettant à la lithosphère océanique de demeurer un temps prolongé dans le manteau supérieur (Gutscher et al., 2000) ; 3) l'arrivée dans la zone de subduction d'une ride ou d'un plateau océanique plus jeune et plus chaud que la croûte océanique environnante (Gutscher et al., 1999 ; Bourdon et al., 2003a).

2.1.4.3) *Mode de genèse des adakites : contraintes expérimentales*

De nombreuses expériences ont été réalisées dans les conditions probables de la fusion d'une croûte océanique subductée, *i.e.* 0,8-3,2 GPa et 850-1150°C (Rapp et al., 1991 ; Sen et Dunn,

1994a ; Rapp et Watson, 1995). Elles ont montré que la fusion partielle (10-40%) de basaltes, métamorphisés en faciès amphibolitique ou éclogitique produit des liquides silicatés ayant des compositions en éléments majeurs et en traces similaires aux laves adakitiques. Selon la pression considérée, l'assemblage résiduel comprend de l'amphibole, du grenat, voire du rutile (3,2 GPa ; Rapp et al., 1991). En l'absence de plagioclase résiduel, le Sr et l'Eu ont un comportement incompatible ($K_{D_{Sr, Eu}}^{min/liq} < 1$) et se concentrent dans le liquide magmatique. Ce phénomène permet d'expliquer les teneurs élevées en ces éléments dans les adakites. A l'opposé, le grenat et la hornblende possèdent des $K_{D_{HREE}}^{min/liq} > 1$. Les HREE se comportent donc de manière compatible, ce qui induit de faibles teneurs en ces éléments dans les magmas adakitiques. De plus, la présence d'amphibole ou de rutile dans le résidu appauvrit le liquide en Ti et en HFSE et crée des anomalies négatives dans un diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif.

Les liquides expérimentaux présentent toutefois des teneurs en MgO, Cr et Ni beaucoup plus faibles que les adakites émises dans les arcs volcaniques. Il semble que l'enrichissement des adakites naturelles en ces éléments soit produit par des interactions avec la péridotite mantellique, lorsque le magma adakitique percole à travers le coin de manteau (Maury et al, 1996 ; Rapp et al, 1999 ; Martin et al., 2005 ; cf. § 2.2.3.2, pour une discussion détaillée).

2.1.4.4) *Mode de genèse des adakites : fusion de basaltes sous-plaqués en base de croûte continentale*

Le fait que toutes les adakites actuelles se rencontrent en contexte d'arc implique l'existence d'un lien étroit entre la présence de ces laves, le processus de subduction et la plaque plongeante. Toutefois, si les travaux expérimentaux (Rapp et al., 1991 ; Rapp et Watson, 1995) démontrent que les liquides adakitiques peuvent être issus de la fusion partielle d'un basalte métamorphisé dans le domaine de stabilité du grenat, les auteurs ne précisent pas l'environnement géodynamique dans lequel cette fusion a lieu. Certains auteurs ont ainsi proposé d'autres mécanismes de genèse pour les liquides adakitiques, comme par exemple la fusion partielle de basaltes à la base d'une croûte continentale épaissie (> 40 km).

Petford et Atherton (1996) suggèrent ainsi que les adakites du Batholite de la Cordillère Blanche au Pérou se soient formées en deux étapes: 1) sous-placage de basaltes résultant de la fusion partielle du coin de manteau métagénéré par des fluides ; 2) fusion partielle de ces basaltes sous-plaqués, grâce à l'arrivée continue de magma basaltique chaud. Comme l'épaississement de la pile de basaltes est constant, la fusion se produit de plus en plus profond, jusque dans le domaine de stabilité du grenat. Elle produit ainsi des magmas riches en Na, Al, Sr et pauvres en HREE et Y. Ce processus est idéal pour expliquer la genèse du Batholite de la Cordillère Blanche, mais ne peut être appliqué à toutes les adakites. En effet, la fusion partielle de basaltes

$${}^1K_{D_X}^{min/liq} = \text{coefficient de partage minéral/liquide pour l'élément X.} \\ = C^{min}/C^{liq}, \text{ avec } C = \text{concentration de l'élément en trace X.}$$

sous-plaqué en base de croûte ne permet pas aux magmas adakitiques d'interagir avec le coin de manteau sous-jacent et donc d'expliquer l'enrichissement en Mg, Cr et Ni de la plupart des liquides adakitiques. De plus, d'après les expériences de Prouteau et al. (1999), la genèse de liquide adakitique requiert plus de 10% d'H₂O. Pour obtenir une telle quantité d'eau, il faut non seulement des minéraux hydratés, mais également de l'eau libre. Des conditions hydratées lors de la genèse des adakites favorisent par conséquent l'hypothèse de la fusion de la croûte océanique subductée.

En revanche, la découverte de roches adakitiques dans un contexte géodynamique non associé à une zone de subduction récente ou passée renforce l'hypothèse d'Atherton et Petford (1996). Xu et al. (2002) ont ainsi identifié des roches adakitiques intrusives d'âge Crétacé inférieur (zone de Ningzhen, Chine orientale) présentant la plupart des caractéristiques géochimiques des adakites modernes, si ce n'est des rapports isotopiques incompatibles avec une origine par fusion partielle de la croûte océanique subductée. Les données tectoniques et géochimiques ont permis à Xu et al. (2002) de conclure que ces adakites intrusives pourraient dériver de la fusion partielle de matériel mafique en base de croûte continentale, dans le champ de stabilité du grenat, de la même manière que les adakites du Batholite de La Cordillère Blanche (Petford et Atherton, 1996). Par contre, les fortes teneurs en MgO de ces magmas indiquent qu'ils ont interagi avec les roches mantelliques, vraisemblablement lors d'un processus de délamination de la croûte inférieure (Fig. 2.6). En effet, lorsque la croûte continentale est épaisse (>40 km), la partie mafique de la croûte inférieure atteint des températures et des pressions permettant sa transformation en éclogite à amphibole. Ce matériel éclogitique, plus dense que les roches mantelliques sous-jacentes, se détache de la croûte et s'enfonce dans le manteau, en amincissant la croûte continentale. Les blocs d'éclogites sont ensuite réchauffés par le flux de chaleur régnant dans le coin de manteau et peuvent fondre partiellement grâce à la déshydratation de l'amphibole, en produisant des liquides adakitiques. Lorsque les liquides adakitiques remontent vers la surface, ils traversent une petite portion de manteau permettant leur enrichissement en Mg, Cr et Ni.

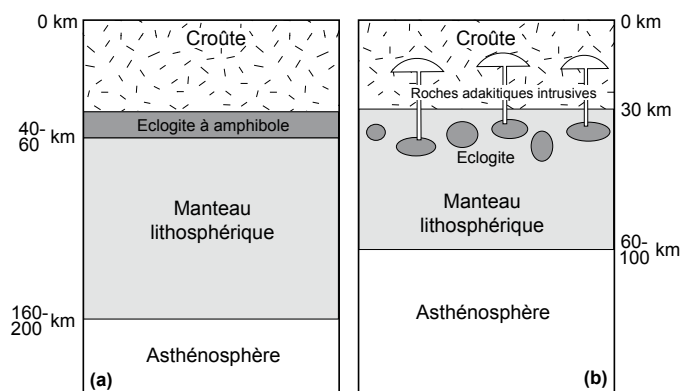


Figure 2.6

Modèle de délamination (Xu et al., 2002).

(a) Avant le processus de délamination, la croûte est épaisse (40-60 km) et sa partie inférieure est composée d'une couche d'éclogite à amphibole.

(b) La croûte est amincie par délamination. En même temps, des blocs d'éclogites à amphibole s'enfoncent dans le manteau supérieur et fondent partiellement pour produire des liquides adakitiques, qui interagissent ensuite avec le manteau lors de leur remontée vers la surface.

2.1.4.5) *Mode de genèse des adakites : cristallisation d'un cumulat à amphibole et grenat*

Un autre mécanisme, considérant la cristallisation d'un matériel basaltique et non plus sa fusion partielle, a été proposé par Prouteau et Scaillet (2003) afin d'expliquer les caractéristiques adakitiques des produits dacitiques de la dernière éruption du volcan Pinatubo (1991). Ce même processus a ensuite été utilisé par Macpherson et al. (2006), pour rendre compte de la genèse de certaines adakitiques de Mindanao (Philippines). Les expériences de cristallisation de la dacite du Pinatubo (Prouteau et Scaillet, 2003) indiquent une genèse à haute pression par refroidissement d'un basalte primitif hydraté, qui fractionne de l'amphibole et du grenat. Ces résultats sont renforcés par les expériences de cristallisation de basaltes hydratés et d'andésites magnésiennes réalisées par Müntener et al. (2001) à 1,2 GPa et 1030-1230°C. En effet, l'extrapolation de leur tendance expérimentale démontre que la dacite du Pinatubo pourrait être engendrée par ce processus entre 900-950°, en présence d'un cumulat à grenat et amphibole. Au Pinatubo comme à Mindanao, le précurseur basaltique est produit par la fusion partielle du coin de manteau, déclenchée par l'apport de fluides issus de la déshydratation de la plaque plongeante. Ensuite, les liquides basaltiques hydratés remontent à travers le coin de manteau et stagnent à la limite croûte inférieure-manteau supérieur (Prouteau et Scaillet, 2003), voire même au sein du manteau supérieur (Macpherson et al., 2006). A ce stade, ils cristallisent et fractionnent du grenat et/ou de l'amphibole. Finalement, le liquide dacitique est extrait en raison de ses faibles densité et viscosité, liées à son caractère hydraté. Les teneurs élevées en Mg, Cr, Ni de ces magmas sont attribuées soit a) à la cristallisation abondante de grenat et d'amphibole qui réduit le fractionnement de phases pouvant consommer ces éléments, comme l'olivine, le spinelle ou les pyroxènes (Prouteau et Scaillet, 2003), soit b) à l'interaction avec le matériel péridotitique lors de la migration à travers une petite épaisseur de manteau (Macpherson et al., 2006). Le principal point faible de ces hypothèses est qu'aucune preuve de grenat cumulatif n'a été retrouvée, ni à Mindanao, ni au Pinatubo.

2.2) *Contribution des sédiments subductés lors de la genèse des magmas d'arc*

Les modèles présentés ci-dessus se sont focalisés sur la contribution du coin de manteau et des metabasaltes de la croûte océanique subductée. Cependant, la partie supérieure de la plaque plongeante est généralement constituée d'une épaisseur plus ou moins importante de sédiments océaniques (50-500 m, voire plusieurs kilomètres dans certaines zones de subduction comme les Antilles ; Plank et Langmuir, 1998). Pour la plupart des zones de subduction, la colonne sédimentaire qui arrive dans les fosses océaniques est formée de 76% de matériel terrigène, 7% de carbonates de calcium et 17% de minéraux hydratés (GLOSS = Global Subducting Sediment ; Plank et Langmuir, 1998).

La contribution de la couverture sédimentaire lors de la genèse des magmas d'arc peut être déterminée par l'analyse de certains éléments et isotopes (*e.g.* B et ^{10}Be), qui se concentrent préférentiellement dans les sédiments océaniques (*e.g.* Morris et al., 1990). Les sédiments possèdent ainsi des teneurs élevées en B (50-150 ppm), qui reflètent la forte concentration de l'eau de mer en cet élément ($\sim 4,5$ ppm). Pour comparaison, les MORB et les OIB présentent des concentrations en B nettement inférieures, respectivement de 1 ppm et de 2-3 ppm. Quant au ^{10}Be , c'est un nucléide cosmogénique radioactif (temps de demi-vie = 1,5 Ma), formé par la spallation de l'oxygène et de l' H_2 dans l'atmosphère, qui se concentre très rapidement dans les sédiments océaniques riches en argile. Contrairement au B et au ^{10}Be , le ^9Be se concentre de la même manière dans tous les environnements et est par conséquent utilisé comme dénominateur de normalisation. Par rapport aux MORB et aux OIB, les laves d'arc présentent ainsi des rapports B/ ^9Be et $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ élevés. Ces rapports diminuent à travers les arcs, au fur et à mesure que la profondeur de la croûte subductée augmente (Ishikawa et Tera, 1997).

En plus des éléments légers décrits ci-dessus, les isotopes du plomb ou ceux de l'oxygène permettent également de tracer la participation de la couverture sédimentaire lors de la genèse des magmas d'arcs, ainsi que de différencier la nature des sédiments impliqués (argiles pour les isotopes du plomb et carbonates pour ceux de l'oxygène).

La contribution des sédiments lors de la déshydratation et/ou de la fusion de la plaque subductée est fonction de l'épaisseur de la couverture sédimentaire et de l'érosion qui se produit lors de la subduction. D'une manière générale, la contribution des sédiments est nettement inférieure à celle des metabasaltes de la croûte altérée. En effet, les résultats obtenus par Sano et al. (2001) dans l'arc volcanique du Japon indiquent que l'agent métasomatique du coin de manteau est composé de 90% de fluides dérivés de l'AOC et de 10% de fluides issus des sédiments. De même, Shimoda et al. (1998) ont estimé à quelques pourcents la part relative des sédiments dans le liquide silicaté issu de la fusion partielle de la croûte océanique subductée, sous l'arc volcanique de Setouchi (Japon).

2.3) *Métasomatose du manteau sub-arc*

D'après les modèles présentés dans le chapitre précédent, un consensus existe actuellement à propos de la genèse des magmas d'arc : le coin de manteau est la principale source des magmas formés dans les zones de subduction et la majorité des laves d'arc dérivent de sa fusion partielle en conditions hydratées. Au cours de son histoire, le manteau sub-arc a subi plusieurs épisodes d'extraction de magmas, qui ont appauvri sa composition en éléments majeurs et en traces incompatibles (McDonough, 1990 ; Arculus, 1994). Ainsi, lors de son arrivée dans la zone de subduction, le coin de manteau possède une composition équivalente à la source appauvrie des N-MORB (Hawkesworth et al., 1993). Sa composition et sa minéralogie sont ensuite modifiées par un agent métasomatique dérivé de la plaque plongeante : fluide aqueux issu de la déstabilisation

des minéraux hydratés et/ou liquide silicaté résultant de la fusion partielle de la croûte subductée. La percolation des fluides et/ou des liquides silicatés à travers le manteau solide peut induire (Dawson, 1982) :

- une métasomatose modale, caractérisée par la formation de minéraux secondaires hydratés (pargasite, chlorite, phlogopite) ou anhydres (e.g. orthopyroxène, clinopyroxène, grossulaire), aux dépens des minéraux primaires de la péridotite (principalement l'olivine, puis le spinelle, le grenat, le clinopyroxène et/ou l'orthopyroxène ; Bailey, 1982). Ces processus peuvent être illustrés par les réactions suivantes :

fluide + orthopyroxène + clinopyroxène + spinelle 1 → spinelle 2 + pargasite
(Neal, 1988)

fluide + spinelle 1 + clinopyroxène + orthopyroxène → pargasite + olivine
(Neal, 1988)

liquide silicaté 1 + olivine + clinopyroxène + orthopyroxène 1 + spinelle → liquide silicaté 2 + pargasite + orthopyroxène 2
(1,5 GPa - 950 à 1025°C ; Sen et Dunn, 1994)

liquide silicaté 1 + olivine → liquide silicaté 2 + orthopyroxène ± pargasite ± phlogopite
(1,5 GPa - 900 et 1000°C ; Prouteau, 1999)

- une métasomatose cryptique, qui modifie seulement la composition chimique globale de la péridotite (enrichissement et/ou appauvrissement en certains éléments).

Des informations sur les modalités de la métasomatose, et donc sur les transferts de matière s'opérant de la croûte océanique subductée vers le coin de manteau, peuvent être obtenues de différentes manières :

- ▶ par l'étude des compositions chimiques des laves d'arc, qui reflètent de manière indirecte la composition du manteau source et les modifications qu'il a subies (§ 2.3.1) ;
- ▶ par l'observation des xénolites mantelliques, provenant directement du coin de manteau et ramenés à portée de la main par les laves émises à la surface (§ 2.3.2) ;
- ▶ par la pétrologie expérimentale, qui reproduit en laboratoire les processus se produisant non seulement au sein de la croûte océanique subductée, mais également dans le manteau sub-arc (§ 2.3.3).

2.3.1) *Apport de la composition des laves d'arc*

Outre leur contenu en volatils élevé (H₂O, CO₂, F, Cl, S), la particularité géochimique des magmas d'arc est l'anomalie négative en HFSE (Nb, Ta, Ti, Zr, Hf) qui apparaît sur un diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (cf. Fig. 2.1). Cette caractéristique permet ainsi de les différencier des laves produites dans d'autres contextes géodynamiques (rides médio-

océaniques, rift continentaux ou points chauds). Comparativement aux MORB, les laves d'arc sont également plus riches en LILE (K, Rb, Ba, Sr, U, Th, Pb, Cs), en éléments légers (B, Be, Li) et dans une moindre mesure en LREE (*e.g.* Perfit et al., 1980 ; *cf.* Fig. 2.1). Le mode d'acquisition de ces caractéristiques géochimiques est âprement débattu depuis plusieurs dizaines d'années et différentes hypothèses, parfois contradictoires, s'affrontent encore actuellement. Toutefois, la plupart des auteurs s'accordent sur le fait que les LILE sont apportés au coin de manteau par un composant hydraté issu de la déshydratation de la plaque subductée (*e.g.* McCulloch et Gamble, 1991 ; Arculus, 1994). Le débat concerne donc essentiellement l'appauvrissement sélectif en HFSE.

Après que l'idée d'un manteau globalement appauvri en HFSE (Salters et Shimizu, 1988) eut été abandonnée, l'hypothèse de Tatsumi et al. (1986), selon laquelle les HFSE présentent une mobilité réduite durant la déshydratation de la plaque subductée, est revenue d'actualité. En utilisant de la serpentine synthétique, Tatsumi et al. (1986) ont simulé la déshydratation de la lithosphère océanique (1,2 GPa et 850°C) et ont estimé la composition du fluide libéré (Fig. 2.7). Ils ont en fait mesuré la mobilité des éléments en traces dans la phase fluide, qui est étroitement liée à leur degré de dissolution. Leurs résultats indiquent que plus un élément possède un grand rayon ionique (*e.g.* Cs, Rb, K, Ba), plus il sera mobile et donc facilement dissous dans la phase fluide ($K_{D_{LILE}}^{min/fluide} < 1$). En revanche, les HFSE (*e.g.* Nb) ne sont pas mobilisés par la phase aqueuse ($K_{D_{HFSE}}^{min/fluide} > 1$). Par conséquent, les fluides enrichissent sélectivement la source des magmas d'arc en LILE, voire en LREE, et non en HFSE (Tatsumi et al., 1986 ; Maury et al., 1992).

Sur la base des idées de Tatsumi et al. (1986), plusieurs auteurs se sont intéressés à la présence éventuelle de minéraux pouvant retenir les HFSE dans la croûte océanique subductée ou dans le coin de manteau, ce qui expliquerait leur mobilité réduite (Ryerson et Watson, 1987 ; Ayers et Watson, 1993 ; Brenan et al., 1994, 1995 ; Ionov et Hofmann, 1995 ; Foley et al., 2000 ; Grégoire et al., 2001 ; Audétat et Keppler, 2005). Cette hypothèse sous-entend plusieurs possibilités : **a)** cristallisation de minéraux hydratés qui vont piéger les HFSE, lors du passage de l'agent métasomatique dans le coin de manteau (Ionov et Hofmann, 1995) ; **b)** présence de phases titanées résiduelles qui retiennent sélectivement les HFSE durant la fusion partielle du coin de manteau

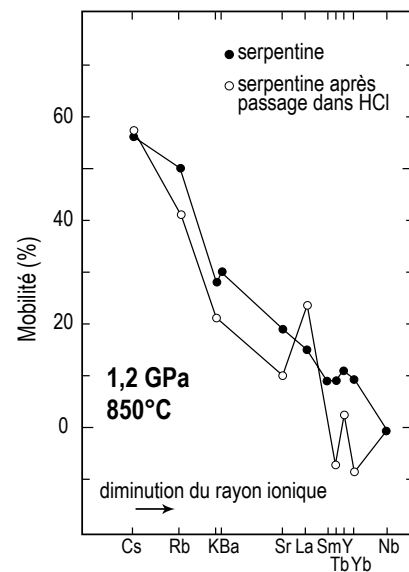


Figure 2.7

Mobilité (et donc solubilité) des éléments en traces dans la phase fluide, lors de la déshydratation de serpentine synthétique (1,2 GPa-850°C ; Tatsumi et al., 1986).

(Ryerson et Watson, 1987) ; c) fractionnement durant le processus de déshydratation (Brenan et al., 1994, 1995 ; Audétat et Keppler, 2005) ou de fusion partielle de la plaque plongeante (Ayers et Watson, 1993 ; Foley et al., 2000 ; Grégoire et al., 2001), en présence de phases titanées résiduelles.

(a) En mesurant les teneurs en éléments en traces dans des cristaux d'amphibole et de mica inclus dans des xénolites d'arc, Ionov et Hofmann (1995) ont remarqué que ces derniers sont systématiquement enrichis en Nb et Ta par rapport au manteau primitif. Pour ces auteurs, les fluides issus de la déshydratation de la croûte océanique subductée précipitent de l'amphibole ou du mica lors de leur percolation dans le manteau sus-jacent. Comme ces minéraux métasomatiques ont des $K_D^{\text{min}/\text{fluide}} > 1$, ils incorporent ces éléments et appauvrissent les fluides résiduels en Nb et Ta. Lorsque ces fluides migrent vers la surface, ils peuvent soit induire la fusion partielle de portions chaudes du manteau, soit être consommés par d'autres réactions métasomatiques avec la péridotite, qui fondra ultérieurement. Dans les deux cas, les liquides magmatiques résultants seront appauvris en HFSE.

(b) L'hypothèse d'une phase résiduelle titanée (rutile, sphène, ilménite ou encore pérovskite) pouvant piéger les HFSE dans le coin de manteau lors de la formation des magmas d'arc a été réfutée par les expériences de Ryerson et Watson (1987). Ils ont en effet démontré la forte solubilité du TiO_2 dans les liquides mafiques, qui rend impossible la cristallisation d'une phase titanifère dans le manteau sub-arc.

(c) La présence éventuelle d'une phase résiduelle titanée, lors de la déshydratation de la croûte océanique subductée, a été l'objet de nombreuses études. Pour certains auteurs qui ont mesuré des $K_D^{\text{rutile-fluide}}$, la présence de rutile résiduel durant la déshydratation de la plaque subductée est indispensable pour imprimer aux fluides les forts rapports LILE/HFSE (Ayers et Watson, 1993 ; Brenan et al., 1994, 1995). En effet, les $K_D^{\text{rutile-fluide}}$ sont très élevés (> 100), alors qu'ils sont < 1 pour les éléments à plus large rayon ionique (Brenan et al., 1994, 1995). Toutefois certains arguments semblent aller à l'encontre de la présence de minéraux titanés dans le résidu de déshydratation. Par exemple, l'observation de phases riches en Ti dans des inclusions fluides de veines éclogitiques indique que, dans certaines conditions, ces minéraux peuvent être solubles dans la phase fluide (Philippot et Selverstone, 1991). Ayers et Watson (1993) ont ainsi démontré que la solubilité du rutile dans les fluides était corrélée avec la température et anticorrélée avec la pression.

Audétat et Keppler (2005) ont récemment obtenu des résultats opposés, à l'aide d'expériences réalisées en cellule à enclume de diamants, où ils ont mesuré la solubilité du rutile dans les fluides, in situ et en temps réel. Cette technique d'observation directe des processus de dissolution permet de mettre en évidence d'éventuels phénomènes de dissolution-recristallisation qui conduisent à une surestimation de la solubilité. Effectivement, ces auteurs ont montré que la concentration massique du TiO_2 dans une

phase aqueuse est jusqu'à 1000 fois inférieure (8-26 ppm) à celle publiée par Ayers et Watson en 1993 (0,15 à 1,9 % poids). Pour Audétat et Keppler (2005), la solubilité du TiO₂ et des HFSE est donc extrêmement faible dans les fluides des zones de subduction. Par conséquent, il n'est pas nécessaire d'avoir des phases titanées résiduelles lors de la déshydratation de la plaque plongeante pour expliquer l'appauvrissement en HFSE des laves d'arc.

Selon Ayers et Watson (1993) et Foley et al. (2000), le fractionnement des HFSE peut également se produire lors de la fusion partielle de la croûte subductée, en présence de phases titanées résiduelles. Grégoire et al. (2001) sont arrivés à la même conclusion en analysant les éléments en traces contenus dans des minéraux secondaires formés par l'interaction entre des magmas silicatés hydratés, issus de la fusion partielle de la plaque plongeante, et des harzburgites à spinelle. Ces minéraux métasomatiques possèdent en effet de très faibles teneurs en HFSE.

Contrairement aux idées exposées ci-dessus, Kelemen et al. (1990, 1993) proposent que le fractionnement des éléments en traces se produise durant des interactions entre les magmas basaltiques et la péridotite mantellique. D'après ces auteurs, l'appauvrissement en HFSE résulterait de différents $K_D^{\text{min/liq basaltique}}$ entre les groupes d'éléments en traces, lors de réactions entre la péridotite mantellique appauvrie et les magmas basaltiques qui remontent vers la surface. Il a effectivement été démontré que les coefficients de partage entre les minéraux mantelliques (notamment l'olivine, l'orthopyroxène et le spinelle) et les liquides basaltiques sont plus élevés pour les HFSE que pour les autres groupes d'éléments (*e.g.* LILE et les LREE ; Tableau 2.1). Cette différence est particulièrement marquée pour le Ti.

Tableau 2.1

Coefficients de partage minéral/liquide basaltique pour l'olivine et l'orthopyroxène.
D'après les expériences de Kelemen et al. (1993) et les compilations d' Halliday et al. (1995) et de Rollinson (1993).

Elément	$K_D^{\text{ol/liq}}$	$K_D^{\text{opx/liq}}$
Kelemen et al., 1993		
K	0,00000001	0,00001
Nb	0,0001	0,003
La	0,000007	0,0005
Zr	0,0005	0,014
Ti	0,015	0,14
Halliday et al., 1995		
K	0,00002	0,0001
Nb	0,00005	0,003
La	0,0002	0,0031
Zr	0,001	0,012
Ti	0,015	0,086
Rollinson, 1993		
K	0,0068	0,014
Nb	0,010	0,15
La	0,0067	
Zr	0,012	0,18
Ti	0,02	0,10

Mis à part l'hypothèse de Kelemen et al. (1990, 1993), toutes les idées convergent vers le fait que les caractéristiques géochimiques des laves d'arc dérivent de la croûte océanique subductée et sont acquises par le manteau source avant sa fusion partielle. Ce résultat souligne la nécessité des transferts d'éléments, de la croûte subductée au coin de manteau, par un agent métasomatique hydraté (fluide aqueux et/ou liquide silicaté).

2.3.2) *Apport des xénolites mantelliques*

Comparativement aux autres environnements géodynamiques, les xénolites mantelliques sont plutôt rares dans les zones de subduction. Plusieurs échantillons ont cependant été retrouvés dans différents arcs : **a)** Philippines (Vidal et al., 1989 ; Maury et al., 1992 ; Schiano et al., 1995), **b)** Kamchatka (Kepezhinskias et al., 1995, 1996 ; Arai et al., 2003 ; Ishimaru et al., 2007), **c)** chaîne des Cascades (Brandon et Draper, 1996 ; Ertan et Leeman, 1996), **d)** Andes (Kilian et Stern, 2002), **e)** Papouasie-Nouvelle-Guinée (McInnes et al., 2001 ; Grégoire et al., 2001), **f)** Japon (Abe et al., 1998). L'étude pétrographique, minéralogique et géochimique de ces xénolites a permis d'améliorer la compréhension des phénomènes se produisant au cœur d'une zone de subduction et de déterminer la nature, voire la composition, des agents impliqués dans la métasomatose.

(a) Les laves émises par les volcans frontaux de l'île de Batan (arc Luzon-Taiwan, Philippines) ont remonté à la surface de nombreux xénolites mantelliques. Ce sont majoritairement des harzburgites à spinelle, qui contiennent des minéraux métasomatiques tardifs, tels que la phlogopite, la pargasite ou encore le diopside (Vidal et al. 1989 ; Maury et al., 1996 ; Schiano et al., 1995). Du point de vue chimique, les xénolites sont riches en LILE, et dans une moindre mesure en LREE, ce qui suggère des interactions avec un agent métasomatique hydraté. Pour Vidal et al. (1989), ainsi que pour Maury et al. (1992), l'agent métasomatique est un fluide aqueux issu de la déshydratation de la croûte océanique subductée. Cependant, la découverte de liquides silicatés hydratés, piégés sous forme d'inclusions vitreuses dans les minéraux de certains xénolites, a permis à Schiano et al. (1995) de conclure que l'agent métasomatique était un magma acide. En effet, les caractéristiques géochimiques et la température de piégeage (*ca.* 920°C) de ces liquides silicatés sont identiques à celles des adakites expérimentales (Rapp et al., 1991 ; Sen et Dunn, 1994a ; Rapp et Watson, 1995). Ainsi, l'agent métasomatique qui aurait modifié la composition chimique et modale des xénolites de Batan serait un liquide silicaté riche en H₂O, provenant de la fusion partielle des basaltes subductés, plutôt qu'un fluide aqueux formé par la déshydratation de la plaque plongeante.

(b) Les xénolites mantelliques provenant de la partie nord du Kamchatka (Valovayam Volcanic Field) présentent également de nombreuses évidences d'une métasomatose par un agent hydraté (Kepezhinskias et al., 1995, 1996). En plus des minéraux métasomatiques (albite, augite, grossulaire, pargasite), des veines de composition trondhjémitique ont été préservées dans certains échantillons. Pour Kepezhinskias et al. (1995, 1996), ces veines ont conservé la composition du liquide silicaté qui a percolé à travers la péridotite lors de la métasomatose. Comme la teneur en éléments majeurs et en traces des veines trondhjémitiques est similaire à celle des adakites expérimentales (Rapp et al., 1991 ; Sen et Dunn, 1994a ; Rapp et Watson, 1995), les auteurs ont logiquement déduit que le liquide métasomatique provient de la fusion partielle des basaltes subductés sous l'arc volcanique du Kamchatka. Grâce à cette étude, Kepezhinskias et al. (1995) ont défini la

métasomatose « sodique » du coin de manteau, qui fait intervenir des liquides silicatés riches en Na et Al engendrés par la fusion partielle de la plaque plongeante, par opposition à la métasomatose « potassique » classique résultant de l'interaction de fluides hydratés riches en LILE avec la péridotite mantellique.

Au sud du Kamchatka, d'autres xénolites harzburgitiques ont été trouvés dans les laves du volcan Avacha (Arai et al., 2003 ; Ishimaru et al., 2007). Ces harzburgites présentent un degré de métasomatose variable, caractérisé par la formation d'orthopyroxène secondaire aux dépens de l'olivine. Arai et al. (2003) ont tout d'abord proposé un fluide aqueux, libéré par la déshydratation d'une croûte océanique froide, comme agent métasomatique. Toutefois, une étude plus détaillée de la composition chimique des minéraux et des limites de grains entre les phases primaires (Ishimaru et al., 2007), a mis en évidence trois étapes de métasomatose. Ces épisodes d'enrichissement successifs impliquent deux agents métasomatiques, à savoir des fluides hydratés riches en silice, mais également des magmas silicatés de type adakitique, identiques à ceux évoqués par Kepezhinskas et al. (1995, 1996).

(c) Plusieurs phases de métasomatose successives sont également enregistrées dans certains xénolites mantelliques (orthopyroxénites à phlogopite) du Simcoe Volcanic Field (Cascade Range, USA). L'agent métasomatique proposé par Ertan et Leeman (1996) est un liquide silicaté riche en K_2O et CO_2 , vraisemblablement lié à la fusion partielle d'une ancienne lithosphère océanique accrétée sous le manteau de la chaîne des Cascades. En étudiant d'autres xénolites (harzburgites et webstérites à spinelle) issus du même endroit, Brandon et Draper (1996) ont souligné le rôle important joué par l'agent métasomatique, dont la composition s'étend d'un fluide aqueux riche en soluté à un liquide silicaté très hydraté. Cet agent métasomatique serait responsable de l'oxydation du coin de manteau, enregistrée par les spinelles riches en Fe^{3+} présents dans les xénolites. Comme l'oxydation du manteau est généralement plus importante sous les arcs volcaniques, comparé à d'autres contextes géodynamiques, ces auteurs ont conclu que l'oxydation de la péridotite mantellique par un agent hydraté se produit principalement dans les zones de subduction.

(d) D'autres xénolites mantelliques ont été retrouvés en Patagonie, dans la partie orientale de la Zone Volcanique Australe (AVZ). A nouveau, ils ont conservé les traces des processus de métasomatose, sous la forme de minéraux secondaires et de verres andésitiques préservés en un réseau de veines interconnectées le long des limites de grains. Ces verres ont une composition identique à celle des adakites magnésiennes émises partout ailleurs au sein de l'AVZ (Kilian et Stern, 2002). La préservation de ces verres fournit des informations uniques concernant les interactions entre les liquides silicatés et la péridotite mantellique infiltrée. En effet, l'assimilation sélective de certains minéraux mantelliques (principalement le clinopyroxène) permet de transformer le magma adakitique

(trondhémite) pauvre en MgO, en un liquide de composition andésitique (tonalite) plus riche en MgO, qui sera ensuite piégé dans les veines lors du refroidissement.

(e) La plupart des harzburgites à spinelle de Papouasie-Nouvelle-Guinée renferment des veines métasomatiques, qui présentent un assemblage minéral secondaire. Cet assemblage est principalement formé d'orthopyroxène fibreux, coexistant avec de faibles quantités d'olivine, de clinopyroxène, de mica, d'amphibole et de magnétite (McInnes et al., 2001 ; Grégoire et al., 2001). En ce qui concerne les xénolites qui ne possèdent pas de veines, les auteurs ont mis en évidence une métasomatose cryptique, caractérisée par un enrichissement en LILE et REE. D'après ces auteurs, la métasomatose serait liée à la percolation de liquides silicatés hydratés issus de la fusion de la plaque plongeante.

(f) L'étude d'une trentaine de xénolites mantelliques, provenant de trois volcans situés le long de l'arc volcanique japonais, permet d'avoir une idée globale de la nature du manteau sous une région étendue (Abe et al., 1998). Comme en Papouasie-Nouvelle-Guinée, l'ampleur de la métasomatose varie d'un échantillon à l'autre. Certains présentent une métasomatose modale, avec cristallisation de minéraux secondaires (pargasite et/ou phlogopite sous forme de minéraux isolés ou de veines), alors que d'autres ont seulement subi une métasomatose cryptique. Abe et al. (1998) ont mis en évidence ce dernier processus en analysant les teneurs en éléments en traces des clinopyroxènes. Ils ont en effet montré que les clinopyroxènes des xénolites japonais sont enrichis en Ti, comparativement à ceux analysés dans des péridotites abyssales ou dans des xénolites provenant d'autres contextes géodynamiques (rift continentaux ou points chauds océaniques). Ils concluent que ces caractéristiques géochimiques sont apportées par un agent métasomatique provenant de la plaque subductée, sans toutefois préciser sa nature.

Les xénolites mantelliques sont généralement de type harzburgitique, probablement à cause des extractions successives de magmas qui se sont produites avant leur arrivée en surface. Ils présentent des signes d'oxydation et sont riches en LILE, parfois également en LREE, ce qui renforce l'hypothèse de la contribution d'un composant hydraté. Ils contiennent des minéraux secondaires, principalement de l'amphibole, du mica et de l'orthopyroxène, et dans une moindre mesure du diopside ou du grenat, ce qui traduit l'apport de SiO₂ et d'H₂O au coin de manteau. Ainsi, la majorité des xénolites mantelliques ramenés en surface par les laves volcaniques présentent des évidences de métasomatose cryptique et/ou modale, ne pouvant être attribuées à une interaction entre le xénolite et la lave hôte. L'intervention d'un agent métasomatique issu de la plaque plongeante est donc nécessaire pour modifier le manteau sub-arc. La nature de cet agent, fluide aqueux plus ou moins enrichi en silicates dissous ou liquide silicaté hydraté, varie suivant l'endroit où les xénolites ont été retrouvés et parfois au sein du même arc volcanique (e.g. Philippines, Kamchatka, chaîne des Cascades). Dans certains cas exceptionnels, l'agent métasomatique est préservé sous forme de veines intersititiales (Kamchatka) ou mieux encore sous forme d'inclusions magmatiques (Philippines). Une seule étude a proposé un agent

métasomatique possédant des propriétés intermédiaires entre un liquide silicaté et un fluide aqueux (Brandon et Draper, 1996). Cette hypothèse évoque ainsi l'éventuelle miscibilité de ces deux phases et la difficulté de différencier leur signature.

2.3.3) *Apport de la pétrologie expérimentale*

Afin d'étudier un processus aussi complexe que la métasomatose du coin de manteau, les expérimentateurs ont été amenés à considérer que la lente subduction de la croûte océanique résulte en un processus de déshydratation/fusion partielle permettant l'équilibre entre les fluides/liquides silicatés relâchés et le résidu éclogitique (Ayers, 1998 ; voir Tatsumi et al., 1986 pour un avis contraire). De même, les nombreux travaux portant sur les temps de transfert des fluides ou des magmas à travers le coin de manteau indiquent que ceux-ci ont le temps (0,2-30 Ka) de s'équilibrer avec la péridotite mantellique (e.g. Elliott et al., 1997). Différentes relations d'équilibre peuvent ainsi être reproduites en laboratoire :

- les relations fluide-roche (croûte océanique subductée/péridotite mantellique) (§ 2.3.3.1)
- les relations liquide silicaté-roche (péridotite mantellique) (§ 2.3.3.2)
- les relations fluide-liquide silicaté (§ 2.3.3.3)

Les expériences d'équilibre permettent de contraindre le comportement des éléments majeurs et en traces de la croûte subductée et du coin de manteau, face aux agents métasomatiques potentiels, en termes de solubilité, de mobilité et de coefficients de partage. Les expériences sont généralement réalisées dans les conditions des arcs intra-océaniques, afin d'éviter les possibles contaminations que peut poser la présence d'une croûte continentale épaisse au-dessus du coin de manteau.

2.3.3.1) *Relations fluide-roche (croûte océanique subductée ou péridotite mantellique)*

Les études expérimentales réalisées au cours des 20 dernières années ont eu pour objectif de déterminer les paramètres auxquels les relations d'équilibre entre le fluide et la roche sont le plus sensibles : composition et teneur en soluté de la phase fluide, conditions de pression et de température, compositions des phases minérales et/ou caractéristiques des éléments dissous (e.g. charge, rayon ionique). Il a ainsi été déterminé que la composition de la phase fluide est le paramètre essentiel.

a) Composition de la phase fluide : constituants volatils

Les fluides issus de la déshydratation de la croûte océanique subductée sont principalement constitués d'eau et de dioxyde de carbone, avec en moyenne dix fois plus d'H₂O que de CO₂ (Peacock, 1990 ; Stolper et Newman, 1994). Même en faible proportion, la présence de CO₂ a pour effet de diminuer fortement la solubilité des éléments dans la phase aqueuse, par rapport à de l'eau pure (Schneider et Eggler, 1986).

En plus de l'eau et du dioxyde de carbone, la phase fluide peut également contenir des chlorures. En effet, comme la partie supérieure de la croûte océanique subductée a longtemps été en contact avec l'eau de mer, Cl⁻ a pu se substituer à OH⁻ dans des minéraux comme l'amphibole. Lors de la déstabilisation de l'amphibole, les chlorures sont libérés en tant que composants de la phase fluide, comme le prouve les fortes concentrations en chlore mesurées dans les magmas calco-alcalins des zones de subduction (Perfit et al., 1980). Les études expérimentales ont montré que la présence de chlorures diminue fortement les $K_D^{\text{min/fluide}}$ pour beaucoup d'éléments en traces, qui passent alors préférentiellement dans la phase fluide (Ayers et Eggler, 1995 ; Brenan et al., 1995 ; Keppler, 1996, voir Stalder et al., 1998 pour un avis contraire). Selon Keppler (1996), la présence de Cl permet même de fractionner certains groupes d'éléments. En effet, comme les chlorures sont des anions modérément basiques, ils réagissent avec des cations modérément acides (e.g. Rb, Ba, Sr, Pb), alors que les cations les plus acides (e.g. Nb et Ta) sont moins facilement transportés par un fluide riche en chlore.

Les analyses des minéraux riches en volatils et de leurs inclusions fluides indiquent qu'en plus d'H₂O, de CO₂ et de Cl, F et S peuvent être présents en quantité significative dans la phase fluide. Cependant, Brenan et al. (1995) et Adam et al. (1997) ont montré que l'ajout de F dans les fluides expérimentaux n'a pas d'effet discernable sur les $K_D^{\text{min/fluide}}$.

b) Composition de la phase fluide : éléments majeurs - mesures de solubilité

Les premières mesures de la solubilité des minéraux dans un fluide hydraté remontent aux années 60. Elles ont cependant été réalisées dans des conditions irréalistes pour une zone de subduction (0,8 GPa ou moins ; voir Eggler, 1987 pour revue). Les études récentes ont été effectuées à des pressions et des températures plus proches des conditions où se produit la déshydratation de la plaque plongeante, à savoir 1,5-3,0 GPa et 600-1100°C (Schneider et Eggler, 1986 ; Brenan et al., 1995 ; Ayers et al., 1997). Ces études ont montré que :

- 1) SiO₂, Al₂O₃, Na₂O et K₂O sont plus efficacement lessivés que les autres oxydes ;
- 2) même si le contenu en solutés des fluides aqueux augmente avec la pression et la température, il reste toujours extrêmement bas :
 - 3 à 18 % pds. au maximum, selon Schneider et Eggler (1986) ;
 - 4 à 7% pds. pour Brenan et al. (1995) ;
 - 3,6 à 8% pds. (mesure de la masse de soluté récolté) jusqu'à 8,7 à 24,8 % pds. (estimation par bilans de masse entre la roche et la composition des solutés) par Ayers et al. (1997).

c) Composition de la phase fluide : éléments en traces - coefficients de partage
Méthodes indirectes

Les mesures directes des coefficients de partage entre les fluides et les minéraux de la croûte subductée, ou de la péridotite mantellique, sont très difficiles à réaliser techniquement. Pour cette raison, les premières estimations ont été réalisées de manière indirecte. Tout d'abord, les

expériences de Tatsumi et al. (1986) ont montré que les éléments possédant un grand rayon ionique (LILE, U, Th) sont plus facilement transportés par un fluide aqueux, comparativement aux autres groupes d'éléments (MREE, HREE, HFSE) (*cf.* § 2.3.1). Les résultats de Tatsumi et al. (1986) ont été adoptés par la communauté scientifique et sont encore d'actualité.

Par la suite, McCulloch et Gamble (1991) furent parmi les premiers à donner une valeur aux coefficients de partage des éléments en traces entre la phase fluide et la lithosphère subductée, sans pour autant réaliser des mesures directes. Par bilans de masse, ils ont déterminé la composition du composant hydraté, issu de la plaque plongeante, qui serait nécessaire pour transformer une source mantellique de type MORB appauvri en la source enrichie des magmas d'arcs. Leurs résultats mettent en évidence la forte compatibilité des HFSE, mais aussi de Y, Yb, Sc et Ni envers la plaque plongeante et donc la difficulté à transporter ces éléments vers le coin de manteau. Il faut préciser que leur modèle ne fait pas intervenir de phase titanée résiduelle dans la croûte subductée.

Dans le même ordre d'idée, Keppler (1996) a déterminé les $K_D^{cpx/fluide}$ en mesurant des $K_D^{liq\ silicaté/fluide}$ et en utilisant ensuite les $K_D^{cpx/liq\ silicaté}$ issus de la littérature. Cet auteur a limité ses mesures au clinopyroxène, car il a considéré que c'est le minéral de la croûte subductée ou du coin de manteau qui piège le plus d'éléments incompatibles. Il a donc réalisé ses expériences dans des conditions proches de la saturation en clinopyroxène. Ses résultats montrent que les HFSE (*e.g.* Nb, Ta et Ti) sont les éléments les plus compatibles.

Méthodes directes

Avec l'avancée des techniques analytiques qui s'est produite durant les 20 dernières années, les mesures des teneurs en éléments en traces dans les fluides sont devenues de plus en plus performantes et ont permis la détermination directe des $K_D^{min/fluide}$. Généralement, les $K_D^{min/fluide}$ sont définis pour des phases résiduelles capables de piéger un groupe spécifique d'éléments en traces en quantité significative : *e.g.* clinopyroxène et grenat pour les MREE et les HREE, amphibole pour les LILE et le LREE et rutil (ou autres phases titanées) pour les HFSE. Comme l'olivine et l'orthopyroxène contiennent généralement de faibles teneurs en éléments en traces ($K_D^{ol,opx/fluide} < 1$), ils sont souvent négligés lors de mesures et du calcul du coefficient de partage global.

La plupart des expériences récentes ont été effectuées entre 2 et 3 GPa (Brenan et al., 1995 ; Ayers et al., 1997), ce qui correspond à une profondeur maximum de 90 km. Or, il se peut que la déshydratation de la plaque subductée se produise également à des profondeurs supérieures (*e.g.* Pawley et Holloway, 1993 ; Schmidt et Poli, 1998). Les expériences de Stalder et al. (1998), réalisées entre 3,0 et 5,7 GPa, permettent ainsi d'étudier l'influence de la pression sur les $K_D^{min/fluide}$. En ce qui concerne un fluide en équilibre avec un résidu éclogitique à clinopyroxène et grenat, les résultats de Stalder et al. (1998) aboutissent aux mêmes conclusions que les données publiées antérieurement (Brenan et al., 1995 ; Ayers et al., 1997) :

- les LILE possèdent des $K_D^{cpx,grt/fluide} \ll 1$ (e.g. $K_D^{cpx,grt/fluide}_{Ba} = 10^{-4}-10^{-5}$; $K_D^{cpx,grt/fluide}_{Rb} = 10^{-2}-10^{-3}$) ;
- les HFSE et les LREE présentent des $K_D^{cpx,grt/fluide}$ supérieurs à ceux déterminés pour les LILE (e.g. $K_D^{cpx,grt/fluide}_{Nb} = 0,01-1$; $K_D^{cpx,grt/fluide}_{La} = 1-10$) ;
- les HREE montrent un $K_D^{grt/fluide} \gg 1$ (e.g. $K_D^{grt/fluide}_Y > 1000$) .

En présence d'un résidu à clinopyroxène et grenat, la phase fluide contient donc principalement des LILE et ne fractionne pas les HFSE et les LREE de manière significative. Elle montre par contre de faibles teneurs en HREE. Ainsi, seule la présence de phases titanées résiduelles dans l'assemblage éclogitique peut produire l'appauvrissement sélectif en HFSE des fluides libérés par déshydratation (*cf.* § 2.2.1 et notamment Audétat et Keppler (2005) pour des avis contraires). En effet, les coefficients de partage entre les minéraux titanés et les fluides sont très élevés pour les HFSE ($K_D^{rutile/fluide}_{Nb} > 100$ et $K_D^{rutile/fluide}_{Zr} > 200$; Brenan et al., 1994 ; Ayers et al., 1997). Un des résultats les plus importants des expériences réalisées à haute pression (> 3 GPa) est que la teneur en éléments en traces dans un fluide augmente avec la pression et la température.

Ainsi, la pression exerce un contrôle fondamental sur la capacité de dissolution des fluides aqueux et il apparaît qu'à partir d'une certaine profondeur (> 3 GPa), les fluides ont une capacité de dissolution très élevée qui s'approche de celle des liquides silicatés (Scambelluri et Philippot, 2001 ; Mibe et al., 2002). Dans leurs expériences, Mibe et al. (2002) ont mesuré les compositions des fluides coexistant avec l'olivine et l'orthopyroxène qui ne sont habituellement pas pris en compte. Ces auteurs ont effectivement remarqué que la capacité de dissolution d'un fluide aqueux augmente avec la pression (3-10 GPa et 1000-1500°C). Ainsi, un fluide qui coexiste avec la forstérite et l'enstatite voit sa teneur en soluté augmenter de 30% pds. à 3 GPa jusqu'à 70% pds. à 8 GPa. L'augmentation du contenu en soluté n'est pas sans incidence sur le comportement de la phase fluide. Brenan et al. (1995) ont en effet remarqué que l'ajout de soluté dans les fluides augmentait la solubilité de la plupart des éléments en traces. Pour une concentration suffisamment élevée en soluté (au minimum 7-10% pds. selon Brenan et al., 1995), le pouvoir métasomatique des fluides se rapproche de celui des liquides silicatés et les deux agents métasomatiques sont alors difficiles à distinguer. La présence d'une phase intermédiaire entre un fluide aqueux dilué et un liquide silicaté concentré, dans les parties profondes des zones de subduction, suggère l'éventuelle miscibilité de ces deux phases et la formation de liquides supercritiques pouvant agir comme agent métasomatique (*cf.* § 2.3.3.3 pour une discussion détaillée).

Les expériences de solubilité des silicates dans un fluide, ainsi que la détermination des $K_D^{min/fluide}$, ont montré que les éléments les plus mobilisés par une phase aqueuse en équilibre avec un résidu éclogitique sont Si, Al, les alcalins et les LILE. De plus, en présence de grenat, les HREE se comportent de manière compatible et se concentrent dans le résidu de déshydratation. La présence de phases titanées résiduelles, lors de la déshydratation de la croûte subductée, semble être nécessaire pour appauvrir les fluides en HFSE, même si cette hypothèse est encore

le sujet de nombreux débats. La solubilité des éléments majeurs et en traces augmente fortement avec la pression, et de façon moindre avec la température, le contenu en soluté ou la présence de Cl dans la phase fluide. Ainsi, jusqu'à 3 GPa, un fluide aqueux a un pouvoir de dissolution réduit et son contenu en soluté reste faible (de 3 à 25% pds. au maximum). En revanche, au-dessus de 3 GPa, les propriétés des fluides aqueux convergent vers celles des liquides silicatés.

2.3.3.2) *Relations liquide silicaté - roche (péridotite mantellique)*

Dans le chapitre 2.1.4, il a été souligné que la croûte océanique subductée pouvait fondre partiellement dans certaines zones de subduction et engendrer des liquides adakitiques. En s'infiltrant dans le manteau sus-jacent, ces liquides riches en sodium et en silice sont en fort déséquilibre chimique avec la péridotite mantellique. Ils vont par conséquent interagir intensément avec cette dernière. Les liquides adakitiques ont donc peu d'opportunité d'atteindre la surface sans modifications de leur composition. En effet, en comparant des adakites naturelles avec les liquides expérimentaux obtenus par fusion partielle de metabasaltes (Rapp et al., 1991 ; Sen et Dunn, 1994a ; Rapp et Watson, 1995), plusieurs auteurs (Maury et al., 1996 ; Rapp et al., 1999 ; Martin et al., 2005) ont remarqué que pour un contenu en SiO₂ donné, les adakites ont des teneurs en Mg, Cr et Ni systématiquement plus élevées que celles des liquides expérimentaux. Dès 1978, Kay avait proposé que les fortes concentrations en MgO des andésites d'Adak découlaient de l'interaction des liquides silicatés avec l'olivine et l'orthopyroxène du coin de manteau, lors de leur remontée vers la surface. Ce mécanisme a par la suite été prouvé expérimentalement (Sekine et Wyllie, 1982a, 1982b, 1983 ; Carroll et Wyllie, 1989 ; Johnston et Wyllie, 1989 ; Sen et Dunn, 1994b ; Rapp et al., 1999 ; Prouteau et al., 2001 ; Prouteau et Scaillet, 2003). Les résultats obtenus par l'interaction de 26-95% de liquide silicaté (de composition granitique, tonalitique ou trondhjémitique) avec une péridotite (fertile ou appauvrie), dans une gamme variée de pressions (1,5-3,8 GPa), de températures (850-1150°C) et de teneur en H₂O (0-25%), convergent tous vers les mêmes conclusions : durant leur remontée vers la surface, les liquides adakitiques non seulement a) assimilent du matériel péridotitique et modifient ainsi leur composition, mais également b) métasomatisent le coin de manteau cryptiquement et modalement.

a) Modification de la composition du liquide adakitique

Les premières expériences d'hybridation entre un magma adakitique et une péridotite se sont intéressées à la détermination des phases en équilibre dans des systèmes granite/tonalite-péridotite-H₂O. Elles ont montré que la composition du liquide silicaté variait peu lors des réactions d'assimilation (Sekine et Wyllie, 1982a, 1982b, 1983 ; Carroll et Wyllie, 1989 ; Johnston et Wyllie, 1989). Plus récemment, les mesures directes de la composition en éléments majeurs et en traces des produits d'hybridation ont en fait démontré le contraire (Sen et Dunn, 1994b ; Rapp et al., 1999 ; Prouteau et al., 2001). Ainsi, les principaux effets de l'assimilation de matériel péridotitique sur la composition du liquide adakitique sont :

- la diminution des teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 , ainsi que l'augmentation concomitante des concentrations en MgO et TiO_2 , voire en FeO ;
- l'augmentation du Mg\# du liquide silicaté ;
- l'augmentation de la teneur en Ni et Cr .

Toutefois, la plupart des rapports d'éléments en traces (*e.g.* La/Yb , Sr/Y , Nb/La , K/La) demeurent constants. La métasomatose par des liquides silicatés ne fractionne donc pas les différents groupes d'éléments en traces et le liquide conserve sa signature adakitique.

b) Modification de la péridotite mantellique

La métasomatose d'une péridotite mantellique par des liquides adakitiques résulte en la formation d'orthopyroxène et de minéraux hydratés comme la pargasite ou la phlogopite, aux dépens de l'olivine. Du clinopyroxène et du grenat peuvent également se former (Sekine et Wyllie, 1982a, 1982b, 1983 ; Carroll et Wyllie, 1989 ; Johnston et Wyllie, 1989 ; Sen et Dunn, 1994b ; Rapp et al., 1999 ; Prouteau et al., 2001). Les pyroxènes secondaires présentent une composition différente des pyroxènes primaires : l'orthopyroxène est plus riche en fer et le clinopyroxène est plus sodique. La pargasite et la phlogopite métasomatiques sont riches en Na_2O , de la même manière que les minéraux hydratés des massifs péridotitiques alpins, connus pour avoir été métasomatisés par des liquides silicatés issus de la fusion partielle de la plaque plongeante lors d'une ancienne subduction (*e.g.* Finero ; Zanetti et al., 1999). Cet enrichissement en Na_2O est lié au caractère sodique de l'agent métasomatique et est conforme aux idées de Kepezhinskas et al. (1995), qui ont proposé une métasomatose « sodique » en présence de liquides adakitiques, par opposition à la métasomatose « potassique » induite par les fluides aqueux.

Les expériences de Rapp et al. (1999) ont mis en évidence que le rapport liquide silicaté : péridotite détermine l'importance de la métasomatose et la séquence de formation des minéraux secondaires. Pour un rapport de 2:1, l'assimilation de matériel péridotitique par un liquide adakitique produit un liquide résiduel riche en MgO et forme du grenat et de l'orthopyroxène dans la péridotite, en consommant toute l'olivine. Si le rapport est de 1:1, les liquides adakitiques sont complètement consommés dans les réactions métasomatiques avec l'olivine qui produisent de l'amphibole sodique et de l'orthopyroxène. Les observations de Martin et al. (2005), qui tiennent compte de plus de trois cents analyses d'adakites provenant du monde entier, sont en accord avec les résultats de Rapp et al. (1999) et démontrent que les adakites se répartissent en deux groupes, différant non seulement par leur composition, mais également par leur mode de genèse :

- les adakites riches en SiO_2 (**HSA** = High-Silica Adakites, avec $\text{SiO}_2 > 60\%$)

Elles représentent des liquides adakitiques issus de la fusion partielle de la croûte océanique subductée, qui ont interagi avec la péridotite durant leur ascension à travers le coin de manteau, probablement dans un rapport liquide silicaté:péridotite de 2:1. Elles ne contiennent jamais de pyroxène, ne présentent aucune anomalie positive en Sr et possèdent un rapport Cr/Ni pouvant aller jusqu'à 4,5, en accord avec une origine basaltique.

- les adakites pauvres en SiO₂ (**LSA** = Low-Silica Adakites, avec SiO₂ < 60%)

Elles proviennent de la fusion partielle du manteau sub-arc dont la composition a été modifiée dans un rapport liquide silicaté:péridotite de 1:1. Dans ce processus, le magma adakitique est totalement consommé par les réactions métasomatiques avec le coin de manteau. Elles contiennent parfois du pyroxène, possèdent des teneurs très élevées en Sr (> 1000 ppm) et un rapport Cr/Ni faible et restreint (1-2,5), qui indique une source mantellique.

Les processus de métasomatose réalisés en laboratoire induisent les mêmes réactions que celles enregistrées dans les xénolites mantelliques (*cf.* § 2.3.2), à savoir la formation d'orthopyroxène, d'amphibole, de mica, voire de grenat et de clinopyroxène, aux dépens de l'olivine. Pour les liquides adakitiques, les principales conséquences de la métasomatose sont un enrichissement en Mg, Cr et Ni, et dans une moindre mesure en TiO₂ et FeO, ainsi qu'un appauvrissement en SiO₂ et Al₂O₃. Le caractère sodique et les rapports d'éléments en traces typiques des adakites sont néanmoins conservés.

2.3.3.3) *Relations fluide - liquide silicaté*

Les expériences de solubilité des minéraux dans un fluide aqueux (*cf.* § 2.3.3.1) ont montré que la capacité de dissolution des fluides augmente avec la pression. Parallèlement, l'augmentation de la teneur en soluté permet d'accroître le pouvoir de dissolution du solvant (Brenan et al., 1995). Ce cercle vicieux peut rapidement amener un fluide aqueux à une composition proche de celle d'un liquide silicaté. Certains auteurs ont ainsi proposé que, dans certaines conditions, la distinction entre un fluide aqueux et un liquide silicaté n'est plus possible (Brenan et al., 1995 ; Scambelluri et Philippot, 2001 ; Mibe et al., 2002). En effet, à haute pression, les compositions d'un fluide et d'un liquide silicaté convergent le long d'une lacune de miscibilité qui peut éventuellement disparaître en croisant la courbe du solidus et donner naissance à un liquide supercritique (Shen et Keppler, 1997 ; Bureau et Keppler, 1999 ; Manning, 2004 ; Kessel et al., 2005a, 2005b).

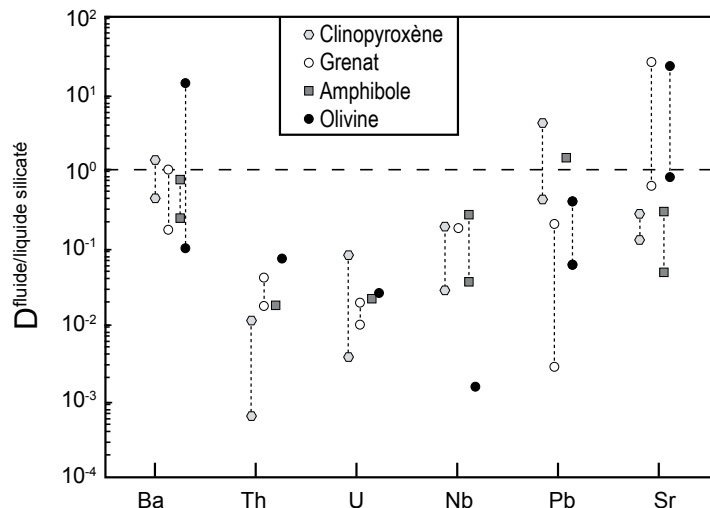
Les inclusions fluides fournissent des évidences naturelles d'une miscibilité totale entre les fluides aqueux et les liquides silicatés, dans les parties profondes du manteau supérieur. Par exemple, Navon et al. (1988) ont découvert des inclusions fluides piégées dans des diamants, qui contiennent de l'eau et des silicates en quantités comparables. De même, les observations MEB et Raman, effectuées sur des inclusions contenues dans les minéraux des xénolites de Papouasie-Nouvelle-Guinée, indiquent que l'agent métasomatique est un fluide riche en H₂O incluant un liquide alcalin alumino-silicaté dissous (Grégoire et al., 2001). Les premières observations directes du processus de miscibilité entre un liquide silicaté et de l'eau ont été réalisées grâce à une cellule à enclumes de diamant, d'abord par Shen et Keppler (1997) pour un système simplifié albite-H₂O, puis par Bureau et Keppler (1999) avec des liquides silicatés de compositions variées (basiques à acides en passant par sous-saturés en SiO₂). Leurs résultats indiquent une miscibilité

totale entre les magmas et l'eau pour des pressions > 2 GPa. Cependant, pour Kessel et al. (2005b), un tel liquide supercritique ne se rencontre qu'au-dessus de 6 GPa. Cette hypothèse est renforcée par les expériences de Schmidt et al. (2004a) qui avancent l'idée qu'à des pressions $\geq 6,5$ GPa, la dissolution de la phengite dans la croûte océanique subductée engendre un liquide supercritique riche en solutés. Ce liquide supercritique contient encore 30-40% d'H₂O, mais présente déjà le comportement d'un liquide silicaté.

Aux pressions et températures pour lesquelles la lacune de miscibilité entre un fluide aqueux et un liquide silicaté n'a pas encore disparu, ces deux phases coexistent et possèdent des propriétés différentes. Pour Adam et al. (1997), à 2,0 GPa et 900°C, un fluide hydraté et un liquide trondjhémite en équilibre avec un assemblage résiduel éclogitique ont des compositions comparables, mais les teneurs en la plupart des éléments en traces sont toutefois plus élevées dans le liquide silicaté. Il n'y a donc pas de fractionnement entre les différents groupes d'éléments, mais le liquide silicaté possède un pouvoir métasomatique plus important que le fluide (Adam et al., 1997 ; Prouteau et al., 2001). Ayers et Eggler (1995) ont également montré que les $K_D^{Cl\text{-fluide/ liq andésitique}}$ sont pour la plupart des éléments traces < 1 (1,5-2,0 GPa et 1250°C). Ainsi, même en présence de Cl dans le fluide, le liquide silicaté reste l'agent métasomatique le plus efficace. Comme pour Adam et al. (1997), l'homogénéité des $K_D^{fluide/liq\ silicaté}$ pour la plupart des éléments en traces indiquent qu'il y a peu de fractionnement entre les différents groupes d'éléments.

Au contraire, Brenan et al. (1995) ont comparé les $K_D^{min/fluide}$ mesurés dans leurs expériences (2,0 GPa-900°C) aux $K_D^{min/liq\ silicaté}$ de la littérature et ont ainsi calculé les $K_D^{fluide/liq\ silicaté}$ pour différents minéraux (Fig. 2.8). Cette comparaison révèle des différences de comportement notables pour les groupes d'éléments en traces envers un fluide vs. un liquide silicaté. Dans la figure 2.8, les $K_{D,U,Th,Nb}^{fluide/liq\ silicaté}$ sont tous < 0,1, montrant qu'un liquide silicaté est un meilleur agent de transport pour ces éléments.

Figure 2.8
 $K_D^{fluide/liq\ silicaté}$ calculés en divisant les $K_D^{min/liq\ silicaté}$ de la littérature par les $K_D^{min/fluide}$ déterminés dans les expériences de Brenan et al. (1995) (2,0 GPa-900°C). Concernant les références pour les $K_D^{min/liq\ silicaté}$, voir Brenan et al. (1995).



En équilibrant un fluide et un liquide silicaté avec un résidu éclogitique (4-6 GPa et 700-1200°C), Kessel et al. (2005a) ont mis en évidence les capacités de transport d'un fluide, d'un liquide silicaté et d'un liquide supercritique (formé à des pressions ≥ 6 GPa et à des températures de 800-1200°C). Pour ces auteurs, il est aisé de distinguer la signature géochimique d'un fluide et d'un liquide silicaté, grâce à des rapports d'éléments en traces caractéristiques. En effet, comparativement à un fluide aqueux, un liquide silicaté issu de la fusion partielle de la croûte océanique subductée possède une signature adakitique, caractérisée notamment par de forts rapports LREE/HREE, Sr/Y et Th/U. Il est intéressant de remarquer que, d'après les travaux de Kessel et al. (2005a), la composition en éléments en traces d'un liquide supercritique est identique à celle d'un liquide silicaté. Ainsi, même en contenant $\sim 70\%$ d'H₂O, un liquide supercritique présente toutes les caractéristiques d'un liquide adakitique, bien qu'il se soit formé par la déshydratation de la plaque plongeante et non par sa fusion partielle. Par conséquent, les caractéristiques géochimiques attribuées auparavant aux liquides silicatés adakitiques pourraient donc simplement être imputées à un liquide supercritique, engendré par la déshydratation de la plaque plongeante à haute pression (> 6 GPa). D'après les observations de Kessel et al. (1995a), les signatures typiques des fluides dans une zone de subduction seraient donc limitées à des profondeurs < 180 km. A plus haute pression, la phase mobile va inévitablement apporter une signature en éléments en traces identique à celle d'un liquide silicaté (Kessel et al., 2005a).

Les expériences de miscibilité réalisées entre des fluides aqueux et des liquides silicatés, ainsi que les expériences d'équilibre fluide - liquide silicaté - résidu éclogitique, démontrent que si la déshydratation de la plaque plongeante se produit à des pressions > 6 GPa, la phase mobile dérivée de la plaque subductée est un liquide supercritique qui possède la capacité de dissolution et de transport d'un liquide silicaté. Cet agent métasomatique amène alors au coin de manteau une signature en éléments en traces identique à celle d'un liquide adakitique. Il faut toutefois préciser qu'une telle profondeur de déshydratation (> 180 km) n'est pas celle qui est la plus fréquemment rencontrée dans les zones de subduction, où la plaque plongeante se rencontre à ~ 100 km sous l'arc volcanique. Ainsi, la plupart du temps, la déshydratation de la plaque subductée survient à une profondeur < 6 GPa, dans le domaine d'immiscibilité des fluides et des liquides silicatés. Dans ce cas, les liquides silicatés possèdent des concentrations en éléments en traces plus élevées, comparativement aux fluides aqueux. De nombreux auteurs ont ainsi affirmé qu'un liquide silicaté est un agent métasomatique beaucoup plus efficace qu'un fluide aqueux (Schneider et Eggler, 1986 ; Brenan et al., 1995 ; Adam et al., 1997 ; Prouteau et al., 2001). Brenan et al. (1995) ont également proposé que face à ces deux agents métasomatiques, les HFSE se concentrent préférentiellement dans le liquide silicaté. La concentration en HFSE dans les laves d'arc pourrait par conséquent être un facteur permettant de discriminer la nature de l'agent métasomatique.

2.4) *Conclusion de la genèse des magmas en contexte de subduction*

A partir de la revue des travaux portant sur les mécanismes de genèse des magmas dans les zones de subduction, qui s'est plus précisément intéressée aux rôles respectifs des différents réservoirs et à la métasomatose du coin de manteau, plusieurs conclusions peuvent être avancées :

(1) La genèse des magmas dans les zones de subduction semble être un processus extrêmement complexe. En effet, les modèles de genèse mettent en évidence la participation de la croûte océanique subductée et du coin de manteau, mais les modalités de leur contribution respective diffèrent suivant la zone de subduction considérée. Plusieurs mécanismes peuvent être différenciés, selon le comportement de la croûte océanique subductée :

- la croûte océanique subductée fond partiellement :

(a) La fusion partielle de la plaque plongeante au niveau du front volcanique produit des liquides adakitiques. Ces liquides silicatés s'infiltrent dans le coin de manteau et interagissent avec celui-ci en modifiant leur composition. Ils atteignent finalement la surface sous forme de HSA.

(b) Les liquides adakitiques générés en avant de l'arc sont entièrement consommés par les réactions métasomatiques avec la péridotite mantellique. La fusion subséquente du coin de manteau hydraté et métasomatisé engendre non seulement des LSA, mais également des laves calco-acalines possédant une empreinte adakitique plus ou moins marquée (notamment des rapports Sr/Y et La/Yb élevés).

Pour ces deux cas, la participation de fluides aqueux, issus de la déshydratation de la plaque plongeante, n'est pas exclue. Ils apportent toutefois une signature secondaire, comparativement aux liquides adakitiques.

- la croûte océanique subductée ne fond pas :

(c) Les fluides issus de la déshydratation de la plaque plongeante hydratent et métasomatisent le coin de manteau sus-jacent. Ce phénomène abaisse le solidus de la péridotite mantellique et déclenche sa fusion partielle qui engendre les termes basiques de la série calco-alkaline caractéristique des zones de subduction.

(d) Les liquides basaltiques issus du mécanisme c) sont piégés à l'interface croûte-manteau. A des profondeurs > 40 km, leur fusion partielle en présence de grenat résiduel ou leur cristallisation par fractionnement d'amphibole et de grenat permet la genèse de liquides aux caractéristiques adakitiques. Ces liquides siliceux peuvent remonter vers la surface ou être impliqués ultérieurement dans la genèse des magmas d'arcs.

Dans le cas des arcs continentaux, ces schémas sont souvent compliqués par la présence d'une croûte granitique, qui peut postérieurement contaminer les magmas d'arcs.

(2) Suivant les conditions thermiques régnant dans la zone de Bénioff, la croûte océanique subductée libère un fluide aqueux lors de sa déshydratation et/ou un liquide silicaté par sa fusion partielle. Ces deux agents métasomatiques possèdent chacun des propriétés distinctes. Un fluide est moins dense, plus mobile, mais contient peu d'éléments dissous. Au contraire, un liquide silicaté est plus visqueux, renferme moins d'H₂O et de volatils, mais apporte plus de matériel silicaté dissous au coin de manteau. La plupart des travaux expérimentaux démontrent qu'un liquide silicaté est un agent métasomatique nettement plus efficace qu'un fluide aqueux. La discrimination entre ces deux agents métasomatiques peut notamment se faire grâce à la teneur en HFSE, qui se concentrent préférentiellement dans les liquide silicatés.

(3) Lorsque la croûte subductée atteint 180 km de profondeur (> 6 GPa), la possible dissolution des phases hydratées de haute pression produit un liquide supercritique très riche en solutés, mais également très mobile. Malgré une genèse par déshydratation, cette phase possède la capacité de dissolution et de transport d'un liquide silicaté et certains auteurs ont même suggéré qu'elle était capable de transmettre une signature adakitique au coin de manteau. A de telles profondeurs, la classique dichotomie fluide aqueux - liquide silicaté n'existe donc plus. Toutefois, pour la majorité des zones de subduction, la croûte océanique se trouve au maximum à 100-150 km sous l'arc volcanique, ce qui correspond au domaine d'immiscibilité des deux agents métasomatiques.

3 LES ANDES EQUATORIENNES

3.1) *Contexte géodynamique*

La marge équatorienne constitue la partie sud des Andes du Nord (Fig. 3.1), qui sont situées à l'intérieur d'une zone de convergence complexe impliquant quatre plaques tectoniques principales (Caraïbe, Cocos, Nazca et Sud-Américaine) et deux microplaques associées (blocs Panama et Nord Andin ; Lonsdale, 1978 ; Lonsdale et Klitgord, 1978 ; Kellogg et Vega, 1995 ; Trenkamp et al., 2002). Cette marge active est caractérisée par une activité sismique et volcanique intense, directement liée à la subduction rapide de la plaque océanique Nazca sous la plaque continentale Sud-Américaine. Plusieurs auteurs ont estimé le taux de convergence actuel entre 5 et 7 cm / an (Hey, 1977 ; DeMets et al., 1990 ; Freymueller et al., 1993 ; Kellogg et Vega, 1995). Des mesures GPS plus récentes proposent une vitesse de $5,8 \pm 2$ cm/an (Trenkamp et al., 2002) et sont parfaitement en accord avec les travaux antérieurs. En face de l'arc volcanique équatorien, la direction de subduction est quasi orthogonale à la fosse (N80°E-N100°E). Elle se transforme en une subduction oblique, plus au nord, près de la frontière colombienne (Ego et al., 1996).

Dans la région des Andes du Nord, la structure et le déplacement des plaques résultent de la fragmentation de l'ancienne plaque océanique Farallon et de l'activité du point chaud des Galapagos. Ainsi, il y a 25 Ma, la fracturation de la plaque Farallon a formé les plaques Cocos et Nazca au sud et la plaque Juan de Fuca au nord (Hey, 1977 ; Lonsdale et Klitgord, 1978 ; Lonsdale, 2005). Aux environs de 23 Ma, l'ancien système de rifting existant entre les plaques Pacifique et Farallon, originellement orienté N-S (divergence E-W), s'est réorganisé dans la configuration actuelle, à savoir une orientation globalement ENE-WSW (divergence N-S ; Hey,

1977). La naissance de ce nouveau centre d'expansion du plancher océanique (CNSC = Cocos-Nazca Spreading Center), a permis la divergence des plaques Cocos et Nazca à une vitesse d'environ 6-7 cm/an (Kellogg et Vega, 1995). Le CNSC a ensuite évolué au cours du temps jusqu'à devenir l'actuelle dorsale des Galapagos (Fig. 3.1).

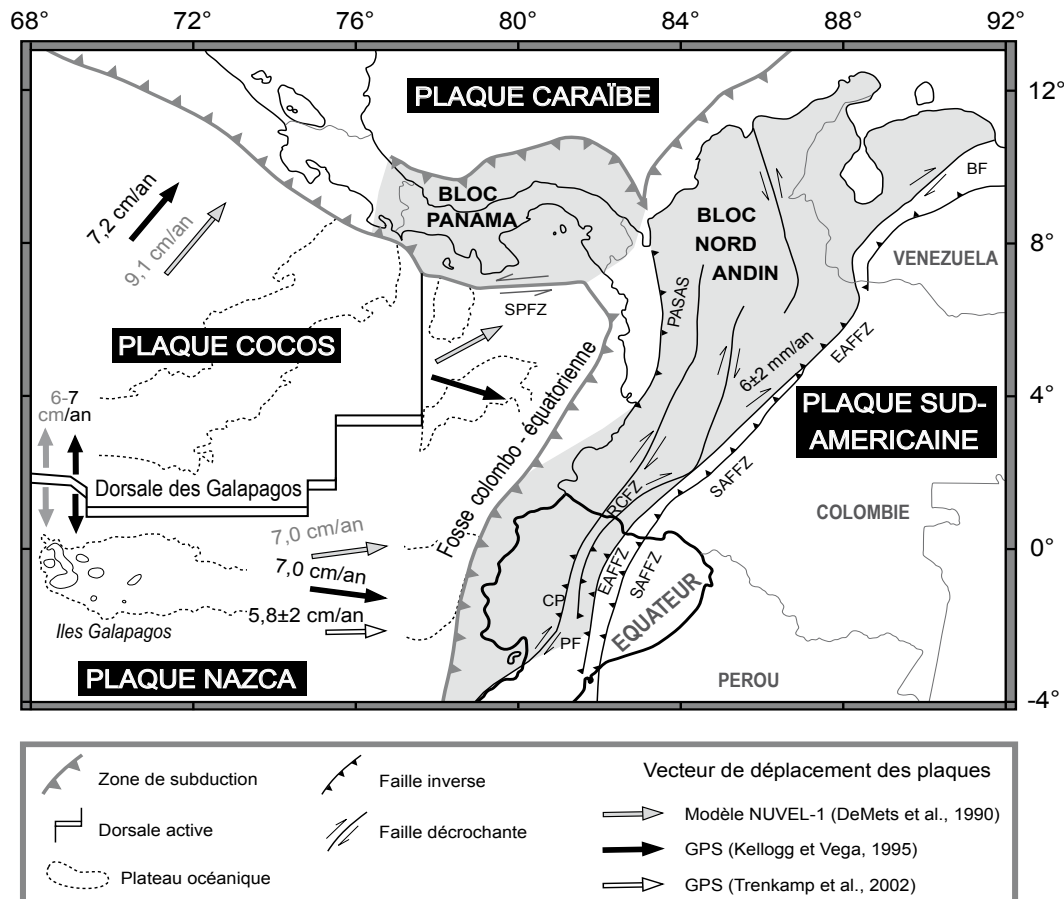


Figure 3.1 Carte tectonique des Andes du Nord, modifiée d'après Ego et al. (1996), Gutscher et al. (1999a) et Trenkamp et al. (2002).

CP = faille Calacalí-Pujilí ; PF = faille Pallatanga ; EAFZ = East Andean Front Fault Zone (front est-andin) ; SAFFZ = Sub Andean Front Fault Zone (front subandin) ; RCFZ = faille La Sofia-Río Chingual ; BF = faille Boconó ; PASAS = zone de suture arc de Panamá-Amérique du Sud ; SPFZ = Southern Panamá Fault Zone.

La fragmentation de la plaque océanique Farallon a laissé une cicatrice, marquée topographiquement sur la plaque Nazca par l'escarpement de Grijalva, haut de 500 à 1000 m et orienté N60°E (Lonsdale et Klitgord, 1978). La zone de fracture de Grijalva sépare ainsi la jeune croûte Nazca (formée depuis 25 Ma par l'accrétion de matériel issu du CNSC, puis de la Dorsale des Galapagos), de l'ancienne plaque Farallon d'âge Eocène-Oligocène (> 32 Ma ; Pennington, 1981). Cette zone de fracture rentre obliquement en subduction sous la marge équatorienne,

vers 3°S de latitude. L'influence de cette structure bathymétrique sur la géométrie de la zone de subduction demeure encore mal comprise (Dumont et al., 2005).

Directement en face de la marge équatorienne, la plaque Nazca porte une structure bathymétrique épaisse : la ride de Carnegie, qui pénètre dans la fosse de subduction entre 0,5°N et 2°S (Fig. 3.1 et 3.2). La subduction de cette ride asismique, plus jeune et plus chaude que la croûte de Nazca environnante, est considérée comme responsable de plusieurs phénomènes : des variations de l'angle du plan de Bénéioff (Gutscher et al., 1999a), de la déformation de l'avant-arc (Daly, 1989 ; Cantalamessa et DiCelma, 2004 ; Pedoja et al., 2006a, 2006b), de l'accélération de la surrection des Andes équatoriennes (Spikings et al., 2001, 2005) et même des changements des caractéristiques géochimiques des laves émises par les volcans Plio-Quaternaires (Robin et al., 1997 ; Bourdon et al., 2002a, 2002b, 2003 ; Samaniego et al., 2002, 2005 ; Hidalgo, 2006 ; Hidalgo et al., 2007).

3.1.1) La Ride de Carnegie

La ride de Carnegie est un plateau volcanique asismique, formé par le déplacement de la plaque Nazca au-dessus du point chaud des Galapagos (Hey, 1977 ; Lonsdale, 1978 ; Lonsdale et Klitgord, 1978 ; Harpp et al., 2005). Elle s'étend d'ouest en est sur environ 1000 km, depuis les îles Galapagos jusqu'à la fosse équatorienne (Fig. 3.2).

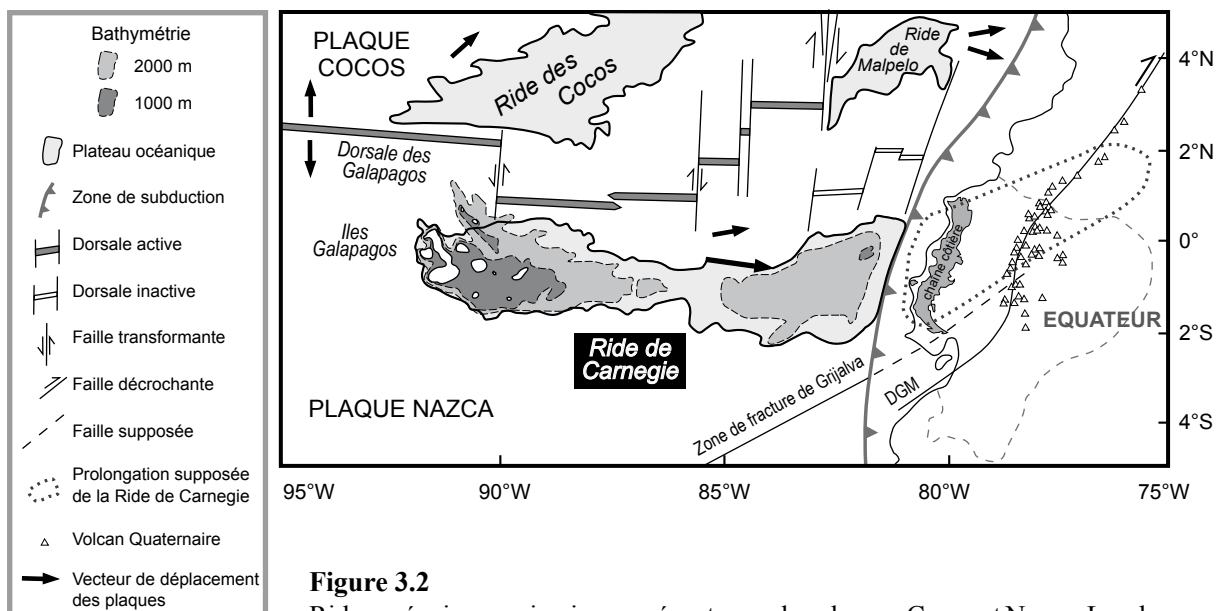


Figure 3.2

Rides océaniques asismiques présentes sur les plaques Cocos et Nazca. Les deux segments de la ride de Carnegie sont mis en évidence par la bathymétrie. La prolongation supposée de la ride de Carnegie sous la marge équatorienne est indiquée par les pointillés et celle de la zone de fracture de Grijalva par les tirets.

DGM = Dolores-Guayaquil Megashear.

Modifiée d'après Gutscher et al. (1999a) et Spikings et al. (2001).

Bathymétrie d'après Lonsdale et Klitgord (1978).

Cette ride est divisée en deux segments asymétriques, de taille et d'épaisseur différentes, qui sont séparés par une dépression topographique. Le segment occidental est caractérisé par une largeur d'environ 200 km et une épaisseur maximum de $12,9 \pm 0,3$ km, alors que le segment oriental s'élargit jusqu'à 280 km et présente une épaisseur maximum de $19,0 \pm 0,4$ km à l'entrée de la zone de subduction (Sallarès et al., 2002 ; Sallarès et Charvis, 2003). La naissance de la ride de Carnegie aurait débuté il y a 23-18 Ma (Hey, 1977 ; Lonsdale et Klitgord, 1978), lorsque la dorsale des Galapagos était centrée sur le point chaud. Un âge de 20-23 Ma est confirmé par des travaux plus récents (Meschede et al., 1998 ; Sallarès et Charvis, 2003).

L'entrée ou non de la ride de Carnegie dans la zone de subduction a longtemps été sujet à controverse. Toutefois, aujourd'hui, la présence de la ride de Carnegie sous la marge équatorienne est confortée par de nombreuses évidences :

1) les différences de profondeur entre la fosse d'Equateur (2920 m) et celles du Pérou (5000 m) et de la Colombie (3920 m), qui peuvent être expliquées par la présence d'une croûte océanique épaisse dans la zone de Bénéioff équatorienne (Lonsdale, 1978) ;

2) le soulèvement côtier se produisant en face de la ride de Carnegie, qui amène des terrasses marine Pliocènes et Pléistocènes à une altitude de 200-300 m dans la chaîne côtière, alors que plus au nord, vers la frontière colombienne, les terrains côtiers sont soumis à une subsidence constante (Daly, 1989 ; Cantalamessa et DiCelma, 2004 ; Pedoja et al., 2006a, 2006b) ;

3) l'absence de séismes de profondeur intermédiaire (70-200 km), qui est observée dans la prolongation de la ride de Carnegie sous les Andes équatoriennes et qui peut être la conséquence de la subduction d'une croûte océanique jeune, chaude et donc peu rigide ; au contraire, le plan de Bénéioff est clairement défini par les foyers sismiques au nord et au sud de cette région (Gutscher et al., 1999a) ;

4) la largeur de l'arc volcanique équatorien (jusqu'à 150 km) comparé à son homologue colombien (40-50 km), ainsi que le changement récent de la composition chimique des laves émises en face de la ride, révélant qu'un élément géodynamique perturbe peut-être la zone de subduction en profondeur (Hall et Wood, 1985 ; Barberi et al., 1988 ; Gutscher et al., 1999a).

De surcroît, des travaux de sismique réfraction ont mis en évidence la prolongation des structures crustales de la ride de Carnegie sous la marge équatorienne. L'épaississement qui caractérise la ride est ainsi observable jusqu'à 60 km de distance sous la marge continentale (Graindorge et al., 2004). Cette estimation est cependant inférieure aux suppositions de Gutscher et al. (1999a) qui insinuent que la ride de Carnegie se prolongerait au moins jusqu'à 110 km au-delà de la fosse (estimation basée sur le soulèvement côtier), voire jusqu'à 500 km (estimation qui tient compte de l'absence de sismicité intermédiaire et de la largeur de l'arc volcanique).

Il est donc évident que la ride de Carnegie est présente sous la marge continentale équatorienne. Cependant, l'âge de son entrée dans la zone de subduction suscite encore un débat animé :

a) **0,5-3 Ma** (Lonsdale, 1978 ; Cantalamessa et DiCelma, 2004 ; Graindorge et al., 2004 ; Witt et al., 2006) ; b) **5 Ma** (Robin et al., 1997 ; Bourdon et al., 2002a, 2002b, 2003a ; Samaniego et al., 2002, 2005 ; Hidalgo, 2006 ; Hidalgo et al., 2007 ; Robin et al., sous presse) ; c) **8 Ma** (Daly, 1989 ; Gutscher et al., 1999a) ; d) **9-15 Ma** (Spikings et al., 2001, 2005).

(a) Grâce à l'étude des profils de sismique réflexion et du soulèvement des terrasses marines, Lonsdale (1978) a proposé un âge de 3 Ma pour l'entrée de la ride de Carnegie dans la zone de subduction. En travaillant également sur le soulèvement des terrasses le long de la côte équatorienne, Cantalamessa et DiCelma (2004) ont conclu que le soulèvement de la marge continentale a commencé depuis 0,5 Ma, comme conséquence directe de la subduction de cette ride, alors que Pedoja et al (2006a, 2006b) ont proposé un âge Pliocène tardif. Quant à Witt et al. (2006), ils estiment que la collision de la ride de Carnegie avec la fosse équatorienne a accéléré le déplacement du bloc Nord Andin vers le NE et a provoqué l'ouverture du Golfe de Guayaquil à la limite Pliocène-Pléistocène inférieur (1,6-1,8 Ma). A fortiori, les données sismiques de Graindorge et al. (2004), indiquant que la ride de Carnegie s'étend sous la marge équatorienne au moins jusqu'à la ligne côtière, prouvent que cette ride a pénétré dans la zone de subduction depuis ~1,4 Ma (avec une vitesse de convergence de 5,7 cm/an, selon Trenkamp et al., 2002).

(b) Les travaux qui portent sur les caractéristiques géochimiques des laves émises dans l'arc volcanique équatorien aboutissent à un âge minimal de 5 Ma. En effet, cet âge est celui de la transition entre deux types de magmatisme, qui résulte vraisemblablement de la modification de la structure thermique de la zone de Bénéioff, causée par l'entrée en subduction de cette ride jeune et chaude (Robin et al., 1997 ; Bourdon et al., 2002a, 200b, 2003a ; Samaniego et al., 2002, 2005 , Hidalgo, 2006 ; Hidalgo et al., 2007 ; Robin et al., sous presse).

(c) L'inversion tectonique des bassins de l'avant-arc équatorien durant le Miocène tardif a incité Daly (1989) à proposer une collision entre la ride de Carnegie et la fosse équatorienne depuis ~8 Ma. Gutscher et al. (1999a) considèrent également que la ride est présente dans la zone de subduction depuis ~8 Ma, en se basant sur la morphologie côtière, la topographie régionale, la largeur de l'arc volcanique, ainsi que l'absence de sismicité intermédiaire.

(d) Les âges les plus anciens ont été déterminés par les mesures de traces de fission dans les cristaux d'apatite et de zircon dans les cordillères Occidentale (Spikings et al., 2001) et Real (Spikings et al., 2005). Ces travaux indiquent une accélération du taux d'exhumation des cordillères, à 15 et 9 Ma, qui a été associée à la collision de la ride de Carnegie avec la marge équatorienne.

Ainsi, un désaccord subsiste encore entre les âges caractérisant l'entrée de la Ride de Carnegie dans la zone de subduction équatorienne. Il pourrait refléter l'introduction successive de deux segments de ride, de taille et d'épaisseur différentes. Les âges estimés par les différentes études suggèreraient ainsi la collision d'un premier segment il y a 9-15 Ma, puis d'un second à la limite Tertiaire-Quaternaire (vers 2 Ma), probablement plus épais que le premier et correspondant au segment actuellement présent dans la zone de Bénéioff (Winkler et al., 2005 ; Witt et al., 2006).

3.1.2) Morphologie de la zone de Bénéioff

Malgré de nombreux travaux portant sur la géométrie de la zone de Bénéioff, l'angle selon lequel la plaque subductée plonge sous les Andes du Nord, et plus particulièrement sous la marge équatorienne, est toujours controversé. Plusieurs propositions de segmentation de la zone de Bénéioff le long de la fosse nord-andine ont ainsi vu le jour ces trente dernières années. En travaillant sur la localisation des séismes et la détermination de leurs mécanismes au foyer, Pennington (1981) a défini trois segments de lithosphère subductée le long des Andes du Nord (Fig. 3.3) :

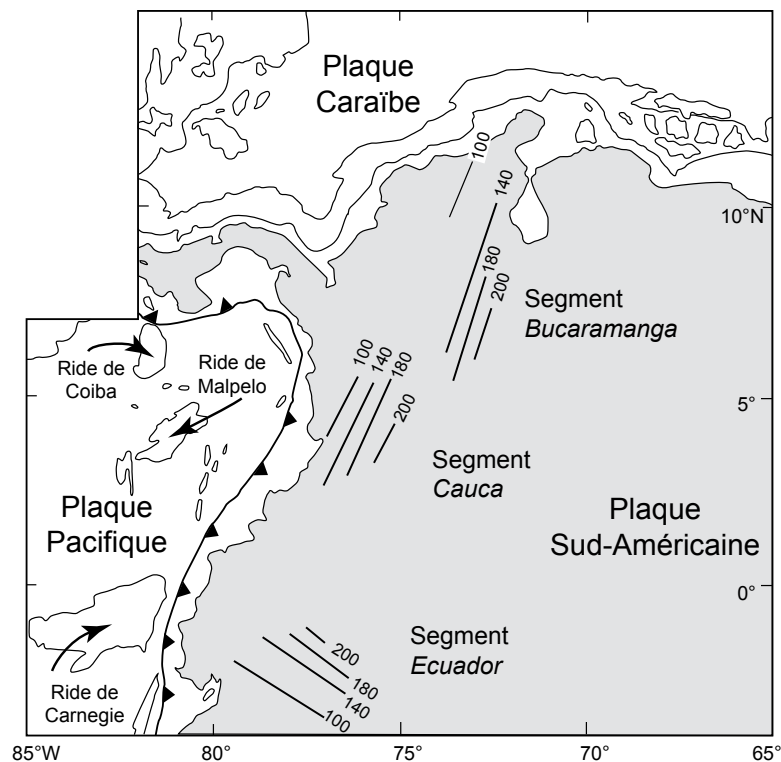


Figure 3.3

Contours du plan de Bénéioff sous les Andes du Nord, montrant les trois segments de lithosphère océanique subductée identifiés par Pennington (1981).

Les chiffres indiquent la profondeur de la zone de Bénéioff en km.

1) le segment *Bucaramanga* (11°N-5,2°N), qui prolonge le plancher océanique de la plaque Caraïbe au NW de la Colombie et possède un angle de subduction de 20-25° vers le NE. L'angle de subduction peut devenir plus raide à partir de 140 km de profondeur. Il n'y a pas de volcanisme actif associé à ce segment, même au-dessus des portions où la profondeur de la croûte subductée atteint 150-200 km.

2) le segment *Cauca* (5,2°N-1,5°N), qui représente la continuation de la croûte océanique de Nazca actuellement en subduction le long de la fosse colombo-équatorienne. Ce segment plonge vers le NE avec un angle de 35°.

3) le segment *Ecuador* (au sud de 1,5°N), qui descend sous le sud de l'Equateur et le nord du Pérou avec un angle de subduction également de 35°.

Pour Pennington (1981), la segmentation de la plaque plongeante est liée à la présence de structures bathymétriques dans la zone de subduction. La direction de plongement du segment 3 (*Ecuador*) n'étant pas en accord avec la direction générale de la subduction de la plaque Nazca sous les Andes du Nord, il peut subsister quelques doutes quant aux interprétations de Pennington (1981).

Par la suite, Gutscher et al. (1999a) ont proposé une segmentation différente, mais toujours reliée à l'hétérogénéité de la plaque océanique subductée. Ils ont distingué 4 régions sismo-tectoniques, définies par 4 profils réalisés à travers les Andes du Nord (Fig. 3.4) :

- la région 1 (section A-A' / 6°N-2,5°S / centre de la Colombie)

Cette zone présente un plan de Bénéioff raide (~45°), d'orientation ESE, qui descend jusqu'à une profondeur de 200 km. L'arc volcanique est étroit (40-50 km) et se trouve 160 km au-dessus de la croûte océanique subductée.

- la région 2 (section B-B' / 2,5°N-1°S / nord et centre de l'Equateur, en face de la ride de Carnegie)

Gutscher et al. (1999a) ont supposé que la présence de la jeune et chaude ride de Carnegie augmente la flottabilité de la plaque plongeante et diminue l'angle de subduction, provoquant ainsi l'horizontalisation du plan de Bénéioff. Dans cette région, les séismes de profondeur intermédiaire sont quasiment absents (un seul séisme de profondeur > 90 km). L'arc volcanique est large (jusqu'à 150 km) et est situé ~100 km au-dessus du plan de Bénéioff

- la région 3 (section C-C' / 1°S-2°S / sud de l'Equateur, vers la zone de fracture de Grijalva)

Les séismes intermédiaires et profonds définissent clairement un plan de subduction raide en direction du NE. L'arc volcanique associé est étroit.

- la région 4 (section D-D' / 2°S-15°S / nord du Pérou)

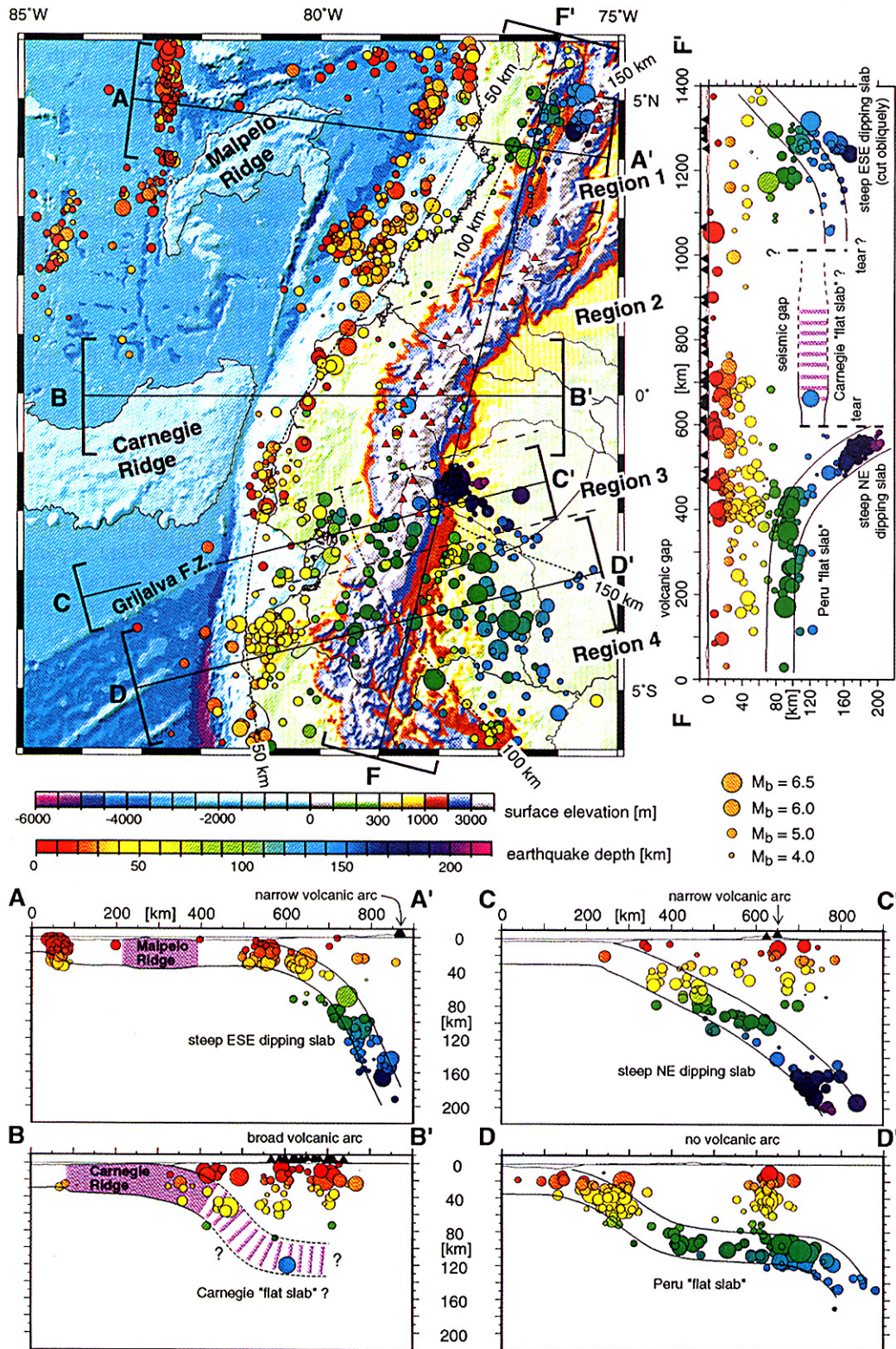


Figure 3.4

Géométries du plan de Bénihoff correspondant aux 4 régions sismo-tectoniques définies par Gutscher et al. (1999a). Le profil F-F' correspond à une section parallèle aux Andes du Nord. Il met en évidence la lacune de sismicité intermédiaire présente sous l'Equateur et le segment plat qui lui est associé.

Cette région est caractérisée par une subduction quasi horizontale (« subduction plate ») et par l'absence de volcanisme actif, malgré l'âge avancé de la plaque Farallon. Des travaux récents suggèrent que cette subduction plate, d'environ 1500 km de long, est provoquée par la présence de deux plateaux océaniques possédant une flottabilité élevée : le plateau Inca au nord et la ride de Nazca au sud (Gutscher et al., 1999b ; Gutscher et al., 2000a).

D'après l'hypothèse de Gutscher et al. (1999a), l'absence de sismicité intermédiaire sous la marge équatorienne (région 2) pourrait être expliquée par une croûte océanique subductée peu visqueuse, résultant d'une température anormalement élevée dans la zone de Bénioff, voire même de la fusion partielle de la plaque plongeante. Dans ce modèle, la zone de collision de la ride de Carnegie est limitée par deux déchirures lithosphériques, qui permettent l'individualisation du segment plat. Au sud, la déchirure se produit le long de la zone de fracture de Grijalva, alors qu'au nord, elle est située le long de l'extension de la dorsale de Malpelo. L'horizontalisation du plan de Bénioff permet ainsi à la croûte océanique subductée de rester une longue période dans le champ de température (700-800°C) et de pression (2,5 GPa) où la fusion d'un basalte hydraté est possible (Martin, 1999).

Gutscher et al. (1999a) ont donc proposé un plan de Bénioff quasi horizontal sous la marge équatorienne (région 2), *i.e.* exactement en face de la Ride de Carnegie. Même si leur hypothèse est soutenue par l'absence de sismicité intermédiaire et la largeur de l'arc volcanique, elle s'appuie uniquement sur deux événements sismiques produits à 250-300 km de la fosse. Une étude sismique plus récente, utilisant un réseau de 54 stations temporaires et permanentes, ne révèle en revanche aucun changement dans l'angle de subduction de la croûte subductée entre 2°N et 2°S (Fig. 3.5 ; Guillier et al., 2001). Selon ces auteurs, le plan de Bénioff plonge de manière continue sous la marge équatorienne, avec un angle de 25-35°, et ce jusqu'à 150-200 km de profondeur. Les conclusions de Guillier et al. (2001) rejoignent ainsi l'hypothèse de Pennington (1981) et invalide la présence d'un segment plat sous l'arc volcanique équatorien. Il faut préciser que cet angle de subduction (25-35°) est bien inférieur à celui qui caractérise le plan de Bénioff sous la marge colombienne (~45°), ce qui peut expliquer la largeur de l'arc volcanique équatorien par rapport à son homologue colombien.

Récemment, Gailler et al. (2007) ont présenté une nouvelle segmentation de la zone de Bénioff sous les Andes du Nord, en utilisant une méthode d'inversion des temps de trajet des données sismiques. Ils proposent trois régions, en fonction de l'épaisseur de la croûte océanique subductée :

- la région Nord (3°N-1°N ; sud de la Colombie et nord de l'Equateur) où la croûte océanique subductée a ~6 km d'épaisseur ;
- la région Centrale (1°N-2,5°S ; en face de la ride de Carnegie) ; au niveau du flanc sud de la ride de Carnegie, la croûte océanique subductée a une épaisseur d'~15 km.

- la région Sud (2,5°S-3,5°S ; Golfe de Guayaquil au sud de l'Equateur) où la croûte océanique est épaisse de 7-8 km.

Selon Gailler et al. (2007), l'angle du plan de Bénihoff au niveau de la région Centrale (*i.e.* en face de la ride de Carnegie) se situe entre 25-35°, ce qui rejoint les interprétations de Guillier et al. (2001).

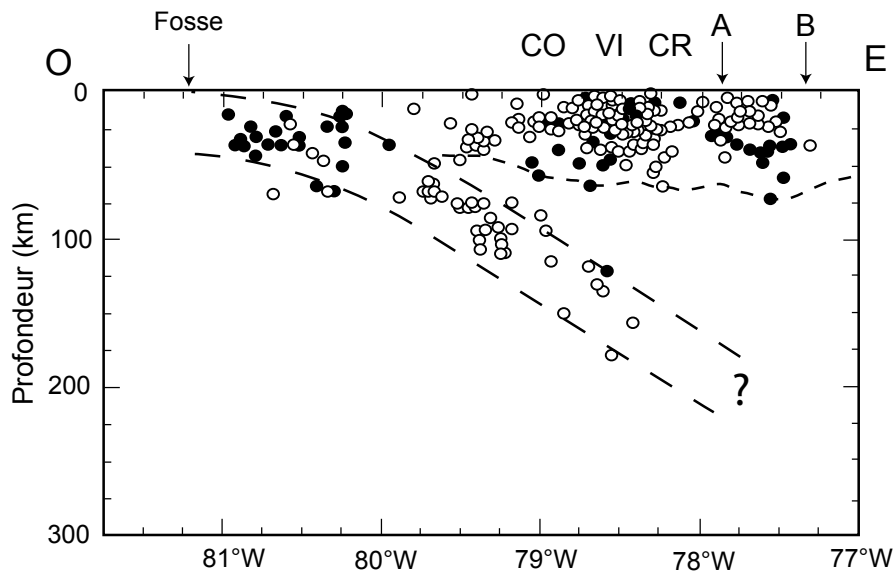


Figure 3.5

Plan de Bénihoff sous la marge équatorienne défini par les travaux de Guillier et al. (2001). Les cercles blancs correspondent aux hypocentres obtenus par le réseau de Guillier et al. (2001).

CO = Cordillère Occidentale ; VI = Vallée Interandine ; CR = Cordillère Real

A = failles inverses de la Cordillère Real (EAFFZ, Fig. 3.1)

B = failles inverses de la Zone Subandine (SAFFZ, Fig. 3.1)

3.1.3) Bloc Nord Andin

Les Andes du Nord constituent une microplaque tectonique indépendante, le bloc Nord Andin, qui est compressée entre la plaque Sud-Américaine et la plaque Nazca (*cf.* Fig. 3.1). Le bloc Nord Andin est limité à l'ouest par la fosse colombo-équatorienne et au nord par la plaque Caraïbe. Sa limite orientale est constituée, dans son extrémité sud, par le système de failles Dolores Guayaquil (DGM = Dolores Guayaquil Megashear ; *cf.* Fig 3.2). Ce système est formé d'une série de failles de décrochements dextres qui traversent les Andes équatoriennes et incluent plusieurs segments actifs comme : la faille Calacalí-Pujilí, la faille Pallatanga, les failles de la Vallée Interandine, la faille La Sofía-Río Chingual (Winter et al., 1993 ; Ego et al., 1996 ; *cf.* Fig. 3.1). Le DGM se poursuit en Colombie avec le front est-andin (East Andean Front Fault Zone, EAFFZ), puis au Venezuela par la faille décrochante dextre de Boconó (Pennington, 1981 ; Freimueller et al., 1993 ; Ego et al, 1996). Poussé par un mouvement transpressif dextre, le

bloc Nord Andin se déplace vers le NE à une vitesse de 6 ± 2 mm/an (mesures GPS de Trenkamp et al., 2002), indépendamment de la plaque Sud-Américaine (Pennington, 1981 ; Tibaldi et Ferrari, 1992 ; Ego et al., 1996). Suivant les auteurs, ce déplacement est attribué à la convergence légèrement oblique des plaques Nazca et Sud-Américaine, qui se produit au nord de la frontière colombo-équatorienne (Kellogg et Vega, 1995 ; Ego et al., 1996), et/ou à la collision de la ride de Carnegie avec la fosse de subduction (Pennington, 1981 ; Lavenu et al., 1995 ; Gutscher et al., 1999a ; Witt et al., 2006).

Le déplacement de ce bloc a été daté grâce aux structures tectoniques qui le composent. Par exemple, Winkler et al. (2005) ont proposé que les bassins interandins se soient développés au cours des 5-6 derniers Ma, durant un régime tectonique transpressif lié au mouvement du bloc. Ils ont cependant défini une phase principale de compression $< 2,9$ Ma. Cet âge récent est en accord avec les interprétations de Lavenu et al. (1995), qui proposent un épisode important de raccourcissement de la Vallée Interandine entre 1,85-1,21 Ma. A fortiori, Witt et al. (2006) ont attribué l'ouverture du golfe de Guayaquil, à la limite Pliocène-Pléistocène inférieur, à une phase d'accélération du bloc Nord Andin.

En considérant l'hypothèse que la collision de la ride de Carnegie ait déclenché le mouvement du bloc Nord Andin, ces estimations sont en accord avec une entrée de la ride dans la fosse de subduction vers 5 Ma, suivie par une intensification du processus vers 2 Ma, peut-être liée à l'introduction d'une portion plus épaisse. Cette conclusion rejoint la supposition déjà évoquée au chapitre 3.1.1.

3.2) *Contexte géologique*

L'évolution géologique de l'Equateur a été marquée par l'accrétion successive de terrains allochtones (« terrane »), océaniques ou continentaux, contre la marge de la plaque Sud-Américaine (Reynaud et al., 1999 ; Mamberti et al., 2003). Cet apport épisodique de matériel, qui s'est déroulé durant le Mésozoïque et le début du Cénozoïque, a rythmé les processus tectoniques, comme l'épaississement crustal, la surrection des cordillères, voire la formation des bassins sédimentaires, et a abouti à la morphologie actuelle des Andes équatoriennes. L'Equateur se divise ainsi en quatre provinces morpho-structurales (Fig. 3.6 ; Aspden et Litherland, 1992) :

- la zone Côtière § 3.2.1
- la Sierra § 3.2.2
- la zone Subandine } § 3.2.3
- le bassin Oriente }

Figure 3.6

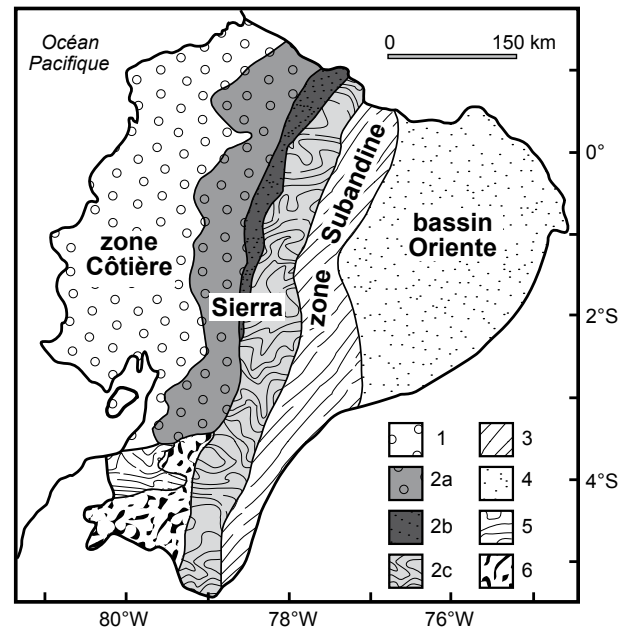
Provinces morpho-structurales d'Equateur :

- 1) zone Côtière ;
- 2) Sierra : a) Cordillère Occidentale ; b) Vallée Interandine ; c) Cordillère Real ;
- 3) zone Subandine ;
- 4) bassin Oriente

Deux régions secondaires du sud de l'Equateur sont également mises en évidence :

- 5) bloc Amotape ; 6) bassin Alamor-Lancones.

D'après Aspden et Litherland (1992).



3.2.1) La zone Côtière

Le soubassement de la zone Côtière est formé par les basaltes et les dolérites de la formation Piñon, longtemps considérée comme un fragment de plancher océanique accréé à la marge équatorienne à la limite Crétacé-Tertiaire (Goossens et Rose, 1973 ; Lebras et al., 1987), voire à l'Eocène (Feininger et Bristow, 1980 ; Jaillard et al., 1997 ; Kerr et al., 2002). Des études géochimiques plus récentes considèrent la formation Piñon comme un ancien plateau océanique, âgé de 113 ± 10 Ma selon des datation K-Ar (Reynaud et al., 1999). Les formations volcano-sédimentaires qui recouvrent le « terrane » Piñon consistent en des séquences de roches volcaniques, volcano-clastiques et turbiditiques, d'âge Crétacé supérieur à Paléocène inférieur (98-60 Ma). Ces formations seraient issues d'anciens arcs intra-océaniques (Lebras et al., 1987 ; Reynaud et al., 1999). Au cours de l'Eocène, l'évolution de la zone Côtière a été marquée par la formation et le remplissage de bassins marins peu profonds (Daly, 1989 ; Jaillard et al., 1997), sur lesquels reposent en discordance des dépôts marins de faible profondeur, d'âge Plio-Quaternaire (Jaillard et al., 1997). Finalement, des terrasses marines Pléistocènes forment la partie supérieure et affleurent parfois dans la chaîne côtière (Cantalamesa et DiCelma, 2004 ; Pedoja et al., 2006a, 2006b).

3.2.2) La Sierra

La province de la Sierra porte l'arc volcanique Plio-Quaternaire et est composée de deux cordillères parallèles, la Cordillère Occidentale et la Cordillère Real, séparées par la Vallée Interandine.

a) *Cordillère Occidentale*




De la même manière que la zone Côtière, le socle de la Cordillère Occidentale consiste en une croûte océanique allochtone d'âge Crétacé, accrétée à la marge équatorienne à la limite Crétacé-Tertiaire (Feininger et Bristow, 1980 ; Lebras et al., 1987 ; Kerr et al., 2002). Ce soubassement océanique est en fait composé de deux « terranes » distincts (Fig. 3.7), à savoir :

1) le terrane **Pallatanga** à l'est, qui consiste en une séquence turbiditique renfermant des lambeaux de basaltes et de roches ultrabasiqes. Il a été interprété comme un plateau océanique d'âge Crétacé (Lebras et al., 1987 ; Reynaud et al., 1999). Ce terrane est limité à l'ouest par la zone de cisaillement dextre Chimbo-Toachi et à l'est par un mélange tectonique lié à la zone de faille Calacalí-Pujilí, qui sépare la Cordillère Occidentale de la Vallée Interandine (Lebras et al., 1987). L'étude stratigraphique détaillée de la couverture sédimentaire du terrane Pallatanga (Jaillard et al., 2004 ; Toro et Jaillard, 2005), ainsi que les analyses isotopiques des roches basaltiques (Mamberti et al., 2003), ont montré que ce terrane était formé de deux plateaux océaniques d'âge et d'origine distincts :

- l'unité orientale *San Juan*, d'âge Crétacé inférieur (Aptien), accrétée avant le Campanien moyen (83-80 Ma) ;
- l'unité occidentale *Guaranda*, d'âge Crétacé supérieur, accrétée à la fin du Maastrichtien (ca. 69-65 Ma).

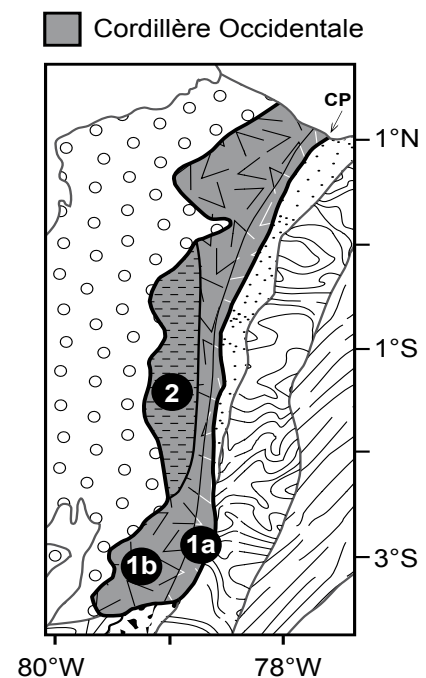
Figure 3.7

Terranes et unités de la Cordillère Occidentale :

- 1) Terrane Pallatanga
 - a) unité San Juan 
 - b) unité Guaranda 
- 2) Terrane Macuchi 

CP = faille Calacalí-Pujilí

Modifiée d'après Aspden et Litherland (1992) et Toro et Jaillard (2005).



2) le terrane **Macuchi** à l'ouest, qui représente un ancien arc insulaire accrété vers 40 Ma et qui est formé d'une séquence volcano-sédimentaire Eocène inférieur, voire Paléocène supérieur (Lebras et al., 1987 ; Bourgois et al., 1990 ; Cosma et al., 1998). La limite occidentale du terrane Macuchi n'affleure pas, mais correspond approximativement au flanc ouest de la Cordillère Occidentale.

Toutes ces unités allochtones sont recoupées par des intrusions granitiques, d'âge Eocène supérieur à Pliocène (Hughes et Pilatasig, 2002 ; Mamberti et al., 2003).

b) Vallée Interandine

La Vallée Interandine est une dépression topographique linéaire large de 5 à 40 km, orientée N-S à NNE-SSO et située entre les cordillères Occidentales et Real. Elle est limitée structuralement par des failles réactivées à la limite Miocène-Pliocène, mais initialement formées durant les épisodes d'accrétion qui se sont déroulés du Crétacé au Tertiaire inférieur : la faille Calacalí-Pujilí à l'ouest et la faille Peltetec à l'est. A partir du Miocène tardif, plusieurs bassins se sont successivement formés le long de la vallée et ont été remplis par des dépôts fluviaux, lacustres et volcaniques (voir Winkler et al., 2005 pour revue). Un régime transpressif a dominé durant le développement de ces bassins, bien que de petites failles normales syn-sédimentaires se soient formées durant de courtes périodes d'affaiblissement du mouvement compressif.

Etant masqué par des dépôts récents, le soubassement de cette dépression est mal connu. Cependant, les données gravimétriques montrent une possible extension des roches métamorphiques de la Cordillère Real sous la Vallée Interandine (Feininger et Seguin, 1983). Cette hypothèse est validée par l'affleurement de roches métamorphiques sur le flanc ouest de la dépression (Hughes et Pilatasig, 2002).

c) Cordillère Real

La Cordillère Real est composée de terrains métamorphiques et s'étend de manière continue de la Colombie à la frontière péruvienne. Elle est principalement formée de schistes et de paragneiss d'âge Paléozoïque à Mésozoïque, recoupés par des granitoïdes jurassiques légèrement métamorphisés et recouverts de dépôts volcaniques récents (Aspden et al., 1992a, 1992b). La limite orientale de la Cordillère Real correspond à une série de chevauchements à pendage ouest : les failles Cosanga, Mendez et Palanda, qui forment le front subandin (SAFFZ ; cf. Fig. 3.1) et mettent en contact les roches métamorphiques de la Cordillère Real avec les formations sédimentaires et volcano-plutoniques de la zone Subandine. D'après Aspden et Litherland (1992), le soubassement de cette cordillère est composé de quatre terrains océaniques et continentaux, accrétés à la limite Jurassique-Crétacé (140-130 Ma) et s'étendant d'est en ouest (Fig. 3.8) :

- le terrane *Salado* (**A**), composé de roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques métamorphisées à la limite Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ;
- le terrane *Loja* (**B**), formé de cinq unités métamorphiques paléozoïques à triasiques ;
- le terrane *Alao* (**C**), constitué de roches volcaniques et volcano-sédimentaires métamorphisées représentant les restes d'un arc insulaire jurassique. Le contact avec le terrane Loja se fait par l'intermédiaire de la faille Baños, qui est la principale zone de cisaillement de la Cordillère Real ;
- le terrane *Guamote* (**D**), d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, composé essentiellement de métasédiments.

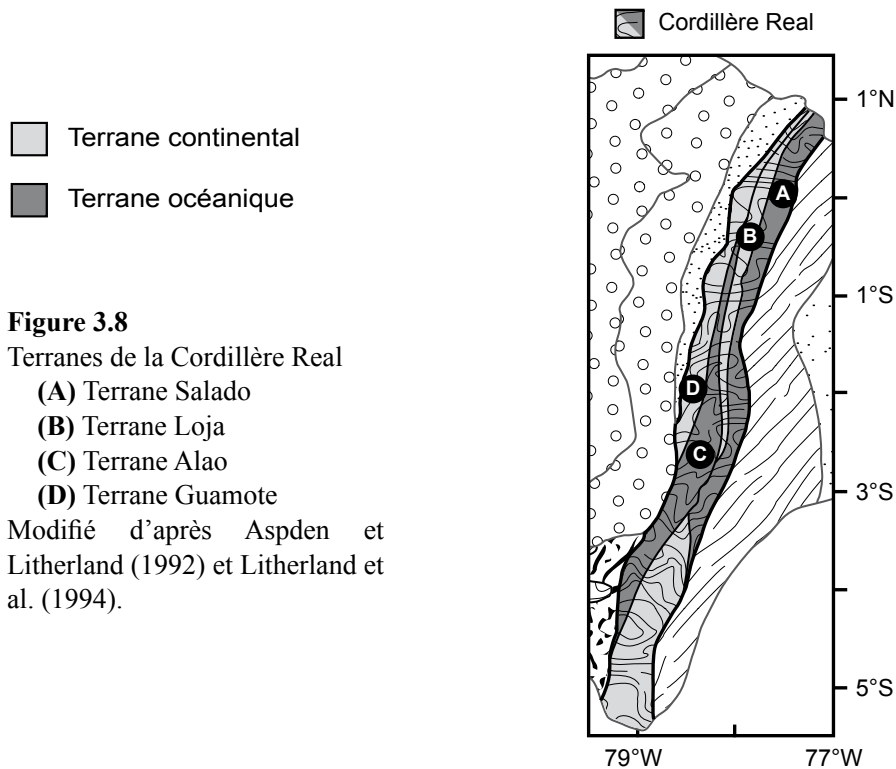


Figure 3.8
 Terranes de la Cordillère Real
 (A) Terrane Salado
 (B) Terrane Loja
 (C) Terrane Alao
 (D) Terrane Guamote
 Modifié d'après Aspden et Litherland (1992) et Litherland et al. (1994).

3.2.3) La zone Subandine et le bassin Oriente

La zone Subandine connecte les contreforts andins au bassin d'avant-pays et est caractérisée par deux grands antiformes : les soulèvements Napo et Cutucú, formés par l'inversion tectonique de bassins crétacés et tertiaires. Cette région est constituée d'une chaîne de batholites granitiques d'âge Jurassique, mis en place entre 190-150 Ma à travers la séquence sédimentaire pré-crétacée de la plaine amazonienne (Aspden et Litherland, 1992 ; Aspden et al., 1992b).

L'Oriente correspond au bassin d'avant-pays des Andes équatoriennes et reçoit par conséquent le matériel issu de leur érosion. Il est rempli par plus de 5 km de sédiments lacustres et continentaux détritiques d'âge Cénozoïque, qui recouvrent des roches de plate-forme carbonatée mésozoïque déposées au-dessus du bouclier guyanais précambrien (Tschopp, 1953). Ces deux régions seront décrites plus en détail dans le chapitre 4.1.

3.3) Arc volcanique plio-quaternaire

En Amérique du Sud, le volcanisme actif se répartit en quatre provinces distinctes (Fig. 3.9), séparées par des zones dépourvues d'activité volcanique (Barazangi et Isacks, 1976 ; Thorpe et al., 1982) : la Zone Volcanique Nord (NVZ = North Volcanic Zone), la Zone Volcanique Centrale (CVZ = Central Volcanic Zone), la Zone Volcanique Sud (SVZ = South Volcanic Zone) et la Zone Volcanique Australe (AVZ = Austral Volcanic Zone). L'arc volcanique équatorien, de même que son voisin colombien, fait partie de la NVZ qui s'étend entre 5°N et 2°S.

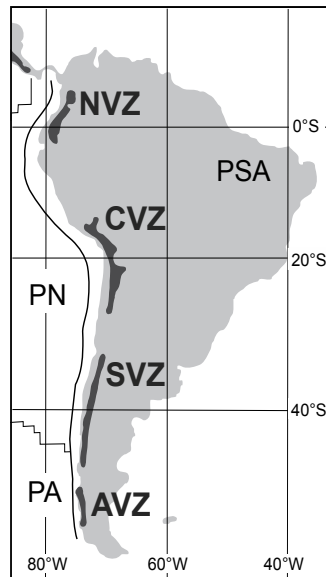


Figure 3.9
Provinces volcaniques de l'Amérique du Sud.
D'après Thorpe et al. (1982).

NVZ: Zone Volcanique Nord
CVZ: Zone Volcanique Centrale
SVZ: Zone Volcanique Sud
AVZ: Zone Volcanique Australe
PN: Plaque Nazca
PA: Plaque Antarctique
PSA: Plaque Sud-Américaine

L'activité volcanique récente a débuté en Equateur dès le Pliocène. Elle est caractérisée par l'édification de hauts stratovolcans (jusqu'à 6300 mètres d'altitude) composés de coulées de lave, de dômes et de dépôts pyroclastiques (Hall et Beate, 1991). Au cours du temps, l'activité volcanique a évolué dans sa répartition et son intensité. En effet, au sud du volcan Sangay (2°S), l'entrée en subduction du plateau océanique Inca, il y a 5-3,5 Ma (Gutscher et al., 1999b), a entraîné l'arrêt du volcanisme (Barberi et al., 1988 ; Beate et al., 2001). Au même moment, au nord de 2°S, l'arc volcanique s'est déplacé vers l'est, en diminuant l'intensité de son activité. A la fin du Pliocène, l'activité volcanique était donc limitée à une étroite bande le long de la Cordillère Real. Depuis le début du Quaternaire, l'intensité du volcanisme a augmenté et l'arc volcanique s'est élargi progressivement en direction de la fosse, où le front volcanique est de nouveau actif depuis 1,5-1,0 Ma, puis en direction de l'arrière-arc (Barberi et al., 1988). Selon Barberi et al. (1988), il est probable que les modifications spatio-temporelles de l'arc volcanique actif soient liées à la subduction de la ride de Carnegie.

3.3.1) Morphologie de l'arc volcanique

Bien que situées toutes deux au sein de la NVZ, les provinces volcaniques de Colombie et d'Equateur sont très différentes. En effet, l'arc volcanique colombien est étroit et constitué d'une seule rangée de volcans. L'arc volcanique équatorien est au contraire beaucoup plus étendu (300 km de long et jusqu'à 150 km de large) et renferme un plus grand nombre d'édifices volcaniques (~60 ; Hall et Beate, 1991).

Les édifices composant l'arc volcanique équatorien ont classiquement été répartis en quatre domaines subparallèles (Hall et Wood, 1985 ; Hall et Beate, 1991), correspondant aux zones morpho-structurales décrites précédemment (*cf.* § 3.2) :

- la Cordillère Occidentale	<i>arc frontal</i>
- la Vallée Interandine	} <i>arc principal</i>
- la Cordillère Orientale	
- la zone Subandine et le bassin Oriente	<i>arrière-arc</i>

Sur la base de critères géochimiques, Monzier et al. (1999a) ont proposé une répartition différente. Ils ont en effet regroupé les volcans de la Vallée Interandine et de la Cordillère Orientale en une seule rangée, correspondant à l'arc principal, mais ont par contre différencié dans un domaine à part les volcans situés à l'extrémité sud de la NVZ (zone de Riobamba). L'individualisation des volcans de Riobamba est basée sur la nature basique des produits volcaniques, par rapport aux autres volcans équatoriens où les produits peu différenciés sont rares.

La figure 3.10 présente tous les volcans plio-quaternaires actuellement recensés en Equateur et regroupés selon la répartition de Monzier et al. (1999a), qui tient compte des caractéristiques des produits émis, contrairement à la répartition d'Hall et Beate (1991). Cette figure met également en évidence les édifices qui ont subi des éruptions historiques. En s'appuyant sur des critères morphologiques, il semble cependant probable que la majorité des volcans apparemment éteints ont eu une activité magmatique durant le Quaternaire (Barberi et al., 1988 ; Hall et Beate, 1991). Les formations volcaniques étudiées durant ce travail de thèse, à savoir le stratovolcan **Pan de Azúcar**, les **cônes de Puyo** et les **laves de Mera**, sont également indiquées.

3.3.2) *Genèse des magmas équatoriens*

3.3.2.1) *Travaux antérieurs*

Les laves émises par les volcans Plio-Quaternaires équatoriens présentent une affinité calco-alcaline et sont dominées par les compositions andésitiques à dacitiques, les basaltes étant limités à la zone de Riobamba et à l'arrière-arc. Malgré une apparente uniformité, elles possèdent des caractéristiques géochimiques qui varient suivant leur emplacement au sein de l'arc volcanique. De nombreux auteurs ont ainsi remarqué la zonation compositionnelle qui s'effectue d'ouest en est, entre les différents alignements de volcans (Hörmann et Pichler, 1982 ; Barberi et al., 1988 ; Barragán et al., 1998 ; Bourdon et al., 2003a). En effet, à taux de silice équivalents, les teneurs en éléments incompatibles (*e.g.* LILE, LREE, HFSE, Th, U, K) augmentent en s'éloignant de la fosse de subduction, comme dans la plupart des arcs volcaniques (Tatsumi et al., 1991).

L'homogénéité des rapports isotopiques indique un lien génétique entre les magmas des trois arcs (frontal, principal et arrière-arc) et permet d'exclure catégoriquement la possibilité que les variations compositionnelles des magmas soient le résultat de la fusion de sources très différentes (Barragán et al., 1998 ; Bourdon et al., 2003a ; Bryant et al., 2006). En revanche, les trois arcs volcaniques sont situés sur des terrains de nature différente.

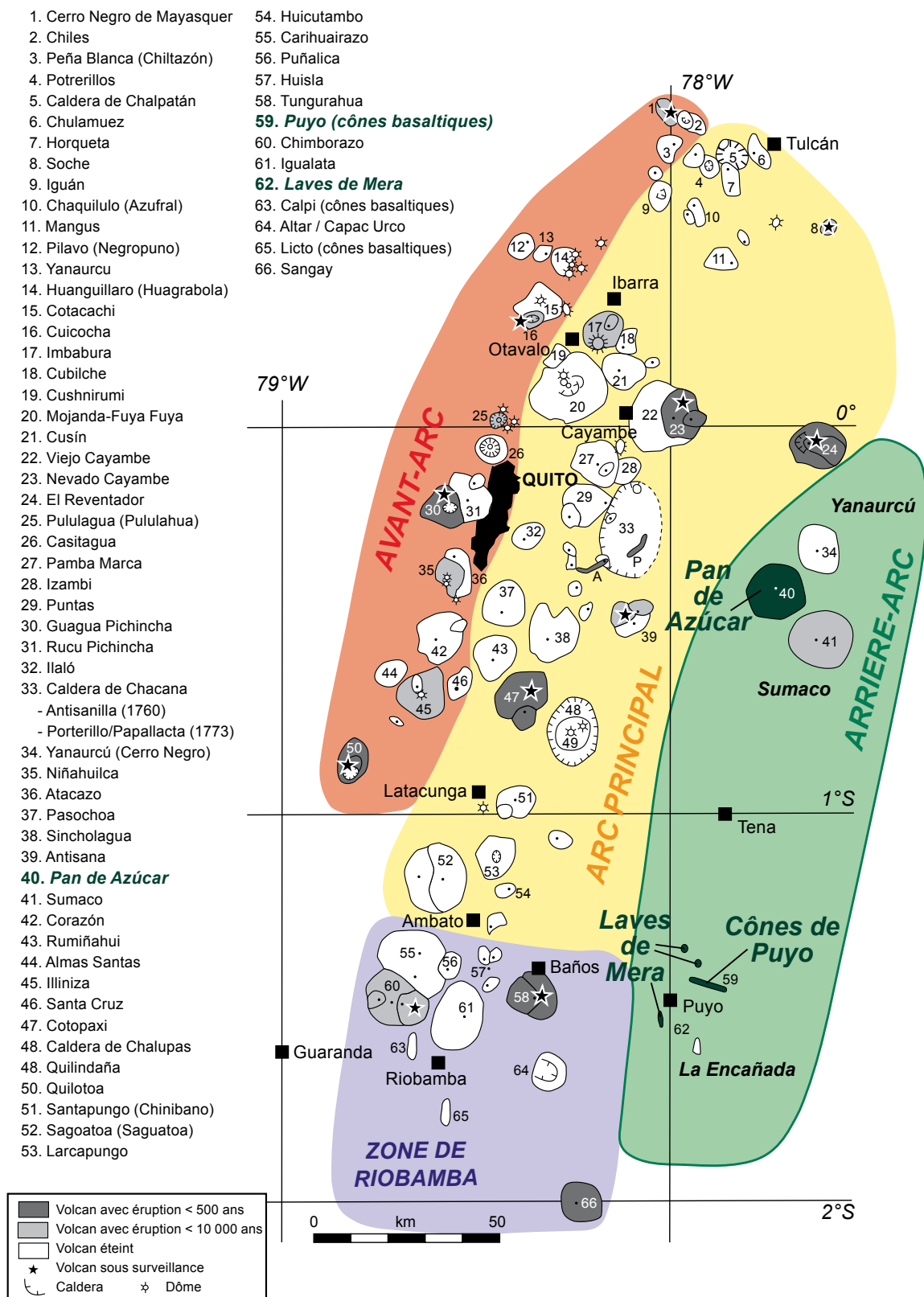


Figure 3.10

Arc volcanique Plio-Quaternaire équatorial. Les édifices étudiés durant ce travail de thèse sont situés dans l'arrière-arc et sont mis en évidence en vert foncé.

Regroupement selon Monzier et al. (1999a).

Les variations compositionnelles pourraient ainsi refléter des différences de contamination crustale, soit par la nature du contaminant, soit par l'intensité de la contamination. En effet, conséquemment aux épisodes d'accrétion de terranes qui se sont produits entre le Jurassique moyen et l'Eocène, les magmas équatoriens traversent des portions de croûte d'âge, de composition et d'épaisseur différents. Le soubassement des trois arcs est ainsi composé de terrains océaniques à l'ouest, de lithologies continentales matures à l'est et d'un vieux bouclier précambrien sous les volcans de l'arrière-arc. Les données gravimétriques indiquent que l'épaisseur crustale varie de 25-30 km sous les édifices du front volcanique à plus de 50 km sous les plus hauts stratovolcans de l'arc principal, et qu'elle subit un amincissement progressif vers le craton guyanais (Feininger et Seguin, 1983). Des données sismiques plus récentes révèlent que la croûte a une épaisseur de 40-50 km sous la partie ouest de l'Equateur et de 50-75 km sous la partie est (Prévot et al., 1996 ; Guillier et al., 2001). Néanmoins, Barragán et al. (1998) ont démontré que les compositions des laves équatoriennes ne pouvaient en aucun cas être reliées au type de soubassement sur lequel elles ont été émises. En effet, les données isotopiques soulignent une contamination crustale faible, dans tous les cas < 15%. D'autres études portant sur différents édifices de l'arc volcanique équatorien, *e.g.* l'Antisana (Bourdon et al., 2002b), le Cayambe (Samaniego et al., 2005) et les Illiniza (Hidalgo et al., 2007), aboutissent aux mêmes conclusions. En outre, Bryant et al. (2006), qui ont interprété les variations du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et des isotopes du Pb à travers l'arc volcanique équatorien comme le résultat d'assimilation de croûte continentale mature spécialement dans l'arc principal, limitent la quantité de croûte assimilée à moins de 10%. Ces résultats sont en accord avec les travaux réalisés à partir des isotopes de l'oxygène, qui considèrent que la contamination crustale, bien que toujours faible (15-20%), est plus importante dans la Cordillère Real que dans la Cordillère Occidentale (Hammersley et DePaolo, 2002 ; Hidalgo, 2006).

Il semble donc que la composition des magmas équatoriens soit principalement contrôlée par les processus se produisant dans la zone de subduction :

- les transferts de matière de la plaque plongeante vers la péridotite mantellique ;
- les réactions métasomatiques dans le coin de manteau ;
- les modalités de la fusion partielle (profondeur, taux de fusion, composition du résidu).

Depuis les années 1980, plusieurs modèles de genèse ont été proposés, à partir des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des laves, selon des transects perpendiculaires à l'arc volcanique équatorien :

- *Modèle d'Hörmann et Pichler (1982)*

Ces auteurs ont proposé que les magmas formés dans l'arc frontal et principal dérivent de la fusion partielle en conditions hydratées d'amphibolites à grenat, à des pressions d'environ 2 GPa (~70 km de profondeur), sans pour autant préciser les modalités de formation des amphibolites. Les variations géochimiques des laves entre les deux arcs peuvent ainsi être expliquées par des différences de la profondeur de formation des magmas.

• *Modèle de Monzier et al. (1997b)*

Monzier et al. (1997b) ont comparé les échantillons issus de 12 volcans équatoriens, appartenant à l'arc frontal et principal, aux laves calco-alkalines des Nouvelles-Hébrides (Monzier et al., 1997a). La série magmatique de l'arc intra-océanique des Nouvelles-Hébrides dont les laves proviennent de la fusion partielle d'un manteau métasomatisé par des fluides est considérée comme une série d'arc « classiques » et constitue ainsi une bonne base de comparaison. Ces auteurs ont montré que les laves d'Equateur sont :

- fortement enrichies en Mg, Cr et Ni ;
- enrichies en Al, Ca et Sr ;
- appauvries en Fe et K ;
- fortement appauvries en HREE et Y.

Les concentrations extrêmement faibles en HREE et Y, couplées à l'abondance des compositions andésitiques et dacitiques dans l'arc équatorien, sont des caractéristiques typiques des magmas adakitiques. Ces observations suggèrent la participation de tels magmas silicatés, lors de la genèse des laves de l'arc frontal et principal. Pour Monzier et al. (1997b), les liquides adakitiques proviendraient de la fusion partielle de matériaux basaltiques métamorphisés, à la base de la croûte continentale, sous l'action de remontées magmatiques basaltiques d'origine mantellique.

• *Modèle de Barragán et al. (1998)*

En considérant trois volcans, situés respectivement dans l'arc frontal (Atacazo), l'arc principal (Antisana) et l'arrière-arc (Sumaco), Barragán et al. (1998) ont mis en évidence une corrélation systématique entre les compositions des laves et la profondeur de la zone de Bénioff. Ainsi, les rapports LILE/HFSE diminuent avec l'éloignement de la fosse, en accord avec la diminution de la quantité de fluides aqueux libérés par la déshydratation de la plaque plongeante. En revanche, les teneurs absolues en éléments incompatibles, ainsi que le rapport La/Yb, augmentent de l'arc frontal vers l'arrière-arc, suggérant une diminution du degré de fusion partielle. Par conséquent, les différences de composition entre les trois arcs volcaniques semblent être contrôlées par deux paramètres : 1) la quantité de fluides issus de la croûte subductée et 2) le degré de fusion partielle, qui sont tous deux directement liés à la profondeur de la zone de Bénioff. En effet, lorsque la déshydratation de la plaque plongeante se produit à faible profondeur, elle relâche beaucoup de fluides qui vont induire de forts degrés de fusion partielle dans le coin de manteau sus-jacent. Selon le modèle de Barragán et al. (1998), les magmas du front volcanique sont générés par 15% de fusion partielle d'une source mantellique enrichie par 1,1% d'apport de la plaque subductée. Les magmas de l'arc principal sont formés par 3% de fusion partielle induite par 0,06% de fluides libérés par la croûte subductée. Quant aux magmas de l'arrière-arc, ils requièrent seulement 2% de fusion partielle, avec une participation négligeable de la plaque plongeante.

• Modèle de *Bourdon et al. (2003a)*

Bourdon et al. (2003) ont également travaillé sur trois édifices formant un transect perpendiculaire à travers l'arc volcanique équatorien : le Pichincha (arc frontal), l'Antisana (arc principal) et le Sumaco (arrière-arc). Ces auteurs ont non seulement repris la conclusion de Barragán et al. (1998), selon laquelle la quantité de fluides impliqués dans la genèse des magmas diminue lorsqu'on s'éloigne de la fosse, mais également l'hypothèse de Monzier et al. (1997b), qui évoque la participation de liquides adakitiques. En plus de l'augmentation des teneurs en K, LILE, LREE et HFSE, ils ont remarqué un affaiblissement des caractéristiques adakitiques, de l'arc frontal vers l'arrière-arc, et ont proposé un modèle en trois étapes :

1) Contrairement à Monzier et al. (1997b), ils proposent que les liquides adakitiques soient issus de la fusion partielle de la croûte océanique subductée au niveau de l'avant-arc. Durant leur remontée vers la surface, ces magmas acides :

(a) interagissent avec le coin de manteau et provoquent la cristallisation de pargasite, de phlogopite et de grenat métasomatiques. En contrepartie, les liquides adakitiques s'enrichissent en Mg, Cr et Ni et sont ensuite émis sous forme d'HSA (High-Silica Adakite, *cf.* § 2.2.3.2) ;

(b) sont entièrement consommés dans les réactions métasomatiques avec la péridotite mantellique, dont la fusion subséquente produit des LSA (Low-Silica Adakite, *cf.* § 2.2.3.2).

Ces deux processus sont exclusivement limités aux volcans frontaux.

2) Emmené par la convection mantellique, le manteau métasomatisé subit un épisode de fusion partielle sous l'arc principal, déclenché par la déstabilisation de la pargasite mantellique, et produit des laves calco-alcalines à signature adakitique plus ou moins marquée.

3) Finalement, lorsque ce manteau atteint la profondeur adéquate, la déstabilisation de la phlogopite permet un ultime épisode de fusion partielle sous les volcans de l'arrière-arc et génère des basaltes riches en Nb.

En s'inspirant du modèle de Gutscher et al. (1999a, 2000a) et des données sismiques de Guillier et al. (2001), Bourdon et al. (2003a) proposent que la diminution de l'angle de la plaque subductée sous la marge équatorienne, induite par la récente subduction (< 5 Ma) de la ride de Carnegie, permet le réchauffement progressif de la croûte océanique et sa fusion partielle depuis environ 1,5 Ma. Ainsi, la production de liquides adakitiques sous l'arc frontal a modifié la genèse des magmas dans tout l'arc volcanique, permettant le passage d'un magmatisme calco-alcalin typique, induit par des fluides libérés par la déshydratation de la plaque plongeante, à un magmatisme aux caractéristiques adakitiques, impliquant des liquides silicatés issus de la fusion partielle de la croûte subductée.

En plus des études concernant l'ensemble de l'arc volcanique équatorien, d'autres travaux détaillés ont été réalisés sur des volcans individuels. Par exemple, Kilian et al. (1995) proposent un modèle de mélange entre des magmas issus de la fusion du manteau hydraté et des liquides formés par fusion partielle de la croûte inférieure, pour expliquer les caractéristiques géochimiques des produits du Complexe Volcanique Chimborazo. Pour le volcan Sangay, Monzier et al. (1999b) ont mis au point un modèle dans lequel les magmas seraient d'abord issus de la fusion du manteau, préalablement enrichi par des fluides libérés lors de la déshydratation de la plaque plongeante. Ces magmas seraient ensuite stockés en base de croûte où des processus d'ACF (ACF = Assimilation et Cristallisation Fractionnée) modifieraient leur composition. Le Chimborazo et le Sangay faisant partie de la zone volcanique de Riobamba, à l'extrémité sud de la NVZ, les processus détaillés ci-dessus sont donc difficilement applicables au reste de l'arc équatorien.

Plus récemment, d'autres complexes volcaniques ont été étudiés, principalement dans l'arc frontal (Bourdon et al., 2002a ; Hidalgo, 2002, 2006 ; Andrade, 2003 ; Chemin, 2004 ; Hidalgo et al., 2007) et l'arc principal (Samaniego, 1997 ; Robin et al., 1997, soumis ; Bourdon et al., 2002b ; Samaniego et al., 2002, 2005). La plupart de ces études montrent qu'au sein d'un même édifice, l'affinité géochimique des laves a changé au cours du temps, passant d'un volcanisme calco-alcalin classique à un volcanisme présentant des caractéristiques adakitiques. Les conclusions apportées par ces travaux appuient le modèle pétrogénétique de Bourdon et al. (2003a). Elles considèrent la fusion partielle de la plaque subductée comme le mécanisme qui génère les adakites. Elles évoquent également la métasomatose subséquente du coin de manteau, par ces liquides silicatés, dans le but d'expliquer les variations géochimiques des magmas à travers l'arc équatorien. Pour tous ces auteurs, la présence de la ride de Carnegie modifie les conditions thermiques de la zone de subduction équatorienne et permet la fusion partielle de la croûte océanique subductée.

3.3.2.2) *Problématique du travail de thèse dans le contexte de l'arc volcanique équatorien*

Durant les 10 dernières années, de nombreux travaux ont été réalisés sur l'ensemble de l'arc volcanique équatorien ou sur des édifices individuels. Ces études antérieures se sont focalisées sur :

- des volcans de l'arc frontal : Pichincha (Bourdon et al., 2002a), Pululahua (Andrade, 2003), Illiniza (Hidalgo, 2002 ; Hidalgo et al., 2007), Atacazo (Hidalgo, 2006), Almas Santas (Chemin, 2004) ;
- des volcans de l'arc principal : Antisana (Bourdon et al., 2002b), Cayambe (Samaniego et al., 2002, 2005), Mojanda-Fuya Fuya (Samaniego, 1997 ; Robin et al., 1997, sous presse) ;
- des volcans de la zone de Riobamba : Tungurahua (Hall et al., 1999), Chimborazo (Kilian et al., 1995), Sangay (Monzier et al., 1999b).

L'arrière-arc a donc été très peu étudié, principalement à cause de son accessibilité difficile. Seul le stratovolcan Sumaco, situé dans la partie nord (*cf.* Fig. 3.10), a été échantillonné (Colony et Sinclair, 1928 ; Barragán et al., 1998 ; Bourdon et al., 2003a) et ses données ont été intégrées dans deux études globales portant sur l'arc volcanique équatorien (Barragán et al., 1998 ; Bourdon et al., 2003a). Barragán et al. (1998) et Bourdon et al. (soumis) ont en outre quantifié les mécanismes de métasomatose et de fusion partielle propres à ce volcan.

Une étude plus détaillée de la genèse des magmas dans l'arrière-arc se révèle donc nécessaire, afin de contraindre les processus actifs dans la zone de subduction sous cette partie de l'arc volcanique, mais également pour améliorer le modèle global de genèse des magmas équatoriens. Il convient notamment de déterminer dans quelle mesure se produisent les transferts de la croûte océanique vers le coin de manteau. Ce travail de thèse s'est par conséquent intéressé à trois formations volcaniques arrière-arc (*cf.* Fig. 3.10) :

- le **stratovolcan Pan de Azúcar**
- les **cônes de scories de Puyo**
- les **laves de Mera**

A l'heure actuelle, la participation de liquides adakitiques lors de la genèse des magmas équatoriens est très bien documentée et plus du tout remise en cause. Seul le mode de genèse de ces liquides silicatés est encore débattu par certains auteurs, à savoir 1) la fusion partielle de la croûte océanique subductée, 2) la fusion de basaltes sous-plaqués en base de croûte et/ou 3) le fractionnement précoce de grenat et d'amphibole lors du refroidissement des magmas basaltiques (*cf.* § 2.1.4), l'hypothèse 1 étant toutefois fortement favorisée. Les réactions métasomatiques, provoquées par l'interaction des liquides adakitiques avec le coin de manteau, ont été décrites de manière détaillée à l'aide de xénolites mantelliques ramenés à la surface dans différentes zones de subduction (§ 2.2.2) et de travaux expérimentaux (§ 2.2.3.2). Des études récentes, qui s'intéressent au Bore et à ses isotopes (*e.g.* $\delta^{11}\text{B}$), ont montré que les fluides issus de la déshydratation de la plaque plongeante participent également à l'enrichissement du coin de manteau équatorien, du moins pour les édifices de l'arc frontal (Bourdon et al., soumis ; LeVoyer, 2006).

Dans le contexte de l'arc volcanique équatorien, l'objectif de ce travail de thèse est de contraindre et de quantifier les processus qui contrôlent non seulement la genèse, mais également l'évolution, des magmas de l'arrière-arc. Il s'agit plus particulièrement de déterminer dans quelle mesure l'influence de la croûte océanique subductée se ressent encore dans cette partie de l'arc volcanique, éloignée de la fosse de subduction.

4 L'ARRIERE-ARC VOLCANIQUE EQUATORIEN :

Etude des cônes de Puyo, des laves de Mera et du Pan de Azúcar

4.1) *Tectonique et stratigraphie*

Les volcans de l'arrière-arc équatorien se répartissent le long de la zone Subandine qui marque le commencement du bassin amazonien Oriente. L'Oriente, situé entre le bassin de Putumayo (Colombie) et celui de Marañon (Pérou) correspond au rétro-bassin d'avant-pays des Andes équatoriennes et reçoit par conséquent tous les produits détritiques arrachés aux cordillères par l'érosion (Christophoul et al., 1999, 2002a, 2002b ; Bès de Berc et al., 2005). Les caractéristiques structurales et les changements sédimentologiques de l'Oriente illustrent son évolution d'un stade de bassin arrière-arc extensif (au Mésozoïque) à une phase de bassin d'avant-pays en contexte compressif (Crétacé supérieur à actuel). Le premier épisode d'inversion tectonique s'est produit durant la crise Turonien-Maastrichtien, contemporaine à la surrection de la paléo-Cordillère Orientale (Barragán et Baby, 1999 ; Barragán et al., 2005). Deux autres phases d'inversion ont eu lieu à l'Eocène et lors du passage au Quaternaire (Baby et al., 1999 ; Christophoul et al., 2002a, 2002b). Actuellement, toute cette zone est dominée par une tectonique transpressive dextre, qui a formé des structures en fleurs positives.

4.1.1) *Tectonique*

Plusieurs structures extensives pré-crétacées ont été tectoniquement inversées le long de trois zones de faille transpressives dextres, orientées NNE-SSW. Depuis le Crétacé supérieur, ces failles déforment le bassin Oriente et définissent trois domaines tectoniques (Baby et al., 1999), qui s'étendent d'ouest en est (Fig. 4.1) :

- la **zone Subandine**, caractérisée par deux structures en fleurs positives disposées en échelon : les soulèvements Napo et Cutucú. Ils sont séparés par la dépression du Pastaza, qui abrite un énorme éventail alluvial dont la formation a commencé à la limite Plio-Pléistocène et a continué jusqu'au Pléistocène supérieur (Baby et al., 1999 ; Christophoul et al., 2002a ; Bès de Berc et al., 2005). La zone Subandine a surtout été active durant le Pliocène, mais des séismes modérés s'y produisent encore actuellement ;
- le **Corridor Sacha-Shushufindi**, développé au Crétacé supérieur et au Cénozoïque par l'inversion des rifts NNE-SSW, initialement formés à la limite Trias supérieur-Jurassique inférieur. Cette zone abrite les champs pétrolifères les plus importants de l'Oriente ;
- le système **Capirón-Tiputini**, engendré par l'inversion de demi-grabens d'âge jurassique supérieur au cours de l'Eocène.

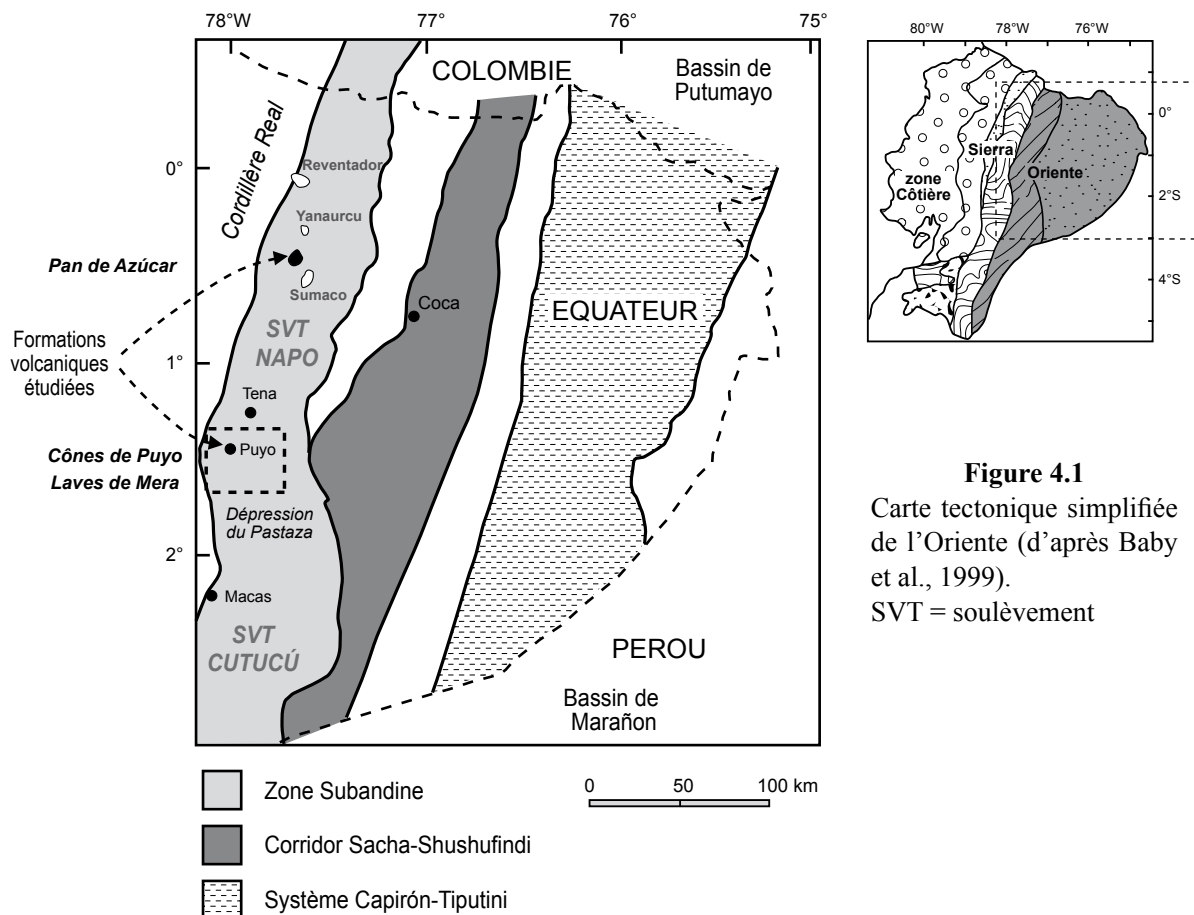


Figure 4.1
Carte tectonique simplifiée de l'Oriente (d'après Baby et al., 1999).
SVT = soulèvement

4.1.2) Stratigraphie

Le socle de l'Oriente est formé par la partie ouest du bouclier guyanais précambrien. Au-dessus repose une séquence sédimentaire épaisse de plusieurs milliers de mètres, s'étendant du Paléozoïque au Quaternaire (Tschopp, 1953 ; Christophoul et al., 1999, 2002b ; Ruiz et al., 2004). La figure 4.2 résume l'évolution du bassin depuis le début du Jurassique, en liant les dépôts sédimentaires aux événements tectoniques et magmatiques.

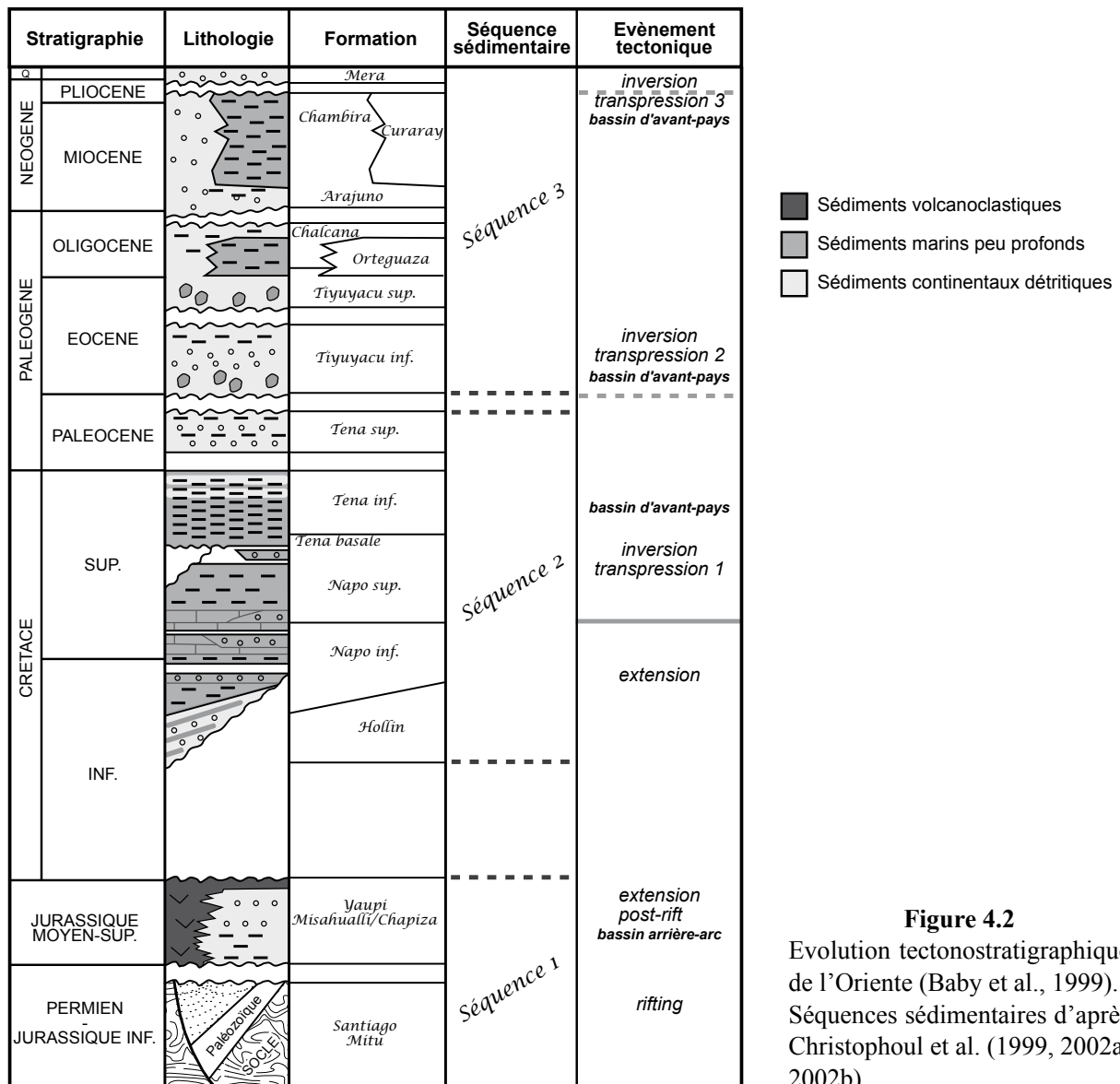


Figure 4.2
Evolution tectonostratigraphique de l'Oriente (Baby et al., 1999). Séquences sédimentaires d'après Christophoul et al. (1999, 2002a, 2002b).

Selon Christophoul et al. (1999, 2002a, 2002b), la colonne sédimentaire de l'Orienté peut être divisée en trois grandes séquences : les séries pré-crétacées **(1)**, qui sont recouvertes de manière discordante par un cycle sédimentaire crétacé **(2)**, puis par une couverture cénozoïque molassique typique du remplissage d'un bassin d'avant-pays **(3)**.

(1) Les séries pré-crétacées comprennent des sédiments marins paléozoïques, des dépôts de rift marins et continentaux d'âge triasique à jurassique inférieur et des sédiments volcanoclastiques du Jurassique supérieur. A cette époque, la tectonique était dominée par un processus de rifting, induit par le système thétysien. A la limite Jurassique moyen-Jurassique supérieur un régime d'extension arrière-arc se met en place, déclenché par le début de la subduction le long de la marge équatorienne. Ce système arrière-arc était associé à l'activité d'un arc volcanique continental (arc Misahualli-Cola), qui se caractérise par des dépôts volcaniques calco-alcalins (formation Misahualli) et par l'intrusion du batholite granitique d'Abitagua. Ce dernier affleure à plusieurs endroits dans la zone Subandine (Díaz et al., 2004).

(2) Après un hiatus sédimentaire important, causé par l'arrêt de la subduction et du magmatisme d'arc en réponse à l'accrétion de « terranes » allochtones contre la marge équatorienne, les dépôts reprennent à l'Aptien (vers 120 Ma). La séquence Crétacé est constituée de dépôts fluviaux à marins peu profonds d'âge aptien-campanien (formations Hollín et Napo), caractérisés par des séquences cycliques de calcaires, d'argiles et de grès.

(3) Finalement, les séries sédimentaire cénozoïques se déposent, suite à une lacune à la base des grès rouges maastrichtien-paléocène inférieur de la formation Tena. Cette lacune est probablement liée à un événement érosif reflétant l'accrétion des terranes allochtones Pallatanga, Macuchi et Piñon. La couverture tertiaire est formée de sédiments détritiques (formations Tiyuyacu, Chalcana, Arajuno, Chambira et Mera), associés au développement du bassin d'avant-pays de l'orogène andin.

En résumé, comme aucune structure extensive récente n'a été observée dans la région (Ego et al., 1996), le volcanisme de l'arrière-arc ne peut donc pas être directement relié à la fusion d'un manteau remontant de manière adiabatique en contexte extensif. Les études sismiques ont seulement révélé la présence de nombreuses failles de charriage d'âge tardi crétacé à quaternaire, causées par le mouvement transpressif qui affecte tout l'Equateur (Ego et al., 1996). Le magmatisme Plio-Quaternaire de la zone arrière-arc semble donc être essentiellement contrôlé par la subduction de la plaque de Nazca sous la marge équatorienne. L'Orienté étant caractérisé par une croûte continentale épaisse de 30 à 40 km (Feininger et Seguin, 1983), surmontée par plusieurs kilomètres de dépôts sédimentaires, il est par conséquent possible que les magmas de l'arrière-arc aient enregistré une contamination crustale.

4.2) Travaux récents

Géographiquement, l'arrière-arc volcanique équatorien se divise en deux parties, séparées par une lacune magmatique (cf. Fig 4.1) :

- la partie nord, comprenant trois grands stratovolcans :
 - le Yanaurcu, qui demeure encore totalement inconnu à ce jour ;
 - le **Pan de Azúcar**, étudié pour la première fois durant ce travail de thèse ;
 - le Sumaco, déjà échantillonné en 1928 par Colony et Sinclair et intégré par la suite dans plusieurs travaux (Barragán et al., 1998 ; Bourdon et al., 2003a, soumis ; Barragán et Baby, 2002, 2004) ;
- la partie sud, où sont situés les **cônes de scories de Puyo** et les **coulées de lave de Mera**, qui n'avaient jamais été échantillonnés.

Il faut également ajouter le Reventador, un des volcans les plus actifs d'Equateur, qui est situé légèrement à l'écart de l'arc volcanique principal, à la limite entre la Cordillère Real et la zone Subandine. Les travaux antérieurs consacrés à la zone Subandine se sont tous intéressés aux stratovolcans Reventador et Sumaco. Ainsi, malgré la courte distance qui les séparent (50 km le long d'un axe NNO-SSE), ces deux édifices présentent des caractéristiques pétrographiques et géochimiques contrastées, depuis des magmas calco-alcalins dominés par des compositions andésitiques (Reventador) à des laves alcalines sous-saturées en silice (Sumaco). Le Reventador et le Sumaco sont pourtant situés sur la même portion de lithosphère et à une distance identique de la fosse de subduction (Barragán et Baby, 2002, 2004).

4.2.1) Le Sumaco

Le Sumaco est un stratovolcan constitué d'un édifice volcanique principal conique, qui culmine à 3828 mètres d'altitude. Il est très probable qu'il ait eut une activité éruptive entre 1650-1895, avec au moins trois événements explosifs, mais l'activité la plus récente remonte à 1933 (Barragán et Baby, 2004). A cause de son emplacement au sein de la forêt amazonienne, la plupart de l'édifice demeure encore inconnu. Néanmoins, la partie la plus élevée du volcan est exempte de végétation et révèle un cône strombolien parfaitement préservé (Sumaco 3), construit à l'extrémité d'un cône plus ancien complètement détruit (Sumaco 2). Ces deux cônes sont inclus à l'intérieur d'une caldera, produite par une avalanche qui a affecté le plus vieil édifice (Sumaco 1 ; Bourdon et al., soumis). Les premières datations de la partie ancienne du volcan (Sumaco 1), obtenues par la technique ^{40}Ar - ^{39}Ar , donnent des âges se situant entre 255 et 200 Ka. Une datation par la méthode U-Th arrive à un âge isochrone de 273 Ka, en accord avec les datations ^{40}Ar - ^{39}Ar (Bourdon et al., soumis).

Les laves porphyriques du Sumaco sont constituées de phénocristaux automorphes de plagioclase (An_{36-87}), de clinopyroxène calcique (fassaïte), d'haüyne, d'oxyde ferro-titané et

d'apatite. De l'amphibole riche en Ti est également présente dans les laves les plus évoluées, alors que les moins différenciées contiennent de l'olivine (Barragán et al., 1998 ; Barragán et Baby, 2004 ; Bourdon et al., soumis). L'orthopyroxène n'a jamais été observé, que ce soit en phénocristal ou en microlite dans la mésostase.

En plus de leur caractère sous-saturé en silice, les laves du Sumaco présentent des teneurs élevées en TiO_2 et en Al_2O_3 . Malgré le fait que ces magmas partagent plusieurs caractéristiques en éléments majeurs avec les basaltes alcalins intraplaques, ils possèdent des teneurs en éléments en traces caractéristiques des laves de subduction. Cette observation exclue ainsi leur possible dérivation d'une source OIB. A taux de silice équivalent, le Sumaco se différencie des volcans de l'arc frontal et principal équatoriens par des teneurs plus élevées en K_2O , P_2O_5 , Na_2O , LILE, LREE et HFSE. Toutefois, la constitution isotopique des laves du Sumaco est comparable à celle des autres édifices. C'est la raison pour laquelle plusieurs auteurs ont proposé que tous les volcans équatoriens possèdent une origine commune, liée au processus de subduction (Barragán et al., 1998 ; Bourdon et al., 2003a) : le coin de manteau, modifié par un composant issu de la fusion de la croûte océanique subductée, similaire aux adakites présentes dans l'arc frontal (Bourdon et al., 2003a ; Samaniego et al., 2005 ; Hidalgo et al., 2006).

4.2.2) *Le Reventador*

Le complexe volcanique du Reventador atteint une altitude de 3562 mètres et est constitué d'un stratocône actif d'âge holocène, faisant environ 1300 mètres de haut. Ce jeune cône est situé à l'intérieur d'une grande caldera d'avalanche, produite par l'effondrement volcano-tectonique d'au moins deux centres volcaniques anciens (Barragán et Baby, 2004). Son histoire correspond ainsi à une succession de phases d'édification et de destruction de cônes par effondrement latéral. Ces effondrements ont produit des avalanches de débris qui se sont déposées sur une vingtaine de kilomètres de distance. L'activité éruptive récente se caractérise par des explosions stromboliennes, accompagnées de coulées de lave. Cependant, l'éruption de novembre 2002, la plus importante des temps historiques, a produit des coulées pyroclastiques et d'importants panaches de cendre qui ont atteint jusqu'à 17 km d'altitude.

Le Reventador est caractérisé par un volcanisme calco-alcalin qui présente une signature adakitique similaire à celle des autres volcans de l'arc principal (*e.g.* Cayambe, Antisana). Les produits éruptifs du Reventador se composent d'andésites basiques à acides et de dacites moyennement à hautement potassiques. Ces laves porphyriques possèdent une paragenèse qui varie suivant le degré d'évolution de la lave. Elles renferment principalement des phénocristaux de plagioclase (An_{45-85}) + clinopyroxène \pm olivine \pm orthopyroxène \pm hornblende \pm magnétite, dans une mésostase granulaire à intersertale (Barragán et Baby, 2004). Les laves du Reventador sont caractérisées par de faibles teneurs en HREE et Y, qui entraînent de forts rapports La/Yb et Sr/Y. Ce sont ces rapports élevés qui appuient l'hypothèse de la participation de magmas adakitiques lors de la genèse des magmas du Reventador (Barragán et Baby, 2004).

4.3) Présentation des édifices volcaniques étudiés

Comme décrit dans le chapitre précédent, la présence d'édifices volcaniques Plio-Quaternaires dans l'Oriente est restreinte à la zone Subandine, dont la figure 4.3 présente la géologie détaillée. Au sud, les cônes de Puyo et les laves de Mera sont situés directement sur les terrasses alluviales des formations volcanoclastiques plio-quaternaires Mesa et Mera. Elles sont constituées de conglomérats caractéristiques des dépôts de coulées de débris et sont probablement liées aux lahars issus des volcans de la Cordillère Real (Bès de Berc et al., 2005). Autour de la ville de Puyo, la partie supérieure de ces formations correspond à une surface d'érosion indurée qui s'étend sur 900 km² : la surface de Mera.

Au nord, le stratovolcan Pan de Azúcar, ainsi que ses voisins le Sumaco et le Yanaurcu, se sont édifiés sur les calcaires et les grès de la formation Napo, à proximité des affleurements du granite d'Abitagua.

Les 72 échantillons récoltés au cours du travail de terrain sont présentés dans l'annexe IV-I, avec leurs coordonnées UTM, le site d'échantillonnage et une brève description de la roche.

4.3.1) Le sud de l'arrière-arc : les cônes de Puyo et les laves de Mera

Les formations volcaniques situées autour de la ville de Puyo sont mentionnées sur les cartes géologiques régionales et locales (e.g. Mortimer et Huacho, 1980), sous forme de coulées de lave calco-alcalines. Hall et Beate (1991) ont de leur côté constaté la présence d'un alignement de cônes volcaniques vers le village de Diez de Agosto, qu'ils ont supposé être de composition andésitique. Toutefois, ces formations n'avaient pas encore été échantillonnées, ni caractérisées.

4.3.1.1) Les cônes de Puyo (42 échantillons)

Les cônes de Puyo se composent de neuf cônes de scories alignés le long d'une fissure orientée N120°E (Fig. 4.4). Ils sont situés à une dizaine de kilomètres à l'est de la ville de Puyo, de part et d'autre du village Diez de Agosto. Ce sont des cônes stromboliens monogéniques de petite taille (< 100 m ; Photo 4.1), dont certains possèdent encore un cratère sommital parfaitement identifiable.

Photo 4.1
Morphologie des cônes de Puyo.



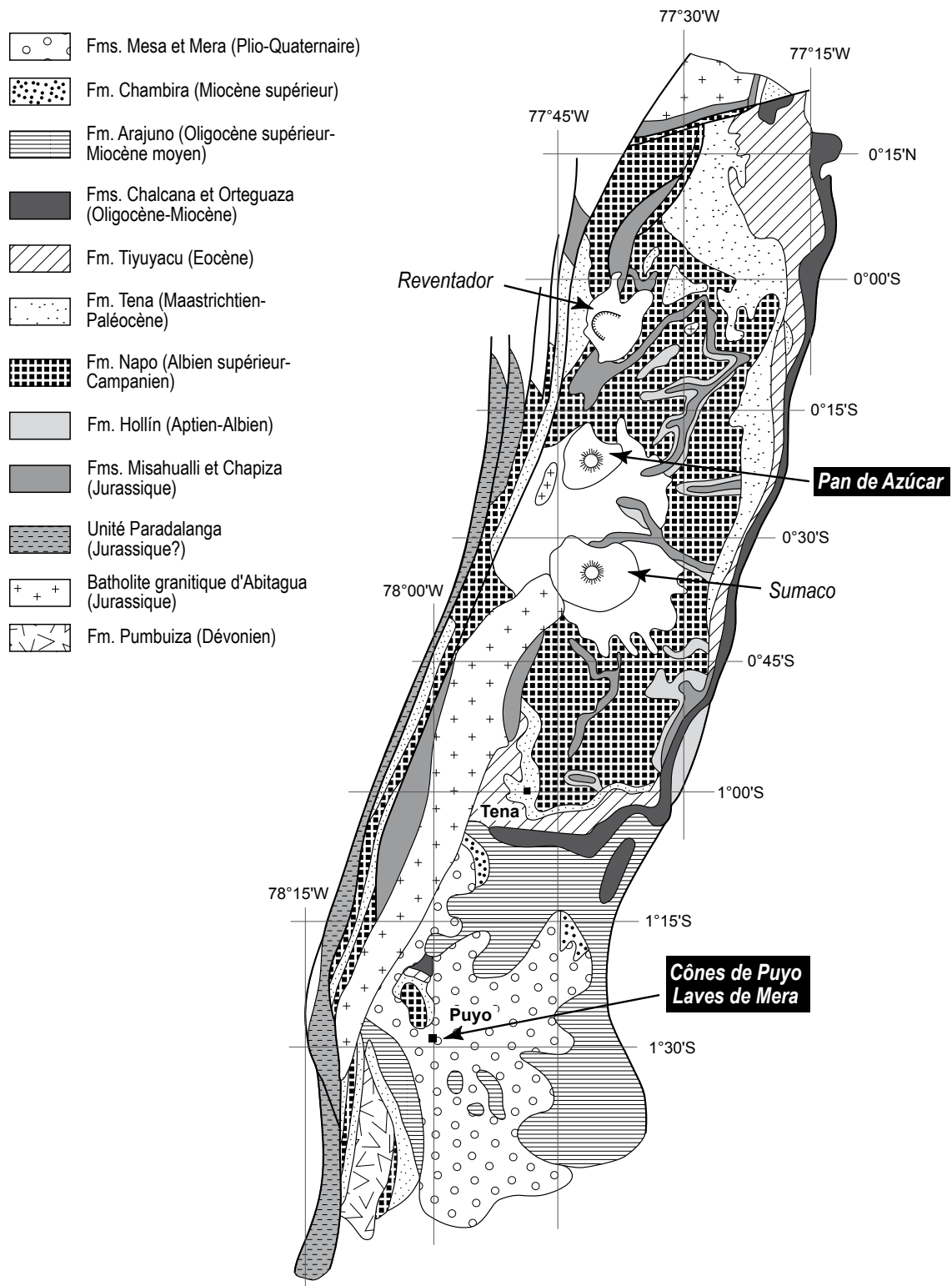


Figure 4.3

Géologie de la zone Subandine.

D'après Litherland et al. (1993) et Ruiz et al. (2004)

N.B. Le Yanaurcu n'est pas indiqué.

Cinq de ces cônes ont produit des coulées de lave qui s'étendent sur quelques centaines de mètres de long (voire sur ~1 km pour le cône 1) et qui affleurent dans les « quebradas » des rivières. Outre des coulées de lave, les cônes ont émis de nombreuses scories et bombes scoriacées (Photo 4.2), qui se retrouvent sur les pentes, dans les cratères et dans de rares dépôts affleurant sur les flancs de certains édifices (e.g. cône 4). En raison de l'important couvert végétal et de l'humidité régnant à longueur d'année, il fut difficile de trouver des échantillons qui fussent parfaitement frais, surtout en ce qui concerne les scories poreuses.



Photo 4.2
Bombe scoriacée.

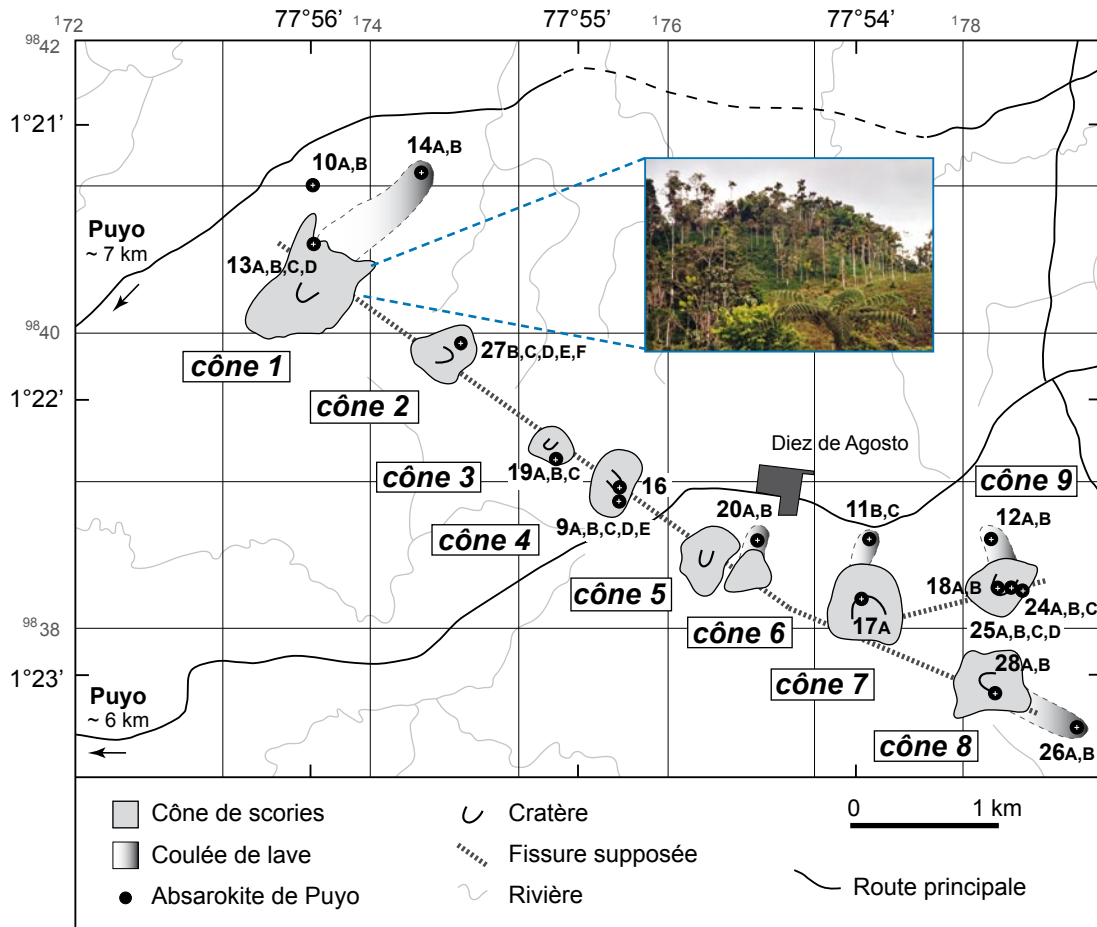


Figure 4.4

Carte schématique des cônes de Puyo avec la localisation des échantillons. Carte réalisée à partir de la carte topographique 1:50000 OIV-C1 PUYO 4089-IV.

4.3.1.2) Les laves de Mera (6 échantillons)

Les laves de Mera affleurent au nord et au sud de la ville de Puyo, sous forme de coulées individuelles perdues au milieu de la végétation (Fig. 4.5 ; Photo 4.3). Les laves MER1A, 1B et 1C ont été récoltées dans la carrière de Teniente Ortis, alors que les autres échantillons proviennent de coulées isolées situées d'une part près du village de Tarqui (au bord du Rio Pastaza ; MER5 et 6), et d'autre part près de la colonie La Libertad (au nord de Diez de Agosto ; MER2). Malgré leur espacement géographique, elles forment une série homogène, dont le centre d'émission reste inconnu à ce jour. Six échantillons de laves massives et vacuolaires ont été récoltés et ils sont tous dénués d'altération.

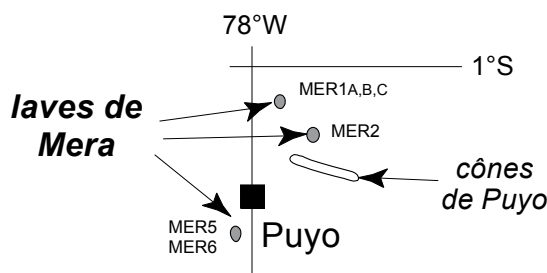


Figure 4.5
Localisation des échantillons des laves de Mera.



Photo 4.3
Affleurement de la coulée de Tarqui.

4.3.2) Le nord de l'arrière-arc : le stratovolcan Pan de Azúcar (24 échantillons)

A cause de son accessibilité extrêmement difficile, liée à la végétation dense et au manque de moyens de communication, le Pan de Azúcar est un stratovolcan totalement méconnu. Il culmine à 3482 mètres d'altitude et semble ne pas avoir eu d'activité éruptive depuis longtemps. En effet, étant fortement atteint par l'érosion, il paraît plus ancien que le Sumaco âgé de moins de 300000 ans.

L'échantillonnage du Pan de Azúcar, réalisé au cours de ce travail de thèse, n'a pas abouti à une représentation exhaustive des roches de ce volcan et doit donc être considéré avec une certaine prudence. Ainsi, il a tout d'abord fallu effectuer une reconnaissance de terrain, afin de déterminer les accès les plus praticables pour atteindre les coulées de ce volcan. Dans un deuxième temps, les trajets ont été minutieusement préparés, dans le but d'obtenir les autorisations nécessaires pour entrer dans le Parc National du Sumaco. Par manque de temps et d'effectifs, il n'a donc pas été possible de réaliser un échantillonnage représentatif de cet édifice, qui aurait nécessité une mission d'au moins dix jours en complète autonomie. Néanmoins, plusieurs coulées de lave ont pu être échantillonnées et le travail de terrain effectué au cours de cette thèse constitue donc une

première approche. La figure 4.6 présente le Pan de Azúcar et les sites d'échantillonnage. Les derniers villages atteignables en voiture sont Sala Honda et Linares.

Sur la base de critères pétrographiques et géochimiques, les laves du Pan de Azúcar ont été réparties en deux séries : Pan de Azúcar 1 (PDA₁) et 2 (PDA₂), représentées respectivement en violet et en turquoise sur la carte. Il est intéressant de remarquer que les échantillons de la série 2 ont tous été prélevés au plus proche de l'édifice (*i.e.* à moins de 6 km du sommet à vol d'oiseau).

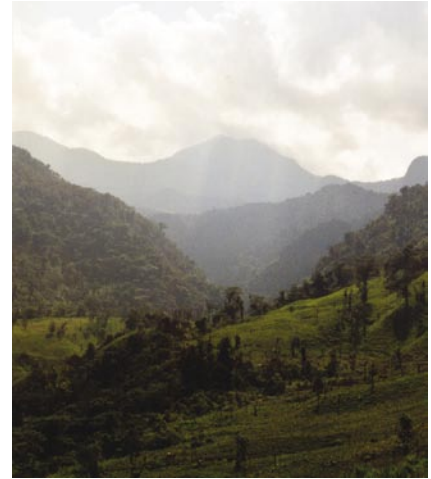


Photo 4.4
Vue du Pan de Azúcar.

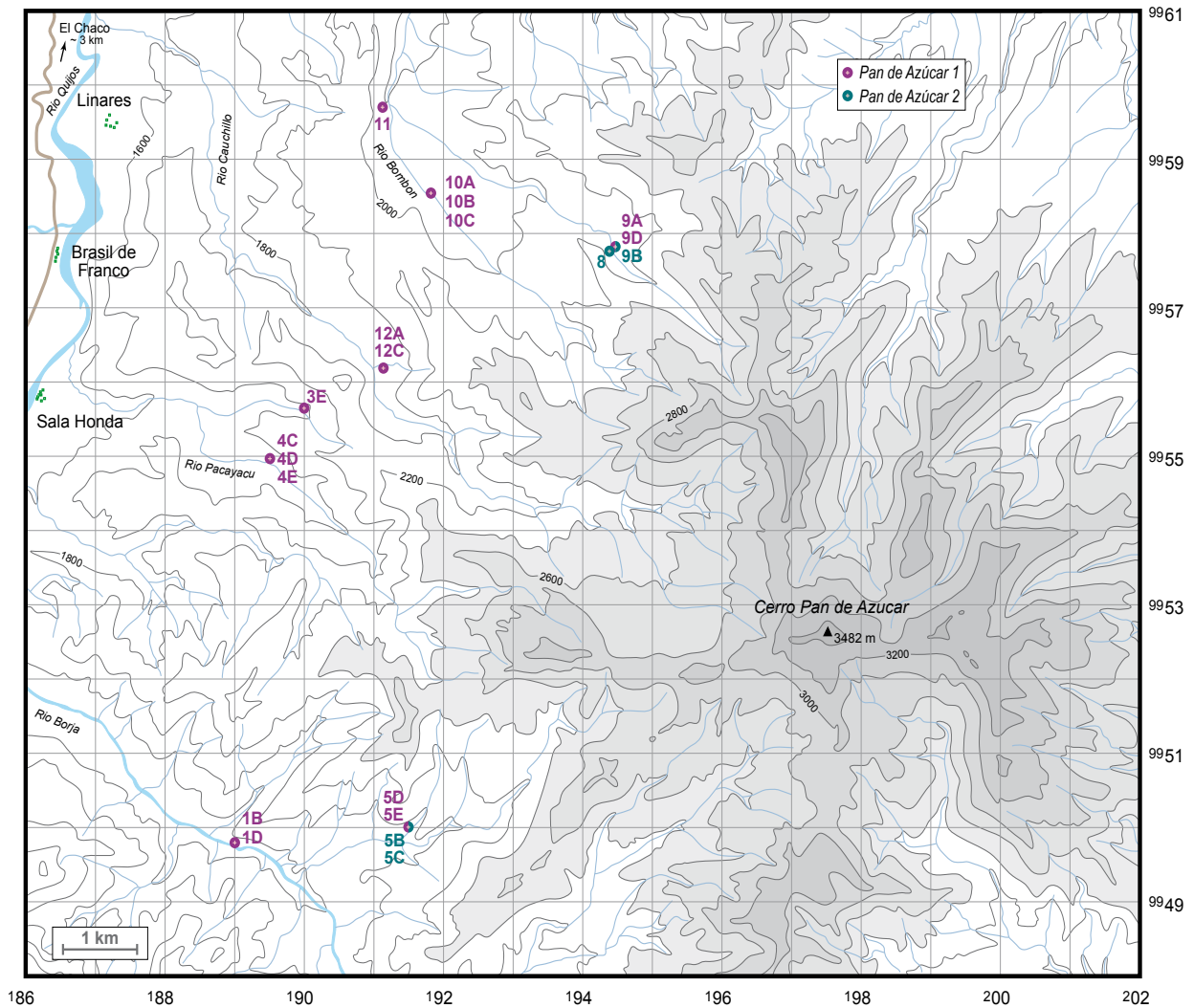


Figure 4.6
Localisation des échantillons du Pan de Azúcar, réalisée à partir des cartes 1:50000 OIII-C1 BAEZA 4092-IV et OIII-C2 CERRO PAN DE AZUCAR 4092-1.

4.3.3) Datations $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$

Quatre datations ^{40}Ar - ^{39}Ar sur roche totale ont été réalisées sous la direction de M. Fornari au Laboratoire de Géochronologie de l'Université de Nice-Sophia Antipolis (UMR Géosciences Azur). Les principes de cette méthode de datation sont résumés ci-dessous (se référer à Hidalgo, 2006, pour la méthodologie détaillée).

4.3.3.1) Méthodologie

a) Principe

La datation de matériel géologique par les isotopes de l'argon découle de la méthode de datation isotopique $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, dont les principes ont été établis par Aldrich et Nier (1948). Cette méthode est basée sur la présence de ^{40}K dans la nature, un isotope radioactif qui possède une demi-vie de 1250 ans et se désintègre naturellement en ^{40}Ca et ^{40}Ar . La détermination du rapport isotopique $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ permet d'estimer la quantité d' ^{40}Ar accumulé au cours des temps géologiques et donc de dater les roches ou les minéraux. Alors que la concentration en ^{40}K père est calculée à partir de la quantité de potassium total contenue dans l'échantillon et du rapport $^{40}\text{K} / \text{K}$ ($=0,0117\%$) existant dans la nature, l' $^{40}\text{Ar}^*$ (argon radiogénique fils) est mesuré par dilution isotopique et spectrométrie de masse. La mesure de la quantité de ^{40}K et d' $^{40}\text{Ar}^*$ se fait ainsi dans deux fractions différentes de l'échantillon.

Au contraire, la méthode de datation ^{40}Ar - ^{39}Ar permet de réaliser directement la mesure du rapport isotopique père/fils dans la même portion de l'échantillon. L'échantillon à dater doit préalablement être irradié dans un réacteur nucléaire, afin de transformer les atomes de ^{39}K en $^{39}\text{Ar}_\text{K}$ par interaction avec des neutrons. L' $^{39}\text{Ar}_\text{K}$ produit dans le réacteur nucléaire est un isotope radioactif qui présente une décroissance par émission β . Néanmoins, sa décroissance n'entraîne pas d'erreur significative sur la mesure de l'âge, car son temps de demi-vie est de 269 ans et que les analyse se font dans les mois qui suivent l'irradiation. Lors de l'analyse par le spectromètre de masse, l'argon gazeux est libéré par fusion sous vide de l'échantillon. L'objectif est d'obtenir le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_\text{K}$, qui est proportionnel au rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ et à l'âge de l'échantillon. Grâce aux mesures concomitantes des isotopes ^{37}Ar et ^{36}Ar , la présence d'interférences produites par des réactions parasites et la présence d' ^{40}Ar non radiogénique peuvent être corrigées.

Pour finalement obtenir un âge absolu à partir du rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_\text{K}$, il faut connaître le rendement de la réaction qui a produit l' $^{39}\text{Ar}_\text{K}$ à partir du potassium et qui dépend du flux de neutrons reçu par l'échantillon. L'échantillon est donc irradié dans une position fixée au sein du réacteur, avec un échantillon d'âge connu, qui joue le rôle de « moniteur de flux de neutrons ». Le flux de neutrons peut ainsi être dosé en comparant l'échantillon au « moniteur ».

b) Choix des échantillons

La méthode de datation ^{40}Ar - ^{39}Ar peut s'appliquer à toute roche ou minéral contenant

du potassium. Comme la méthode est basée sur l'accumulation d'argon radiogénique, les analyses sont donc plus simples et plus efficaces lorsque les échantillons sont anciens. En effet, lorsque la concentration en argon radiogénique diminue, l'erreur dans sa détermination croît de façon exponentielle. Des problèmes de détection de l'argon radiogénique se produisent par conséquent pour les échantillons jeunes, du fait de leur forte teneur en argon atmosphérique non radiogénique, ainsi que pour des échantillons altérés ou contenant des minéraux de type mica. Effectivement, malgré leur richesse en potassium, ces minéraux sont également très riches en argon atmosphérique.

Comme les échantillons étudiés dans ce travail de thèse renfermaient peu de phénocristaux d'amphibole ou de mica, susceptibles de contenir du potassium en suffisance, les datations ont été réalisées sur roche totale (*i.e.* la mésostase). Afin de faciliter l'analyse et d'obtenir un âge convenable, plusieurs critères ont été pris en compte lors du choix des échantillons :

- l'absence d'altération

L'altération de l'échantillon, avec production de minéraux secondaires de type argile, zéolite ou chlorite aura tendance à donner un âge trop jeune, car ces minéraux vont libérer beaucoup d'argon atmosphérique. Dans le cas d'une altération extrême de la roche, avec une quantité d'argon atmosphérique ou d'H₂O trop importante, le signal de détection de l'argon sera saturé.

- l'absence de mésostase vitreuse

Les roches contenant du verre dans leur mésostase produisent également des âges trop jeunes, liés aux pertes importantes du potassium contenu dans le verre lors de sa dévitrification.

- l'absence ou la rareté des phénocristaux

La présence de phénocristaux comme l'olivine, le pyroxène et le plagioclase peut produire des âges non valables, à cause de leur teneur trop importante en argon atmosphérique. L'incorporation d'argon dans les phases minérales se fait lors d'une exposition prolongée à l'argon atmosphérique ou lors de la cristallisation précoce de ces minéraux dans une chambre magmatique.

Ainsi, les scories des cônes de Puyo (poreuses, parfois altérées et possédant une mésostase cryptocristalline) n'étaient pas de bons candidats pour les datations. C'est une lave (PUY13B), provenant de la coulée du cône 1, qui a donc été sélectionnée en vue d'une datation. En ce qui concerne les laves de Mera, deux échantillons ont été choisis : la lave MER2, issue de la coulée de la Colonia La Libertad, et une des laves de la coulée de Tarqui (MER5). Huit échantillons du Pan de Azúcar avaient au départ été sélectionnés, mais pour l'instant un seul a été daté : la lave PDA5B de la série PDA₂.

c) Méthode

De fines lamelles d'~1-2 mm d'épaisseur sont coupées à l'aide d'une micro-scie dans les

parties fraîches des laves. Les lamelles sont ensuite fragmentées, puis triées à la pince sous la loupe binoculaire. Cette étape permet de séparer complètement la mésostase des phénocristaux. Après le tri, 160 à 260 mg de fragments de mésostase sont enveloppés dans une fine feuille de cuivre, afin de former des petits paquets (maximum 1×1 cm sur 1 mm d'épaisseur) prêts pour l'irradiation. Les échantillons ont été irradiés dans le réacteur nucléaire de l'Université de McMaster (Hamilton, Canada). Le flux total au cœur du réacteur en position 5c est de $8,8 \times 10^{18}$ neutrons/cm² à 2 MW et l'irradiation a duré 1,17 heures. Le « moniteur de flux » irradié avec les échantillons est l'« Alder Creek Sanidine » (Acs) dont l'âge est de $1,19 \pm 0,01$ Ma (Nomade et al., 2005).

Lors de l'analyse, le gaz est libéré en plusieurs fois grâce au réchauffement progressif de l'échantillon par étapes de 50-100°C. Lors de ce processus de fusion, d'autres gaz comme l'H₂O ou le CO₂ sont également relâchés. Le gaz doit donc être purifié lors de chaque palier de température, avant son arrivée dans le spectromètre de masse. Les abondances relatives des isotopes de l'argon (⁴⁰Ar, ³⁹Ar, ³⁸Ar, ³⁷Ar et ³⁶Ar) sont finalement analysées dans le spectromètre de masse, afin d'obtenir le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$. L'analyse des isotopes se fait en mode statique, par saut sur les masses 36 à 40. Le spectromètre comprend une source Baür-Signer GS98 et un multiplicateur d'électrons Balzers. Afin de connaître la quantité de signal isotopique existant par défaut dans la ligne, des blancs sont réalisés tous les trois échantillons. Ce bruit de fond permet ensuite de corriger les données.

4.3.3.2) *Résultats*

L'analyse de l'argon relâché lors de chaque étape de fusion fournit une série d'âges pour un seul échantillon. Pour que la mesure soit valide, ces différents âges doivent être concordants. Ils correspondent ainsi à l'âge de l'échantillon.

Deux types d'âge peuvent être déterminés à partir des analyses des isotopes de l'argon : un âge plateau **(1)** et un âge isochrone **(2)**.

(1) Dans un cas idéal, l'âge plateau doit être constitué par au moins trois fractions de gaz, extraites à trois températures continues qui ensemble représentent plus de 70% d'³⁹Ar total relâché par l'échantillon. Des plateaux plus petits, à partir de 48% d'³⁹Ar total, peuvent tout de même être pris en considération. En plus, les âges de chaque fraction doivent être identiques dans l'intervalle de confiance de 95%. Chaque fraction doit également constituer au moins 4% de l'³⁹Ar total. L'âge de l'échantillon est finalement calculé à partir de la moyenne pondérée des âges inclus dans le plateau.

(2) L'âge isochrone est calculé à partir du diagramme de corrélation des rapports isotopiques $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Idéalement, les données définissent une corrélation

négative et l'âge est donné par l'intersection de la droite de régression linéaire avec l'abscisse.

Les résultats obtenus dans le cadre de ce travail de thèse sont présentés dans le tableau 4.1. La figure 4.7 illustre les données pour deux échantillons : MER2 et PUY13B.

	Age plateau (Ma)		Age isochrone (Ma)	
	Age $\pm 2\sigma$	% ³⁹ Ar	Age $\pm 2\sigma$	MSWD
PUY13B	0,19 \pm 0,07	87	0,19 \pm 0,01	2,8
MER2	2,77 \pm 0,02	52	2,67 \pm 0,06	1,7
MER5	1,98 \pm 0,05	80	1,92 \pm 0,10	1,8
PDA5B	1,15 \pm 0,01	96	1,15 \pm 0,01	0,6

Tableau 4.1

Ages ⁴⁰Ar/³⁹Ar obtenus pour les échantillons des cônes de Puyo, des laves de Mera et du Pan de Azúcar.

%³⁹Ar = pourcentage d'³⁹Ar total inclu dans le plateau

MSDW = « Mean Square of Weighted Deviates »

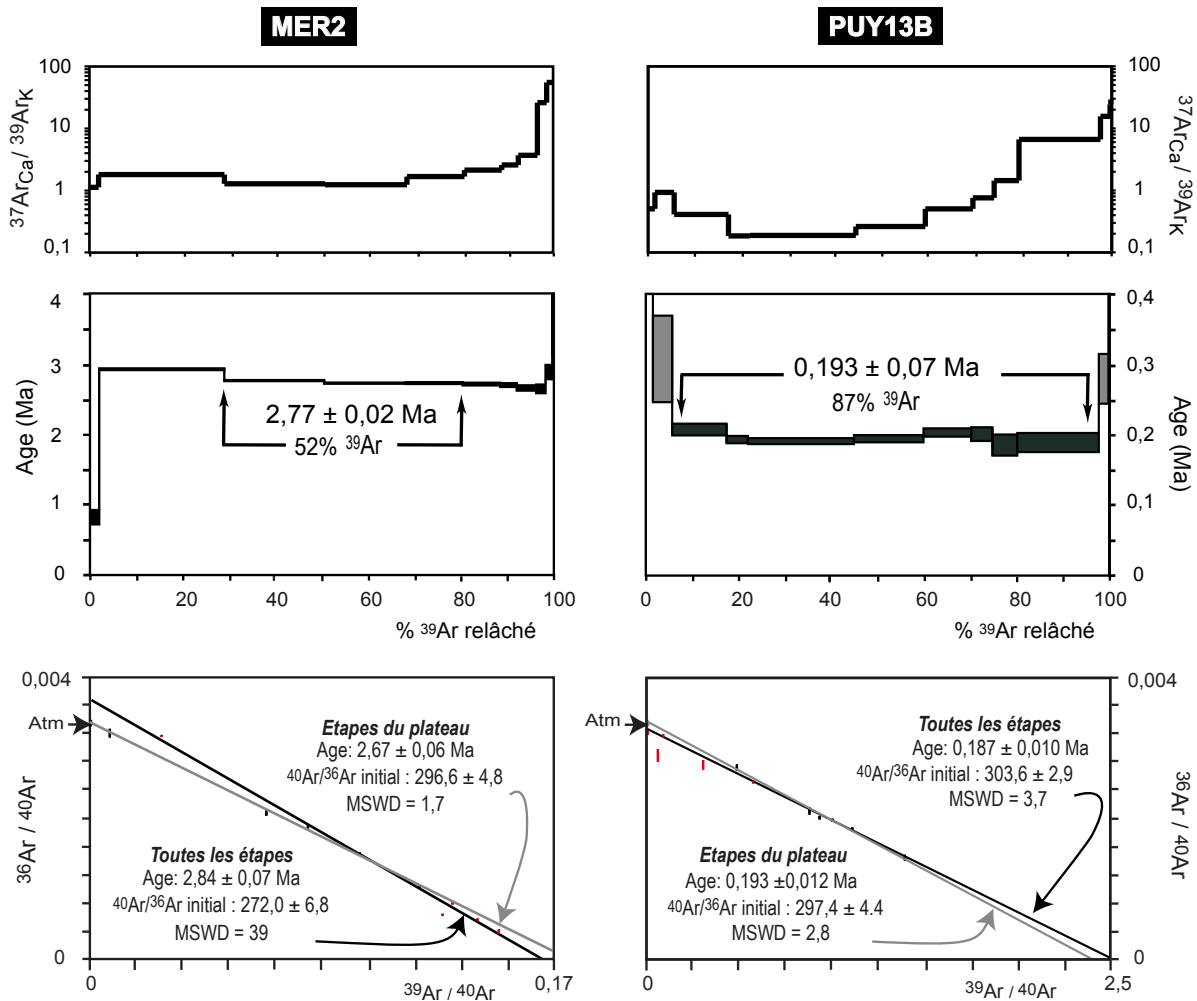


Figure 4.7

Spectre $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$, âge plateau et âge isochrone pour les échantillons MER2 et PUY13B. L'isochrone incluant toutes les étapes de l'extraction est indiqué en noir. L'isochrone formé avec les étapes du plateau est présenté en gris.

Les résultats peuvent être résumés comme suit :

- La coulée de lave des cônes de Puyo donne un âge isochrone de $0,19 \pm 0,07$ Ma correspondant à la fin du Pléistocène moyen. L'alignement serré des cônes sur une fracture unique, ainsi que leur ressemblance morphologique (même taille, même degré d'érosion), va dans le sens d'une formation contemporaine, apparemment par une éruption fissurale de courte durée. Il est ainsi très probable que tous les cônes de Puyo se soient formés à la limite Pléistocène moyen-Pléistocène supérieur.
- Les laves de Mera sont quant à elles bien plus âgées que les cônes de Puyo. En effet, elles donnent des âges de $1,98 \pm 0,05$ (MER5) et de $2,77 \pm 0,02$ Ma (MER2), correspondant au Pliocène moyen-supérieur.
- Le seul âge obtenu pour le Pan de Azúcar situe cet édifice à la limite Pléistocène inférieur-Pléistocène moyen ($1,15 \pm 0,07$ Ma). Ce résultat est cohérent avec l'âge déduit de sa morphologie fortement érodée, qui indique que cet édifice est plus ancien que le Sumaco, âgé lui de moins de 300000 ans.

4.4) *Etudes pétrographique et minéralogique*

4.4.1) *Pétrographie*

71 lames minces ont été examinées, afin de déterminer les textures et les assemblages minéralogiques des échantillons. Le tableau 4.2 résume ces observations et l'annexe IV-II précise la paragenèse de chaque échantillon.

a) Les cônes de Puyo

Les roches des cônes de Puyo sont essentiellement représentées par des scories et des bombes scoriacées, même si des coulées de lave ont été émises par cinq édifices. L'abondance des vacuoles varie donc d'un échantillon à l'autre. Les laves et les scories des cônes de Puyo sont faiblement porphyriques et renferment principalement des phénocristaux d'olivine, fréquemment entourés d'une bordure d'iddingsite et contenant des inclusions de spinelle chromifère. Des phénocristaux et microphénocristaux de clinopyroxène, plus petits et moins nombreux, sont également présents. En plus de cet assemblage, les échantillons provenant des cônes 1, 3, 4 et 9 (*cf.* Fig. 4.4) contiennent également des phénocristaux et microphénocristaux de phlogopite. Malgré une paragenèse identique, la mésostase des laves est mieux cristallisée que celle des scories. Elle est formée d'un enchevêtrement de globules de clinopyroxène et d'olivine, de microlites de plagioclase (An_{58-68}) et de minuscules cristaux de titano-magnétite. Au contraire, la mésostase des scories est cryptocristalline, mais de petits minéraux opaques, ainsi que des microlites de clinopyroxène et plus rarement de plagioclase (An_{62-67}), peuvent parfois être discernés.

	Cônes de Puyo		Laves de Mera	Pan de Azúcar 1	Pan de Azúcar 2
Roches	absarokite		basalte - andésite basique	basalte - andésite acide	absarokite - shoshonite
%SiO ₂	42,5 - 49,8		51,9 - 57,1	46,9 - 60,0	43,9 - 53,8
Texture	faiblement porphyrique		subaphyrique	hautement porphyrique	hautement porphyrique
Phéno-, microphénocristal	ol	+++		++	+
	cpx	++		+	++
	pl	-		+++	++
	phl	+		-	-
	am	-		+	+
	hyn	-		-	++
	timg	-		+	++
	ap	-		+	+
Mésostase	scorie crypto- cristal- line	lave micro- litique	microlitique	microlitique fine à cryptocristalline	microlitique fine
Mésostase	pl	+		++	+++
	cpx	++		++	++
	ol	+		+	+
	timg	+		++	++
Inclusions	chr		chr	ap	ap
Vacuoles	scorie +++	lave +	+	+	+

Tableau 4.2

Tableau récapitulatif des caractéristiques pétrographiques des échantillons. Les abréviations des minéraux sont présentées ci-dessous. Elles seront ensuite utilisées tout au long de ce travail de thèse.

ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; pl = plagioclase ; phl = phlogopite ; am = amphibole ; hyn = hâüyne ; timg = titano-magnétite ; chr = chromite ; ap = apatite.

microlite, globule < 100 µm < microphénocristaux < 500 µm < phénocristaux < 2 mm < mégacristaux.

aphyrique < 2% phénocristaux < subaphyrique < 5% phénocristaux < faiblement porphyrique < 15% phénocristaux < porphyrique < 25% phénocristaux < hautement porphyrique.

+++ = abondant ; ++ = moyennement abondant ; + = présent, mais en faible quantité.

b) Les laves de Mera

Les laves de Mera sont des laves subaphyriques, légèrement vacuolaires, à rares phénocristaux et microphénocristaux d'olivine partiellement iddingsitisés et de clinopyroxène. La mésostase est formée de microlites de plagioclase (An₄₀₋₇₀), de globules de clinopyroxène et d'olivine, ainsi que de petits cristaux de titano-magnétite. Les microlites de plagioclase sont généralement orientés, conférant à la lave une texture fluidale.

c) Le Pan de Azúcar

La série Pan de Azúcar 1 consiste en des laves hautement porphyriques à gloméroporphyriques, qui renferment de nombreux phénocristaux de plagioclase (An_{29-75}) + clinopyroxène beige \pm olivine \pm titano-magnétite \pm amphibole brune \pm apatite. La proportion des minéraux semble évoluer lors de la différenciation : l'olivine, abondante dans les laves les moins différenciées ($SiO_2 \leq 55\%$; $Mg\# \geq 44$), disparaît progressivement au profit du plagioclase qui devient plus grand et plus abondant. Cette évolution est également marquée par l'apparition d'apatite, sous forme d'inclusions et de microphénocristaux, ainsi que par la présence d'amphibole dans les laves les plus évoluées ($SiO_2 \geq 55\%$; $Mg\# \leq 44$). Ces laves peu ou pas vacuolaires possèdent une mésostase microlitique fine, voire cryptocristalline, formée de plagioclase, de clinopyroxène, d'olivine (rare) et de titano-magnétite.

La série Pan de Azúcar 2, formée de seulement quatre échantillons, est caractérisée par la présence de multiples phénocristaux de plagioclase (An_{45-72}) + clinopyroxène verdâtre \pm olivine \pm titano-magnétite \pm amphibole brune \pm apatite \pm hâüyne. A nouveau, la paragenèse évolue en même temps que la différenciation chimique, avec la disparition de l'olivine, puis l'apparition de l'amphibole et de l'hâüyne dans les laves possédant une teneur en $SiO_2 \geq 53\%$ et un $Mg\# \leq 39$. Les minéraux formant la mésostase sont identiques à la série 1, mais les microlites de plagioclase sont beaucoup plus abondants.

La série Pan de Azúcar 2 présente plusieurs caractéristiques texturales et minéralogiques qui la différencie de la série 1, comme :

- la présence d'hâüyne dans les laves les plus évoluées ($SiO_2 \geq 53\%$; $Mg\# \leq 39$) ;
- une augmentation de la quantité, ainsi que de la taille, des inclusions et des microphénocristaux d'apatite ;
- du clinopyroxène de couleur vert pâle, alors que celui de la série PDA₁ est de couleur beige ;
- une mésostase extrêmement riche en microlites de plagioclase.

4.4.2) *Composition des minéraux*

Les compositions en éléments majeurs et mineurs (Ba, S, Cl, F) des minéraux de 28 roches ont été analysées à l'aide de la microsonde électronique Cameca SX-100 du Laboratoire Magmas et Volcans (Tableau 4.3a). Pour n'importe quelle phase, la tension d'accélération est de 15 kV, le courant de faisceau de 15 nA et sa taille de 1 μm . Le temps de comptage est de 10 s pour chaque élément et le bruit de fond est mesuré pendant une période équivalente. Les standards utilisés pour la calibration des spectromètres sont les suivants : wollastonite (Si, Ca) ; $MnTiO_3$ (Ti, Mn) ; Al_2O_3 (Al) ; fayalite (Fe) ; olivine (Ni) ; forstérite (Mg) ; Cr_2O_3 (Cr) ; albite (Na) ; orthose (K) ; apatite (P, F) ; scapolite (Cl) ; $BaSO_4$ (Ba, S). Les alcalins (sodium et potassium) sont toujours analysés en premier, afin de limiter les pertes. Les conditions d'analyses sur les spectromètres

varient suivant les phases minérales. Elles sont résumées dans le tableau 4.3b.

Quelques essais d'analyse de la mésostase ont été effectués, dans le but de déterminer la composition du verre, mais la démarche n'a pas été concluante. En effet, l'hétérogénéité des résultats ne permet pas de prendre en compte ces données.

a Séries	Nombre d'échantillons	Paragenèse	Mésostase
Cônes de Puyo	13	ol + cpx ± phl	cpx + pl + ol + ti-mg
Laves de Mera	3	ol + cpx	pl + cpx + ti-mg + ol
Pan de Azúcar 1	9	pl + cpx ± ol ± ti-mg ± am ± ap	pl + cpx + ti-mg ± ol
Pan de Azúcar 2	3	pl + cpx ± ol ± ti-mg ± am ± hyn ± ap	pl + cpx + ti-mg ± ol

b Sp1	Sp2	Sp3	Sp4	Minéraux analysés
TAP	PET	LLIF	TAP	
Na, Mg	K, Ca, Ti, Cr	Fe, Mn, Ni	Si, Al	ol, cpx, am, timg, chr, phl
Na, Mg	K, Ca	Fe	Si, Al	pl
Na, Mg	K, Ca, Cl, S	Fe	Si, Al	hyn
Mg	Ca, P, Cl	Fe, Mn	F	ap
Na, Mg	K, Ti, Cr	Fe, Ba	Si, Al	phl

Tableau 4.3

(a) Nombre d'échantillons analysés à la microsonde électronique, avec leur paragenèse (phénocristaux et microphénocristaux) et les phases présentes dans la mésostase.

(b) Conditions d'analyse sur les spectromètres suivant les phases minérales.

Sauf précision, les compositions moyennes des minéraux présentées dans les tableaux et les diagrammes qui vont suivre ont été recalculées à 100% sur une base anhydre. En revanche, le total correspond à la moyenne des totaux analytiques. Le Mg# a été calculé avec tout le fer sous la forme FeO.

4.4.2.1) *L'olivine*

Les analyses d'olivine figurent dans le tableau 4.4. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 4 oxygènes, avec tout le fer sous la forme FeO (logiciel Mac Norm 4.0).

L'olivine est le phénocristal le plus abondant des roches de la région Puyo-Mera et se retrouve dans tous les échantillons. Dans les laves et les scories des cônes de Puyo, elle se présente sous la forme de cristaux subautomorphes, souvent fracturés et fréquemment entourés d'une bordure d'iddingsite. L'olivine des cônes de Puyo est très magnésienne, avec une teneur en forstérite variant de 84,6 à 89,6 pour le cœur des phénocristaux et de 82,1 à 88,5 pour celui des microphénocristaux (Tableau 4.4 et Fig. 4.8).

Séries	Olivine	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	%Fo
Cônes de Puyo	phéno _c	52	40,37	0,02	0,02	0,04	12,16	0,18	0,23	46,80	0,16	0,01	0,01	99,84	87,3
	phéno _b	32	40,04	0,02	0,02	0,05	13,70	0,23	0,16	45,55	0,21	0,01	0,01	99,88	85,6
	micro _c	26	40,21	0,01	0,02	0,04	12,71	0,20	0,18	46,42	0,18	0,01	0,01	99,98	86,7
	micro _b	17	39,93	0,03	0,03	0,03	14,62	0,27	0,11	44,74	0,23	0,01	0,01	100,18	84,5
	globule	22	39,89	0,04	0,04	0,04	14,44	0,25	0,13	44,95	0,21	0,01	0,01	100,00	84,7
Laves de Mera	phéno _c	10	38,48	0,02	0,02	0,02	20,35	0,35	0,17	40,37	0,18	0,01	0,01	100,29	77,9
	phéno _b	5	37,85	0,03	0,02	0,04	24,02	0,42	0,11	37,26	0,22	0,01	0,00	100,47	73,4
	micro _c	10	37,73	0,02	0,01	0,02	23,63	0,44	0,10	37,79	0,23	0,01	0,00	100,39	74,0
	micro _b	7	36,89	0,03	0,03	0,03	29,03	0,57	0,07	33,08	0,24	0,01	0,01	100,62	67,0
	globule	3	37,05	0,04	0,04	0,00	26,44	0,53	0,05	35,60	0,24	0,02	0,00	99,77	70,6
Pan de Azúcar 1	phéno _c	19	39,61	0,02	0,03	0,02	15,52	0,27	0,14	44,16	0,21	0,02	0,01	100,03	83,5
	phéno _b	14	38,57	0,02	0,02	0,02	20,89	0,48	0,07	39,65	0,24	0,01	0,02	99,81	77,2
	micro	6	39,10	0,03	0,03	0,03	18,99	0,39	0,08	41,07	0,25	0,01	0,01	100,39	79,4
	globule	7	38,59	0,03	0,05	0,02	21,29	0,49	0,07	39,19	0,25	0,01	0,01	100,49	76,6
Pan de Azúcar 2	phéno _c	5	39,36	0,02	0,03	0,02	16,70	0,52	0,14	42,93	0,24	0,02	0,01	100,45	81,9
	phéno _b	3	39,19	0,04	0,02	0,01	17,98	0,44	0,14	41,84	0,31	0,02	0,01	100,80	80,6
	micro	7	39,36	0,02	0,02	0,01	17,15	0,45	0,10	42,58	0,28	0,02	0,01	100,37	81,5
	globule	6	38,30	0,02	0,03	0,01	21,77	0,77	0,03	38,65	0,40	0,02	0,01	100,15	76,0

Tableau 4.4

Compositions moyennes de l'olivine des laves et des scories.

N = nombre d'analyses ; phéno_c = coeur de phénocrystal ; phéno_b = bordure de phénocrystal ; micro_c = coeur desmicrophénocrystal ; micro_b = bordure de microphénocrystal.

* tout le fer est exprimé sous forme FeO.

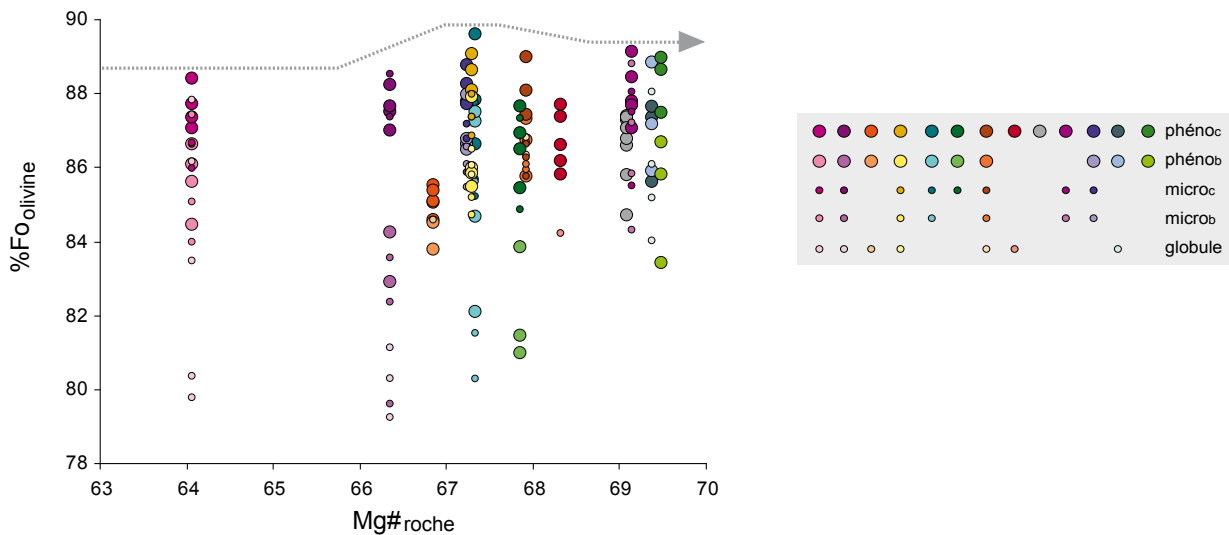


Figure 4.8

Diagramme présentant les variations de la teneur en forstérite de l'olivine en fonction du Mg# des roches des cônes de Puyo.

phéno_c = coeur de phénocrystal ;
 phéno_b = bordure de phénocrystal ;
 micro_c = coeur de microphénocrystal ;
 micro_b = bordure de microphénocrystal.

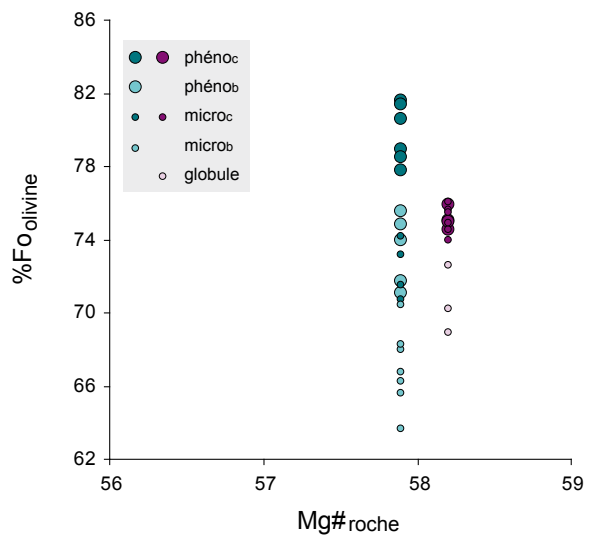
L'olivine des cônes de Puyo est souvent normalement zonée, avec une bordure légèrement plus riche en fer comparativement au coeur. Les petits globules d'olivine parfois présents dans la mésostase possèdent une composition variée : de Fo₇₉ à Fo₈₉. Sur la figure 4.8, aucune corrélation n'est visible entre la teneur en forstérite de l'olivine et le Mg# de la roche hôte (cf. flèche pointillée). De plus, il faut remarquer que la teneur en forstérite des coeurs des cristaux ne varie quasiment pas lors de l'augmentation du Mg# de la roche. Ces observations portent à croire que la différenciation de la série des cônes de Puyo n'est probablement pas gouvernée par le fractionnement d'un cumulat contenant de l'olivine.

L'olivine est présente dans presque tous les échantillons des laves de Mera, sous forme de grands phénocristaux et de microphénocristaux automorphes à subautomorphes et normalement zonés (Fo_{c74-78} et Fo_{b67-73} ; Fig. 4.9). Les quelques globules repérés dans la mésostase possèdent une composition variant de Fo₆₉ à Fo₇₃, semblable à celle des bordures des phénocristaux.

Figure 4.9

Diagramme présentant les variations de la teneur en forstérite des olivines en fonction du Mg# des laves de Mera.

phéno_c = coeur de phénocristal ;
 phéno_b = bordure de phénocristal ;
 micro_c = coeur de microphénocristal ;
 micro_b = bordure de microphénocristal.



En ce qui concerne les échantillons des séries 1 et 2 du Pan de Azúcar, seules les laves les moins différenciées ($\text{SiO}_2 < 55\%$; $\text{Mg\#} > 45$) contiennent de l'olivine dans leur assemblage minéralogique. Les phénocristaux automorphes à subautomorphes présentent une zonation normale, avec une teneur en forstérite maximale au cœur (Fo₇₉₋₈₈ pour PDA₁ ; Fo₇₄₋₈₈ pour PDA₂) et des valeurs variant de Fo₇₅ à Fo₈₀ (PDA₁) et de Fo₇₉ à Fo₈₂ (PDA₂) pour les bordures (Fig. 4.10). Contrairement aux phénocristaux, les microphénocristaux sont homogènes, avec une teneur en forstérite comprise entre 76,0 et 84,1. Les petits globules sont rares dans la mésostase et possèdent une composition proche des bordures des phénocristaux (Fo₇₅₋₇₉). Une corrélation positive entre la teneur en forstérite et le Mg# de la roche hôte est clairement visible sur la figure 4.10 (cf. flèche pointillée), indiquant que les laves les plus primitives ont cristallisé les olivines les plus magnésiennes.

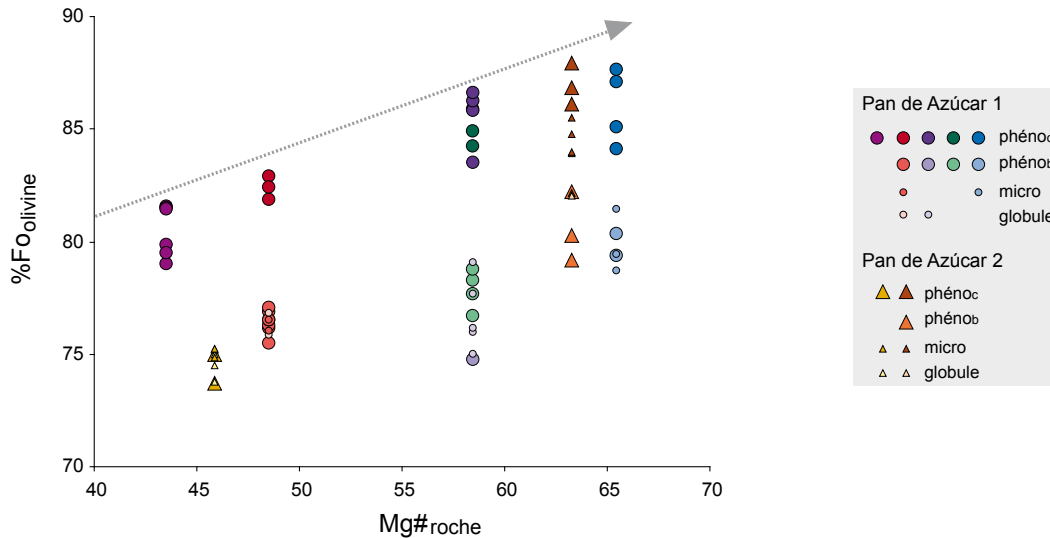


Figure 4.10

Diagramme présentant les variations de la teneur en forstérite de l'olivine en fonction du Mg# des laves du Pan de Azúcar 1 et 2.

phéno_c = cœur de phénocristal ; phéno_b = bordure de phénocristal ; micro = microphénocristal.

4.4.2.2) *Le clinopyroxène*

Les compositions du clinopyroxène des volcanites de la région Puyo-Mera et du Pan de Azúcar sont présentées dans le tableau 4.5. Les formules structurales de ces minéraux ont été calculées sur la base de 6 oxygènes, avec tout le fer sous la forme FeO (logiciel Mac Norm 4.0). Le calcul des constituants polaires (enstatite-ferrosilite-wollastonite) suit la méthode décrite par Morimoto et al. (1988), à savoir que le pôle ferrosilite tient compte du fer divalent et du manganèse. Les pourcentages de chaque composant ont été reportés dans le diagramme de classification triangulaire (Fig. 4.11a-d).

En majorité, le clinopyroxène des laves et des scories des cônes de Puyo est un diopside ($\text{En}_{36-48}\text{Fe}_{7-17}\text{Wo}_{44-49}$), même si quelques cristaux (7%) sont de type augite (Fig. 4.11a). Les phénocristaux et les microphénocristaux subautomorphes présentent souvent une zonation normale qui s'exprime par des cœurs plus magnésiens ($\text{Mg}\# = 77,3-88,1$) que les bordures ($\text{Mg}\# = 70,2-84,6$). Les nombreux globules de la mésostase ont une composition variée, avec un Mg# s'étendant de 69,6 à 87,2.

Le clinopyroxène des laves de Mera est moins calcique ($\text{En}_{40-49}\text{Fe}_{10-16}\text{Wo}_{38-46}$) que celui des cônes de Puyo. 95% des cristaux se situent effectivement dans le champ de l'augite (Fig. 4.11b). Aucune zonation, normale ou inverse, n'a été observée dans les phénocristaux. Les microphénocristaux sont en général un peu moins riches en magnésium ($\text{Mg}\# = 74,2-81,2$) que les phénocristaux ($\text{Mg}\# = 77,9-82,7$). Il en va de même pour les globules de la mésostase ($\text{Mg}\# = 74,4-81,9$).

a Séries	Clinopyroxène	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
Cônes de Puyo	phéno _c + micro _c	70	51,45	0,86	2,84	0,45	5,14	0,11	0,02	15,84	23,05	0,23	0,01	99,81
	phéno _b + micro _b	47	48,84	1,57	4,96	0,16	6,89	0,12	0,01	14,21	22,95	0,27	0,02	99,60
	globule	70	49,76	1,38	4,08	0,22	6,63	0,13	0,01	14,83	22,69	0,25	0,03	99,71
Laves de Mera	phéno	9	51,01	0,77	3,57	0,39	6,92	0,18	0,02	15,68	21,04	0,41	0,00	99,77
	microphéno	18	51,09	0,87	3,00	0,20	8,00	0,21	0,02	15,73	20,51	0,37	0,01	99,89
	globule	16	51,13	0,94	2,90	0,13	8,32	0,20	0,02	15,57	20,37	0,42	0,01	99,85
Pan de Azúcar 1	phéno _c + micro _c zon normale	52	50,71	0,74	3,40	0,05	7,78	0,43	0,01	14,01	22,29	0,57	0,01	99,82
	phéno _b + micro _b zon normale	18	48,59	1,35	5,46	0,03	8,20	0,25	0,01	13,29	22,21	0,58	0,03	99,77
	phéno _c + micro _c zon inverse	9	49,97	0,81	4,14	0,01	8,97	0,55	0,01	13,11	21,69	0,73	0,01	100,09
	phéno _b + micro _b zon inverse	10	49,39	1,09	4,87	0,09	7,51	0,30	0,01	13,61	22,59	0,54	0,01	99,89
	globule	5	50,89	0,78	3,19	0,00	8,41	0,51	0,01	13,73	21,93	0,53	0,03	99,49
Pan de Azúcar 2	phéno _c + micro _c zon normale	18	49,34	1,11	4,93	0,03	7,54	0,31	0,02	13,46	22,70	0,56	0,02	100,16
	phéno _b + micro _b zon normale	14	47,51	1,59	6,23	0,02	8,54	0,28	0,01	12,56	22,65	0,61	0,01	99,76
	phéno _c + micro _c zon inverse	2	49,24	0,81	5,62	0,00	8,43	0,28	0,01	13,07	22,00	0,54	0,01	100,42
	phéno _b + micro _b zon inverse	3	47,77	1,38	6,93	0,01	7,01	0,14	0,02	13,05	23,29	0,38	0,03	99,95
	globule	8	48,72	1,18	5,47	0,04	8,09	0,34	0,01	12,84	22,76	0,55	0,01	100,03

b Séries	Clinopyroxène	N	Mg#	%En	%Fe	%Wo
Cônes de Puyo	phéno _c + micro _c	70	84,5	45	8	47
	phéno _b + micro _b	47	78,5	41	11	48
	globule	70	79,8	42	11	47
Laves de Mera	phéno	9	80,2	45	11	43
	microphéno	18	77,8	45	13	42
	globule	16	76,9	44	14	42
Pan de Azúcar 1	phéno _c + micro _c zon normale	52	76,2	40	13	46
	phéno _b + micro _b zon normale	18	74,2	39	14	47
	phéno _c + micro _c zon inverse	9	72,1	38	16	46
	phéno _b + micro _b zon inverse	10	76,4	40	13	47
	globule	5	74,4	40	15	46
Pan de Azúcar 2	phéno _c + micro _c zon normale	18	76,1	39	13	48
	phéno _b + micro _b zon normale	14	72,4	37	15	48
	phéno _c + micro _c zon inverse	2	73,4	39	14	47
	phéno _b + micro _b zon inverse	3	76,8	39	12	50
	globule	8	73,9	38	14	48

Tableau 4.5

(a) Compositions moyennes du clinopyroxène.

(b) % d'enstatite (En), de ferrosilite (Fe) et de wollastonite (Wo) du clinopyroxène.

N = nombre d'analyses ; phéno_c = coeur de phénocrystal ; phéno_b = bordure de phénocrystal ; micro_c = coeur de microphénocrystal ; micro_b = bordure de microphénocrystal ; zon = zonation.

* tout le fer est exprimé sous forme FeO.

Le clinopyroxène des deux séries du Pan de Azúcar a une composition intermédiaire entre celles du diopside et de l'augite, mais les compositions de type diopside dominant (88% pour PDA₁ et 98% pour PDA₂ ; Fig. 4.11c-d). Ils sont automorphes à subautomorphes et se rassemblent parfois en agrégats. Les cristaux de grande taille sont caractérisés par de faibles zonations normales et inverses, qui se côtoient au sein d'un même échantillon :

• *zonation normale*

$$\text{Mg}\#_{\text{PDA1c-b}} = 76,2 - 74,2$$

$$\text{Mg}\#_{\text{PDA2c-b}} = 76,1 - 72,4$$

• *zonation inverse*

$$\text{Mg}\#_{\text{PDA1c-b}} = 72,1 - 76,4$$

$$\text{Mg}\#_{\text{PDA2c-b}} = 73,4 - 76,8$$

La composition des globules de la mésostase s'étend sur toute la gamme de variation observée entre les coeurs et les bordures des phénocristaux ($\text{Mg}\#_{\text{PDA1g}} = 70,2-76,7$; $\text{Mg}\#_{\text{PDA2g}} = 73,9-76,7$).

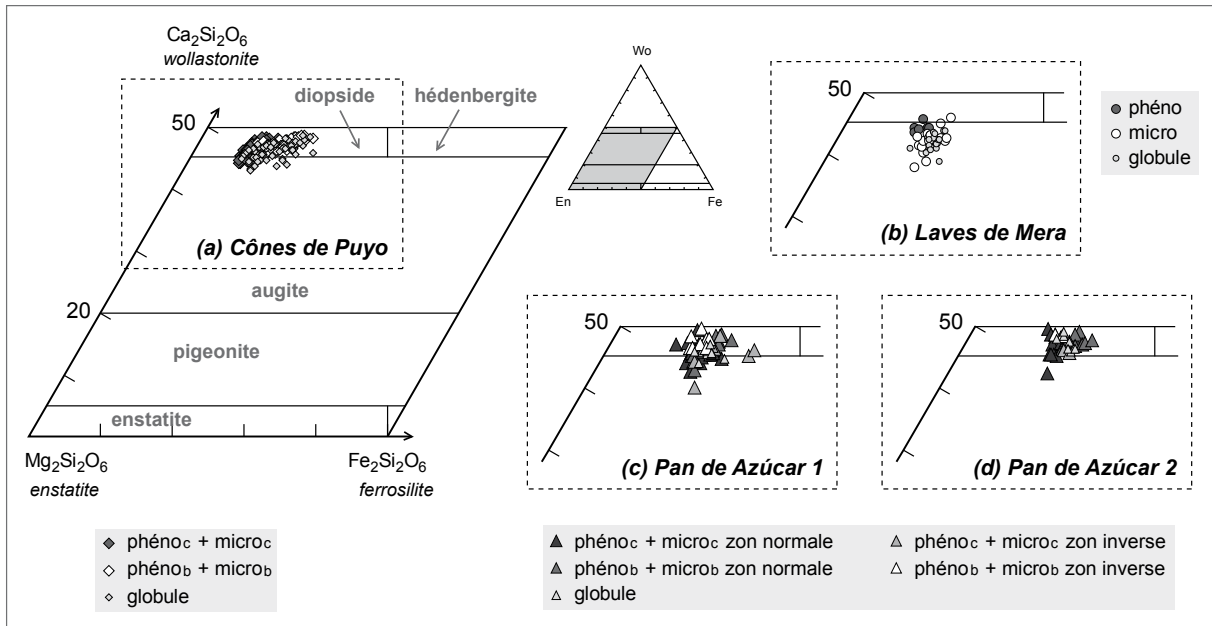


Figure 4.11

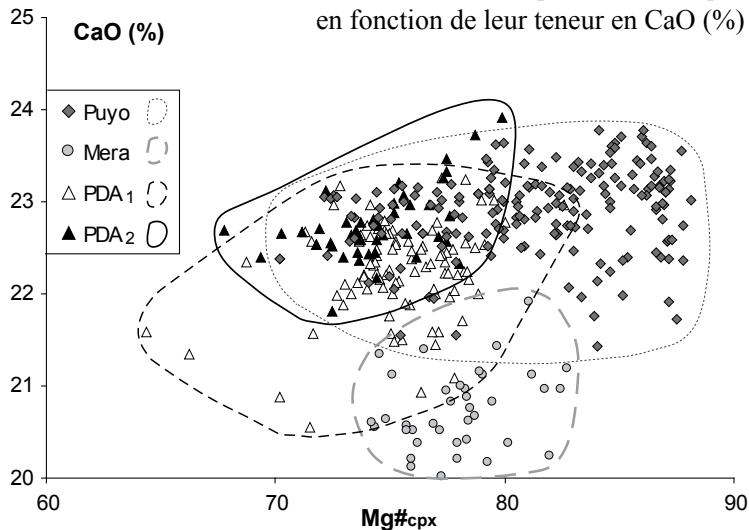
Diagramme de classification des pyroxènes d'après Morimoto et al. (1988).

phéno_c = coeur de phénocristal ; phéno_b = bordure de phénocristal ; micro_c = coeur de microphénocristal ; micro_b = bordure de microphénocristal ; zon = zonation.

Sur le diagramme de classification de Morimoto (1988), le clinopyroxène de la série Pan de Azúcar 2 (Wo₄₇₋₅₀) semble légèrement plus calcique que celui de la série 1 (Wo₄₆₋₄₇). Cette différence est toutefois plus apparente sur un diagramme CaO vs. Mg# (Fig. 4.12), où la série Pan de Azúcar 2 se superpose à la série 1 seulement pour les teneurs en CaO les plus élevées. Comparés aux laves de Mera, les clinopyroxènes des cônes de Puyo sont également enrichis en calcium.

Figure 4.12

Variation de la composition chimique des clinopyroxènes en fonction de leur teneur en CaO (%) et de leur Mg#.



4.4.2.3) *Le feldspath*

Le tableau 4.6 présente les compositions moyennes du feldspath des roches étudiées. Les formules structurales et les composants polaires albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) – anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) - orthose (KAlSi_3O_8) ont été calculés sur la base de 8 oxygènes et 5 cations (logiciel Mac Norm 4.0).

Séries	Feldspath	N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	%An	%Ab	%Or
Cônes de Puyo	microlite pl	11	51,90	29,79	1,03	0,14	12,82	3,57	0,75	98,90	63,6	32,0	4,4
	microlite afs	12	63,89	19,79	0,73	0,14	1,36	3,97	10,12	99,62	6,6	35,0	58,4
Laves de Mera	microlite pl	34	53,73	28,42	0,97	0,09	11,68	4,71	0,40	99,90	56,5	41,2	2,3
	microlite afs	3	65,52	20,67	0,53	0,02	1,93	8,68	2,64	100,80	9,3	75,6	15,1
Pan de Azúcar 1	phéno _c zon normale A	26	49,24	31,74	0,70	0,06	15,33	2,76	0,19	99,75	74,7	24,2	1,1
	phéno _b zon normale A	8	51,72	30,00	0,66	0,06	13,35	3,90	0,32	99,16	64,2	33,9	1,8
	phéno _c zon normale B	13	60,62	24,31	0,31	0,01	6,15	7,46	1,14	99,19	29,4	64,2	6,4
	phéno _b zon normale B	2	64,19	21,05	0,52	0,00	2,68	8,02	3,55	99,13	12,5	67,8	19,7
	phéno _c zon inverse	10	53,75	28,75	0,63	0,06	11,66	4,75	0,40	99,31	56,2	41,5	2,3
	phéno _b zon inverse	6	51,68	29,93	0,70	0,07	13,35	3,99	0,28	99,21	63,9	34,6	1,6
	micro	13	54,35	28,25	0,64	0,05	11,29	5,01	0,41	99,34	54,2	43,5	2,3
	microlite	23	53,99	28,39	0,80	0,05	11,39	4,77	0,62	99,36	54,9	41,5	3,5
Pan de Azúcar 2	phéno _c zon normale	21	53,15	29,37	0,64	0,04	11,94	4,38	0,47	99,45	58,5	38,8	2,7
	phéno _b zon normale	5	56,22	27,61	0,56	0,01	9,22	5,91	0,47	99,34	45,1	52,2	2,8
	microlite pl	12	49,77	31,55	0,82	0,04	14,50	3,01	0,31	99,62	71,5	26,7	1,8
	microlite afs	4	64,34	21,19	0,50	0,00	2,07	7,39	4,52	99,94	9,9	64,2	25,9

Tableau 4.6

Compositions moyennes du feldspath (plagioclase et feldspath alcalin). N = nombre d'analyses ; pl = plagioclase ; afs = feldspath alcalin ; * tout le fer est exprimé sous forme FeO.

phéno_c = coeur de phénocrystal ; phéno_b = bordure de phénocrystal ; micro_c = coeur de microphénocrystal ; micro_b = bordure de microphénocrystal ; zon = zonation

A = série de la bytownite à l'andésine ; B = série de l'andésine à l'anorthose.

a) *Le plagioclase*

Le plagioclase contenu dans les échantillons des cônes de Puyo et des laves de Mera est uniquement présent sous forme de microlites dans la mésostase. Les microlites des cônes de Puyo sont tous des labradors de composition An₅₈₋₆₈ (Fig. 4.13a). Ils possèdent une teneur en K₂O importante, qui peut parfois atteindre 1,20% (Or₇). Le plagioclase des laves de Mera présente une gamme de variation plus étendue, du labrador à l'oligoclase (An₁₈₋₇₀).

Le plagioclase est la phase minérale la plus abondante dans les laves du Pan de Azúcar, que ce soit sous la forme de phénocristaux et de microphénocristaux automorphes ou de microlites. Pour la série Pan de Azúcar 1, la composition du plagioclase varie de la bytownite à l'oligoclase (Fig. 4.13c), la majorité des cristaux (89%) appartenant à la bytownite et au labrador. Les phénocristaux présentent fréquemment des zonations normales, caractérisées par une variation d'An_{c75} à An_{b64} pour les laves les moins évoluées et d'An_{c29} à An_{b12} pour les plus différenciées.

De plus, des zonations inverses, restreintes au champ du labrador, se retrouvent dans les phénocristaux des laves les moins évoluées ($\text{SiO}_2 < 55\%$; $\text{Mg}\# > 44$). Les teneurs en anorthite passent ainsi de An_{56} pour les coeurs à An_{64} pour les bordures. Les microphénocristaux sont des labradors homogènes possédant une composition qui s'étend de An_{50} à An_{59} . En revanche, les microlites couvrent une gamme de composition étendue, avec une teneur en anorthite allant de An_{87} à An_6 , ainsi qu'une teneur en orthose s'étendant de $\text{Or}_{0,8}$ à Or_{13} . Les compositions les plus riches en potassium se retrouvent donc dans les microlites et les bordures des cristaux des laves les plus différenciées.

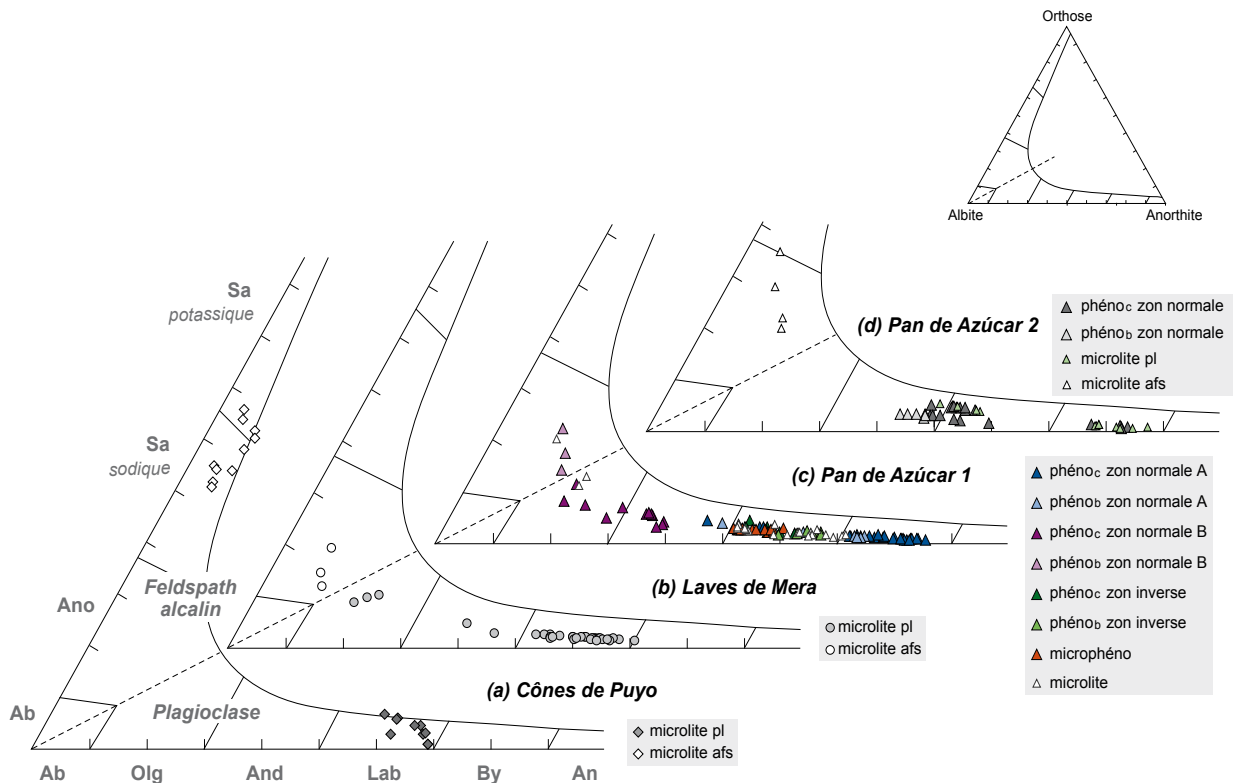


Figure 4.13

Classification du feldspath dans le diagramme triangulaire albite-anorthite-orthose.

phéno_c = coeur de phénocristal ; phéno_b = bordure de phénocristal ; micro_c = coeur de microphénocristal ; micro_b = bordure de microphénocristal ; zon = zonation.

Ab = albite ; Olg = oligoclase ; And = andésine ; Lab = labrador ; By = bytownite ; An = anorthite ; Ano = anorthose ; Sa = sanidine ; Afs = feldspath alcalin.

En ce qui concerne la série Pan de Azúcar 2 (Fig. 4.13d), les coeurs des phénocristaux (An_{47-83}), ainsi que certains microlites (An_{48-87}), sont caractérisés par les teneurs les plus élevées en calcium (bytownite-labrador). Les bordures des phénocristaux normalement zonés sont en revanche plus riches en sodium et correspondent à une composition d'andésine (An_{42-47}). Quant à la majorité des microlites, leur composition s'étend du labrador à l'andésine (An_{48-87}).

b) Le feldspath alcalin

Le feldspath alcalin est présent dans chaque série, mais en petite quantité et seulement dans les échantillons les plus différenciés et par conséquent les plus riches en K_2O (Fig 4.13). Dans la série des cônes de Puyo, plusieurs microlites de sanidine sodique et potassique (Or_{51-67}) se retrouvent dans les roches possédant une teneur en $K_2O > 2,5\%$. La lave de Mera la plus riche en potassium (PUY1C ; $K_2O = 2,26\%$) renferme quelques microlites d'anorthose (Or_{12-19}).

En ce qui concerne la série Pan de Azúcar 1, les phénocristaux des laves les plus différenciées possèdent une bordure riche en potassium (~8% de K_2O) qui correspond à une composition d'anorthose (Or_{17-22}). De même, les microlites de la lave la plus évoluée de la série 2 (PDA5C) sont riches en alcalins ($Na_2O = 6,82-7,73\%$; $K_2O = 3,45-5,96\%$) et ont tous par conséquent une composition d'anorthose (Or_{20-34}).

4.4.2.4) Les oxydes ferro-titanés

Les formules structurales des oxydes ferro-titanés ont été calculées sur la base de trois cations et huit charges (logiciel Mac Norm 4.0). Le tableau 4.7 montre les compositions moyennes de ces minéraux, en précisant les concentrations en Fe_2O_3 et FeO calculées par le logiciel. La classification utilisée est celle de Deer et al. (1969), basée sur les teneurs en FeO, Fe_2O_3 et TiO_2 (% molaire).

Séries	Oxyde ferro-titané	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	Cr#
Cônes de Puyo	inclusion chr	19	0,06	1,51	13,57	43,65	11,72	17,93	0,32	0,12	11,04	0,05	0,03	0,01	98,87	68,4
	globule chr	4	0,04	6,55	7,29	21,78	27,65	32,15	0,61	0,03	3,78	0,09	0,01	0,01	98,60	64,9
	globule mag-usp	4	0,09	12,89	6,27	1,61	37,55	36,09	0,57	0,04	4,68	0,19	0,02	0,02	98,51	12,6
Laves de Mera	inclusion chr	1	0,08	1,68	5,94	24,90	35,91	26,20	0,46	0,12	4,67	0,03	0,03	0,00	98,37	73,8
	inclusion mag-usp	1	0,11	11,66	3,40	0,85	43,38	36,18	0,40	0,06	3,58	0,36	0,01	0,00	99,19	14,3
	globule mag-usp	11	0,07	15,89	1,69	0,36	37,08	42,00	0,55	0,03	2,27	0,04	0,01	0,01	99,21	10,6
Pan de Azúcar 1	inclusion chr	7	0,07	0,78	29,81	27,98	10,84	16,90	0,21	0,15	13,19	0,03	0,02	0,01	99,27	38,6
	inclusion mag-ufs	8	0,08	8,47	4,63	0,13	48,84	33,20	0,82	0,03	3,63	0,16	0,00	0,01	99,36	2,7
	micro mag-ufs	9	0,09	9,89	3,52	0,88	46,25	35,25	0,97	0,03	3,03	0,05	0,01	0,01	99,11	9,0
	globule mag-ufs	15	0,11	10,48	3,71	0,89	44,85	35,91	0,87	0,03	3,07	0,06	0,01	0,01	99,34	8,4
Pan de Azúcar 2	inclusion chr	3	0,07	0,63	25,08	34,87	9,43	16,71	0,27	0,17	12,74	0,01	0,00	0,00	98,67	48,2
	inclusion mag-ufs	4	0,10	7,55	7,10	1,40	46,61	31,99	0,91	0,02	4,10	0,20	0,01	0,01	98,88	6,5
	micro mag-ufs	3	0,04	8,26	5,04	0,40	47,82	34,66	1,49	0,02	2,27	0,00	0,00	0,01	99,28	3,9
	globule mag-ufs	8	0,07	9,29	4,93	0,22	46,49	34,56	1,26	0,04	3,06	0,06	0,01	0,01	99,33	3,7

Tableau 4.7

Compositions moyennes des oxydes ferro-titanés (chromite et magnétite-ulvöspinelle).

N = nombre d'analyses ; micro = microphénocristal ; chr = chromite ; mag-usp = magnétite-ulvöspinelle.

Le fer trivalent a été calculé à l'aide du logiciel Mac Norm 4.0.

a) La chromite

La chromite est abondante dans les laves et les scories des cônes de Puyo, surtout en inclusion de forme carrée dans les phénocristaux des olivine les plus magnésiennes (Fig. 4.14a). Sous cette forme, la teneur en Cr_2O_3 peut atteindre 48,54%. Dans la mésostase, certains globules possèdent également une composition de chromite, mais la concentration en Cr_2O_3 est au maximum de 35,84%. De plus, la chromite rencontrée en globules dans la mésostase est plus riche en fer ($\text{Fe}_{\text{tot moy}}=59,80\%$) et en titane ($\text{TiO}_{2 \text{ moy}}=7,29\%$) que celle incluse dans les olivines ($\text{Fe}_{\text{tot moy}}=29,65\%$; $\text{TiO}_{2 \text{ moy}}=1,51\%$).

Dans les laves de Mera, une seule chromite a été analysée ($\text{Cr}_2\text{O}_3=24,90\%$). Elle est incluse dans une olivine magnésienne de la lave peu différenciée PUY5A (52,70% de SiO_2 ; $\text{Mg}\#=58,2$).

Les olivines des laves les moins différenciées des séries Pan de Azúcar 1 et 2 (Fig. 4.14c et 4.14d) renferment des inclusions de chromite, qui possèdent une teneur élevée en chrome (jusqu'à 39,11% de Cr_2O_3), faible en titane (entre 0,47 et 1,07% de TiO_2) et plutôt moyenne en fer (Fe_{tot} variant de 22,31-33,23%).

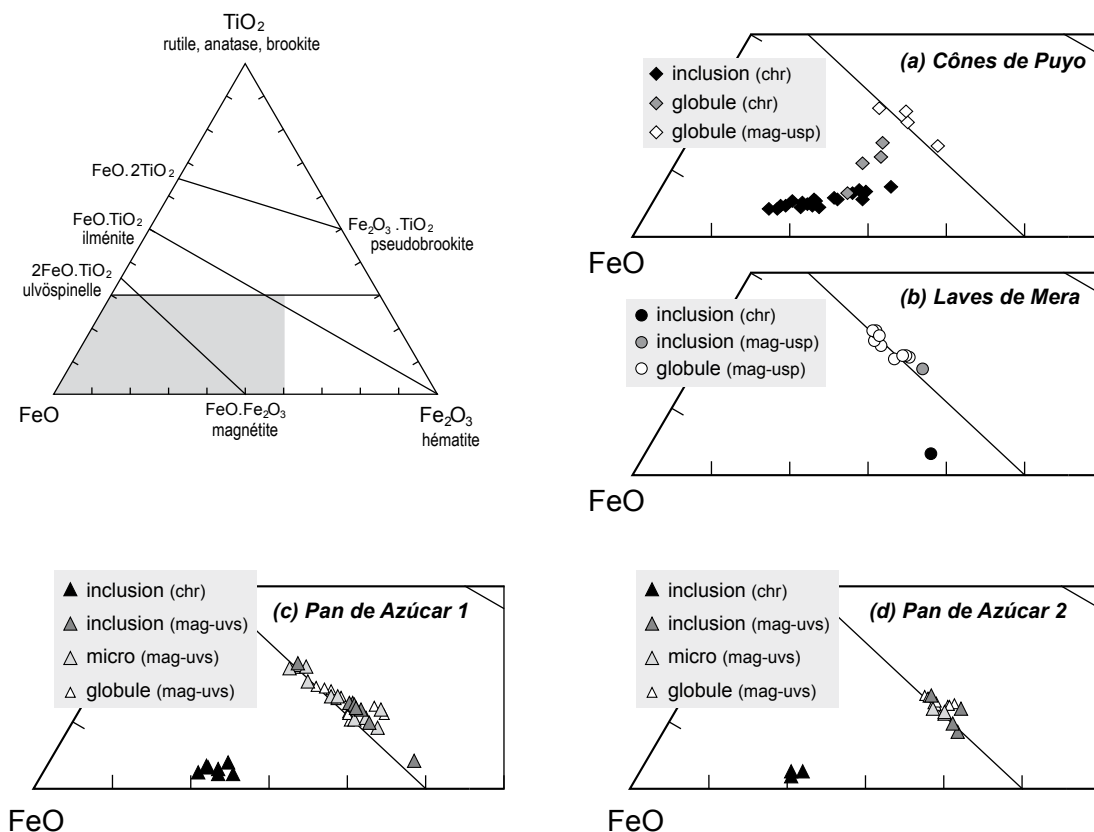


Figure 4.14

Classification des oxydes ferro-titanés dans le diagramme ternaire $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (% molaire ; Deer et al., 1969).

microphéno = microphénocristal ; chr = chromite ; mag-usp = magnétite-ulvöspinelle.

b) La solution solide magnétite-ulvöspinelle

Seuls quelques globules de la mésostase des cônes de Puyo appartiennent à la solution solide magnétite-ulvöspinelle. Les teneurs en fer ($Fe_{tot_{moy}} = 73,64\%$) et en titane ($TiO_{2_{moy}} = 12,89\%$) des globules de magnétite-ulvöspinelle sont plus élevées que celles des globules de chromite ($Fe_{tot_{moy}} = 59,80\%$; $TiO_{2_{moy}} = 7,29\%$). En revanche, dans les laves de Mera, tous les globules de la mésostase ont une composition de magnétite-ulvöspinelle. Il en va de même pour une inclusion analysée dans un clinopyroxène de la lave évoluée PUY1C ($SiO_2 = 55,80\%$; $Mg\# = 53,1$).

Les deux séries du Pan de Azúcar contiennent de la magnétite-ulvöspinelle sous forme d'inclusion (dans les olivines et les clinopyroxènes), de microphénocrystal et de globule dans la mésostase. Ces deux derniers présentent les contenus les plus élevés en titane ($\%TiO_2 = 6,03-14,56\%$) et en fer (Fe_{tot} variant de 69,77 à 87,25%).

4.4.2.5) Le mica

Le tableau 4.8 présente les compositions moyennes des phases qui se trouvent seulement dans certains échantillons, comme le mica, l'amphibole, l'häüyne et l'apatite. Les formules structurales du mica ont été calculées sur la base de 11 oxygènes et de 7 cations (sans Na, K et Ca), à l'aide du logiciel Mac Norm 4.0.

Séries	Phlogopite	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	F	Cl	SO ₃	total	Mg#
Cônes de Puyo	phéno + micro	16	40,31	3,04	16,02	1,85	6,16	0,03	0,09	21,76	0,06	0,42	10,27						94,54	86,3
	phéno + micro	18	40,28	2,86	15,30	1,85	6,08			22,13		0,56	10,27		0,68				95,23	86,6
	Amphibole																			
Pan de Azúcar 1	phéno	22	41,70	3,10	12,81	0,02	12,21	0,23	0,02	13,96	12,15	2,84	0,96						97,00	67,0
Pan de Azúcar 2	phéno	14	41,20	4,05	13,18	0,03	11,73	0,28	0,01	13,26	12,04	2,83	1,37						96,84	66,8
	Apatite																			
Pan de Azúcar 1	inclusion + micro	19					0,43	0,13		0,31	54,14			41,77		2,63	0,58		99,89	
Pan de Azúcar 2	inclusion + micro	7					0,31	0,08		0,22	54,40			42,18		2,46	0,34		100,49	
	Häüyne																			
Pan de Azúcar 2	micro	20	33,66		28,96		0,48			0,02	7,82	12,84	2,38				0,47	13,38	99,71	

Tableau 4.8

Compositions moyennes du mica, de l'amphibole, de l'apatite et de l'häüyne.

N = nombre d'analyses ; phéno = phénocrystal ; micro = microphénocrystal.

* tout le fer est exprimé sous forme FeO.

Le mica est présent seulement dans certaines laves et scories des cônes de Puyo 1, 3, 4 et 9 (cf. Fig. 4.4), sous forme de phénocristaux et microphénocristaux automorphes systématiquement entourés d'une fine bordure d'oxydes de fer (Photo 4.5). Il possède un Mg# élevé, variant de 83,7 à 87,8 et un contenu en TiO₂ s'étendant de 2,32 à 3,38%.

Les analyses de mica ont été reportées dans une diagramme qui tient compte des substitutions $Fe^{2+}-Mg^{2+}$ et $Al^{IV}-Al^{VI}$ se faisant entre quatre des pôles principaux du groupe trioctaédrique des

micas (phlogopite-esatonite-sidérophyllite-annite), défini par Rieder et al. (1998). Le mica des cônes de Puyo est une phlogopite, qui possède une teneur en MgO variant de 21,05% à 23,08% (Fig. 4.15).

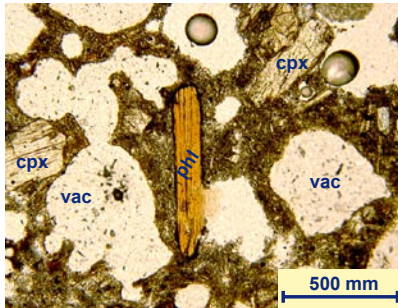


Photo 4.5

Phénocrystal de phlogopite brun-orange en lumière naturelle.

cpx = clinopyroxène ;
phl = phlogopite ;
vac = vacuole.

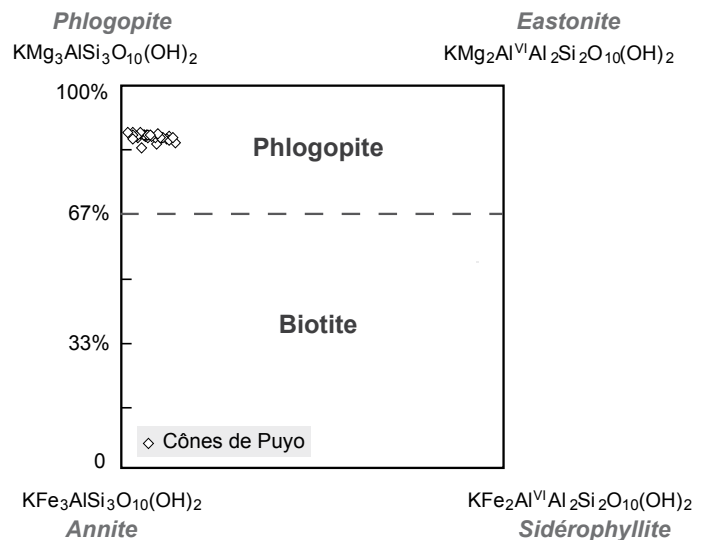


Figure 4.15

Diagramme de classification des micas ferromagnésiens qui tient compte des substitutions Fe^{2+} - Ca^{2+} et Al^{IV} - Al^{VI} .

D'après Rieder et al. (1998).

4.4.2.6) L'amphibole

Les formules structurales de l'amphibole ont été calculées selon la méthode de classification de Tindle et Webb (1994 ; Formules structurales 2.2). Le calcul effectue la correction $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ sur la base de la somme des cations ($\Sigma_{\text{cations}} = 13$ dans le cas des amphiboles analysées) et ajoute la quantité d'eau nécessaire pour que $\text{OH}=2$ dans la formule structurale. Les analyses ont été placées dans le diagramme de classification des amphiboles calciques (Leake et al., 1997), car $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}} \geq 1,00$ et $\text{Na}_{\text{B}} < 0,50$ (Fig. 4.16). Ce diagramme tient également compte du rapport $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ et de la teneur en silicium.

L'amphibole est une phase hydratée peu abondante dans les roches échantillonnées. Elle est seulement présente dans les laves les plus évoluées du Pan de Azúcar 1 et 2 ($\text{SiO}_2 > 55\%$; $\text{Mg}\# < 44$). Les phénocristaux subautomorphes d'amphibole ont une couleur brune et sont systématiquement entourés d'une bordure d'altération. Ils sont parfois même complètement remplacés (amphibole pseudomorphosée) par un agrégat d'oxydes ferro-titanés et de pyroxènes

(altération de type "black"). Dans ce cas, seule la forme de l'amphibole persiste et l'analyse de sa composition est impossible. D'après Garcia et Jacobson (1979), ce type d'altération résulte de l'oxydation des laves lors de leur émission à l'air libre.

Selon la nomenclature de Leake et al. (1997), tous les phénocristaux analysés ont une composition d'amphibole calcique (Fig. 4.16). Comme la somme des alcalins sur le site A est supérieure à 0,50 et que le contenu en aluminium octaédrique (Al^{VI}) est inférieur à la teneur en fer trivalent, ce sont plus précisément des magnésiohastingsites. Le rapport $Mg/Mg+Fe^{2+}$ varie de 66,5 à 89,7, les valeurs les plus basses correspondant aux cristaux analysés dans les laves les plus différenciées.

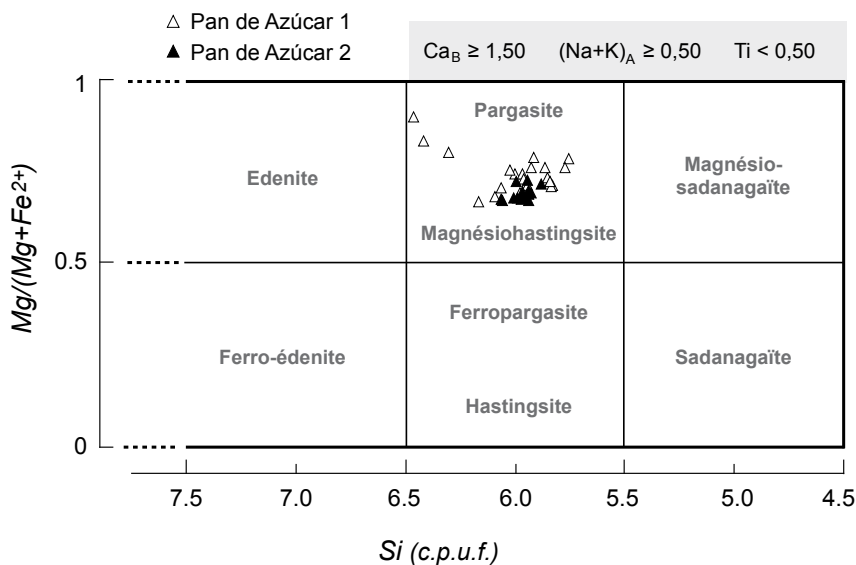


Figure 4.16

Diagramme de classification des amphiboles calciques (Leake et al., 1997).

Critères de classification de la magnésiohastingsite :

- $(Na+Ca)_B \geq 1,00$
- $0 < Na_B < 0,50$
- $Ca_B \geq 1,50$
- $(Na+K)_A \geq 0,50$
- $Ti < 0,50$
- $Al^{VI} < Fe^{3+}$

4.4.2.7) L'haüyne

Les formules structurales de l'haüyne ont été calculées sur la base de 21 oxygènes et de $Si+Al^{IV}=12$ (El Arabi, 1990).

Ce feldspathoïde, typique des laves alcalines sous-saturées en silice, ne se rencontre que dans les laves les plus différenciées (shoshonites) de la série Pan de Azúcar 2 (PDA5B et 5C ; Photo 4.6). Il fait partie du groupe de la sodalite, qui comprend divers minéraux (sodalite-noséane-haüyne) selon la substitution sodium-calcium, mais également d'après le groupe anionique (Cl-, SO_4^{2-} ou S^{2-}). Dans le diagramme de Deer et al. (1969), qui tient compte de la substitution Na_2O-K_2O-CaO , toutes les analyses se placent dans le champ de l'haüyne (Fig 4.17).

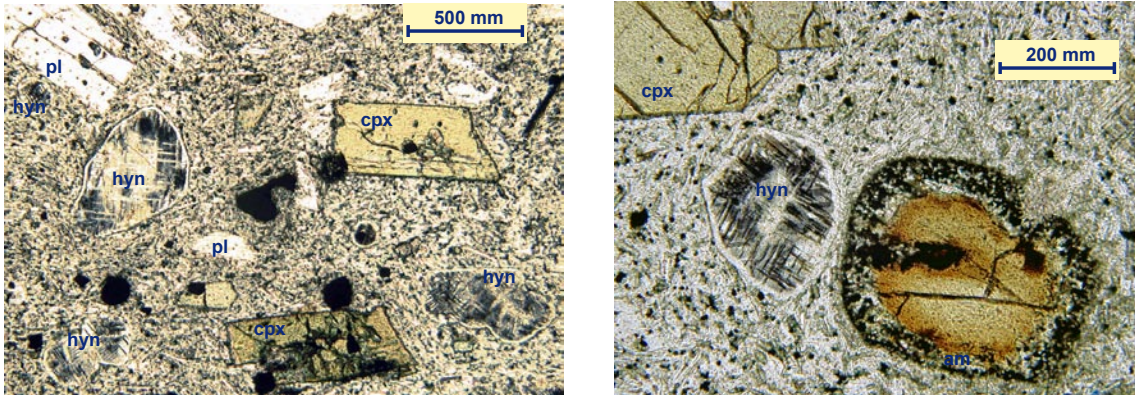


Photo 4.6

Phénocristaux et microphénocristaux d'haüyne dans une shoshonite de la série Pan de Azúcar 2.
 hyn = haüyne ; cpx = clinopyroxène ; pl = plagioclase ; am = amphibole.

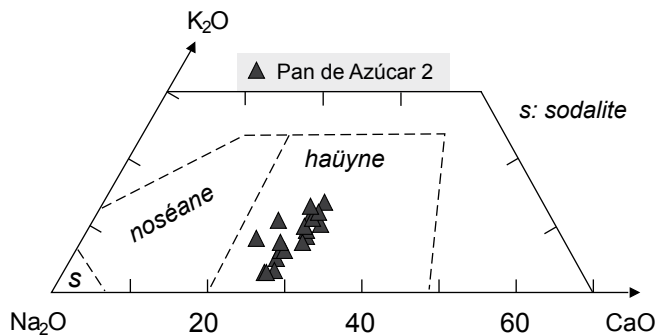
Figure 4.17

Diagramme ternaire de classification des feldspathoïdes (d'après Deer et al., 1969).

Haüyne : $(\text{Na,Ca})_{4-8}[\text{Al}_6\text{Si}_6(\text{O,S})_{24}](\text{SO}_4,\text{Cl})_{1-2}$

Noséane : $\text{Na}_8[\text{SO}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]$

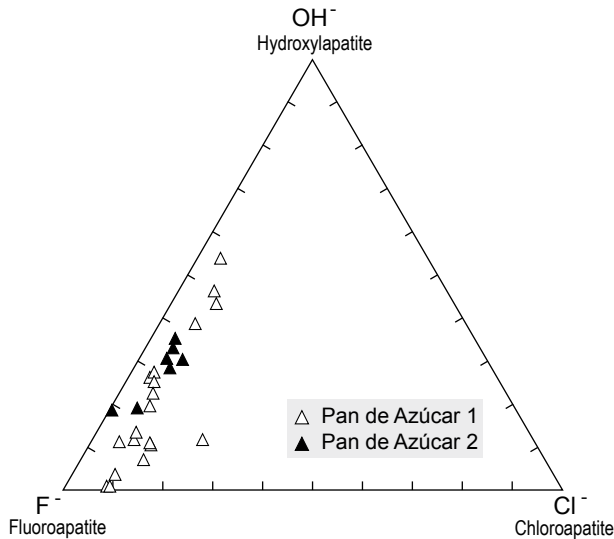
Sodalite : $\text{Na}_8[\text{Cl}_2\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]$



4.4.2.8) L'apatite

Les formules structurales de l'apatite ont été calculées grâce au logiciel Mac Norm 4.0, sur la base de 10 cations sur le site A.

L'apatite se retrouve fréquemment dans les basaltes des deux séries du Pan de Azúcar, sous forme d'inclusions dans le clinopyroxène. Elle se rencontre également sous forme de microlites dans la mésostase, puis en microphénocristaux automorphes dans les laves plus évoluées ($\text{SiO}_2 > 49\%$). L'apatite présente une gamme de variation étendue, entre l'hydroxylapatite et la fluoroapatite (Fig. 4.18). Il n'y a cependant aucune corrélation entre le type de minéral (inclusion, microlite ou microphénocristal) et sa composition.

**Figure 4.18**

Classification de l'apatite du Pan de Azúcar dans un diagramme triangulaire tenant compte des substitutions du groupe anionique (OH⁻, F⁻, Cl⁻).

4.4.3) Estimation des conditions de pression et de température de cristallisation à l'aide de la phlogopite

L'assemblage minéralogique des roches étudiées ne permet pas d'utiliser les thermo-baromètres classiques (*e.g.* couple magnétite-ilménite de Frost et Lindsley (1992) ; contenu en Al des hornblendes de Johnson et Rutherford (1989) et de Schmidt (1992)), dans le but d'estimer les conditions de cristallisation des magmas. En revanche, il est possible d'estimer la pression et la température de cristallisation de la phlogopite, qui est présente dans certaines volcanites des cônes de Puyo. En se basant sur les études expérimentales d'Esperança et Holloway (1987) et de Guo et Green (1990), ainsi que sur les équilibres de phase de minettes déduits de leurs expériences, Righter et Carmichael (1996) ont observé une corrélation entre les teneurs en titane et en baryum de la phlogopite et les conditions de sa cristallisation (pression et de température). Ils ont ainsi mis au point un thermo-baromètre basé sur le fractionnement de TiO₂ et de BaO entre la phlogopite et le liquide à partir duquel elle a cristallisé. Selon ces auteurs, $D_{\text{TiO}_2}^{\text{phl/liq}}$ diminue quand la température augmente et n'est pas sensible aux variations de pression ou de $f\text{O}_2$ (Esperança et Holloway, 1987 ; Righter et Carmichael, 1996). En revanche, $D_{\text{BaO}}^{\text{phl/liq}}$ diminue quand la pression augmente (Guo et Green, 1990).

Il est donc possible d'évaluer la pression et la température d'équilibre de roches basiques à mica, en se servant de la composition de la mésostase, ou de la roche totale, et des compositions des phénocristaux de phlogopite. Le thermo-baromètre de Righter et Carmichael (1996) a ainsi été appliqué à deux échantillons des cônes de Puyo : la lave PUY14B (cône 1) et la scorie PUY16 (cône 4). Le calcul a été réalisé en assimilant la composition de la roche totale à celle

$${}^1D_{\text{TiO}_2, \text{BaO}}^{\text{phl/liq}} = \% \text{ pds. de TiO}_2, \text{ BaO dans la phlogopite} / \% \text{ pds. TiO}_2, \text{ BaO dans le verre ou dans la roche totale}$$

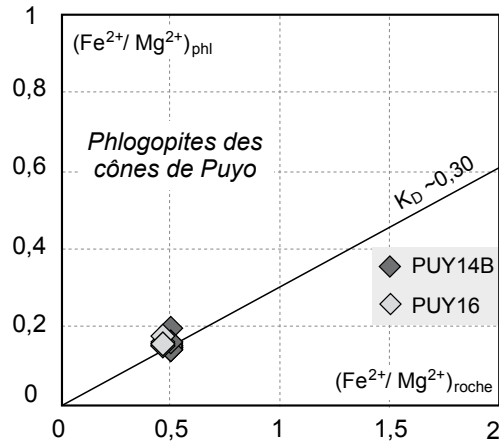
du liquide en équilibre avec les phénocristaux de phlogopite. Afin de tester l'équilibre entre la phlogopite et la roche hôte, le $K_{D_{Fe-Mg}^{phl-liq}}$ a été calculé. Il est de 0,30 pour PUY14B et de 0,34 pour PUY16 (Fig. 4.19). En présumant que la valeur d'équilibre équivaut à $\sim 0,3$, comme pour d'autres minéraux ferro-magnésiens (*e.g.* orthopyroxène, olivine ; Ulmer, 1989), le calcul du $K_{D_{Fe-Mg}^{phl-liq}}$ démontre l'équilibre entre la phlogopite et la roche, au moins pour l'échantillon PUY14B.

$$K_{D_{moy}^{phl-liq}} = 0,30 \text{ (PUY14B)}$$

$$K_{D_{moy}^{phl-liq}} = 0,34 \text{ (PUY16)}$$

Figure 4.19

Rapport Fe^{2+}/Mg^{2+} (% molaire) de la phlogopite des cônes de Puyo en fonction du même rapport dans la roche hôte.



Les résultats des calculs de pression et température sont présentés dans le tableau 4.9. Les températures sont homogènes pour les deux roches et se situent aux alentours de $1125 \pm 50^\circ C$. Ces températures assez élevées sont en accord avec d'autres résultats, obtenus par les mêmes calculs à l'aide de compositions de liquide similaires, *i.e.* des magmas basiques à micas (Fig. 4.20). Par comparaison, les températures d'équilibre de magmas dacitiques plus siliceux, issus de l'arc frontal et principal équatorien, se situent entre 720 et $840^\circ C$ (calcul à l'aide du couple magnétite-ilménite ; Samaniego (2001) et Hidalgo (2006)).

Tableau 4.9

Températures et pressions de cristallisation calculées pour la phlogopite de deux échantillons des cônes de Puyo, à l'aide du thermo-baromètre de Righter et Carmichael (1996).

PUY14B		
Analyses microsonde	T (°C)	P (kbar)
1	1103	3,1
2	1117	5,3
3	1120	6,4
4	1130	5,9
5	1123	6,8
6	1128	8,1
7	1118	7,7
8	1126	7,2
9	1132	7,3
10	1133	5,8
11	1146	7,1
12	1123	7,2
moyenne	1125	6,5

PUY16		
Analyses microsonde	T (°C)	P (kbar)
1	1126	0,9
2	1128	1,2
3	1127	1,1
4	1124	0,2
5	1127	1,1
6	1127	1,9
moyenne	1127	1,1

Le calcul de la pression aboutit à des résultats différents suivant l'échantillon considéré. La phlogopite de l'échantillon PUY16 semble avoir cristallisé vers $1,1 \pm 4$ kbar. En revanche les calculs pour PUY14B révèlent une pression de cristallisation proche de $6,5 \pm 4$ kbar, avec une dispersion assez importante des résultats (de 3,1 kbar à 8,1 kbar). En raison de l'hétérogénéité des valeurs obtenues pour la pression, l'utilisation du thermo-baromètre de Righter et Carmichael (1996) doit être considérée avec précaution. Elle n'en demeure pas moins intéressante, car les thermo-baromètres classiques (*e.g.* couple magnétite-ilménite de Frost et Lindsley (1992) ; contenu en Al des hornlendes de Johnson et Rutherford (1989) et de Schmidt (1992)) ne peuvent s'appliquer à la paragenèse des roches étudiées.

Le diagramme pression vs. température de la figure 4.20 permet de comparer les résultats obtenus pour les cônes de Puyo à ceux d'autres roches mafiques à mica (références dans Righter et Carmichael, 1996). La tendance évolutive des deux échantillons s'inscrit dans la gamme des magmas ayant cristallisé de la phlogopite à faible profondeur et indique une dépendance plus importante par rapport à la pression qu'à la température. Tous les phénocristaux de phlogopite des cônes de Puyo semblent s'être formés à une profondeur < 25 km.

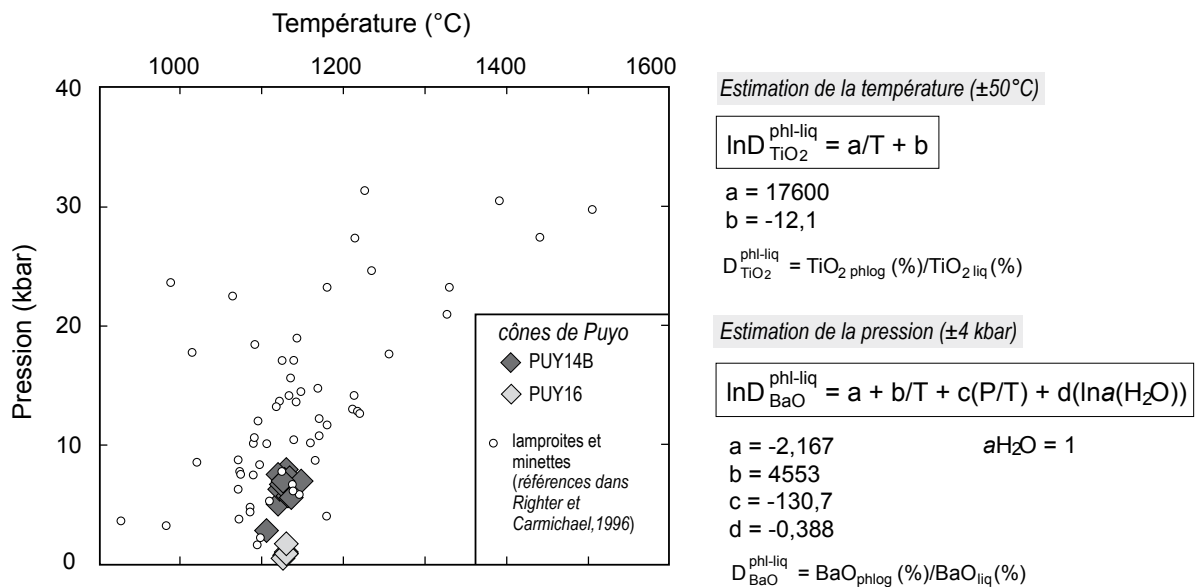


Figure 4.20

Estimation de la pression et de la température de cristallisation de la phlogopite pour les cônes de Puyo, ainsi que pour des minettes et des lamproïtes (références dans Righter et Carmichael, 1996).

Righter et Carmichael (1996) ont réalisé leurs expériences dans des conditions saturées en H₂O (aH₂O = 1), ce qui favorise la présence de phlogopite au liquidus. Les calculs de pression et température ont donc été effectués avec la même valeur.

4.4.4) Conclusion des études pétrographique et minéralogique

Les études pétrographique et minéralogique ont permis de caractériser précisément les échantillons, en ce qui concerne leur texture, leur paragenèse et la composition de leurs minéraux. Il faut souligner l'absence permanente d'orthopyroxène dans la paragenèse des laves de l'arrière-arc. Plus précisément, les conclusions suivantes peuvent être avancées :

(1) L'assemblage minéralogique des scories et des laves des cônes de Puyo est uniquement constitué de phénocristaux d'olivine + clinopyroxène ± phlogopite. La chromite est par contre fréquente sous forme d'inclusion, dans les olivines les plus magnésiennes. Les forts Mg# de l'olivine, du clinopyroxène et de la phlogopite, ainsi que les inclusions de spinelle riche en Cr, sont caractéristiques de l'ensemble des échantillons et soulignent leur caractère primitif. Malgré de légères zonations normales dans les phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène, l'absence de corrélation claire entre la teneur en forstérite de l'olivine et le Mg# de la roche hôte semble indiquer que la cristallisation des phénocristaux n'a pas forcément été accompagnée par le fractionnement d'un cumulat. Les conditions de cristallisation de la phlogopite ont été estimées pour deux échantillons des cônes de Puyo, sur la base du fractionnement de TiO₂ et de BaO entre ce minéral et le magma à partir duquel il a cristallisé. En ce qui concerne la température, les résultats convergent vers le fait que la phlogopite aurait cristallisé à partir d'un magma dont la température se situe vers 1125°C. En revanche, les pressions estimées sont très hétérogènes, de 0,2 à 8,1 kbar, et doivent donc être considérées avec la plus grande prudence.

(2) Les laves de Mera possèdent une texture subaphyrique et présentent un assemblage minéralogique encore plus monotone que celui des cônes de Puyo, composé uniquement de phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène. Comparativement aux échantillons de Puyo, ces minéraux possèdent des Mg# plus faibles, en accord avec le caractère moins magnésien de la roche hôte. Etant donné le nombre d'échantillons restreint et la monotonie de leur assemblage minéralogique, il est difficile d'émettre une hypothèse précise au sujet des processus participant à leur évolution, sur la seule base de l'étude pétrographique et minéralogique. Néanmoins, les zonations normales prononcées, visibles dans l'olivine et le clinopyroxène, ainsi que la grande variation de la teneur en forstérite de cette première, pourraient indiquer une possible implication de la cristallisation fractionnée lors de l'évolution des laves de Mera.

(3) Les échantillons du Pan de Azúcar se répartissent en deux séries présentant des assemblages minéralogiques variés. La série Pan de Azúcar 1 est caractérisée par des phénocristaux et des microphénocristaux de *plagioclase* + *clinopyroxène* + *magnétite - ulvöspinelle* ± *olivine* ± *amphibole* selon le degré d'évolution de la lave. La série 2 présente une paragenèse typique des laves alcalines, incluant un feldspathoïde et de l'apatite dans les termes les plus différenciés : *plagioclase* + *clinopyroxène* +

magnétite - ulvöspinelle ± *olivine* ± *amphibole* ± *haiïne* ± *apatite*. Plusieurs observations indiquent que la cristallisation fractionnée soit impliquée de manière importante dans l'évolution des laves du Pan de Azúcar :

- les zonations normales des cristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase ;
- l'évolution de la composition des minéraux en fonction de la différenciation de la lave hôte (*e.g.* corrélation positive entre la teneur en forstérite de l'olivine et le Mg# de la roche ; diminution du Mg# du clinopyroxène et de la teneur en anorthite du plagioclase dans les laves les plus différenciées) ;
- l'évolution de la composition modale de l'assemblage minéralogique en fonction de la différenciation de la lave hôte : 1) disparition de l'olivine et des inclusions de chromite et 2) apparition de phases riches en fluides, comme l'amphibole, l'apatite et l'haiïne, lorsque le Mg# de la roche diminue.

Des zonations inverses, moins fréquentes que les zonations normales, se retrouvent dans quelques phénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase. Des mélanges magmatiques ne peuvent par conséquent pas être exclus.

4.5) *Etude géochimique*

4.5.1) *Altération en milieu tropical et sélection des échantillons*

En raison du climat humide régnant dans l'Orient amazonien, certains échantillons étaient altérés macroscopiquement. En mobilisant des éléments, l'altération peut ensuite se refléter dans les compositions chimiques. Pour la plupart des échantillons, la LOI (LOI=Loss On Ignition ; perte au feu) est < 4%. Cependant, certaines scories des cônes de Puyo, dont la porosité favorise la pénétration de l'eau, présentent une perte au feu parfois élevée (jusqu'à 8% ; Tableau 4.10). Il faut toutefois être attentif au fait qu'une perte au feu élevée n'induit pas forcément un degré d'altération important, lorsque des minéraux hydratés d'origine magmatique (amphibole, mica, haiïne) sont présents dans la roche. Ainsi, les scories des cônes de Puyo qui contiennent des phénocristaux de phlogopite présentent les LOI les plus élevées (de 5 à 8%).

Le degré d'altération a tout d'abord été évalué macroscopiquement, puis en lame mince sur la base de l'état des minéraux (présence de couronnes d'altération, pseudomorphose, carbonates dans les vacuoles, etc.). Par exemple, une large bordure d'iddingsite rouge-brun autour des olivines, voire un remplacement partiel du minéral par ce mélange de silicates et de goéthite, est le signe d'une forte altération en conditions oxydantes (Banfield et al., 1990 ; Chesworth et al., 2004). L'importance de l'altération a ensuite été examinée sur la base des données géochimiques. Le principal effet de l'altération météorique sur les éléments majeurs et en traces est de mobiliser les alcalins (Na, K, Rb) et les alcalino-terreux (Ca, Mg, Ba), provoquant un enrichissement en ces éléments dans les produits d'altération et un appauvrissement dans la roche mère (Banfield

et al., 1991 ; Das et Krishnaswami, 2007 ; Ma et al., 2007). Au contraire, les éléments considérés comme immobiles lors de l'altération des basaltes sont classiquement Ti, Al, Fe, Zr, Nb et Th (Nesbitt et Wilson, 1992). Braun et al. (1993) précisent même que le Th est l'élément le moins mobile lors du processus d'altération. Dans des diagrammes LILE vs. HFSE, les scories présentant une perte au feu élevée ne déviaient pas de la tendance définie par les autres échantillons. Elles ont donc été considérées comme représentative de la série de Puyo.

Un autre contrôle peut également être effectué sur la base des teneurs en REE. D'une manière générale, ces éléments se comportent de manière identique durant l'altération, les LREE étant tout de même un peu moins mobiles que les HREE. Toutefois, le comportement du Ce diffère de celui des autres REE, car cet élément est sensible au changement des conditions redox du milieu environnant (Braun et al., 1990 ; Cotten et al., 1995). Bien que les REE se trouvent normalement dans un état d'oxydation trivalent, le Ce^{3+} peut effectivement être oxydé en Ce^{4+} dans certains environnements chimiques et être ainsi stabilisé dans des oxydes insolubles (Braun et al., 1990). Lorsqu'ils sont normalisés à une composition de N-MORB, les échantillons récoltés durant ce travail de thèse ne montrent cependant aucune anomalie en Ce, indiquant que les teneurs en ces éléments n'ont pas été modifiées par un éventuel lessivage (Fig 4.21).

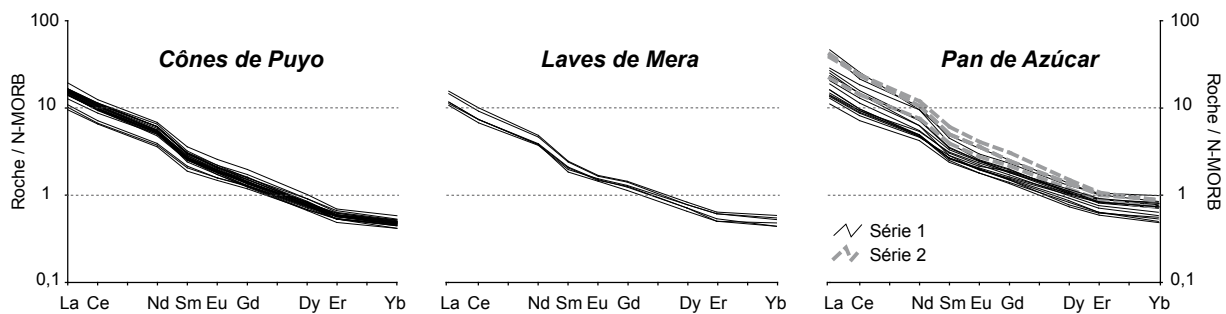


Figure 4.21

Spectre des REE des cônes de Puyo, des laves de Mera et du Pan de Azúcar ne montrant aucune anomalie en Ce. Normalisation au N-MORB de Sun et McDonough (1989).

Les observations décrites ci-dessus ont été utilisées pour écarter des échantillons équivoques du point de vue pétrographique et/ou géochimique.

4.5.2) Elements majeurs

L'analyse des teneurs en éléments majeurs et en traces sur roche totale a été effectuée par J. Cotten, à l'Université de Bretagne Occidentale (UBO, Brest). Tous les éléments ont été analysés par ICP-AES, sauf le Rb qui a été dosé par spectrométrie d'absorption (*cf.* Cotten et al., 1995 pour les détails du protocole analytique). Le calibrage s'est fait au moyen de standards internationaux

et de références internes au laboratoire de pétrologie de l'UBO (Annexe IV-III). 44 échantillons ont été analysés et les résultats sont synthétisés dans le tableau 4.10. Les compositions détaillées de chaque échantillon sont présentées dans l'annexe IV-III.

Sauf précision contraire, pour tous les tableaux et diagrammes présentés dans ce travail de thèse, les concentrations en éléments majeurs sont recalculées à 100% en base anhydre, la totalité du fer est exprimée sous forme Fe_2O_3 , les pourcentages sont des % poids d'oxyde et les teneurs en éléments en traces sont exprimées en ppm.

	Cônes de Puyo			Laves de Mera			Pan de Azúcar 1			Pan de Azúcar 2		
	min ¹	max ²	N=22 moy	min	max	N=6 moy	min	max	N=12 moy	min	max	N=4 moy
SiO ₂	42,47	49,82	45,94	51,93	57,09	54,41	46,95	60,07	51,82	43,88	53,80	49,78
TiO ₂	1,54	1,96	1,73	1,04	1,26	1,16	0,52	1,36	1,07	0,79	1,30	1,02
Al ₂ O ₃	13,27	16,58	14,94	15,95	17,31	16,47	14,81	18,98	17,46	14,51	19,30	17,64
Fe ₂ O ₃ *	9,51	12,64	11,42	7,78	10,36	8,68	5,44	10,78	8,95	7,45	11,60	9,29
MnO	0,14	0,19	0,17	0,11	0,16	0,13	0,14	0,22	0,18	0,21	0,24	0,22
MgO	9,51	14,45	12,37	4,45	7,19	5,86	1,02	10,33	4,91	2,35	10,09	4,83
CaO	7,84	9,98	8,77	6,29	8,31	7,58	4,75	11,72	8,89	7,44	12,47	9,56
Na ₂ O	0,47	2,14	1,23	3,43	4,22	3,74	2,56	5,84	4,19	3,34	5,47	4,35
K ₂ O	1,44	4,17	2,50	1,13	2,26	1,54	1,12	3,44	1,92	1,40	3,14	2,47
P ₂ O ₅	0,76	1,25	0,94	0,38	0,49	0,42	0,31	1,14	0,61	0,54	1,20	0,84
LOI	0,49	8,27	4,98	0,74	3,64	2,05	0,48	3,19	1,23	0,12	2,43	1,46
Mg#	64,3	70,0	68,1	53,1	61,7	57,0	26,7	65,5	48,1	38,5	63,3	46,5
Sc	27,0	34,0	30,8	17,0	23,0	19,7	3,0	32,0	17,3	5,3	27,0	13,1
V	246	545	424	187	230	211	64	295	207	135	280	204
Cr	310	590	434	125	292	211	2	400	120	22	370	110
Ni	155	330	260	70	194	115	1	177	59	10	160	51
Rb	12	188	43	9	73	36	20	110	49	36	80	66
Sr	425	2580	1148	750	872	831	1150	1930	1496	1610	3100	2518
Y	16,3	23,8	18,9	16,0	20,5	19,1	19,8	33,0	25,6	28,7	35,5	33,1
Zr	207	360	286	122	195	153	98	332	187	164	321	266
Nb	9,6	18,2	12,2	11,3	15,0	13,5	11,5	46,0	21,9	20,5	39,0	31,2
Ba	785	3500	2069	630	1135	859	840	2485	1429	1155	2550	1881
La	24,0	42,0	36,4	27,0	39,0	32,2	27,5	115,0	59,8	55,0	103,0	88,3
Ce	49,0	86,0	72,9	51,0	76,0	61,7	53,5	191,0	105,8	106,0	182,0	161,3
Nd	26,5	48,0	38,6	27,0	35,5	30,8	30,5	75,0	48,9	54,5	87,0	73,6
Sm	5,05	8,50	7,04	4,85	6,45	5,67	6,25	12,70	8,70	10,20	15,80	12,98
Eu	1,51	2,28	1,94	1,46	1,75	1,62	1,84	3,55	2,41	2,81	4,18	3,55
Gd	4,35	6,35	5,23	4,15	5,35	4,86	5,20	9,30	6,63	7,90	11,20	9,30
Dy	3,05	4,15	3,60	2,95	3,75	3,46	3,55	6,30	4,67	5,30	6,80	6,10
Er	1,45	2,00	1,73	1,50	1,90	1,73	1,85	3,10	2,41	2,60	3,20	2,98
Yb	1,29	1,63	1,48	1,34	1,78	1,56	1,53	2,98	2,14	2,18	2,70	2,54
Th	3,50	7,25	5,85	4,65	8,20	6,40	3,70	23,25	9,03	6,35	13,10	11,34

Tableau 4.10

Compositions en éléments majeurs et en traces des échantillons des cônes de Puyo, des laves de Mera et du Pan de Azúcar. La perte au feu (LOI = Loss On Ignition ; 1050°C) est également présentée pour indication.

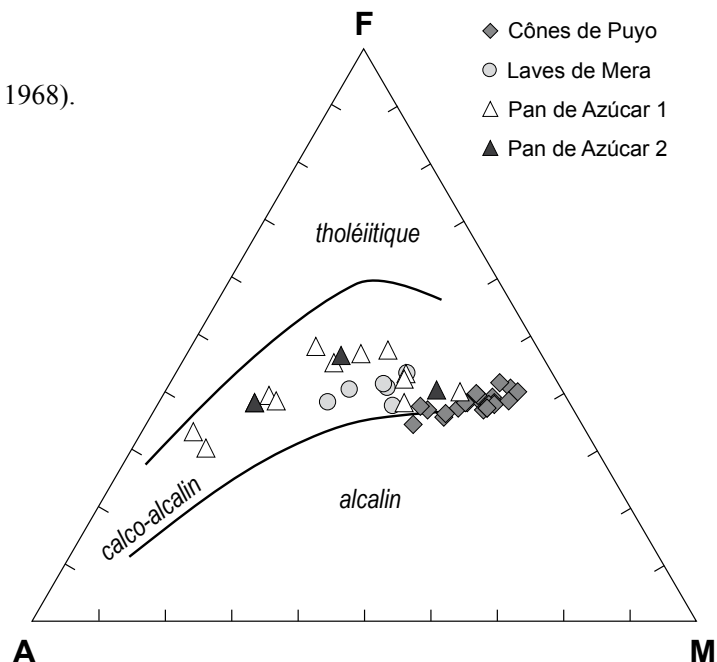
¹ teneur minimale en oxyde ou en élément en trace ; ² teneur maximale en oxyde ou en élément en trace ; * tout le fer est exprimé sous forme Fe_2O_3 ; moy = moyenne ; N = nombre d'analyses.

Les compositions pour chaque échantillon sont données dans l'annexe IV-III.

4.5.2.1) Diagrammes de classification

Les teneurs en éléments majeurs des échantillons ont été reportées dans différents diagrammes de classification, afin de mettre en évidence l'affinité des séries étudiées. La nature calco-alcaline des roches de l'arrière-arc apparaît clairement dans le diagramme AFM (Kuno, 1968 ; Fig. 4.22), excepté pour la série des cônes de Puyo qui est située à la limite entre les champs calco-alcalins et alcalins. En revanche, dans le diagramme de Cox et al. (1979), non seulement les roches des cônes de Puyo, mais également celles du Pan de Azúcar, présentent une affinité alcaline (Fig. 4.23). D'après ce diagramme, la majorité des échantillons récoltés au cours de ce travail de thèse sont des basaltes alcalins.

Figure 4.22
Diagramme AFM (Kuno, 1968).
A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$
F = FeO^*
M = MgO



Dans le diagramme K_2O vs. SiO_2 (Fig. 4.24), les formations volcaniques étudiées définissent des séries indépendantes. Les laves et scories des cônes de Puyo sont restreintes au champ des absarokites ultrapotassiques, de la même manière que la série 2 du Pan de Azúcar. Pour une teneur en silice équivalente, les roches du Pan de Azúcar 2 sont toutefois moins riches en potassium que celles des cônes de Puyo. La série Pan de Azúcar 1 s'étend des basaltes aux andésites acides hautement potassiques et se trouve dans une position intermédiaire entre les laves de Mera et les absarokites-shoshonites de Puyo et de la série PDA₂. Les laves de Mera sont des basaltes et des andésites basiques, moyennement à hautement potassiques.

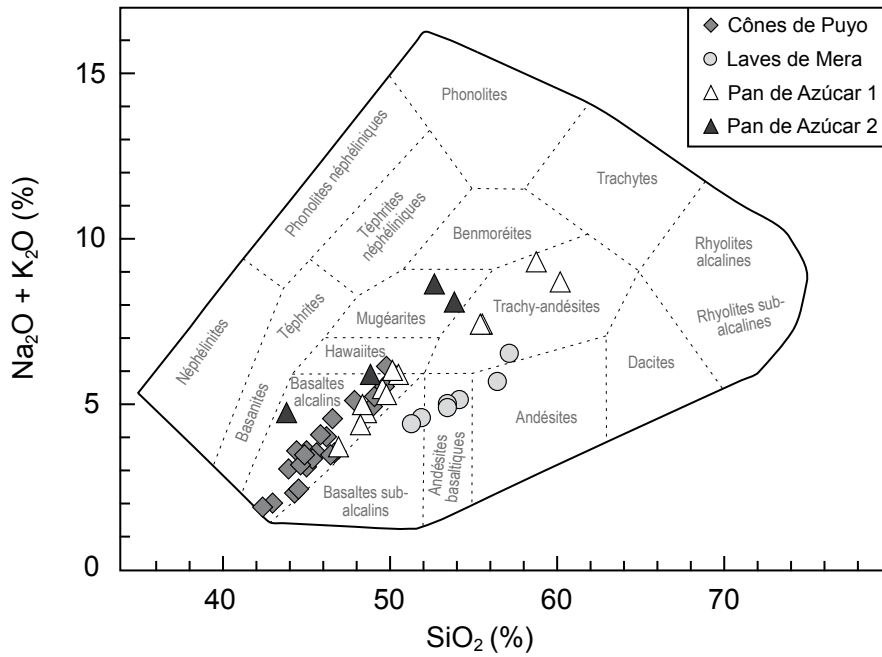
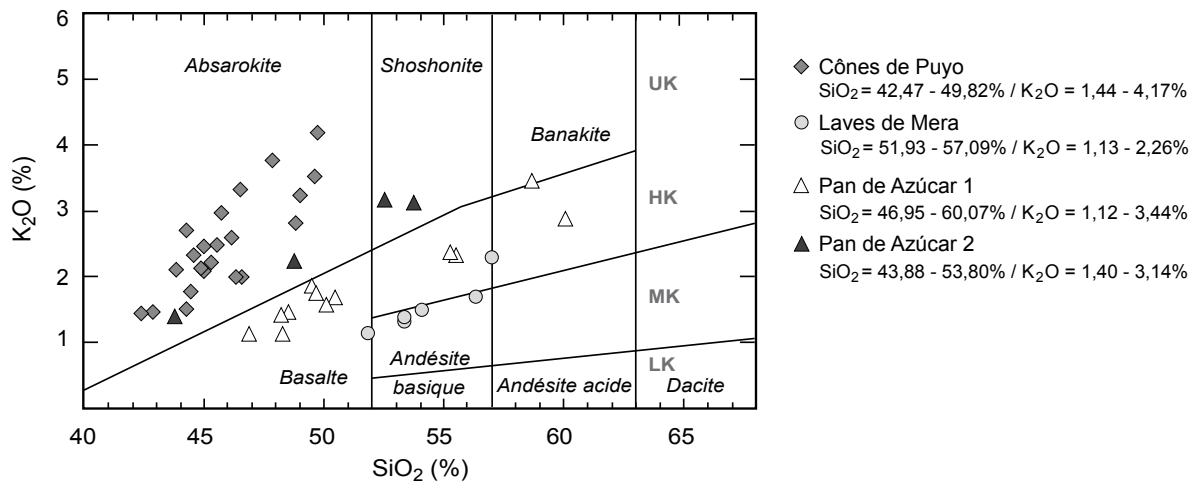


Figure 4.23
Diagramme de classification de Cox et al. (1979).

Figure 4.24
Diagramme K_2O vs. SiO_2 (d'après Peccerillo et Taylor, 1976). Champs de la série absarokite-shoshonite-banakite d'après Bourdon et al., 2003. UK = ultrapotassique ; HK = hautement potassique ; MK = moyennement potassique ; LK = faiblement potassique.



4.5.2.2) Diagrammes de variation des éléments majeurs

Afin de mettre en évidence les séries magmatiques cogénétiques et d'identifier les processus ayant produit leur évolution (cristallisation fractionnée, fusion partielle, mélange), les diagrammes de variation des éléments majeurs et en traces se servent classiquement de la silice comme index de différenciation. Dans le cas de roches un peu atypiques, comme celles des cônes de Puyo

qui sont très pauvres en SiO_2 , il n'est peut-être pas judicieux de choisir cet élément comme index de différenciation. Il existe ainsi d'autres paramètres qui sont sensibles à la différenciation magmatique, comme le Th ou encore le Mg#, et qui sont sûrement plus appropriés pour une série comme celle des cônes de Puyo. Les variations des éléments majeurs sont donc présentées en fonction du Mg# (Fig. 4.25).

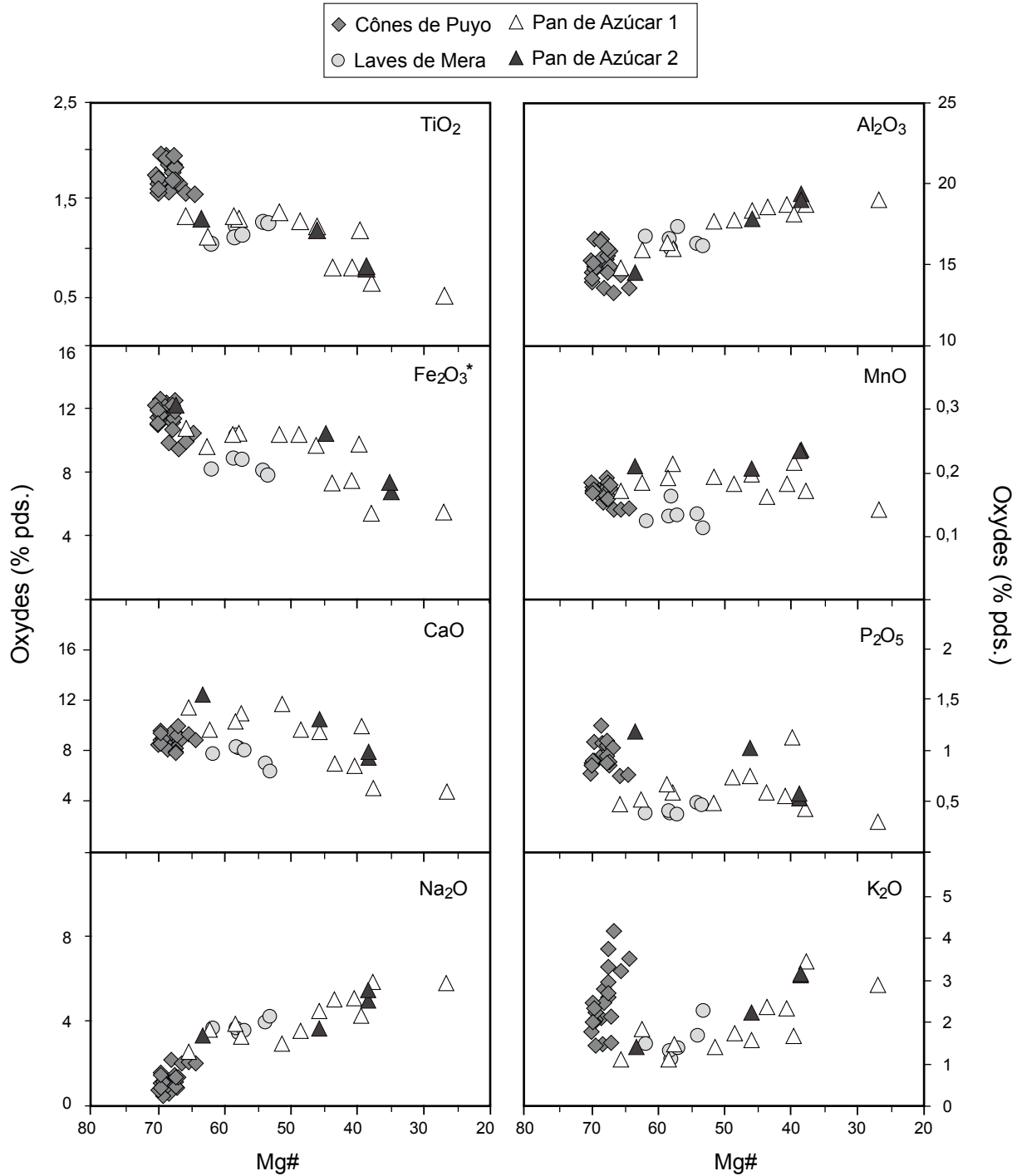


Figure 4.25

Diagramme de variation des éléments majeurs en fonction du Mg#.

N.B. La diminution du Mg# se fait vers la droite.

Sur ces diagrammes, il est clairement visible que les cônes de Puyo se comportent différemment des laves de Mera ou des deux séries du Pan de Azúcar. En effet, les échantillons se regroupent en amas et il est difficile d'établir une corrélation nette entre les éléments majeurs et le Mg#, excepté pour K₂O qui définit une corrélation négative. Une légère corrélation positive avec l'index de différenciation peut être devinée pour TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO et P₂O₅, alors que la teneur en Na₂O semble diminuer lorsque Mg# augmente. Les alcalins sont donc les seuls éléments majeurs dont la teneur augmente au cours de la différenciation. Il faut souligner que les échantillons possédant le Mg# le plus bas (Mg# = 64,5-65,5) sont toujours situés au niveau des laves les plus primitives du Pan de Azúcar (Mg# = 65,5 pour PDA₁ et 63,2 pour PDA₂).

Pour les laves de Mera, les teneurs en Na₂O, K₂O et TiO₂ augmentent légèrement au cours de la différenciation. En revanche, compte tenu des faibles variations des éléments et du nombre d'échantillons restreint, aucune corrélation claire ne peut être observée pour Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO et P₂O₅.

Les deux séries du Pan de Azúcar définissent des tendances évolutives similaires dans les diagrammes éléments majeurs vs. Mg#. Ainsi, Al₂O₃, Na₂O et K₂O augmentent au cours de la différenciation. Au contraire, TiO₂, Fe₂O₃ et CaO diminuent en même temps que le Mg#. Pour la série PDA₁, aucune corrélation n'est visible pour MnO et P₂O₅. En ce qui concerne la série PDA₂, MnO augmente légèrement et P₂O₅ diminue durant la différenciation. Des ruptures de pente dans l'évolution des séries du Pan de Azúcar peuvent être observées dans presque tous les diagrammes. Elles se produisent aux alentours de Mg# = 45. En effet, TiO₂, Fe₂O₃ et CaO semblent rester constants jusqu'à Mg# = 45 et diminuent ensuite fortement. De même, l'augmentation des alcalins s'intensifient lorsque Mg# > 45. Il semble par contre que ce soit le contraire pour Al₂O₃, dont la teneur atteint un plateau dans les laves les plus différenciées.

En comparant les séries de l'arrière-arc entre elles, plusieurs observations peuvent être effectuées :

- les échantillons des cônes de Puyo les plus différenciés présentent des teneurs en Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, K₂O et P₂O₅ comparables aux laves les plus primitives du Pan de Azúcar (séries 1 et 2). ; ils sont en revanche un peu plus pauvres en CaO et MnO ;
- pour un Mg# équivalent, les laves de Mera sont appauvries en Fe₂O₃, MnO, CaO, et P₂O₅, par rapport aux échantillons du stratovolcan Pan de Azúcar, mais présentent des teneurs équivalentes en TiO₂, Al₂O₃, Na₂O et K₂O. Comparativement aux cônes de Puyo et en accord avec leur Mg# plus faible, les laves de Mera possèdent :
 - des teneurs inférieures en TiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO et P₂O₅ ;
 - des teneurs supérieures en Al₂O₃ et Na₂O ;
 - un contenu en K₂O qui se situe dans la gamme de variation de la série des cônes de Puyo.

4.5.2.3) Norme CIPW

Le calcul de la norme CIPW a été effectué à l'aide du logiciel SINorm 3.0 (Tableau 4.11). Tout le fer a été considéré sous la forme FeO et les données ont été recalculées à 100% en base anhydre. Les échantillons sont représentés dans un diagramme Ne-Qz-Ol (Fig. 4.26 ; Irvine et Baragar, 1971).

	Cônes de Puyo			Laves de Mera			Pan de Azúcar 1			Pan de Azúcar 2		
	min ¹	max ²	N=22 moy	min	max	N=6 moy	min	max	N=12 moy	min	max	N=4 moy
Qz				2,27	3,21	2,74	1,60	1,60	1,60			
Or	8,65	24,87	14,91	6,74	13,47	9,16	6,68	20,44	11,41	8,35	18,73	14,73
Ab	4,00	16,81	10,09	29,37	35,95	31,90	13,63	49,26	30,35	1,87	32,55	20,22
An	15,18	37,76	28,01	18,43	27,65	23,84	14,65	31,04	23,42	17,97	25,93	21,48
Fsp	49,68	56,61	53,01	61,14	67,84	64,91	46,21	84,26	65,18	30,92	72,40	56,43
Ne	0,45	1,78	1,10				0,28	6,12	3,88	5,32	14,50	9,19
Di	1,29	18,36	9,17	8,06	11,29	9,33	3,63	23,23	14,16	10,40	27,80	17,39
Hy	2,79	14,35	6,73	13,96	20,61	18,15	0,46	9,32	3,94			
Ol	20,69	32,51	28,03	2,36	10,40	5,23	6,93	22,43	14,35	8,21	21,50	13,08
Il	2,96	3,76	3,33	1,98	2,41	2,23	0,99	2,60	2,05	1,51	2,49	1,95
Ap	1,78	2,92	2,21	0,88	1,14	0,99	0,73	2,66	1,43	1,27	2,80	1,96

Tableau 4.11

Composition normative des échantillons des cônes de Puyo, des laves de Mera et du Pan de Azúcar.

¹ = proportion minimale ; ² = proportion maximale.

Qz = quartz ; Or = Orthose ; Ab = albite ; An = anorthite ; Fsp = feldspath ; Ne = Néphéline ; Di = diopside ; Hy = hypersthène ; Ol = Olivine ; Il = Ilménite ; Ap = apatite.

Les échantillons de l'arrière-arc équatorien sont caractérisés par de la néphéline ou de l'hypersthène normatif, ce qui démontre leur caractère sous-saturé en silice (Tableau 4.11). Les deux laves les plus différenciées de la série de Mera, ainsi que la lave la plus évoluée du Pan de Azúcar 1 (PDA11 : SiO₂ = 60,07% ; Mg# = 26,8), sont les seules à renfermer un peu de quartz normatif (1,60-3,21%). Plus précisément, la majorité des scories et des laves des cônes de Puyo sont caractérisées par de l'hypersthène normatif (2,79-14,35% ; Hy_{moy} = 6,73%), sauf quelques exceptions (quatre laves et une scorie) qui contiennent 0,45 à 1,78% de néphéline normative. Les minéraux normatifs les plus abondants sont le plagioclase (49,68 à 56,61%), puis l'olivine (20,69-32,51%). Les laves de Mera contiennent plus d'hypersthène normatif (13,69-20,61% ; Hy_{moy} = 8,15%) que les cônes de Puyo, mais sont par contre moins riches en olivine (2,36%-10,40%). Excepté trois laves à hypersthène normatif (Hy_{moy} = 3,94%), la série Pan de Azúcar 1 se caractérise par de la néphéline normative (de 0,28 à 6,12%). Le plagioclase est très abondant (Plg_{moy} = 65,18%), ainsi que l'olivine (Ol_{moy} = 14,35%). La série Pan de Azúcar 2 présente les laves les plus sous-saturées en silice, avec 5,32 à 14,50% de néphéline normative. Les autres minéraux dominants sont : le plagioclase (Plg_{moy} = 56,43%), l'olivine (Ol_{moy} = 13,08%) et le diopside (Dio_{moy} = 17,39%).

Figure 4.26

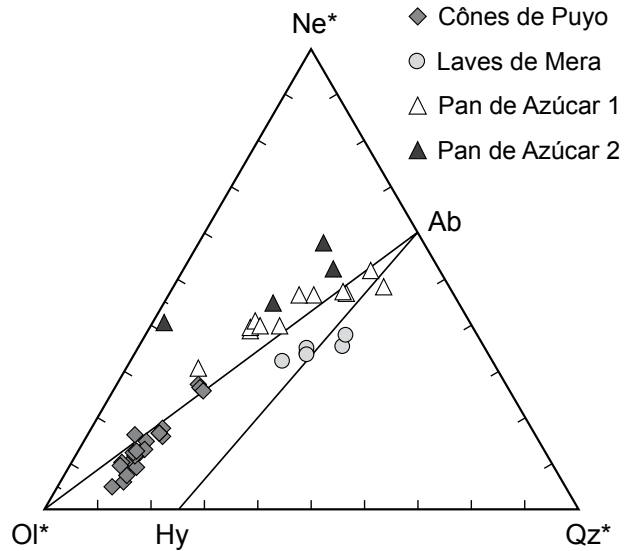
Diagramme normatif Ol*-Ne*-Qz*
(Irvine et Baragar, 1971).

$$\text{Ol}^* = \text{Ol} + 0,75 * \text{Hy} ;$$

$$\text{Ne}^* = \text{Ne} + 0,6 * \text{Ab}$$

$$\text{Qz}^* = \text{Qz} + 0,4 \text{Ab} + 0,25 \text{Hy}$$

Ol = olivine ; Hy = hypersthène ; Ne =
néphéline ; Ab = albite ; Qz = quartz.



4.5.3) *Eléments en traces*

4.5.3.1) *Variation des teneurs en éléments en traces*

Les teneurs en éléments en traces des différentes séries sont présentées en fonction du Mg# (Fig. 4.27). A nouveau, les cônes de Puyo se différencient clairement des autres séries. Ainsi, les LILE (Rb, Sr, Ba) définissent une tendance verticale, causée par la forte variation de l'élément en trace par rapport au Mg# qui fluctue peu. Il en va de même pour le zirconium et il est possible que ce comportement soit lié à la présence d'une phase résiduelle ou cumulative, qui influence ces éléments en particulier. Au contraire, tous les autres éléments habituellement incompatibles (HFSE, REE, Th) se regroupent en un amas, qui se superpose à la lave la plus primitive du Pan de Azúcar 1. Malgré leur faible variation, ces éléments en traces semblent tout de même diminuer légèrement au cours de la différenciation. Les éléments de transition (Sc, V, Cr, Ni) se comportent de manière parfaitement compatible et diminuent lors de la différenciation. Malgré une importante diminution, ils restent tout de même très élevés. En effet, les concentrations les plus basses en éléments de transition (*e.g.* Ni = 155 ppm) sont équivalentes à celles des laves les plus primitives du Pan de Azúcar 1 et 2 (Ni = 160-177 ppm).

D'une manière générale, les teneurs en éléments en traces des laves de Mera varient faiblement. Le Rb et le Ba présentent un comportement incompatible, alors que le Sr et le Th demeurent constants quand Mg# diminue. Les HFSE (Nb, Zr) sont corrélés de manière positive avec la différenciation, même si les teneurs en Zr sont quelque peu dispersées. Quant aux REE, ils augmentent tous avec la diminution du Mg#. Cette augmentation est à peine perceptible pour les LREE, moyennement prononcée pour les MREE et un peu plus importante pour les HREE. Le Cr et le Ni diminuent de manière marquée et régulière, alors que le Sc et le V restent constants au cours de la différenciation.

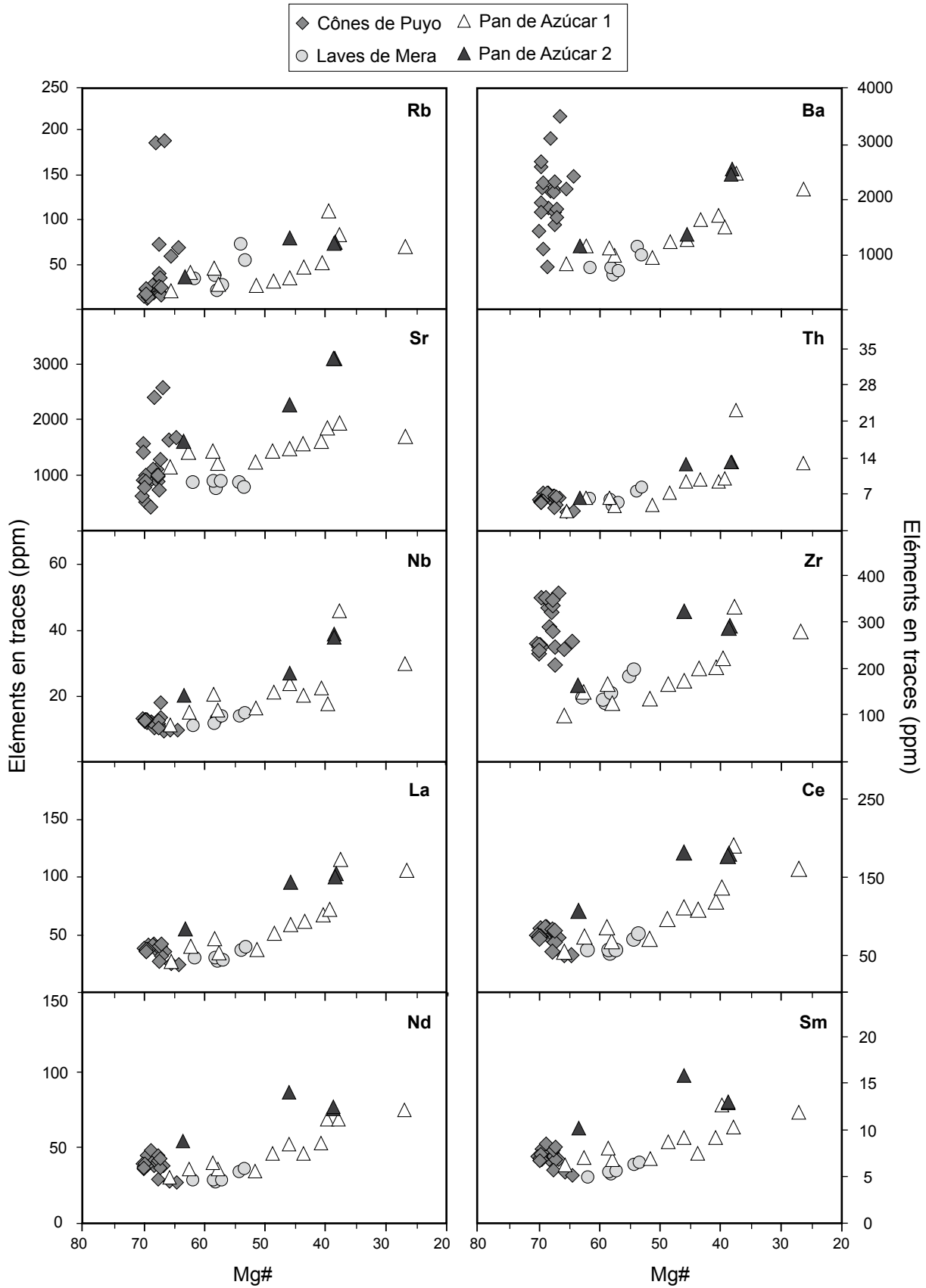


Figure 4.27
 Diagramme de variation des éléments en traces en fonction du Mg#. *N.B.* La diminution du Mg# se fait vers la droite.

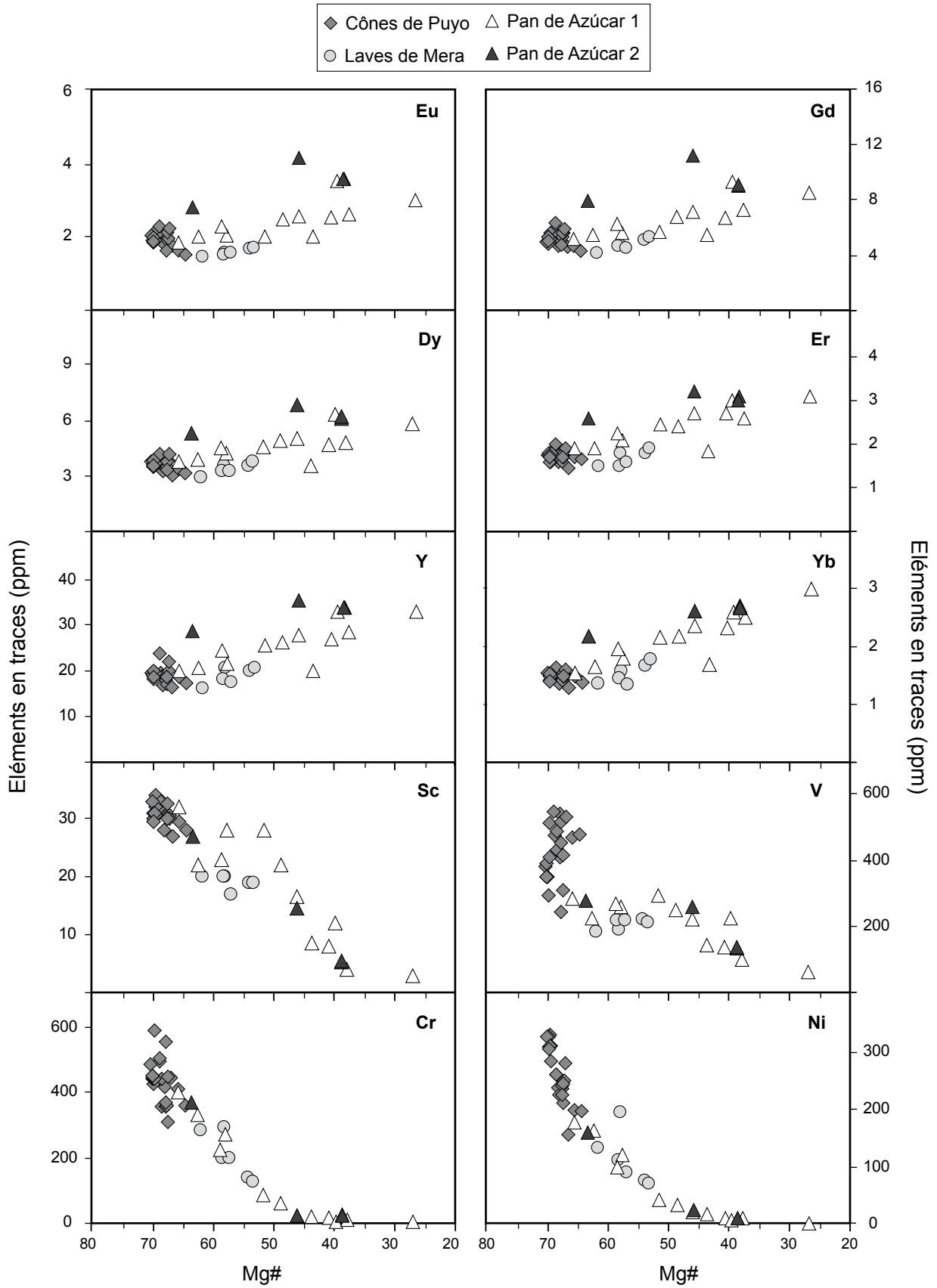


Figure 4.27
 Diagramme de variation des éléments en traces en fonction du Mg#.
 N.B. La diminution du Mg# se fait vers la droite.

Les deux séries du Pan de Azúcar présentent des tendances évolutives parallèles qui peuvent se résumer ainsi : les LILE, HFSE et REE se comportent de manière incompatible, alors que les éléments de transition Sc, V, Cr, Ni présentent un comportement compatible. De manière plus détaillées, les teneurs en LILE, LREE, MREE et en Nb de la série Pan de Azúcar 1 forment un plateau jusqu'à $\sim \text{Mg\#} = \sim 45$ et augmentent ensuite. Cette évolution est donc caractérisée par une rupture de pente. En revanche, les concentrations en HREE, Y et Zr augmentent de manière régulière. Une rupture de pente vers $\text{Mg\#} = \sim 45$ est également visible pour les éléments de transition comme le Cr, le Ni et le Sc, qui diminuent fortement pour les laves possédant un $\text{Mg\#} > 45$ et qui se stabilisent ensuite pour les échantillons dont le Mg\# est < 45 . En revanche la teneur en Sc reste d'abord constante, puis diminue pour les laves dont le Mg\# est < 45 .

La tendance évolutive de la série Pan de Azúcar 2 est approximativement définie, car elle n'est composée que de quatre échantillons. Il semble ainsi que cette série présente des évolutions en forme de cloche pour les REE et le V et qu'une rupture de pente puisse se produire vers $\text{Mg\#} = 45$, de la même manière que pour la série Pan de Azúcar 1.

4.5.3.2) *Diagrammes multi-élémentaires*

Afin de compléter la comparaison entre les quatre séries, les teneurs en éléments en traces ont été normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) et sont présentées dans des diagrammes multi-élémentaires (Fig. 4.28). Les quatre séries étudiées possèdent toutes des spectres comparables, caractérisés par :

- des teneurs élevées en LILE et LREE, par rapport aux MREE et HREE, ce qui produit des spectres fractionnés, caractérisés par de forts rapports LREE/HREE ;
- une anomalie négative en Nb, propre aux magmas des zones de subduction.

Les cônes de Puyo possèdent des teneurs élevées en LILE, similaires à celles des deux séries du Pan de Azúcar. Elles sont en revanche nettement supérieures à celles des laves de Mera (Fig 4.28a). Une des particularités des échantillons de Puyo est de présenter une anomalie en Sr négative pour les laves possédant les Mg\# les plus élevés, puis positive pour les laves les plus évoluées. Par contre, les volcanites des cônes de Puyo n'affichent pas d'anomalie négative en Nd, contrairement aux autres formations étudiées. Les laves de Mera montrent une faible variation des teneurs en éléments en traces, qui est sûrement liée au nombre d'échantillons restreint. Ces laves possèdent une anomalie en Sr toujours positive, de la même manière que celle du Pan de Azúcar 1 et 2. Contrairement aux cônes de Puyo et aux laves de Mera, les laves du Pan de Azúcar affichent des teneurs en HFSE et REE plus élevées, le maximum étant atteint par la série 2. De plus, elles montrent une forte anomalie négative en Ti, qui est inexistante dans les échantillons des formations volcaniques du sud de l'arrière-arc.

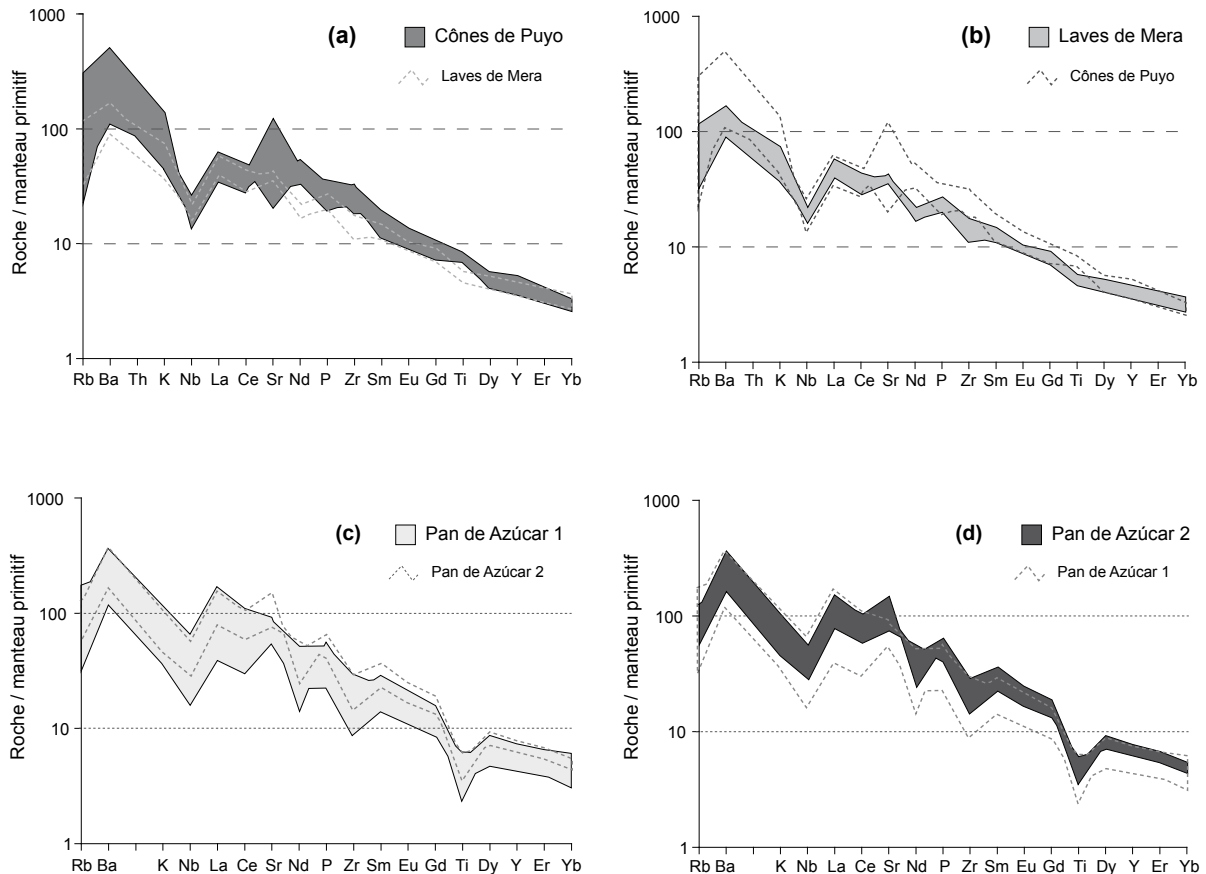


Figure 4.28

Diagrammes multi-élémentaires pour les cônes de Puyo, les laves de Mera et les deux séries du Pan de Azúcar. Normalisation au manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

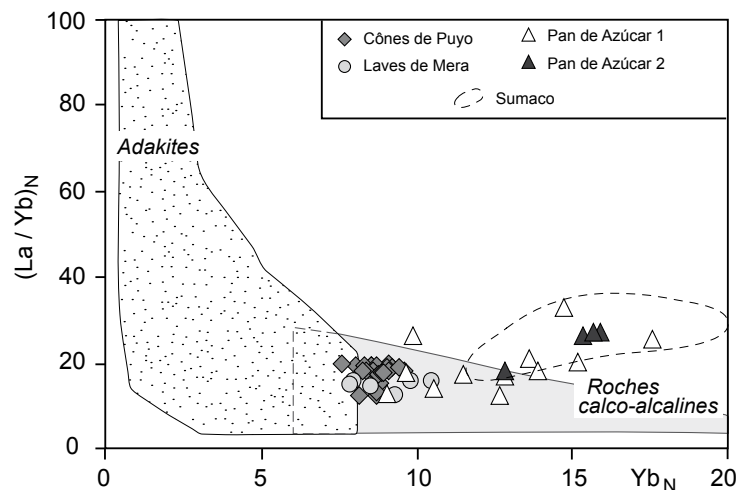
4.5.3.3) Empreinte adakitique

Les faibles teneurs en HREE (1,29-2,96 ppm) et Y (16,0-35,5 ppm) des laves de l'arrière-arc, visibles sur les diagrammes multi-élémentaires de la figure 4.28, induisent des rapports La/Yb et Sr/Y élevés, qui sont des caractéristiques communes à l'ensemble de l'arc volcanique Plio-Quaternaire équatorien (*cf.* § 3.3.2). Pour de nombreux auteurs (*e.g.* Beate et al., 2001 ; Bourdon et al., 2003a ; Samaniego et al., 2005 ; Hidalgo et al., 2007), ces rapports LREE/HREE élevés sont liés à la contribution de magmas adakitiques lors de la genèse des laves équatoriennes. Les édifices étudiés dans ce travail de thèse ont donc été placés dans un diagramme La/Yb_N vs. Yb_N, classiquement utilisé pour distinguer les roches de type adakitique des roches purement calco-alcalines (Fig. 4.29).

Sur ce diagramme, les volcanites de Puyo et de Mera, ainsi que les laves les moins évoluées du Pan de Azúcar 1, se trouvent dans la zone de transition entre des adakites et des roches strictement calco-alcalines. Au contraire, les laves les plus évoluées du Pan de Azúcar 1, de même que la

série Pan de Azúcar 2, présentent plutôt une affinité calco-alkaline. En plaçant sur ce diagramme le champ des laves du Sumaco, stratovolcan voisin du Pan de Azúcar, les laves de cet édifice se superposent aux échantillons les plus différenciés des deux séries du Pan de Azúcar, dans le champ calco-alkalin. Pourtant, pour Bourdon et al. (2003a, soumis), les laves du Sumaco sont clairement caractérisées par une empreinte adakitique et ils ont même proposé qu'elles soient issues de la fusion partielle d'un manteau enrichi par 10% de liquide adakitique. Les roches de l'arrière-arc possèdent une affinité calco-alkaline et ne sont donc pas des adakites au sens strict, mais il n'est pas exclu que leur genèse ait été influencée par des liquides de type adakitique.

Figure 4.29
Diagramme $(La/Yb)_N$ vs. Yb_N permettant de distinguer les séries adakitiques et calco-alkalines (Martin, 1999). Normalisation à la chondrite de Sun et McDonough (1989). Les données du Sumaco proviennent de la base de données non publiée de l'IRD.



Les séries étudiées ont finalement été comparées à 1) des laves calco-alkalines et alcalines issues de la fusion d'un manteau enrichi par des fluides (Fiji, Rogers et Setterfield, 1994 ; Nouvelles-Hébrides, Monzier et al., 1997a ; Andes centrales, CAVA = Central Andean Volcanic Province, Chan et al., 1999) et 2) des andésites magnésiennes, formées à partir d'un manteau métasomatisé par des liquides silicatés issus de la fusion partielle de la plaque plongeante (Basse Californie ; Calmus et al., 2003). Dans des diagrammes multi-élémentaires, la similitude entre les formations étudiées et les laves de Basse Californie est évidente (Fig. 4.30).

Plus précisément, les échantillons étudiés possèdent des teneurs en LILE, HFSE, LREE et MREE identiques à celles des laves de Baja California. En revanche, les concentrations en HREE et Y sont similaires à celles des laves calco-alkalines et alcalines « classiques » (Fiji, Nouvelles-Hébrides, CAVA). En outre, l'anomalie négative en Nb est moins prononcée pour les laves de l'arrière-arc équatorien et de Baja California, par rapport à celle des laves d'arc « classiques ». Par conséquent, les magmas de l'arrière-arc équatorien sont comparables aux laves de Baja California, mais avec une empreinte adakitique moins marquée, ce qui produit des teneurs en HREE supérieures et donc des spectres moins fractionnés. De même, en comparant certains rapports d'éléments en traces, ainsi que le rapport Nb/Nb* (qui quantifie l'anomalie négative en cet élément), il est indéniable que les échantillons étudiés sont plus proches des laves de Baja California que de celles des trois autres arcs volcaniques. (Tableau 4.12).

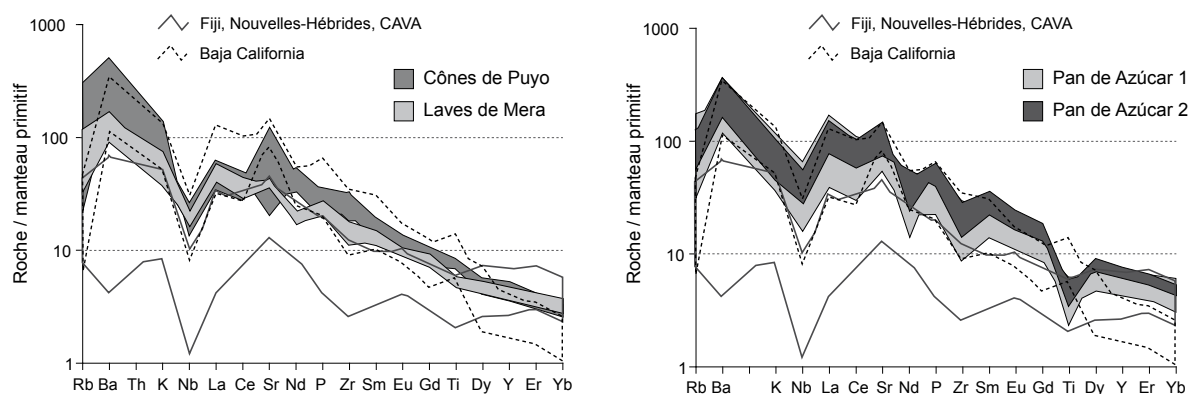


Figure 4.30

Diagrammes multi-élémentaires comparant les formations étudiées aux laves d'arc calco-alcalines et alcalines formées par la fusion d'un manteau enrichi par des fluides de déshydratation issus de la croûte océanique subductée (Fiji, Rogers and Setterfield, 1994 ; Nouvelles-Hébrides, Monzier et al., 1997a ; Andes centrales, CAVA, Chan et al., 1999), ainsi qu'aux andésites magnésiennes de Basse Californie (issues de la fusion partielle d'un manteau métasomatisé par des liquides adakitiques ; Calmus et al., 2003). Normalisation au manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

		Sr	Nb	La	Eu	Y	Yb	Nb/Nb*	La/Yn	Sr/Y	La/Eu
Cônes de Puyo	moy	1148	12,24	36,41	1,94	18,90	1,48	0,28	17,69	62,74	18,73
	min	425	9,60	24,00	1,51	16,30	1,29	0,16	12,36	17,86	15,74
	max	2580	18,20	42,00	2,28	23,80	1,63	0,42	19,75	158,28	20,30
Laves de Mera	moy	834	13,18	31,58	1,58	18,75	1,53	0,40	14,82	45,06	19,92
	min	750	11,30	27,00	1,46	16,00	1,34	0,33	12,26	36,59	17,20
	max	888	15,00	39,00	1,71	20,50	1,78	0,48	15,72	54,06	22,81
Pan de Azúcar 1	moy	1496	21,91	59,79	2,41	25,61	2,14	0,43	19,52	59,11	24,26
	min	1150	11,50	27,50	1,84	19,80	1,53	0,33	12,35	48,63	14,95
	max	1930	46,00	115,00	3,55	33,00	2,98	0,58	33,01	78,28	44,06
Pan de Azúcar 2	moy	2518	31,18	88,25	3,55	33,05	2,54	0,43	24,67	75,53	24,65
	min	1610	20,50	55,00	2,81	28,70	2,18	0,38	18,10	56,10	19,57
	max	3100	39,00	103,00	4,18	35,50	2,70	0,47	27,38	91,18	28,61
Fiji, Nouvelles-Hébrides, CAVA	moy	568	1,90	10,14	1,12	20,04	1,83	0,13	4,20	30,49	8,90
	min	284	0,90	1,40	0,71	12,50	1,20	0,05	0,70	10,17	1,08
	max	972	5,10	23,50	1,75	32,10	2,90	0,30	9,33	51,09	18,80
Basse Californie	moy	2357	12,27	44,23	2,20	13,10	0,88	0,24	36,39	188,44	20,04
	min	1750	5,60	22,00	1,30	7,50	0,52	0,11	22,24	125,00	13,44
	max	2970	21,00	84,00	2,85	18,00	1,24	0,32	52,42	366,67	30,00

Tableau 4.12

Comparaison des teneurs en éléments en traces des séries étudiées (cônes de Puyo, laves de Mera, Pan de Azúcar 1 et 2) avec les laves calco-alcalines et alcalines de l'arc de Fiji (Rogers et Setterfield, 1994), des Nouvelles-Hébrides (Monzier et al., 1997a), des Andes centrales (CAVA = Central Andean Volcanic Province, Chan et al., 1999) et les laves de Basse Californie, caractérisée par une empreinte adakite (Calmus et al., 2003). moy = moyenne ; min = minimum ; max = maximum.

Nb* = concentration en Nb (ppm) que devrait avoir chaque échantillon pour annuler l'anomalie négative sur un diagramme multi-élémentaire.

$$\log(\text{Nb}^*) = (\log(\text{K}) + \log(\text{La})) / 2$$

4.5.4) Composition isotopique

Pour les roches de la région Puyo-Mera, cinq rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ont été déterminés par E. Bourdon. Les analyses ont été effectuées à l'Université Royal Holloway de Londres, sur un spectromètre VG354 à ionisation thermique. Les procédures et les standards sont décrits dans Thirlwall (1991a, 1991b). En ce qui concerne le Pan de Azúcar, six analyses isotopiques ont été réalisées au Laboratoire Magmas et Volcans par C. Bosq. La séparation séquentielle des éléments s'est faite sur quatre colonnes chromatographiques d'après les méthodes issues des articles suivants : Pin et Bassin (1992), Pin et al. (1994), ainsi que Pin et Zalduegui (1997). Les mesures ont été effectuées sur le spectromètre VG54E. Les résultats obtenus par les deux laboratoires sont présentés dans le tableau 4.13, avec les standards respectifs.

Séries		SiO ₂	Mg#	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	2 σ	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$	2 σ
Cônes de Puyo	PUY16	43,95	68,6	425	0,703856	7,2 E-6	48,0	0,512815	4 E-6
	PUY18B	46,67	69,7	1560	0,703993	2,6 E-5	35,5	0,512832	5 E-6
Laves de Mera	MER2	51,93	57,9	750	0,704064	1,8 E-5	27,0	0,512820	7 E-6
	MER5	53,41	58,2	888	0,704222	1,6 E-5	28,0	0,512773	5 E-6
	MER6	53,47	57,0	872	0,704231	1,8 E-5	28,5	0,512787	6 E-6
Standards	SMR987				0,710250	1,5 E-5			
	Aldrich							0,511415	6 E-6
Pan de Azúcar 1	PDA3E	46,95	65,5	1150	0,704038	1,8 E-5	30,5	0,512866	7 E-6
	PDA4E	49,55	62,3	1400	0,704170	1,6 E-5	35,5	0,512857	5 E-6
	PDA10B	55,34	43,5	1550	0,704261	1,6 E-5	46,0	0,512827	6 E-6
	PDA11	60,07	26,7	1690	0,704193	1,5 E-5	75,0	0,512866	8 E-6
Pan de Azúcar 2	PDA8	43,88	63,3	1610	0,704114	1,5 E-5	54,5	0,512887	5 E-6
	PDA5B	53,80	38,5	3100	0,704299	1,6 E-5	76,0	0,512881	6 E-6
Standards	NBS987				0,710275	1,5 E-5			
	AMES							0,511963	5 E-6

Tableau 4.13

Données isotopiques du Sr et du Nd pour les roches des cônes de Puyo, des laves de Mera et du Pan de Azúcar.

Les données isotopiques ont été reportées dans un diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 4.31), dans lequel sont également indiqués les champs des différentes zones volcaniques des Andes (CVZ, SVZ, AVZ), ainsi que les données isotopiques de l'ensemble de l'arc volcanique équatorien compilées par Hidalgo (2006). Les valeurs isotopiques des quatre séries volcaniques étudiées se situent toutes dans la gamme définie par les autres volcans de l'arc équatorien et présentent une variation restreinte : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703856 - 0,704299$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512773 - 0,512887$. De manière plus détaillée, les laves du Pan de Azúcar possèdent des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus élevés que les échantillons du sud de l'arrière-arc (cônes de Puyo et laves de

Mera) et se placent dans le domaine défini par les laves de l'arc frontal (Fig. 4.32). Les scories des cônes de Puyo se situent dans le champ défini par les volcans de l'arc principal, de même que les laves de Mera qui présentent les rapports les moins radiogéniques en Nd.

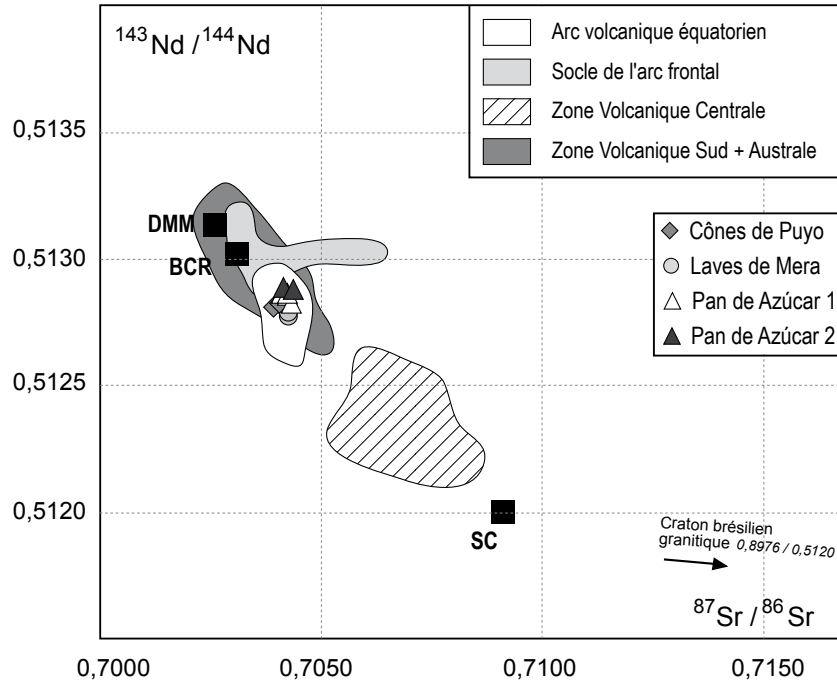


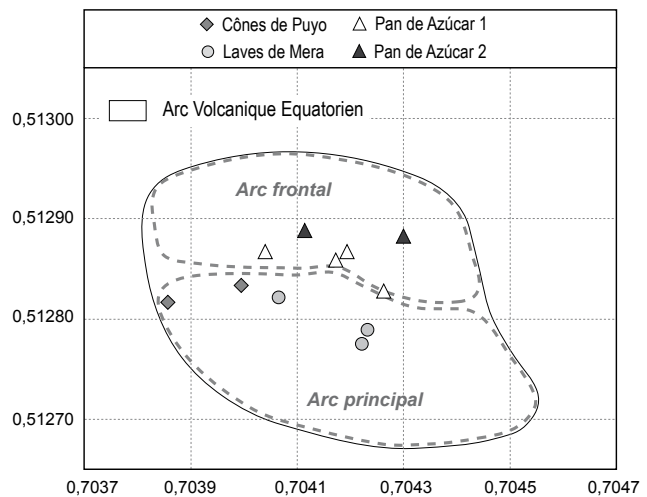
Figure 4.31

Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ présentant les cônes de Puyo, les laves de Mera et le Pan de Azúcar. DMM = Depleted MORB Mantle (Workman et Hart, 2004) ; BCR = basaltes de la ride de Carnegie (Harpp et al., 2005) ; SC = sédiments carbonatés (Carpentier et al., 2006).

Les données isotopiques de l'arc volcanique équatorien ont été compilées par Hidalgo (2006). Voir également Hidalgo (2006) pour les références des champs du socle de l'arc frontal et des Zones Volcaniques Centrale, Sud et Australe.

Figure 4.32

Agrandissement de la figure 4.31, focalisé sur l'arc volcanique équatorien, dont les données ont été compilées par Hidalgo (2006). L'arc frontal et l'arc principal y sont distingués.



D'après l'homogénéité des rapports isotopiques et leur ressemblance avec ceux des autres laves émises dans la NVZ, où la contamination et l'assimilation crustale ont été considérées comme négligeables, il semble peu probable que des processus similaires aient participé de manière importante à l'évolution des magmas de l'arrière-arc équatorien (Bourdon et al., 2002b ; Bourdon et al., 2003a ; Samaniego et al., 2005 ; Bryant et al., 2006).

Plusieurs auteurs ont interprété la différence isotopique existant entre les roches du front volcanique et celles de l'arc principal comme le reflet des socles de nature différente, traversés par les magmas lors de leur remontée vers la surface (Barragán et al., 1998 ; Bryant et al., 2006). En effet, le socle du front volcanique est composé de terrains basaltiques allochtones, accrétés à la marge continentale équatorienne du Crétacé et l'Eocène (*cf.* § 3.2.2). En revanche, le soubassement de l'arc principal est constitué de formations métasédimentaires et granitiques (*cf.* § 3.2.2). Quant à l'arrière-arc, les édifices volcaniques reposent sur un vieux socle granitique surmonté d'une épaisse séquence sédimentaire (*cf.* § 4.1.2). Ainsi, sur la figure 4.32, les laves de l'arc frontal montrent des compositions isotopiques qui se rapprochent de celles des basaltes composant le soubassement du front volcanique. Néanmoins, de nombreux travaux ont montré que la contamination crustale est un processus mineur (<10%) pour l'ensemble des magmas de l'arc volcanique équatorien (Bourdon et al., 2002b ; Bourdon et al., 2003a ; Samaniego et al., 2005 ; Bryant et al., 2006). Il faut également préciser que les roches volcaniques d'Equateur (NVZ), de la SVZ et de l'AVZ présentent des rapport isotopiques proches les uns des autres, qui diffèrent clairement de la CVZ. Dans cette zone, il a par contre été démontré que les laves présentent une importante contamination crustale (Davidson et al., 1990).

4.5.5) Conclusion de l'étude géochimique

Les échantillons de ce travail de thèse sont caractérisés par une affinité calco-alkaline à alcaline et présentent une empreinte adakitique, révélée par de faibles teneurs en HREE et Y et par des rapports LREE/HREE élevés. Les quatre séries magmatiques, *i.e.* les cônes de Puyo, les laves de Mera et les séries Pan de Azúcar 1 et 2, définies tout d'abord sur la base de l'échantillonnage et de l'étude pétrographique, se distinguent également par leurs compositions chimiques :

(1) Les laves et les scories des cônes de Puyo sont des absarokites ultrapotassiques, à hypersthène ou néphéline normative. Elles sont également caractérisées par un Mg# (64,3-70,0) et des teneurs en éléments de transition qui restent, tout au long de la série, typique des magmas primitifs. L'étude des diagrammes de variation des éléments majeurs et en traces montre que les processus qui gouvernent l'évolution des échantillons de Puyo sont différents de ceux contrôlant la différenciation des séries du Pan de Azúcar et des laves de Mera. Effectivement, les teneurs en éléments majeurs et en traces varient peu, excepté pour les LILE et les éléments de transition, qui se comportent respectivement de manière

fortement incompatible et compatible. Tous les autres éléments en traces diminuent très légèrement au cours de la différenciation.

(2) Les laves de Mera sont formées d'andésites basiques, moyennement à hautement potassiques, caractérisées par de l'hypersthène normatif. La plupart des éléments en traces augmentent au cours de la différenciation, sauf le Sr, le Sc et le V qui demeure constants, ainsi que le Cr et le Ni qui diminuent. Le nombre d'échantillons restreint et la dispersion des données ne facilitent pas l'identification des processus ayant engendré leur diversité. Néanmoins, les variations des éléments majeurs et en traces évoquent une possible implication de la cristallisation fractionnée lors de l'évolution de ces laves. L'importance de la cristallisation fractionnée est probablement limitée, car l'étude pétrologique a montré une paragenèse monotone, seulement constituée de phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène.

(3) La série du Pan de Azúcar 1 s'étend des basaltes aux andésites acides hautement potassiques et possède une composition à néphéline normative, qui lui confère un caractère sous-saturé en silice. La deuxième série du Pan de Azúcar, composée d'absarokites et de shoshonites ultra-potassiques, possède le caractère sous-saturé en silice le plus marqué (jusqu'à 14,50% de néphéline normative). Les compositions en éléments majeurs et en traces de ces deux séries évoluent de manière identique : les LILE, les HFSE et les REE se comportent de manière incompatible et les éléments de transition de façon compatible. La forte diminution des éléments compatibles au cours de la différenciation (jusqu'à des teneurs < 5 ppm pour les laves les plus évoluées de la série PDA₁) suggère une évolution gouvernée par la cristallisation fractionnée. Cette hypothèse est appuyée par les séquences d'apparition et de disparition des minéraux, mises en évidence par l'étude des lames minces et corrélées avec la différenciation chimique des laves hôtes.

(4) Les échantillons des quatre séries possèdent des compositions isotopiques similaires, caractéristiques des magmas générés dans la NVZ, où la contamination crustale a été maintes fois considérée comme négligeable. Les volcanites du sud de l'arrière-arc (cônes de Puyo et laves de Mera) sont toutefois un peu moins radiogénique en Nd, comparativement aux laves du Pan de Azúcar situé plus au nord.

4.6) *Comparaison du Pan de Azúcar avec les autres volcans de la zone Subandine septentrionale : le Sumaco et le Reventador*

Le Nord de la zone Subandine (*cf.* § 4.2) regroupe quatre stratovolcans (Fig. 4.33), dont trois ont été échantillonnés à ce jour : le Pan de Azúcar, le Sumaco (Colony et Sinclair, 1928 ; Barragán et al., 1998 ; Bourdon, 1999 ; Bourdon et al., 2003a) et le Reventador (Barragán et Baby, 2002, 2004). Même si ces trois édifices ne sont distants que d'~50 km selon un axe NNO-SSE, le

Reventador est rattaché à l'arc principal, alors que le Sumaco et le Pan de Azúcar appartiennent à l'arrière-arc. Ces stratovolcans sont néanmoins situés sur la même portion de lithosphère et à une distance comparable de la fosse de subduction. Barragán et Baby. (2002, 2004) ont insisté sur les différences de composition existant entre les laves du Sumaco et du Reventador (cf. § 4.2) et ont proposé deux modèles de genèse distincts pour les laves de ces édifices. D'après ces auteurs, une limite volcanogénique séparerait deux plans de Bénéioff différents, liés à un changement brusque de la géométrie de la plaque subductée :

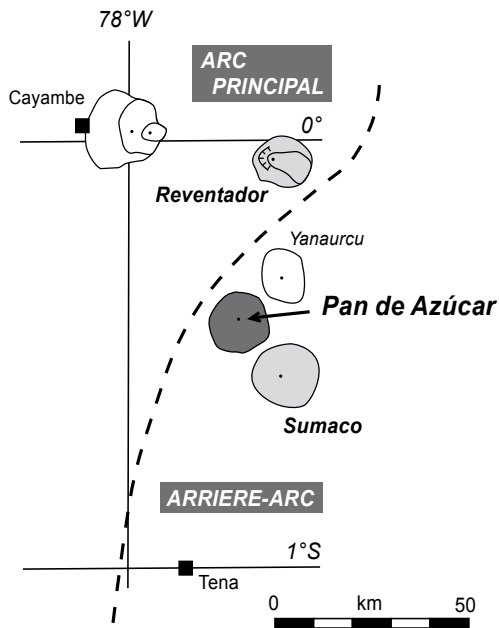


Figure 4.33

Localisation des quatre stratovolcans situés au nord de la zone Subandine : Reventador, Yanaurcu, Pan de Azúcar et Sumaco.

Les édifices en grisé ont été échantillonnés à ce jour.

- au nord, le volcan Reventador est associé à la subduction de la plaque de Nazca sous la marge équatorienne et sa signature géochimique reflète les effets métasomatiques des liquides adakitiques engendrés plus à l'ouest, au niveau du front volcanique ;
- au sud, sous le volcan Sumaco, le fort angle de subduction de la plaque plongeante provoque un processus de « slab rollback », comme conséquence directe de la subduction de la ride de Carnegie. La signature géochimique du Sumaco suggérerait soit la contribution d'un manteau de type OIB (OIB = Oceanic Island Basalt), modifié par les composants de la subduction, soit celle d'une remontée asthénosphérique.

En intégrant les données isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) qui excluent une source OIB, Bourdon et al. (soumis) ont récemment proposé que les laves du Sumaco seraient engendrées par 2% de fusion partielle d'un manteau métasomatisé par 10% de liquide adakitique. Cette hypothèse rejoint l'interprétation de Barragán et Baby (2002, 2004) pour les laves du Reventador et suggère un continuum des modalités de la genèse des magmas à travers la zone Subandine Nord, plutôt qu'une abrupte transition.

L'étude du Pan de Azúcar, situé géographiquement entre le Sumaco et le Reventador, permet d'améliorer les hypothèses pétrogénétiques émises préalablement pour le Nord de la zone Subandine. Ainsi, les produits volcaniques du Pan de Azúcar ont été comparés à ceux du Reventador et du Sumaco. Les analyses chimiques des échantillons du Sumaco et du Reventador proviennent de la base de données non publiée de l'IRD. Elles ont été effectuées avec la même méthode que celle utilisée pour les échantillons de ce travail de thèse (cf. § 4.5.2).

Sur le diagramme K_2O vs. SiO_2 de la figure 4.34, la série Pan de Azúcar 1 est située dans une position intermédiaire entre le champ du Reventador et celui du Sumaco, alors que la série 2 se superpose aux absarokites de ce dernier. La même répartition peut être observée sur des diagrammes éléments majeurs - en traces vs. $Mg\#$ (Fig. 4.35).

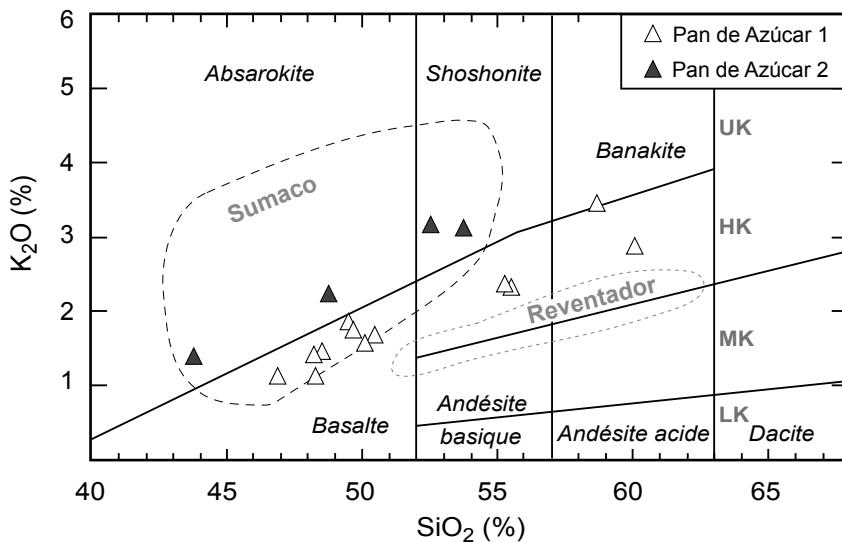


Figure 4.34
Diagramme K_2O vs. SiO_2 (d'après Peccerillo et Taylor, 1976). Champs de la série absarokite-shoshonite-banakite d'après Bourdon et al., 2003.
UK = ultrapotassique ; HK = hautement potassique ; MK = moyennement potassique ; LK = faiblement potassique.

Cette caractéristique est cependant plus marquée pour les éléments en traces que pour les éléments majeurs, pour lesquels plusieurs échantillons de la série Pan de Azúcar 1 se placent dans le champ du Sumaco. En ce qui concerne Na_2O , toutes les séries sont en revanche confondues.

Sur les diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989), les spectres de la série 1 du Pan de Azúcar se situent à nouveau dans une position intermédiaire entre ceux du Reventador et du Sumaco (Fig 4.36). En ce qui concerne les laves du Pan de Azúcar 2, elles se superposent parfaitement aux spectres du volcan Sumaco.

Ainsi, sur tous les diagrammes présentés dans ce chapitre (éléments majeurs et en traces vs. $Mg\#$, diagrammes multi-élémentaires), la série Pan de Azúcar 1 se situe dans une position intermédiaire entre le Reventador et le Sumaco, tandis que la série 2 se superpose en permanence au champ défini par ce dernier.

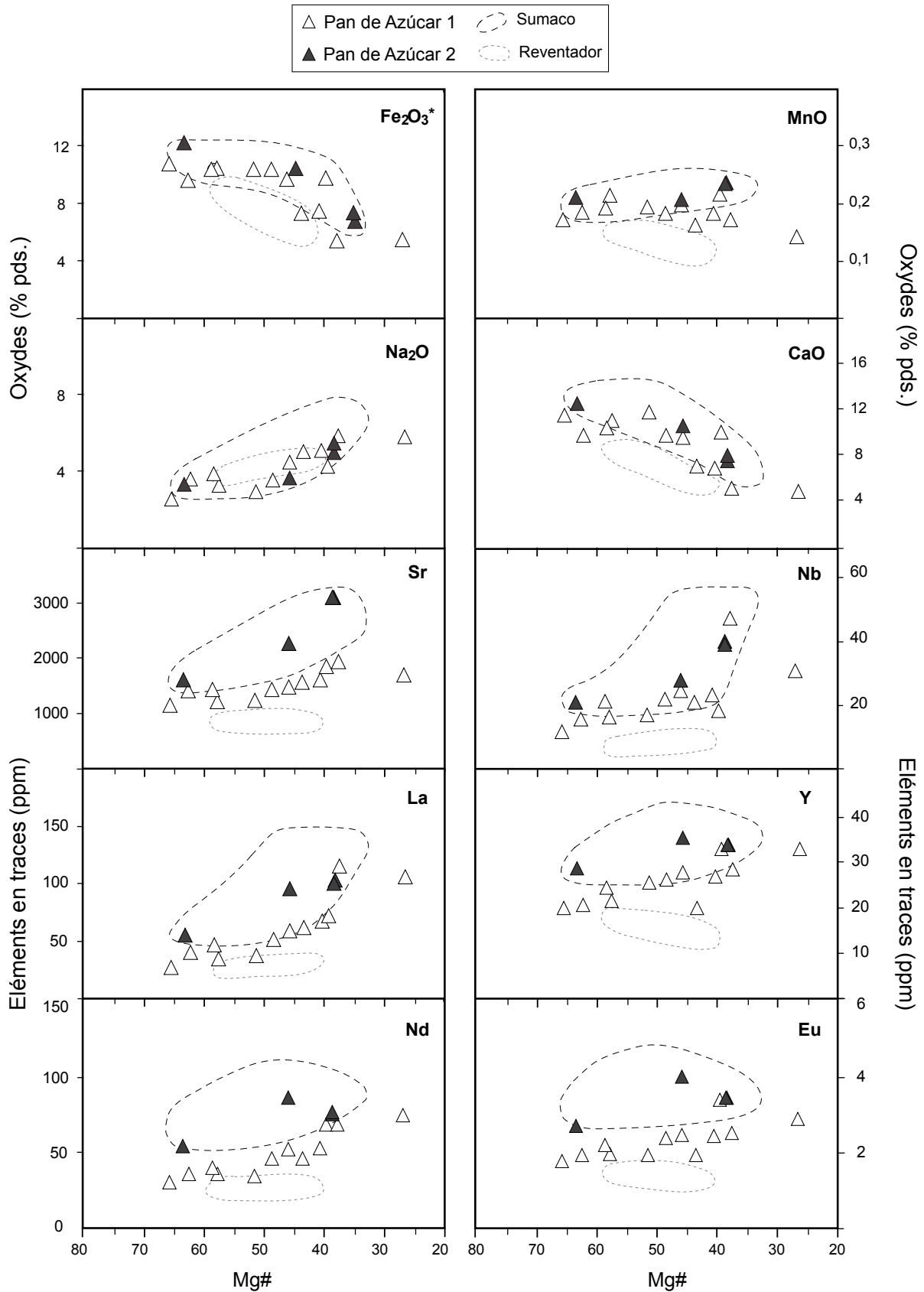


Figure 4.35

Diagramme de variation des éléments majeurs et en traces en fonction du Mg# pour le Pan de Azúcar, le Reventador et le Sumaco.

N.B. La diminution du Mg# se fait vers la droite.

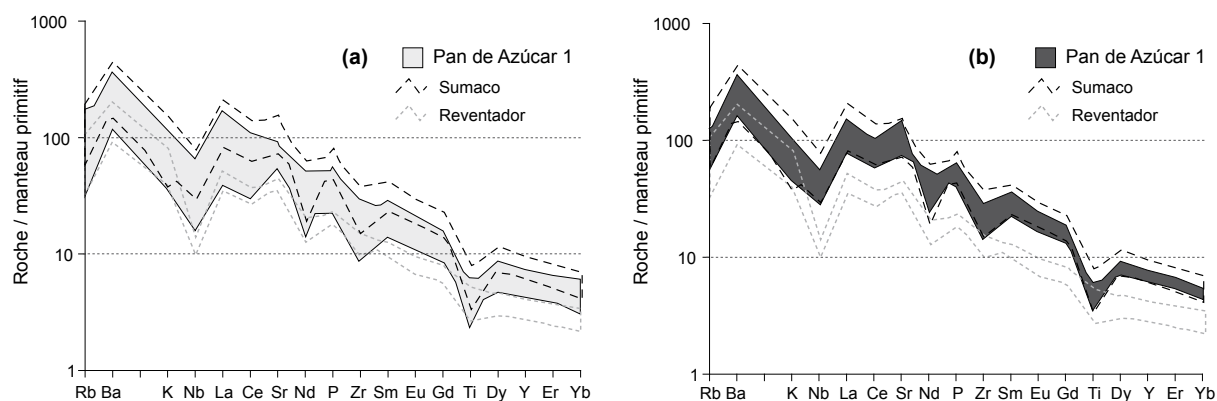


Figure 4.36

Diagrammes multi-élémentaires pour le Pan de Azúcar, le Reventador et le Sumaco.
Normalisation au manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

Les nouvelles données obtenues pour le Pan de Azúcar semblent ainsi aller à l'encontre de l'hypothèse émise par Barragán et Baby (2002, 2004), qui proposent deux mécanismes de genèse différents pour les magmas du Reventador et du Sumaco. L'étude du Pan de Azúcar, chaînon manquant entre les deux autres volcans, permet de définir un continuum dans l'évolution des caractéristiques géochimiques des laves (et probablement de leur genèse), selon un profil longitudinal à travers la zone Subandine Nord. Sur la base de ces nouvelles observations, il faudra s'intéresser plus en détail au modalités de la genèse des magmas de ces trois stratovolcans.

5 APPROCHE GEOCHIMIQUE DE LA GENESE ET DE L'EVOLUTION DES MAGMAS DE L'ARRIERE-ARC EQUATORIEN :

Modélisation à l'aide des éléments majeurs et en traces

5.1) *Introduction*

Les études pétrographique (§ 4.4) et géochimique (§ 4.5) ont permis de déterminer précisément la nature des échantillons récoltés et de définir quatre séries magmatiques, associées à trois formations volcaniques : les cônes de Puyo, les laves de Mera et le stratovolcan Pan de Azúcar. Les observations effectuées dans ces deux chapitres fournissent également des indices sur les mécanismes qui ont produit la diversité des séries magmatiques. En particulier, il a été démontré qu'à l'instar du reste de l'arc volcanique équatorien, le domaine arrière-arc n'a subi qu'une contamination crustale négligeable, voire nulle (Bourdon et al., 2002b ; Samaniego et al., 2005 ; Bryant et al., 2006). En conséquence, la différenciation des séries peut être expliquée par trois mécanismes : 1) la fusion partielle, 2) la cristallisation fractionnée et/ou 3) le mélange magmatique.

L'identification des processus responsables de la différenciation magmatique peut se faire à l'aide de diagrammes, dans lesquels sont représentés les logarithmes décimaux d'éléments présentant des comportements contrastés, à savoir un élément compatible et un élément incompatible. Sur ce genre de diagramme, la cristallisation fractionnée, qui est un mécanisme appauvrissant efficacement le magma en éléments compatibles, se traduit par une lignée évolutive à forte pente (subverticale), tandis que la fusion partielle produit des lignées à pente très faible (subhorizontale). Dans le cas des formations étudiées, les éléments les plus incompatibles lors de la différenciation sont les LILE et le Sr, alors que le Cr et le Ni sont les plus compatibles (*cf.* Fig. 4.27, § 4.5.3.1). Les quatre séries ont donc été placées dans des diagrammes élément compatible (Cr,

Ni) vs. élément incompatible (Rb, Ba). Dans les deux diagrammes de la figure 5.1, les données des cônes de Puyo s'alignent selon une droite de pente faible, caractéristique des mécanismes de fusion partielle. Au contraire, les laves de Mera et les deux séries du Pan de Azúcar définissent une tendance évolutive à forte pente, typique d'une différenciation par cristallisation fractionnée. En raison de l'appauvrissement considérable en éléments compatibles, qui caractérise les deux séries du Pan de Azúcar, le rôle de la cristallisation fractionnée semble très important pour cet édifice. Il paraît en revanche plus restreint pour les laves de Mera. Ces observations sont en accord avec les conclusions des études pétrographique (§ 4.4) et géochimique (§ 4.5).

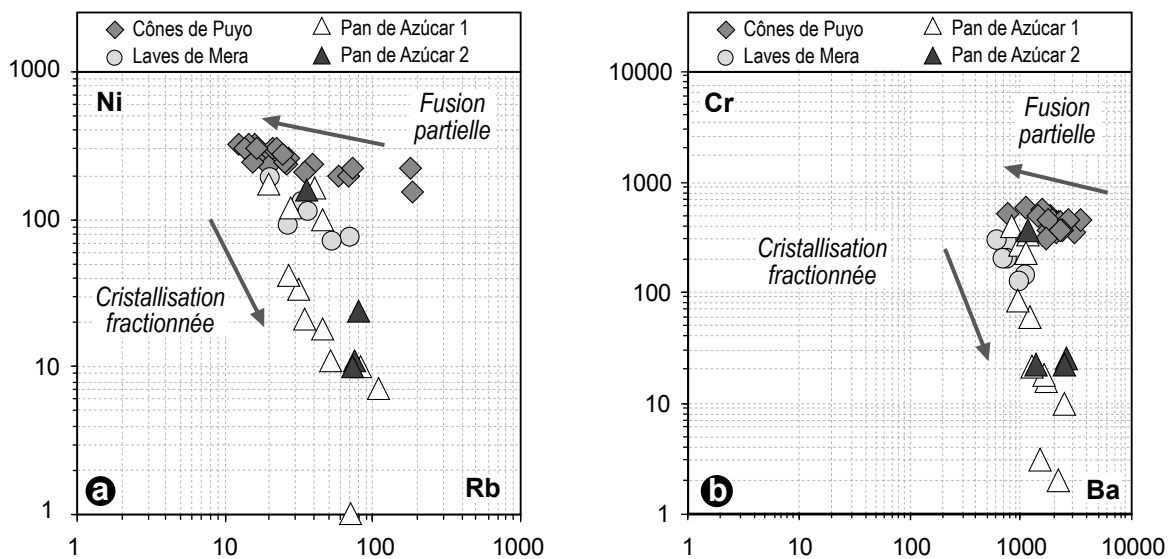


Figure 5.1

Diagrammes d'identification des processus de cristallisation fractionnée et de fusion partielle.

(a) Ni vs. Rb ; (b) Cr vs. Ba.

La lignée évolutive à faible pente de la série des cônes de Puyo, qui se dessine dans les diagrammes élément compatible vs. élément incompatible, indique que leur composition n'a vraisemblablement pas été modifiée par la cristallisation fractionnée. D'autres évidences permettent de considérer la composition des volcanites des cônes de Puyo comme étant proche de celle des magmas primaires¹ :

- leur texture faiblement porphyrique (5-15% de phénocristaux) ;
- l'absence de corrélation entre la teneur en forstérite de l'olivine et le Mg# des laves hôtes (cf. Fig. 4.8, § 4.4.2.1) ;
- leur Mg# élevé (> 64,3), ainsi que de fortes teneurs en Cr (310-590 ppm) et en Ni (155-330 ppm).

¹ magma primaire = magma n'ayant pas subi de différenciation par cristallisation fractionnée ou mélange, depuis sa formation par fusion partielle

D'après toutes ces observations, il apparaît que les laves et scories des cônes de Puyo n'ont pas subi de modifications significatives depuis leur genèse. Leur composition, considérée comme primaire, peut donc être utilisée pour contraindre les processus ayant participé à leur formation. La genèse des magmas de l'arrière-arc équatorien sera donc envisagée dans le chapitre 5.2, en s'appuyant sur les données géochimiques des cônes de Puyo. Cette approche est présentée sous la forme d'un article accepté pour publication dans *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Hoffer et al., in press). Cette étude a permis de déterminer non seulement la composition de la source, mais également celle de l'agent métasomatique impliqué dans le processus de genèse. De plus, l'importance de la métasomatose, la composition modale du résidu de fusion, ainsi que le taux de fusion partielle nécessaires pour produire toute la série des cônes de Puyo ont été quantifiés. L'origine des laves de Mera est également discutée et leur évolution pétrogénétique par cristallisation fractionnée a été modélisée. L'annexe V-I regroupe les compositions (sources, agents métasomatiques, minéraux résiduels), les coefficients de partage et les équations ayant servi à la modélisation.

5.2) *Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador : the Puyo cones and Mera lavas volcanic formations*

Géraldine Hoffer^{a*}, Jean-Philippe Eissen^{a,b,†}, Bernardo Beate^c,
Erwan Bourdon^d, Michel Fornari^e, Jo Cotten^f

^a Laboratoire Magmas et Volcans, OPGC, CNRS, Université Blaise Pascal, 5 rue Kessler,
63038 Clermont-Ferrand, France

^b IRD, UMR 163, LMV, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

^c Departamento de Geologia, Mineros y Petroleo, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador

^d Institut de Géologie et d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel, rue Emile Argand 11, 2009
Neuchâtel, Suisse

^e IRD, Géosciences Azur, UMR 6526, Université de Nice, Parc Valrose, 06108 Nice Cedex 2,
France

^f UMR 6538, Domaines Océaniques, Université de Bretagne Occidentale, BP 809, 29285 Brest
cedex, France

[†] Deceased

* corresponding author: Geraldine.hoffer@idrc.info

Present address: IDRC Conference Coordination

Eidgenössisches Institut für Schnee und Lawinenforschung
Flüelastrasse 11 / 7260 Davos-Dorf / Switzerland

Abstract

The Puyo scoria cones and the Mera lava flows, two newly recognized volcanic formations dated between late Pliocene to middle Pleistocene, extend the limits of the Ecuadorian rear-arc volcanic province some 100 km to the south. The Puyo scoria cones have erupted K-rich absarokites containing olivine, diopside and phlogopite, whereas the Mera lava flows display a basic andesite composition, with olivine and minor augite phenocrysts. In addition to high contents in LILE, LREE and HFSE, the Puyo absarokites exhibit many characteristics of primitive melts, namely high Cr (590-310 ppm) and Ni (330-154 ppm) contents, high Mg# (64-70) and they contain forsteritic olivine (Fo₈₂₋₈₉). The composition of the most primary Puyo absarokite was used in petrogenetic models, in order to constrain the genesis of these high-K magmas. Major and trace elements models, as well as isotopic data, indicate that the source of Puyo magmas is a hydrated phlogopite- and garnet-bearing lherzolite. Phlogopite crystallization in the mantle wedge is triggered by the metasomatism by 3-5% of a SiO₂-, H₂O-rich liquid generated by slab melting. Partial melting of the subducted oceanic crust beneath Ecuador is allowed by the subduction of the young and warm Carnegie Ridge, which modifies the thermal regime of

the Benioff zone. A low degree (1-4%) of partial melting of the metasomatized mantle wedge, leaving a variable garnet (4-7%) ± phlogopite (0-4%) lherzolithic residual assemblage, leads to the compositions of the entire Puyo absarokite series and is consistent with previous petrogenetic models developed for the Ecuadorian volcanic arc. Indeed, the homogeneity of isotopic data across the arc suggests a similar source for the whole Ecuadorian magmas.

Keywords : absarokite ; subduction ; rear-arc ; Ecuador ; Andes ; phlogopite

5.2.1) *Introduction*

Magma genesis in continental arcs is a complex process, which involves at least three main sources : 1) the subducted oceanic plate and associated sediments, releasing hydrous fluids by slab dehydration and/or SiO₂-rich melts by slab melting ; 2) the peridotitic mantle wedge ; 3) the continental crust as a potential contaminant. In most modern subduction zones, primitive arc lavas derive from partial melting of a mantle wedge previously metasomatized by hydrous fluids resulting from slab dehydration (*e.g.* Tatsumi et al., 1986 ; Schmidt et Poli, 1998). Nevertheless, direct partial melting of the subducted oceanic crust may occur under some exceptional conditions, for example during : 1) the subduction of a young (< 20 Ma) and warm oceanic crust (see Defant and Drummond, 1990 for review) ; 2) a fast or oblique subduction (Kay, 1978 ; Peacock et al., 1994) ; 3) the initiation of subduction (Sajona et al., 1993) ; 4) a ridge subduction that induces a flat slab (Gutscher et al., 2000).

Partial melting of slab basalts generates adakitic melts, characterized by high contents in SiO₂ (≥56 wt.%), Al₂O₃ (≥15 wt.%) and Na₂O (up to 3.5 wt.%), as well as by very low Y (<18 ppm) and HREE (*e.g.* Yb<1.8 ppm) concentrations (Martin, 1999). In most cases, adakitic melts strongly interact with the overlying mantle wedge during their ascent towards the surface, which results in : 1) an increase of MgO, Cr and Ni contents of the adakitic magma, that produces HSA (High-Silica Adakites ; Martin et al., 2005) and 2) metasomatic reactions that lead to the development of hydrous minerals in the mantle peridotite (Wyllie et Sekine, 1982 ; Sen and Dunn, 1994 ; Rapp et al., 1999 ; Prouteau et al., 2001). The subsequent melting of such a metasomatized mantle generates a wide range of lava compositions, including LSA (Low-Silica Adakites ; Martin et al., 2005), which display a more or less marked imprint of slab melts.

In Ecuador, the eastward subduction of the oceanic Nazca plate below the South American margin produces a broad Plio-Quaternary volcanic arc, divided in three sub-parallel rows : the frontal arc (Cordillera Occidental), the main arc (Cordillera Real) and the rear-arc (Oriente) (Fig. 5.2 ; Hall and Beate, 1991). The lavas erupted across this wide arc display strong lateral geochemical variations. Nevertheless, the isotopic homogeneity of these lavas is consistent with a common origin for the magmas of the entire Ecuadorian volcanic arc (Barragán et al., 1998 ; Bourdon et al., 2003a). As crustal contamination has been quantified as a minor process in Ecuador (<10% ; Bourdon et al., 2002a ; Samaniego et al., 2005 ; Bryant et al., 2006), the

chemical diversity of the magmas is most probably related to 1) the transfers of material from the slab to the mantle source, with subsequent metasomatic reactions occurring in the mantle wedge and 2) the conditions of partial melting processes (*e.g.* degree of melting and composition of the residue). Monzier et al. (1997a) noticed that the geochemical composition of the Ecuadorian lavas clearly changed through the Plio-Quaternary, evolving from a calc-alkaline to an adakitic imprint, and they first proposed the variable involvement of adakitic melts during magma genesis in Ecuador.

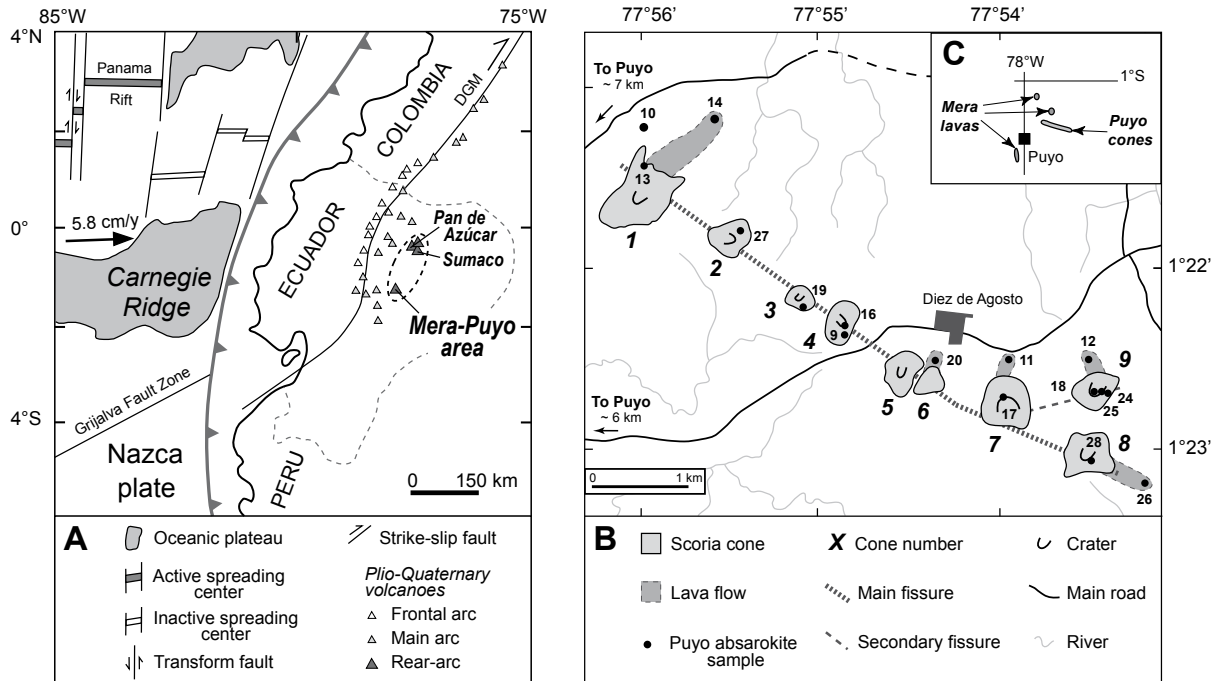


Figure 5.2

A : Geodynamical setting of the Northern Andes (modified from Gutscher et al., 1999). Black arrow corresponds to the subduction vector of the Nazca plate relative to South America (Trenkamp et al., 2002). Trench is defined by toothed line. DGM = Dolores-Guayaquil Megashear.

B : Schematic map of the Puyo scoria cones located near the pueblo of Diez de Agosto, some 10 km NE of Puyo (drawn using the PUYO 1:50 000 topographic map from the Instituto Geográfico Militar of Ecuador).

C : Location of Mera lavas and Puyo cones volcanic formations with reference to Puyo city.

In fact, adakites are present in several frontal volcanoes of Ecuador : *e.g.* Fuya-Fuya (Robin et al., 1997), Pichincha (Bourdon et al., 2002b) and Illiniza (Hidalgo et al., 2007). The origin of these adakitic melts, either by melting of the subducted slab (Bourdon et al., 2003a ; Samaniego et al., 2005 ; Hidalgo et al., 2007) or of underplated basalts at the base of the continental crust (Monzier et al., 1997a ; Arculus et al., 1999), has been strongly debated (Bourdon et al., 2003b ; Garrison and Davidson, 2003). However, the high MgO, Cr, and Ni contents of some Ecuadorian adakites can only be explained if the adakitic melts reacted with peridotite, which is precluded in

the case of underplated basalt melting. Indeed, such a contamination implies that some peridotitic material is located above the source of the adakitic melts. Additionally, between 1°N et 1°S, *i.e.* exactly in front of the Ecuadorian volcanic arc, the Nazca plate is carrying the aseismic Carnegie Ridge (Fig. 5.2A) produced by the activity of the Galapagos hotspot (Harpp et al., 2005). The subduction of this ridge has been active since at least 2-5 Ma and it is actually present below the volcanic arc (Gutscher et al., 1999 ; Witt et al., 2006). This buoyant ridge, younger (< 23 Ma ; Sallarès and Charvis, 2003) and warmer than the surrounding Nazca plate, strongly modifies the thermal structure and the geometry of the subduction zone (Gutscher et al., 1999). For several authors (Bourdon et al., 2003a ; Samaniego et al., 2005 ; Hidalgo et al., 2007), partial melting of the slab occurs beneath the Ecuadorian frontal arc at a depth of approximatively 100 km, which corresponds to the depth at which a warm hydrated basalt would melt (Peacock et al., 1994). This process produces adakitic melts that react with the mantle wedge leading to a mantle source with an adakitic imprint. This adakite-metasomatized mantle is dragged down by wedge convection and partially melts, via the destabilization of paragasite below the main arc and of phlogopite below the rear-arc. These events produce magmas with hybrid geochemical characteristics between slab melts and classical calc-alkaline rocks (Bourdon et al., 2003a ; Samaniego et al., 2005 ; Hidalgo et al., 2007).

Until recently, the rear-arc part of the Ecuadorian volcanic arc has been scarcely investigated and is mainly known from studies devoted to the Quaternary Sumaco stratovolcano (Barragán et al., 1998 ; Bourdon et al., 2003a). This paper deals with two newly identified volcanic units located in southern rear-arc, near the city of Puyo : the Puyo scoria cones and the Mera lava flows (Fig. 5.2A-5.2C). The aim of this paper is 1) to present the first mineralogical, geochemical, chronological and isotopic data for these two volcanic formations ; 2) to quantify the conditions of genesis of these rear-arc magmas ; 3) to provide additional constraints to the proposed models for the Ecuadorian magmatism (Bourdon et al., 2003a ; Samaniego et al., 2005 ; Hidalgo et al., 2007).

5.2.2) *The Puyo-Mera Plio-Quaternary volcanic formations*

The Puyo area is located in the eastern foothills of the Ecuadorian Andes, where local and regional geological mapping reported calc-alkaline andesitic volcanism (Mortimer and Huacho, 1980 ; Hall and Beate, 1991). Our fieldwork revealed the presence of two lithologically and geochemically distinct formations, called the “Puyo scoria cones” and the “Mera lava flows”. These volcanic edifices are constructed on the alluvial terraces of the Plio-Quaternary Mesa and Mera formations, composed of matrix-supported detrital material characteristic of debris flows deposits, where volcanic pebbles included in a volcanic sandy matrix are predominant (Bès de Berc et al., 2005).

5.2.2.1) *The Puyo scoria cones*

Nine monogenetic scoria cones, erupted along a N120°E trending fissure, are located at the Northeast of Puyo city (Fig. 5.2B-5.2C). They are less than one hundred meter high, with a few associated lava flows of limited extent (< 1 km ; Fig. 5.2B). Many of them still keep a crater morphology at their summit. They probably result from fissural eruptions that occurred during the later middle Pleistocene, as indicated by a ^{40}Ar - ^{39}Ar date on lava PUY13B (cone 1, Fig. 5.2B) that yielded an age of 190 ± 7 Ka BP (Table 5.1).

Both scoria and lava samples have similar modal and chemical characteristics. They only differ by their vesicularity and their degree of alteration. Due to the tropical weather conditions, the scoriae are sometimes altered and display a Loss On Ignition (LOI) up to 8 wt.% (Table 5.1). However a high LOI is not necessarily linked to a significative degree of alteration, when hydrated magmatic minerals (*e.g.* phlogopite) are present in the rocks. Additionally, the altered scoria analyses do not shift out of the geochemical trends defined by unaltered samples (*e.g.* on Large Ion Lithophile Elements (LILE) vs. High Field Strength Elements (HFSE) diagram). Therefore even the scoria samples with a LOI >3 wt.% have been considered representative of the Puyo series.

The scoriae and lavas of the Puyo cones are slightly porphyritic (5-15 vol.%). Phenocrysts mainly consist in forsteritic olivine (Fo_{82-89}), with frequent Cr-rich spinel inclusions (up to 49 wt.% of Cr_2O_3). Mg-rich phlogopite phenocrysts (0.5-2 mm ; Mg# = 84-88) and microphenocrysts (0.1-0.5 mm) were found in the lavas erupted at four different cones. Diopside microphenocrysts (En_{48-41}) are also present in all samples. According to their K_2O vs. SiO_2 contents (Fig. 5.3A), the Puyo scoriae and lavas plot within the ultrapotassic absarokite field, like most lavas from Sumaco volcano (Bourdon et al., 2003a). In Puyo absarokites, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5128$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ranges between 0.7039 and 0.7040 (Fig. 5.4). These data are typical of the Ecuadorian Northern Volcanic Zone (NVZ), where crustal contamination has been quantified as a minor process (Bourdon et al., 2002a ; Samaniego et al., 2005 ; Bryant et al., 2006).

The Puyo absarokites display a transitional to silica-undersaturated character (up to 2% of normative nepheline) with SiO_2 contents ranging from 42.5 to 49.8 wt.% (Fig. 5.3A). They are MgO- (14.5-9.5 wt.%) and Cr- (450-590 ppm) rich, with Ni contents between 150 and 330 ppm (Fig. 5.5), which are representative of primitive magmas. Moreover, their high Mg# (64-70 ; Fig. 5.5 ; Table 5.1) display a restricted range. On figure 5.5, trace elements, that are usually incompatible during the differentiation (*e.g.* Th, Nb, La, Y), show a compatible behaviour. This observation, with the primitive characteristics described above (high Mg# ; high Cr and Ni contents), rule out fractional crystallization as the main process governing the differentiation of the series. The absarokites of Puyo could therefore be considered as primary magmas.

Table 5.1

Selected whole-rock analyses, as well as chronological and isotopic data, of the Mera-Puyo samples. Mg# was calculated with total iron as FeO. *Total iron as Fe₂O₃. BE-N is an international standard from GIT-IWG (Groupe International de Travail-International Working Group), analysed as an unknown in the same set than the Puyo-Mera analyses ; recommended values were published by Govindaraju and Roelandts (1993).

Formation Sample (% weight)	Mera lavas										Puyo cones										Standard BE-N	Limit of detection
	MER1B	MERIC	MER2	MER5	MER6	PUY9E	PUY10A	PUY13B	PUY16	PUY17A	PUY18B	PUY20A	PUY25D	PUY26A	PUY27F	PUY28A						
SiO ₂	52,30	55,80	51,10	52,70	52,50	39,10	43,30	48,20	40,90	40,50	44,75	48,35	44,20	48,70	42,35	45,55	38,25					
TiO ₂	1,00	1,22	1,20	1,08	1,11	1,80	1,68	1,55	1,78	1,66	1,49	1,54	1,52	1,51	1,59	1,60	2,63					
Al ₂ O ₃	16,10	15,72	15,70	16,35	17,00	15,20	14,35	13,30	15,26	14,45	13,30	14,15	13,42	13,23	14,00	13,80	10,05					
Fe ₂ O ₃ *	7,88	7,60	10,20	8,75	8,65	11,64	10,55	9,75	11,30	11,45	10,55	9,84	10,60	10,25	11,15	10,17	12,90					
MnO	0,12	0,11	0,16	0,13	0,13	0,16	0,18	0,15	0,16	0,16	0,17	0,14	0,16	0,14	0,17	0,15	0,20					
MgO	6,40	4,35	7,08	6,15	5,78	13,30	11,10	10,50	12,45	11,80	12,26	9,44	12,32	9,32	11,47	10,64	13,25					
CaO	7,45	6,15	8,10	8,20	7,85	8,10	7,70	9,30	7,50	8,42	9,15	9,18	8,93	8,70	9,40	7,45	13,90					
Na ₂ O	3,52	4,12	3,38	3,62	3,45	0,43	1,34	2,11	0,86	0,75	1,47	2,00	1,38	1,96	1,25	1,27	3,25					
K ₂ O	1,43	2,21	1,11	1,28	1,35	1,33	2,41	2,76	1,96	1,38	1,91	3,17	1,89	3,43	2,00	3,56	1,43					
P ₂ O ₅	0,38	0,46	0,38	0,41	0,37	1,00	1,00	0,90	0,88	0,79	0,83	0,75	0,82	0,75	0,84	0,84	1,02					
LOI	3,32	1,86	1,40	0,74	1,34	7,19	5,33	0,76	6,26	8,27	3,15	0,93	4,09	1,29	4,81	4,01						
Total	99,90	99,60	99,81	99,41	99,53	99,25	98,94	99,28	99,31	99,63	99,03	99,49	99,33	99,28	99,03	99,04						
Mg#	61,7	53,1	57,9	58,2	57,0	69,4	67,6	68,1	68,6	67,1	69,7	65,5	69,7	64,3	67,1	67,5						
(ppm)																						
B				6,4	5,3			2,1	1,4		3,7											
Be				1,14	1,39			3,73	4,28		2,81											
Sc	20	19	20	20	17	34	31	28	33	30,5	30	29,5	29,5	28	30	30	21,7					
V	187	215	191	220	220	510	410	485	545	414	350	467	350	476	309	453	240					
Cr	285	125	292	200	200	590	415	355	506	448	440	410	450	360	310	370	358					
Co	30	22	44	32	30	52	47	44	52	71	52	41	50	52	51	45	58					
Ni	132	70	194	112	90	283	235	225	260	250	325	198	305	196	280	225	262					
Rb	34,0	54,0	20,5	37,0	27,0	21,0	19,9	186,0	27,0	15,4	15,8	59,5	16,6	68,5	24,3	73,0	47,0					
Sr	865	770	750	888	872	500	1090	2400	425	720	1560	1635	1412	1670	1285	985	1370					
Y	16,0	20,5	20,5	18,0	17,5	19,3	18,5	16,8	23,8	19,8	18,0	18,5	18,6	17,1	22,0	18,5	29,8					
Zr	135	195	122	130	145	350	336	288	351	245	230	241	237	257	207	280	261					
Nb	11,3	15,0	13,0	11,8	14,0	12,0	11,6	10,6	12,5	13,9	12,5	10,0	12,7	9,9	18,2	10,5	104					
Ba	760	1000	630	770	700	1100	2200	3100	785	1820	2600	2200	2690	2410	1675	2320	1025					
La	29,5	39,0	27,0	29,5	28,0	41,0	39,0	37,0	41,5	32,0	35,5	25,5	35,5	24,0	42,0	27,5	82					
Ce	56,0	76,0	51,0	55,5	56,0	84,0	78,0	73,0	85,0	66,0	71,5	50,0	70,0	49,0	81,0	54,0	151					
Nd	28,0	35,5	27,0	28,0	28,5	45,0	40,5	38,0	48,0	36,5	35,5	27,5	36,5	26,5	42,5	29,0	65					
Sm	4,85	6,45	5,20	5,45	5,50	7,90	7,60	6,80	8,50	6,80	6,65	5,45	6,70	5,05	8,15	5,70	12,1					
Eu	1,46	1,71	1,57	1,51	1,55	2,16	1,98	1,84	2,28	1,96	1,84	1,62	1,88	1,51	2,24	1,62	3,63					
Gd	4,15	5,35	4,75	4,70	4,55	5,60	5,40	4,70	6,35	5,6	4,85	4,70	5,05	4,35	5,90	4,75	9,90					
Dy	2,95	3,75	3,55	3,25	3,25	3,75	3,50	3,25	4,15	3,85	3,50	3,40	3,55	3,15	4,15	3,35	6,25					
Er	1,50	1,90	1,80	1,50	1,60	1,85	1,70	1,60	2,00	1,80	1,60	1,70	1,70	1,65	1,90	1,70	2,90					
Yb	1,35	1,78	1,58	1,45	1,34	1,56	1,45	1,36	1,63	1,50	1,42	1,48	1,40	1,38	1,60	1,48	1,80					
Th	6,05	8,20	4,65	5,95	5,25	7,25	6,60	6,15	7,25	4,95	5,35	3,50	5,35	3,70	6,40	4,30	10,40					
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr				0,704064	0,704222	0,704231			0,703856		0,703993											
2 sigma				±1,8 E-5	±1,6 E-5	±1,8 E-5			±7,2 E-6		±2,6 E-5											
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd				0,512820	0,512773	0,512787			0,512815		0,512832											
2 sigma				±7 E-6	±5 E-6	±6 E-6			±4 E-6		±5 E-6											
Age (Ma)				2,67	1,92			0,19														
2 sigma				±0,06	±0,10			±0,01														

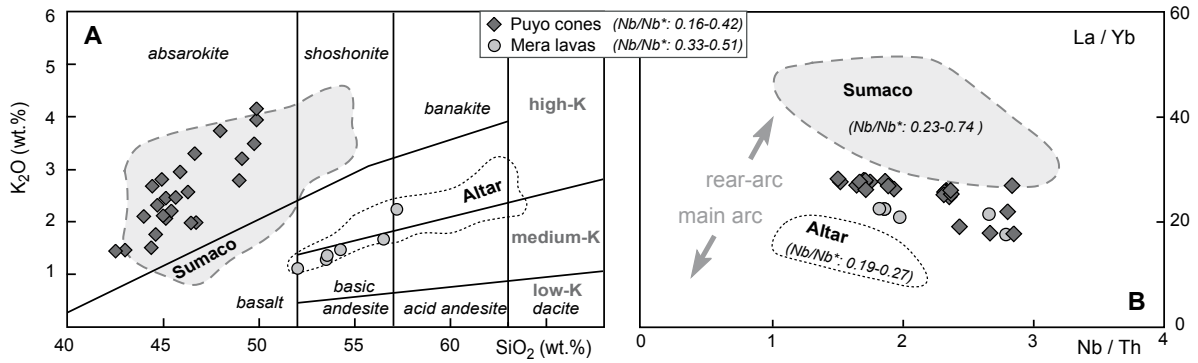


Figure 5.3

A : K_2O vs. SiO_2 diagram for Puyo cones and Mera lavas samples (modified from Peccerillo and Taylor, 1976). Fields for absarokite, shoshonite and banakite are taken from Bourdon et al. (2003a). Fields for Sumaco (rear-arc ; data from Bourdon et al., 2003a) and Altar (main arc ; data from unpublished IRD-UMR 163 geochemical data base) volcanoes are given for comparison. Major elements data are normalized on a LOI free basis.

B : La/Yb vs. Nb/Th diagram discriminating rear-arc samples (Puyo cones, Mera lavas, Sumaco) from main arc lavas (Altar). Values of Nb/Nb^* ratios are also shown. Nb/Nb^* is a measure of the intensity of the Nb negative anomaly in a multi-element diagram. $\log(Nb^*) = (\log(K)+\log(La))/2$.

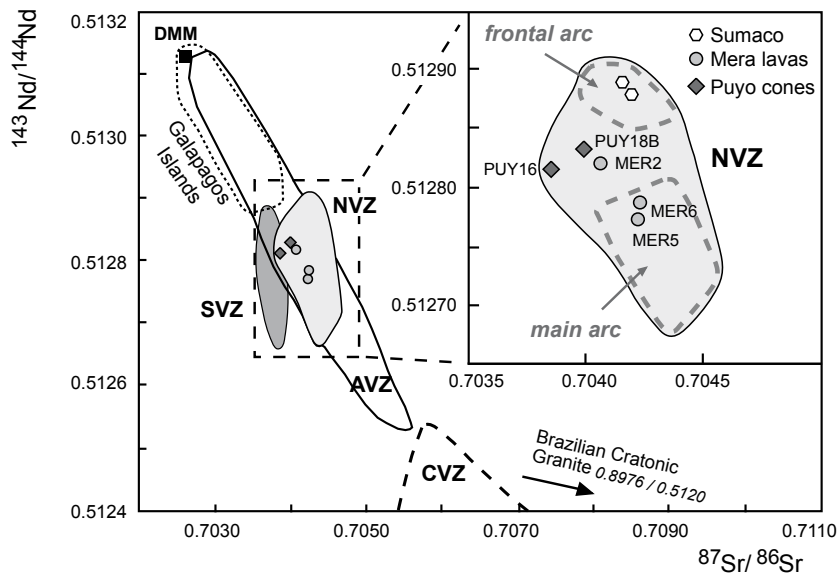


Figure 5.4

$^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagram for Ecuadorian rear-arc lavas (Puyo cones, Mera lavas, Sumaco). Galapagos Islands and the Volcanic Zones of the Andes (Northern-NVZ, Central-CVZ, Southern-SVZ, Austral-AVZ ; see Bourdon et al., 2003a and references therein), as well as the Depleted MORB Mantle (DMM ; Workman et al., 2005) are also shown. Data of the Brazilian Cratonic Granite are taken from Roddaz et al. (2005). Note that rear-arc lavas do not differ significantly from other NVZ samples and that NVZ data are less radiogenic in Sr than the CVZ, where crustal contamination is an important process.

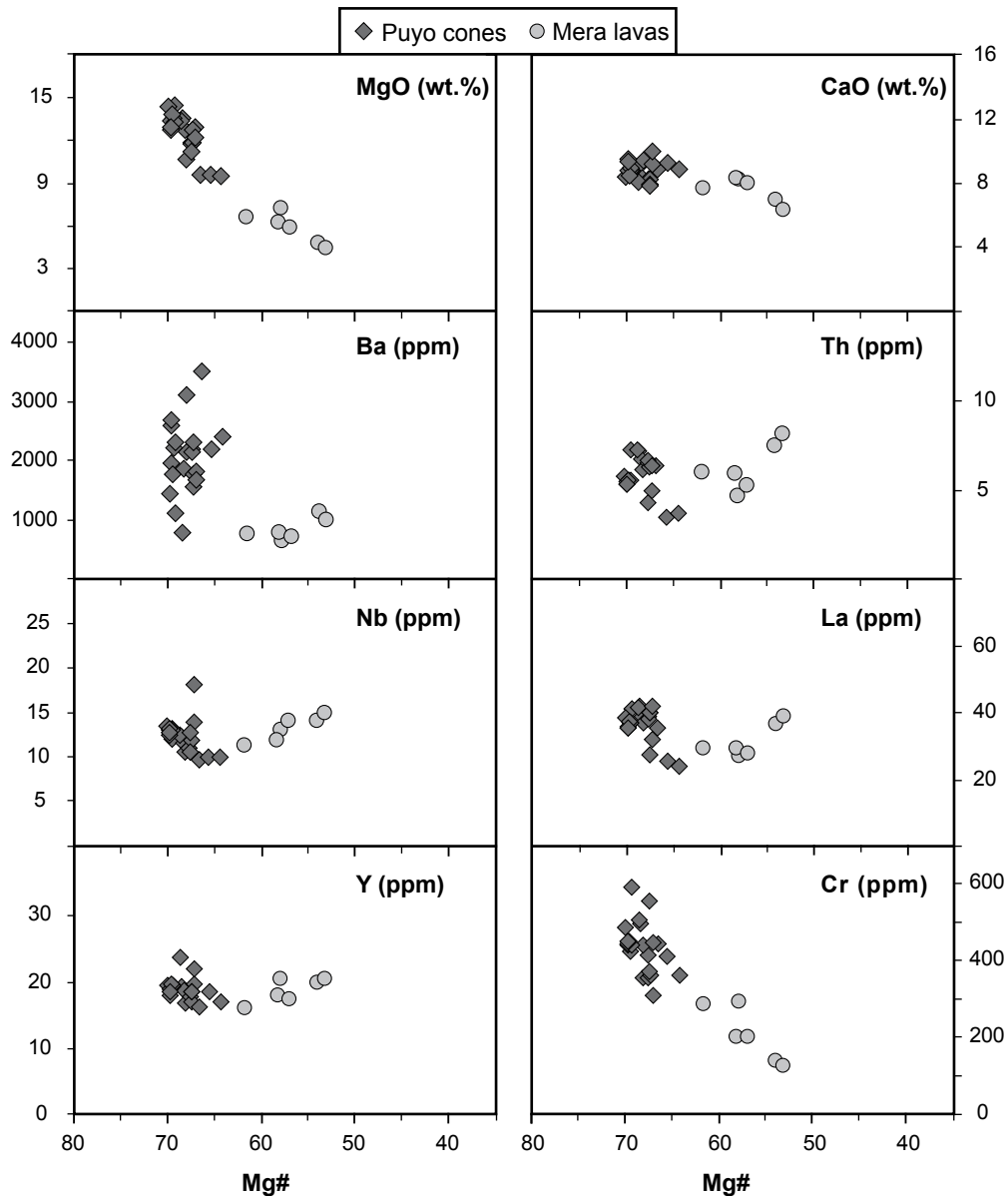


Figure 5.5

Plots of selected major and trace element concentrations against Mg#. Oxide values are recalculated to 100% on an anhydrous basis.

Mg# decreases to the right.

5.2.2.2. The Mera lava flows

These individual flows, located to the Northeast and to the Southwest of Puyo city (Fig. 5.2C), are 5 to 20 meters thick. Two ^{40}Ar - ^{39}Ar measurements give a Middle to Late Pliocene age (1.98 ± 0.05 and 2.77 ± 0.07 Ma) for these lavas. The Mera lavas are therefore much older than the Puyo cones. Lava units are massive, poorly vesicular and sub-aphyric, with less than 5 vol.% of olivine (core with Fo_{72-82}) and augite (En_{44-49}) phenocrysts (0.5-2 mm). The groundmass is microcrystalline and consists of plagioclase laths (< 0.1 mm long), clinopyroxene and subordinated titanomagnetite.

In a K_2O vs. SiO_2 diagram (Fig. 5.3A), the Mera lavas plot in the medium- to high-K basic andesites field, overlapping the data from Altar volcano (IRD unpublished data), which are representative of the Ecuadorian main arc. Nevertheless, higher contents in HFSE relative to Altar samples, as well as higher Light Rare Earth Element (LREE) and Middle Rare Earth Element (MREE) contents (Table 5.1), better relate the Mera lavas to the rear-arc volcanic province (Fig. 5.3B). Indeed, compared to Ecuadorian frontal and main arc lavas, the rear-arc lavas exhibit higher contents in Nb, indicated by higher Nb/Nb* ratios (Fig. 5.3B ; Table 5.1). The Mera lavas have low $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios ranging between 0.7041 and 0.7042, with $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios around 0.5128 (Fig. 5.4). The lavas MER5 and MER6 have higher $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios than the Sumaco and Puyo cones samples and they therefore could be slightly contaminated. During the differentiation of the Mera lavas series (Fig. 5.5), LILE, HFSE and REE display an incompatible behaviour, whereas the transition elements (*e.g.* Cr) are compatible.

5.2.3) *Petrogenesis*

5.2.3.1) *Potential source of Puyo magmas*

In the context of the rear-arc part of the Ecuadorian subduction zone, direct partial melting of the subducted oceanic crust or of underplated basalts at the base of the lower continental crust is precluded by the low silica contents ($SiO_2=42.5-49.8$ wt.%) of the Puyo absarokites. Indeed, basalts melting would produce more silica-rich lavas (*e.g.* Rapp et Watson, 1995). Then, the peridotitic mantle wedge appears as the most realistic source of Puyo absarokites.

The Puyo absarokites display high trace elements contents (*e.g.* Ba=785-3500 ppm ; La=24-42 ppm ; Nb=9.6-18.2 ppm ; Fig. 5.5 ; Table 5.1), whose compatible behaviour during the differentiation can not be attributed to fractional crystallization process. These high concentrations in trace elements therefore require a low degree of partial melting and/or a strong metasomatism of the source. On the one hand, a low degree of melting is consistent with the rear-arc position of the studied lavas. Indeed the percentage of melting decreases while moving away from the Ecuadorian trench (Barrágan et al., 1998 ; Bourdon et al., 2003a), which is a feature common to other volcanic arcs (Tatsumi et al., 1991). On the other hand, fluids or melts coming from the subducted oceanic crust may carry trace elements into the mantle wedge prior to magma genesis. Due to the great depth of the slab beneath the Puyo-Mera volcanic area (≥ 150 km), the amount of fluids released by high pressure hydrous phases (lawsonite, phengite, etc.) from the subducted oceanic crust would be very small (Schmidt and Poli, 1998 ; Forneris and Holloway, 2003). Moreover the high HFSE contents (9.6-18.2 ppm of Nb) of Puyo absarokites (and of most quaternary Ecuadorian lavas) indicate that the metasomatic agent has transferred these elements in the mantle source. Indeed, unlike hydrous fluids, silicic melts might carry the HFSE, in addition to LILE (Bau and Knittel 1993 ; Münker et al., 2004).

In a Nb/Y vs. La/Yb diagram (Fig. 5.6A), the fields of lavas produced by partial melting of a mantle wedge metasomatized either by hydrous fluids (fluid-induced metasomatism ; Rogers and Setterfield, 1994 ; Monzier et al., 1997b ; Chan et al., 1999) or by slab melts (melt-induced metasomatism ; Calmus et al., 2003) are shown. The Puyo absarokites are exactly situated in an intermediate position between these two extremes. The same observation can be done in a primitive mantle-normalized multi-element diagram (Fig. 5.6B). Therefore it is not possible to clearly identify the metasomatic agent only by means of the chemical composition of the Puyo absarokites.

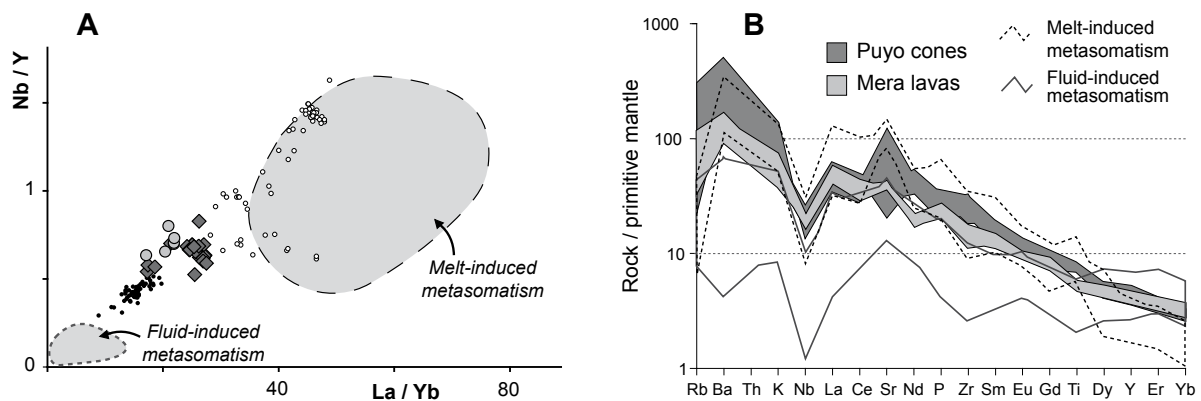


Figure 5.6

A : Nb/Y vs. La/Yb diagram showing the fields of lavas produced by partial melting of a mantle wedge previously metasomatized by either aqueous fluids (fluid-induced metasomatism) or slab melts (melt-induced metasomatism), as well as Puyo and Mera samples (dark grey diamonds = Puyo cones ; pale grey circles = Mera lavas). Field of fluid-induced metasomatism is formed by alkaline and calc-alkaline arc lavas of Fiji (Rogers and Setterfield, 1994), the New Hebrides (Monzier et al., 1997b) and the Central Andean Volcanic Province (CAVA ; Chan et al., 1999). Field of melt-induced metasomatism is represented by lavas coming from Baja California in Mexico (Calmus et al., 2003). The Puyo absarokites and the Mera lavas are both situated in an intermediate position between these two fields. This observation is also consistent with other Ecuadorian volcanoes, like Altar (small black circles ; data from unpublished IRD-UMR 163 geochemical data base) or Sumaco (small white circles ; data from Bourdon et al., 2003a).

B : Primitive mantle (Sun and McDonough, 1989)-normalized multi-element diagram presenting the trace element patterns of the Puyo and Mera samples, as well as the Fiji, New Hebrides, CAVA (fluid-induced metasomatism) and Baja California (melt-induced metasomatism) lavas. The patterns of the Ecuadorian samples are also situated in an intermediate position between these two extremes.

5.2.3.2) *Partial melting models*

Geochemical observations indicate that the absarokites of Puyo should have been generated by partial melting of a mantle source through a low degree of melting and/or through source enrichment by aqueous fluids or silicic melts. These hypotheses have been modelled in detail using the major and trace element data of the most primitive Puyo sample (PUY9E), considered as a primary magma. Two different mantle compositions were chosen for the models :

(1) a harzburgitic mantle, in order to reproduce a possible residual character of the rear-arc mantle source, due to former melting events occurring beneath the frontal and/or main arc (Bourdon et al., 2003a ; Samaniego et al., 2005 ; Hidalgo et al., 2007). The composition of the xenolith AVX-51 (MMA ; Kepezhinskas et al., 1995) from the Kamchatka arc was chosen ;

(2) a fertile lherzolitic mantle represented by the lherzolite KLB-1 of Takahashi (1986).

The compositions of these peridotites were used without metasomatism (non metasomatized sources), but simple mixing between the peridotites and a metasomatic agent was also calculated from 1 to 20%. This metasomatic agent consists of either aqueous fluid or slab melt (Table 5.2). For the fluid, the major element composition corresponds to the average composition of aqueous fluids in equilibrium with an eclogite at 4 GPa and 700-850°C, except for the potassium which was not analyzed by Kessel et al. (2005). The K₂O concentration was estimated by considering that all K₂O contents of the Carnegie Ridge basalts (mean K₂O contents=0,49 wt.% ; Harpp et al., 2005) is transferred to the fluid during dehydration. The trace element concentrations were calculated using the average composition of the Carnegie Ridge basalts (Harpp et al., 2005) and the D^{slab/fluid} of Ayers (1998). The slab melt corresponds to the average composition of adakites sampled at Quimsacocha caldera located in southern Ecuador (Beate et al., 2001). These rocks display major and trace element compositions typical of pristine adakites (High-SiO₂ adakites = HSA ; Martin et al., 2005). The comparison between these two metasomatic agents (Table 5.2) points out that the adakitic melt carries higher contents of all incompatible trace elements except LILE. A slab melt is also richer in major elements and is therefore a more efficient metasomatic agent than an aqueous fluid (Prouteau et al., 2001).

Table 5.2

Composition of metasomatic agents used in major and trace element models. Major element composition of the fluid is taken from Kessel et al. (2005), except K₂O contents which was estimated from the composition of the Carnegie Ridge basalts (mean K₂O=0,49% ; Harpp et al., 2005). The trace element composition of the fluid was calculated using the average composition of the Carnegie Ridge basalts (Harpp et al., 2005) and the D^{slab/fluid} of Ayers (1998). The major and trace element composition of the slab melt corresponds to the average composition of adakites sampled at Quimsacocha caldera (Ecuador ; Beate et al., 2001).

Metasomatic agent		
(%)	Fluid	Slab melt
SiO ₂	11.51	67.64
TiO ₂	0.11	0.24
Al ₂ O ₃	1.36	14.88
FeO	0.33	1.62
MgO	0.59	0.30
CaO	1.20	2.83
Na ₂ O	1.71	4.59
K ₂ O	0.49	1.89
H ₂ O	82.71	6.02
total	100.00	100.00
(ppm)		
Rb	72.38	46.50
Nb	0.19	3.07
La	2.20	13.67
Sr	259	542
Zr	1.72	66.67
Sm	0.01	2.20
Y	0.03	4.93

a) Mass balance calculations

Mass balance calculations using major element compositions were performed between the composition of the peridotitic source (harzburgite and lherzolite, with and without metasomatism) and the primitive magma PUY9E, in order to estimate the modal composition of the residue and the degree of partial melting (algorithm from Stomer et Nicholls, 1978). The accuracy of these calculations is validated by the value of the sum of the least square between the computed and the real primitive composition ($\Sigma r^2 < 1$). Selected results are presented in table 5.3.

Source	Ol % A	Opx % A	Phl % E	F %	Σr^2	Source	Ol % B	Opx % B	Cpx % B	Grt % C	Amp % D	Phl % E	F %	Σr^2
MMA	72.8	27.2		1.5	1.006	KLB-1	65.8	20.7	13.5				5.5	0.440
	72.6	27.1	0.3	1.3	1.004		63.7	17.6	14.3			4.4	2.7	0.223
MMA-3fluid	71.8	28.2		1.6	1.036	KLB1-3fluid	65.0	21.5	13.6				5.5	0.419
	71.6	28.0	0.4	1.4	1.034		61.4	17.5	3.2		18.0		1.3	0.036
MMA-5fluid	71.2	28.8		1.8	1.092	KLB1-5fluid	62.8	18.4	14.4			4.5	2.7	0.195
	70.9	28.6	0.5	1.5	1.088		60.6	18.2	3.2		18.0		1.2	0.023
MMA-20fluid	66.1	33.9		3.4	1.755	KLB-20fluid	62.0	19.0	14.5			4.5	2.5	0.177
	65.4	33.4	1.2	2.7	1.737		58.1	27.7	14.2				5.2	0.506
MMA-3adak	67.2	32.8		3.1	1.024	KLB-20fluid	56.1	25.8	14.7	3.4			1.7	0.403
	66.3	32.1	1.6	2.1	0.989		54.8	23.4	3.6		18.2		0.9	0.109
MMA-5adak	63.4	36.6		4.1	1.085	KLB1-3adak	55.7	23.9	15.1	0.6		4.7	1.5	0.217
	62.0	35.5	2.5	2.6	1.002		56.0	25.0	13.5	5.5			0.3	0.138
MMA-20adak	32.0	68.0		11.8	2.600	KLB1-5adak	55.7	23.8	13.8	3.8		2.9	0.2	0.066
	28.4	62.1	9.5	6.5	1.502		55.8	2.0	23.6		18.6		1.6	0.010
						KLB1-5adak	52.1	30.2	12.9	4.8			1.3	0.224
							51.8	28.6	13.3	2.6		3.7	1.1	0.108
						KLB1-20adak	51.5	1.3	28.3		18.9		1.8	0.017
							20.2	71.8	8.0				8.0	1.585
							19.0	64.6	9.6			6.9	3.8	1.077

Table 5.3

Selected results of the mass balance calculations performed between the mantle sources (harzburgite MMA, Kepezhinskis et al., 1995 ; lherzolite KLB-1, Takahashi, 1986) and the most primitive absarokite PUY9E. The compositions of the minerals used for the calculations are taken from A) Zangana et al. (1999) ; B) Workman et al. (2005) ; C) Ionov et al. (1993) ; D) Zanetti et al. (1999) ; E) Prouteau et al. (2001).

Ol=olivine ; Opx=orthopyroxene ; Phl=phlogopite ; Cpx=clinopyroxene ; Grt = garnet ; Amp = amphibole ; F = degree of partial melting ; Σr^2 =sum of the least square between the computed and the real composition.

For the non metasomatized harzburgite MMA, the residue is only composed of olivine + orthopyroxene \pm phlogopite. Partial melting of a 20% fluid-metasomatized harzburgite (MMA-20fluid) leads to a residue containing also olivine (65-66%), orthopyroxene (33-34%) and phlogopite (0-1%), which is comparable to that produced by the melting of a 5% melt-metasomatized source (MMA-5adak). The degree of melting is low (1.5-6.5), except for the 20% melt-metasomatized (MMA-20adak) harzburgite (11.8%). Although the mass balance calculations give an unsatisfactory fit between the data and the model ($\Sigma r^2 \geq 1$), the harzburgitic source was subsequently tested for trace elements.

Mass balance calculations performed with the lherzolite KLB-1 give better fits ($\Sigma r^2 < 1$). Olivine, orthopyroxene and clinopyroxene are always present in the residue, with minor garnet, amphibole or phlogopite. The degree of partial melting is always low (1-5%) and sometimes extremely low ($< 1\%$). In terms of the Σr^2 and modal composition of the residue, the best results for the lherzolite have been obtained with 20% of fluid and 3-5% of adakitic melt.

b) Trace element fractional melting models

Trace element models were performed using the modal composition of the residue calculated with major elements. The fractional partial melting equation (Shaw, 1970) was used given that the Puyo absarokites are silica-poor, with a probably low viscosity implying a rapid extraction from residual peridotite. When plotted on La/Y vs. Y and Rb/Nb vs. Nb/Sm diagrams, the fractional melting curves shows that a non metasomatized peridotite, either a harzburgite or a lherzolite, is too LILE-, LREE- and HREE-depleted to generate the composition of Puyo absarokites, even for very low degrees of partial melting (Fig. 5.7). Consequently, the peridotite must be enriched in these elements by a metasomatic agent, as already suggested by geochemical observations.

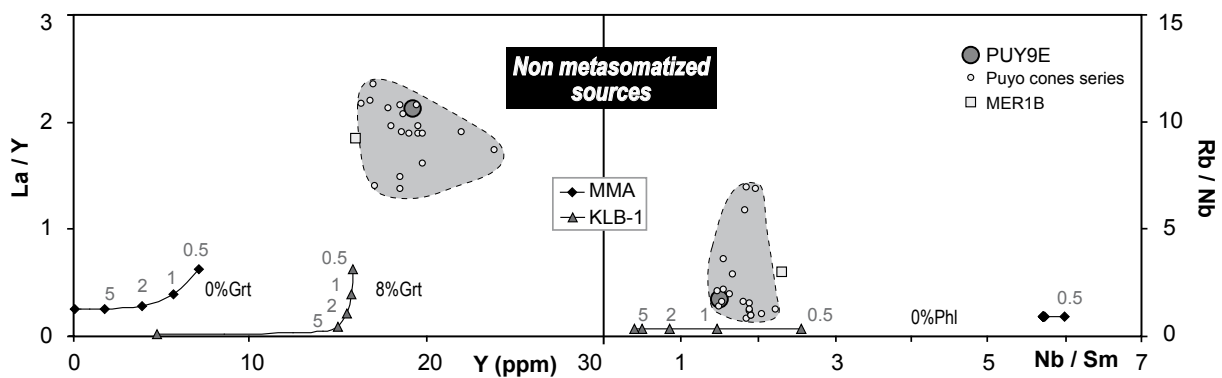


Figure 5.7

La/Y vs. Y and Rb/Nb vs. Nb/Sm diagrams showing fractional melting curves for the non metasomatized harzburgite (MMA ; xenolith AVX-51 from Kepezhinskas et al., 1995) and lherzolite (KLB-1 ; Takahashi, 1986). Diamonds and triangles along the melting curves mark partial melting percentages (0.5, 1, 2 and 5%). Partition coefficients used for the models are taken from Halliday et al. (1995). PUY9E is the most primitive sample of the Puyo cones series and the light grey square corresponds to the most primitive sample of the Mera lavas (MER1B).

Residual assemblages : MMA = 73% Ol + 27% Opx ; KLB-1 = 67% Ol + 5% Cpx + 20% Opx + 8% Grt.
Ol : Olivine ; Cpx: clinopyroxene ; Opx: orthopyroxene ; Grt: garnet.

According to the best results from mass balance calculations, only the 20% fluid- / 3-5% adakitic melt-metasomatized sources were presented for the trace element models. For the metasomatized lherzolite, major elements mass balance calculations give satisfactory results for an amphibole-bearing residue. However, for trace elements, it is impossible to account for the composition of Puyo magmas if amphibole is present in the residue. Therefore, only the fractional melting curves for a phlogopite- and garnet-bearing residue are presented.

On a La/Y vs. Y diagram, the fractional melting curves of the fluid/melt-metasomatized harzburgites, leaving a phlogopite-harzburgitic residue, fail to reproduce the composition of Puyo absarokites (Fig. 5.8). Indeed the partial melting of such sources results in compositions too poor in Y. The Rb/Nb vs. Nb/Sm diagram shows that the fluid has brought too much LILE and not enough HFSE and REE (*e.g.* Sm) to account for the Puyo magma geochemical features. Contrarily, if the residual phlogopite contents is increased to 3-4% (instead of 1% estimated by mass balance calculations), the 3-5% melt-metasomatized harzburgite can account for some Puyo samples, including PUY9E. In this case, the degree of partial melting varies between 1 to 5%. However, the $\Sigma r^2 \geq 1$ values for the mass balance calculations and the unsatisfactory results for Y (and HREE) contents argue against the possibility of the harzburgitic source.

When a lherzolite is metasomatized by a fluid, it is possible to reproduce the La and Y concentrations of the Puyo absarokites only when 1) 20% of fluid is added to the peridotite and 2) the degree of partial melting is extremely low (0.5-1%). However, the percentage of residual garnet (2-5% for the 20% fluid-metasomatized lherzolite) is not completely in agreement with the results of mass balance calculations, which predicted 0.5-3% of garnet in the residue. Moreover, the fluid metasomatized lherzolite is too rich in LILE (*e.g.* Rb), even if 10% of phlogopite remains in the residue. When the lherzolite is metasomatized by 3-5% of adakitic melt, the composition of the whole Puyo absarokites series can be reproduced by varying the proportion of 1) residual garnet from 4 to 7% and 2) residual phlogopite from 0 to 4% (Fig. 5.8). In order to account for the variation of the La/Y and Nb/Sm ratios, some variation in the degree of partial melting is also required. Nevertheless it remains very low (< 5%).

5.2.3.3) *Characteristics of the genesis of the Puyo absarokite series*

a) A lherzolite as the source of Puyo magmas

Due to former melting events below both the frontal and main arcs, the mantle source beneath rear-arc volcanoes could have been a residual harzburgite. However, our model indicates that the mantle source of Puyo absarokites must be a lherzolite (Fig. 5.8). These two conclusions are not mutually exclusive, because the partial melting of the mantle wedge that occurs under the frontal and/or the main arc (Bourdon et al., 2003a ; Samaniego et al., 2005 ; Hidalgo et al., 2007) does not affect the whole peridotitic mantle wedge, but only some portions of it. This process produces a heterogeneous mantle with harzburgitic and lherzolititic regions. Subsequently, only the lherzolititic portions, dragged down deeper by convection, would melt in rear-arc position, whereas harzburgitic parts would remain refractory.

b) Metasomatism of the mantle source by slab-melt input

The petrogenetic model points out that the mantle wedge beneath the Ecuadorian rear-arc should be enriched in trace elements, including LILE, LREE and HFSE, by the addition of 3-5% of adakitic melt. As already discussed by different authors (Bourdon et al., 2003a ; Samaniego

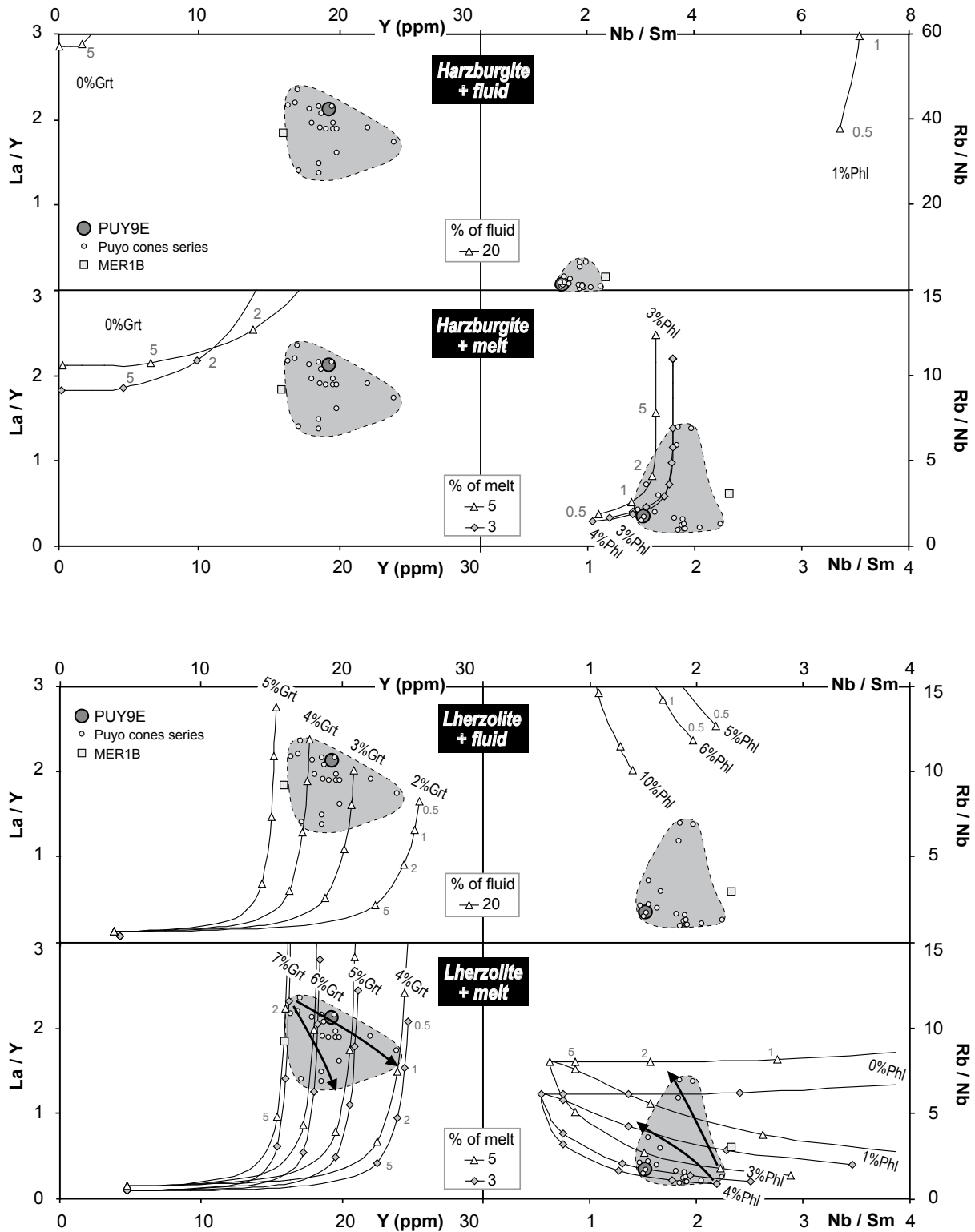


Figure 5.8

La/Y vs. Y and Rb/Nb vs. Nb/Sm diagrams showing fractional melting curves for fluid/melt metasomatized harzburgite (MMA ; xenolith AVX-51 from Kepezhinskas et al., 1995) and lherzolite (KLB-1 ; Takahashi, 1986). Symbols are the same as on figure 5.7. The modal proportions of the residue for each curve are detailed in the appendix. Black arrows correspond to the path of melting according to a residue with evolving mode.

et al., 2005 ; Hidalgo et al., 2007), the genesis of adakitic melts by slab melting underneath the Ecuadorian frontal arc seems consistent with the current subduction of the Carnegie Ridge. The subduction of this young and warm oceanic crust might result in modifications of the thermal structure of the Benioff zone and in the decrease of the subduction angle, from 35° in Colombia (where no ridge is being subducted) to 25° in Ecuador (Guillier et al., 2001). This would allow the partial melting of the subducted oceanic crust at a depth of approximately 100 km (Peacock et al., 1994).

c) Low degree of partial melting

Major and trace element models indicate that low degrees of partial melting (1-4%) are required to account for the Puyo absarokite genesis. Given that the degree of melting decreases while moving away from the trench in volcanic arcs (Tatsumi et al., 1991), the calculated low degrees of melting seem consistent with the geodynamic position of the rear-arc area of Ecuador. Indeed, the frontal arc Iliniza volcano erupted andesites generated by ~13% of melting of an adakite-metasomatized mantle wedge (Hidalgo et al., 2007), while 3-10% of melting of a similar source has been proposed for main arc volcanoes (Bourdon et al., 2002a ; Samaniego et al., 2005). In our model, the residual phlogopite is progressively consumed during the partial melting. The incongruent melting of this hydrated phase would trigger the partial melting of the mantle wedge under rear-arc edifices and would lead to a low degree of melting due to the limited amounts of available H₂O in high pressure phlogopite compared to amphibole (Tatsumi, 1986). The physical extraction of liquids resulting from only 1 to 4% of partial melting is questionable. However, the Puyo cones magmas are silica-poor (SiO₂ = 42.5-49.8 wt.%) and have therefore a very low viscosity, which would favour their extraction from residual peridotite.

d) Garnet and phlogopite-bearing lherzolitic residue

Major and trace element models support a garnet and phlogopite-bearing lherzolitic residual assemblage. The presence of garnet in the residue is consistent with the strongly fractionated REE patterns of Puyo lavas and with the inferred pressure at which the partial melting would occur in the mantle wedge below the rear-arc (~3 GPa ; Hirschmann et Stolper, 1996). Moreover, the incongruent melting of the metasomatic phlogopite, which should be the first mineral phase to be consumed, as well as the low degree of partial melting, favour the presence of garnet in the residue (Martin et al., 2005).

For most Puyo absarokites, phlogopite is required in the residue, in order to buffer the very high LILE and K contents produced by low degree (1-4%) of partial melting. Indeed, the LILE and K display a $D^{\text{phlog/liq}} > 1$ for basaltic (Halliday et al., 1995) or basanitic melt (La Tourette et al., 1995) and they therefore have a compatible behaviour when phlogopite is present in the residue. Nevertheless the increase of the Rb/Nb ratio for Puyo absarokites is consistent with the disappearance of the residual phlogopite during the process of partial melting (Fig. 5.8). The presence of minor residual phlogopite (< 4%) in the mantle wedge could be allowed by the

low degree of partial melting and the high pressure below the rear-arc area (Sato et al., 1997). However the presence of 4% of residual phlogopite might be slightly excessive, as this phase will be the first to disappear in a garnet-lherzolite assemblage (Yoder and Kushiro, 1969), but some metasomatized mantle xenoliths found in the Philippines Arc contain up to 11% modal phlogopite (Sajona et al., 2000).

The crystallization of metasomatic phases when silicic liquids are added to a typical mantle composition, like pargasite (Sen and Dunn, 1994) or phlogopite (Wyllie et Sekine, 1982), but also garnet and orthopyroxene (Rapp et al., 1999), has already been demonstrated by experimental works. Moreover, a phlogopite-bearing mantle source has already been proposed by many authors in order to account for the genesis of absarokite-like magmas in subduction zone settings (*e.g.* Tatsumi and Koyaguchi, 1989 ; Hesse and Grove, 2003).

5.2.4) Models of the geochemical variations among Mera series

As shown in figure 5.8, the most primitive lava of the Mera series (Mg# = 61,8) could be generated by the partial melting of a 3-5% melt-metasomatized lherzolite, as well as the Puyo absarokites. Nevertheless, although they have erupted in the same area, the Mera lavas exhibit different geochemical characteristics and are older (1.98-2.77 Ma) than the Puyo cones (193 Ka). It has been proposed by some authors that the subduction of the Carnegie Ridge lithosphere intensified around 2 Ma (Witt et al., 2006), probably due to the subduction of a thicker segment. This event could lead to an increase of the adakite production. According to the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates, the Mera lavas were formed around this period of transition. Therefore, it is possible that the modalities of the magma genesis have changed over time in the Puyo-Mera area, like in the Ecuadorian frontal and main arc.

The behaviour of trace elements in the Mera lavas (Fig. 5.5 and 5.9) is consistent with a differentiation by fractional crystallization.

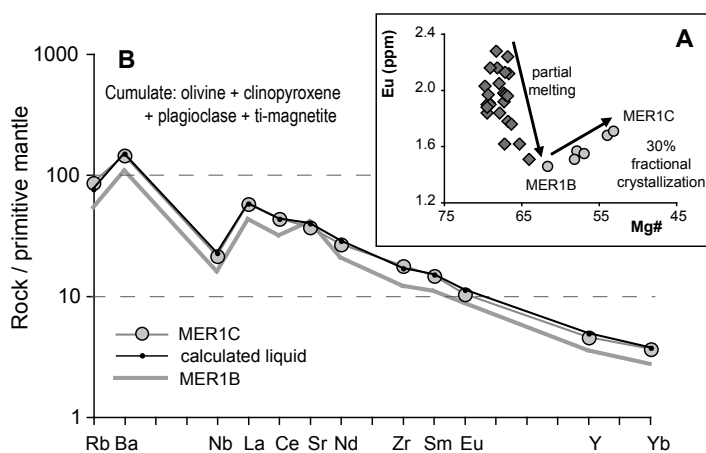


Figure 5.9

A : Plot of Eu against Mg# showing respectively the role of partial melting and fractional crystallization during the evolution of Puyo cones (dark grey diamonds) and Mera lavas series (pale grey circles).

B : Primitive mantle (Sun and McDonough, 1989)-normalized trace element patterns showing calculated liquid composition produced by 30% of fractional crystallization from the Mera lava MER1B (parent lava). Composition of the lava MER1C is indicated for comparison.

In order to quantify this process, the same method used for partial melting models was applied to Mera lavas, *i.e.* major elements mass balance calculations between the most primary (MER1B) and the most differentiated (MER1C) Mera lavas, with subsequent trace element models (equation of fractional crystallization from Rayleigh, 1896). In order to reproduce the composition of MER1C from MER1B, 30% of fractional crystallization is required, leaving a cumulate with olivine, clinopyroxene, plagioclase and titano-magnetite (Fig. 5.9), which is consistent with the observed paragenesis observed in the lavas.

5.2.5) *Conclusion*

The newly identified Puyo scoria cones and Mera lava flows extend the limits of the Plio-Quaternary Ecuadorian rear-arc volcanic province some 100 km to the South. The Puyo and Mera lavas are characterized by K-rich transitional to silica-undersaturated compositions and by high concentrations in trace elements including LILE, LREE and HFSE, similar to the other volcanoes of the rear-arc province (*e.g.* Sumaco (Bourdon et al., 2003a) and Pan de Azucar (Hoffer, 2008) volcanoes).

Petrogenetic models based on major and trace element compositions show that : **1)** the source for the Puyo series is a fertile lherzolite metasomatized by 3-5% of slab-derived melts ; **2)** variations in the modal proportions of residual garnet (4-7%) and phlogopite (0-4%), as well as in the degree of partial melting (1-4%), are required to produce the trace element diversity of the entire Puyo cones series ; **3)** the degree of partial melting is very low (between 1 and 4%), even if the proportion of slab melts reaches 5% ; **4)** the primary magmas of the Mera lavas series could be generated by the same process ; **5)** the differentiation of Mera lavas series requires 30% of fractional crystallization, leaving a cumulate containing olivine, clinopyroxene, plagioclase and titano-magnetite.

This work quantifies the genesis of Ecuadorian rear-arc magmas and identifies the main metasomatic agent for the rear-arc mantle wedge as a slab melt rather than an aqueous fluid. These results support the previous petrogenetic models (Bourdon et al., 2003a ; Samaniego et al., 2005 ; Hidalgo et al., 2007), which proposed the partial melting of a slab melt-metasomatized source in order to produce the lavas of the Ecuadorian frontal and main arc. Therefore, the genesis of Quaternary magmas in Ecuador would form a continuum across the three volcanic rows, with the systematic involvement in variable proportions of two reservoirs : the mantle wedge and the subducted oceanic crust, through the production of slab melts.

Acknowledgments

Dayanara Hinojosa, Pepe Jacome, Celso Muñoz and Patricio Zamora are deeply thanked for their help during field work. Jean-Luc Devidal is acknowledged for his dedication to obtain the

best analyses from the Cameca electron microprobe of the LMV. These results greatly benefit from stimulating discussions with Séverine Bès de Berc, Hervé Martin, Pablo Samaniego and Estelle Rose-Koga. The comments by Hervé Martin and Pablo Samaniego of an initial version of this paper were sincerely appreciated. This study was funded by the French “Institut de Recherche pour le Développement” (IRD) and is part of a cooperation between IRD, UMR163 “Laboratoire Magmas et Volcans” and the “Departamento de Geofísica de la Escuela Politécnica Nacional” (DG-EPN) of Quito (Ecuador). This research is part of G.H.’s PhD, who benefits of a grant from the french “Ministère de l’Enseignement Supérieur et de la Recherche”.

References

- Arculus, R.J., Lapiere, H., Jaillard, E., 1999. Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador. *Geology* 27, 547-550.
- Ayers, J.C., 1998. Trace element modeling of aqueous fluid - peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones. *Contrib. Mineral. Petrol.* 132, 390-404.
- Barragán, R., Geist, D., Hall, M.L., Larson, P., Kurz, M., 1998. Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 154, 153-166.
- Bau, M., Knittel, U., 1993. Significance of slab-derived partial melts and aqueous fluids for the genesis of tholeiitic and calc-alkaline island-arc basalts: Evidence from Mt. Arayat, Philippines. *Chem. Geol.* 105, 233-251.
- Beate, B., Monzier, M., Spinkings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E., Eissen, J.-P., 2001. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: The Quimsacocha volcanic center. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 561-570.
- Bès de Berc, S., Soula, J.-C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F., Rosero, J., 2005. Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top-foredeep transition: Example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 399, 351-380.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotten, J., Hall, M.L., 2002a. Adakite-like lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for slab melt metasomatism beneath Andean Northern Volcanic Zone. *J. Petrol.* 43, 199-217.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C., Cotten, J., 2002b. Slab melting and slab melt metasomatism in the Northern Andean Volcanic Zone: adakites and high-Mg andesites from Pichincha volcano (Ecuador). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 173, 195-206.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M.L., Cotten, J., 2003a. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth Planet. Sci. Lett.* 205, 123-138.
- Bourdon, E., Samaniego, P., Monzier, M., Robin, C., Eissen, J.-P., Martin, H., 2003b. Dubious case for slab melting in the Northern Volcanic Zone of the Andes: a comment. *Geology*, published on line doi: 10.1130/0091-7613(2003)31<e46:DCFSMI>2.0.CO;2.
- Brenan, J.M., Ryerson, F.J., Shaw, H.F., 1998. The role of aqueous fluids in the slab-to-mantle transfer of boron, beryllium, and lithium during subduction: Experiments and models. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 3337-3347.
- Bryant, J.A., Yogodzinski, G.M., Hall, M.L., Lewicki, J.L., Bailey, D.G., 2006. Geochemical constraints on the origin of volcanics rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. *J. Petrol.* 47, 1147-1175.
- Calmus, T., Aguillon-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites («bajaites») from Baja California, Mexico: the role of slab melts. *Lithos* 66, 77-105.

- Chan, L.H., Leeman, W.P., You, C.-F., 1999. Lithium isotopic composition of Central American Volcanic Arc lavas: implications for modification of subarc mantle by slab-derived fluids. *Chem. Geol.* 160, 255-280.
- Cotten, J., Dez, A.L., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and Yttrium enrichments in subaerial exposed basalts: Evidence from french Polynesia. *Chem. Geol.* 119, 115-138.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.
- Forneris, J.F., Holloway, J.R., 2003. Phase equilibria in subducting basaltic crust: implications for H₂O release from the slab. *Earth Planet. Sci. Lett.* 214, 187-201.
- Garrison, J., Davidson, J.P., 2003. Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. *Geology* 31, 565-568.
- Govindaraju, K., Roelandts, L., 1993. Second report (1993) on the first three GIT-IWG rock reference samples: Anorthosite from Greenland, AN-G; Basalte d'Essey-la-Côte, BE-N; Granite de Beauvoir, MA-N. *Geostand. Newsl.* 17, 227-294.
- Guillier, B., Chatelain, J.-L., Jaillard, E., Yepes, H., Poupinet, G., Fels, J.-F., 2001. Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America). *Geophys. Res. Lett.* 28, 3749-3752.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J.-Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planet. Sci. Lett.* 168, 255-270.
- Gutscher, M.-A., Maury, R.C., Eissen, J.-P., Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction ?. *Geology* 28, 535-538.
- Hall, M.L., Beate, B., 1991. El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. *El Paisaje Volcanico de la Sierra Ecuatoriana*, 5-13.
- Halliday, A.N., Lee, D.-C., Tommasini, S., Davies, G.R., Paslick, C.R., Fitton, J.G., James, D.E., 1995. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the suboceanic mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 379-395.
- Harpp, K.S., Wanless, V.D., Otto, R.H., Hoernle, K., Werner, R., 2005. The Cocos and Carnegie aseismic ridges: a trace element record of long-term plume-spreading center interaction. *J. Petrol.* 46, 109-133.
- Hesse, M., Grove, T.L., 2003. Absarokites from the western Mexican Volcanic Belt: constraints on mantle wedge conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 146, 10-27.
- Hidalgo, S., Monzier, M., Martin, H., Chazot, G., Eissen, J.-P., Cotten J., 2007. Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front: Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159, 366-392.
- Hirschmann, M.M., Stolper, E.M., 1996. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the « garnet signature » in MORB. *Contrib. Mineral. Petrol.* 124, 185-208.
- Hoffer, G., 2008. Fusion partielle d'un manteau métagénésé par un liquide adakitique : Approches géochimique et expérimentale de la genèse et de l'évolution des magmas de l'arrière-arc équatorien. University Thesis, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 320 pp.
- Ionov, D.A., Ashchepkov, I.V., Stosch, H.-G., Witt-Eickschen, G., Seck, H.A., 1993. Garnet peridotite xenoliths from the Vitim Volcanic Field, Baikal Region: the nature of the garnet-spinel peridotite transition zone in the continental mantle. *J. Petrol.* 34, 1141-1175.
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4, 117-132.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., Drummond, M.S., 1995. Na-metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *J. Petrol.* 36, 1505-1527.

- Kessel, R., Ulmer, P., Pettke, T., Schmidt, M.W., Thompson, A.B., 2005. The water-basalt system at 4 to 6 GPa: Phase relations and second critical end-point in a K-free eclogite at 700 to 1400 °C. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 873-892.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos* 46, 411-429.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoids: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1-24.
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L., Cotten, J., Mothes, P., Eissen, J.-P., Samaniego, P., 1997a. Les adakites d'Equateur: modèle préliminaire. *C. R. Acad. Sci. Paris.* 324, 545-552.
- Monzier, M., Robin, C., Eissen, J.-P., Cotten, J., 1997b. Geochemistry vs. seismo-tectonics along the volcanic New Hebrides Central Chain (Southwest Pacific). *J. Petrol.* 78, 1-29.
- Mortimer, C., Huacho, J., 1980. Puyo, Mapa Geologica Del Ecuador. Hoja 103 CT-OIV-C, Quito, Ecuador.
- Münker, C., Wörner, G., Yogodzinski, G., Churikova, T., 2004. Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 275-293.
- Nomade, S., Renne, P.R., Vogel, N., Deino, A.L., Sharp, W.D., Becker, T.A., Jaouni, A.R., Mundil, R., 2005. Alder Creek sanidine (ACs-2): A Quaternary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard tied to the Cobb Mountain geomagnetic event. *Chem. Geol.* 218, 315-338.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 227-244.
- Peccerillo, P., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63-81.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R.C., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410, 197-200.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* 36, 891-931.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem. Geol.* 160, 335-356.
- Rayleigh, J., 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philos. Mag.* 42, 77-107
- Robin, C., Hall, M.L., Jimenez, M., Monzier, M., Escobar, P., 1997. Mojanda volcanic complex (Ecuador): development of two adjacent contemporaneous volcanoes with contrasting eruptive styles and magmatic suites. *J. South Am. Earth Sci.* 10, 345-359.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Hérail, G., 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 239, 57-58.
- Rogers, N.W., Setterfield, T.N., 1994. Potassium and incompatible-element enrichment in shoshonitic lavas from the Tavua volcano, Fiji. *Chem. Geol.* 118, 43-62.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M.J., Pubellier, M., 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology* 21, 1007-1010.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Prouteau, G., Cotten, J., Schiano, P., Bellon, H., Fontaine, L., 2000. Slab melt as metasomatic agent in island arc magma mantle sources, Negros and Batan (Philippines). *The Island Arc* 9, 472-486.
- Sallarès, V., Charvis, P., 2003. Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 214, 545-559.
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.-P., Cotten, J., 2005. Temporal evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: The geology and petrology of Cayambe volcanic complex (Ecuador). *J. Petrol.* 46, 2225-2252.

- Sato, K., Katsura, T., Ito, E., 1997. Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 GPa: implication for mantle metasomatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 511-526.
- Schmidt, M.W., Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 163, 361-379.
- Sen, C., Dunn, T., 1994. Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119, 422-432.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 237-243.
- Stormer, J.-C., Nicholls, J., 1978. Xlfrac: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Comput. Geosci.* 4, 143-159.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In : Saunders, Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ. vol. 42, pp. 313-345.
- Takahashi, E., 1986. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the origine of peridotitic upper mantle. *J. Geophys. Res.* 91, 9367-9382.
- Tatsumi, Y., 1986. Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.* 13, 717-720.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 29, 293-309.
- Tatsumi, Y., Koyaguchi, T., 1989. An absarokite from a phlogopite lherzolite source. *Contrib. Mineral. Petrol.* 102, 33-40.
- Tatsumi, Y., Murasaki, M., Arsadi, E.M., Nohda, S., 1991. Geochemistry of Quaternary lavas from NE Sulawesi: transfer of subduction components into the mantle wedge. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 137-149.
- Thirlwall, M.F., 1991a. High-precision multicollector isotopic analysis of low levels of Nd as oxide. *Chem. Geol.* 94, 13-22.
- Thirlwall, M.F., 1991b. Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis. *Chem. Geol.* 94, 85-104.
- Tourette La, T.L., Ervig, R.H., Holloway, J.R., 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 135, 13-30.
- Trenkamp, R., Kellog, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 157-171.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordonez, M., Jimenez, N., Sosson, M., 2006. Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics* 25, 1-22.
- Wyllie, P.J., Sekine, T., 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 375-380.
- Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.* 231, 53-72.
- Yoder, H.S., Kushiro, I., 1969. Melting of a hydrous phase : phlogopite. *Am. J. Sci.* 267A, 558-582.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., 1999. The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 134, 107-122.
- Zangana, N.A., Downes, H., Thirlwall, M.F., Marriner, G.F., 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. *Chem. Geol.* 153, 11-35.

Appendix

Residual assemblages used in trace element models.

Modal composition (%)	ol	opx	cpx	grt	phl
La/Y vs. Y diagram					
Harzburgite+10%fluid	69	30			1
Harzburgite+20%fluid	65	33			2
Harzburgite+3%melt	65	33			2
Harzburgite+5%melt	61	36			3
Lherzolite+10%fluid	58	18	15	6	3
	58	19	15	5	3
	59	19	15	4	3
	59	20	15	3	3
Lherzolite+20%fluid	56	19	15	5	5
	56	20	15	4	5
	56	21	15	3	5
	56	22	15	2	5
Lherzolite+3%melt	58	25	10	4	3
	58	24	10	5	3
	58	23	10	6	3
	58	22	10	7	3
Lherzolite+5%melt	58	21	10	7	4
	58	22	10	6	4
	58	23	10	5	4
	58	24	10	4	4

Modal composition (%)	ol	opx	cpx	grt	phl
Rb/Nb vs. Nb/Sm diagram					
Harzburgite+10%fluid	69	30			1
Harzburgite+20%fluid	65	33			2
Harzburgite+3%melt	65	31			4
	65	32			3
Harzburgite+5%melt	61	36			3
Lherzolite+10%fluid	54	17	15	4	10
	58	18	15	4	5
	58	19	15	4	4
Lherzolite+20%fluid	54	18	15	3	10
	56	20	15	3	6
	56	21	15	3	5
Lherzolite+3%melt	58	23	10	5	4
	58	24	10	5	3
	59	25	10	5	1
	60	25	10	5	0
Lherzolite+5%melt	58	24	10	5	3
	59	25	10	5	1
	60	25	10	5	0

5.3) Commentaires sur le modèle de genèse

5.3.1) Pouvoir métasomatique d'un liquide adakitique

Dans le chapitre précédent, deux sources mantelliques, *i.e.* l'harzburgite MMA (Kepezhinskas et al., 1995) et la lherzolite KLB-1 (Takahashi, 1986), ont été utilisées dans le but d'élaborer un modèle de genèse pour les volcanites des cônes de Puyo. Ce modèle montre que la série de Puyo peut être engendrée par de faibles taux de fusion partielle d'une source lherzolitique, préalablement métasomatisée par un liquide adakitique. Afin de vérifier que les résultats ne sont pas intrinsèques aux compositions de péridotites employées dans le modèle et d'évaluer le pouvoir métasomatique d'un liquide adakitique sur une source mantellique, trois autres compositions ont été testées avec la même méthode. En plus des deux péridotites employées dans le modèle du chapitre 5.2, il faut ainsi ajouter :

- une harzburgite (Zanharz) échantillonnée dans le Massif Central par Zangana et al. (1999) ;
- deux lherzolites : un xénolite (Zanlher) qui provient également du Massif Central (Zangana et al, 1999) et le Depleted MORB Mantle (DMM ; Workman et Hart, 2005).

Les compositions en éléments majeurs et en traces de ces sources mantelliques sont présentées dans l'annexe V-II. En ce qui concerne les éléments majeurs, les principales différences entre les harzburgites et les lherzolites résident dans le fait que les harzburgites sont plus riches en MgO et beaucoup plus pauvres en Al₂O₃. En conséquence de la faible teneur en Al₂O₃, il est impossible de stabiliser du grenat (ou une autre phase alumineuse) dans le résidu de fusion de ces péridotites. De plus, les harzburgites possèdent généralement des teneurs moins élevées en REE, comparativement aux lherzolites.

Au contraire, les compositions modales et les teneurs en éléments majeurs des deux harzburgites d'un côté, et des trois lherzolites de l'autre, sont similaires. Au sein d'un même groupe, les concentrations en éléments en traces sont par contre légèrement différentes. Chaque péridotite possède ainsi son propre spectre d'éléments en traces, avec ses propres anomalies positives et/ou négatives lorsque les éléments sont normalisés au manteau primitif (Fig. 5.10).

En ce qui concerne la genèse des volcanites de Puyo, les résultats obtenus avec les trois nouvelles compositions sont similaires à ceux présentés dans le chapitre 5.2. Il semble donc que 3-5% de métasomatose par un liquide adakitique suffise pour imprimer une signature en éléments majeurs, et surtout en éléments en traces, identique pour les deux harzburgites d'un côté et pour les trois lherzolites de l'autre. Cette hypothèse est illustrée par la figure 5.10 qui présente l'évolution de la composition en éléments en traces des différentes sources, lors de l'augmentation de la métasomatose par un liquide adakitique.

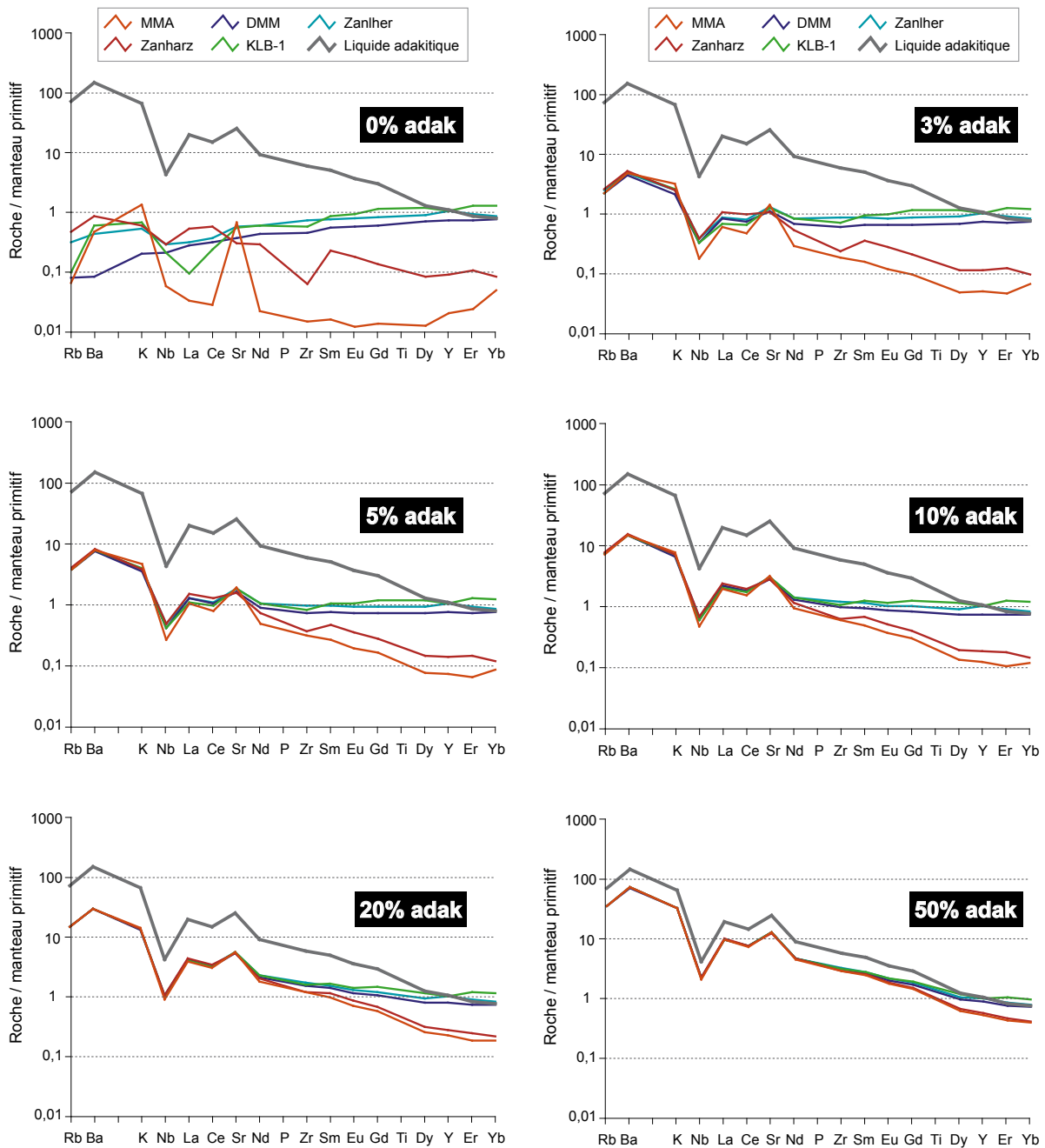


Figure 5.10

Diagrammes multi-élémentaires présentant l'évolution de la composition en éléments en traces de cinq sources mantelliques différentes (deux harzburgites : MMA et Zanharz ; trois lherzolites : KLB-1, DMM et Zanolher), lors de l'augmentation de la métasomatose par un liquide adakitique. Normalisation au manteau primitif de Sun et McDonough (1989). MMA : Kepezhinskas et al. (1995) ; Zanharz, Zanolher : Zangana et al. (1999) ; DMM : Workman et Hart (2005) ; KLB-1 : Takahashi (1986) ; adak = liquide adakitique (adakite du volcan Quimsacocha, Equateur ; Beate et al., 2001).

Ainsi, en raison de la différence de composition marquée entre l'agent métasomatique et la source mantellique, 3% de métasomatose suffisent pour supprimer les différences au niveau des teneurs en LILE, HFSE et LREE pour toutes les sources mantelliques (harzburgites et lherzolites). En revanche, les disparités qui concernent les teneurs en MREE et HREE persistent jusqu'à 50% de métasomatose, entre le groupe des harzburgites et celui des lherzolites. En conclusion, un liquide adakitique est un agent métasomatique extrêmement puissant, en ce qui concerne les LILE, les HFSE et les LREE.

5.3.2) *Contribution de la couverture sédimentaire de la plaque plongeante*

Un point important, relatif à la genèse des magmas sous l'arrière-arc équatorien, n'a pas été abordé dans le chapitre 5.2. Il concerne l'éventuelle participation de la couverture sédimentaire de la plaque plongeante. En effet, la partie supérieure de la croûte océanique subductée sous la marge équatorienne est composée non seulement des basaltes altérés de la ride de Carnegie, mais également d'une mince épaisseur (< 500 m) de sédiments carbonatés et pélagiques (Michaud et al., 2005). Toutefois, les faibles rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, mesurés dans les laves du front volcanique (e.g. Pichincha) par Bourdon (1999), impliquent une contribution négligeable des sédiments pélagiques lors de la genèse des laves équatoriennes.

En revanche, l'étude des isotopes du Bore dans les inclusions magmatiques du Pichincha et du Pan de Azúcar (LeVoyer, 2006), ainsi que celle des isotopes de l'oxygène dans les laves du volcan Atacazo (Hidalgo, 2006), ont permis d'identifier une probable contribution des sédiments carbonatés lors de la genèse des magmas de l'arc équatorien. Pour Hidalgo (2006), une faible implication des sédiments carbonatés subductés, sous la forme d'un liquide et/ou d'un fluide engendré par la fusion/déshydratation de la partie supérieure de la plaque plongeante, permet d'expliquer les valeurs élevées de $\delta^{18}\text{O}$ analysées dans les laves du front volcanique. Ce type d'agent métasomatique a également été proposé dans d'autres arcs volcaniques, comme par exemple celui de Setouchi au Japon (Shimoda et al., 1998).

5.4) *Application du modèle de genèse aux édifices volcaniques situés dans la zone Subandine septentrionale (Pan de Azúcar, Sumaco et Reventador)*

5.4.1) *Identification des magmas primaires*

D'après les diagrammes présentés dans le chapitre 4.6 (cf. Fig. 4.34, 4.35 et 4.36), les laves issues des trois stratovolcans de la zone Subandine septentrionale (Pan de Azúcar, Sumaco et Reventador) définissent quatre séries magmatiques distinctes. Il a en outre été observé que les laves du Pan de Azúcar 1 se place systématiquement entre les séries du Reventador et du Sumaco, tandis que la série Pan de Azúcar 2 se superpose parfaitement à la tendance définie par

ce dernier. Ces observations suggèrent un continuum des modalités de genèse à travers le nord de la zone Subandine. Afin de tester cette hypothèse et de vérifier si les mécanismes de genèse sont similaires au nord et au sud de la zone Subandine, le modèle de genèse mis au point pour la série des cônes de Puyo va être appliqué aux trois stratovolcans.

Chacune des quatre séries magmatiques est constituée de « roches filles », qui dérivent d'un magma primaire directement issu de la fusion partielle de la source. Dans ce travail, la lave la moins différenciée de chaque série a été considérée comme représentative du magma primaire. Les roches primaires des deux séries du Pan de Azúcar ont été choisies sur la base de différents critères, comme le contenu en SiO₂, en Cr et en Ni, la valeur du Mg# ou encore l'assemblage minéralogique et la composition des minéraux. Pour la série Pan de Azúcar 1, la lave PDA3E présente plusieurs caractéristiques proches de celles d'un magma primaire (Tableau 5.4) :

- le Mg# de la roche totale est de 65 ;
- l'olivine présente une composition au cœur des phénocristaux de Fo_{c84-87}, en équilibre avec la roche hôte ($K_{D_{Fe-Mg}^{ol-liqu}} = 0,31$; *e.g.* Ulmer, 1989 ; Toplis, 2005) ;
- les teneurs en Cr (400 ppm) et en Ni (177 ppm) sont élevées.

En ce qui concerne la série 2, PDA8 possède également plusieurs propriétés permettant de la considérer proche d'un magma primaire (*e.g.* Fo_{c86-88} ; Cr = 370 ppm), malgré un $K_{D_{Fe-Mg}^{ol-liqu}}$ de 0,26 (Tableau 5.4). En sus, ces deux laves ne contiennent pas de phénocristaux d'amphibole, d'haüyne ou d'apatite, minéraux témoignant d'une différenciation déjà avancée.

	PDA3E	PDA8	SUM37	SAN20B
SiO ₂ (%)	46,95	43,88	43,54	49,79
MgO (%)	10,33	10,09	10,51	11,01
Cr (ppm)	400	370	405	410
Ni (ppm)	177	160	175	273
Mg#	65	63	64	69
Fo _c	84-87	86-88	84-89	86-89

Tableau 5.4

Principales caractéristiques des roches primaires sélectionnées pour les modèles de fusion partielle.

PDA3E ⇒ Pan de Azúcar 1

PDA8 ⇒ Pan de Azúcar 2

SUM37 ⇒ Sumaco

SAN20B ⇒ Reventador

Fo_c = teneur en forstérite au coeur des phénocristaux d'olivine.

Les compositions détaillées des roches primaires sont présentés dans l'annexe V-III.

Parmi les échantillons du volcan Sumaco, la lave possédant les caractéristiques les plus primitives est l'absarokite SUM37 (Tableau 5.4). La série du Reventador est en revanche uniquement composée de laves déjà évoluées (Mg# < 57,6 ; SiO₂ > 50%). Afin de suppléer à l'absence de magma primaire au Reventador, il a été sélectionné parmi les échantillons du volcan Sangay (volcan 66 sur la figure 3.10 ; Monzier et al., 1999). Ce choix se justifie car les deux édifices se situent à une distance identique de la fosse de subduction et que le Sangay présente une série magmatique similaire à celle du Reventador (Monzier et al., 1999). Monzier

et al. (1999) ont en outre souligné le caractère exceptionnel du basalte SAN20B, un des rares basaltes échantillonnés dans l'arc principal équatorien, qui présente des caractéristiques proches d'un magma primaire. Ce basalte possède en effet un Mg# élevé (69), de fortes teneurs en Ni (273 ppm) et en Cr (410 ppm), ainsi que des olivines de composition Fo_{86-90} (Tableau 5.4).

Sur la figure 5.11, les quatre laves primaires sont mises en évidence par rapport au reste de leur série magmatique respective. Pour tous les diagrammes présentés dans cette figure, les quatre laves primaires se rassemblent en un groupe serré, vers les Mg# les plus élevés, ce qui confirme le choix du basalte SAN20B comme lave primaire potentielle pour la zone Subandine. De même, ce basalte semble être un bon candidat pour engendrer la série magmatique du Reventador, car il se situe dans sa prolongation. L'utilisation du basalte SAN20B comme roche primaire pour la série du Reventador a de plus été validée par des calculs de bilan de masse, effectués entre la composition en éléments majeurs de ce basalte et celle de la roche la plus primitive du Reventador (REV14). La vérification avec les éléments en traces indique que la roche la plus primitive du Reventador pourrait dériver du basalte SAN20B par 20% de cristallisation fractionnée d'un cumulat constitué d'*olivine + clinopyroxène + plagioclase + titano-magnétite ± amphibole*. Les paramètres de cette modélisation sont présentés dans l'annexe V-IV.

Les compositions de minéraux, les coefficients de partage et les équations utilisés dans les modèles de genèse sont les mêmes que ceux décrits dans l'annexe V-I. Les compositions des quatre roches primaires sont regroupées dans l'annexe V-III.

5.4.2) *Application du modèle*

La méthode utilisée pour quantifier la genèse des magmas des trois stratovolcans de la zone Subandine septentrionale va suivre le même raisonnement que celui proposé au chapitre 5.2. Les résultats déjà obtenus pour les cônes de Puyo, en ce qui concerne la composition de la source mantellique, vont de plus être pris en compte. Il a ainsi été démontré que la fusion partielle d'une lherzolite fertile (KLB-1 ; Takahashi, 1986), métasomatisée par 3-5% de liquide adakitique (adakite du Quimsacocha ; Beate et al., 1991), pouvait engendrer la série des cônes de Puyo. Les modèles qui s'appliquent aux volcans du nord de la zone Subandine vont donc être effectués avec la même source.

Néanmoins, il est visible sur la figure 5.11 que les quatre laves primaires possèdent des compositions légèrement différentes. Elles définissent ainsi une tendance évolutive (du basalte SAN20B aux laves PDA8 et SUM37, qui sont quasi identiques, en passant par PDA3E), pour laquelle le Mg# et la silice diminuent, alors que les éléments incompatibles (*e.g.* Na_2O , LILE, HFSE, LREE) augmentent. Ces observations sont en accord avec 1) une diminution du taux de fusion partielle et/ou 2) une augmentation du degré de métasomatose de la source mantellique.

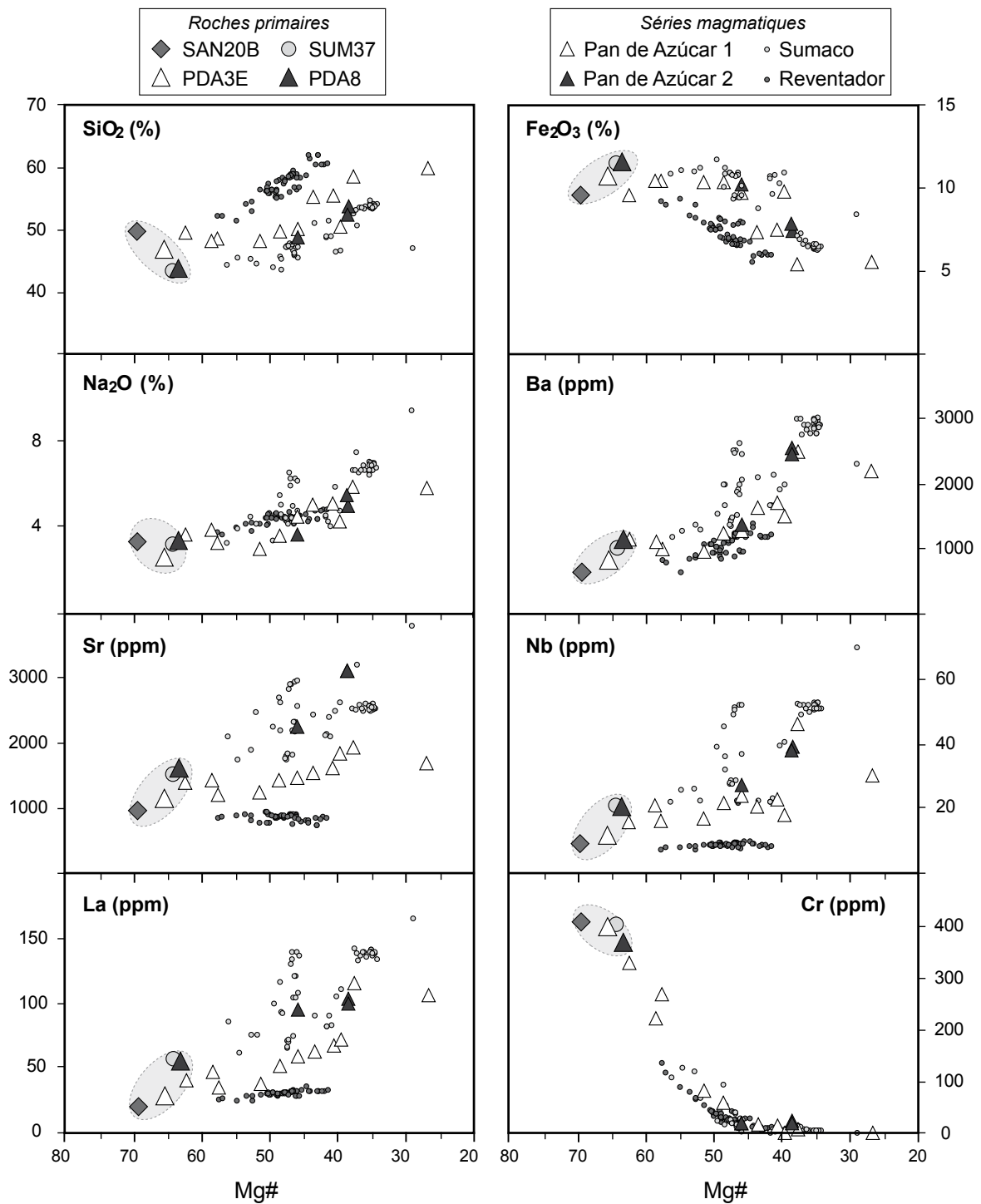


Figure 5.11

Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs et en traces des séries Pan de Azúcar 1 et 2, Sumaco et Reventador en fonction du Mg#. Les roches primaires sélectionnées pour les modèles de genèse sont mises en évidence en grisé.

N.B. La diminution du Mg# se fait vers la droite.

Afin de tester ces deux hypothèses, les bilans de masse des séries Pan de Azúcar 2 et Sumaco ont été effectués à partir d'une source mantellique métasomatisée non seulement par 5% (KLB-15), mais également par 10% (KLB-110) de liquide adakitique.

Une sélection des résultats obtenus lors des calculs de bilan de masse est présentée dans le tableau 5.5. Avec la lherzolite KLB-15 et lorsque le résidu contient de l'olivine, du clinopyroxène, de l'orthopyroxène, du grenat et de la phlogopite, l'ajustement entre la composition des liquides calculés et celle des roches primaires réelles est excellent (Σr^2 de 0,09 à 0,14). Les proportions modales du résidu, de même que le taux de fusion partielle, sont similaires à ceux obtenus pour les cônes de Puyo dans la partie sud de l'arrière-arc (cf. § 5.2.3.2) :

- l'olivine et l'orthopyroxène sont les principaux minéraux constituant le résidu, avec respectivement 52-54% et 28-31% ;

		Phases minérales composant le résidu (%)						F (%)	Σr^2
		ol (1)	cpx (1)	opx (1)	grt (3)	phl (3)	phl (5)		
KLB-15 - PDA3E	#1	53,2	12,2	30,1	4,5			2,4	0,197
	#2	52,7	12,7	28,5	2,4		3,6	2,0	0,089
	#3	52,4	12,7	29,7	3,7	1,5		1,4	0,161
	#4	53,8	12,4	28,6			5,2	3,7	0,142
KLB-15 - PDA8	#1	52,9	12,0	30,7	4,4			2,4	0,185
	#2	52,4	12,6	29,1	2,5		3,5	1,9	0,082
	#3	52,3	12,5	30,2	3,7	1,4		1,5	0,155
KLB-110 - PDA8	#4	43,0	9,5	44,7	2,8			5,1	0,391
	#5	42,3	10,2	43,7	1,8	2,0		4,0	0,333
	#6	42,7	9,9	44,7		2,7		5,0	0,370
	#7	42,3	10,4	42,1			5,2	4,4	0,178
KLB-15 - SUM37	#1	52,7	11,9	30,9	4,5			2,3	0,187
	#2	52,2	12,6	29,2	2,6		3,5	1,8	0,087
	#3	52,9	12,2	29,7			5,3	3,2	0,153
KLB-110 - SUM37	#4	42,8	9,3	45,0	3,0			5,1	0,400
	#5	42,1	10,2	42,3	0,2		5,2	4,3	0,189
	#6	42,0	10,1	43,9	2,0	2,0		3,8	0,344
	#7	42,5	9,7	45,0		2,8		5,0	0,393
	#8	42,1	10,2	42,3			5,4	4,4	0,186
KLB-15 - SAN20B	#1	54,6	12,3	29,0	4,1			3,5	0,164
	#2	53,6	12,9	27,8	2,4		3,4	2,7	0,076
	#3	53,6	12,6	29,0	3,5	1,2		2,6	0,142
	#4	55,0	12,8	27,2			5,0	4,4	0,134

Tableau 5.5

Résultats des calculs de bilan de masse réalisés entre la lherzolite KLB-1 métasomatisée par 5% (KLB-15) et 10% (KLB-110) de liquide adakitique et les roches primaires du Pan de Azúcar, du Sumaco et du Reventador.

F = taux de fusion (%) ; Σr^2 = somme des carrés des écarts ; ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; opx = orthopyroxène ; grt = grenat ; phl = phlogopite.

Composition des phases minérales : (1) = Workman et Hart (2005) ; (3) = Ionov et al., 1993 ; (5) = Prouteau et al., 2001.

- la proportion de clinopyroxène se situe vers 12-13% ;
- la quantité de grenat résiduel varie de 2 à 4% ;
- la phlogopite résiduelle n'est pas nécessaire à l'obtention de résultats satisfaisants, mais la Σr^2 est légèrement meilleure lorsque le résidu en contient 3 à 4% ;
- le taux de fusion partielle est très bas (1-5%) ; les bilans de masse effectués avec 10% de liquide adakitique donnent toutefois les taux de fusion les plus élevés (4-5%).

En utilisant la lherzolite KLB-110 pour PDA8 et SUM37, les résultats sont toujours concluants ($\Sigma r^2 < 0,5$). Toutefois, la composition modale du résidu est quelque peu différente de celle observée avec KLB-15 : la quantité d'olivine a diminué d'~52% à ~42%, celle d'orthopyroxène a augmenté d'~29% à 42-45% et la proportion de grenat (0,1-3%) est légèrement inférieure.

Les résidus surlignés en grisé dans le tableau 5.5 ont été vérifiés avec les éléments en traces et les résultats sont présentés dans des diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

a) KLB-15 - PDA3E (Pan de Azúcar 1)

Le résidu qui s'ajuste le mieux avec la lave PDA3E contient 53% d'olivine, 13% de clinopyroxène, 28% d'orthopyroxène, 4% de phlogopite et 2% de grenat (Résidu #2 ; Fig. 5.12a).

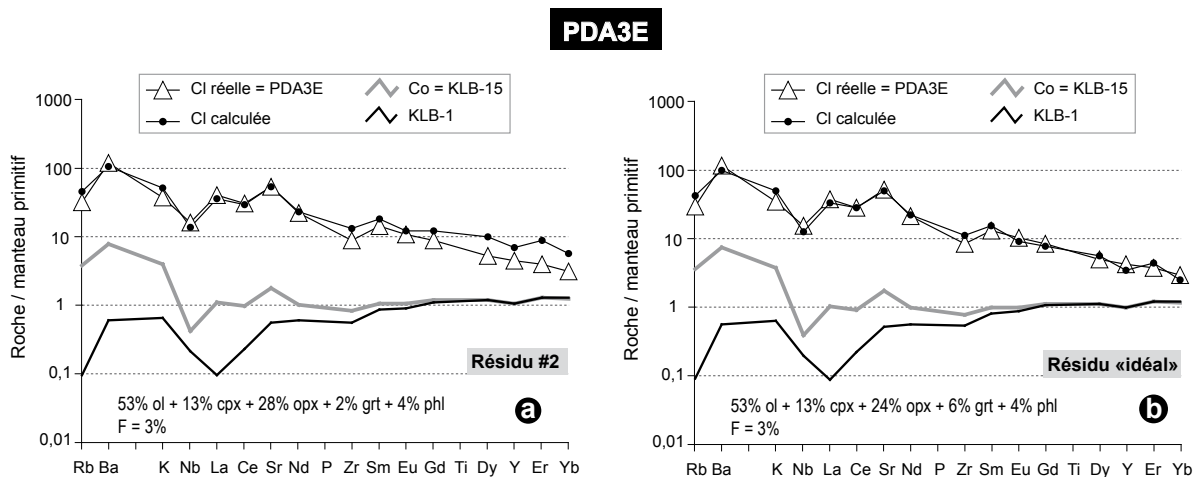


Figure 5.12

Diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) présentant la composition du liquide primaire calculée (CI calculée) par rapport à la lave primaire PDA3E (CI réelle). Co = composition de la source ; ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; opx = orthopyroxène ; grt = grenat ; phl = phlogopite ; F = taux de fusion.

Or, il est visible sur le diagramme multi-élémentaire que cette faible quantité de grenat ne parvient pas à appauvrir suffisamment le liquide primaire calculé en MREE et HREE. Un résultat bien meilleur est obtenu avec 6% de grenat résiduel (résidu #idéal ; Fig. 5.12b), c'est-à-dire avec seulement 1,5% de grenat de plus que l'estimation réalisée par bilans de masse pour le résidu #1 (sans phlogopite résiduelle) et 4% de plus que pour le résidu #2. La présence de 4% de phlogopite résiduelle reproduit en revanche correctement le comportement des LILE. Elle n'est cependant pas indispensable pour rendre compte des autres éléments en traces et des éléments majeurs ($\Sigma r^2 = 0,197$ pour le résidu #1 sans phlogopite). Le taux de fusion requis pour les éléments en traces (3%) est très proche de celui suggéré par les bilans de masse (2%).

b) KLB-110 - PDA8 (Pan de Azúcar 2)

Un premier essai a été effectué avec une source mantellique métasomatisée par 5% de liquide adakitique (KLB-15). Le résidu calculé par bilans de masse renferme 2% d'olivine, 13% de clinopyroxène, 29% d'orthopyroxène, 3% de grenat et 3% de phlogopite (résidu #2 ; Fig. 5.13). Le diagramme multi-élémentaire montre que tous les éléments en traces sont bien reproduits. Cependant, le taux de fusion atteint au maximum 1%.

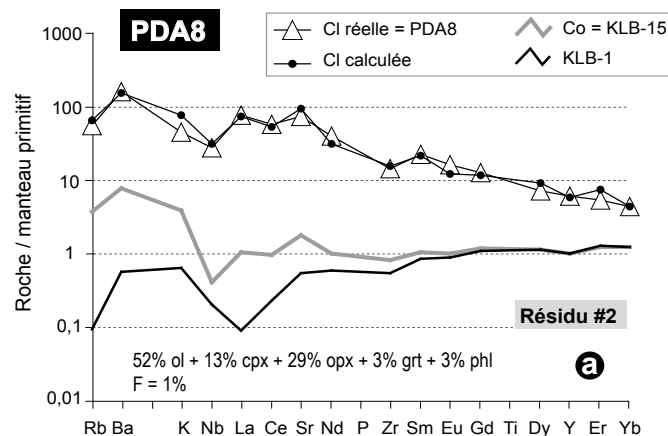


Figure 5.13

Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) présentant la composition du liquide primaire calculée (CI calculée) par rapport à la lave primaire PDA8 (CI réelle).

Co = composition de la source ; ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; opx = orthopyroxène ; grt = grenat ; phl = phlogopite ; F = taux de fusion.

Lorsque le liquide primaire est calculé à partir d'un manteau auquel 10% de liquide adakitique a été ajouté (KLB-110), le taux de fusion augmente jusqu'à 3% (résidu #5 ; Fig. 5.14a) et est donc cohérent avec celui estimé à l'aide des éléments majeurs (4-5%). En utilisant la composition modale du résidu #5, le liquide primaire calculé présente des teneurs trop élevées en LILE et

HREE par rapport à la lave PDA8, alors que les concentrations en HFSE, LREE et HREE sont parfaitement ajustées (Fig. 5.14a). Il est par conséquent nécessaire d'augmenter la quantité de grenat (jusqu'à 4%) et de phlogopite (jusqu'à 5%) dans le résidu (résidu #idéal ; Fig. 5.14b). La quantité de phlogopite correspond alors à celle calculée lorsque le grenat est absent du résidu (résidu #7). Ces modifications sont minimales et il y a donc peu de différences entre l'estimation réalisée avec les éléments majeurs et celle utilisant les éléments en traces.

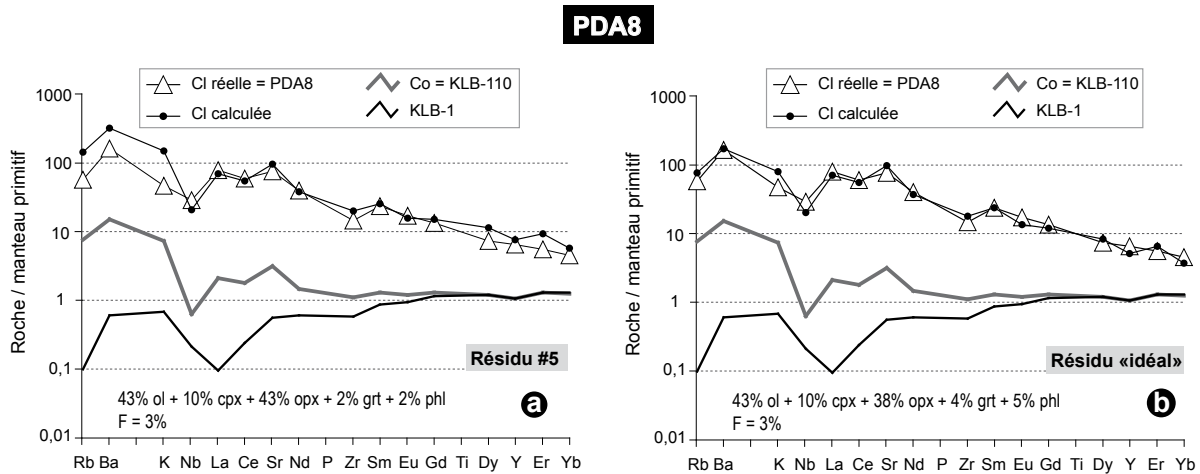


Figure 5.14

Diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) présentant la composition du liquide primaire calculée (CI calculée) par rapport à la lave primaire PDA8 (CI réelle). Co = composition de la source ; ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; opx = orthopyroxène ; grt = grenat ; phl = phlogopite ; F = taux de fusion.

c) KLB110 - SUM37 (Sumaco)

Comme la lave primaire de la série du Sumaco possède des teneurs en éléments en traces similaires à PDA8, la composition du liquide a donc été tout d'abord calculée à partir de la lherzolite KLB-15 (5% de liquide adakitique), puis avec la lherzolite KLB-110 (10% de liquide adakitique). A nouveau, au maximum 1% de fusion partielle d'une lherzolite métasomatisée par 5% de liquide adakitique permet de rendre compte de pratiquement tous les éléments en traces de la lave primaire SUM37 (Fig. 5.15) Le résidu est également identique à celui obtenu avec PDA8.

Lorsque la source KLB-110 est employée, l'utilisation de la composition modale déterminée par bilans de masse (avec moins de 1% de grenat résiduel ; résidu #5) ne permet pas de reproduire les concentrations en HREE et Y de cette lave (Fig. 5.16a). Pour le spectre des éléments en traces élargis, la meilleure solution requiert 4% de grenat et 5% de phlogopite dans le résidu, comme pour la lave primaire de la série Pan de Azúcar 2 (résidu #idéal ; Fig. 5.16b).

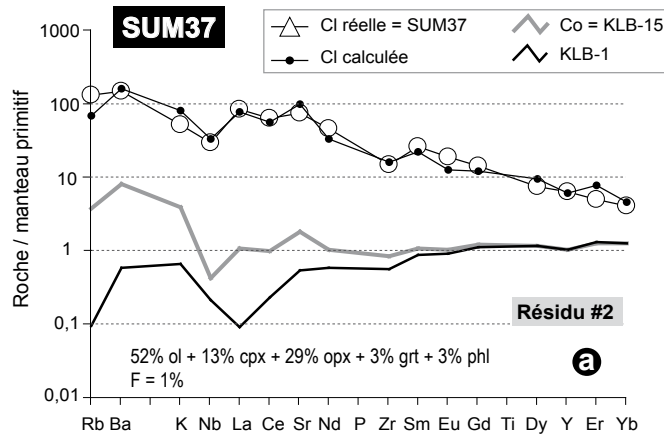


Figure 5.15

Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) présentant la composition du liquide primaire calculée (CI calculée) par rapport à la lave primaire SUM37 (CI réelle).
Co = composition de la source ; ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; opx = orthopyroxène ; grt = grenat ; phl = phlogopite ; F = taux de fusion.

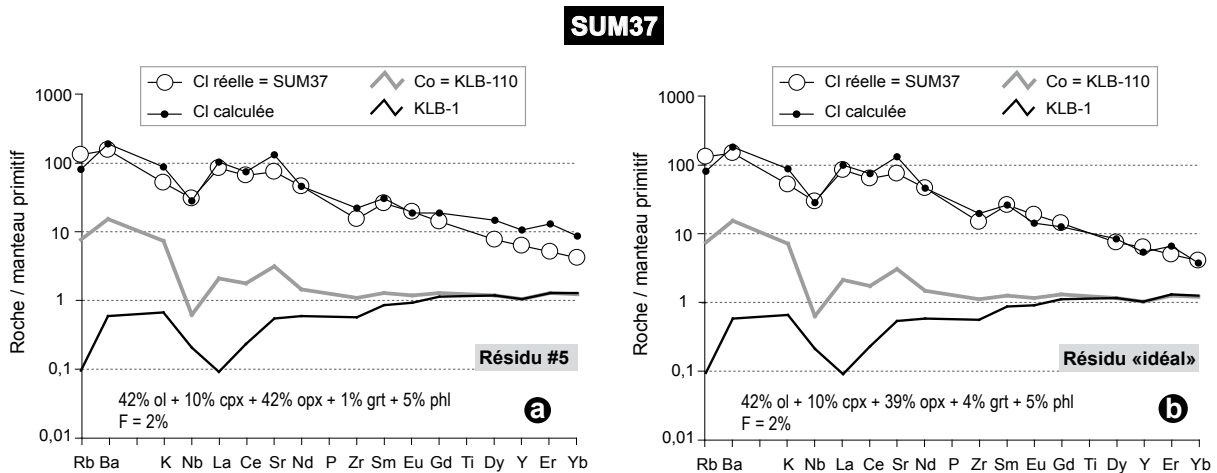


Figure 5.16

Diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) présentant la composition du liquide primaire calculée (CI calculée) par rapport à la lave primaire SUM37 (CI réelle).
Co = composition de la source ; ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; opx = orthopyroxène ; grt = grenat ; phl = phlogopite ; F = taux de fusion.

d) KLB-15 - SAN20B (Reventador)

Selon les calculs effectués par bilan de masse, un des meilleurs résidus pour le basalte SAN20B (résidu #3) contient 54% d'olivine, 13% de clinopyroxène, 28% d'orthopyroxène, 4% de grenat et 1% de phlogopite. Seulement, lorsque le spectre du liquide primaire calculé à partir

de ce résidu est reporté sur un diagramme multi-élémentaire, toutes les teneurs en éléments en traces sont trop élevées, mis à part pour le Nb (Fig. 5.17a). Ainsi, une source métasomatée par seulement 3% de liquide adakitique (KLB-13) serait peut-être plus appropriée. Cet essai est modélisé sur la figure 5.17b, avec 6% de grenat et 3% de phlogopite dans le résidu. Dans ce cas, les teneurs en MREE et HREE sont toujours un peu trop élevées (résidu #idéal 1 ; Fig. 5.17b).

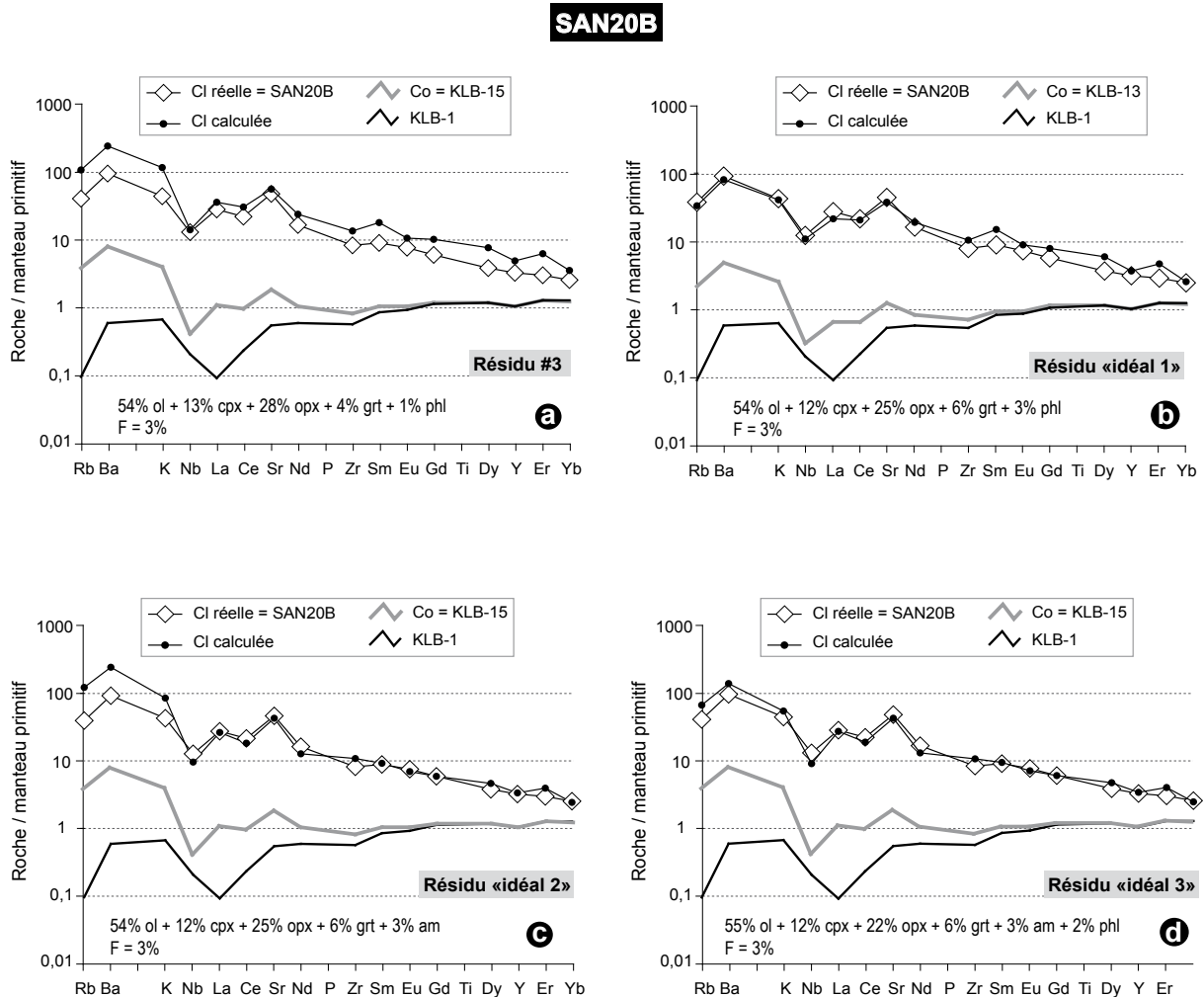


Figure 5.17

Diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) présentant la composition du liquide primaire calculée (CI calculée) par rapport à la lave primaire SAN20B (CI réelle). Co = composition de la source ; ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; opx = orthopyroxène ; grt = grenat ; amp = amphibole ; phl = phlogopite ; F = taux de fusion.

Un essai a ensuite été effectué en reprenant KLB-15 (5% de métasomatose) comme source mantellique et en remplaçant la phlogopite résiduelle par de l'amphibole, car ce minéral possède des $K_D^{\text{min/liq}} > 1$ pour les MREE et HREE. La présence d'amphibole dans le résidu peut se justifier si la fusion partielle du coin de manteau se produit à plus faible profondeur sous le Reventador,

comparativement au Pan de Azúcar et au Sumaco. Dans le manteau supérieur, la pargasite est effectivement stable jusqu'à une pression maximale de 2,5-3 GPa (Niida et Green, 1999), alors que la phlogopite se rencontre jusqu'à 4-5 GPa (Sato et al., 1997). Ainsi, la présence de 3% d'amphibole dans le résidu permet de reproduire parfaitement les teneurs en HFSE et REE de la lave SAN20B. En revanche, les LILE sont à nouveau trop élevés (résidu #idéal 2 ; Fig. 5.17c). Finalement, la composition modale du résidu qui permet le meilleur ajustement entre les teneurs en éléments en traces calculées et les teneurs réelles comprend non seulement de l'amphibole (3%), mais également de la phlogopite (2%), en plus du grenat, des pyroxènes et de l'olivine (résidu #idéal 3 ; Fig. 5.17d). La seule possibilité d'obtenir une telle situation lors de la fusion partielle du manteau, serait qu'elle se produise à une profondeur où ces deux phases hydratées sont stables. Il faut toutefois être prudent avec ce résultat, car :

- le basalte SAN20B provient d'un édifice volcanique (Sangay) situé à l'extrémité sud de l'arc équatorial, à la limite de la zone d'influence de la ride de Carnegie (Bourdon et al., 2003b) ;
- le Sangay a été très peu étudié, du fait de son accessibilité difficile et de l'éloignement avec les zones habitées.

Il est par conséquent possible que les processus ayant engendré le basalte SAN20B soient un peu différents de ce qui a été proposé pour les stratovolcans Pan de Azúcar et Sumaco, ainsi que pour le reste de l'arc volcanique équatorial.

5.4.3) *Conclusion de l'application du modèle de genèse aux trois stratovolcans de la zone Subandine septentrionale*

L'application du modèle pétrogénétique aux trois stratovolcans situés dans la zone Subandine septentrionale aboutit aux conclusions suivantes :

(1) La série Pan de Azúcar 1 peut être engendrée par un processus de genèse similaire à celui qui a donné naissance aux cônes de Puyo, au sud de l'arrière-arc : *i.e.* 3% de fusion partielle d'une lherzolite métasomatisée par 5% de liquide adakitique. Dans ce cas, le résidu contient 53% olivine + 13% clinopyroxène + 24% orthopyroxène + 6% grenat ± 4% de phlogopite et est comparable à celui calculé pour les cônes de Puyo.

(2) Les séries Pan de Azúcar 2 et Sumaco possèdent des caractéristiques pétrographiques et géochimiques semblables, ce qui indique un processus de genèse similaire pour ces deux édifices. Les modèles effectués à l'aide des éléments en traces ont montré que, ces deux séries pourraient être issues de la fusion partielle d'une lherzolite métasomatisée par 5% de liquide adakitique, en présence d'un résidu contenant 52% d'olivine, + 13% de clinopyroxène + 29% d'orthopyroxène + 3% de grenat ± 3% de phlogopite. Dans ce cas, le taux de fusion atteint au maximum 1%. La fusion partielle d'une source mantellique métasomatisée par 10% de liquide adakitique peut également produire les laves primaires

de ces séries. Avec un tel taux de métasomatose, la quantité d'orthopyroxène résiduel augmente aux dépens de l'olivine, comparativement aux modèles utilisant une source métasomatée par 5% de liquide adakitique. De même, la proportion de grenat dans le résidu (3%) est légèrement inférieure à celle obtenue pour la série Pan de Azúcar 1 (6%). Avec KLB-110, le taux de fusion requis pour engendrer les laves primaires de ces deux séries atteint 3% et dans les deux cas le résidu contient : 43% olivine + 10% clinopyroxène + 39% orthopyroxène + 3% grenat + 5% phlogopite.

(3) La genèse des laves du Reventador a été modélisée en utilisant la composition d'un basalte issu du volcan Sangay. Aucun des processus proposés ci-dessus ne permet de reproduire la composition en éléments traces de cette lave, surtout en ce qui concerne les MREE et les HREE, dont les teneurs demeurent trop élevées. Une solution a tout de même été proposée : *i.e.* 3% de fusion partielle d'une lherzolite métasomatée par 5% de liquide adakitique, en présence d'un résidu constitué de 55% olivine + 12% clinopyroxène + 22% orthopyroxène + 6% grenat + 3% amphibole + 2% phlogopite.

Toutefois, ce basalte a pu être produit par un mécanisme différent que celui proposé ci-dessus. En effet, étant donné la position du Sangay dans l'arc volcanique équatorien, à la limite de la zone d'influence de la ride de Carnegie, la métasomatose du coin mantellique par un liquide adakitique n'est peut-être pas le mécanisme le plus approprié.

(4) Malgré les incertitudes qui règnent au sujet de la genèse des laves du Reventador, les mécanismes ayant produit les séries magmatiques des trois stratovolcans de la zone Subandine semblent étroitement liés. L'hypothèse de Barragán et Baby (2002, 2004), qui proposaient une source de type OIB ou une remontée asthénosphérique pour engendrer les laves du Sumaco peut ainsi être écartée par les modèles présentés ci-dessus. De plus, les mécanismes de genèse qui caractérisent les édifices du nord de la zone Subandine sont identiques à ceux décrits pour les cônes de Puyo situés plus au sud. Les modalités de genèse des magmas semblent ainsi former un continuum à travers toute la zone Subandine.

5.5) Différenciation des laves du Pan de Azúcar : rôle de la cristallisation fractionnée

Les diagrammes d'identification des processus magmatiques (*cf.* Fig. 5.1) montrent que l'évolution des deux séries magmatiques du Pan de Azúcar peut être le résultat d'une différenciation par cristallisation fractionnée. Cette hypothèse s'appuie également sur plusieurs critères pétrographiques :

- une texture hautement porphyrique (> 25% de phénocristaux) ;
- un assemblage minéralogique dont la composition modale varie en fonction du taux de différenciation des laves hôtes ;

- une variation importante de la composition des minéraux, notamment du Mg# des phases ferro-magnésiennes, corrélée au Mg# des laves hôtes ;
- la présence de zonations normales dans de nombreux phénocristaux (olivine, clinopyroxène et feldspath).

La différenciation par cristallisation fractionnée des deux séries du Pan de Azúcar a été modélisée à l'aide des teneurs en éléments majeurs et en traces des échantillons, ainsi que grâce aux compositions de leurs minéraux constitutifs. Les laves employées comme magmas primaires dans les modèles de fusion partielle (*cf.* § 5.4.1), à savoir PDA3E et PDA8, ont été considérées comme les magmas parents² des séries de cristallisation fractionnée.

5.5.1) *Méthodologie de la modélisation*

La modélisation géochimique se déroule en trois étapes :

- *Première étape : identification des séquences de cristallisation fractionnée*

Pour chaque série, l'étude des lames minces et des diagrammes de variation des éléments majeurs et en traces a permis de déterminer deux séquences de cristallisation fractionnée successives. Ces séquences sont clairement définies pour la série Pan de Azúcar 1 et sont plus approximatives pour la série 2, qui n'est composée que de quatre échantillons. Les ruptures de pente visibles dans certains diagrammes éléments majeurs-en traces vs. Mg# (Fig. 5.19 et 5.28) montrent que la composition modale du cumulat a vraisemblablement changé d'une séquence à l'autre.

- *Deuxième étape : modélisation à l'aide des éléments majeurs*

Cette étape consiste à estimer la composition modale du cumulat et le taux de cristallisation nécessaire pour engendrer une roche fille (roche la plus différenciée) à partir d'une roche parent. Elle s'effectue par bilan de masse à l'aide du logiciel GENESIS v. 1.1 (Teixeira, 1996), basé sur l'algorithme de Stormer et Nicholls (1978). La qualité de l'ajustement est donnée par la somme des carrés des écarts existant entre la composition finale réelle et la composition finale calculée ($\Sigma r^2 < 1$ pour que le modèle soit valide). La composition des minéraux cumulatifs utilisés dans les modèles correspond à la moyenne des phénocristaux (analysés à la microsonde électronique ; *cf.* § 4.4.2) inclus dans les laves composant la série évolutive.

- *Troisième étape : modélisation à l'aide des éléments en traces*

La composition modale du cumulat et le taux de cristallisation fractionnée calculés par bilan de masse sont ensuite utilisés pour la modélisation avec les éléments en traces. Cette étape consiste à calculer la composition du magma différencié (roche fille) à l'aide de la formule de Rayleigh (1896) :

² magma parent = magma à partir duquel une série magmatique se différencie

$$C_1 = C_0 * F^{(D-1)}$$

C_1 = composition du liquide final (roche fille)

C_0 = composition du liquide initial (roche parent)

F = fraction de liquide résiduel ($0 \leq F \leq 1$) ; taux de cristallisation = 1-F

D = coefficient de distribution général, défini par :

$$D = \sum_{i=1}^n (X_i * K_D^{i/liq})$$

X_i = fraction du minéral i dans le cumulat ($\sum X_i = 1$)

$K_D^{i/liq}$ = coefficient de partage minéral i / liquide

Pour un minéral donné, le $K_D^{min/liq}$ varie suivant la composition du liquide (basique, intermédiaire, alcalin, etc.). Malgré le fait que les magmas de la série Pan de Azúcar 2 soient plus riches en potassium que la plupart des laves d'arc calco-alcalines classiques, les modélisations ont été effectuées avec des coefficients de partage adaptés aux liquides possédant une composition de basalte ou d'andésite basique. En effet, des coefficients de partage propres aux liquides alcalins (basanite, lamproïte) ont seulement été déterminés pour certains minéraux (amphibole, phlogopite, clinopyroxène) et pour certains éléments en traces (La Tourette et al., 1995 ; Foley et al., 1996 ; Schmidt et al., 1999). Ainsi, par souci d'homogénéité, la majorité des coefficients de partage utilisés dans les modèles de cristallisation fractionnée proviennent des compilations d'Halliday et al. (1995) et de Rollinson et al. (1993). Ils sont présentés dans l'annexe V-V.

5.5.2) *Série Pan de Azúcar 1*

Certains éléments majeurs et en traces ont été reportés en fonction du Mg# dans la figure 5.18 (se référer aux figures 4.25 et 4.27 pour les variations des autres éléments). Une rupture de pente est visible dans chacun de ces diagrammes et permet de mettre en évidence deux séquences de cristallisation fractionnée, qui peuvent probablement être attribuées à un changement de la composition modale du cumulat. Cette hypothèse est également renforcée par l'observation des modifications de l'assemblage minéralogique visibles en lame mince. Les deux séquences ont été définies comme suit :

- séquence CF₁ : PDA3E-PDA12A § 5.5.2.1
- séquence CF₂ : PDA12A-PDA11 § 5.5.2.2

5.5.2.1) *Séquence de cristallisation fractionnée CF₁ (PDA3E-PDA12A)*

Cette séquence correspond à la lignée évolutive des compositions basaltiques (46,95-50,16% de SiO₂ ; Mg# de 65,5 à 45,9). Dans les échantillons, les phases minérales qui ont cristallisé sous forme de phénocristaux sont l'olivine, le clinopyroxène, le plagioclase et la magnétite-ulvöspinelle. Il est fort probable que ces minéraux se retrouvent également dans le cumulat.

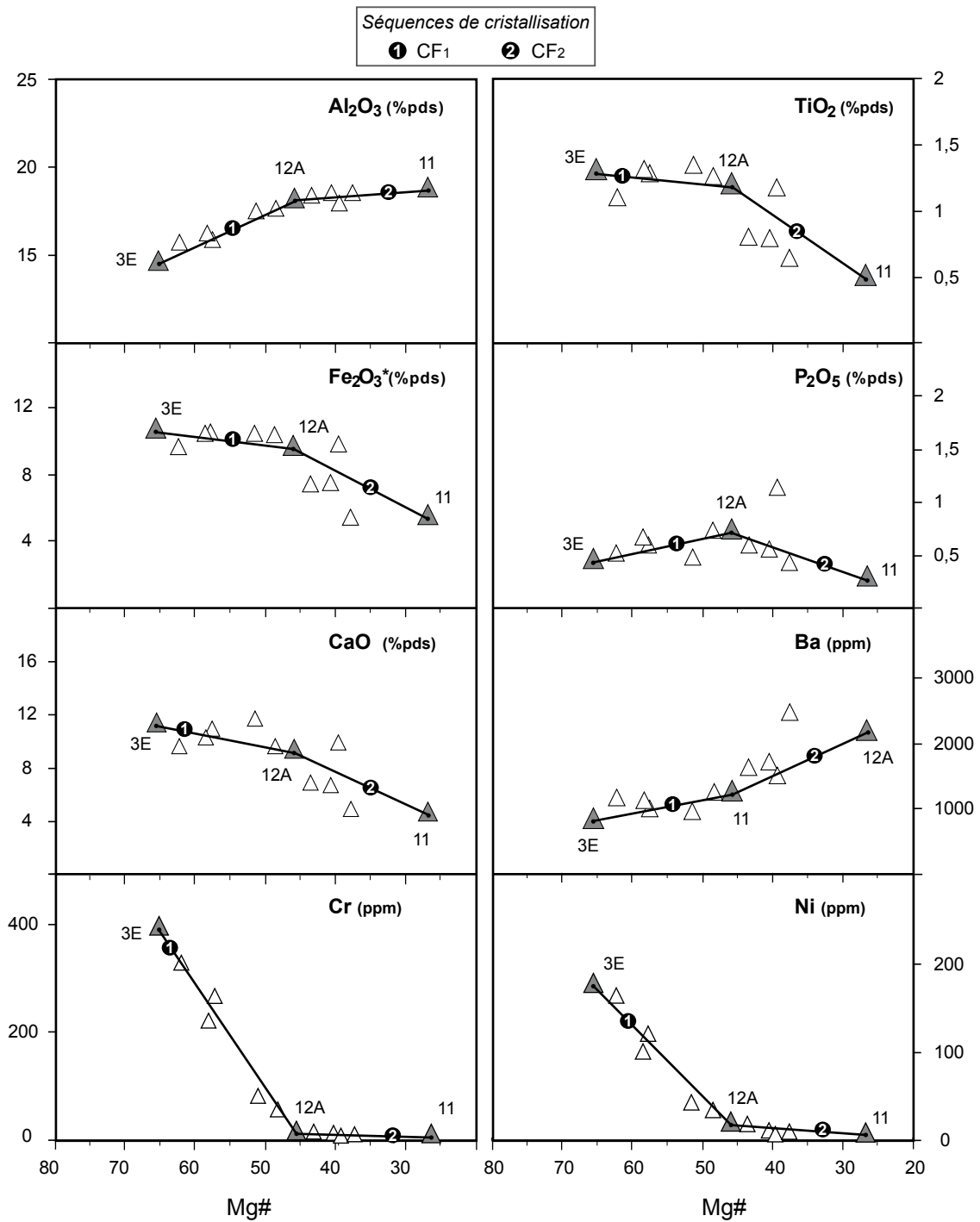


Figure 5.18

Teneurs de certains éléments majeurs et en traces en fonction du Mg#. Les ruptures de pente visibles dans ces diagrammes suggèrent que la composition modale du cumulat a changé au cours de la différenciation par cristallisation fractionnée.

CF₁ = première séquence de cristallisation fractionnée ; CF₂ = deuxième séquence de cristallisation fractionnée ; triangles = série Pan de Azúcar 1.

N.B. La diminution du Mg# se fait vers la droite.

Les compositions chimiques en éléments majeurs des phases cumulatives, ainsi que celles des roches parent et fille utilisées pour les calculs de bilan de masse, sont présentées dans le tableau 5.6. Les résultats sont quant à eux reportés dans le tableau 5.7.

Le meilleur ajustement entre le modèle et les données analytiques ($\Sigma r^2 < 0,6$) est obtenu pour un cumulat composé d'olivine (25-29%), de clinopyroxène (42-43%), de plagioclase (bytownite ; 26-28%) et d'un peu de titano-magnétite (0-5%).

	Roche parent	Roche fille	Minéraux cumulatifs									
	PDA3E	PDA12A	ol-cb ¹	ol-c ²	ol-b ³	cpx-cb ¹	cpx-c ²	cpx-b ³	pl-by ⁴	pl-la ⁴	pl-an ⁴	timg
SiO ₂	47,46	50,65	39,12	40,08	38,62	48,92	49,76	47,60	48,23	52,78	56,19	0,09
TiO ₂	1,33	1,23	0,02	0,02	0,02	1,25	1,06	1,67	0,00	0,00	0,00	12,87
Al ₂ O ₃	14,97	18,51	0,03	0,04	0,03	5,32	4,43	6,23	32,44	29,21	26,97	4,84
FeO*	9,81	8,82	18,92	14,32	21,14	7,69	7,59	8,36	0,72	0,69	0,73	77,65
MnO	0,17	0,20	0,41	0,23	0,50	0,20	0,22	0,18	0,00	0,00	0,00	0,70
MgO	10,44	4,19	41,23	45,07	39,40	13,64	14,09	12,85	0,06	0,08	0,05	3,73
CaO	11,61	9,54	0,24	0,22	0,26	22,52	22,38	22,58	16,12	12,52	9,70	0,10
Na ₂ O	2,59	4,50	0,01	0,01	0,01	0,46	0,47	0,51	2,32	4,36	5,68	0,01
K ₂ O	1,13	1,58	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,12	0,37	0,67	0,01
P ₂ O ₅	0,49	0,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tableau 5.6

Compositions des roches parent et fille, ainsi que des minéraux susceptibles de fractionner lors de l'évolution de la séquence CF₁. Les compositions sont normalisées à 100% sur une base anhydre. ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; pl = plagioclase ; timg = titano-magnétite.

* tout le fer est exprimé sous forme FeO.

¹ cb = moyenne des coeurs et des bordures

² c = moyenne des coeurs

³ b = moyenne des bordures

⁴ pl-by = bytownite ; pl-la = labrador ; pl-an = andésine

Tableau 5.7

	Composition modale du cumulat (%)											1-F (%)	Σr^2		
	ol-cb	ol-c	ol-b	cpx-cb	cpx-c	cpx-b	pl-by	pl-la	pl-an	timg					
#1	37,3			62,7									30,8	4,497	
#2	32,9			63,8									3,3	31,8	3,821
#3	32,3			42,2			25,5							44,7	1,811
#4	31,8			46,4				21,8						42,6	3,620
#5		32,5			45,3		22,2							39,6	4,310
#6			31,6			42,8	25,7							47,2	0,588
#7	27,3			41,6			27,8						3,4	48,9	0,227
#8	21,9			36,8				36,8					4,6	62,7	0,457
#9	15,7			32,6					45,7				6,0	89,3	1,424
#10		24,7			41,6		28,3						5,4	48,3	0,167
#11			29,4			42,5	26,5						1,6	48,6	0,238

Résultats des calculs de bilan de masse pour la séquence de cristallisation CF₁.

1-F = taux de cristallisation fractionnée ; Σr^2 = somme des carrés des écarts. Pour les autres abréviations, se référer à la légende du tableau 5.7.

L'écriture grise indique les essais qui ne sont pas considérés comme satisfaisants, car la Σr^2 est supérieure à 1. Les essais mis en évidence en grisé ont été vérifiés avec les éléments en traces.

Les cumulats #2, #6, #7 et #8, surlignés en grisé dans le tableau 5.8, ont été testés avec les éléments en traces et sont présentés dans des diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Fig. 5.19).

La figure 5.19 démontre que le plagioclase (bytownite) est nécessaire, car son absence dans le cumulat provoque une anomalie positive en Sr trop élevée (cumulat #2). De plus, les calculs basés sur les éléments majeurs montrent également un mauvais ajustement du modèle ($\Sigma r^2 > 3$) pour ce cumulat. Les autres compositions de cumulat (#6, #7 et #8) reproduisent relativement bien la composition de la roche fille PDA12A, malgré des teneurs en LREE (La et Ce) un tout petit peu trop basses. Comme l'augmentation de la quantité de titano-magnétite résiduelle a pour effet d'appauvrir le liquide en LREE et que le taux de cristallisation du cumulat #8 (62%) est très élevé, la meilleure composition de cumulat permettant de cristalliser PDA12A à partir de PDA3E est :

27-31% olivine + 42-43% clinopyroxène + 26-28% plagioclase (bytownite) + 0-3% titano-magnétite

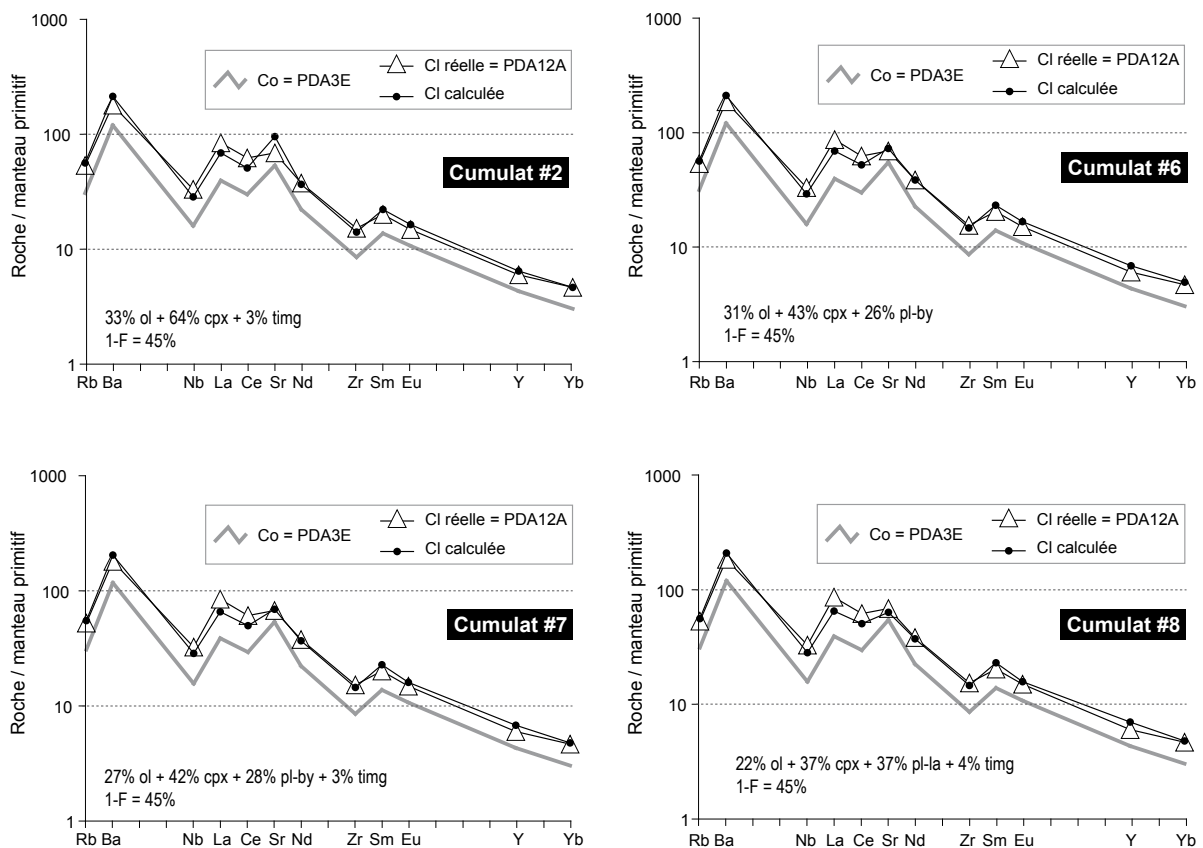
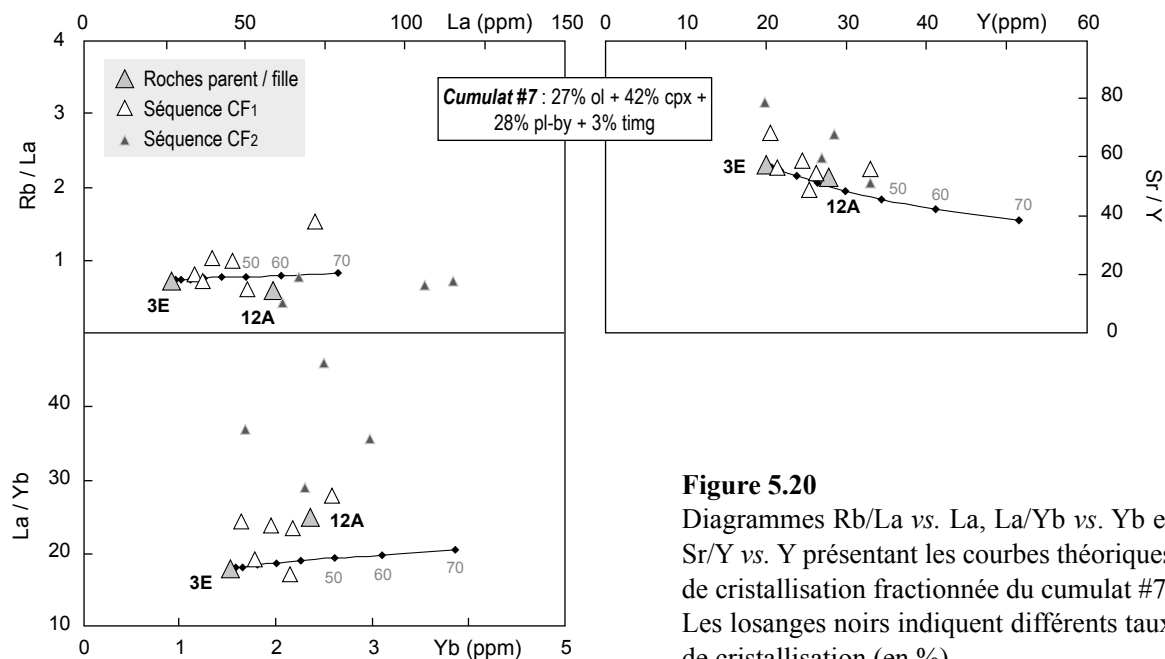


Figure 5.19

Diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montrant la composition de la roche fille calculée (CI calculée) par rapport à la roche fille réelle (CI réelle = PDA12A). Co = composition de la roche parent (PDA3E) ; 1-F = taux de cristallisation fractionnée ; ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; plg-by = plagioclase (bytownite) ; timg = titano-magnétite.

Dans ce cas, le taux de cristallisation requis pour reproduire les compositions en éléments en traces (45%) est similaire à celui estimé avec les éléments majeurs (47-48%).

Afin de tester cette composition de cumulat sur toute la séquence de cristallisation fractionnée, la courbe de cristallisation du cumulat #7 est présentée dans des diagrammes (Fig. 5.20) utilisant différents rapports d'éléments en traces (Rb/La vs. La, La/Yb vs. Yb et Sr/Y vs. Y).



En ce qui concerne les rapports Rb/La et Sr/Y, le modèle parvient à expliquer la majorité des échantillons composant la séquence CF₁. Il faut toutefois remarquer une légère dispersion de certains échantillons, par rapport à la courbe de cristallisation fractionnée théorique. En revanche, pour le rapport La/Yb, la plupart des échantillons ne peuvent être reproduits par un processus de cristallisation fractionnant le cumulat #7. Il faut donc réfléchir à une phase minérale, absente de l'assemblage minéralogique des laves de la séquence CF₁, qui serait capable d'augmenter fortement le rapport La/Yb, *i.e* d'augmenter la teneur en La tout en gardant constante ou en diminuant celle de l'Yb. Le meilleur candidat est le grenat, mais une quantité importante d'amphibole peut produire le même effet. Afin de tester la première hypothèse, 5% de grenat ont été introduits dans le cumulat #7 à la place d'une quantité de plagioclase équivalente. Dans ces conditions, la courbe de cristallisation fractionnée suit effectivement la tendance évolutive des laves de la séquence CF₁ (Fig 5.21). Sur les diagrammes Rb/La vs. La et La/Yb vs. Yb, le degré de cristallisation requis est cependant beaucoup plus fort (~60%) que pour le cumulat #7.

Au vu de ce résultat, il convient de vérifier si la présence de grenat se justifie également avec les éléments majeurs. De nouveaux calculs de bilan de masse ont donc été effectués en rajoutant du grenat dans l'assemblage cumulatif de la séquence CF₁ (Tableau 5.8).

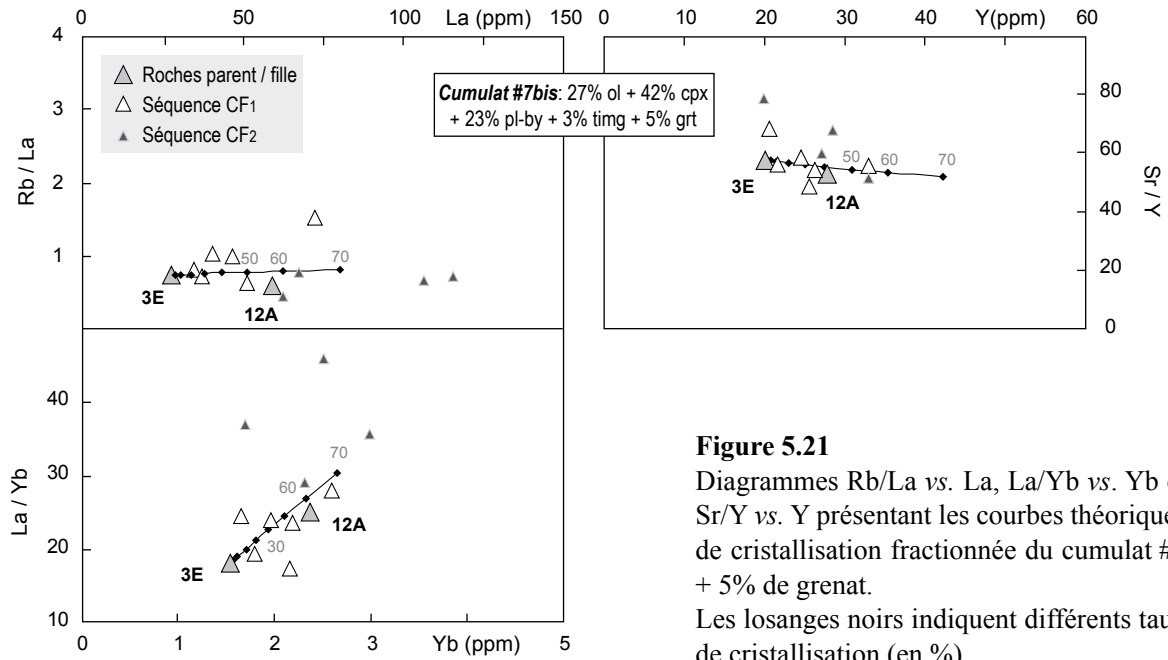


Figure 5.21
Diagrammes Rb/La vs. La, La/Yb vs. Yb et Sr/Y vs. Y présentant les courbes théoriques de cristallisation fractionnée du cumulat #7 + 5% de grenat. Les losanges noirs indiquent différents taux de cristallisation (en %).

La quantité de grenat calculée s'avère très élevée (14-34%) et ne concorde pas avec les modèles utilisant les éléments en traces, pour lesquels 5% de grenat suffisent (Tableau 5.8). Surtout, en présence de grenat, la quantité de plagioclase cumulatif est trop faible (3-10%) pour rendre compte de la teneur en Sr de la roche fille. En effet, comme la cristallisation de grenat se produit à une pression supérieure à celle du plagioclase, la présence de ce minéral dans le cumulat ne peut être en accord avec les quantités importantes de plagioclase nécessaires pour reproduire les laves de la séquence CF₁. A cause de la divergence au niveau des conditions de cristallisation de ces minéraux et des résultats des bilans de masse, l'hypothèse du grenat cumulatif n'est donc pas appropriée pour rendre compte de la différenciation des laves du Pan de Azúcar.

Tableau 5.8

Résultats des calculs de bilan de masse pour la séquence de cristallisation CF₁, en présence de grenat et/ou d'amphibole dans le cumulat.
grt = grenat ; am = amphibole ; 1-F = taux de cristallisation fractionnée ; Σr^2 = somme des carrés des écarts. Pour les autres abréviations, se référer à la légende du tableau 5.7.

¹ la composition du grenat et des amphiboles sont présentées dans le tableau 5.10.

L'écriture grise indique les essais qui ne sont pas considérés comme satisfaisants, car la Σr^2 est supérieure à 1. Les essais mis en évidence en grisé ont été vérifiés avec les éléments en traces (Fig. 5.22 et 5.23).

	Composition modale du cumulat (%)								
	ol-cb	cpx-cb	pl-by	timg	grt ¹	amA ¹	amB ¹	1-F (%)	Σr^2
#12	14,5	48,8	3,0		33,8			47,7	0,376
#13	16,0	37,1	9,6		14,1	23,2		49,8	0,114
#14	11,8	44,4			28,9		14,9	47,9	0,257
#15	5,5	35,3		0,4	31,4	27,5		51,6	0,084
#16	30,1	39,3	24,4			6,2		45,3	1,800
#17	19,3	30,6	16,0				34,2	50,3	0,213
#18	22,7	35,5	21,4	1,7			18,9	49,9	0,147

L'ajout d'amphibole dans le cumulat, une autre phase susceptible de produire un rapport La/Yb élevé, a ensuite été testé. Les bilans de masse montrent que 19-34% d'amphibole peuvent être stables dans le cumulat (Tableau 5.9). Le calcul des courbes de cristallisation à partir des cumulats #17 et #18 montre que la présence d'amphibole permet effectivement d'améliorer le modèle au niveau du rapport La/Yb, le meilleur résultat étant obtenu pour 34% d'amphibole cumulative (Fig. 5.22). La titano-magnétite n'est alors plus présente dans le cumulat, qui se compose de :

19% olivine + 31% clinopyroxène + 16% plagioclase + 34% amphibole

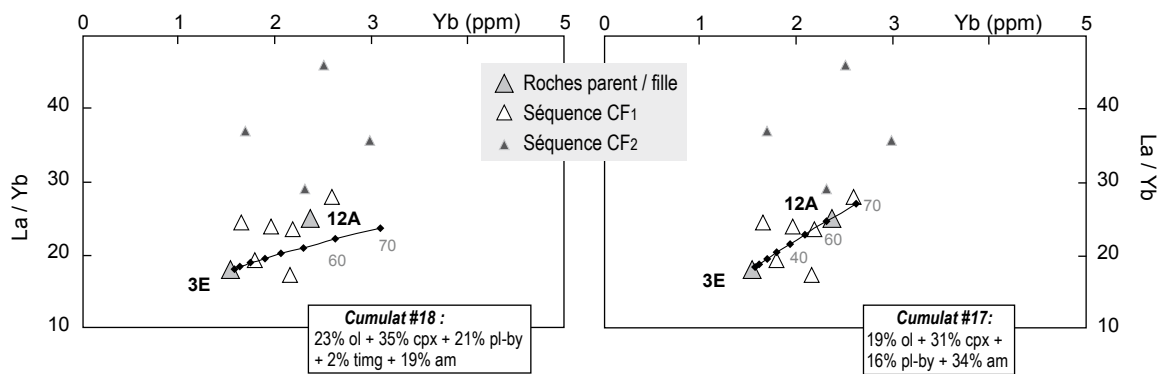


Figure 5.22

Diagrammes La/Yb vs. Yb présentant deux courbes théoriques de cristallisation fractionnée de cumulats contenant 19% et 34% d'amphibole. Les losanges noirs indiquent différents taux de cristallisation (en %).

Sur un diagramme Rb/La vs. La (Fig. 5.23a), les courbes de cristallisation calculées à partir des cumulats #7 (0% d'amphibole), #17 (34% d'amphibole) et #18 (19% d'amphibole) sont identiques et permettent de reproduire la séquence CF₁, à l'exception d'un seul échantillon. Afin de reproduire tous les échantillons sur un diagramme Sr/Y vs. Y (Fig. 5.23b), il est nécessaire de faire varier la proportion d'amphibole cumulative de 0 à 34%. La présence d'amphibole en proportion variable dans le cumulat semble ainsi nécessaire pour expliquer certains échantillons de la séquence CF₁. Ce minéral hydraté ne se rencontre pas dans les laves qui constituent la séquence CF₁, mais il est présent dans celles de la séquence CF₂, ce qui renforce l'hypothèse de son fractionnement. Il faut toutefois préciser que les taux de cristallisation visibles sur les diagrammes La/Yb vs. Yb (~60%) sont toujours plus élevés que ceux estimés par les calculs de bilan de masse et les diagrammes multi-élémentaires (~45%)

5.5.2.2) Séquence de cristallisation fractionnée CF₂ (PDA12A-PDA11)

La deuxième séquence de cristallisation fractionnée permet la transition des basaltes aux andésites basiques, puis aux andésites acides.

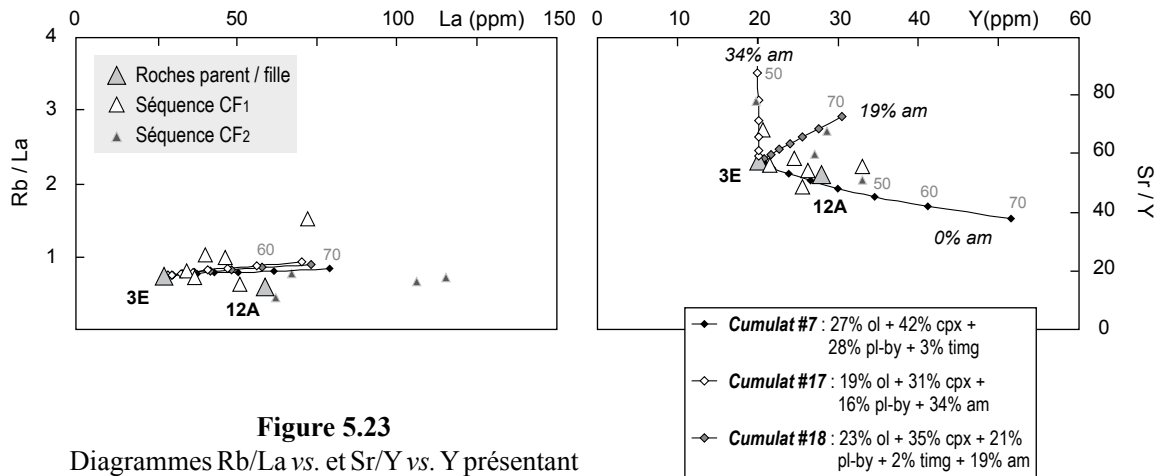


Figure 5.23

Diagrammes Rb/La vs. et Sr/Y vs. Y présentant les courbes théoriques de cristallisation fractionnée des cumulats #7, #17 et #18. Les losanges indiquent différents taux de cristallisation (en %).

Les phénocristaux et microphénocristaux présents dans les laves de cette séquence sont : le clinopyroxène, le plagioclase, la magnétite-ulvöspinelle, l'amphibole et l'apatite. L'absence probable d'olivine dans le cumulat est corroborée par les teneurs en Cr et Ni qui sont < 20 ppm pour toutes les laves de cette séquence (*cf.* Fig. 4.19). Les compositions moyennes des minéraux, ainsi que des roches parent et fille utilisées pour les calculs de bilan de masse, sont présentées dans le tableau 5.9.

Deux compositions différentes de titano-magnétite et d'amphibole ont été employées dans les calculs de bilan de masse, car elles se répartissaient en deux familles distinctes. Etant donné que les calculs de bilan de masse de la séquence CF₁ ont donné des résultats similaires quelle que soit la composition d'olivine et de clinopyroxène utilisée (coeur, bordure, ou moyenne coeur-bordure), ceux de la séquence CF₂ ont uniquement été effectués avec les moyennes coeur-bordure de ces minéraux.

Le tableau 5.10 synthétise les résultats des bilans de masse entre PDA12A (roche parent) et PDA11 (roche fille). Ils mettent clairement en évidence l'absence d'olivine cumulative, car la plupart des essais effectués avec ce minéral n'aboutissent à aucun résultat satisfaisant ($\Sigma r^2 > 1,8$ pour les cumulats #1-4 ou calculs impossibles pour les cumulats #5-10). Seul le cumulat #11 donne un résultat probant ($\Sigma r^2 = 0,5$). En plus de l'olivine, il contient du clinopyroxène, du plagioclase (labrador), de la titano-magnétite et de l'apatite. Pour les cumulats ne contenant pas d'olivine, les bilans de masse réalisés avec la bytownite et l'andésine ne sont pas présentés, car la Σr^2 est trop élevée pour les calculs avec la bytownite et les taux de cristallisation sont irréalistes ($1-F > 75\%$) pour ceux avec l'andésine. Les cumulats qui ont été testés avec les éléments en traces sont surlignés en grisé dans le tableau 5.10.

	Roche parent Roche fille		Minéraux cumulatifs										
	PDA12A	PDA11	ol-cb ¹	cpx-cb ¹	pl-by ²	pl-la ²	pl-an ²	timgA ³	timgB ³	amA ³	amB ³	ap	grt ⁴
SiO ₂	50,65	60,41	38,59	50,97	48,65	54,07	58,38	0,09	0,09	45,29	41,06	0,00	40,53
TiO ₂	1,23	0,52	0,02	0,65	0,00	0,00	0,00	10,19	8,79	3,09	3,09	0,00	0,46
Al ₂ O ₃	18,51	19,08	0,02	3,04	32,07	28,44	25,81	6,71	2,71	9,50	13,44	0,00	22,91
FeO*	8,82	5,02	19,69	8,09	0,61	0,65	0,46	77,61	84,27	8,24	12,90	0,49	14,19
MnO	0,20	0,14	0,45	0,49	0,00	0,00	0,00	0,58	1,21	0,24	0,23	0,14	0,41
MgO	4,19	1,03	40,99	13,91	0,05	0,05	0,02	4,79	2,86	17,50	13,37	0,33	14,20
CaO	9,54	4,77	0,21	22,22	15,92	11,44	7,96	0,02	0,03	12,14	12,17	55,80	7,28
Na ₂ O	4,50	5,82	0,01	0,63	2,59	4,93	6,59	0,00	0,00	3,01	2,80	0,00	0,01
K ₂ O	1,58	2,89	0,01	0,01	0,12	0,41	0,78	0,01	0,02	0,99	0,94	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,77	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	43,25	0,00

Tableau 5.9

Compositions de la roche parent et de la roche fille, ainsi que des minéraux susceptibles de fractionner lors de l'évolution de la séquence CF₂. Les compositions sont normalisées à 100% sur une base anhydre. ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; timg = titano-magnétite ; am = amphibole ; ap = apatite ; grt = grenat. * tout le fer est exprimé sous forme FeO ; ¹ cb = moyenne des coeurs et des bordures ; ² pl-by = bytownite ; pl-la = labrador ; pl-an = andésine ; ³ A et B correspondent à deux familles de composition différente ; ⁴ composition provenant de Müntener et al., 2001.

	Composition modale du cumulat (%)											1-F (%)	Σr ²
	ol-cb	cpx-cb	pl-by	pl-la	pl-an	timgA	timgB	ampA	ampB	ap			
#1	8,0	26,6	53,2			12,2						51,1	2,078
#2	5,6	22,9		61,1		10,4						67,6	1,813
#3	3,1	20,2			67,7	9,1						96,4	2,477
#4	6,5	21,1		63,0			9,4					69,5	2,121
#5	X	X	X			X		X				-	-
#6	X	X		X		X		X				-	-
#7	X	X		X			X	X				-	-
#8	X	X		X			X		X			-	-
#9	X	X	X			X		X		X		-	-
#10	X	X		X		X		X		X		-	-
#11	8,3	17,4		60,1		10,7				3,6		60,1	0,482
#12		14,1		54,4		10,1		21,4				66,6	0,985
#13		13,9	45,3			11,5		29,3				52,3	1,096
#14		11,1		55,3			9,2	24,5				68,3	0,990
#15		14,0		47,3		7,7			31,1			63,3	0,851
#16		11,9		47,3			6,7		34,1			64,1	0,836
#17		9,0		51,9		10,5		25,9		2,9		60,2	0,078
#18		9,3		43,7		7,6			36,6	2,8		57,1	0,047
#19		7,3		43,7			6,7		39,6	2,8		57,8	0,030
#20		6,0		52,8			9,5	28,9		2,8		61,7	0,059

Tableau 5.10

Résultats des calculs de bilan de masse pour la séquence de cristallisation CF₂.

1-F = taux de cristallisation fractionnée ; Σr² = somme des carrés des écart ; X = calculs impossibles. Pour les autres abréviations, se référer à la légende du tableau 5.9.

L'écriture grise indique les essais qui ne sont pas considérés comme satisfaisants, car la Σr² est supérieure à 1. Les essais mis en évidence en grisé ont été vérifiés avec les éléments en traces.

D'après les diagrammes multi-élémentaires de la figure 5.24, le cumulat #11, qui renferme de l'olivine et pas d'amphibole, ne donne pas un résultat concluant. En effet, la quantité de plagioclase cumulatif (60%) est élevée, ce qui induit un appauvrissement trop important en Sr et en Eu.

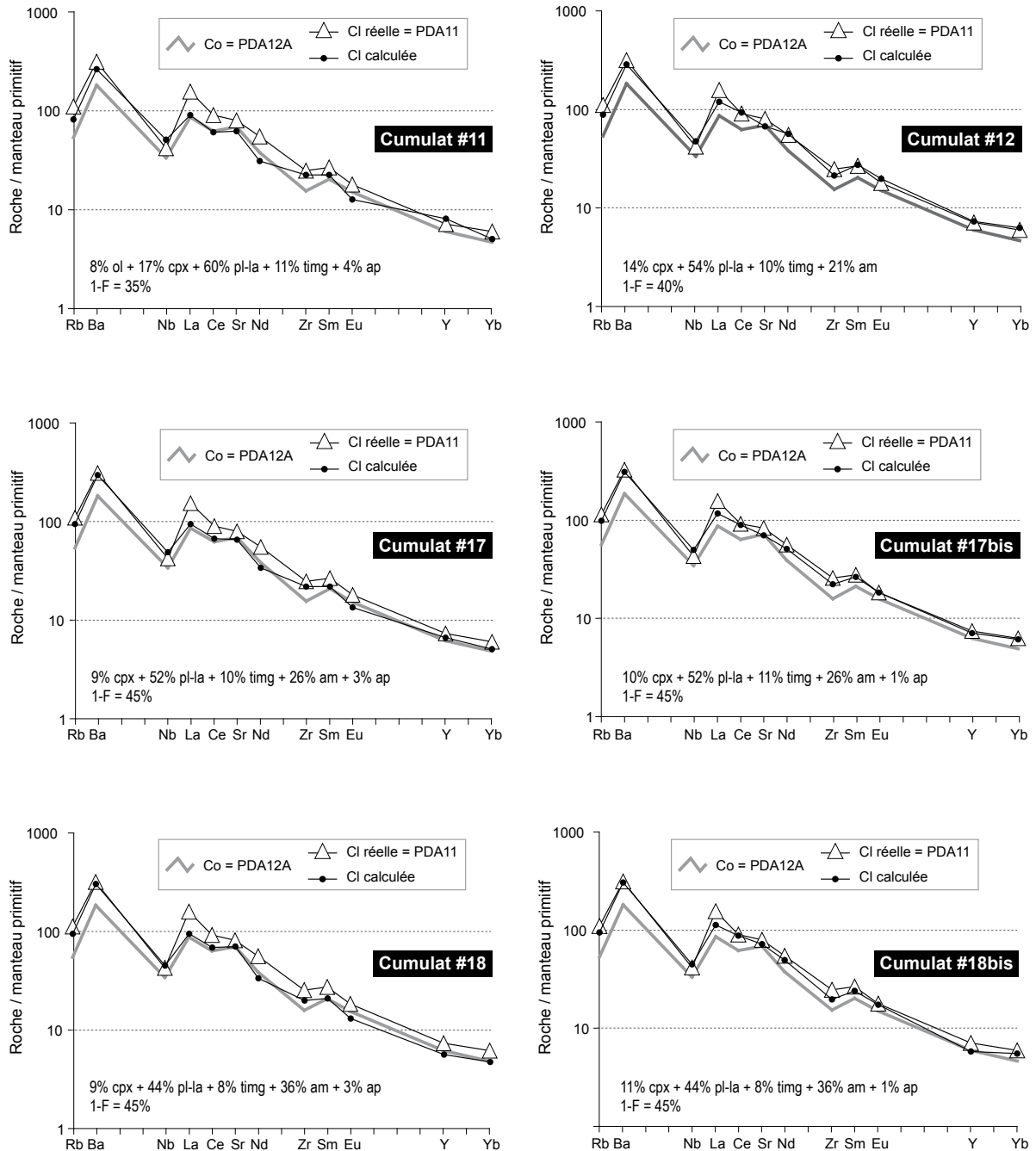


Figure 5.24

Diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montrant la composition de la roche fille calculée (CI calculée) par rapport à la roche fille réelle (CI réelle = PDA11). Co = composition de la roche parent (PDA12A) ; 1-F = taux de cristallisation fractionnée ; ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; pl-la = plagioclase (labrador) ; timg = titanomagnétite ; am = amphibole ; ap = apatite.

Lorsque l'olivine est absente et que l'amphibole est présente dans le cumulat, les résultats obtenus avec 1% d'apatite (#17bis, #18bis) sont bien meilleurs que ceux effectués avec 3% (#17, #18), comme indiqué par les calculs avec les éléments majeurs. Il semble ainsi que les bilans de masse surestiment la quantité d'apatite résiduelle. Le modèle réalisé sans apatite (cumulat #12) donne un résultat acceptable en ce qui concerne les éléments en traces, mais la Σr^2 (0,985) est toutefois moins bonne que pour les autres compositions de cumulat. En fait, la présence de microphénocristaux d'apatite dans les andésites, ainsi que la rupture de pente clairement marquée dans le diagramme P_2O_5 vs. Mg# (cf. Fig. 5.18), favorisent la présence d'apatite cumulative.

Comme 36% d'amphibole (#18bis) appauvrissent trop le liquide final en Y, le cumulat qui ajuste le mieux le liquide calculé au liquide réel (PDA11) est le #17bis, avec 26% d'amphibole et 1% d'apatite cumulatives. Toutefois, la quantité de plagioclase (labrador) est légèrement trop élevée. Un essai a été réalisé en essayant d'ajuster les proportions des différents minéraux cumulatifs, afin d'obtenir le meilleur résultat pour tous les éléments en traces (Fig. 5.25). Le cumulat « idéal » contiendrait :

29% clinopyroxène + 40% plagioclase (labrador) + 10% titano-magnétite + 20% amphibole + 1% apatite

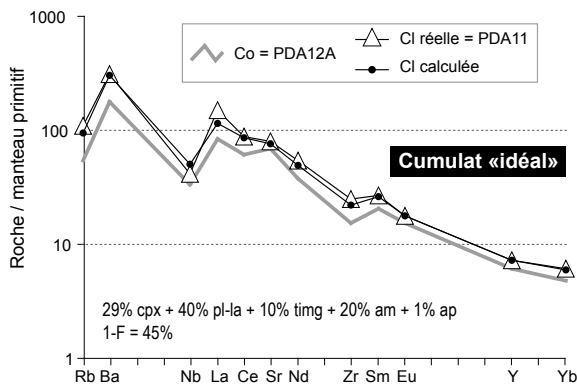


Figure 5.25

Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montrant la composition de la roche fille calculée (Cl calculée) d'après la composition modale du « cumulat idéal ».

Co = composition de la roche parent (PDA12A); 1-F = taux de cristallisation fractionnée; ol = olivine; cpx = clinopyroxène; pl-la = plagioclase (labrador); timg = titano-magnétite; am = amphibole; ap = apatite.

Pour tous ces modèles, les résultats obtenus avec les éléments en traces aboutissent à des taux de cristallisation plus faibles (45%) que ceux estimés lors des calculs de bilan de masse (57-64%). Ils sont par ailleurs plus réalistes.

Comme la composition du cumulat « idéal » ne correspond pas strictement à celle calculée par les bilans de masse, c'est le cumulat #17bis qui a été utilisé pour les calculs de la courbe théorique de cristallisation (Fig. 5.26). Malgré un léger décalage, les diagrammes Rb/La vs. La et Sr/Y vs. Y indiquent que la lave PDA11 peut effectivement être reproduite avec la composition du cumulat #17bis (26% d'amphibole). En revanche, d'après le diagramme Sr/Y vs. Y, les autres laves de la séquence CF₂ nécessiteraient une quantité d'amphibole plus importante dans le cumulat (~50%). Sur le diagramme La/Yb vs. Yb, la roche fille PDA11 peut dériver du fractionnement

d'un cumulat renfermant entre 26% et 50% d'amphibole. Quant aux autres laves de la séquence CF₂, elles requièrent à nouveau ~50% d'amphibole cumulative. Sur ce diagramme, un échantillon reste quand même inexplicé.

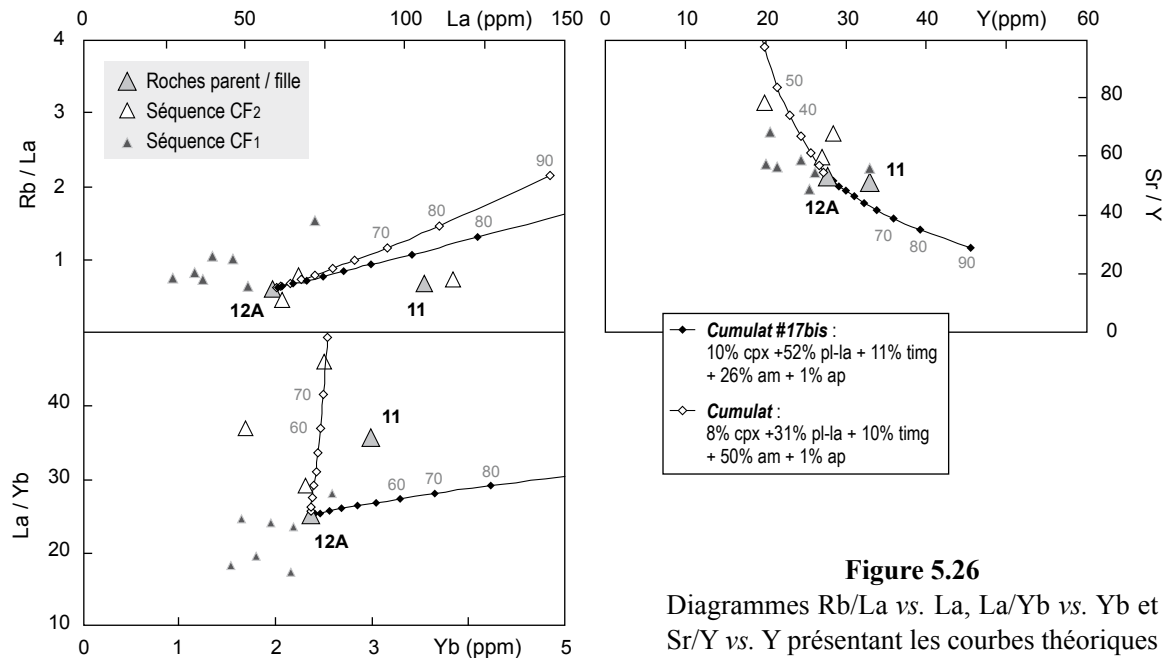


Figure 5.26

Diagrammes Rb/La vs. La, La/Yb vs. Yb et Sr/Y vs. Y présentant les courbes théoriques de cristallisation fractionnée de deux cumulats contenant respectivement 26 et 50% d'amphibole pour la séquence CF₂. Les losanges indiquent différents taux de cristallisation (en %).

De manière identique à la séquence CF₁, la séquence de cristallisation CF₂ requiert une quantité variable (26-50%) d'amphibole dans le cumulat, pour expliquer les variations de certains rapports d'éléments en traces dans quelques échantillons. Pour la séquence CF₂, les bilans de masse estiment la quantité maximale d'amphibole cumulative à 40%, ce qui n'est pas très éloigné des 50% suggérés par les diagrammes utilisant les éléments en traces.

5.5.3) Série Pan de Azúcar 2

Etant composée de seulement quatre échantillons, la série Pan de Azúcar 2 est moins bien contrainte que la série 1. Même s'il est difficile de définir précisément les séquences de cristallisation fractionnée, les variations de certains éléments majeurs et en traces (Fig. 5.27) semblent présenter des ruptures de pente similaires à celles décrites pour la série Pan de Azúcar 1 (*cf.* Fig. 5.18). Les études pétrographique (§ 4.4) et géochimique (§ 4.5), ainsi que la comparaison avec le comportement de la série Pan de Azúcar 1 (§ 5.5.2), permettent de formuler les commentaires suivants :

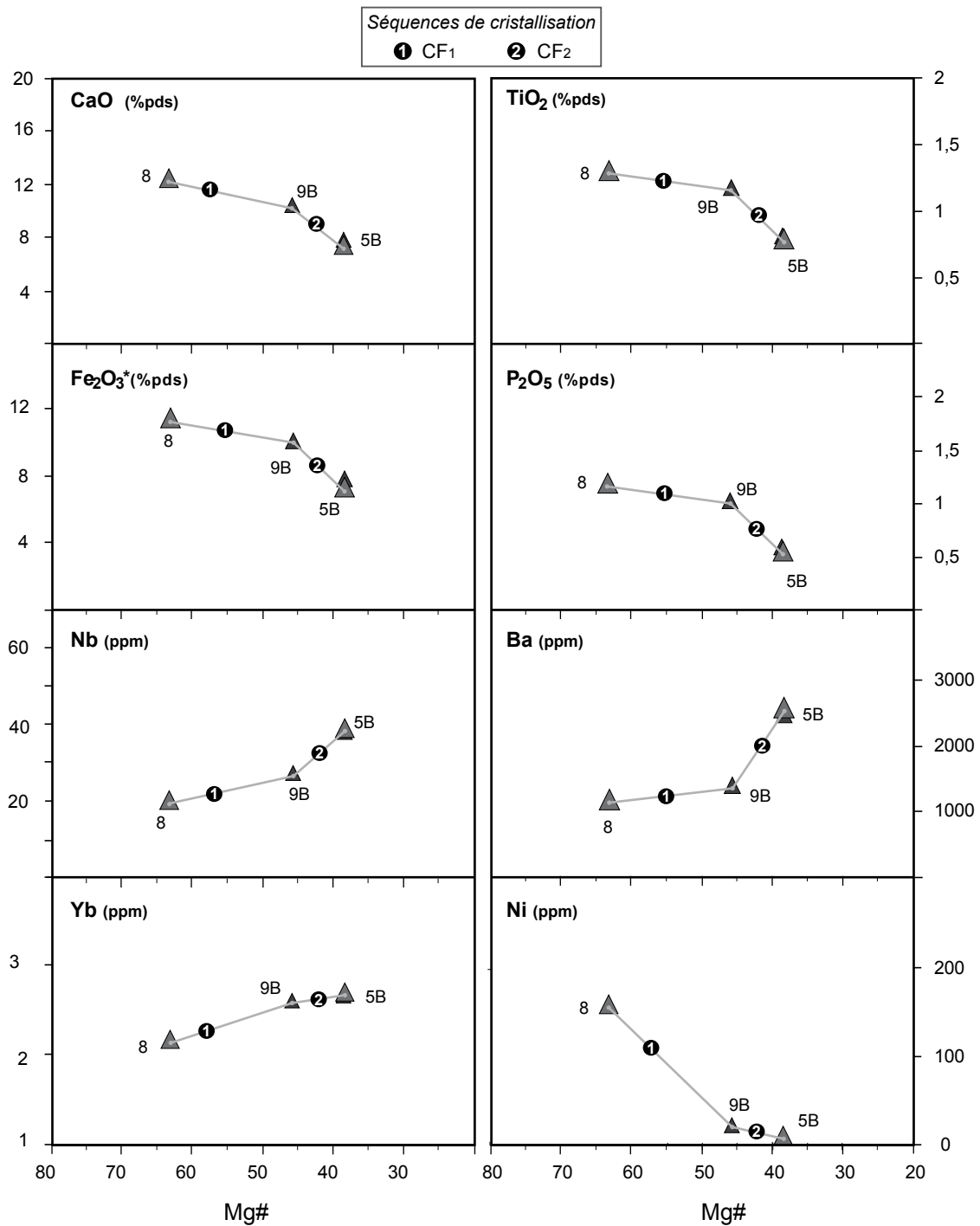


Figure 5.27

Teneurs de certains éléments majeurs et en traces en fonction du Mg#. Les ruptures de pente visibles dans ces diagrammes suggèrent que la composition modale du cumulat a changé au cours de la différenciation par cristallisation fractionnée.

CF₁ = première séquence de cristallisation fractionnée ; CF₂ = deuxième séquence de cristallisation fractionnée ; triangles = série Pan de Azúcar 2.

N.B. La diminution du Mg# se fait vers la droite.

- les éléments majeurs et en traces de la série Pan de Azúcar 2 présentent des tendances évolutives comparables à celles décrites pour la série 1 ;
- en raison de la rupture de pente visible dans certains diagrammes de variation des éléments majeurs et en traces, il semble que la séquence de cristallisation puisse se diviser en deux étapes qui pourraient être le résultat d'un changement de la composition modale du cumulat, comme pour la série Pan de Azúcar 1.
- l'étude des lames minces de la série 2 indique une variation de l'assemblage minéralogique avec au départ un assemblage à olivine, clinopyroxène, plagioclase et titano-magnétite suivi par 1) la disparition de l'olivine, 2) l'augmentation de la quantité de plagioclase et 3) l'apparition de phénocristaux et microphénocristaux d'amphibole, d'apatite et d'haüyne ; ces observations appuient l'hypothèse d'un changement de la composition modale du cumulat au cours de la différenciation.

Avec le nombre restreint d'échantillons à disposition, le seul moyen de quantifier le processus de cristallisation fractionnée serait de modéliser une seule étape de cristallisation globale. Plusieurs modèles ont été testés, mais compte tenu des différences de composition entre l'absarokite primaire (PDA8 = roche parent) et les deux shoshonites différenciées (PDA5B et 5C = roches filles), ainsi que de la quantité de phases minérales susceptible d'être impliquées dans le cumulat, aucun résultat concluant n'a été obtenu. Toutefois, d'après les observations effectuées ci-dessus, les deux séquences de cristallisation pourraient avoir fractionné les cumulats suivants :

- séquence CF₁ : *olivine + clinopyroxène + plagioclase + titano-magnétite ± amphibole*
- séquence CF₂ : *clinopyroxène + plagioclase + titano-magnétite + amphibole + apatite + haüyne*

5.5.4) *Conclusion de la différenciation par cristallisation fractionnée des laves du Pan de Azúcar*

Les modèles réalisés dans cette section complètent les observations effectuées dans le chapitre 4 et permettent d'émettre les conclusions suivantes :

(1) Les modèles réalisés à l'aide des éléments majeurs et en traces confirment que la cristallisation fractionnée est un processus pouvant expliquer la différenciation de la série Pan de Azúcar 1. Ce processus se décompose en deux séquences de cristallisation, qui se distinguent par des compositions modales du cumulat différentes. La première séquence (CF₁) rend compte de l'évolution des basaltes et s'explique par le fractionnement (~45%) d'un cumulat composé d'*olivine + clinopyroxène + plagioclase (bytownite) + titano-magnétite ± amphibole*. La variation de la quantité d'amphibole cumulative permet de reproduire l'ensemble de la séquence CF₁. La seconde séquence de cristallisation fractionnée (CF₂) s'étend des basaltes aux andésites acides. Pour cette séquence, le

cumulat renferme du *clinopyroxène* + *plagioclase (labrador)* + *amphibole* + *apatite* ± *titano-magnétite* et est issu d'~45% de fractionnement. Il est à nouveau nécessaire de faire varier la quantité d'amphibole dans le cumulat pour expliquer la totalité de la séquence. Les principales différences entre les deux séries sont : la disparition de l'olivine, le changement de composition du plagioclase et l'apparition d'apatite dans la séquence CF₂.

(2) En ce qui concerne la série Pan de Azúcar 2, la quantification du processus de cristallisation fractionnée n'a pas pu être réalisée, car le nombre d'échantillons était trop restreint. Toutefois, la similitude qui existe entre les tendances évolutives des deux séries du Pan de Azúcar, couplée à l'évolution modale de l'assemblage minéralogique de la série 2, permet de supposer le fractionnement successif de deux cumulats différents. Le premier serait composé d'*olivine* + *clinopyroxène* + *plagioclase (bytownite)* + *titano-magnétite* ± *amphibole* et le second de *clinopyroxène* + *plagioclase (labrador)* + *titano-magnétite* + *amphibole* + *apatite* + *haiïne*.

(3) A partir de certains rapports d'éléments en traces caractéristiques (e.g. La/Yb, Sr/Y), les modèles montrent qu'une phase possédant des K_D élevés pour les HREE et l'Y doit se trouver dans le cumulat des deux séquences de cristallisation fractionnée de la série Pan de Azúcar 1. Deux phases minérales peuvent produire des rapports La/Yb et Sr/Y élevés : l'amphibole et le grenat. L'absence systématique de grenat dans les roches du Pan de Azúcar, ainsi que dans les laves produites à travers tout l'arc équatorien, de même que l'abondance de plagioclase qui cristallise dans une gamme de pression différente, va à l'encontre d'un fractionnement précoce de ce minéral. De même, les bilans de masse effectués pour la séquence CF₁ de la série Pan de Azúcar 1, qui estiment la quantité de grenat cumulatif entre 14 et 34%, ne sont pas en accord avec les modèles effectués à l'aide des éléments en traces. En effet, ces derniers indiquent que 5% de grenat suffisent.

Au contraire, en ce qui concerne la présence d'amphibole dans le cumulat, un bon accord existe entre les bilans de masse réalisés avec les éléments majeurs et les modèles qui utilisent les éléments en traces. De plus, des phénocristaux d'amphibole se rencontrent dans les laves les plus évoluées des deux séries du Pan de Azúcar.

(4) Les modèles ont montré que les calculs de bilan de masse effectués avec les éléments majeurs surestiment toujours la quantité d'apatite dans le cumulat par rapport aux éléments en traces. Il est cependant possible que les coefficients de partage de l'apatite ne soit pas parfaitement adaptés aux compositions des laves du Pan de Azúcar. En effet, les $K_D^{ap/liq}$ de la littérature ont seulement été déterminés pour des liquides très acides.

(5) L'évolution pétrogénétique des magmas du Pan de Azúcar, gouvernée par la cristallisation fractionnée, paraît plus complexe que celle des laves de Mera et des cônes de Puyo. En effet, les laves du Pan de Azúcar se répartissent en deux séries,

dont la différenciation requiert deux séquences de cristallisation, caractérisées par un changement de la composition du cumulat. Les laves de Mera se différencient également par cristallisation, mais l'ensemble de la série s'explique par le fractionnement d'un seul cumulat, comparable à celui calculé pour la série Pan de Azúcar 1 : *i.e.* *olivine* + *clinopyroxène* + *plagioclase (bytownite)* + *titano-magnétite*. De plus, le taux de cristallisation est plus faible (~30%) que celui requis pour la série Pan de Azúcar 1 (~45%). Quant aux cônes de Puyo, il a été démontré que l'évolution de cette série est gouvernée par une augmentation du taux de fusion partielle, couplée à la diminution du grenat et à la disparition de la phlogopite dans le résidu de fusion.

6 APPROCHE EXPERIMENTALE DE LA GENESE DES MAGMAS SOUS L'ARC EQUATORIEN :

Fusion partielle d'une péridotite métasomatisée par un liquide adakitique

6.1) *Problématique*

L'objectif du travail expérimental est de tester et de vérifier le modèle pétrogénétique qui a été élaboré au chapitre 5.2. Les expériences ont par conséquent été réalisées dans les conditions les plus proches de celles déduites du modèle géochimique, en ce qui concerne le matériel de départ, la pression (P), la température (T) et le degré de fusion partielle (F).

Des expériences de fusion partielle ont donc été effectuées en piston-cylindre demi-pouce (½"), à partir d'une source identique à celle proposée par le modèle : une lherzolite métasomatisée par 5% de liquide adakitique. Concernant la pression et la température, la croûte océanique subductée se trouve au maximum à 150 km sous les volcans de l'arrière-arc. Il est ainsi fort probable que la fusion partielle du coin de manteau se produise entre 3 et 4 GPa (90-120 km de profondeur), voire même à des pressions inférieures à 3 GPa. Comme le piston-cylindre avec contre-pression du Laboratoire Magmas et Volcans était en phase de remise en route au début de ce travail expérimental, il a fallu travailler à $P \leq 2,5$ GPa au lieu de 3-4 GPa prévu initialement, pour réduire les problèmes de fissuration des noyaux de carbure de tungstène. Deux séries d'expériences ont été réalisées à 2 et 2,5 GPa, ce qui correspond à 60-75 km de profondeur dans le coin de manteau. Ces conditions de pression sont toutefois applicables aux volcans de l'arrière-arc équatorien, si la fusion partielle du coin mantellique se produit à des profondeurs inférieures à 90 km. De plus, elles sont parfaitement adaptées au contexte géodynamique de l'arc principal équatorien (épaisseur de la croûte continentale = ~50 km ; Prévot et al., 1996), ainsi qu'à toutes les zones de subduction où des liquides silicatés acides interagissent avec le coin mantellique.

Le tableau 6.1 présente les études réalisées auparavant sur les volcans de l'arc principal et de l'arrière-arc équatorien. D'après les différents auteurs, les magmas émis dans les deux arcs sont engendrés par la fusion partielle d'un manteau métasomatisé par des liquides adakitiques et/ou par des fluides aqueux, suivant un degré de fusion modéré à faible (0,8-15% pour l'arc principal ; 1-4% pour l'arrière-arc).

	Edifice volcanique	Références	Caractéristiques des produits éruptifs	Modalités de la genèse
Arc principal	Cayambe	<i>Samaniego et al., 2002, 2005</i>	Viejo Cayambe (1,1-1 Ma) : andésites calco-alcalines moyennement potassiques, avec de rares dacites et rhyolites. Assemblage à plagioclase + clinopyroxène + orthopyroxène. Pas d'amphibole. Nevado Cayambe (0,4 Ma-Holocène): dacites moyennement potassiques, avec de rares andésites. Assemblage à plagioclase + clinopyroxène + orthopyroxène + amphibole. Laves enrichies en sodium, Ni, Cr et appauvries en HREE, par rapport aux laves du Viejo Cayambe. L'empreinte adakitique est plus importante pour le Nevado Cayambe.	Viejo Cayambe : 5-15% de fusion partielle d'un manteau métasomatisé par 3% de liquide adakitique, en présence d'un résidu lherzolitique contenant 2% de grenat. Nevado Cayambe: 5-15% de fusion partielle d'un manteau métasomatisé par 3% de liquide adakitique, en présence d'un résidu lherzolitique contenant 4% de grenat. La participation des liquides adakitiques semble plus importante qu'au Viejo Cayambe.
	Antisana	<i>Barragan et al., 1998</i> <i>Bourdon et al., 2002b, 2003</i>	Andésites, dacites et rhyolites calco-alcalines hautement potassiques. Assemblage à plagioclase + orthopyroxène + clinopyroxène ± olivine. Laves riches en éléments incompatibles. Andésites et dacites calco-alcalines, moyennement à hautement potassiques. Assemblage à plagioclase + clinopyroxène + orthopyroxène. Pas d'olivine, ni d'amphibole. Laves riches en LILE, pauvres en HREE et Y. L'empreinte adakitique est plus ou moins marquée selon les laves.	3% de fusion partielle d'un manteau appauvri métasomatisé par 0,06% de fluides aqueux, en présence de grenat et probablement d'amphibole ou de rutile résiduels. 2-0,8% de fusion partielle d'un manteau métasomatisé par des liquides adakitiques, en présence d'un résidu à grenat ± amphibole.
	Mojanda-Fuya Fuya	<i>Samaniego, 1997</i> <i>Robin et al., 1997, soumis</i>	Mojanda: andésites et dacites calco-alcalines moyennement potassiques. Fuya Fuya: andésites, dacites et rhyolites moyennement potassiques à affinité adakitique. Assemblage à plagioclase + clinopyroxène + orthopyroxène ± olivine ± biotite ± amphibole pour les deux édifices. L'empreinte adakitique est plus marquée pour l'édifice Fuya Fuya.	Mojanda: fusion partielle d'un manteau métasomatisé par des fluides aqueux. Fuya Fuya: fusion partielle d'une source mantellique enrichie par 3% de liquide adakitique.
Arrière-arc	Sumaco	<i>Barragan et al., 1998</i> <i>Bourdon et al., 2003a, soumis</i>	Téphrites, basanites et phonolites alcalines. Assemblage à plagioclase + clinopyroxène (augite sodique) + haüyne ± olivine ± apatite. Laves riches en LILE et LREE, pauvres en silice (42-55%), enrichies en HFSE comparé aux laves de l'arc principal. Absarokites et shoshonites hautement potassiques à ultrapotassiques, sous-saturées en silice (jusqu'à 23% de néphéline normative). Assemblage à clinopyroxène sodique (fassaïte) ± plagioclase ± haüyne ± olivine ± apatite ± Ti-amphibole. Pas d'orthopyroxène. Laves riches en sodium et potassium, en LILE et LREE. Laves enrichies en HFSE et légèrement en HREE, comparé aux laves de l'arc principal.	2% de fusion partielle d'un manteau appauvri, avec une contribution négligeable des fluides issus de la déshydratation de la plaque subductée. 2% de fusion partielle d'un manteau métasomatisé par 10% de liquide adakitique, en présence d'un résidu à phlogopite (4%) ± grenat.
	Pan de Azucar	<i>Hoffer, 2004</i>	Série 1: basaltes et andésites, à hypersthène ou à néphéline normative. Assemblage à clinopyroxène (augite et wollastonite) + plagioclase ± olivine ± apatite ± amphibole. Pas d'orthopyroxène. Série 2: absarokites et shoshonites ultrapotassiques, avec 0,5-15% de néphéline normative. Assemblage à clinopyroxène (augite et wollastonite) + plagioclase ± olivine ± apatite ± amphibole ± haüyne. Pas d'orthopyroxène. Les deux séries présentent des laves riches en LILE et LREE, enrichies en HFSE, MREE et légèrement en HREE, comparé aux laves de l'arc principal.	1-4% de fusion partielle d'un manteau métasomatisé par 3-5% de liquide adakitique, en présence d'un résidu lherzolitique à grenat (2-6%) et à phlogopite (2-4%).
	Cônes de Puyo Laves de Mera	<i>Hoffer, 2004</i> <i>Hoffer et al., accepté pour publication</i>	Absarokites ultrapotassiques sous-saturées en silice (jusqu'à 2% de néphéline normative). Assemblage à olivine + clinopyroxène (diopside) ± phlogopite. Andésites moyennement à hautement potassiques, à hypersthène normatif (14-20%). Assemblage à olivine + clinopyroxène (augite). Les deux formations sont enrichies en HFSE et REE comparé aux laves de l'arc principal. Les absarokites de Puyo présentent des teneurs très élevées en LILE.	1-4% de fusion partielle d'un manteau métasomatisé par 3-5% de liquide adakitique, en présence d'un résidu lherzolitique à grenat (2-6%) et à phlogopite (2-4%).

Tableau 6.1

Tableau récapitulatif des édifices volcaniques de l'arc principal et de l'arrière-arc équatorien qui ont déjà été étudiés, avec les caractéristiques des produits éruptifs et les modalités de genèse des magmas, proposées par les différents auteurs.

Les produits des volcans de l'arc principal sont pour l'essentiel des andésites et des dacites calco-alcalines possédant une empreinte adakitique plus ou moins marquée, alors que les édifices de l'arrière-arc ont émis des basaltes-absarokites et des andésites-shoshonites alcalines sous-saturées en silice (jusqu'à 23% de néphéline normative). Comme toutes les laves d'arc, les laves équatoriennes contiennent une quantité non négligeable d'H₂O, amenée au coin de manteau par les fluides et/ou les liquides silicatés issus de la plaque plongeante (0,5-2% d'H₂O selon Stolper et Newman, 1994).

Les expériences de fusion partielle devaient donc réunir trois paramètres :

- 1) des conditions de pression et de température applicables à la fusion du manteau supérieur équatorien (> 50 km) ;
- 2) un degré de fusion partielle faible à modéré (1-15% maximum) ;
- 3) des conditions sous-saturées en H₂O.

De faibles degrés de fusion partielle et la présence d'H₂O augmentent fortement les difficultés expérimentales, notamment pour préserver le liquide des modifications dues à la trempe. Par conséquent, cette étude expérimentale s'est effectuée en deux étapes :

- 1) la mise au point d'une stratégie expérimentale permettant de déterminer la composition du liquide pour des faibles degrés de fusion partielle et dans des conditions sous-saturées en H₂O ;
- 2) l'application au problème équatorien, pour vérifier le modèle pétrogénétique selon lequel la fusion partielle d'une lherzolite fertile métasomatisée par un liquide adakitique, à des degrés de fusion faibles voire modérés ($\leq 15\%$), génère des liquides semblables au magmas de l'arc principal et/ou de l'arrière-arc équatorien.

6.1.1) *Faibles degrés de fusion d'un manteau hydraté : difficultés expérimentales*

Les expériences de fusion partielle directe ont pour objectif de déterminer la composition du liquide en équilibre avec un assemblage mantellique, pour un degré de fusion et des conditions de pression, température et fO_2 donnés. De nombreux problèmes inhérents aux techniques expérimentales empêchent parfois la détermination de la composition du liquide et des réactions de fusion. Dans le cas des expériences réalisées au cours de ce travail de thèse, qui cumulaient deux difficultés majeures (faibles degrés de fusion partielle et conditions hydratées), trois problèmes principaux peuvent être rencontrés :

- perte en fer et en H₂O § 6.1.1.1
- non atteinte de l'équilibre § 6.1.1.2
- modifications dues à la trempe § 6.1.1.3

6.1.1.1) Perte en fer et en H₂O

La perte en fer de l'échantillon vers le conteneur varie suivant la matière de la capsule et est fréquemment observée lors de l'utilisation de métaux précieux (*e.g.* platine ; Stern et Wyllie, 1975). Les vitesses de diffusion du fer étant différentes pour chaque phase, le fer est tout d'abord perdu par le liquide, puis par les olivines et finalement par les pyroxènes et la phase alumineuse. Une des principales conséquences de ce phénomène est l'éloignement des $K_{D_{Fe-Mg}}^{min-liq}$ ¹ et $K_{D_{Fe-Mg}}^{min-min}$, par rapport aux valeurs d'équilibre.

Un de moyens de limiter la perte en fer est d'utiliser des conteneurs en graphite, mais ils ne peuvent malheureusement pas être employés en conditions hydratées. Une autre alternative est l'utilisation de conteneurs en or ou en alliage AuPd (Kawamoto et Hirose, 1994 ; Hall et al., 2004 ; Schmidt et al., 2004). L'alliage AuPd présente notamment l'avantage d'avoir un point de fusion plus élevé que l'or pur. En effet, la température de fusion de l'alliage Au₈₀Pd₂₀ à 1 atm est de ~1350°C, contre 1064° pour l'or pur (Mirwald et Kennedy, 1979). La perte en fer vers des conteneurs formés de différents alliages (Au₉₀Pd₁₀, Au₈₀Pd₂₀ et Au₇₅Pd₂₅) est ≤ 4% relatif après 24 heures d'expérience (0,5-1,5 GPa et 1225-1400°C; Kawamoto et Hirose, 1994 ; Hall et al., 2004 ; Schmidt et al., 2004). Ces auteurs ont également démontré que la perte en fer dépend non seulement de la température et de la durée des expériences, mais également de la fO_2 . En effet, Gaetani et Grove (1998) ont observé une perte en fer nettement plus importante que Kawamoto et Hirose (1994), à savoir 38% relatif pour des capsules Au₈₀Pd₂₀ après 24 heures d'expérience (1,2 GPa et 1200°C). Ces auteurs attribuent cette différence à la faible fO_2 qui régnait dans leurs expériences, comparativement à celles de Kawamoto et Hirose (1994). Il apparaît ainsi que les pertes en fer sont fortement diminuées par des conditions oxydantes.

La perte en H₂O qui se produit en conditions hydratées est le résultat de la diffusion de H₂ (Hirose et Kawamoto, 1995) ou d'H₂O (Patiño Douce et Beard, 1994) à travers les parois de la capsule. C'est un problème important qui peut provoquer des modifications de la composition de la charge et des relations de phases (Hirose et Kawamoto, 1995). La diffusion de H₂ peut également entraîner des changements de la fO_2 et augmenter par conséquent la proportion de Fe³⁺ dans les minéraux et le liquide (*e.g.* Patiño Douce et Beard, 1994). Le choix du conteneur se révèle donc crucial et les capsules en alliage AuPd semblent à nouveau être de bonnes candidates. Ainsi, Hirose et Kawamoto (1995) ont observé que la diffusion de H₂ à travers les parois de capsules Au₇₅Pd₂₅ et Au₇₀Pd₃₀ était minimale. Cependant, les expériences de Hall et al. (2004) indiquent que la perte en H₂O lors de l'utilisation de capsules Au₈₀Pd₂₀ est variable (9-32% relatif) et est corrélée avec la fugacité d'oxygène du matériel de départ. Pour minimiser la perte en H₂O, il est important que le matériel de départ soit relativement oxydé.

¹ $K_{D_{Fe-Mg}}^{min-liq}$ = coefficient de partage du fer et du magnésium entre les minéraux et le liquide.
 $= (Fe^{2+}/Mg^{2+})_{min}/(Fe^{2+}/Mg^{2+})_{liq}$.

6.1.1.2) *Non atteinte de l'équilibre*

L'atteinte de l'équilibre entre le liquide et les minéraux résiduels se manifeste notamment par l'obtention de phases minérales ayant des compositions homogènes du cœur vers la bordure. L'équilibre est favorisé par **a)** des durées d'expériences > 24 heures (Fujii et Scarfe, 1985 ; Johnson et Kushiro, 1992 ; Hirose et Kushiro, 1993 ; Falloon et al., 1999) ; **b)** un matériel de départ finement broyé et consciencieusement homogénéisé (Laporte et al., 2004).

a) Durées des expériences

De nombreux auteurs ont examiné les variations de composition des phases en fonction de la durée des expériences (Fujii et Scarfe, 1985 ; Johnson et Kushiro, 1992 ; Hirose et Kushiro, 1993 ; Falloon et al., 1999). Ils ont établi que l'évolution de la composition du liquide se stabilise après 24 heures d'expérience. En revanche, des compositions reliques peuvent persister plusieurs jours aux cœurs des grands minéraux (principalement les pyroxènes), indiquant que l'équilibre n'est pas complètement atteint. Ce phénomène est d'autant plus important que la température de l'expérience est basse. D'après ces auteurs, la durée moyenne d'une expérience de fusion partielle, permettant d'approcher l'équilibre dans la totalité de la charge, se situe entre 48 et 72 heures.

b) Granulométrie du matériel de départ

La persistance de compositions reliques au cœur des minéraux est liée à la lente vitesse d'équilibrage de certaines phases, comme par exemple les clinopyroxènes (Cherniak, 2001). Un moyen d'éviter ces déséquilibres est d'utiliser un mélange de départ composé de grains mesurant quelques microns (Laporte et al., 2004). En effet, des minéraux petits et fins favorisent l'équilibrage entre le liquide interstitiel et les minéraux résiduels, en augmentant la vitesse de diffusion chimique à l'état solide et le phénomène de dissolution-précipitation.

6.1.1.3) *Modifications durant la trempe*

Même avec une vitesse de refroidissement relativement rapide (de l'ordre de 100°C/s en piston-cylindre), la croissance de minéraux métastables dans la phase liquide peut se produire durant la trempe de la charge. Les cristaux de trempe se présentent sous des formes variées : bordures étroites autour de l'olivine et de l'orthopyroxène résiduels, larges cristaux (2-5 µm) ou fines dendrites dans le verre (Jaques et Green, 1979). Ce phénomène provoque des erreurs dans la détermination de la composition du liquide et du degré de fusion partielle (Green, 1973 ; Cawthorn et al., 1973). En effet, la cristallisation de matériel de trempe diminue le volume de liquide, ce qui résulte en une augmentation de la teneur des éléments les plus incompatibles dans le liquide résiduel. Ces problèmes sont d'autant plus importants pour de faibles degrés de fusion partielle, pour une pression élevée et en présence de volatils (Green, 1973).

Afin de limiter la croissance de minéraux lors de la trempe, il faut soit :

a) obtenir des plages de verre d'au moins 30 μm de diamètre (Kushiro, 1974), pour que le centre de la plage soit dépourvu de cristaux. Cette solution est toutefois difficile à réaliser lors de faibles degrés de fusion partielle ;

b) extraire le liquide de la péridotite partiellement fondue, afin de l'éloigner des phases minérales qui servent de point de départ à la croissance des cristaux de trempe. Il faut néanmoins conserver des connexions entre le liquide extrait et le liquide interstitiel en contact avec les phases solides, afin que l'équilibre soit atteint par diffusion chimique.

6.1.1.4) *Stratégie expérimentale*

La stratégie expérimentale de ce travail de thèse a été définie dans le but de minimiser les problèmes décrits ci-dessus et d'obtenir des compositions de liquides exploitables, en choisissant :

- d'utiliser des conteneurs en $\text{Au}_{80}\text{Pd}_{20}$ aux parois épaisses, afin de minimiser les pertes en fer et en H_2O (communication écrite de R.P. Rapp) ;
- d'utiliser un matériel de départ naturel microbroyé et de faire durer les expériences plus de 24 heures, pour favoriser l'équilibre au sein de la charge ;
- de mettre au point une technique d'extraction du liquide adaptée aux conteneurs en $\text{Au}_{80}\text{Pd}_{20}$, pour éviter le plus possible les modifications dues à la trempe.

6.1.2) *Revue des techniques d'extraction du liquide dans les expériences de fusion partielle du manteau*

Les techniques d'extraction ont pour objectif d'extraire une faible fraction de liquide et de l'isoler du résidu cristallin, afin d'éviter la croissance de minéraux durant la trempe. Depuis les années 80, différentes techniques ont été successivement mises au point : **1)** technique du sandwich (Stolper, 1980 ; Fujii et Scarfe, 1985 ; Robinson et al., 1998 ; Falloon et al., 2001 ; Falloon et al., 1999, 1988) ; **2)** technique des agrégats de diamants (Johnson et Kushiro, 1992 ; Hirose et Kushiro, 1993 ; Baker et Stolper, 1994 ; Baker et al., 1995 ; Kushiro, 1996) ; **3)** technique de la capsule déformée (Hirose et Kawamoto, 1995), **4)** technique des sphères de carbone vitreux (Pickering-Witter et Johnston, 2000 ; Schwab et Johnston, 2001 ; Wasylenki et al., 2003 ; Médard et al., 2006) ; **5)** technique des microfissures (Laporte et al., 2004).

1) Technique du sandwich

Cette technique consiste à intercaler une fine couche de basalte entre deux couches de péridotite. Elle permet d'obtenir, en fin d'expérience, une grande plage de verre en équilibre avec la péridotite et dépourvue de modifications dues à la trempe, ce qui facilite son analyse. Cette technique a d'abord été développée par Walker et al. (1979), lors de travaux sur les relations de phases du système MORB à 1 atm. Cependant, Stolper (1980)

fut le premier à l'appliquer aux conditions de fusion partielle du manteau supérieur (1-2 GPa). Plusieurs études expérimentales ont été effectuées par la suite, toujours en conditions anhydres et dans des doubles capsules Pt-graphite (Fujii et Scarfe, 1985 ; Robinson et al., 1998 ; Falloon et al., 2001; Falloon et al., 1999, 1988).

Cette méthode a suscité de nombreuses critiques de la part d'autres expérimentateurs (*e.g.* Hirose et Kushiro, 1993 ; Baker et Stolper, 1994), qui ont mis en évidence deux problèmes majeurs :

1) L'utilisation de couches ayant des compositions différentes (péridotite et basalte) peut dans certains cas empêcher l'équilibre global de la charge en introduisant des systèmes chimiques locaux. Toutefois, l'observation systématique de connexions entre les plages de verre et le liquide interstitiel indique que l'atteinte de l'équilibre par diffusion chimique est possible.

2) La composition finale de la plage de liquide dépend de la composition initiale du composant basaltique ajouté à la péridotite, spécialement lorsque le degré de fusion partielle de la péridotite est faible. Cet effet est surtout significatif pour les éléments les plus incompatibles (*e.g.* K_2O).

Afin de minimiser l'effet de l'ajout d'un composant basaltique à la péridotite, Robinson et al. (1998) et Falloon et al. (1999, 2001) ont amélioré la technique en intercalant une composition basaltique proche de celle du liquide attendu. Cette approche nécessite de connaître, avant l'expérience, la composition du liquide qui sera en équilibre avec la péridotite pour les conditions de pression et de température choisies. Falloon et al. (2001) préconisent donc d'effectuer une expérience préalable de fusion partielle, à partir d'un mélange d'oxydes synthétiques représentant la composition de la péridotite. Cette expérience permet d'établir la composition des minéraux à l'équilibre et d'obtenir par bilans de masse une estimation de la composition du liquide. La composition du liquide est ensuite utilisée comme réactif dans les expériences de sandwich. Pour que la technique du sandwich soit optimale, il est donc nécessaire de doubler chaque expérience.

2) *Technique des agrégats de diamants*

La technique des agrégats de diamants a été développée parallèlement par l'équipe de Kushiro (Johnson et Kushiro, 1992 ; Hirose et Kushiro, 1993 ; Kushiro, 1996) et par Baker et Stolper (Baker et Stolper, 1994 ; Baker et al., 1995). Une fine couche poreuse, formée de grains de diamant, est placée en contact avec la poudre de péridotite. Juste après sa formation, le liquide migre vers les espaces situés entre les grains de diamant. L'extraction est déclenchée par le gradient de pression existant entre la poudre de péridotite, à la pression nominale de l'expérience, et les interstices entre les grains de diamant qui sont environ à pression atmosphérique. Bien qu'il soit séparé de la péridotite, le liquide piégé dans la couche de diamants communique par diffusion chimique avec

le liquide interstitiel, ce qui permet après un certain temps l'atteinte de l'équilibre. Les plages de verres obtenues par cette méthode atteignent 10 à 50 μm et sont donc facilement analysables.

Malgré les connexions existant entre le liquide extrait et le liquide interstitiel, le principal inconvénient de cette technique concerne l'atteinte de l'équilibre entre le liquide piégé dans la couche de diamants et le reste de la charge (Falloon et al, 1999, 2001). En effet, l'extraction se produit en début d'expérience (< 1 heure), à un moment où le liquide n'est pas encore en équilibre avec la péridotite, car :

- il n'a pas eu le temps de réagir avec les cœurs des minéraux résiduels par diffusion et/ou dissolution-précipitation ;
- il n'est pas à la même pression que le reste de la charge, à cause du gradient de pression nécessaire pour que l'extraction soit efficace.

Le liquide va donc s'équilibrer avec la péridotite au cours de l'expérience, au fur et à mesure que les espaces entre les grains de diamant se remplissent de liquide et atteignent la pression exercée sur la charge. Pour améliorer l'atteinte de l'équilibre, les auteurs ont proposé les solutions suivantes :

- faire durer les expériences plus de 24 heures ;
- réduire l'espace disponible entre les grains de diamants, pour que le liquide remplisse les pores le plus rapidement possible.

3) *Technique de la capsule déformée*

Contrairement aux deux autres techniques présentées ci-dessus, la technique de la capsule déformée (Hirose et Kawamoto, 1995) permet de réaliser des expériences en conditions hydratées. Elle consiste en l'utilisation d'un conteneur en alliage AuPd, tordu en différents endroits. Grâce aux forces capillaires et à un léger gradient de température, le liquide tend à s'accumuler dans les replis de la capsule et est ainsi isolé des minéraux lors de la trempe. A l'aide de cette configuration, Hirose et Kawamoto (1995) obtiennent des plages de verre quasi exemptes de cristaux de trempe, dont l'épaisseur varie de 30 à 100 μm .

4) *Technique des sphères de carbone vitreux*

Cette méthode est une variation de la technique des agrégats de diamants. En effet, les grains de diamant sont remplacés par des sphères de carbone vitreux, moins dures et plus facilement polissables (Pickering-Witter et Johnston, 2000 ; Schwab et Johnston, 2001 ; Wasylenki et al., 2003 ; Médard et al., 2006). Ces sphères en carbone sont toutefois assez dures pour conserver les espaces intersphères ouverts au début de l'expérience et fournissent ainsi la même force de ségrégation que les agrégats de diamants. En revanche, les interstices ont tendance à s'effondrer durant l'expérience, permettant au liquide piégé entre les sphères de carbone d'atteindre plus rapidement la pression de la charge.

La technique des sphères de carbone vitreux possède cependant le même point faible que celle des agrégats de diamants et n'est pas optimale pour atteindre efficacement l'équilibre. Pickering-Witter et Johnston (2000) et Wasylenki et al. (2003) ont ainsi proposé de réaliser des expériences en deux étapes :

1) Une première expérience de fusion partielle est tout d'abord effectuée sans piège à liquide. Le liquide n'est pas ségrégué et reste en contact avec la péridotite, ce qui facilite l'atteinte de l'équilibre ;

2) La charge silicatée de la première expérience est placée dans une nouvelle capsule, en contact avec des sphères de carbone vitreux. Cette deuxième expérience de fusion partielle est réalisée dans les mêmes conditions de pression et de température que la première, mais cette fois-ci le liquide est extrait et pourra être analysé ultérieurement.

Par cette procédure en deux étapes, Wasylenki et al. (2003) ont démontré que des fractions de liquides aussi faibles que 2-4 %, extraites dans les agrégats de sphères de carbone vitreux, maintiennent un contact chimique avec la charge et approchent ainsi l'équilibre.

5) *Technique des microfissures*

Cette technique mise au point par Laporte et al. (2004) consiste à extraire le liquide dans des microfissures qui se forment dans le conteneur en graphite lors de la pressurisation de l'assemblage. Ces microfissures se remplissent de liquide dès les premiers stades de la fusion partielle, en tout début d'expérience. Les filons de verre piégés dans les microfissures ont des tailles qui varient de quelques dizaines à plusieurs centaines de μm de long et de quelques μm à plusieurs dizaines de μm de large. Il n'y a pas de corrélation positive entre la taille des fissures et le degré de fusion partielle de la péridotite.

Comme le volume de liquide ségrégué est très faible (typiquement 0,01-0,001 mm^3 , comparé à un volume de péridotite d'environ 12 mm^3), cette technique est parfaitement adaptée à l'extraction de liquides issus de faibles degrés de fusion partielle (jusqu'à des degrés de fusion aussi faibles que 0,2%). Cependant, l'utilisation de conteneurs en graphite limite cette technique aux conditions anhydres.

6.1.3) *Revue des expériences de fusion partielle du manteau en conditions hydratées*

La fusion partielle du manteau supérieur anhydre, applicable au contexte des rides médio-océaniques, a été étudiée expérimentalement par de nombreux auteurs (*e.g.* Stolper, 1980 ; Jaques et Green, 1979 ; Hirose et Kushiro, 1993 ; Baker et Stolper, 1994 ; Baker et al., 1995). En revanche, les travaux expérimentaux s'intéressant à la fusion partielle de péridotite hydratée (saturée ou sous-saturée en H_2O), adaptés à l'étude des zones de subduction, demeurent actuellement encore peu nombreux (Kushiro, 1990 ; Hirose et Kawamoto, 1995 ; Gaetani et Grove, 1998 ; Falloon

et Danyushevsky, 2000 ; Ulmer, 2001 ; Grove et al., 2006). Ce manque d'engouement provient probablement des difficultés expérimentales liées à la présence d'H₂O dans les charges. En effet, des conditions hydratées favorisent la croissance des cristaux de trempe et requièrent l'utilisation de conteneurs inertes vis-à-vis de l'eau et peu perméables à l'hydrogène (e.g. Au, AuPd).

Les premières données sur le système péridotite-H₂O proviennent des travaux expérimentaux de Kushiro, effectués sur des systèmes analogues simplifiés (e.g. Kushiro, 1972). Les résultats de ces études suggèrent que la fusion partielle de péridotite en conditions hydratées engendre des liquides riches en SiO₂, de composition andésitique. Les travaux expérimentaux subséquents se sont justement intéressés à l'origine des andésites d'arc (Nicholls et Ringwood, 1972, 1973 ; Mysen et Boettcher, 1975a, b). Les verres hydratés obtenus dans ces expériences sont également caractérisés par une composition andésitique à quartz normatif. Néanmoins, pour Green (1973), les liquides issus de la fusion partielle d'une péridotite hydratée, dans les conditions du manteau sub-arc (≥ 2 GPa), possèdent une composition de tholéiite à olivine normative. D'après cet auteur, des liquides andésitiques à quartz normatif peuvent dériver directement de la fusion du manteau, mais seulement si la pression est ≤ 1 GPa. Il a toutefois été démontré par la suite que les compositions des verres des expériences de Nicholls et Ringwood (1972, 1973) et de Mysen et Boettcher (1975a, 1975b) avaient été modifiées par la croissance d'amphibole et de pyroxène durant la trempe et qu'elles n'étaient donc pas à l'équilibre avec un résidu mantellique.

Les études expérimentales récentes ont produit des verres hydratés de composition basaltique, à néphéline normative, relativement semblables à ceux issus de la fusion partielle d'une péridotite anhydre (Kushiro, 1990 ; Hirose et Kawamoto, 1995). La présence d'H₂O lors du processus de fusion induit tout de même quelques modifications par rapport aux conditions anhydres :

- 1) diminution de la température du solidus mantellique ;
- 2) augmentation du degré de fusion pour une pression et une température donnée ;
- 3) modification de la stoechiométrie des réactions de fusion et donc de la composition du liquide ;
- 4) augmentation du champ de stabilité du grenat.

1) Diminution de la température du solidus mantellique

Le principal effet de la présence d'eau est de réduire la température du solidus mantellique à une pression donnée. Ainsi, l'ajout d'une faible quantité d'H₂O (0,1-0,5%) à la source péridotitique provoque une diminution de la température de fusion de 100-150°C par rapport aux conditions anhydres (Ulmer, 2001). Lorsque les magmas sont saturés en H₂O, la température du solidus peut même diminuer de 300-400°C. Les résultats obtenus par Falloon et Danyushevsky (2000) sur les température du liquidus de boninite sont dans le même ordre de grandeur. Ainsi, la présence de 2-3% d'H₂O dissoute produit une diminution de la température du liquidus d'environ 110°C pour une pression donnée.

2) *Productivité de liquide*

La présence d'H₂O augmente le degré de fusion partielle d'une péridotite pour des conditions de pression et de température données (Gaetani et Grove, 1998 ; Ulmer, 2001). Par exemple, l'ajout de 0,1% d'H₂O augmente la fraction de liquide d'environ 3-4% (Ulmer, 2001). Ces résultats sont similaires aux estimations de Stolper et Newman (1994), obtenues par l'inversion des données géochimiques des laves de la fosse des Mariannes.

3) *Modification de la composition du liquide*

En contrôlant la température et le degré de fusion partielle, la quantité d'H₂O influence par conséquent la composition du liquide. Ce sont principalement les éléments mineurs (*e.g.* alcalins, P) et en traces (LILE, HFSE, REE) qui sont le plus sensibles, les concentrations des éléments majeurs variant seulement dans une gamme étroite.

Par comparaison avec un liquide anhydre formé à la même pression et par le même degré de fusion, la principale caractéristique d'un liquide issu de la fusion partielle d'une lherzolite hydratée est de posséder un rapport SiO₂/FeO+MgO plus élevé et non pas d'être enrichi en silice (Gaetani et Grove, 1998). La diminution des teneurs en FeO et MgO est le corollaire des températures de fusion plus basses.

Les oxydes de magnésium et de fer ont par contre un comportement différent lors de la fusion partielle d'une harzburgite sous-saturée en H₂O. En effet, les liquides hydratés recalculés à 100% sur une base anhydre sont enrichis en MgO et en SiO₂, mais sont appauvris en FeO comparativement aux liquides produits par la fusion d'un manteau anhydre (Falloon et Danyushevsky, 2000).

4) *Stabilité du grenat mantellique dans le résidu de fusion*

La pression à laquelle le solidus d'une péridotite anhydre croise la transition spinelle-grenat a été estimée à ~2,5 GPa (Hirschmann et Stolper, 1996). Dans des environnements tectoniques où la température du manteau est plutôt basse, comme dans les zones de subduction, le grenat peut cependant être stable à des pressions < 2,5 GPa. Etant donné que l'ajout d'H₂O diminue la température du solidus mantellique, la fusion partielle qui se produit dans le champ de stabilité du grenat sera par conséquent plus importante dans les zones de subduction que sous les rides médio-océaniques. Les travaux de Gaetani et Grove (1998) corroborent cette hypothèse. En effet, en comparant les assemblages minéraux d'expériences anhydres et hydratées, ces auteurs ont observé que le grenat est stable à des pressions inférieures en conditions hydratées (à partir de 1,6 GPa), ce qui influence fortement les compositions en éléments en traces du liquide en équilibre.

6.2) Expériences de fusion partielle d'une péridotite métasomatée par un liquide adakitique : techniques expérimentales et analytiques

6.2.1) Technique d'extraction

La technique d'extraction utilisée dans les expériences de ce travail de thèse a été conçue en collaboration avec le Dr. D. Laporte, à partir des conteneurs en alliage $\text{Au}_{80}\text{Pd}_{20}$ employés par le Dr. R.P. Rapp. Avant d'effectuer les expériences définitives, quatre expériences de test ont été réalisées avec un matériel de départ différent, mais proche du matériel final. Ces expériences ont servi à vérifier le bon fonctionnement des pièges à liquide et à déterminer les dimensions de l'assemblage permettant d'optimiser l'extraction.

Le conteneur consiste en une capsule d' $\text{Au}_{80}\text{Pd}_{20}$, dont les parois ont une épaisseur de 0,75 mm afin de limiter les pertes en H_2O (Fig. 6.1). En comparaison, l'épaisseur standard des capsules de métal précieux utilisées en expérimentation haute pression-haute température est habituellement de 0,2 mm. Une rondelle du même alliage, de diamètre légèrement inférieur (0,1 mm) à celui de la capsule, est placée entre la poudre et le couvercle. L'espace disponible entre la rondelle et les parois de la capsule va servir à aspirer le liquide lors de la fusion partielle et à le séparer du reste de la charge. La migration du liquide dans le piège est favorisée par le gradient de température inhérent à l'assemblage expérimental. Trois configurations de rondelles différentes (A = rondelle avec un trou central de $\text{Ø} = 0,3$ mm ; B = rondelle avec un épaulement de 50 μm ; C = rondelle simple) ont été utilisées successivement au cours des expériences.

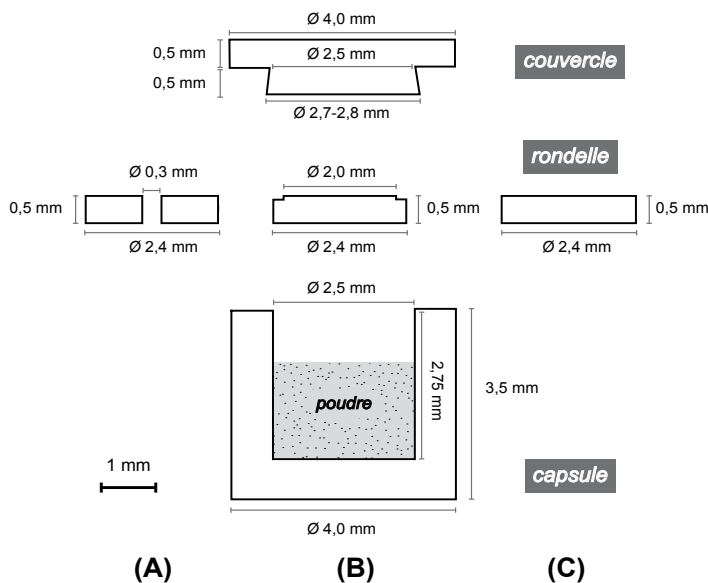


Figure 6.1

Schéma de la capsule $\text{Au}_{80}\text{Pd}_{20}$ utilisée dans les expériences. Trois configurations de rondelles ont été testées :

- (A) rondelle avec un trou central de $\text{Ø} = 0,3$ mm ;
- (B) rondelle avec un épaulement de 50 μm ;
- (C) rondelle simple.

Dans la configuration A, l'idée est de proposer un volume supplémentaire, le trou axial, pour le piégeage du liquide. L'épaulement de 200 μm de long et de 50 μm de haut dans la configuration B avait pour objectif d'éloigner encore plus le liquide extrait de la péridotite, pour le préserver au maximum des effets de trempe. Dans la configuration C, le volume disponible pour l'extraction du liquide est un anneau de 500 μm de hauteur et de 50 μm d'épaisseur, lorsque la rondelle est bien centrée par rapport à la capsule. En pratique, la configuration la plus basique (C) s'est avérée aussi efficace que les deux autres.

La masse de poudre chargée dans la capsule est pesée précisément avant chaque expérience et varie de 18,8 à 20,8 mg. Durant le remplissage, la poudre est tassée régulièrement avec un mandrin, jusqu'à ce que son niveau se situe 1 mm en dessous du rebord de la capsule. Après avoir placé la rondelle sur la poudre, puis le couvercle sur la rondelle, la capsule est finalement scellée par écrasement dans un étai. Cette étape requiert l'utilisation d'une matrice, qui permet de centrer parfaitement le couvercle par rapport à la capsule lors du pressage dans l'étai.

En admettant un parfait centrage de la rondelle, le volume du piège est de 0,19 mm^3 (soit un anneau de diamètre externe de 2,5 mm, de 0,05 mm d'épaisseur et de 0,5 mm de hauteur) pour un volume de péridotite de 8,6 mm^3 (soit une colonne de 2,5 mm de diamètre et de 1,75 mm de hauteur). Ce type de conteneur doit donc être utilisé dans des conditions où le volume de liquide produit dans la péridotite est nettement supérieur à 0,19 mm^3 , soit un degré de fusion minimal de 2-3%.

6.2.2) *Dispositif expérimental*

Le conteneur décrit au chapitre précédent est placé au centre d'un assemblage pour piston-cylindre demi-pouce ($\frac{1}{2}$ " pouce = 12,7 mm) constitué, de l'extérieur vers l'intérieur, d'une cellule de sel drapée d'une feuille de Pb, d'un cylindre en pyrex et d'un four en graphite (Fig. 6.2).

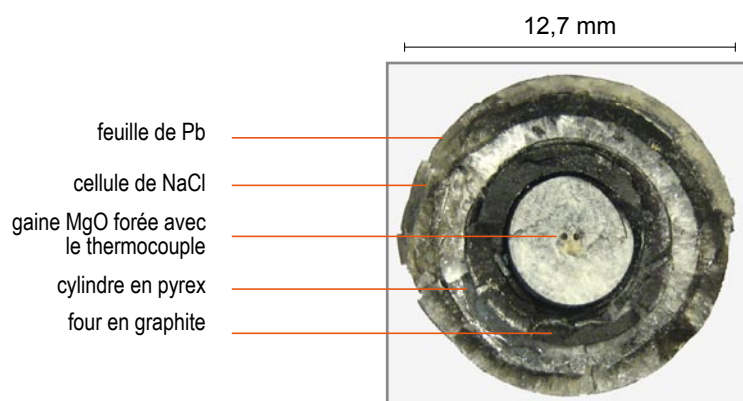


Figure 6.2
Assemblage $\frac{1}{2}$ " après expérience, coupé au niveau du bouchon de base (vu de dessus).

A l'intérieur du four en graphite, une gaine en MgO forée de longueur fixe maintient le thermocouple en place. A l'opposé de la gaine, un espaceur en MgO, dont la longueur est ajustée à chaque expérience, permet le bon positionnement de la capsule. En effet, pour assurer la reproductibilité des conditions de température au niveau du piège à liquide, l'échantillon est systématiquement placé à la même hauteur dans le four en graphite. La capsule est entourée d'un caisson de pyrophyllite brûlée et est séparée des pièces en MgO par de fines rondelles également en pyrophyllite brûlée. Les pièces en pyrophyllite brûlée évitent l'écrasement de la capsule et l'isolent du four (Fig. 6.3).

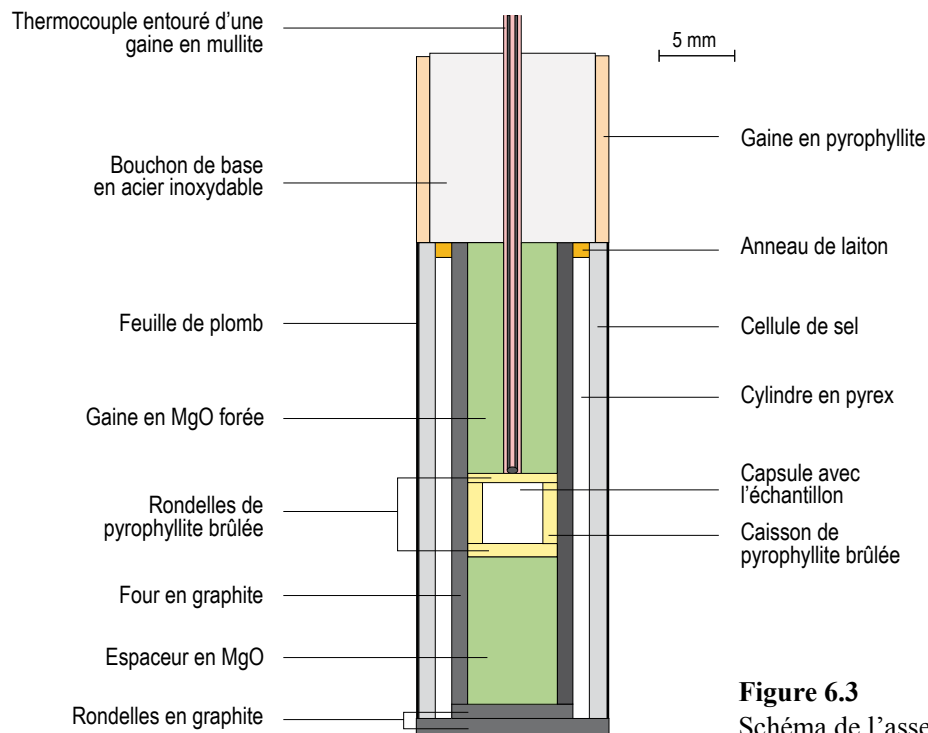


Figure 6.3
Schéma de l'assemblage 1/2".

Les expériences ont été réalisées au Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand), dans un piston-cylindre 1/2" à contre-pression (Fig. 6.4 ; Boyd et England, 1960). Dans ce type d'appareil, l'assemblage contenant la capsule expérimentale est placé dans un cylindre en carbure de tungstène de diamètre 1/2" (Fig. 6.4 et 6.5). Il est coincé entre un piston (en bas) et une culasse (en haut), tous deux également en carbure de tungstène. La culasse est percée pour permettre le passage des fils du thermocouple. La pression sur l'échantillon est exercée par le piston, qui est lui-même poussé par un vérin interne. Nominale, elle est égale à la pression d'huile dans le vérin, multipliée par le rapport entre la surface du vérin et la surface du piston. Dans le cas présent, le diamètre du vérin est de 100 mm, ce qui donne un rapport de multiplication de 62.

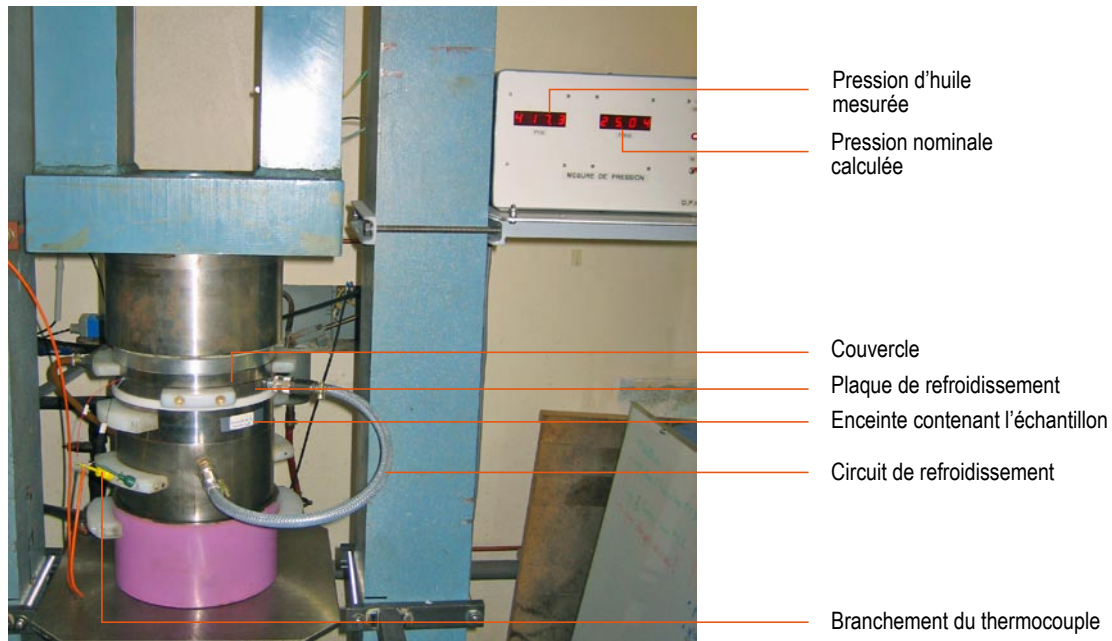


Figure 6.4

Photographie du piston-cylindre 1/2" à contre-pression du Laboratoire Magmas et Volcans.

Dans le cas d'un piston-cylindre avec contre-pression, la colonne constituée par l'enceinte, la plaque de refroidissement, le vérin interne, etc. (Fig 6.5) est comprimée par un vérin externe de 500 tonnes. La poussée du vérin externe est fixée de telle sorte que la contre-pression exercée sur le cylindre en carbure de tungstène soit égale au tiers de la pression exercée par le piston en carbure de tungstène. Pour une enceinte donnée, l'utilisation d'un système avec contre-pression permet de travailler à plus haute pression. Les enceintes 1/2" du Laboratoire Magmas et Volcans sont normalement conçues pour fonctionner jusqu'à 3 GPa.

Le calibrage précis de la pression n'a pas encore été complété à ce jour. Toutefois, d'après les travaux de Boettcher et al. (1981) et de McDade et al. (2002), l'utilisation d'une cellule de NaCl et d'une feuille de Pb servant de lubrifiant permet de réduire passablement les frictions (-3% au maximum pour un assemblage NaCl-pyrex selon McDade et al., 2002). D'après ces auteurs, des corrections de pression ne sont donc pas nécessaires avec ce type d'assemblage. De plus, pour faciliter le coulissage du piston, le cœur en carbure de tungstène est enduit de Molykote avant chaque expérience. Les pressions expérimentales correspondent donc normalement aux pressions calculées, ce qui est confirmé par la cohérence des résultats. Il sera toutefois nécessaire de réaliser des expériences de calibration avant l'utilisation en routine du piston-cylindre 1/2", puis de corriger les pressions des expériences précédentes le cas échéant.

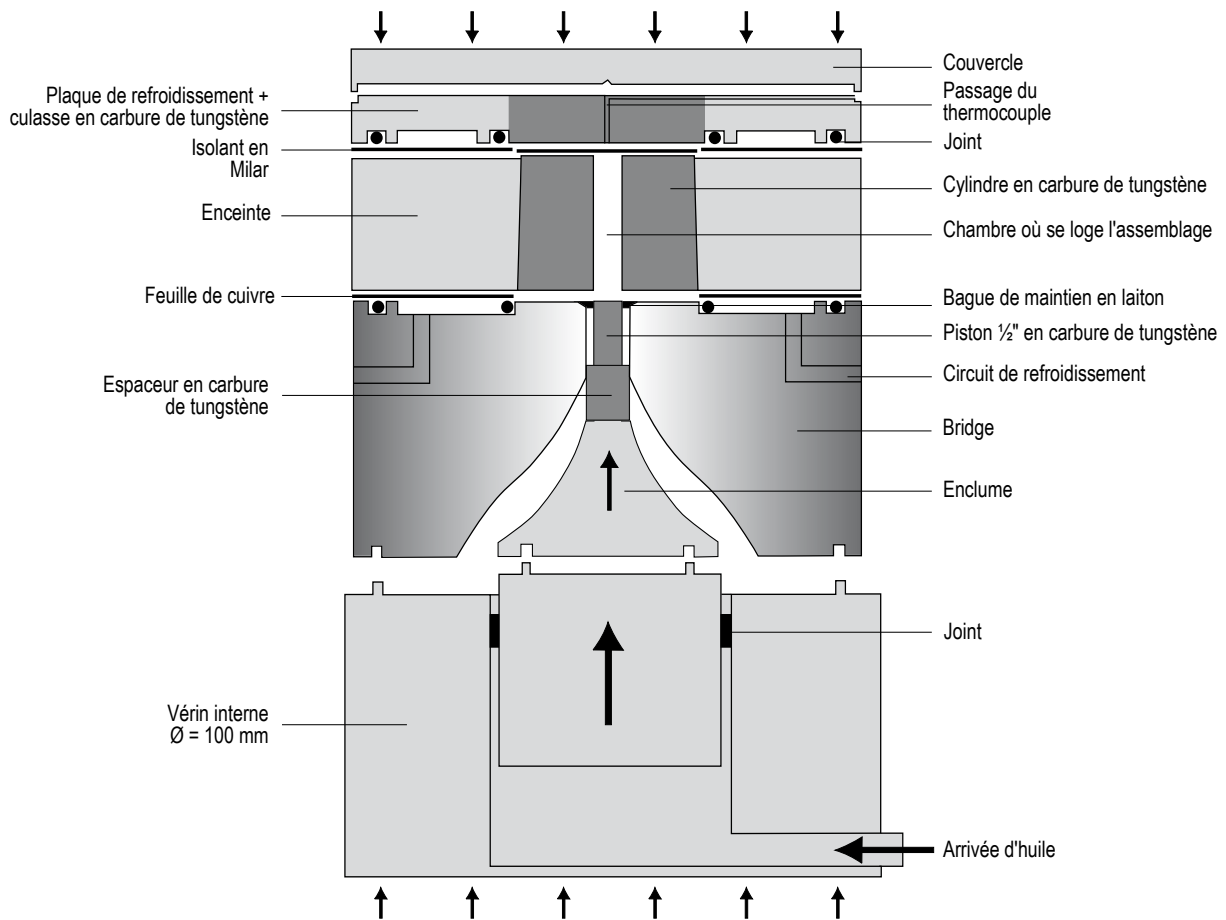


Figure 6.5

Schéma du piston-cylindre 1/2" (Zamora, 2000). La contre-pression est exercée par un vérin externe de 500 tonnes (matérialisé par les flèches en haut et en bas du schéma). Echelle 1:3.

Lors des expériences, la température est contrôlée à $\pm 1^\circ\text{C}$ par un thermocouple $\text{W}_{95}\text{Re}_5/\text{W}_{74}\text{Re}_{26}$ calibré en usine et isolé par une canne en mullite. A leurs extrémités, en contact avec la rondelle de pyrophyllite brûlée, les deux fils du thermocouple sont pliés et croisés dans les quatre trous de la canne (Fig. 6.6).

Ø Canne mullite = 1,65 mm

Ø Trous = 0,38 mm

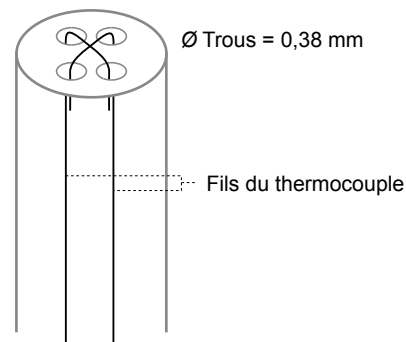


Figure 6.6

Canne en mullite 4 trous avec les fils du thermocouple pliés et croisés pour assurer le contact électrique.

La fugacité d'oxygène n'est pas contrôlée en piston-cylindre, mais les variations de la fO_2 sont normalement limitées dans ce type d'appareil. La fO_2 est un paramètre complexe qui dépend principalement de l'état d'oxydation du matériel de départ, mais également de la pression, de la température, de la composition du système, des conditions d'hydratation, de la nature du conteneur et du montage expérimental. Par exemple, l'utilisation de capsules en graphite impose une fO_2 maximale correspondant au tampon graphite-CO-CO₂ (CCO), inférieure à celle du tampon quartz-fayalite-magnétite (QFM). En effet, au cours de plusieurs expériences de fusion partielle de périclase anhydre ou sous-saturée en H₂O, réalisées dans des doubles capsules Pt-graphite, la fO_2 a été estimée entre QFM-1,5 et QFM-3 (Médard, 2004 ; Schmidt et al., 2004 ; Médard et al., 2006). Ces valeurs sont bien inférieures à la fugacité d'oxygène calculée pour les magmas des zones de subduction, à savoir QFM+0.3 à QFM+2 (e.g. Wood et al., 1990 ; Parkinson et Arculus, 1999). Schmidt et al. (2004) ont comparé des expériences réalisées en parallèle dans des doubles capsules Pt-graphite et dans des conteneurs AuPd. Ils ont ainsi démontré que les capsules AuPd fournissent un environnement plus oxydant, similaire aux conditions d'oxydation du manteau sub-arc ($fO_2 > QFM$). De plus, Grove et al. (2006) ont calculé une fO_2 moyenne de QFM+0,8 pour leurs expériences réalisées dans des capsules en Au. Ainsi, alors que les conditions d'oxydation dans les doubles capsules Pt-graphite sont appropriées pour le manteau sous les rides médio-océaniques, les capsules AuPd produisent des conditions plus oxydantes et sont mieux adaptées à l'étude du coin de manteau dans les zones de subduction.

La procédure expérimentale de mise en pression et température commence par l'application d'une contre-pression initiale de 4000 psi (psi = Pound per Square Inch ; 1 psi = 6894,8 Pa). Une pression à froid de 0,3 GPa est ensuite appliquée sur l'assemblage. Puis, la montée en température s'effectue selon une rampe de 50°/min, imposée par un régulateur Eurotherm 2704. A 650°C, un palier de 10 à 20 minutes, selon la pression finale à atteindre, permet d'augmenter d'abord la contre-pression jusqu'à 7000 psi, puis lentement la pression jusqu'à 1 GPa, puis finalement la contre-pression jusqu'à sa valeur finale (entre 7000 et 10000 psi en fonction de la pression nominale de l'expérience). Après le palier, la température est portée à sa valeur finale, à un taux de 50°C/min. En même temps, la pression est augmentée de manière régulière afin d'arriver simultanément au maximum de température et de pression.

Durant l'expérience, la température et la puissance sont contrôlées en continu par le régulateur Eurotherm et la pression est réajustée manuellement deux fois par jour. Un circuit d'eau permet de refroidir le module.

A la fin de l'expérience, la trempe est provoquée par la coupure de l'alimentation du système de chauffage, qui permet une chute très rapide de la température (de l'ordre de 175°C/s ; Médard, 2004). La décompression s'effectue ensuite de manière lente et régulière (0,1 GPa/min), pour éviter la rupture du cylindre de carbure de tungstène.

Après démontage de l'assemblage, la position et l'état du thermocouple sont systématiquement inspectés et la capsule est sciée en deux. Chacune des deux moitiés est ensuite montée dans de la

résine Epoxy. Après un début de polissage, une goutte de résine est ajoutée sur la charge, pour la consolider et éviter les arrachements. Après un polissage complet, les deux moitiés d'échantillon sont métallisées, observées au microscope électronique à balayage (MEB), puis analysées à la microsonde électronique.

6.2.3) *Acquisition et traitement des données*

Les images présentées dans ce travail de thèse ont été obtenues à l'aide du microscope électronique à balayage Jeol JSM 5910-LV du Laboratoire Magmas et Volcans. En plus de l'étude texturale, le couplage du MEB à un système d'analyse par dispersion d'énergie (EDS) permet une identification préliminaire des phases.

Les analyses des éléments majeurs des minéraux et des verres ont été réalisées grâce à la microsonde électronique Cameca SX100 du Laboratoire Magmas et Volcans. La tension d'accélération est de 15 kV pour toutes les phases. Le courant du faisceau est de 15 nA pour les phases minérales et de 8 nA pour les verres. Le temps de comptage est de 10 s pour chaque élément et le bruit de fond est mesuré pendant une période équivalente. Les standards utilisés pour la calibration des spectromètres sont les suivants : wollastonite (Si, Ca) ; $MnTiO_3$ (Ti, Mn) ; Al_2O_3 (Al) ; fayalite (Fe) ; forstérite (Mg) ; Cr_2O_3 (Cr) ; albite (Na) ; orthose (K). Les alcalins (sodium et potassium) sont toujours analysés en premier, afin de limiter les pertes.

La taille du faisceau est de 1 μm pour les minéraux et varie de 15 à 30 μm pour les verres non affectés par la trempe. Toutefois, dans la plupart des charges, les plages de liquide sont composées d'un mélange de verre et de minéraux de trempe. Les analyses du verre sont dans ce cas réalisées en mode balayage, sur une surface carrée dont les dimensions varient de 15×15 à $60 \times 60 \mu m$ (*cf.* Falloon et Danyushevsky, 2000 ; Médard, 2004 ; Médard et al., 2006). Les analyses de verre ont été effectuées en évitant de juxtaposer les zones de balayage et en s'éloignant le plus possible des minéraux résiduels parfois présents dans les pièges.

Selon la configuration expérimentale retenue (*cf.* § 6.3.2), la différence de température entre le haut et le bas de la charge varie de 7 à 28°C. Afin de vérifier si cette différence de température a affecté la composition des phases minérales, 7-9 minéraux de chaque phase sont analysés en haut et en bas de la charge. Les formules structurales des minéraux sont ensuite calculées pour vérifier la stoechiométrie des analyses et estimer les proportions des constituants polaires. Après sélection, il reste en moyenne 5-6 analyses par minéraux pour chaque endroit de la charge.

Les compositions des verres et des minéraux présentées dans ce travail de thèse ont systématiquement été recalculées à 100% sur une base anhydre. Le calcul des erreurs sur les compositions est détaillé dans l'annexe VI-I.

Pour les expériences où le liquide a été analysé, des bilans de masse ont été effectués à l'aide du programme « Mélange » d'Albarède et Provost (1977), qui utilise un algorithme propageant

les erreurs analytiques dans les calculs. Les bilans de masse permettent non seulement d'estimer la proportion modale de chaque phase, mais également de contrôler la qualité de l'équilibre au sein de la charge. D'après Falloon et al. (2001) et Médard et al. (2006), un bilan de masse qui aboutit à des proportions de phases négatives et/ou à une somme des carrés des résidus > 1 peut traduire un déséquilibre dans la charge.

6.3) *Mise au point d'une nouvelle technique d'extraction du liquide : série Piège#1-4*

Quatre expériences préliminaires ont été réalisées dans le but de déterminer les dimensions de l'assemblage générant le meilleur gradient de température pour l'extraction du liquide. Afin de ne pas utiliser le matériel de départ des expériences définitives, limité par la quantité d'adakite hydratée, la source mantellique métasomatisée a été simulée par l'ajout de 5% d'amphibole à une lherzolite.

6.3.1) *Matériel de départ*

Le matériel de départ de la série Piège consiste en un mélange composé de 95% de péridotite (BRI-5) et de 5% de cristaux d'amphibole (LIM-23). La péridotite provient du Mt. Briançon (Massif Central, France). Elle sera également utilisée dans les expériences définitives (§ 6.4). C'est une lherzolite à spinelle, dont la composition est indiquée dans le tableau 6.2a. Le tableau 6.2b présente les compositions de ses minéraux constitutifs. Il semble que la péridotite BRI-5 renferme deux familles de clinopyroxènes, dont les compositions ont été différenciées (cpxA et cpxB). La péridotite BRI-5 a été préalablement broyée dans un mortier à anneaux (carbure) pour les analyses de la roche totale.

L'amphibole LIM-23 est un mégacristal de kaersutite (amphibole calcique ; Tableau 6.2a) échantillonné dans le maar phréato-magmatique du Marais de Limagne (Massif Central, France) par G. Chazot. Les fragments d'amphibole ont été triés, puis broyés sous alcool dans un mortier en agate. Le mélange Piège a été réalisé à partir de la poudre de péridotite et de l'amphibole broyée, selon les proportions suivantes :

$$309,8 \text{ mg BRI-5} + 16,5 \text{ mg LIM-23} = 326,3 \text{ mg Piège}$$

$$94,94\% \text{ BRI-5} + 5,06\% \text{ LIM-23} = 100\% \text{ Piège}$$

La poudre a été homogénéisée par broyage à sec pendant une heure dans un mortier en agate et a ensuite été stockée sous vide pour minimiser l'adsorption d'eau. La composition de Piège, présentée dans le tableau 6.2a, a été calculée par simple mélange.

a	BRI-5	LIM-23	Piège	b	Ol	CpxA	CpxB	Opx	Spi
SiO ₂	44,92 (90)	41,04 (45)	44,73 (89)	N	14	9	7	9	10
TiO ₂	0,15 (6)	4,32 (25)	0,36 (14)	SiO ₂	40,82 (39)	51,59 (54)	51,75 (83)	55,39 (46)	0,04 (4)
Al ₂ O ₃	3,74 (75)	14,86 (61)	4,30 (86)	TiO ₂	0,02 (5)	0,77 (6)	0,68 (25)	0,15 (7)	0,15 (6)
Cr ₂ O ₃	0,42 (4)	0,05 (7)	0,40 (4)	Al ₂ O ₃	0,02 (3)	7,03 (26)	4,44 (98)	4,11 (17)	58,68 (37)
FeO*	8,02 (16)	11,89 (91)	8,21 (16)	Cr ₂ O ₃	0,02 (5)	0,72 (14)	0,68 (18)	0,25 (7)	8,53 (29)
MnO	0,13 (1)	0,17 (36)	0,13 (1)	FeO*	10,05 (27)	2,99 (24)	3,08 (16)	6,35 (26)	11,47 (32)
MgO	39,24 (78)	12,42 (33)	37,90 (76)	MnO	0,15 (6)	0,07 (8)	0,08 (6)	0,15 (7)	0,09 (7)
CaO	3,09 (62)	10,72 (19)	3,47 (69)	MgO	48,84 (34)	14,81 (22)	16,72 (54)	32,83 (26)	21,01 (27)
Na ₂ O	0,29 (6)	2,69 (24)	0,41 (8)	CaO	0,06 (4)	20,14 (61)	22,13 (34)	0,66 (10)	0,01 (3)
K ₂ O	< l.d.	1,84 (17)	0,09 (17)	Na ₂ O	0,01 (2)	1,86 (13)	0,43 (17)	0,12 (5)	0,01 (3)
Total	98,92	95,39		K ₂ O	0,01 (2)	0,00 (1)	0,01 (2)	0,00 (1)	0,01 (2)
				Total	99,44	99,74	99,72	99,94	97,78
				Mg#	89,7	89,8	90,6	90,2	76,6
				Cr#					8,9

Tableau 6.2

Composition du matériel de départ. Les concentrations des oxydes ont été recalculées à 100% sur une base anhydre, mais le total correspond au total analytique. Les nombres entre parenthèses correspondent aux erreurs (se référer à l'annexe VI-I pour les détails). * tout le fer est exprimé sous forme de FeO.

(a) Composition de la péridotite BRI-5 analysée par ICP-AES au Service d'Analyse des Roches et Minéraux (CRPG) de Nancy ; de l'amphibole LIM-23 analysée à la microsonde électronique ; du mélange Piège (95% BRI-5 + 5% LIM-23).

(b) Compositions des minéraux constituant la péridotite BRI-5, analysées à la microsonde électronique. N = nombre d'analyses ; l.d. = limite de détection ; Ol = olivine ; Cpx = clinopyroxène ; Opx = orthopyroxène ; Spi = spinelle ; Mg# = $Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$; Cr# = $Cr^{3+}/(Cr^{3+}/Al^{3+})$.

6.3.2) Détermination du gradient thermique optimal

Lors d'expériences en piston-cylindre, la présence de gradients thermiques horizontaux et verticaux à l'intérieur du four en graphite est inévitable. Toutefois, les travaux de Watson et al. (2002), effectués sur des assemblages $\frac{3}{4}$ " ($\varnothing = 19,1$ mm), ont montré que le gradient latéral au sein du four reste faible, avec une température légèrement plus élevée au contact du four qu'au centre (écart de température d'environ 20°C ; Fig. 6.7). En revanche, les gradients de température longitudinaux (*i.e.* mesurés parallèlement à l'axe du four) sont beaucoup plus marqués : les profils longitudinaux possèdent une forme parabolique, le maximum de la parabole correspondant au point chaud (Watson et al., 2002 ; Médard, 2004). Dans les mesures de Watson et al. (2002), la température chute de ~200°C sur 10 mm de part et d'autre du point chaud (Fig. 6.7). A moins de vouloir bénéficier de l'effet d'un fort gradient de température, il est donc crucial que la capsule et le thermocouple soient placés dans la zone utile de 5-10 mm, pour laquelle les variations de température sont $\leq 20^\circ\text{C}$.

En ce qui concerne les assemblages $\frac{1}{2}$ " ($\varnothing = 12,7$ mm) utilisés dans ce travail de thèse, ils sont plus étroits que les $\frac{3}{4}$ " et sont donc moins sensibles aux gradients de température latéraux. Par contre, le gradient longitudinal est très important, comme le montrent les profils mesurés dans un assemblage $\frac{1}{2}$ " identique à celui utilisé au cours de cette thèse (Fig. 6.8). Dans ce type

d'assemblage, le point chaud se situe approximativement à mi-hauteur du four en graphite, *i.e.* à 15 mm (longueur du four = 30,45 mm). La température diminue de $\sim 30^\circ\text{C}$ en se déplaçant de 3 mm au-dessus et en dessous du point chaud.

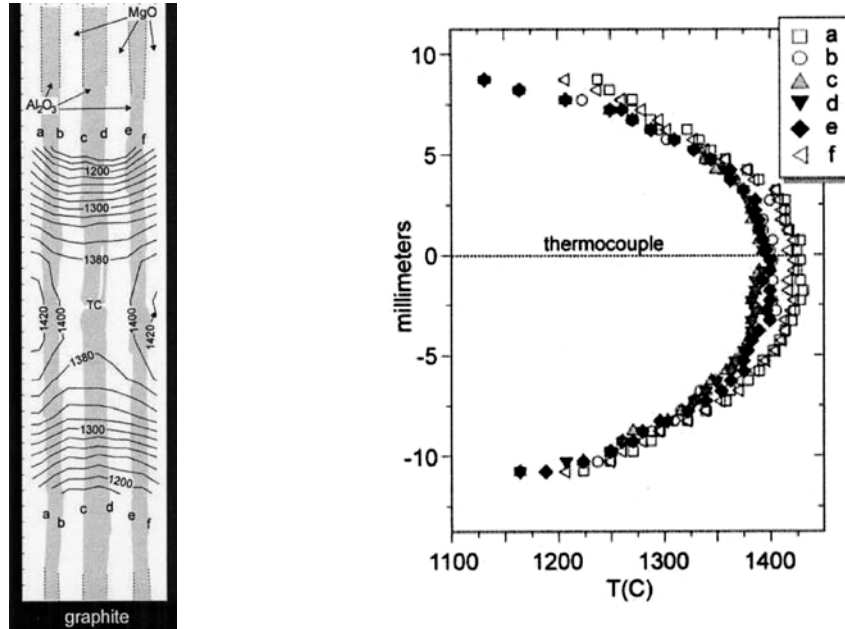


Figure 6.7

Variation de la température à l'intérieur du four en graphite pour un assemblage $\frac{3}{4}$ " (Watson et al., 2002).

Les lettres a-f représentent six profils de température mesurés parallèlement à l'axe du four. L'origine de l'axe des ordonnées correspond à la position du thermocouple.

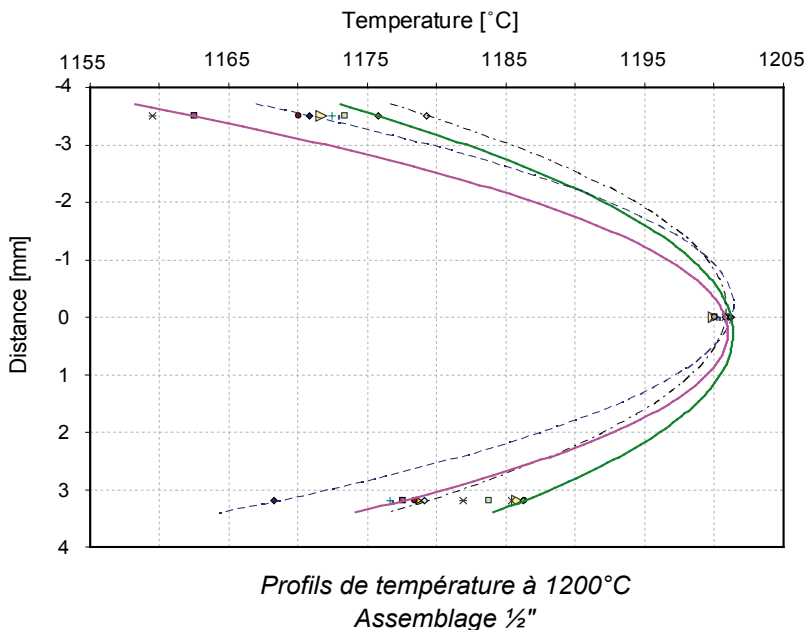


Figure 6.8

Profils de température mesurés à 1200°C dans un assemblage $\frac{1}{2}$ ", similaire à celui utilisé dans les expériences de ce travail de thèse (communication personnelle de T. Kawamoto, K. Koga et D. Laporte).

D'après ce graphique, la température à l'intérieur du four varie légèrement selon l'heure à laquelle les mesures ont été effectuées, chaque courbe représentant une heure de mesure différente.

La hauteur à laquelle la capsule est placée dans l'assemblage a donc une importance critique lors d'une expérience en piston-cylindre, puisqu'elle détermine sa position par rapport au gradient de température. La hauteur de la capsule est choisie en fonction des deux différences de température suivantes (Fig. 6.9) :

- ΔT_1 : différence de température entre la pointe du thermocouple (où se lit la température) et le haut de la capsule (où se trouve le piège à liquide) ;
- ΔT_2 : différence de température entre le haut et le fond de la capsule.

Généralement, la capsule est placée dans le four à une hauteur qui minimise ces deux différences de température. En effet, une différence ΔT_1 trop élevée introduit une erreur importante entre la température nominale de l'expérience, lue par le thermocouple, et la température qui règne réellement dans le piège à liquide. Une différence ΔT_2 trop importante peut provoquer un déséquilibre qui se manifeste par des variations compositionnelles et modales des phases à travers la charge. En contrepartie, ΔT_2 favorise les processus de dissolution-précipitation : une différence ΔT_2 assez élevée peut donc être perçue comme un avantage et être utilisée pour faciliter la migration et l'extraction du liquide vers le point chaud. Ce mécanisme de migration thermique (Leshner et Walker, 1988) a déjà été utilisé plusieurs fois avec succès pour provoquer la ségrégation du liquide dans des expériences à haute pression (Médard, 2004 ; Médard et al., 2006).

Afin de déterminer les différences de température ΔT_1 et ΔT_2 les plus favorables à l'extraction du liquide, trois expériences ont été réalisées à 1,5 GPa. En faisant varier les dimensions des pièces en MgO (gaine et espaceur), il est possible de déplacer la capsule par rapport au point chaud du four, selon les schémas de la figure 6.9. Pour maintenir une température constante au niveau du piège à liquide ($\approx 1158^\circ\text{C}$), il a fallu modifier légèrement la température nominale d'une expérience à l'autre, à savoir : **(1)** 1150°C dans l'expérience Piège#1, **(2)** 1160°C dans l'expérience Piège#2 et **(3)** 1165°C dans l'expérience Piège#3. Les caractéristiques des trois expériences sont décrites ci-dessous (Fig. 6.9) :

- **(1) Piège#1**

Le piège est situé exactement au niveau du point chaud, à 15 mm au milieu du four en graphite. C'est la configuration habituellement utilisée, qui permet de minimiser simultanément ΔT_1 (-8°C) et ΔT_2 (7°C).

- **(2) Piège#2**

Le piège est situé 1 mm en dessous du point chaud, en revanche la pointe du thermocouple s'en rapproche. Le piège à liquide et la pointe du thermocouple sont à la même température ($\Delta T_1=0^\circ\text{C}$), mais ΔT_2 (16°C) est deux fois plus élevée que dans la configuration (1).

- **(3) Piège#3**

Le piège est situé 2 mm en dessous du point chaud, qui se retrouve par conséquent

au niveau de la pointe du thermocouple. ΔT_1 (7°C) est quasiment identique (en valeur absolue) à la configuration (1), mais ΔT_2 est plus beaucoup plus importante (28°C), comparativement aux deux autres expériences.

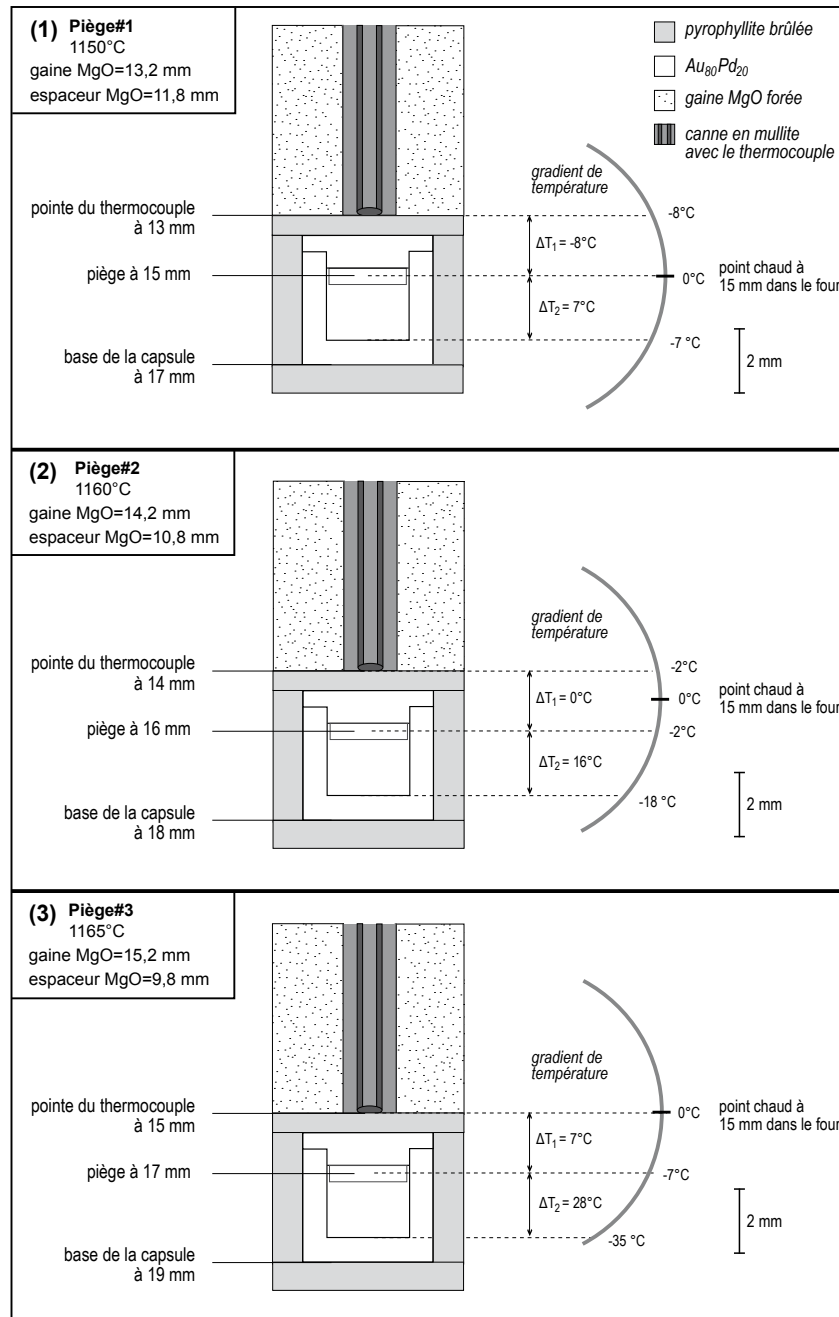


Figure 6.9

Différences de température dans l'assemblage utilisé pour les expériences de test Piège#1-3. La position de la capsule, par rapport au point chaud situé à 15 mm dans le four en graphite, varie selon les dimensions des pièces en MgO. La température nominale change d'une expérience à l'autre, de telle sorte que la température effective au niveau du piège à liquide soit constante ($\approx 1158^\circ\text{C}$).

Comme les expériences définitives seront réalisées à une pression > 1,5 GPa, la deuxième étape de ce travail de dimensionnement a consisté à tester la technique d'extraction à 2,5 GPa et 1250°C (Piège#4). La configuration utilisée dans cette expérience est identique à celle de Piège#2.

Dans les quatre expériences de test, le liquide issu de la fusion partielle de la péridotite à amphibole a été ségrégué avec succès dans les pièges. Toutefois, la configuration de Piège#3 s'est révélée la plus efficace, même si elle introduit une différence de température élevée entre le haut et le bas de la charge. Elle a effectivement permis la préservation des plus grandes plages de verre exemptes de cristaux de trempe et a par conséquent été utilisée au cours des expériences définitives de ce travail de thèse. Afin de vérifier que la valeur relativement élevée de ΔT_2 , qui atteint 28°C dans l'expérience Piège#3, n'introduit pas de déséquilibre au sein de la charge, les expériences de test ont été analysées en détail et sont présentées dans les chapitres 6.3.3 et 6.3.4.

6.3.3) Textures et paragenèses

Le tableau 6.3 résume les conditions expérimentales des expériences de test, ainsi que les paragenèses et les proportions des phases.

Série Piège		Paragenèse + proportions des phases (%poids)										r ²			
n°	1	T ² (°C)	T ³ (°C)	P (GPa)	Durée (heures)	Configuration rondelle ⁴	ΔT_1 ⁵ (°C)	ΔT_2 ⁵ (°C)	Liquide	Olivine	Opx ⁶		Cpx ⁶	Spinelle	Grenat
#1	ac	1150	1158	1,5	47h15	A	-8	7	14,5 (32)	56,2 (43)	20,1 (66)	7,4 (45)	1,5 (3)		0,37
#2	ac	1160	1160	1,5	66h40	A	0	16	14,9 (31)	55,4 (40)	20,9 (62)	6,9 (43)	1,5 (3)		0,38
#2	bc								14,3 (29)	55,3 (40)	20,7 (61)	7,8 (42)	1,5 (3)		0,34
#3	ac	1165	1158	1,5	65h10	A	7	28	14,4 (33)	55,2 (42)	21,6 (64)	7,1 (44)	1,7 (4)		0,22
#3	bc								13,7 (29)	54,8 (40)	21,9 (62)	7,8 (42)	1,7 (4)		0,14
#3	ad								14,4 (33)	55,2 (42)	21,6 (64)	7,1 (44)	1,7 (4)		0,22
#3	ae								14,7 (33)	55,4 (42)	21,4 (64)	6,9 (44)	1,6 (4)		0,21
#4	ad	1250	1250	2,5	52h00	A	0	16	11,3 (32)	51,7 (49)	24,0 (88)	7,7 (51)	1,2 (11)	3,96 (72)	0,12
#4	ae								11,9 (31)	52,0 (49)	23,5 (85)	7,1 (48)	0,9 (8)	4,63 (66)	0,08

Tableau 6.3

Tableau récapitulatif des conditions expérimentales des expériences de test. Les fractions modales des phases (% poids) calculées par bilan de masse, ainsi que la somme des carrés des résidus (r²), sont également présentées. Pour les erreurs précisées entre parenthèses, se référer à l'annexe VI-I.

¹ Les deux lettres derrière le numéro d'expérience sont attribuées en fonction des options retenues pour les calculs de bilan de masse. Pour le liquide, on a employé soit **a**) la composition du mélange verre + dendrites analysée par balayage, soit **b**) la composition du verre analysée avec un faisceau défocalisé. Pour le spinelle, on a utilisé soit **c**) la composition moyenne des grains de spinelle à travers toute la charge, soit **d**) la composition moyenne des grains de spinelle situés dans la partie inférieure de la charge, soit **e**) la composition moyenne des grains de spinelle situés dans la partie supérieure de la charge (vers les pièges à liquide). ² Température nominale, lue sur le thermocouple. ³ Température au niveau du piège à liquide. ⁴ Pour la configuration de la rondelle, se référer à la figure 6.1. ⁵ Pour la signification de ΔT_1 et de ΔT_2 , voir la figure 6.9. ⁶ opx = orthopyroxène ; cpx = clinopyroxène.

Pour les expériences Piège#2, #3 et #4, plusieurs fractions modales sont présentées, car différentes compositions ont été utilisées pour le liquide et pour le spinelle lors des calculs de bilan de masse :

- pour la phase liquide :
 - ▶ la composition du mélange verre + dendrites de trempe déterminée par balayage (label a) ;
 - ▶ la composition du verre analysée avec un faisceau défocalisé (label b) ;
- pour le spinelle :
 - ▶ la composition moyenne du spinelle à travers toute la charge (label c) ;
 - ▶ la composition moyenne des grains de spinelle situés dans la partie inférieure de la charge (label d)
 - ▶ la composition moyenne des grains de spinelle situés dans la partie supérieure de la charge (vers les pièges à liquide ; label e).

6.3.3.1) *Texture des expériences réalisées à 1,5 GPa (Piège#1, #2, #3)*

En plus du liquide, les trois charges présentent un assemblage à olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et spinelle. L'amphibole a donc été entièrement consommée dans la réaction de fusion. Les pièges, situés de chaque côté de la capsule, contiennent à chaque fois tous deux du liquide. La rondelle n'était probablement pas parfaitement centrée, car il y en a toujours un plus large que l'autre. Les zones de verre ont une taille suffisante pour être analysées, mais elles sont malheureusement presque toutes affectées par la croissance d'amphibole dendritique qui s'est produite lors de la trempe. Seule l'expérience Piège#3 renferme de larges plages de verre vierges de tout cristal. Une couche de minéraux est généralement présente dans les pièges, en contact avec le liquide. Ce phénomène parasite peut être lié au passage de la poudre dans les pièges lors de la pressurisation de l'assemblage. Toutefois, les extrémités des pièges des expériences #2, #3 et #4 ne sont pas affectées par ce problème. En plus du verre préservé dans les pièges, du liquide interstitiel est également présent entre les grains de la périclase, à l'intérieur de chaque charge.

Les caractéristiques texturales des expériences de test réalisées à 1,5 GPa sont illustrées par les figures 6.10, 6.11 et 6.12 :

- Piège#1

Les zones de liquide préservées dans les pièges se présentent sous la forme de couches mesurant plusieurs centaines de μm de long et jusqu'à 50 μm d'épaisseur (Fig 6.10a et 6.10b). Elles sont caractérisées par un mélange de dendrites d'amphibole de taille variable (au maximum quelques μm de large) et de petites plages de verre (Fig. 6.10b et 6.10c). Des phases minérales, essentiellement de l'olivine, forment une couche continue le long de la paroi de la rondelle.

A l'intérieur de la charge, l'olivine polygonale présente la plus grande taille de grain (en moyenne 20-25 μm de large). Les grains d'orthopyroxène sont plus petits et plus arrondis que

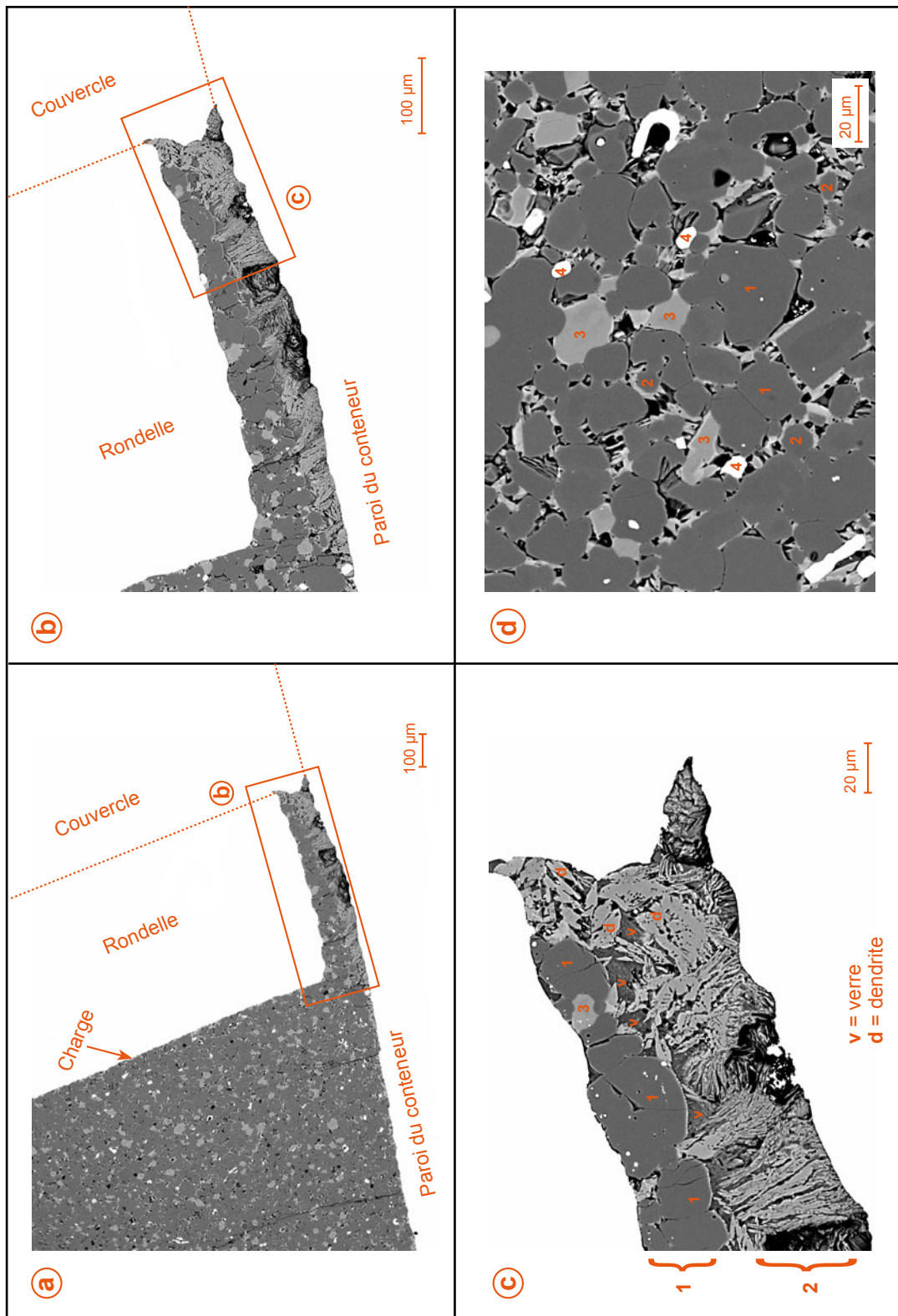


Figure 6.10 Microphotographies (MEB) d'une section polie de l'échantillon Piège#1 (1,5 GPa ; 1150°C). **a** : vue d'ensemble montrant la charge et un des deux pièges (entre la rondelle et la paroi du conteneur) ; l'emplacement approximatif des limites entre la rondelle et le couvercle, ainsi qu'entre le couvercle et la paroi du conteneur, est indiqué par des tiretés ; **b-c** : détails du piège montrant la couche de grains (1 ; ol, opx, cpx et spi) au contact de la rondelle et la couche de liquide (2) au contact de la paroi du conteneur ; sur l'image c, il apparaît que la couche de liquide est composée de dendrites d'amphibole (d) et de liquide interstitiel (v) ; **d** : vue de la péridotite partiellement fondue dans la charge ; 1 = olivine ; 2 = orthopyroxène ; 3 = clinopyroxène ; 4 = spinelle.

ceux d'olivine et sont souvent entourés par une couronne de clinopyroxène formée durant la trempe. Les grains de clinopyroxène possèdent des coeurs reliques, mis en évidence par leur couleur plus foncée que la bordure. Le spinelle est la phase la plus petite (quelques μm de large ; Fig. 6.10d).

- Piège#2

L'extraction du liquide a également bien fonctionné dans cette expérience et des couches de liquide ont été parfaitement isolées dans les pièges. D'un côté de la capsule, la couche de liquide se poursuit sur $\sim 400 \mu\text{m}$ sous la rondelle (Fig. 6.11a). Les zones de liquide situées à l'extrémité des pièges ne côtoient pas de grains minéraux (Fig. 6.11b). Les dendrites d'amphibole sont plus fines que dans l'expérience Piège#1, mais leur taille augmente graduellement en s'approchant du contact avec les phases minérales (Fig. 6.11c). Dans un des pièges, une zone de verre non affectée par la croissance de dendrites lors de la trempe a été préservée sur $\sim 100 \mu\text{m}$ de long et $60 \mu\text{m}$ de large (Fig. 6.11d).

La texture de la péridotite partiellement fondue est similaire à celle de l'expérience Piège#1 et n'est donc pas présentée dans la figure 6.11.

- Piège#3

Cette expérience, réalisée avec la plus forte différence de température entre le haut et le bas de la charge ($\Delta T_2 = 28^\circ\text{C}$), a permis d'extraire et de préserver de très grandes zones de liquide aux extrémités des pièges, sans contact avec les minéraux de la péridotite (Fig. 6.12a et 6.12b). Deux grandes poches de verre ($40\text{-}80 \mu\text{m}$ de large sur $160\text{-}170 \mu\text{m}$ de long) exemptes de dendrites de trempe ont ainsi pu être analysées. Il semble que la plus grande poche ait été conservée grâce à la présence d'une bulle de vapeur (Fig. 6.11c). Il faut remarquer la gradation des textures de l'intérieur du piège vers l'extérieur : verre - verre + fines dendrites - verre + dendrites grossières - minéraux (surtout l'olivine). La zone de liquide se prolonge à nouveau le long de la partie haute de la charge, sous la rondelle (Fig. 6.12a). Les grains d'orthopyroxène en contact avec le liquide sont systématiquement entourés d'une bordure de clinopyroxène formée lors de la trempe (Fig. 6.12d).

6.3.3.2) *Texture de l'expérience réalisée à 2,5 GPa (Piège#4)*

Cette expérience présente un assemblage caractérisé par la coexistence du spinelle et du grenat, en plus de l'olivine et des pyroxènes. Les dendrites d'amphibole sont beaucoup plus grossières que dans les expériences réalisées à 1,5 GPa. Ainsi, certaines atteignent $\sim 10 \mu\text{m}$ de large et $\sim 20 \mu\text{m}$ de long. Les zones de trempe sont également affectées par de nombreux trous (Fig. 6.13a et 6.13b).

Une zonation modale est clairement visible dans la charge (Fig. 6.13c). Le clinopyroxène et le grenat se concentrent dans la partie basse de la charge, où la température est la plus basse. En revanche, la partie haute, à proximité des pièges à liquide, est principalement composée d'olivine, d'orthopyroxène et de spinelle. Les grains de grenat poecilites renferment de nombreuses

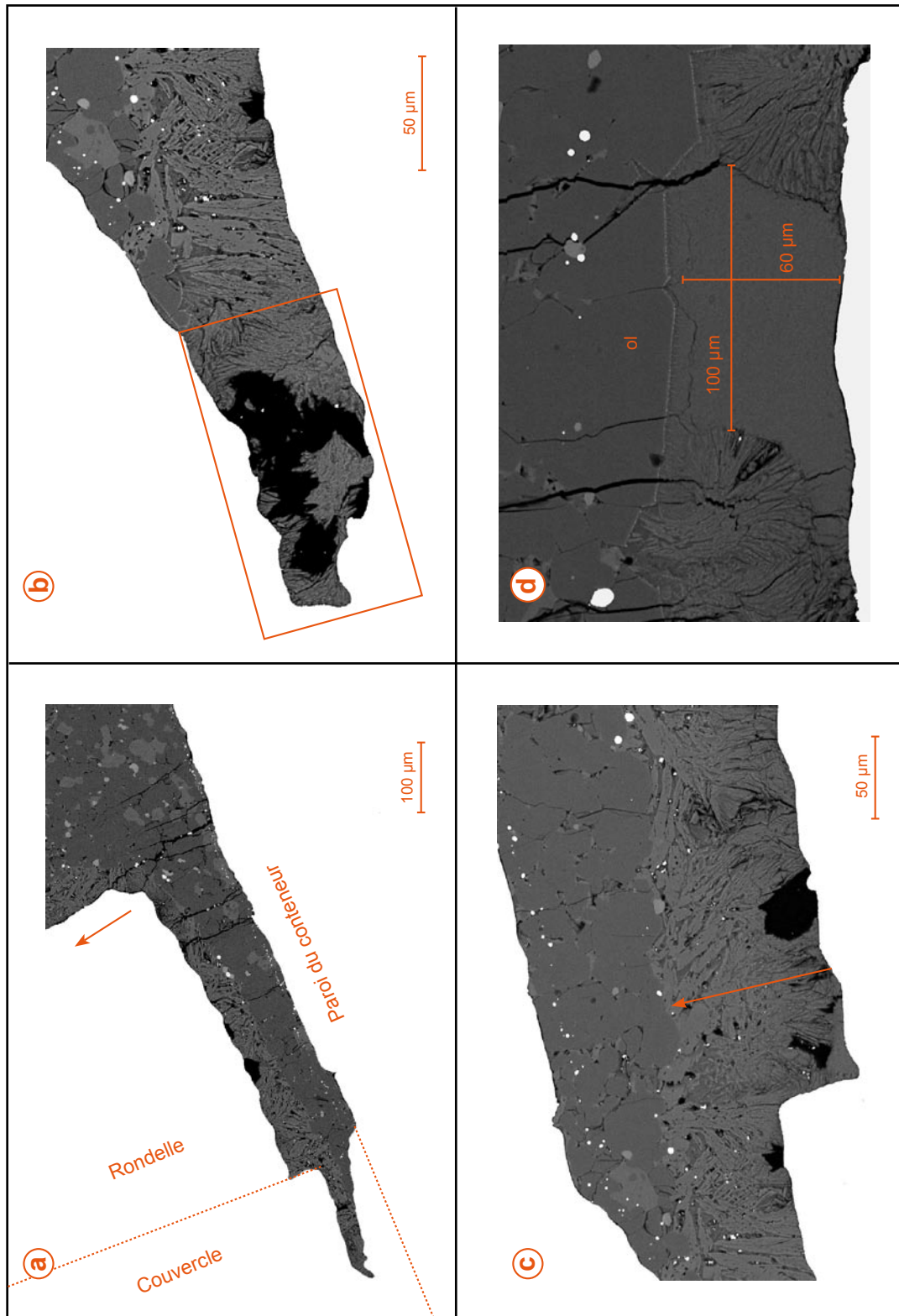


Figure 6.11 Microphotographies (MEB) d'une section polie de l'échantillon Piège#2 (1,5 GPa ; 1160°C).
a : vue d'ensemble montrant la charge et un des deux pièges (entre la rondelle et la paroi du conteneur), avec la zone de liquide qui se prolonge sur ~400 μm sous la rondelle (*cf.* flèche) ; **b** : extrémité d'un des pièges montrant une zone dendritique sans contact avec les grains de la péridotite ; **c** : détail du piège montrant la gradation de taille des dendrites en s'approchant du contact avec les grains (*cf.* flèche) ; **d** : poche de verre (100×60 μm) non affectée par la trempe ; ol = olivine.

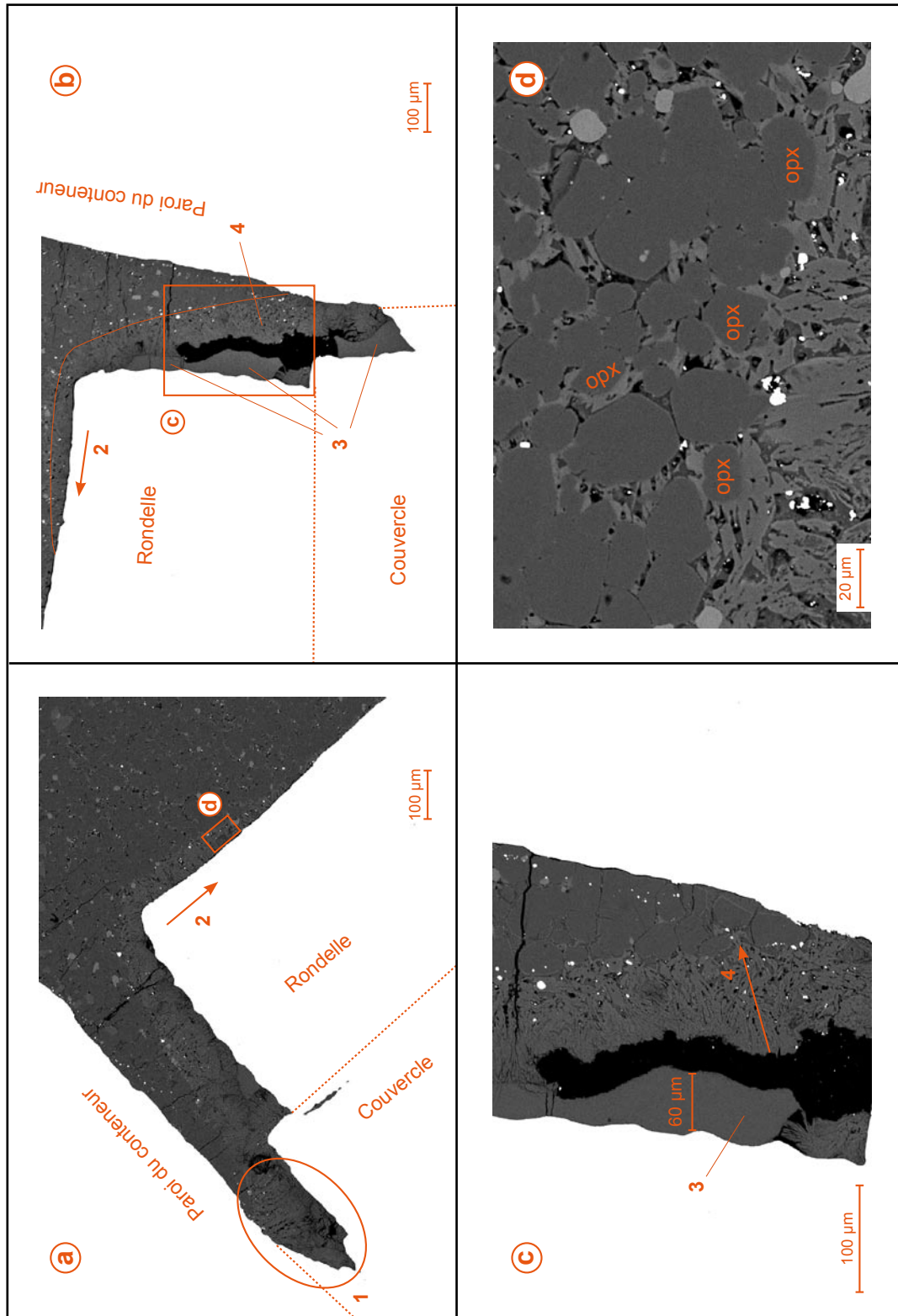


Figure 6.12 Microphotographies (MEB) d'une section polie de l'échantillon Piège#3 (1,5 GPa ; 1165°C). **a-c** : vues d'ensemble montrant la charge et deux pièges (a-b), puis un piège plus en détail (c) ; 1 = extrémité du piège sans contact avec les grains ; 2 = prolongation de la zone de liquide le long de la charge, sous la rondelle ; 3 = zones de verre exemptes de recristallisation de trempe ; 4 = zone formée d'un mélange de verre et de fines dendrites d'amphibole qui présentent une gradation de leur taille en direction du contact avec les grains ; **d** : grains d'orthopyroxène (opx) en contact avec le liquide sous la rondelle, entourés de clinopyroxène formé durant la trempe.

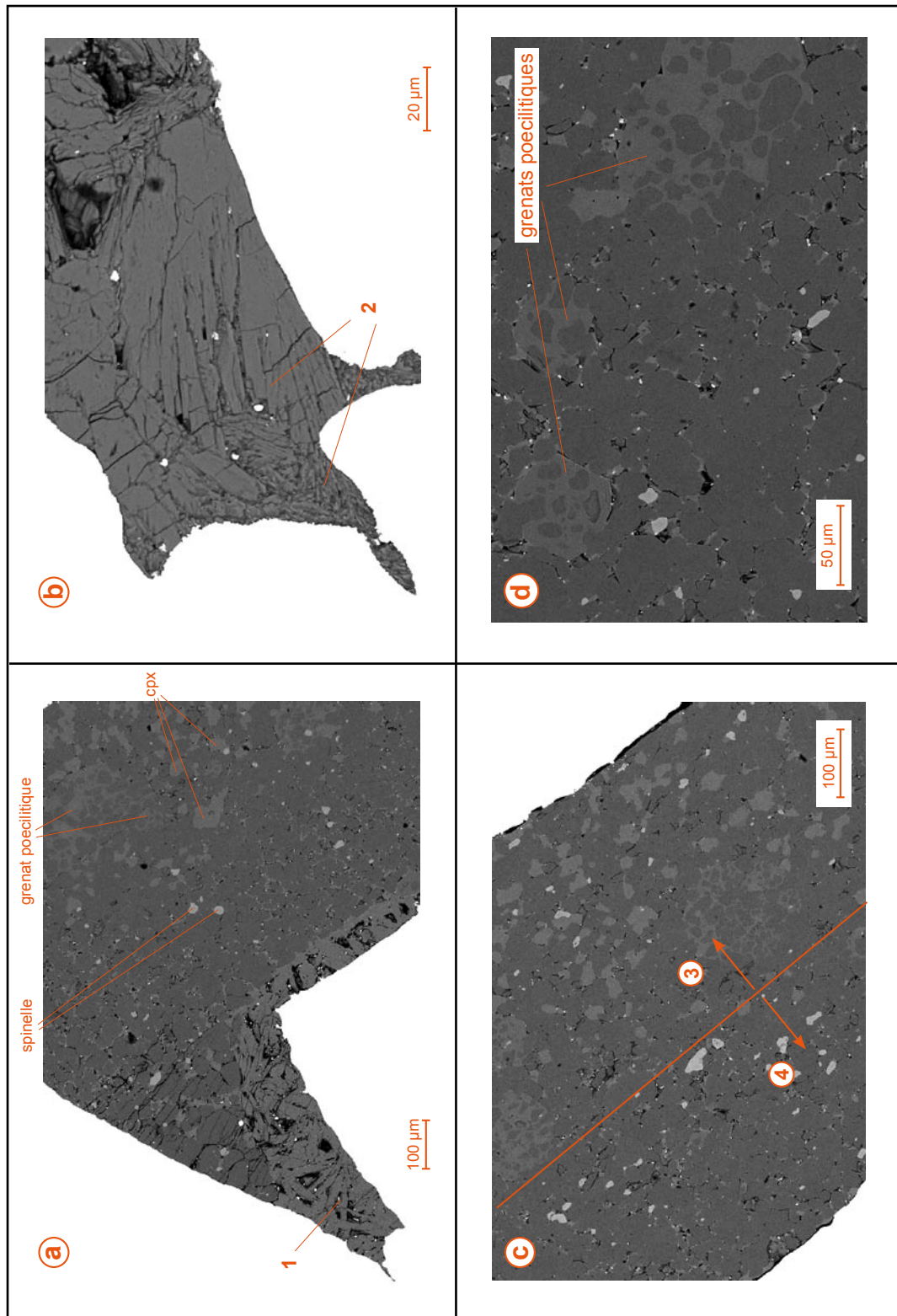


Figure 6.13 Microphotographies (MEB) d'une section polie de l'échantillon Piège#4 (2,5 GPa ; 1250°C). **a** : vue d'ensemble montrant la charge et un des deux pièges (entre la rondelle et la paroi du conteneur) ; 1 = dendrites de trempe très grossières ; **b** : extrémité de l'un des pièges, sans contact avec les grains ; 2 = deux tailles de dendrite de trempe ; **c** : mise en évidence de la zonation modale dans la charge, le fond de la capsule se trouvant en haut à droite ; 3 = concentration de grenat et de clinopyroxène vers le fond de la capsule, là où la température est la plus basse ; 4 = concentration de spinelle, d'orthopyroxène et d'olivine dans la partie haute, à proximité des pièges à liquide ; **d** : détail de la charge montrant des grains de grenat poecilitiques qui renferment des inclusions d'olivine et d'orthopyroxène.

inclusions d'olivine et d'orthopyroxène et se rassemblent en des agrégats pouvant atteindre plus de 50 μm de diamètre. Du grenat de forme polygonale, plus petit ($\text{\O} \sim 30 \mu\text{m}$) et possédant des faces bien définies, est également présent (Fig. 6.13d).

6.3.3.3) Variation des fractions modales des phases

La figure 6.14 montre les fractions modales de chaque phase, calculées par bilan de masse en connaissant la composition chimique du mélange de départ (Tableau 6.2) et celle des phases en fin d'expérience (cf. § 6.3.4).

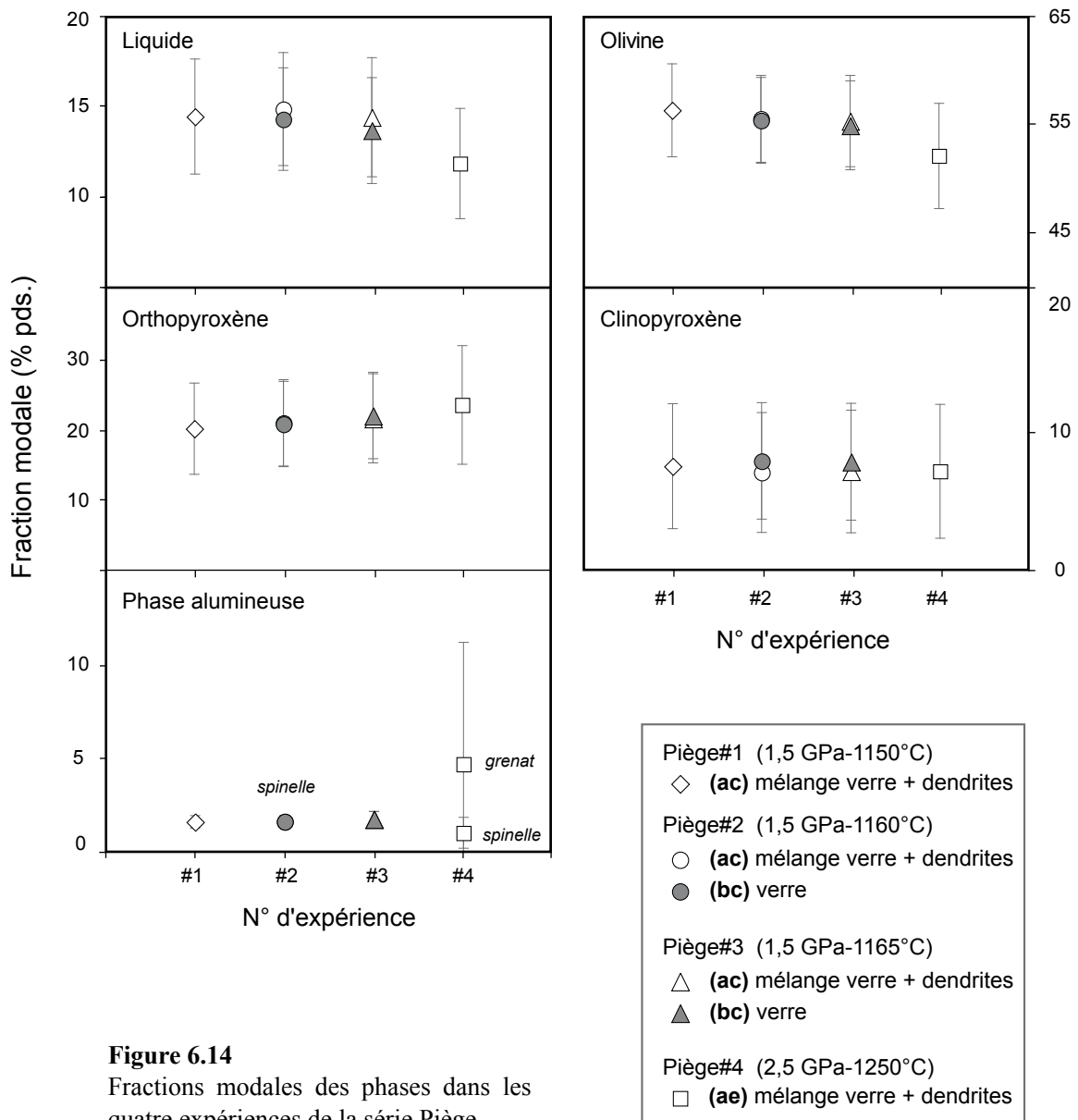


Figure 6.14
 Fractions modales des phases dans les quatre expériences de la série Piège. Pour les lettres a-e, se référer à la légende du tableau 6.3.

La fraction modale de liquide obtenue à 1,5 GPa est similaire pour les trois expériences. En effet, elle varie seulement de 13,7 à 14,9% (Tableau 6.3) selon l'expérience considérée et la manière dont le liquide a été analysé (faisceau défocalisé sur le verre ou balayage sur les zones dendritiques). La variation du degré de fusion entre les expériences est donc faible (~1%) et démontre que la température au niveau du piège à liquide est restée constante dans toutes les expériences. Les proportions des phases solides sont également cohérentes entre les trois expériences. D'après la figure 6.14, il semble que l'augmentation de la température nominale influence tout de même légèrement la proportion d'olivine (qui diminue) et d'orthopyroxène (qui augmente), malgré la constance de la température effective au niveau du piège. La fraction modale de liquide calculée avec la composition du mélange verre + dendrites (label a) est à chaque fois légèrement supérieure à celle obtenue avec la composition du verre (label b). Au contraire, les proportions de clinopyroxène sont plus faibles lorsque la composition du mélange (a) est utilisée. Compte tenu des erreurs élevées sur les fractions modales, les différences décrites ci-dessus ne sont pas significatives et peuvent donc être considérées comme négligeables. Ainsi, même lorsque le liquide a subi une croissance importante de dendrites durant la trempe, sa composition obtenue par analyse en mode balayage est représentative de la composition d'équilibre.

La température effective de l'expérience à 2,5 GPa (Piège#4), à savoir 1250°C au lieu de ~1158°C, a été choisie dans le but d'obtenir un degré de fusion proche de celui observé dans les charges à 1,5 GPa. L'estimation de la température était à peu près correcte, puisque la fraction pondérale de liquide calculée à 2,5 GPa est de 11,9%, contre ~14% à 1,5 GPa. Cette expérience se distingue principalement par l'abondance des phases alumineuses : 4,6% de grenat et 0,9% de spinelle (contre seulement 1,5-1,7% de spinelle à 1,5 GPa). La proportion d'orthopyroxène semble aussi un peu plus élevée qu'à 1,5 GPa et celle d'olivine plus faible.

6.3.4) *Composition des phases*

6.3.4.1) *Composition des phases solides*

Les compositions moyennes des phases solides et du liquide sont reportées dans le tableau 6.4. Plusieurs observations ont été effectuées :

- L'olivine et l'orthopyroxène possèdent des compositions très magnésiennes, avec un Mg# de ~91 pour l'olivine et de ~90 pour l'orthopyroxène. Dans les trois expériences réalisées à 1,5 GPa, les compositions de ces deux phases sont identiques. Par contre, dans l'expérience piège#4 (2,5 GPa), le Mg# de l'olivine est un petit peu plus élevé (91,5).
- En dépit d'une durée d'expérience > 45 heures, le clinopyroxène présente toujours une zonation compositionnelle du cœur vers la bordure. Les cœurs sont caractérisés par un enrichissement en Na₂O (~1,8%) et un Mg# plus élevé (88,6-89,2), comparativement aux bordures (0,6-1,3% de Na₂O ; Mg# variant de 85,7 à 86,6). De plus, ils sont légèrement

		N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Cr#
Piège#1	liq (a)	11	46,76 (104)	1,89 (21)	15,54 (82)	0,06 (10)	9,22 (90)	0,15 (8)	11,58 (177)	11,99 (141)	2,07 (31)	0,75 (25)	90,23 (217)	69,1	
	ol	16	41,25 (40)	0,02 (5)	0,05 (3)	0,04 (5)	8,77 (25)	0,13 (6)	49,61 (39)	0,14 (5)	0,00 (1)	0,00 (1)	99,72 (39)	91,0	
	opx	15	54,93 (46)	0,14 (6)	4,14 (40)	0,31 (13)	6,44 (23)	0,13 (7)	32,80 (69)	1,00 (42)	0,08 (6)	0,01 (1)	100,09 (53)	90,1	
	cpx	13	50,78 (90)	0,42 (13)	5,85 (75)	0,68 (9)	4,86 (59)	0,09 (7)	16,49 (64)	20,18 (59)	0,64 (30)	0,01 (2)	99,50 (42)	85,8	
	spi (c)	10	0,19 (5)	0,75 (7)	37,10 (92)	16,49 (139)	27,57 (57)	0,18 (8)	17,61 (48)	0,10 (9)	0,00 (3)	0,00 (1)	96,72 (57)	53,2	23,0
Piège#2	liq (a)	9	46,92 (102)	1,98 (25)	15,33 (68)	0,05 (9)	8,95 (37)	0,17 (12)	11,72 (80)	12,43 (86)	1,87 (43)	0,57 (25)	89,28 (149)	70,0	
	liq (b)	3	46,74 (55)	1,86 (16)	15,37 (30)	0,03 (8)	9,10 (34)	0,22 (15)	12,12 (45)	11,69 (78)	2,14 (16)	0,73 (11)	88,93 (40)	70,4	
	ol	12	41,02 (40)	0,01 (5)	0,05 (3)	0,05 (6)	8,75 (25)	0,13 (6)	49,83 (26)	0,13 (6)	0,01 (2)	0,01 (2)	99,81 (35)	91,0	
	opx	10	54,97 (46)	0,13 (6)	4,15 (40)	0,30 (7)	6,44 (22)	0,15 (6)	32,94 (34)	0,81 (18)	0,10 (5)	0,01 (2)	99,96 (54)	90,1	
	cpx	12	50,54 (51)	0,40 (6)	5,72 (31)	0,72 (12)	4,97 (22)	0,11 (7)	16,63 (45)	20,30 (53)	0,60 (9)	0,00 (1)	99,61 (46)	85,7	
Piège#3	spi (c)	12	0,22 (5)	0,71 (12)	37,04 (129)	15,99 (126)	27,81 (109)	0,16 (6)	17,99 (47)	0,06 (5)	0,01 (3)	0,01 (3)	96,15 (36)	53,6	22,6
	liq (a)	14	46,53 (187)	2,00 (17)	15,54 (54)	0,09 (9)	8,61 (59)	0,16 (8)	11,76 (184)	12,41 (104)	2,15 (51)	0,75 (17)	89,16 (141)	70,8	
	liq (b)	11	46,11 (75)	2,03 (24)	15,49 (30)	0,07 (9)	8,78 (34)	0,17 (12)	12,28 (28)	11,88 (38)	2,42 (30)	0,77 (12)	88,00 (38)	71,4	
	ol	11	40,96 (42)	0,02 (5)	0,03 (3)	0,03 (5)	8,83 (27)	0,14 (6)	49,86 (31)	0,12 (5)	0,00 (2)	0,00 (1)	100,17 (41)	91,0	
	opx	10	54,85 (60)	0,16 (6)	4,22 (45)	0,33 (10)	6,43 (22)	0,13 (6)	32,92 (62)	0,88 (34)	0,08 (6)	0,01 (1)	100,30 (48)	90,1	
Piège#4	cpx	9	50,48 (44)	0,46 (8)	5,93 (43)	0,69 (9)	4,83 (30)	0,10 (6)	16,39 (41)	20,49 (40)	0,63 (14)	0,00 (0)	99,59 (48)	85,8	
	spi (c)	10	0,20 (6)	0,71 (10)	41,00 (169)	14,81 (187)	24,71 (110)	0,15 (6)	18,34 (71)	0,06 (4)	0,01 (3)	0,01 (2)	96,61 (42)	56,9	19,5
	spi (d)	6	0,18 (6)	0,71 (7)	41,21 (155)	14,52 (165)	24,78 (142)	0,14 (6)	18,39 (74)	0,05 (4)	0,00 (3)	0,00 (1)	96,50 (20)	56,9	19,1
	spi (e)	7	0,19 (5)	0,71 (13)	39,78 (161)	15,90 (136)	24,99 (75)	0,18 (6)	18,15 (40)	0,07 (7)	0,01 (3)	0,02 (4)	96,59 (46)	56,4	21,2
	liq (a)	6	42,27 (159)	2,10 (17)	11,71 (54)	0,11 (10)	11,90 (57)	0,20 (16)	15,95 (136)	12,65 (181)	2,33 (31)	0,78 (14)	86,47 (331)	70,5	
Piège#4	ol	11	41,21 (40)	0,02 (6)	0,07 (4)	0,04 (5)	8,31 (24)	0,12 (7)	50,08 (26)	0,14 (6)	0,02 (3)	0,01 (2)	100,02 (49)	91,5	
	opx	10	54,22 (138)	0,15 (6)	4,80 (139)	0,41 (26)	6,47 (43)	0,11 (7)	32,65 (115)	1,06 (48)	0,11 (3)	0,01 (2)	100,05 (28)	90,0	
	cpx	10	51,17 (79)	0,43 (8)	6,25 (69)	0,69 (16)	4,54 (123)	0,11 (6)	16,32 (139)	19,22 (45)	1,26 (74)	0,01 (2)	99,75 (29)	86,6	
	spi (d)	5	0,32 (5)	0,80 (20)	36,80 (155)	11,23 (94)	32,24 (142)	0,16 (9)	18,33 (65)	0,09 (11)	0,03 (6)	0,01 (3)	95,91 (31)	50,3	17,0
	spi (e)	4	0,34 (9)	0,86 (14)	32,50 (139)	14,81 (117)	33,71 (58)	0,16 (9)	17,55 (76)	0,05 (4)	0,02 (5)	0,00 (0)	95,80 (33)	48,1	23,4
grt	10	41,68 (34)	0,36 (11)	21,20 (29)	1,80 (35)	7,47 (30)	0,27 (8)	20,24 (35)	6,95 (28)	0,03 (3)	0,01 (2)	100,40 (36)	84,3		

Tableau 6.4

Moyennes des compositions des phases (% poids), recalculées à 100% sur une base anhydre. Le total correspond au total analytique. Pour le calcul des incertitudes (précisées entre parenthèses), se référer à l'annexe VI-I.

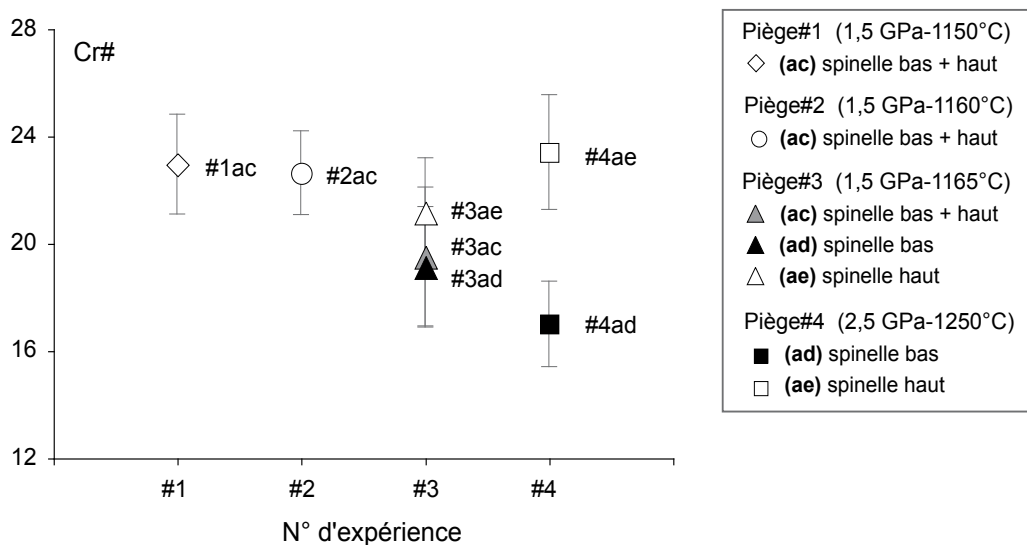
N = nombre d'analyses ; liq = liquide ; ol = olivine ; opx = orthopyroxène ; cpx = clinopyroxène ; spi = spinelle ; grt = grenat.

Pour les lettres a-e, se référer à la légende du tableau 6.3.

appauvris en FeO et MgO. En fait, le Mg# des cœurs reliques est resté proche de celui des clinopyroxènes de départ (Mg# = 89,8-90,6 ; cf. Tableau 6.2). Il faut remarquer que le Mg# des bordures de clinopyroxène est inférieur de 4 à 5 points à celui mesuré dans les grains d'olivine et d'orthopyroxène. Les bordures sont bien évidemment plus proches de l'équilibre avec le liquide et ce sont par conséquent leurs compositions qui sont présentées dans le tableau 6.4 et qui ont été utilisées dans les calculs de bilan de masse. La persistance de cœurs reliques dans ces minéraux est vraisemblablement liée à une granulométrie trop grossière du matériel de départ. En effet, pour la série Piège, la poudre de péridotite a seulement été broyée dans un mortier à anneaux, ce qui explique la préservation de grains $\geq 10\text{-}20\ \mu\text{m}$.

- Le fait le plus marquant lors de l'augmentation de la différence de température ΔT_2 (entre le haut et le bas de la capsule) est l'apparition d'une variation compositionnelle de plus en plus marquée pour le spinelle, en fonction de son emplacement au sein de la charge. En effet, l'expérience Piège#3 ($\Delta T_2=28^\circ\text{C}$) est caractérisée par une forte variabilité du Cr# dans le spinelle, entre le bas et le haut (vers le piège à liquide) de la capsule (Fig. 6.15). Dans l'expérience Piège#3, les grains de spinelle analysés vers les pièges à liquide (label e) présentent le Cr# le plus élevé et semblent cohérents avec le Cr# mesuré dans les expériences Piège#1 et #2. A 2,5 GPa, malgré l'utilisation d'un assemblage identique à Piège#2 ($\Delta T_2=16^\circ\text{C}$), la variation du Cr# entre les grains de spinelle du haut et du bas de la charge est encore plus marquée que dans l'expérience Piège#3.

Figure 6.15
Diagramme présentant le Cr# du spinelle des expériences Piège.



Comme les expériences Piège#3 et #4 sont caractérisées par une variation importante de la composition du spinelle entre le haut et le bas de la charge, il est intéressant de déterminer si ce problème est susceptible d'affecter le calcul des proportions de phases par bilan de masse. La figure 6.16 compare ainsi les fractions modales de ces deux expériences, calculées avec la composition moyenne des grains de spinelle situés soit dans la partie inférieure de la charge, soit dans la partie supérieure. L'utilisation de la composition du spinelle le plus éloigné des pièges à liquide a pour conséquence de sous-estimer légèrement le degré de fusion partielle et la fraction modale d'olivine, ainsi que de surestimer les proportions des pyroxènes. Les différences sont un peu plus marquées à 2,5 GPa, spécialement pour les phases alumineuses. Il ressort cependant que l'hétérogénéité compositionnelle du spinelle n'affecte que très modérément le calcul des proportions des phases par bilan de masse. Dans la suite de ce travail, lorsqu'un gradient compositionnel est présent à travers la charge, ce sont toujours les compositions des phases situées dans la partie supérieure, vers les pièges à liquide, qui ont été utilisées.

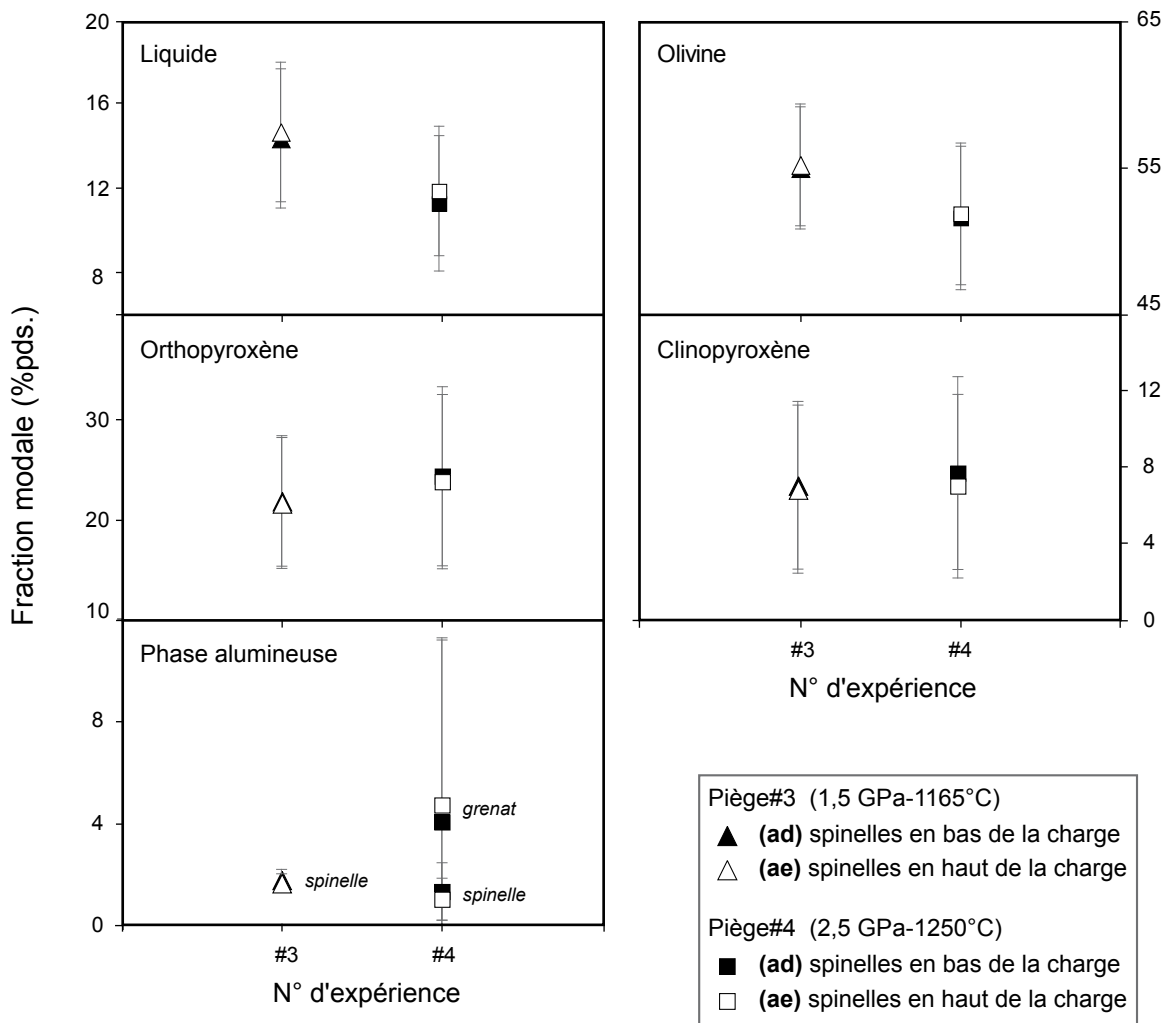


Figure 6.16

Fractions modales des phases des expériences Piège#3 et #4, calculées par bilan de masse en utilisant soit la composition des grains de spinelle de la partie supérieure de la charge, soit celle des grains de la partie inférieure.

6.3.4.2) Composition du liquide

La figure 6.17 présente les concentrations des oxydes dans la phase liquide en fonction de sa fraction modale.

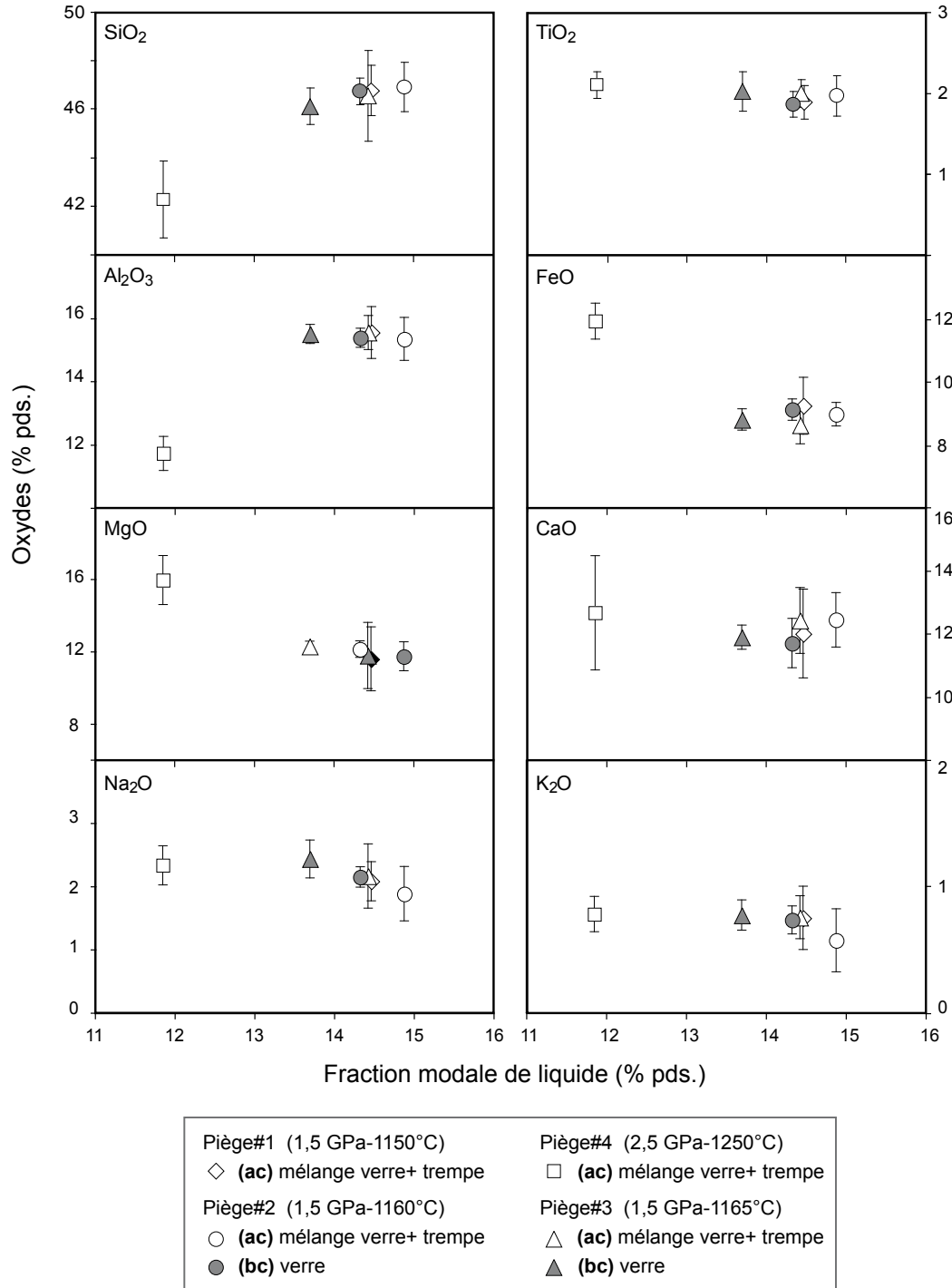


Figure 6.17

Concentrations des oxydes dans les liquides des expériences Piège. Pour une meilleure lisibilité, les barres d'erreur de la fraction modale de liquide ne sont pas présentées.

Pour les expériences Piège#2 et #3, où des plages de verre dépourvues de minéraux de trempe ont été préservées, deux compositions de liquide sont présentées : en blanc la composition globale des zones dendritiques (verre + dendrites) obtenue par balayage et en gris la composition du verre analysée avec un faisceau défocalisé.

D'une manière générale, les liquides obtenus à 1,5 GPa, par ~14% de fusion d'une lherzolite à amphibole, possèdent des teneurs en SiO₂ (46,11-46,92%), MgO (11,58-12,28%), CaO (11,69-12,43%), Na₂O (1,87-2,33%) et K₂O (0,57-0,78%) intermédiaires entre les basaltes tholéïtiques et les basaltes alcalins (Rogers et Hawkesworth, 2000). Les compositions du verre et des zones dendritiques des expériences Piège#2 et #3 sont très proches l'une de l'autre. Néanmoins, les concentrations en SiO₂ et CaO sont un peu plus élevées dans les zones dendritiques, alors que tous les autres oxydes présentent des teneurs plus basses. TiO₂ est le seul à se comporter de manière différente entre les expériences Piège#2 et #3 : par rapport aux zones dendritiques, il est appauvri dans le verre de Piège#2, mais est enrichi dans celui de Piège#3. Les alcalins et la silice varient de la manière la plus notable, mais en tenant compte des barres d'erreur, il n'y a pas de variations significatives des compositions entre les trois expériences effectuées à 1,5 GPa.

Avec l'augmentation de la pression, les teneurs en SiO₂ et en Al₂O₃ diminuent drastiquement, passant respectivement de 46,61 à 42,27% et de 15,46 à 11,71%, alors que MgO et FeO augmentent de manière significative. En revanche, les autres oxydes restent relativement constants par rapport à la moyenne des compositions obtenues à 1,5 GPa. Il faut toutefois considérer avec précaution la composition du liquide de l'expérience Piège#4, car les dendrites de trempe étaient très grossières (Fig. 6.13) et le mélange verre + dendrites incluait de nombreux trous. Ces deux facteurs ont passablement compliqué la détermination de la composition du liquide et seulement six analyses ont été conservées.

6.3.4.3) *Composition des minéraux de trempe*

La croissance de minéraux métastables au cours de la trempe, à la fin d'une expérience, a été maintes fois documentée (*cf.* § 6.1.1.3). La formation de dendrites de clinopyroxène, aux dépens du liquide, est le processus le plus souvent observé, que ce soit en conditions anhydres (Jaques et Green, 1979) ou hydratées (Falloon et Danyushevsky, 2000 ; Médard, 2004 ; Médard et al., 2006). Toutefois, lors d'expériences de fusion partielle d'une pyrolite hydratée, Green (1973) a remarqué la présence non seulement de clinopyroxène de trempe, mais également d'amphibole.

Dans les expériences de la série Piège, plusieurs zones de liquide ont également été affectées par la croissance de dendrites de trempe. Ces minéraux dendritiques ont été analysés et leurs compositions en éléments majeurs sont présentées dans le tableau 6.5. Ce sont des amphiboles et leurs formules structurales ont été calculées sur la base de $\Sigma=13$ cations (Tableau 6.5 ; Tindle et Webb, 1994). Les compositions des amphiboles de trempe mesurées dans les expériences

de Green (1973), ainsi que celles des amphiboles stables dans l'assemblage subsolidus, sont présentées pour comparaison.

Série Piège	Composition des dendrites															
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	Mg#				
Expériences à 1,5 GPa	N=4	43,37 (42)	2,43 (31)	14,36 (64)	0,08 (7)	9,69 (94)	0,13 (5)	16,37 (99)	10,40 (36)	2,38 (3)	0,79 (45)	96,80 (147)	75,1			
		Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	(Ca+Na) _B	Na _B	(Na+K) _A	<i>ferri-tschermakite</i>
		5,991	0,253	2,337	0,009	1,119	0,000	0,015	3,372	1,539	0,639	0,140	1,904	0,365	0,413	
Expérience à 2,5 GPa	N=2	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	Mg#			
		44,47 (54)	2,28 (4)	12,20 (20)	0,16 (4)	10,78 (2)	0,13 (8)	17,05 (23)	9,42 (54)	2,52 (5)	0,98 (6)	96,85 (113)	73,8			
		Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	(Ca+Na) _B	Na _B	(Na+K) _A	<i>tschermakite subcalciq</i>
		6,149	0,237	1,988	0,018	1,247	0,000	0,015	3,515	1,396	0,677	0,173	1,832	0,437	0,414	
N=4	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	Mg#				
	44,02 (79)	2,01 (20)	12,74 (124)	0,15 (7)	10,26 (113)	0,10 (2)	17,30 (118)	9,51 (33)	2,75 (23)	1,15 (16)	96,84 (9)	75,0				
	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	(Ca+Na) _B	Na _B	(Na+K) _A	<i>magnésiohastingsite subcalciq</i>	
	6,095	0,210	2,079	0,017	1,189	0,000	0,012	3,572	1,411	0,738	0,204	1,829	0,417	0,524		
Amphibole de trempe 2 GPa - 1100°C Green, 1973	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	Mg#				
	46,38	1,94	14,78	0,00	13,35	0,20	11,82	9,07	2,04	0,41	98,10	73,8				
	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	(Ca+Na) _B	Na _B	(Na+K) _A	<i>ferri-tschermakite subcalciq</i>	
	6,399	0,201	2,403	0,000	1,097	0,443	0,024	2,432	1,341	0,545	0,072	1,886	0,495	0,072		
Amphibole subsolidus 2 GPa - 950°C Green, 1973	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	Mg#				
	45,20	1,12	13,88	1,12	5,61	0,00	19,49	10,61	2,45	0,51	96,84	75,0				
	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	(Ca+Na) _B	Na _B	(Na+K) _A	<i>magnésiohastingsite</i>	
	6,184	0,116	2,237	0,121	0,642	0,000	0,000	3,975	1,556	0,650	0,089	1,725	0,169	0,569		

Tableau 6.5

Composition moyenne des amphiboles de trempe qui ont cristallisé aux dépens du liquide dans les expériences Piège. Le calcul des formules structurales s'est fait selon la méthode de Tindle et Webb (1994) et la classification est celle proposée par Leake et al. (1997).

Les dendrites des expériences Piège présentent une composition d'amphibole calcique ((Ca+Na)_B ≥ 1,00 et Na_B < 0,50), voire subcalciq (lorsque Ca_B est inférieure à 1,5). A 1,5 GPa, l'amphibole est une ferri-tschermakite, en accord avec les critères suivants (Leake et al., 1997) :

- (Na+K)_A < 0,50
- Ca_A > 0,50
- Fe³⁺ > 1,00

A 2,5 GPa, l'amphibole est caractérisée par une teneur en CaO inférieure à celle mesurée à 1,5 GPa. Cela a pour conséquence de produire une valeur de Ca_B légèrement inférieure, comparativement à 1,5 GPa. L'amphibole est alors considérée comme subcalciq. En fonction du remplissage du site A, deux amphiboles différentes peuvent être distinguées : une ferri-tschermakite (avec (Na+K)_A < 0,50) et une magnésiohastingsite (avec (Na+K)_A ≥ 0,50).

6.3.5) Bilan des expériences de test Piège#1-4

L'étude détaillée des expériences de test a montré que la technique d'extraction de liquide, dans des chenaux le long des parois des capsules AuPd, est applicable à la fusion partielle du manteau hydraté pour des degrés < 15%. Quelques problèmes ont cependant été mis en évidence :

(1) Malgré la réussite systématique de l'extraction, il est très difficile de préserver le liquide de la nucléation et de la croissance de minéraux lors de la trempe. Ce problème est probablement accentué par le caractère hydraté de la charge. Le choix d'une configuration présentant une valeur ΔT_2 élevée (28°C ; Piège#3) semble améliorer ce point en diminuant la taille et la quantité des dendrites d'amphibole. En revanche, l'augmentation de la pression provoque la formation de dendrites grossières, qui rendent la détermination de la composition du liquide difficile. La plupart du temps, les plages de liquide sont donc composées d'un mélange de verre et de dendrites d'amphibole de taille variable.

Dans les expériences de Falloon et Danyushevsky (2000), ainsi que de Médard et al. (2006), le liquide s'est également solidifié en un mélange de verre et de minéraux de trempe (en l'occurrence du clinopyroxène). Ces auteurs ont estimé la composition du liquide en procédant à des analyses microsonde en mode balayage. Ils ont démontré que les compositions en éléments majeurs restent constantes pour des zones allant de 10 $\mu\text{m} \times 10 \mu\text{m}$ à 50 $\mu\text{m} \times 50 \mu\text{m}$ suivant la texture de la plage dendritique. De plus, les bilans de masse satisfaisants obtenus pour leurs expériences indiquent que la composition du liquide peut être déterminée par cette méthode. La même technique d'analyse par balayage a ainsi été appliquée aux expériences Piège. Dans les expériences Piège#2 et #3, les faibles variations entre la composition du verre analysée avec un faisceau défocalisé et celle des zones dendritiques obtenue par balayage prouvent que l'analyse par balayage est adaptée à la détermination de la composition des liquides affectés par la croissance de minéraux de trempe.

(2) Des cœurs reliques persistent dans les clinopyroxènes et indiquent que ces minéraux n'ont pas complètement atteint l'équilibre. Ce problème peut être lié à une granulométrie trop grossière du matériel de départ et/ou à des durées d'expériences trop courtes. Les expériences de la série Piège ont duré entre 47 et 66 heures, ce qui correspond au temps moyen préconisé par plusieurs auteurs pour ce type d'expérience (Fujii et Scarfe, 1985 ; Johnson et Kushiro, 1992 ; Hirose et Kushiro, 1993 ; Falloon et al., 1999). Il serait même préjudiciable d'allonger la durée des expériences, car cela pourrait mener à des interactions plus importantes entre la péridotite, la capsule et le milieu environnant (*e.g.* pertes en fer, diffusion d'hydrogène). La taille de la poudre de départ semble donc être en cause et la solution la plus simple consiste à réduire sa granulométrie. Pour plus de sûreté, la péridotite BRI-5 sera par conséquent microbroyée avant les expériences définitives.

(3) Une différence de température ΔT_2 de 28°C à 1,5 GPa, plus élevée que celle habituellement présente dans les assemblages piston-cylindre, augmente la quantité de liquide extrait pour un degré de fusion donné et diminue la taille des dendrites de trempe. En revanche, elle provoque une variation de la composition du spinelle entre le haut et le bas de la charge. Une différence de température ΔT_2 de seulement 16°C induit le même phénomène à 2,5 GPa, mais de manière encore plus marquée. L'augmentation de la pression semble donc favoriser la variation de la composition du spinelle à travers la charge. Il faut donc s'attendre à retrouver une telle zonation dans les expériences définitives qui seront réalisées à 2 et 2,5 GPa. Il a toutefois été démontré (§ 6.3.4.1) que l'hétérogénéité compositionnelle du spinelle a très peu d'incidence sur le calcul des fractions modales des phases par bilan de masse, ce qui permet de minimiser l'importance de ce problème.

(4) L'augmentation de la pression provoque le développement d'une zonation modale au sein de la charge, le clinopyroxène se concentrant au fond avec le grenat, tandis que les grains de spinelle s'amassent vers le haut. Les expériences de Grove et al. (2006), réalisées en conditions hydratées avec une différence de température de seulement 10°C entre le haut et le bas de la charge, présentent la même répartition des minéraux : le clinopyroxène dans la partie froide de la charge ; l'olivine, l'orthopyroxène et le spinelle dans la partie chaude. D'après ces auteurs, une zonation modale des phases résiduelles ne pose pas de problème pour atteindre l'équilibre.

La cohérence des compositions du liquide et des phases solides entre les trois expériences réalisées à 1,5 GPa démontre la reproductibilité et l'efficacité de la technique expérimentale. Malgré quelques difficultés pour préserver le verre des modifications dues à la trempe, ainsi que la présence d'une zonation compositionnelle du spinelle, liée au fort gradient thermique existant dans la charge, la technique expérimentale décrite dans ce chapitre est parfaitement adaptée à l'étude de la fusion partielle du manteau hydraté. Elle sera par conséquent utilisée lors des expériences de fusion partielle d'un manteau métasomaté par un liquide adakitique.

6.4) *Expériences de fusion partielle du mélange MAd5 : séries à 2 et 2,5 GPa*

6.4.1) *Hydratation de l'adakite QC3-109 et préparation du mélange*

L'agent métasomatique utilisé dans les expériences définitives est le même que celui employé dans le modèle pétrogénétique (*cf.* chapitre 5.2). Il s'agit d'une adakite naturelle (QC3-109), qui provient du complexe volcanique Mio-Pliocène Quimsacocha (3°02'S-79°14'W) situé à l'extrémité sud de l'Equateur (Beate et al., 2001 ; Oviedo, 2001). C'est une lave porphyrique, à plagioclase (An_{36-64}), amphibole, biotite et rare clinopyroxène (En_{44-69}) (Oviedo, 2001). Les concentrations en éléments majeurs de cette adakite sont présentées dans le tableau 6.6. Les compositions moyennes des adakites pauvres (LSA : Low-Silica Adakites) et riches (HSA :

High-Silica Adakites) en SiO_2 (cf. § 2.3.3.2), ainsi que celle des liquides issus des expériences de fusion partielle de basaltes hydratés, sont également indiquées pour comparaison. Ces données proviennent de la compilation de Martin et al. (2005).

	QC3-109		LSA		HSA		XP	
			n=77	D.S.	n=267	D.S.	n=27	D.S.
SiO_2	71,89	1,44	56,27	3,40	64,80	2,50	68,77	3,82
TiO_2	0,26	0,01	1,49	0,70	0,56	0,10	0,78	0,39
Al_2O_3	15,64	0,31	15,69	1,10	16,64	0,90	17,66	1,97
Fe_2O_3	1,83	0,04	6,47	1,50	4,75	1,00	2,41	1,22
MnO	0,02	0,01	0,09	0,02	0,08	0,02	0,05	0,04
MgO	0,33	0,01	5,15	1,50	2,18	0,70	0,84	0,44
CaO	3,07	0,06	7,69	1,00	4,63	0,80	2,06	0,99
Na_2O	4,88	0,10	4,11	0,50	4,19	0,40	4,91	1,45
K_2O	1,99	0,04	2,37	0,80	1,97	0,50	2,52	1,75
P_2O_5	0,09	0,01	0,66	0,30	0,20	0,20		

Tableau 6.6

Composition en éléments majeurs de l'adakite QC3-109. Les compositions moyennes des LSA (Low-Silica Adakites), des HSA (High-Silica Adakites), ainsi que celle des liquides expérimentaux issus de la fusion partielle de basaltes hydratés (XP) sont montrées pour comparaison (références dans Martin et al., 2005).

n = nombre d'échantillons pris en compte dans la moyenne ; D.S. = déviation standard.

Se référer à l'annexe VI-I pour les incertitudes sur la composition de l'adakite (colonne de droite).

Afin d'obtenir un verre adakitique exempt de cristaux et contenant ~6% d' H_2O (2-15% d'eau dans un liquide adakitique selon Rapp et Watson (1995) et Prouteau et al. (1999) ; 6% d' H_2O dans la trondhjemite peralcaline hydratée utilisée par Prouteau (1999) dans ses expériences d'interaction avec une olivine mantellique), l'adakite QC3-109 a été préalablement réduite en poudre, puis saturée en eau à 0,25 GPa dans l'autoclave à chauffage interne (A.C.I) du Laboratoire Magmas et Volcans (Holloway et Wood, 1989 ; cf. Cluzel (2007) pour le schéma de l'autoclave et de son four). Dans ce type d'appareil, la pression sur l'échantillon est exercée par un gaz (azote), comprimé par un compresseur, puis par deux multiplicateurs de pression. La pression maximale d'opération est de 1,5 GPa. Le four est muni de trois thermocouples en $\text{Pt}_{94}\text{Rh}_6$ - $\text{Pt}_{70}\text{Rh}_{30}$, qui permettent une mesure directe de la température au contact de la capsule, ainsi que du gradient thermique régnant dans l'assemblage. La précision de la mesure de température est de $\pm 10^\circ\text{C}$. Le contrôle de la fugacité d'oxygène dans la charge expérimentale a été accompli grâce à la technique des doubles capsules avec tampons solides. En pratique, 200 mg de poudre d'adakite sont chargés dans une capsule interne en or ($\text{Ø} = 4$ mm), avec 10% (~20 mg) d'eau tri-distillée. Après soudure, cette capsule interne est insérée dans une capsule externe également en or ($\text{Ø} = 5$ mm), avec le tampon d'oxygène et 10-20% d'eau suivant le tampon utilisé.

Une première expérience a été réalisée avec le tampon $\text{MnO-Mn}_3\text{O}_4\text{-H}_2\text{O}$, à 0,25 GPa et une température de 1000°C , suffisamment élevée pour fondre complètement l'adakite à cette pression d'eau. Après saturation en eau, le verre présentait des cristaux d'hématite sur toute sa surface, indiquant un degré d'oxydation trop important. Un autre essai a donc été réalisé

ultérieurement, toujours à 0,25 GPa, mais avec le tampon Ni-NiO-H₂O. Ce tampon impose des conditions plus réductrices, mais limite par contre la température de l'expérience à 900°C. Le verre obtenu après un traitement thermique de 47 heures à 900°C est presque totalement vitreux et ne contient que quelques cristaux de magnétite, démontrant la réussite de l'expérience. Le verre hydraté a finalement été broyé pendant une heure, à la main dans un mortier en agate, puis a été stocké sous vide.

La péridotite BRI-5, déjà utilisée dans les expériences de test (*cf.* Tableau 6.2 et § 6.3.1), a été pulvérisée dans un microbroyeur Mc Crone Micronizing Mill (microbroyage automatique par des cylindres en agate), afin de réduire le plus possible la taille des grains. Finalement, la poudre a été portée à 900°C pendant trois heures, sous atmosphère contrôlée (fugacité d'oxygène entre les tampons Fe-FeO et FeO-Fe₂O₃), afin de réduire tout le fer à l'état divalent.

La péridotite adakitisée MAd5 a été préparée en mélangeant l'adakite QC3-109 hydratée et la péridotite BRI-5 dans les proportions suivantes :

$$889,0 \text{ mg BRI-5} + 46,79 \text{ mg QC3-109} = 935,79 \text{ mg MAd5}$$

$$95\% \text{ BRI-5} + 5\% \text{ QC3-109} = 100\% \text{ MAd5}$$

La composition en éléments majeurs de MAd5, calculée par simple mélange, est présentée dans le tableau 6.7.

Tableau 6.7

Composition en éléments majeurs du mélange MAd#5 (95% de la péridotite BRI-5 + 5% de l'adakite QC3-109) recalculée à 100% anhydre. Pour le calcul des incertitudes situées dans la colonne de droite, se référer à l'annexe VI-I. Comme l'adakite hydratée contient ~6% d'H₂O, la péridotite adakitisée MAd5 en renferme ~0,3%.

	MAd#5	
SiO ₂	46,28	(93)
TiO ₂	0,16	(6)
Al ₂ O ₃	4,34	(87)
Cr ₂ O ₃	0,40	(4)
FeO	7,70	(15)
MnO	0,13	(1)
MgO	37,29	(75)
CaO	3,08	(62)
Na ₂ O	0,52	(10)
K ₂ O	0,10	(1)

6.4.2) Présentation des expériences de la série MAd5

Les conditions expérimentales des expériences MAd5, ainsi que les paragenèses et les proportions de chaque phase, sont résumées dans le tableau 6.8 par ordre de température croissante. Suivant la discussion du chapitre 6.3.4.1, les calculs des fractions modales des phases par bilan de masse ont été effectués avec la composition du spinelle se trouvant dans le haut de la charge, à proximité des pièges contenant le liquide. Neuf expériences ont été réalisées à 2 GPa, de 1200 à 1350°C, et huit ont été effectuées à 2,5 GPa, de 1250 à 1375°C. Des difficultés

ont été rencontrés dans un certain nombre d'expériences (en gris dans le tableau 6.8), qui sont brièvement présentées ci-dessous. En revanche, l'origine potentielle des problèmes sera discutée dans le chapitre 6.5.1.

Série MAd#5												
N°	T (°C)	P (GPa)	Durée (heures)	Configuration rondelle ²	Paragenèse + proportions des phases (% poids)						r ²	
					Liquide	Olivine	Opx	Cpx	Spinelles	Grenat		
#2	1200	2	48h10 ¹	B	<i>pas d'extraction</i>	olivine + opx + cpx + spinelle + liquide ³						
#4	1225	2	71h00	B	<i>pas d'extraction</i>	olivine + opx + cpx + spinelle + liquide ³						
#7	1240	2	72h10	B	<i>pas d'extraction</i>	olivine + opx + cpx + spinelle + liquide ³						
#1	1250	2	73h00	A	5,2 (7)	47,8 (43)	32,5 (67)	12,9 (37)	1,2 (5)		0,35	
#14	1275	2	65h30	C	8,3 (36)	49,7 (43)	28,9 (70)	11,7 (46)	1,4 (6)		0,52	
#3	1300	2	70h30	B	9,5 (18)	47,5 (40)	32,7 (69)	9,6 (43)	0,6 (4)		0,34	
#6	1325	2	46h20	B	7,2 (19)	45,9 (44)	34,5 (72)	10,9 (43)	1,4 (6)		0,37	
#13	1325	2	50h10	C	10,5 (18)	47,2 (41)	32,9 (71)	8,8 (44)	0,5 (5)		0,48	
#5	1350	2	50h00	B	14,5 (34)	44,9 (44)	34,9 (81)	5,3 (54)	0,3 (6)		0,18	
#8	1250	2,5	71h15	B	2,7 (9)	46,9 (45)	30,5 (81)	14,4 (37)	1,7 (6)	3,7 (53)	0,38	
#11	1275	2,5	71h00	B	3,9 (9)	47,8 (43)	31,1 (83)	14,1 (38)	1,6 (6)	1,4 (56)	0,39	
#9	1300	2,5	71h30	B	<i>pas d'extraction</i>	olivine + opx + cpx + spinelle + liquide ³						
#10	1300	2,5	50h00	B	<i>pas d'extraction</i>	olivine + opx + cpx + spinelle + grenat + liquide ³						
#12	1300	2,5	48h00	C	<i>pas d'extraction</i>	olivine + opx + cpx + spinelle + liquide ³						
#17	1325	2,5	48h05	C	5,7 (12)	48,9 (42)	28,8 (84)	12,4 (42)	0,2 (7)	4,1 (59)	0,40	
#15	1350	2,5	48H25	C	6,4 (24)	47,1 (41)	31,2 (73)	13,4 (49)	1,2 (6)		0,43	
#16	1375	2,5	48H00	C	7,2 (27)	46,9 (41)	32,5 (73)	12,1 (50)	1,1 (6)		0,39	

Tableau 6.8

Tableau récapitulatif des conditions des expériences MAd5, avec les proportions des phases (% poids) calculées par bilan de masse et la somme des carrés des résidus (r²). Pour les erreurs précisées entre parenthèses, se référer à l'annexe VI-I. Les fractions modales des phases ont été calculées en utilisant la composition moyenne du spinelle situé dans la partie supérieure de la charge. Les expériences mises en évidence en gris ont posé des problèmes de caractérisation.

¹ L'expérience MAd5#2 s'est arrêtée en pleine nuit à cause d'une coupure de courant. La durée affichée n'est par conséquent qu'une valeur minimum.

² Pour la configuration de la rondelle, se référer à la figure 6.1.

³ Le liquide n'est présent que sous forme interstitielle, entre les grains de la charge, et n'a par conséquent pas été analysé.

• MAd5#14 (2 GPa - 1275°C)

Dans cette expérience, l'extraction du liquide n'a pas été concluante et sa composition a été déterminée à l'aide de seulement trois analyses. Pour presque tous les éléments majeurs, la composition du liquide dévie de la tendance générale définie par les autres expériences de la série. De plus, les phases solides présentent certaines anomalies compositionnelles (e.g. Mg# de l'olivine, contenu en fer du spinelle). Ces compositions incohérentes se traduisent, pour certains minéraux (olivine, orthopyroxène et spinelle), par une fraction modale qui s'écarte légèrement de la tendance générale.

- MAd5#6 (2 GPa - 1325°C)

Tout en étant suffisante pour permettre une analyse convenable, la quantité de liquide extrait est moins importante que dans les autres expériences. Néanmoins, la composition du liquide est cohérente avec la tendance générale de la série pour quasiment tous les éléments majeurs. En revanche, les proportions des phases solides, ainsi que leurs compositions, dévient systématiquement de la tendance générale. Une seconde expérience (MAd5#13) a donc été menée dans les mêmes conditions et a donné des résultats bien meilleurs.

- MAd5#9, #10, #12 (2,5 GPa-1300°C)

Trois expériences ont été réalisées à 2,5 GPa et 1300°C, en faisant varier la durée de l'expérience et/ou la configuration de la rondelle. Contrairement à 1275 et 1325°C, le liquide n'a jamais été extrait. Une autre observation étonnante est que l'assemblage minéralogique varie suivant les expériences. En effet, MAd5#9 et #12 présentent un assemblage de lherzolite à spinelle, alors que l'expérience MAd5#10 contient également du grenat. L'étude des compositions des phases minérales, comparativement à celles des autres expériences de la série, permettra peut-être de comprendre les processus qui se déroulent à cette température.

- MAd5#17 (2,5 GPa-1325°C)

Les phases solides de cette expérience possèdent des compositions qui dévient de la tendance générale pour certains paramètres (*e.g.* Mg# de l'olivine, Cr# du spinelle). En revanche, la composition du liquide est cohérente avec le reste de la série, à l'exception de la teneur en FeO qui semble trop basse.

6.4.3) Série MAd5 à 2 GPa

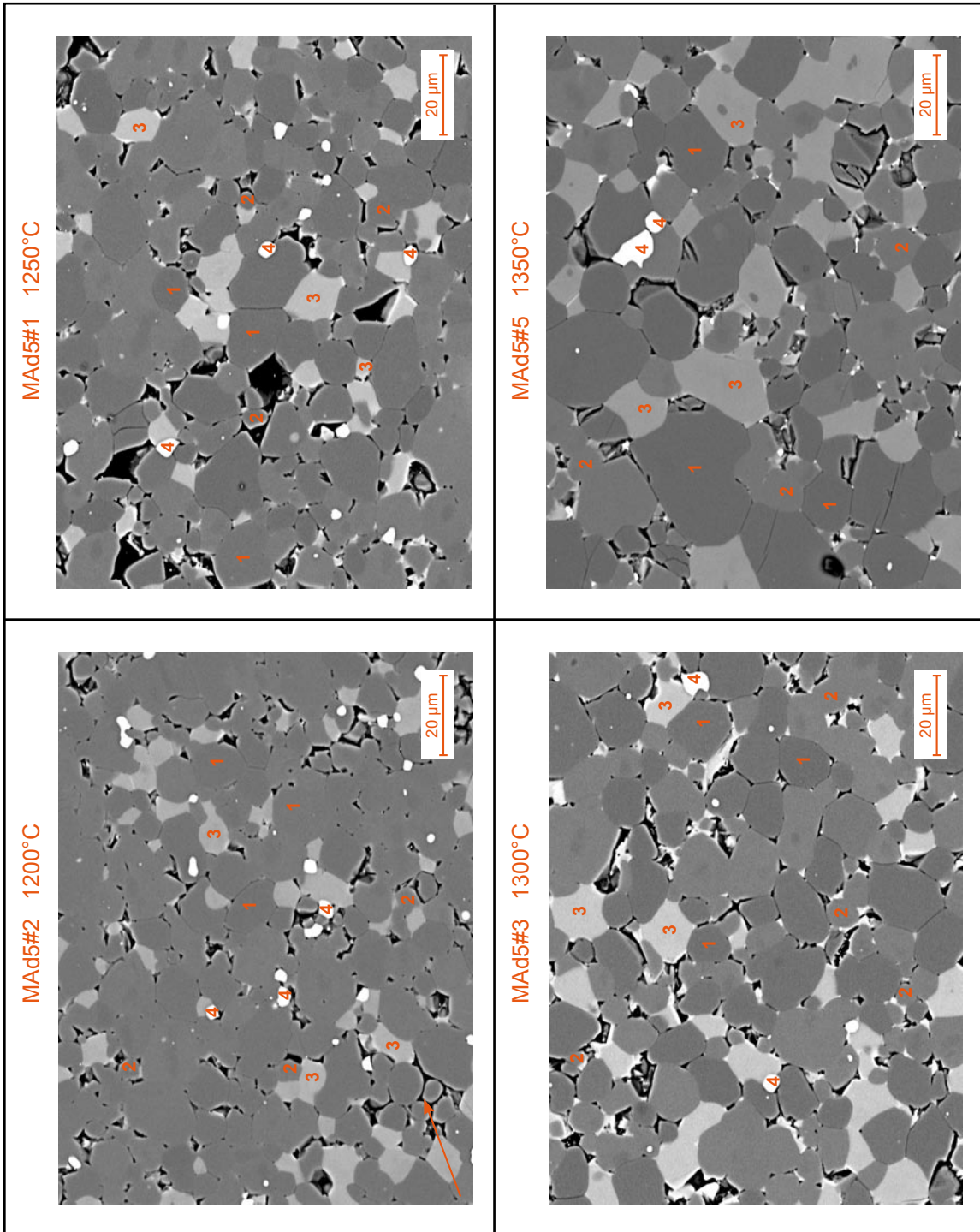
6.4.3.1) *Textures et paragenèses*

Les expériences effectuées à 2 GPa présentent toutes un assemblage à olivine, orthopyroxène, clinopyroxène, spinelle et liquide. La figure 6.18 illustre l'évolution texturale de la partie inférieure des charges en fonction de la température. Au fur et à mesure de l'augmentation de la température, la taille des phases solides augmente, le clinopyroxène étant la phase qui grandit le plus. En dépit de l'augmentation de sa taille, la diminution de la fraction modale du spinelle est percevable dans les images de la figure 6.18. En plus des grands cristaux d'orthopyroxène qui deviennent de plus en plus grands, des petits grains de ce minéral, arrondis et entourés d'une bordure de clinopyroxène de trempe, apparaissent un peu partout dans la charge lorsque la température augmente.

A partir de 1300°C, une zonation modale apparaît dans les charges et elle s'accroît avec l'augmentation de la température. En effet, le clinopyroxène se concentre au fond de la capsule, où la température est la plus basse. Au contraire, dans la partie supérieure de la capsule, à proximité

Figure 6.18
 Microphotographies (MEB) de sections polies des échantillons de la série MAd5 à 2 GPa, illustrant l'évolution texturale de la partie inférieure de la charge (où toutes les phases sont présentes), avec l'augmentation de la température. Du liquide interstitiel est présent dans toutes les charges, y compris dans la charge MAd5#2 à 1200°C, où il est indiqué par une flèche.

1=olivine ; 2=orthopyroxène ;
 3 = clinopyroxène ; 4 = spinelle.



des pièges à liquide, l'assemblage est dominé par de l'olivine et des grains d'orthopyroxène entourés d'une couronne de clinopyroxène de trempe (Fig. 6.19).

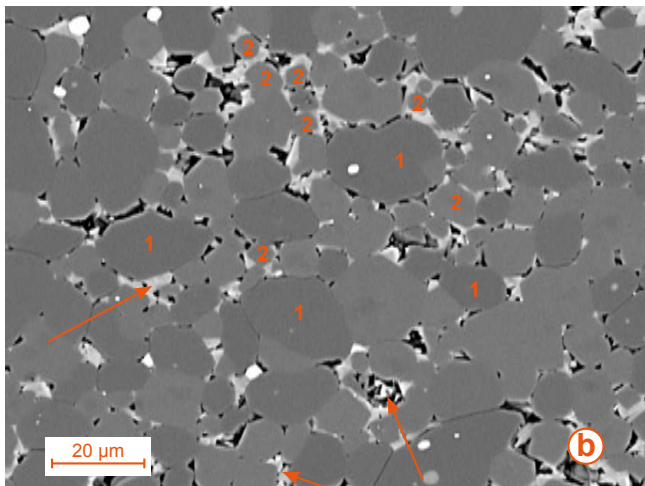
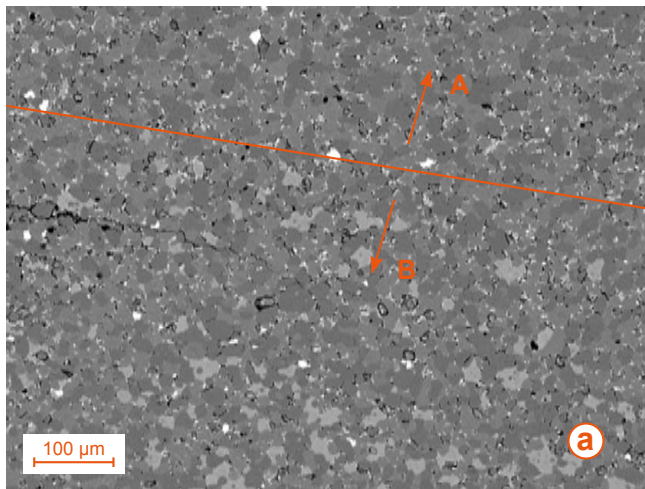


Figure 6.19

Microphotographies (MEB) de sections polies des échantillons MAd5#5 (**a** ; 2 GPa - 1350°C) et MAd5#3 (**b** ; 2 GPa - 1300°C) mettant en évidence la zonation modale qui apparaît à partir de 1300°C.

(a) Vue d'ensemble de la charge MAd5#5. A = concentration d'olivine et d'orthopyroxène dans la partie supérieure de la capsule ; B = concentration de clinopyroxène dans la partie inférieure de la capsule.

(b) Détail de la moitié supérieure de l'échantillon MAd5#3, montrant la quasi absence de clinopyroxène stable. En effet, l'assemblage est dominé par de grands cristaux d'olivine (1) et d'orthopyroxène (2), ainsi que par de petits grains d'orthopyroxène arrondis et entourés d'une couronne de clinopyroxène de trempe (2). La cristallisation de dendrites de trempe (amphibole) entre les grains est mise en évidence par les flèches

Dans cette série d'expérience, la phase liquide est extraite efficacement de la péridotite à partir de 1250°C (Fig. 6.20). Même si l'extraction n'a pas marché en dessous de 1250°C, une petite fraction de liquide interstitiel est visible dans les expériences à 1200°C (Fig. 6.18a), 1225°C et 1240°C. A partir de 1300°C, le liquide interstitiel devient plus abondant et cristallise sous forme de dendrites de trempe, surtout dans le haut de la charge, vers les pièges à liquide (Fig. 6.19b).

Les fractions modales des phases, calculées par bilan de masse, sont reportées en fonction de la température dans la figure 6.21. Lorsque la température augmente, il a été observé que :

- la fraction de liquide augmente de manière quasi linéaire, passant de 5,2% (1250°C) à 14,5% (1350°C) ;
- les proportions d'olivine, de clinopyroxène et de spinelle diminuent régulièrement, passant respectivement de 47,8 à 45,0%, de 12,9 à 5,3% et de 1,2 à 0,3% ;
- le pourcentage d'orthopyroxène augmente légèrement entre 1250°C (~32,5%) et 1350°C (~35,0%).

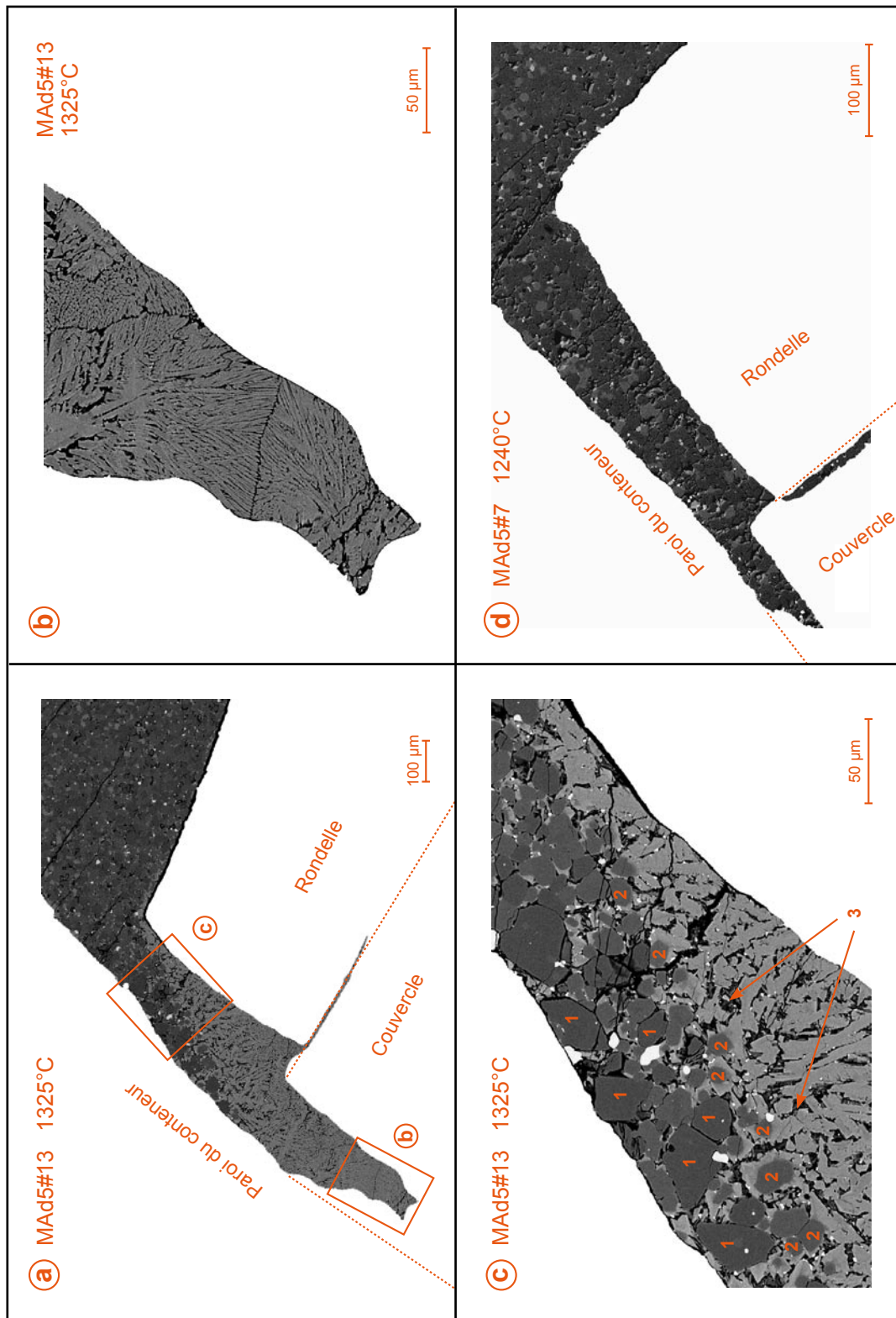


Figure 6.20

Microphotographies de sections polies des échantillons de la série MAd5 à 2 GPa, mettant en évidence les pièges à liquide. **a-c** : Expérience MAd5#13 (1325°C ; 10,5% de fusion partielle) ; **(a)** vue d'ensemble d'un des pièges où le liquide a été parfaitement extrait ; **(b)** détail de l'extrémité du piège où le liquide est complètement isolé des grains de la péridotite ; **(c)** détail du piège montrant des dendrites de trempe de plus en plus grossières en s'approchant de la charge (1 = olivine, 2 = orthopyroxène entouré de clinopyroxène formé durant la trempe, 3 = verre se trouvant entre les dendrites). **d** : Expérience MAd5#7 (1240°C), dans laquelle le liquide n'a pas été extrait, probablement car le degré de fusion était insuffisant.

Mis à part les expériences MAd5#14 et #6 qui dévient de la tendance générale, l'évolution de la proportion des phases est cohérente pour l'ensemble des expériences.

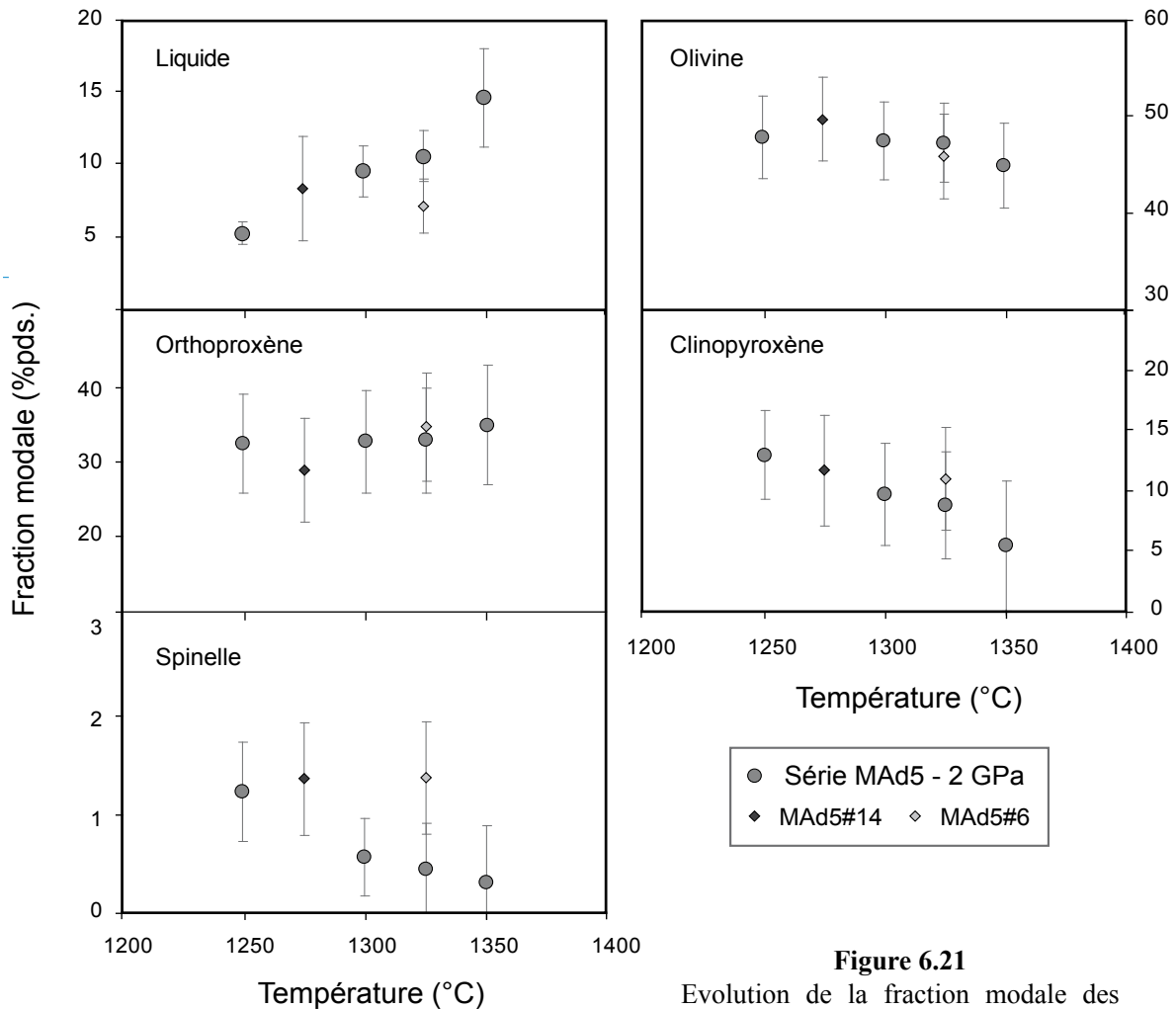


Figure 6.21
Evolution de la fraction modale des phases de la série MAd5 à 2 GPa, en fonction de l'augmentation de la température.

6.4.3.2) Compositions des phases

Les compositions des phases solides et du liquide sont présentées dans le tableau 6.9. Contrairement aux expériences de test, il n'y a pas de différence de composition entre les cœurs et les bordures des clinopyroxènes qui sont homogènes. En revanche, à partir de 1250°C, une zonation compositionnelle apparaît à nouveau entre les grains de spinelle situés dans les parties supérieures et inférieures de la charge. L'importance de cette zonation n'est cependant pas corrélée avec l'augmentation de la température et reste relativement modeste ($\Delta Cr\#$ entre 1,20 et 2,50). Les fractions modales des phases ont été calculées par bilan de masse en utilisant la composition moyenne du spinelle se trouvant dans le haut de la charge. Toutefois, la composition des grains de spinelle situés dans la partie inférieure est reportée dans le tableau 6.9 pour comparaison.

Tableau 6.9

Moyenne des compositions des phases (% poids) des expériences MAd5 réalisées à 2 GPa. Pour les incertitudes, précisées entre parenthèses, se référer à l'annexe VI. I. Toutes les analyses sont recalculées à 100% sur une base anhydre. Le total avant normalisation (total analytique) est indiqué dans l'avant-dernière colonne pour information.
 d = composition moyenne du spinelle situé dans la partie inférieure de la charge ;
 e = composition moyenne du spinelle situé dans la partie supérieure de la charge.

	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	Mg#	Cr#	
MAd5#2 1200°C	liq														
	ol	11	pas d'extraction	0,02 (5)	0,06 (3)	0,03 (5)	0,12 (6)	49,91 (51)	0,14 (6)	0,01 (2)	0,01 (2)	100,14 (133)	91,1		
	opx	9	53,54 (70)	0,09 (5)	5,66 (55)	0,41 (16)	6,84 (38)	0,12 (7)	31,99 (88)	1,16 (14)	0,01 (3)	100,29 (131)	89,3		
	cpx	7	51,38 (100)	0,41 (29)	6,57 (53)	0,63 (12)	4,78 (164)	0,12 (6)	15,89 (84)	1,65 (20)	0,00 (1)	100,14 (43)	85,6		
	spi (c)	7	0,35 (10)	0,39 (10)	45,73 (140)	9,37 (86)	24,49 (89)	0,12 (6)	19,48 (27)	0,05 (4)	0,01 (5)	96,45 (110)	88,6	12,1	
	liq		pas d'extraction												
	ol	10	41,03 (40)	0,03 (5)	0,06 (3)	0,05 (7)	8,56 (25)	0,12 (6)	49,99 (34)	0,13 (5)	0,02 (3)	0,01 (2)	100,36 (95)	91,2	
MAd5#4 1225°C	opx	8	53,60 (46)	0,12 (7)	5,88 (32)	0,43 (10)	0,16 (6)	31,66 (35)	1,24 (10)	0,21 (2)	0,02 (3)	100,35 (98)	89,4		
	cpx	8	51,25 (69)	0,31 (7)	7,04 (48)	0,68 (14)	0,12 (6)	16,28 (30)	17,16 (71)	1,73 (10)	0,01 (2)	100,09 (95)	84,2		
	spi (c)	9	0,37 (27)	0,34 (6)	46,19 (105)	9,62 (64)	23,54 (39)	0,13 (7)	19,71 (43)	0,07 (8)	0,01 (3)	96,67 (101)	89,8	12,3	
	liq	9	48,36 (183)	1,13 (14)	15,59 (42)	0,05 (9)	9,37 (64)	0,13 (9)	10,83 (178)	8,70 (56)	3,98 (55)	1,85 (17)	90,05 (220)	67,2	
	ol	12	41,31 (40)	0,02 (5)	0,07 (5)	0,03 (6)	8,29 (24)	0,13 (6)	49,98 (30)	0,14 (5)	0,02 (3)	0,01 (2)	100,25 (60)	91,5	
	opx	10	53,83 (92)	0,10 (6)	5,36 (113)	0,46 (15)	6,65 (40)	0,13 (7)	32,01 (81)	1,29 (25)	0,19 (5)	0,00 (0)	100,51 (81)	89,6	
	cpx	8	51,13 (42)	0,24 (6)	6,73 (33)	0,67 (15)	5,62 (20)	0,09 (6)	16,50 (59)	17,56 (58)	1,45 (9)	0,01 (3)	100,12 (91)	84,0	
MAd5#1 1250°C	spi (d)	4	0,37 (35)	0,41 (12)	40,14 (187)	10,65 (94)	0,14 (6)	18,88 (45)	0,09 (7)	0,00 (2)	0,01 (2)	96,42 (93)	53,4	15,1	
	spi (e)	4	0,41 (21)	0,44 (6)	38,28 (99)	12,23 (67)	30,07 (22)	0,14 (6)	18,36 (44)	0,06 (4)	0,00 (3)	96,17 (26)	52,1	17,7	
	liq	3	47,51 (58)	1,27 (43)	12,88 1,53	0,01 (8)	10,25 (176)	0,14 (8)	14,02 (534)	9,03 (82)	2,36 (51)	2,52 (197)	87,63 (992)	70,5	
	ol	10	41,90 (40)	0,02 (5)	0,08 (3)	0,03 (5)	7,51 (27)	0,13 (7)	50,12 (40)	0,17 (6)	0,02 (3)	0,01 (2)	99,41 (89)	92,2	
	opx	10	53,81 (55)	0,10 (9)	6,02 (62)	0,56 (17)	6,74 (32)	0,13 (6)	30,85 (44)	1,56 (15)	0,22 (5)	0,01 (1)	100,29 (51)	89,1	
	cpx	9	51,64 (69)	0,22 (7)	6,67 (20)	0,82 (10)	5,61 (64)	0,09 (6)	16,60 (56)	16,88 (53)	1,46 (11)	0,01 (2)	100,17 (68)	84,1	
	spi (d)	5	0,38 (5)	0,60 (6)	32,68 (83)	7,75 (35)	40,85 (52)	0,19 (6)	17,55 (31)	0,08 (11)	0,01 (3)	0,00 (2)	94,22 (76)	43,4	13,8
MAd5#3 1300°C	spi (e)	6	0,41 (9)	0,62 (8)	31,28 (53)	8,53 (30)	41,40 (19)	0,15 (8)	17,52 (41)	0,08 (7)	0,01 (3)	0,00 (1)	94,54 (101)	43,0	15,5
	liq	15	46,83 (98)	0,95 (14)	14,13 (54)	0,08 (9)	10,36 (53)	0,16 (11)	13,46 (82)	10,15 (86)	2,81 (60)	1,06 (21)	93,23 (301)	69,8	
	ol	9	41,06 (48)	0,02 (6)	0,10 (3)	0,03 (5)	8,23 (24)	0,14 (6)	50,24 (43)	0,18 (6)	0,01 (2)	0,00 (1)	100,30 (75)	91,6	
	opx	10	53,38 (46)	0,08 (5)	5,89 (45)	0,61 (13)	6,60 (24)	0,12 (7)	31,51 (40)	1,62 (19)	0,18 (4)	0,01 (2)	100,55 (90)	89,5	
	cpx	10	51,21 (42)	0,18 (6)	6,52 (38)	0,87 (16)	5,41 (22)	0,12 (6)	17,50 (48)	16,93 (62)	1,25 (19)	0,02 (4)	100,35 (81)	85,2	
	spi (c)	5	0,36 (14)	0,32 (9)	39,05 (118)	14,69 (111)	26,32 (34)	0,15 (6)	19,02 (43)	0,09 (11)	0,00 (3)	0,01 (3)	96,00 (84)	56,3	20,2
	spi (e)	6	0,33 (13)	0,30 (11)	37,59 (58)	16,10 (51)	26,70 (25)	0,14 (6)	18,76 (31)	0,08 (14)	0,00 (1)	0,00 (2)	96,15 (105)	55,6	22,3
MAd5#6 1325°C	liq	10	46,02 (170)	1,15 (16)	13,78 (113)	0,06 (9)	11,99 (103)	0,18 (8)	12,59 (181)	9,54 (124)	3,24 (78)	1,46 (38)	91,93 (351)	65,1	
	ol	12	41,53 (63)	0,00 (4)	0,08 (5)	0,03 (5)	7,09 (22)	0,13 (6)	50,94 (61)	0,18 (8)	0,02 (3)	0,01 (2)	99,31 (74)	92,8	
	opx	11	53,31 (69)	0,08 (9)	5,71 (77)	0,57 (24)	6,69 (41)	0,12 (7)	31,67 (52)	1,63 (19)	0,21 (5)	0,01 (2)	99,59 (78)	89,4	
	cpx	10	51,12 (66)	0,22 (9)	6,46 (33)	0,75 (18)	5,89 (58)	0,11 (6)	16,95 (86)	17,10 (90)	1,39 (17)	0,01 (2)	99,85 (116)	83,7	
	spi (d)	8	0,38 (14)	0,53 (8)	29,17 (75)	7,65 (73)	44,64 (35)	0,15 (8)	17,36 (74)	0,09 (7)	0,02 (5)	0,01 (3)	93,98 (117)	40,9	15,0
	spi (e)	8	0,35 (9)	0,52 (11)	27,39 (37)	9,56 (62)	44,84 (44)	0,18 (9)	17,10 (52)	0,04 (4)	0,01 (3)	0,01 (2)	93,86 (143)	40,5	19,0
	liq	27	46,37 (71)	0,95 (14)	13,35 (45)	0,07 (10)	11,59 (38)	0,16 (9)	13,42 (87)	10,03 (48)	2,89 (47)	1,17 (20)	94,14 (148)	67,4	
MAd5#13 1325°C	ol	13	41,31 (44)	0,02 (5)	0,09 (4)	0,05 (6)	0,13 (6)	50,57 (54)	0,18 (5)	0,03 (4)	0,01 (3)	100,08 (94)	92,2		
	opx	10	53,37 (58)	0,08 (5)	5,76 (63)	0,70 (14)	6,59 (25)	0,11 (7)	31,46 (36)	1,73 (18)	0,20 (7)	0,01 (2)	100,24 (90)	89,5	
	cpx	11	51,17 (42)	0,18 (6)	6,45 (36)	0,85 (13)	5,61 (45)	0,10 (7)	17,97 (86)	16,46 (100)	1,21 (9)	0,00 (1)	99,79 (84)	85,1	
	spi (d)	7	0,43 (20)	0,38 (9)	34,36 (83)	10,99 (83)	35,27 (75)	0,15 (6)	18,34 (43)	0,08 (7)	0,00 (2)	0,00 (1)	95,05 (131)	48,1	17,7
	spi (e)	6	0,39 (10)	0,39 (10)	32,86 (113)	12,60 (82)	35,37 (120)	0,15 (6)	18,16 (73)	0,06 (9)	0,01 (3)	0,02 (3)	95,10 (157)	47,8	20,5
	liq	22	46,38 (130)	0,83 (16)	12,82 (127)	0,09 (9)	11,91 (127)	0,16 (10)	14,06 (176)	10,43 (116)	2,50 (105)	0,83 (48)	94,73 (259)	67,8	
	ol	14	40,90 (59)	0,01 (5)	0,11 (5)	0,05 (6)	7,23 (34)	0,12 (7)	51,32 (42)	0,22 (6)	0,03 (2)	0,01 (2)	99,97 (87)	92,7	
MAd5#5 1350°C	opx	7	52,88 (73)	0,08 (5)	5,61 (19)	0,75 (22)	0,13 (6)	31,88 (45)	1,94 (12)	0,18 (3)	0,00 (1)	99,60 (125)	89,7		
	cpx	8	50,94 (52)	0,11 (8)	6,32 (28)	1,13 (22)	5,64 (26)	0,13 (6)	15,21 (80)	1,02 (9)	0,00 (2)	99,47 (93)	86,0		
	spi (d)	5	0,36 (5)	0,35 (6)	31,63 (106)	12,79 (109)	36,32 (38)	0,14 (6)	18,33 (27)	0,07 (4)	0,01 (4)	95,32 (94)	47,4	21,3	
	spi (e)	5	0,36 (5)	0,36 (6)	30,82 (35)	13,77 (80)	36,23 (35)	0,16 (6)	18,22 (45)	0,05 (4)	0,01 (3)	95,44 (116)	47,3	23,1	

La figure 6.22 présente l'évolution du Mg# de l'olivine et du Cr# du spinelle, qui sont tous deux corrélés positivement avec la température. Les points correspondant aux charges MAd5#14 et #6 dévient une fois de plus de la tendance générale, surtout pour le Mg# de l'olivine, confirmant qu'un problème s'est produit durant ces expériences.

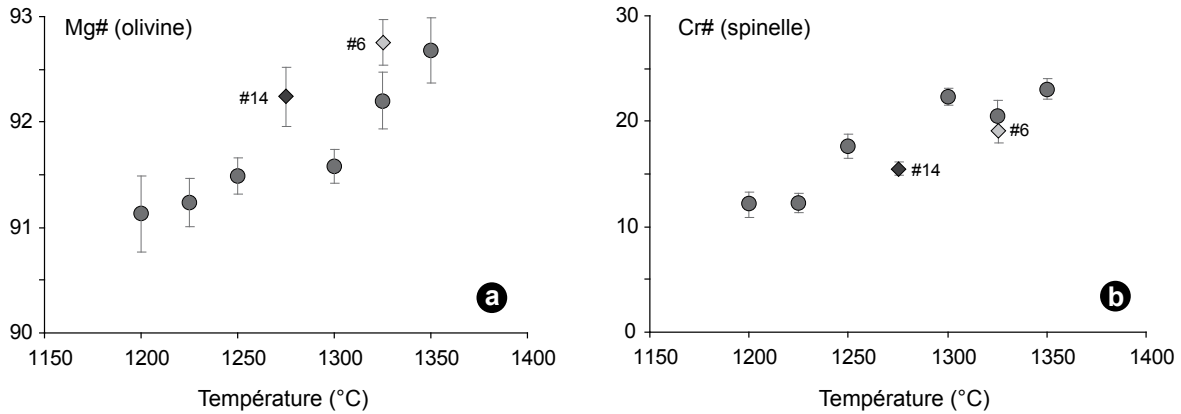


Figure 6.22

Evolution du Mg# de l'olivine (a) et du Cr# du spinelle (b) des expériences MAd5 à 2 GPa. Les expériences MAd5#14 et #6, qui présentent des compositions déviantes, sont figurées par des losanges.

Les concentrations en éléments majeurs du liquide sont présentées dans la figure 6.23 en fonction du degré de fusion. Les liquides produits lors de la fusion partielle d'une lherzolite métasomatisée par 5% de liquide adakitique sont sous-saturés en silice (6,60-11,30% de néphéline normative ;Tableau 6.10) et possèdent une teneur en SiO₂ variant de 46,37 à 48,26% (Fig. 6.23).

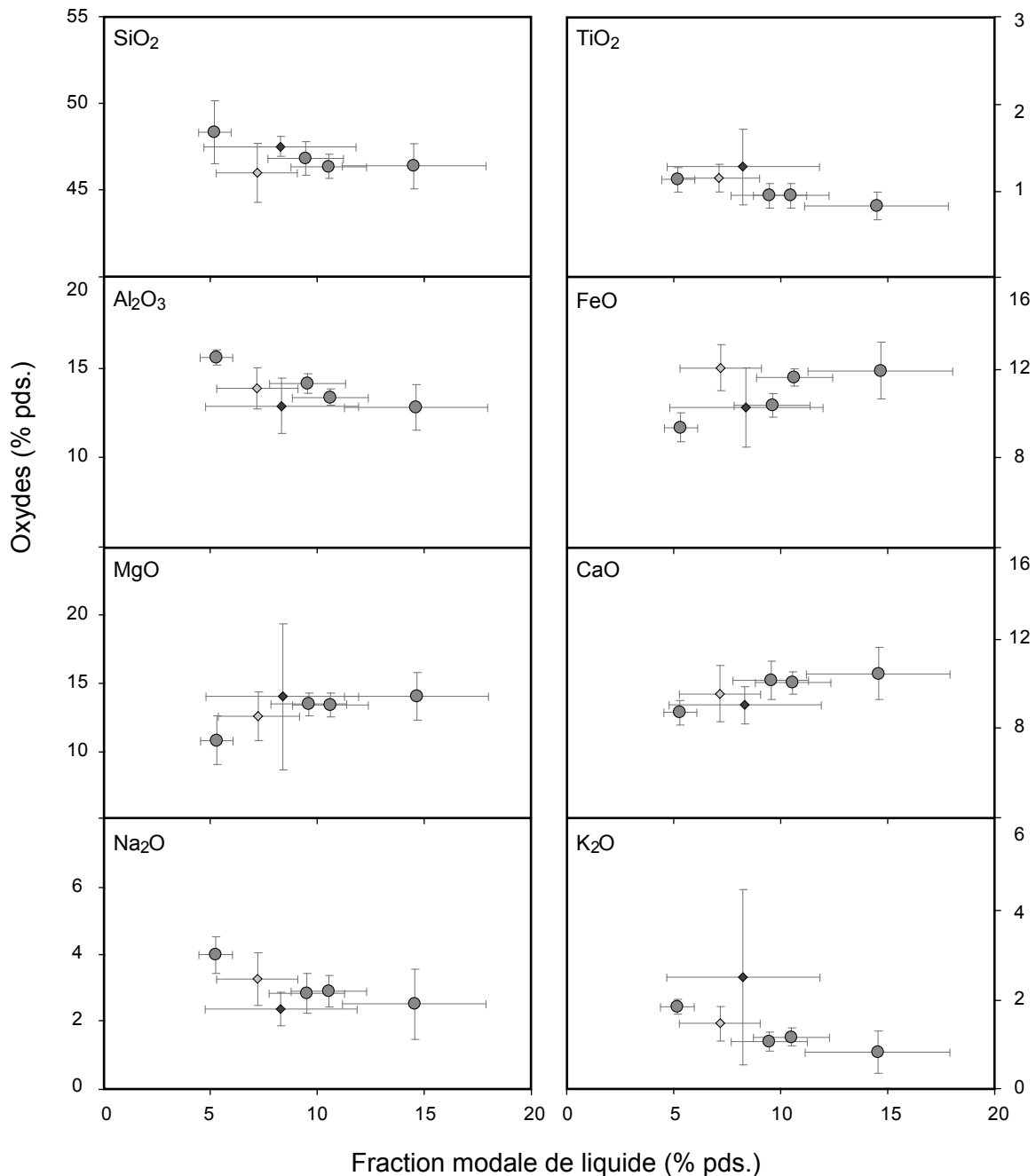
	MAd5#1	MAd5#14	MAd5#3	MAd5#6	MAd5#13	MAd5#5
T°C	1250	1275	1300	1325	1325	1350
% liquide	5,2	8,3	9,5	7,2	10,5	14,5
Or	10,94	14,88	6,28	8,61	6,91	4,90
Ab	12,84	5,73	9,75	6,05	7,56	8,95
An	19,20	17,13	22,81	18,78	20,03	21,34
Fsp	42,98	37,74	38,84	33,44	34,50	35,19
Ne	11,31	7,71	7,62	11,57	9,16	6,60
Lc						
Di	19,51	22,41	22,36	23,33	24,22	24,78
Ol	24,05	29,72	29,37	29,48	30,32	31,85
Il	2,15	2,42	1,80	2,18	1,81	1,58

Tableau 6.10

Composition normative des liquides de la série MAd5 à 2 GPa.

Or = orthose ; Ab = albite ; An = anorthite ; Fsp = feldspath (= Or + Ab + An) ; Ne = néphéline ; Lc = leucite ; Di = diopside ; Ol = olivine ; Il = ilménite.

Ils sont également riches en alcalins, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ étant compris entre 3,33% à ~15% de fusion et 5,83% à 5% de fusion. Avec l'augmentation de la température et de la fraction modale de liquide, SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O et K_2O diminuent de façon régulière. Au contraire, les concentrations en FeO , MgO et CaO augmentent et atteignent respectivement ~12% (FeO), ~14% (MgO) et ~10% (CaO) pour 15% de fusion partielle.



● Série MAd5 - 2 GPa
 ◆ MAd5#14 ◇ MAd5#6

Figure 6.23

Concentrations des oxydes dans les liquides des expériences MAd5 à 2 GPa, en fonction du degré de fusion.

Il faut considérer la composition du liquide MAD5#14 avec précaution, car elle n'a été déterminée qu'avec seulement trois analyses. En effet, elle dévie de la tendance générale déterminée par les autres expériences pour tous les oxydes, sauf SiO₂ et FeO. La teneur en K₂O, qui est beaucoup très élevée, semble être la plus affectée. Cependant, vu les incertitudes énormes sur cette concentration, il se pourrait qu'elle soit beaucoup plus basse.

6.4.4) Série MAD5 à 2,5 GPa

6.4.4.1) Textures et paragenèses

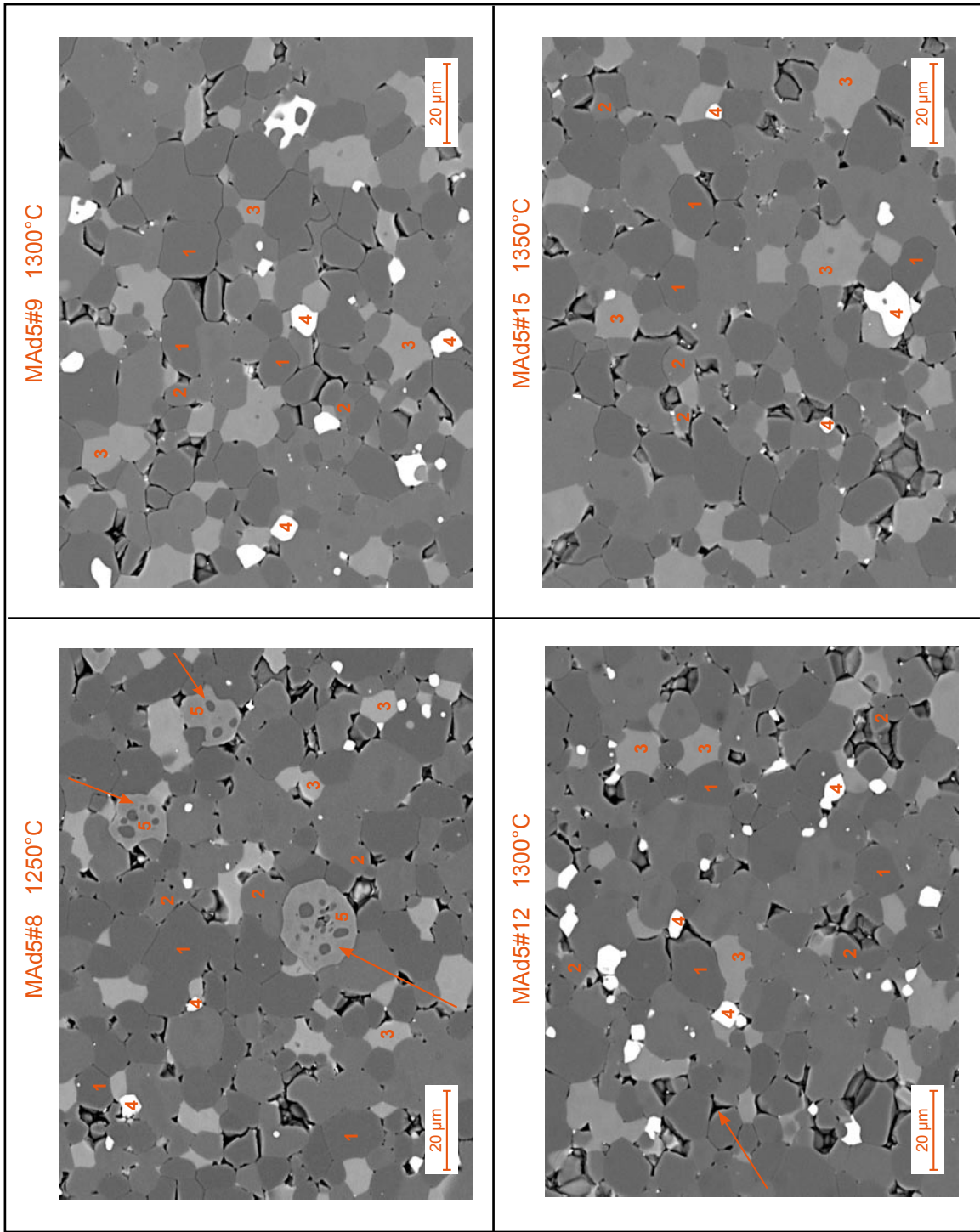
En plus de l'assemblage habituel (olivine + orthopyroxène + clinopyroxène + spinelle + liquide), les charges des expériences effectuées à 2,5 GPa renferment du grenat, qui disparaît lorsque la température (>1300-1325°C) et la fraction modale de liquide (>5,7%) augmentent. La figure 6.24 présente l'évolution texturale des charges en fonction de la température. De 1250 à 1350°C, la taille du clinopyroxène et surtout celle du spinelle augmentent, alors que leur quantité diminue au sein de la charge. Par contre, l'olivine et l'orthopyroxène semblent conserver une taille identique d'une expérience à l'autre. L'évolution de la texture en fonction de la température est ainsi moins prononcée qu'à 2 GPa et aucune zonation modale n'apparaît entre les parties supérieure et inférieure de la charge, même à 1375°C. Il faut préciser que le degré de fusion partielle maximum atteint à 2,5 GPa est de 7,2% (1375°C), contre 14,5% à 2 GPa (1350°C).

L'extraction du liquide a été concluante dans les expériences à 1250 et 1275°C, malgré de faibles degrés de fusion (2,7% à 1250°C et 3,9% à 1275°C ; Fig 6.25). En revanche, la première expérience réalisée à 1300°C n'a pas permis l'extraction de la phase liquide, même si elle était présente de manière interstitielle entre les minéraux de la charge. Au vu de cette observation, deux autres expériences ont été effectuées à 1300°C, en faisant varier la configuration de la rondelle et la durée de l'expérience (*cf.* Tableau 6.8) : le liquide n'a jamais été extrait, probablement car la réussite de l'extraction est aléatoire, dans le cas de degrés de fusion de quelques pourcents. A 1325, 1350 et 1375°C, *i.e.* pour des degrés de fusion de respectivement 5,7, 6,4 et 7,2%, l'extraction du liquide a bien marché (Fig. 6.25).

La proportion d'olivine varie peu lors de l'augmentation de la température, alors que la quantité d'orthopyroxène augmente légèrement de 30,5 à 32,5% (Fig. 6.26). En revanche, la fraction modale du clinopyroxène est corrélée négativement avec la température et diminue de 14,4% (1250°C) à 12,1% (1375°C). En mettant de côté l'expérience MAD5#17 (1325°C), qui présente de multiples anomalies, l'évolution modale des phases alumineuses est caractérisée par (Fig. 6.26) : 1) une diminution du grenat de 3,7% (1250°C) jusqu'à sa disparition vers 1300°C et 2) une diminution lente et progressive du spinelle de 1,7% (1250°C) à 1,1% (1375°C). Sur les trois expériences effectuées à 1300°C, deux sont dépourvues de grenat (MAD5#9 et #12), alors que la troisième (MAD5#10) en contient une toute petite quantité (estimée visuellement à moins de 1% sur les clichés MEB).

Figure 6.24
 Microphotographies (MEB) de sections polies des échantillons de la série MAd5 à 2,5 GPa, montrant l'évolution texturale de la charge au cours de l'augmentation de la température. Le grenat dans l'expérience à 1250°C, ainsi le liquide interstitiel dans l'expérience à 1300°C, sont indiqués par des flèches.

1 = olivine ; 2 = orthopyroxène ; 3 = clinopyroxène ; 4 = spinelle ; 5 = grenat.



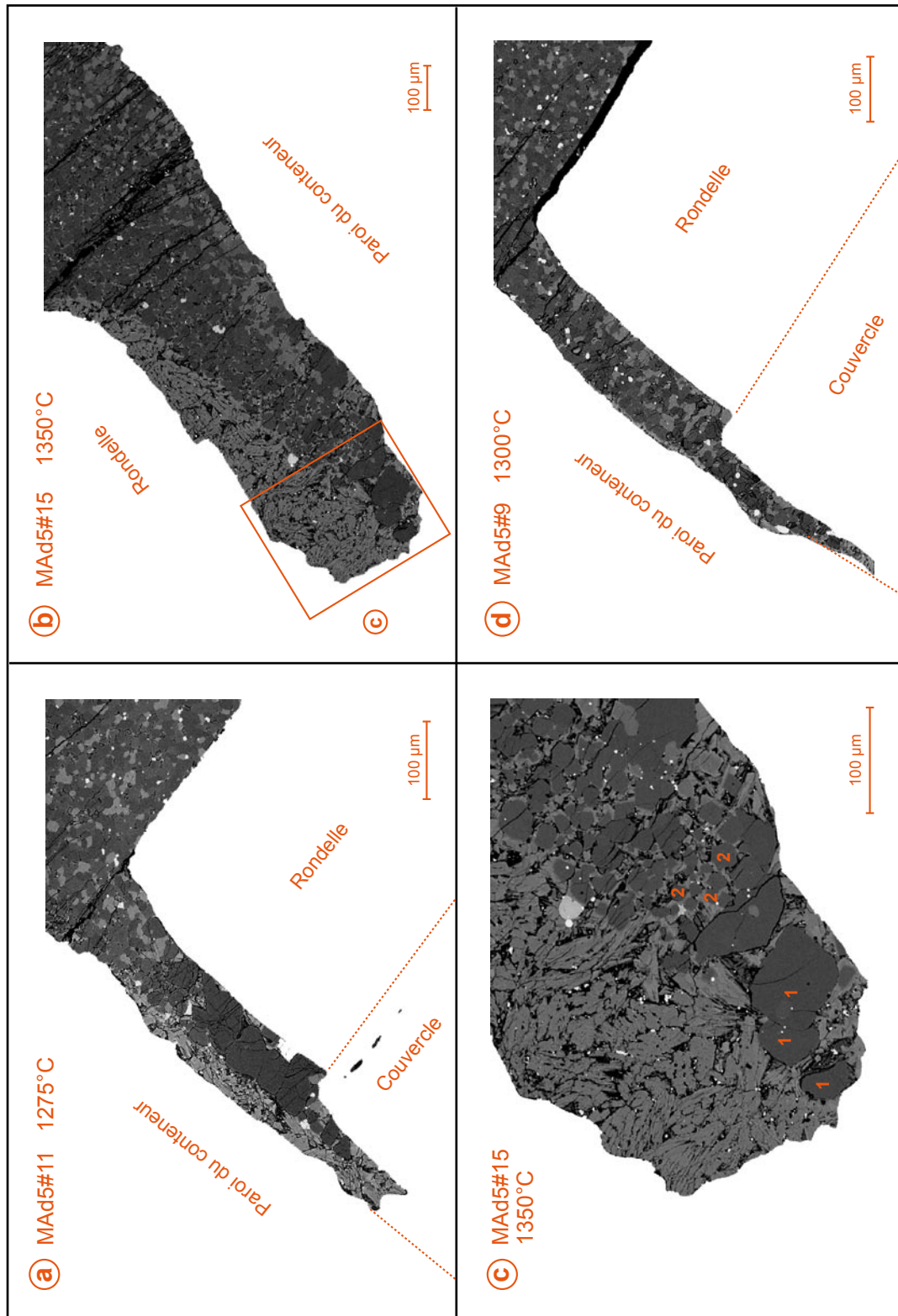


Figure 6.25

Microphotographies (MEB) de sections polies des échantillons de la série MAD5 à 2,5 GPa, mettant en évidence les pièges à liquide. **a** : Vue d'ensemble d'un des pièges de l'expérience MAD5#11 (1275°C ; 3,9% de fusion partielle), où le liquide a été extrait. **b-c** : Expérience MAD5#15 (1350°C ; 6,4% de fusion partielle), où le liquide a été parfaitement extrait et forme une grande zone constituée d'un mélange de dendrites + verre ; **(b)** vue d'ensemble du piège ; **(c)** détail de l'extrémité du piège (1 = olivine, 2 = orthopyroxène). **d** : Expérience MAD5#9 (1300°C), dans laquelle le liquide n'a pas été extrait.

Ce désaccord entre les trois expériences à 1300°C peut être expliqué par une certaine variabilité des paramètres expérimentaux (*e.g.* la température), qui permettrait de stabiliser le grenat dans une expérience mais pas dans les deux autres. Ainsi, la température de disparition du grenat serait de ~1300-1325°C, pour un degré de fusion partielle > 4-6%.

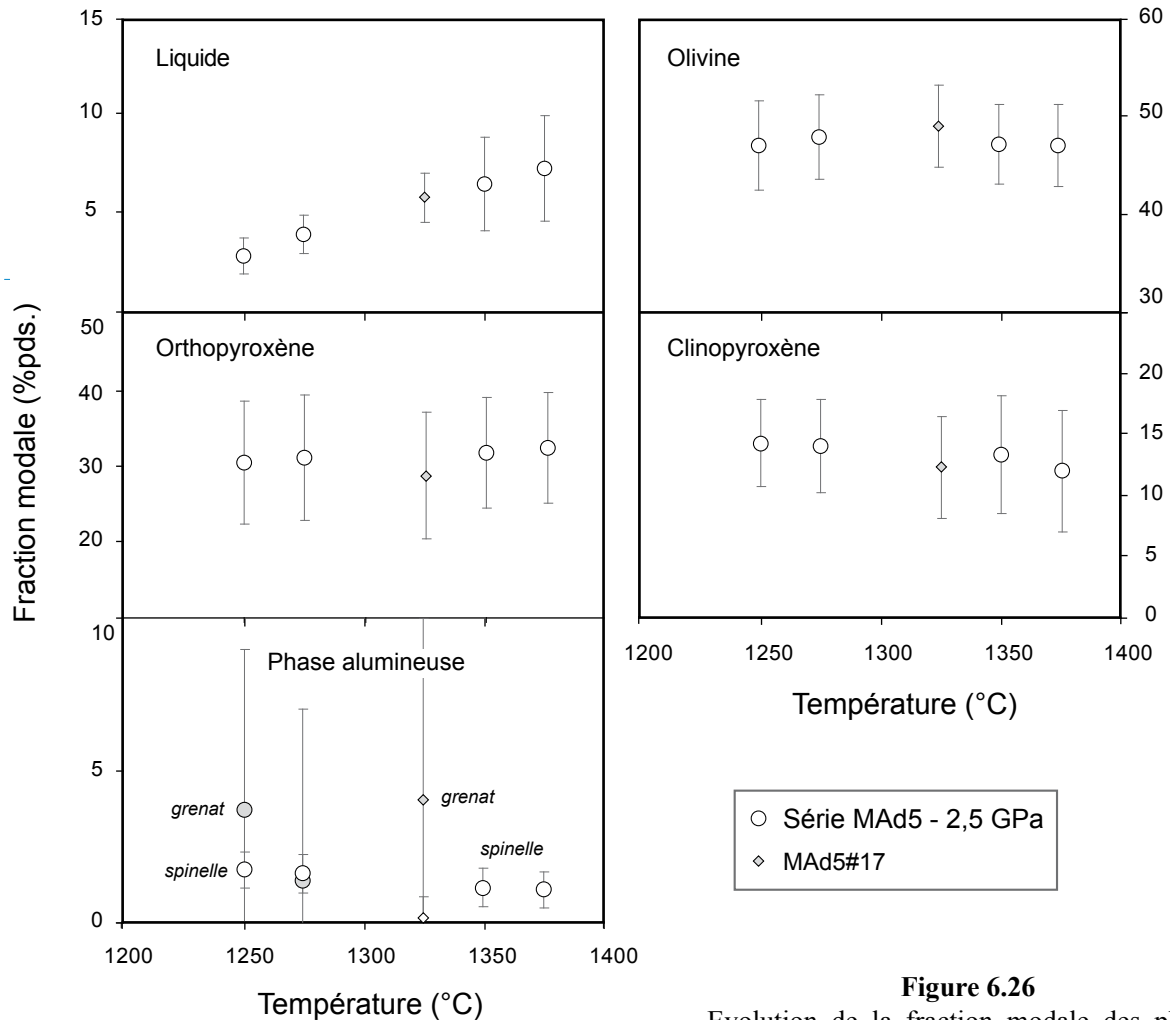


Figure 6.26
Evolution de la fraction modale des phases de la série MAd5 à 2,5 GPa, en fonction de l'augmentation de la température.

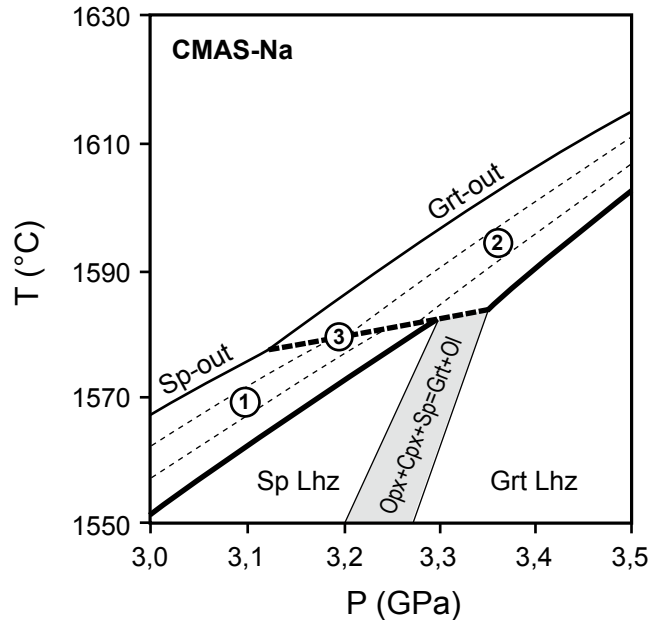
6.4.4.2) Coexistence du grenat et du spinelle à 2,5 GPa

La figure 6.27, reprise de Walter et Presnall (1994), permet d'expliquer la présence simultanée de spinelle et de grenat dans les expériences MAd5#8, #11 et #10 (respectivement à 1250, 1275 et 1300°C). Dans le système CMAS (CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂), la transition du faciès lherzolite à spinelle au faciès lherzolite à grenat est provoquée par la réaction univariante $opx + cpx + spi = ol + grt$. Avec l'ajout d'un composant comme Na₂O ou FeO, cette réaction devient divariante. Dans le système CMAS-Na, elle se produit alors sur un intervalle de pression de ~0,1 GPa, à l'intérieur duquel spinelle et grenat coexistent (Fig 6.27). Pour des températures proches du

solidus, la transition spinelle-grenat se produit vers 3,2-3,3 GPa dans le système CMAS-Na, mais à ~2,5 GPa dans le cas de péridotites naturelles (Asimov et al., 2004). La coexistence de spinelle et grenat dans la série MAd5 à 2,5 GPa est donc en parfait accord avec les études antérieures.

Figure 6.27

Diagramme pression vs. température montrant le solidus (trait épais) et les lignes de degré de fusion égal (tiretés fins) dans une lherzolite fertile (système CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Na₂O) pour des pressions correspondant à la transition des lherzolites à spinelle (Sp Lhz) aux lherzolites à grenat (Grt Lhz) (Walter et Presnall, 1994). Les températures de disparition du spinelle et du grenat sont indiquées par les lignes Sp-out et Grt-out. Dans un système à cinq composants, comme CMAS-Na, la réaction $\text{opx} + \text{cpx} + \text{sp} = \text{ol} + \text{grt}$, qui marque la transition Sp Lhz → Grt Lhz, est divariante et permet de stabiliser des assemblages lherzolitiques contenant simultanément du spinelle et du grenat sur une gamme de pression de ~0,1 GPa (en grisé sur la figure).



Réactions de fusion divariantes: (1) $\text{cpx} + \text{sp} + \text{ol} = \text{liq} + \text{opx}$; (2) $\text{cpx} + \text{grt} + \text{ol} = \text{liq} + \text{opx}$.

Réaction de fusion univariante : (3) $\text{opx} + \text{cpx} + \text{sp} = \text{liq} + \text{ol} + \text{grt}$

6.4.4.3) Composition des phases

Le tableau 6.11 présente les compositions des phases solides et liquides des expériences effectuées à 2,5 GPa. En mettant de côté l'expérience MAd5#17 (1325°C), dans laquelle l'olivine a un Mg# de 91,4, le Mg# de l'olivine reste quasiment constant (~92,5) pour toutes les expériences (Fig 6.28a).

Pour toutes les températures, la composition du spinelle est différente entre le haut (e) et le bas (d) de la capsule. Cependant, le Cr# des grains de spinelle situés dans la partie supérieure de la charge demeure presque constant de 1250 à 1375°C (Fig. 6.28b). Les trois expériences effectuées à 1300°C montrent une variation assez importante du Cr# : de 12,8 à 17,6. L'expérience MAd5#12, avec un Cr# de 15,4, semble le mieux s'intégrer dans la tendance définie par les autres données, de la même manière que pour le Mg# de l'olivine.

Tableau 6.11
Moyenne des compositions des phases (% poids) des expériences MAD5 réalisées à 2,5 GPa. Pour les incertitudes précisées entre parenthèses, se référer à l'annexe VI-1.
grt = grenat ;
d = composition moyenne du spinelle situé dans la partie inférieure de la charge ;
e = composition moyenne du spinelle situé dans la partie supérieure de la charge.

		N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	Mg#	Cr#
MAD5#8 1250°C	liq	8	47,18 (157)	1,51 (23)	14,39 (144)	0,07 (9)	10,42 (161)	0,16 (12)	10,80 (176)	8,11 (141)	3,68 (47)	3,67 (111)	83,86 (342)	64,8	
	ol	9	41,59 (40)	0,03 (5)	0,08 (3)	0,05 (7)	7,31 (23)	0,13 (7)	50,67 (27)	0,12 (5)	0,02 (4)	0,01 (2)	100,42 (46)	92,5	
	opx	11	54,10 (63)	0,08 (5)	5,03 (51)	0,42 (15)	6,65 (31)	0,12 (8)	32,21 (78)	1,13 (13)	0,24 (6)	0,00 (1)	100,10 (110)	89,6	
	cpd	9	51,77 (42)	0,27 (6)	6,31 (44)	0,70 (9)	5,79 (39)	0,10 (6)	15,99 (37)	17,10 (92)	1,97 (12)	0,01 (3)	99,63 (129)	83,1	
	spi (d)	5	0,37 (10)	0,91 (7)	26,09 (33)	6,87 (64)	49,01 (51)	0,17 (7)	16,47 (52)	0,08 (8)	0,01 (3)	0,01 (2)	94,54 (82)	37,5	15,0
	spi (e)	5	0,44 (36)	0,83 (7)	26,52 (32)	7,17 (91)	48,31 (56)	0,15 (6)	16,46 (27)	0,10 (7)	0,01 (3)	0,01 (2)	93,84 (47)	37,8	15,4
	grt	11	42,15 (51)	0,19 (10)	22,13 (85)	0,98 (20)	7,23 (42)	0,26 (7)	21,73 (71)	5,29 (65)	0,03 (4)	0,01 (4)	100,81 (36)	84,3	
	liq	17	45,28 (127)	1,52 (24)	13,40 (66)	0,06 (9)	11,85 (103)	0,18 (8)	12,89 (130)	8,91 (101)	3,32 (42)	2,58 (59)	88,17 (404)	65,9	
	ol	11	41,64 (40)	0,01 (5)	0,07 (4)	0,03 (6)	7,49 (23)	0,14 (9)	50,43 (27)	0,14 (5)	0,03 (3)	0,01 (2)	99,21 (79)	92,3	
	opx	10	53,85 (46)	0,08 (5)	5,81 (37)	0,47 (10)	6,88 (22)	0,13 (6)	31,46 (25)	1,29 (15)	0,24 (5)	0,00 (1)	99,70 (66)	89,4	
	cpd	8	51,73 (42)	0,25 (10)	6,63 (25)	0,69 (21)	5,73 (25)	0,10 (6)	16,32 (30)	16,78 (33)	1,77 (10)	0,01 (3)	99,36 (84)	83,6	
spi (d)	6	0,43 (32)	0,65 (9)	33,70 (58)	7,65 (76)	39,42 (59)	0,13 (6)	17,91 (63)	0,07 (7)	0,02 (4)	0,01 (2)	94,60 (101)	44,8	13,2	
spi (e)	5	0,59 (47)	0,82 (15)	32,32 (133)	8,39 (60)	39,90 (42)	0,14 (6)	17,92 (51)	0,09 (6)	0,02 (4)	0,02 (5)	94,07 (60)	44,5	14,8	
grt	9	42,41 (45)	0,21 (10)	22,12 (30)	1,10 (19)	6,91 (46)	0,27 (7)	21,28 (61)	5,65 (63)	0,03 (4)	0,01 (2)	100,48 (46)	84,6		
MAD5#9 1300°C	liq	pas d'extraction													
	ol	8	41,42 (40)	0,01 (5)	0,10 (3)	0,04 (5)	7,27 (22)	0,14 (6)	50,88 (29)	0,12 (5)	0,02 (3)	0,00 (2)	99,66 (87)	92,6	
	opx	9	53,49 (46)	0,10 (5)	5,89 (33)	0,47 (13)	6,75 (23)	0,12 (6)	31,44 (36)	1,42 (12)	0,30 (5)	0,01 (3)	100,14 (71)	89,3	
	cpd	10	51,55 (44)	0,23 (9)	6,89 (18)	0,72 (16)	6,13 (40)	0,12 (6)	16,81 (36)	15,58 (44)	1,97 (11)	0,01 (2)	99,40 (52)	83,0	
	spi (d)	5	0,43 (11)	0,81 (9)	31,38 (48)	6,06 (29)	43,13 (37)	0,15 (7)	17,93 (27)	0,09 (10)	0,02 (4)	0,00 (1)	94,96 (51)	42,6	11,5
	spi (e)	7	0,43 (6)	0,83 (8)	30,69 (65)	6,71 (60)	43,46 (37)	0,17 (6)	17,66 (27)	0,04 (4)	0,01 (3)	0,01 (2)	94,69 (49)	42,0	12,8
	liq	pas d'extraction													
	ol	10	41,52 (40)	0,02 (6)	0,09 (4)	0,04 (5)	7,63 (27)	0,13 (10)	50,39 (30)	0,15 (5)	0,03 (4)	0,01 (2)	99,82 (81)	92,2	
	opx	10	53,36 (50)	0,09 (5)	5,97 (39)	0,56 (17)	6,74 (23)	0,12 (9)	31,39 (40)	1,50 (10)	0,26 (5)	0,00 (2)	100,33 (41)	89,3	
	cpd	10	51,46 (49)	0,23 (12)	6,66 (31)	0,79 (17)	5,60 (48)	0,10 (7)	16,71 (81)	16,81 (66)	1,64 (6)	0,01 (1)	100,12 (88)	84,2	
	spi (d)	5	0,42 (7)	0,82 (6)	35,21 (67)	8,12 (36)	37,20 (59)	0,17 (6)	18,26 (28)	0,08 (6)	0,01 (4)	0,00 (1)	95,41 (89)	46,7	13,4
spi (e)	6	0,40 (7)	0,53 (10)	32,59 (94)	10,35 (73)	38,11 (47)	0,15 (7)	17,79 (27)	0,07 (8)	0,01 (3)	0,01 (3)	94,74 (47)	45,4	17,6	
grt	8	42,27 (39)	0,15 (6)	21,95 (64)	1,18 (26)	7,08 (38)	0,24 (9)	21,51 (68)	5,56 (54)	0,03 (4)	0,01 (2)	100,58 (78)	84,4		
MAD5#12 1300°C	liq	pas d'extraction													
	ol	9	41,32 (40)	0,02 (5)	0,07 (3)	0,05 (6)	7,61 (23)	0,13 (6)	50,61 (27)	0,15 (5)	0,03 (3)	0,01 (2)	99,79 (51)	92,2	
	opx	9	53,29 (65)	0,08 (6)	6,00 (92)	0,48 (26)	6,74 (24)	0,13 (6)	31,42 (51)	1,57 (18)	0,29 (3)	0,01 (2)	99,75 (98)	89,3	
	cpd	8	51,10 (42)	0,23 (8)	6,80 (27)	0,72 (25)	5,72 (52)	0,12 (6)	16,89 (61)	16,81 (63)	1,60 (53)	0,02 (4)	99,79 (80)	84,0	
	spi (d)	6	0,42 (9)	0,63 (14)	33,20 (44)	8,16 (28)	39,39 (51)	0,14 (6)	17,94 (31)	0,08 (7)	0,02 (4)	0,01 (3)	94,67 (50)	44,8	14,2
	spi (e)	7	0,44 (10)	0,63 (14)	32,33 (47)	8,80 (29)	39,71 (67)	0,15 (6)	17,84 (46)	0,07 (7)	0,02 (3)	0,01 (3)	94,76 (98)	44,5	15,4
	liq	25	45,16 (160)	1,35 (15)	12,52 (44)	0,10 (11)	11,53 (80)	0,17 (11)	14,79 (125)	9,77 (101)	2,89 (56)	1,73 (34)	89,55 (507)	69,3	
	ol	10	41,31 (40)	0,02 (5)	0,09 (4)	0,05 (6)	8,38 (24)	0,12 (6)	49,84 (26)	0,15 (5)	0,03 (4)	0,01 (2)	99,72 (64)	91,4	
	opx	8	53,63 (46)	0,07 (5)	5,79 (38)	0,67 (17)	6,71 (26)	0,12 (6)	31,33 (33)	1,44 (10)	0,24 (4)	0,00 (1)	100,31 (138)	89,3	
	cpd	10	51,69 (59)	0,20 (7)	6,60 (41)	0,86 (19)	5,53 (54)	0,09 (6)	17,18 (55)	16,22 (78)	1,62 (12)	0,01 (2)	99,77 (71)	84,7	
	spi (d)	6	0,41 (9)	0,43 (8)	39,70 (69)	11,10 (46)	29,23 (84)	0,15 (6)	18,91 (27)	0,05 (5)	0,01 (3)	0,00 (1)	95,79 (65)	53,6	15,8
spi (e)	5	0,37 (7)	0,43 (9)	38,46 (58)	11,68 (68)	30,03 (30)	0,17 (6)	18,76 (45)	0,05 (5)	0,02 (3)	0,02 (3)	96,67 (116)	52,7	16,9	
grt	8	42,33 (62)	0,19 (9)	21,85 (34)	1,26 (50)	6,93 (44)	0,24 (9)	21,39 (48)	5,77 (62)	0,04 (7)	0,00 (1)	100,8 (72)	84,6		
MAD5#15 1350°C	liq	13	45,25 (173)	1,32 (15)	11,58 (60)	0,06 (9)	13,00 (69)	0,16 (9)	14,25 (93)	10,14 (80)	2,48 (30)	1,75 (72)	89,74 (489)	66,1	
	ol	12	41,59 (40)	0,02 (6)	0,10 (4)	0,03 (5)	7,30 (22)	0,13 (6)	50,62 (27)	0,17 (5)	0,03 (3)	0,01 (2)	99,85 (80)	92,5	
	opx	10	53,40 (54)	0,09 (5)	6,04 (44)	0,60 (24)	6,74 (32)	0,12 (7)	31,00 (27)	1,73 (24)	0,25 (6)	0,01 (2)	100,25 (69)	89,1	
	cpd	9	51,57 (42)	0,14 (6)	6,70 (39)	0,85 (21)	6,02 (41)	0,14 (6)	18,23 (42)	14,83 (64)	1,51 (14)	0,01 (3)	100,18 (56)	84,4	
	spi (d)	6	0,49 (6)	0,54 (9)	31,78 (62)	6,75 (39)	42,10 (59)	0,14 (6)	18,09 (27)	0,09 (7)	0,02 (4)	0,00 (1)	95,18 (27)	43,4	12,5
	spi (e)	7	0,46 (9)	0,50 (9)	30,84 (60)	7,89 (63)	42,02 (48)	0,15 (6)	18,04 (33)	0,07 (6)	0,02 (4)	0,01 (2)	94,83 (68)	43,4	14,7
	liq	12	45,01 (124)	1,39 (23)	11,31 (101)	0,06 (10)	13,13 (151)	0,20 (9)	14,55 (102)	10,34 (186)	2,30 (38)	1,69 (99)	89,84 (503)	66,4	
	ol	10	41,68 (40)	0,02 (5)	0,10 (5)	0,04 (6)	7,26 (22)	0,11 (6)	50,58 (27)	0,17 (5)	0,04 (5)	0,01 (2)	99,84 (64)	92,6	
	opx	9	53,47 (46)	0,07 (6)	5,93 (44)	0,58 (11)	6,86 (22)	0,12 (6)	31,16 (30)	1,73 (15)	0,28 (6)	0,00 (2)	99,85 (83)	89,3	
	cpd	9	51,53 (42)	0,18 (7)	6,70 (35)	0,82 (28)	6,16 (43)	0,12 (6)	17,61 (59)	15,35 (61)	1,52 (9)	0,01 (3)	99,75 (90)	83,6	
	spi (d)	5	0,46 (5)	0,58 (7)	31,98 (64)	6,51 (67)	42,23 (41)	0,16 (6)	17,99 (27)	0,07 (4)	0,00 (3)	0,01 (2)	94,75 (64)	43,2	12,0
spi (e)	6	0,56 (28)	0,56 (9)	30,38 (69)	8,22 (62)	42,10 (43)	0,14 (6)	17,97 (39)	0,06 (4)	0,00 (3)	0,01 (2)	94,33 (70)	43,2	15,4	

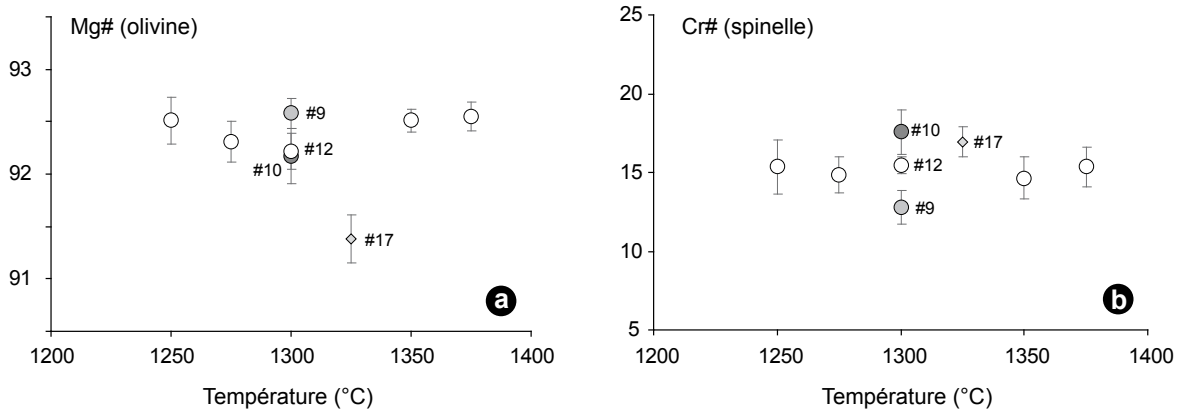


Figure 6.28

Evolution du Mg# de l'olivine (a) et du Cr# du spinelle (b) en fonction de la température, dans les expériences MAd5 à 2,5 GPa. Des symboles différents ont été utilisés pour les trois expériences à 1300°C, ainsi que pour l'expérience à 1325°C qui présente des compositions des phases anormales.

Les compositions normatives des liquides de la série MAd5 à 2,5 GPa sont reportées dans le tableau 6.12. A cette pression, le caractère sous-saturé en silice des liquides est renforcé. Ils contiennent effectivement de 11 à 17% de néphéline normative et jusqu'à 3% de leucite.

	MAd5#8	MAd5#11	MAd5#17	MAd5#15	MAd5#16
T°C	1250	1275	1325	1350	1375
% liquide	2,7	3,9	5,7	6,4	7,2
Or	20,69	10,93	10,38	9,50	10,23
Ab			0,34		0,22
An	11,91	14,05	15,30	15,61	16,10
Fsp	32,60	24,98	26,01	25,11	26,55
Ne	16,89	15,22	11,20	10,54	13,14
Lc	0,79	3,41		0,38	
Di	23,10	24,57	28,53	29,10	26,27
Ol	23,75	28,92	31,76	32,23	31,48
Il	2,87	2,90	2,51	2,64	2,57

Tableau 6.12

Composition normative des liquides de la série MAd5 à 2,5 GPa.
Or = orthose ; Ab = albite ; An = anorthite ; Fsp = feldspath ; Ne = néphéline ; Lc = leucite ; Di = diopside ; Ol = olivine ; Il = ilménite.

Les liquides produits à 2,5 GPa par un degré de fusion < 8% sont riches en alcalins (Fig. 6.29), Na₂O+K₂O diminuant de 7,35% (2,7% de fusion) à 3,99% (7,2% de fusion). Comme pour la série à 2 GPa, SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Na₂O et K₂O diminuent avec l'augmentation de la température et du degré de fusion partielle, alors que les teneurs en MgO, FeO et CaO augmentent d'abord rapidement (en dessous de 1300°C), puis plus lentement pour atteindre respectivement des valeurs de ~14,5%, ~13% et ~10% à 1375°C (Fig. 6.29). Tout en étant corrélée négativement avec le degré de fusion, la silice semble se stabiliser vers 45% de SiO₂ et 2% de K₂O.

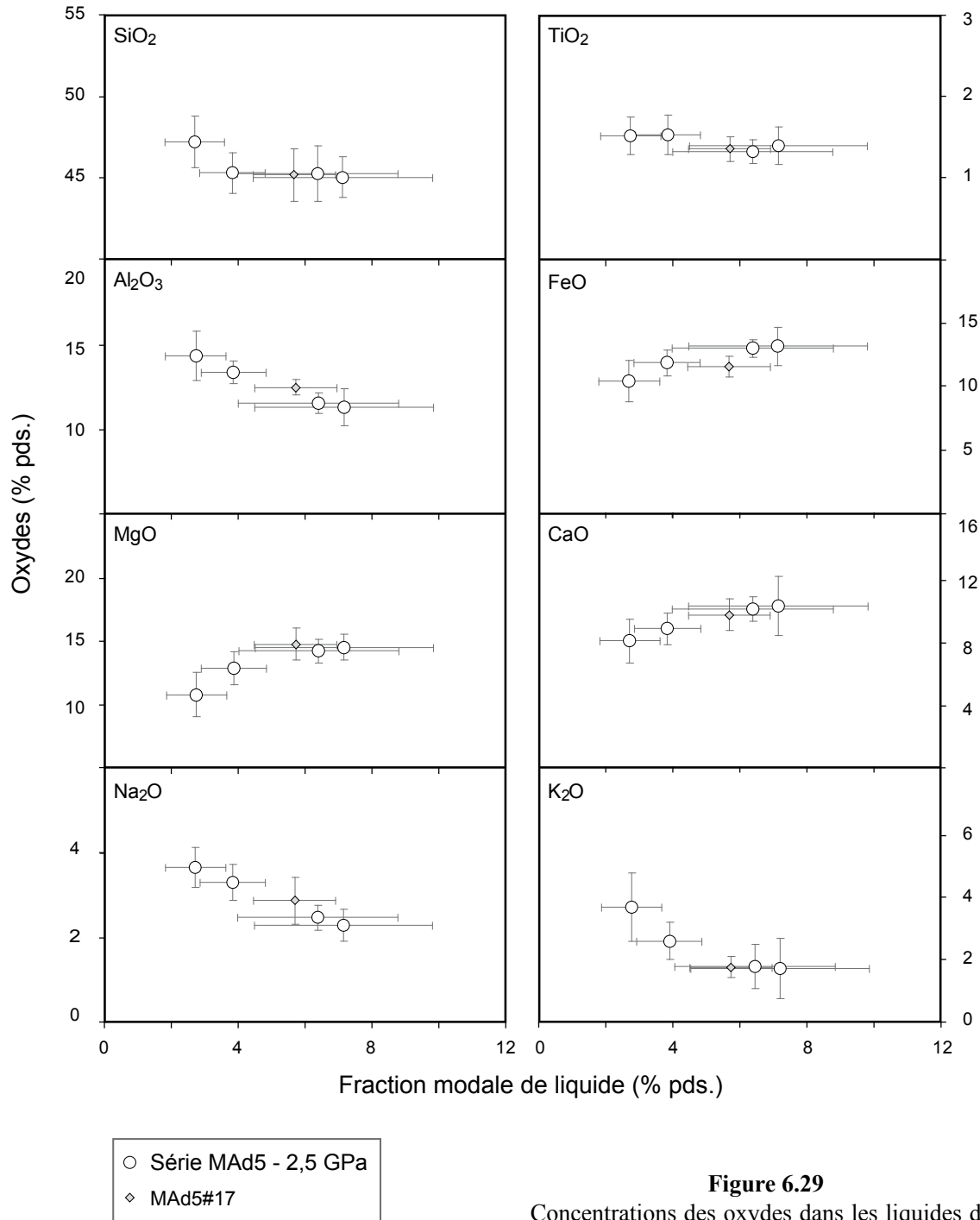


Figure 6.29
Concentrations des oxydes dans les liquides des expériences MAd5 à 2,5 GPa en fonction du degré de fusion.

Malgré de nombreuses anomalies compositionnelles détectées pour les phases solides de l'expérience MAd5#17, la composition du liquide s'inscrit parfaitement dans l'évolution de la série. Seule la teneur en FeO est légèrement inférieure à celle attendue.

6.4.5) Composition des minéraux de trempe

Les minéraux dendritiques des deux séries Mad5 (2 et 2,5 GPa) ont été analysés et les résultats sont présentés dans le tableau 6.13. Ils présentent une composition d'amphibole, de la même manière que les dendrites des expériences de test Piège. A 2 GPa, les minéraux de trempe ont des formules structurales caractérisées par : $(Ca+Na)_B > 1$; $Na_B < 0,50$; $(Na+K)_A > 0,50$; $Fe^{3+} > 1,00$.

Conformément à la classification de Leake et al. (1997), les dendrites des expériences MAd5 à 2 GPa possèdent ainsi une composition de magnésiohastingsite subcalcique, comme certaines amphiboles de l'expérience Piège#4 (2,5 GPa). L'amphibole de la série MAd5 à 2,5 GPa montre en revanche un contenu en calcium légèrement inférieur et une teneur en Na_2O un plus élevée que celle des expériences à 2 GPa, d'où une valeur du paramètre $Na_B > 0,50$. Elle appartient à la famille des amphiboles sodi-calciques et se rapproche de la ferri-taramite.

Série MAd5		Composition des dendrites														
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	Mg#			
Expériences à 2 GPa	N=6	44,14 (91)	1,18 (39)	13,69 (47)	0,10 (8)	10,65 (56)	0,12 (7)	17,04 (67)	8,83 (91)	3,15 (43)	1,09 (25)	97,05 (107)	74,0			
		Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	(Ca+Na) _B	Na _B	(Na+K) _A	<i>magnésiohastingsite subcalcique</i>
		6,099	0,123	2,230	0,011	1,231	0,000	0,014	3,510	1,307	0,845	0,191	1,782	0,476	0,561	
Expériences à 2,5 GPa	N=4	44,31 (91)	1,49 (39)	13,31 (47)	0,07 (8)	11,31 (56)	0,14 (7)	15,58 (67)	8,55 (91)	3,32 (43)	1,93 (25)	96,01 (107)	71,1			
		Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	(Ca+Na) _B	Na _B	(Na+K) _A	<i>ferri-taramite</i>
		6,155	0,156	2,179	0,008	1,308	0,006	0,016	3,226	1,272	0,895	0,342	1,948	0,676	0,561	

Tableau 6.13

Composition moyenne des amphiboles de trempe qui ont cristallisé aux dépens du liquide dans les expériences MAd5. Le calcul des formules structurales a été effectué selon la méthode de Tindle et Webb (1994) et la classification est celle proposée par Leake et al. (1997).

6.5) Discussion

6.5.1) Origines potentielles des problèmes expérimentaux

Lors de la présentation des deux séries MAd5, plusieurs expériences présentant des comportements anormaux par rapport à leur série respective ont été identifiées. Elles peuvent être réparties en trois groupes :

- les expériences MAd5#14 (1275°C) et #6 (1325°C) à 2 GPa § 6.5.1.1
- les trois expériences réalisées à 1300°C et 2,5 GPa, *i.e.* MAd5#9, #10, et #12 § 6.5.1.2
- l'expérience MAd5#17 effectuée à 1325°C et 2,5 GPa § 6.5.1.3

6.5.1.1) Expériences MAd5#14 (1275°C) et #6 (1325°C) à 2 GPa

L'expérience MAd5#14 est caractérisée par une mauvaise extraction du liquide, qui a perturbé l'analyse de cette phase. Il est ainsi possible que le comportement anormal de cette expérience provienne d'une composition de liquide aberrante. Cette hypothèse expliquerait les fractions modales incohérentes de certaines phases solides (*e.g.* orthopyroxène, spinelle), ainsi que les teneurs en éléments majeurs du liquide qui dévient systématiquement de la tendance définie par le reste de la série. Toutefois, les phases solides présentent également des anomalies compositionnelles, qui se traduisent notamment par un Mg# de l'olivine trop élevé et un Cr# du spinelle trop faible (*cf.* Fig. 6.22). Le comportement anormal de cette expérience ne peut donc pas être seulement attribué à la mauvaise analyse du liquide.

En comparant les expériences MAd5#14 et MAd5#6, les problèmes s'avèrent identiques pour les deux expériences :

- la fraction modale du spinelle est surestimée (Fig. 6.21) ;
- le Mg# de l'olivine est trop élevé (Fig. 6.22a) ;
- le Cr# du spinelle est trop bas (Fig. 6.22b) ;
- la teneur en FeO du spinelle est trop élevée (Tableau 6.9).

Au cours d'une expérience en piston-cylindre, un certain nombre de phénomènes parasites peuvent se produire et aboutir à des anomalies compositionnelles des minéraux : *e.g.* contamination du thermocouple (susceptible de causer une dérive importante de la température), diffusion de H₂ ou de H₂O à travers la paroi du conteneur, perte en fer de la charge expérimentale vers le conteneur. En ce qui concerne le fer, des mesures par spectrométrie de rayons X à dispersion d'énergie ont été effectuées sur la bordure des conteneurs en Au₈₀Pd₂₀ des expériences MAd5#14 et MAd5#6, à proximité de la péridotite : aucun pic de fer n'a été détecté, ce qui indique que les pertes en fer par diffusion dans l'or-palladium sont négligeables dans ces expériences. Pour ce qui est de l'eau, une perte en eau devrait se traduire par une diminution du degré de fusion. Or, l'expérience MAd5#14 s'inscrit parfaitement dans la tendance définie par le reste de la série (Fig. 6.21). Néanmoins, l'expérience MAd5#6 montre un degré de fusion inférieur à celui pressenti (7,2% contre une valeur « attendue » de ~10%). Il n'est donc pas exclu qu'une perte en eau se soit produite au cours de cette expérience.

Comme les pertes en fer, la diffusion de H₂ peut se manifester par des variations de la fO_2 dans la charge. Les variations de la fO_2 vont principalement affecter le contenu en fer du liquide et la stabilité du spinelle riche en Fe³⁺ (pôle magnétite ; Schmidt et al., 2004b). Afin de vérifier si les anomalies compositionnelles sont liées à variabilité de la fO_2 , les formules structurales du spinelle ont été calculées sur la base de 4 oxygènes et 3 cations (Vannier, 1977), ce qui a permis de déterminer la quantité de fer divalent et trivalent dans ce minéral. Lorsque le rapport Fe³⁺/Fe^{tot} est reporté en fonction de la température (Fig. 6.30a), les deux expériences MAd5#14 et #6 présentent un rapport Fe³⁺/Fe^{tot} trop élevé et dévient clairement de la tendance définie par

le reste de la série. En reportant ce rapport en fonction de la teneur en fer total (Fig. 6.30b), il apparaît que la concentration en Fe^{tot} dans les spinelle est également trop élevée pour ces deux expériences.

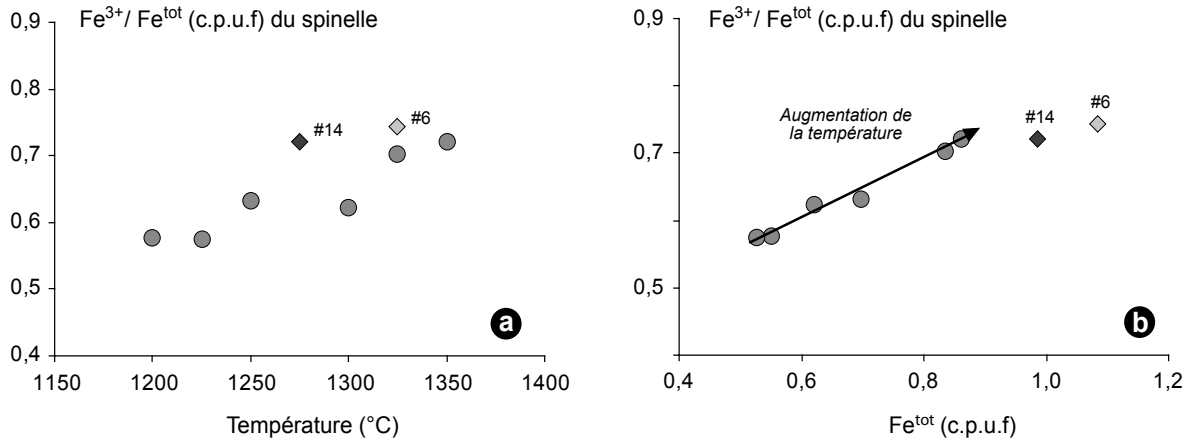


Figure 6.30
Evolution du rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{tot}}$ du spinelle en fonction de la température (a) et du contenu en Fe^{tot} (b), pour les expériences MAd5 à 2 GPa.

Le rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{tot}}$ a aussi été calculé pour les pyroxènes et l'expérience MAd#14 montre toujours un comportement anormal, avec cette fois-ci un rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{tot}}$ trop faible (Fig. 6.31). En revanche, les compositions des pyroxènes de l'expérience MAd5#6 semblent cohérentes avec le reste de la série.

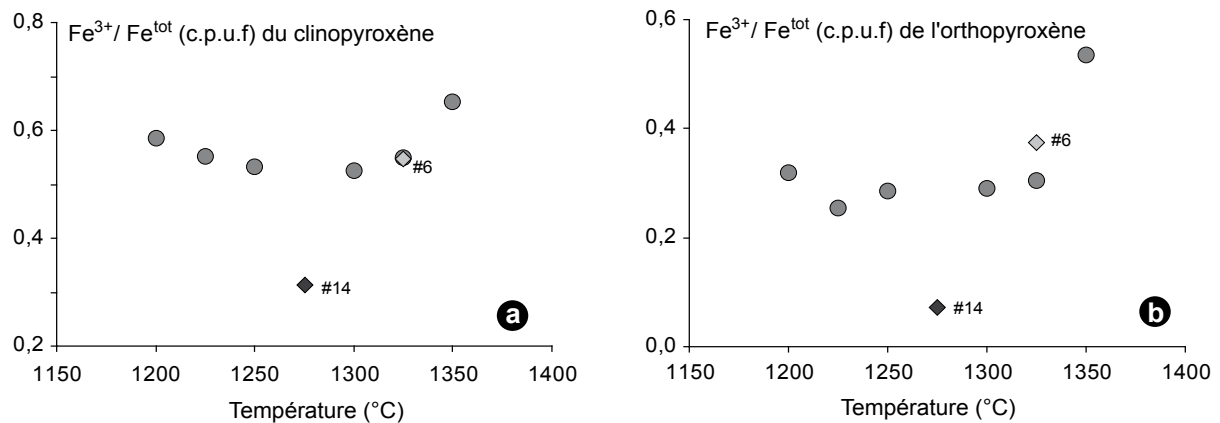


Figure 6.31
Evolution du rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{tot}}$ du clinopyroxène (a) et de l'orthopyroxène (b) en fonction de la température, pour les expériences MAd5 à 2 GPa.

En résumé, les phases solides (olivine, pyroxènes, spinelle) de l'expérience MAd5#14 présentent toutes un problème au niveau du contenu et/ou de la spéciation du fer. Il semble ainsi que cette expérience ait enregistré une fO_2 différente du reste de la série. Les anomalies compositionnelles du spinelle et le Mg# anormalement élevé de l'olivine (qui serait lié à une concentration plus faible en Fe^{2+} dans le liquide à l'équilibre) indiquent une fO_2 plus élevée pour cette expérience. Au contraire, le calcul du Fe^{3+} dans le clinopyroxène suggère une fO_2 plus faible. Quoiqu'il en soit, cette fO_2 anormale s'ajoute à une analyse du liquide peu concluante (seulement trois analyses ont été conservées), causée par une mauvaise extraction. Pour toutes ces raisons, il convient donc d'éliminer cette expérience de la série à 2 GPa.

En ce qui concerne l'expérience MAd5#6, les anomalies compositionnelles des phases solides sont identiques à celles présentées par MAd5#14, mais à un degré moindre. Cette expérience aurait donc également enregistré une fO_2 différente de celle du reste de la série à 2 GPa. De plus, le degré de fusion partielle calculé par bilan de masse est inférieur à celui pressenti pour 1325°C. Une légère perte en H_2O a ainsi pu se produire durant cette expérience, avec pour effet principal la diminution du degré de fusion partielle à cette température. L'expérience MAd5#13 a été réalisée dans les mêmes conditions pression et température que MAd5#6. En donnant des résultats très cohérents avec le reste de la série, elle a permis d'écarter MAd5#6.

6.5.1.2) Expériences MAd5#9, #10 et #12 (1300°C) à 2,5 GPa

A l'exception du fait que le liquide n'a jamais été extrait à cette température, alors que l'extraction a été concluante à 1275°C et 1325°C, ces trois expériences ne présentent aucune anomalie significative au niveau de la composition des phases solides. Seule une légère variation peut être observée entre les compositions des minéraux des trois expériences et MAd5#12 semble s'inscrire le mieux dans la tendance générale (Fig. 6.28 et 6.32).

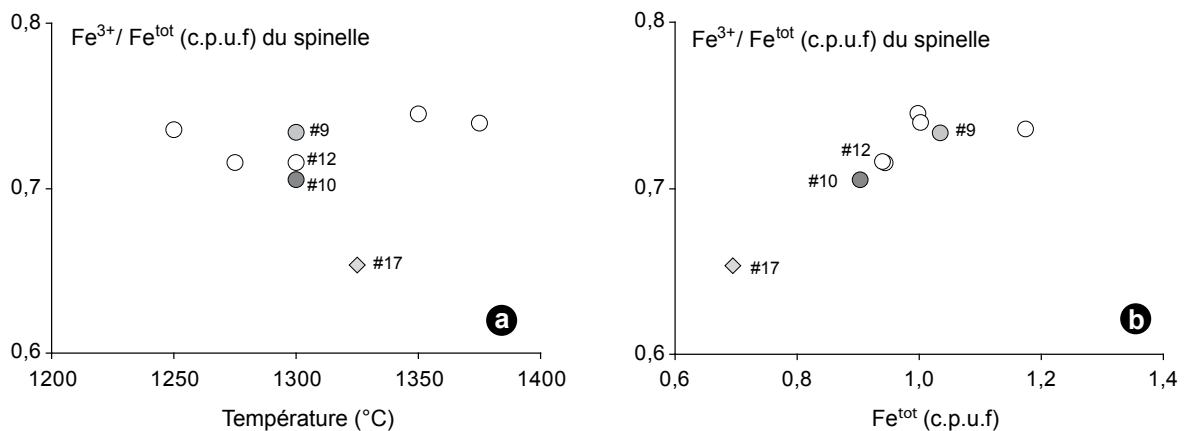


Figure 6.32

Evolution du rapport Fe^{3+}/Fe^{tot} du spinelle en fonction de la température (a) et du contenu en Fe^{tot} (b), pour les expériences MAd5 à 2,5 GPa.

Pour l'instant, aucune explication cohérente n'a pu être avancée en ce qui concerne l'absence d'extraction trois fois de suite à cette température. L'échec de l'extraction peut donc être fortuit, en relation avec le faible degré de fusion (~5%). Une quatrième expérience serait donc nécessaire pour confirmer cette hypothèse.

6.5.1.3) *Expérience MAd5#17 (1325°C) à 2,5 GPa*

Il est intéressant de remarquer que les anomalies caractérisant l'expérience MAd5#17 à 2,5 GPa concernent les mêmes paramètres chimiques que celles décrites pour MAd5#14 et #16 à 2 GPa, sauf que les déviations se font dans le sens opposé :

- problèmes au niveau de la fraction modale de l'olivine (en excès), de l'orthopyroxène (en déficit) et des phases alumineuses (grenat en excès et spinelle en déficit ; Fig. 6.26) ;
- Mg# de l'olivine (91,4) qui est très inférieur aux valeurs obtenues dans les sept autres expériences de la série (~de 92,2 à 92,6 ; Fig. 6.28a) ;
- Cr# du spinelle légèrement trop élevé (Fig. 6.28b) ;
- teneur en FeO du spinelle nettement inférieure à celle mesurée dans toutes les autres expériences de la série (Tableau 6.11)

En revanche la composition du liquide s'inscrit dans la tendance définie par les autres expériences, avec cependant un léger déficit en FeO et un excès en MgO.

De la même manière que pour les expériences à 2 GPa, lorsque le rapport Fe^{3+}/Fe^{tot} du spinelle est reporté en fonction de la température (Fig. 6.32a), l'expérience MAd5#17 sort complètement de la tendance définie par le reste de la série. Cependant, contrairement aux expériences MAd5#14 et #6, elle montre un rapport beaucoup trop faible. Ces observations vont dans le sens d'une fO_2 plus faible dans l'expérience MAd5#17, comparativement au reste de la série à 2,5 GPa. Une variation de la fO_2 lors de cette expérience peut donc également être envisagée, mais dans le sens opposé à celle qui aurait perturbé les expériences MAd5#14 et #6.

6.5.1.4) *Conclusion*

Dans l'attente d'éléments nouveaux, il faut considérer que les problèmes évoqués ci-dessus témoignent d'une reproductibilité imparfaite des conditions d'oxydation dans les conteneurs Au₈₀Pd₂₀, d'une expérience à l'autre, qui se manifeste principalement au niveau du fer dans l'olivine et le spinelle. Ce problème est peut-être lié à une diffusion d'hydrogène plus ou moins importante, entre l'extérieur et l'intérieur des conteneurs. La diffusion de carbone (en provenance du four en graphite) peut aussi être envisagée. En hydratant des obsidiennes en piston-cylindre, dans des doubles capsules composées de Ni ou de Cu à l'extérieur et de Pt à l'intérieur, Mourtada-Bonnefoi et Laporte (2002) ont ainsi constaté une contamination en carbone des verres, pouvant atteindre ≈1000 ppm de CO₂ après trois jours à 1000°C et 1 GPa.

Suite aux arguments exposés ci-dessus, les trois expériences litigieuses (MAd5#14, #6 et #17) ne seront pas prises en compte dans la suite de ce travail de thèse. Afin de terminer convenablement cette étude expérimentale, il conviendrait de refaire les deux expériences qui n'ont pas encore été dupliquées (MAd5#14 et #17) et de clarifier l'origine de la variabilité des conditions d'oxydation (calcul ou mesure de la fugacité d'oxygène).

6.5.2) Comparaison des séries MAd5 à 2 et 2,5 GPa

Après avoir écarté les expériences litigieuses (§ 6.5.1), il reste pour chaque pression un groupe de quatre expériences, dans lesquelles le liquide a pu être analysé. Ces huit expériences sont comparées dans les sections qui suivent.

6.5.2.1) Fractions modales des phases

Les fractions modales de la phase liquide des séries MAd5 à 2 et 2,5 GPa sont reportées en fonction de la température sur la figure 6.33. Pour une température donnée, la fraction de liquide produite à 2,5 GPa est systématiquement inférieure à celle engendrée à 2 GPa. Cette observation est en accord avec la diminution du degré de fusion partielle observée généralement lorsque la pression augmente. De plus, l'écart entre les fractions modales de liquide s'accroît avec l'augmentation de la température. La série d'expériences à 2,5 GPa est donc caractérisée par une productivité de liquide (illustrée sur le diagramme de la figure 6.33 par la pente de la droite de régression) plus faible qu'à 2 GPa. Les températures de solidus approximatives ont été calculées en extrapolant les droites de régression à 0% de liquide. Elles sont très proches pour les deux séries, en montrant une différence de $\sim 20^\circ\text{C}$ (1193°C à 2 GPa ; 1169°C à 2,5 GPa).

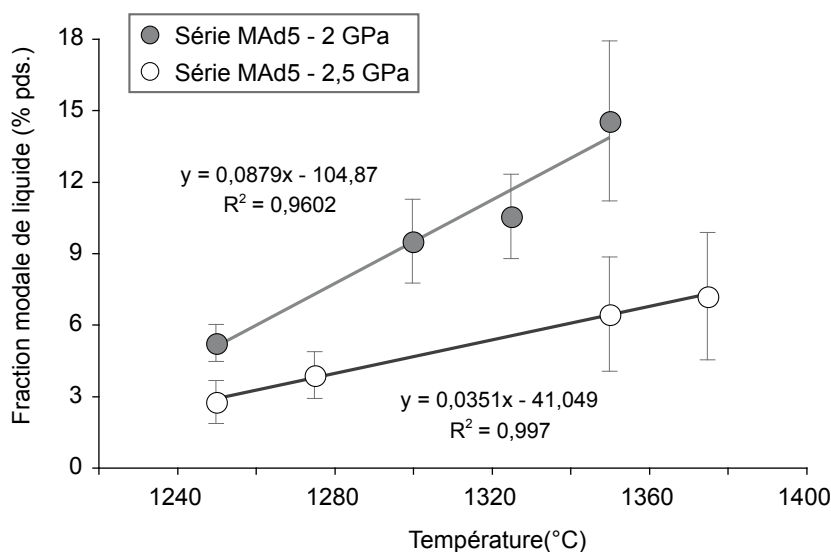


Figure 6.33
Evolution de la fraction modale de liquide des séries MAd5 à 2 et 2,5 GPa, en fonction de l'augmentation de la température.

Les proportions des phases solides sont présentées en fonction de la fraction modale de liquide (Fig. 6.34). Considérées dans leur ensemble, les huit expériences effectuées à deux pressions différentes définissent des tendances évolutives parfaitement cohérentes. Comme les expériences à 2,5 GPa sont caractérisées par une fraction de liquide plus faible qu'à 2 GPa, une plus grande quantité de clinopyroxène et de phase alumineuse (grenat et spinelle) est stable dans leur assemblage solide. Etant donné que ce sont les principales phases consommées dans la réaction de fusion (voir ci-dessous), il existe en effet une corrélation négative entre la quantité de liquide et les proportions de ces minéraux. En ce qui concerne le grenat, il n'est présent qu'à 2,5 GPa, pour un degré de fusion < 4%, et il diminue extrêmement rapidement.

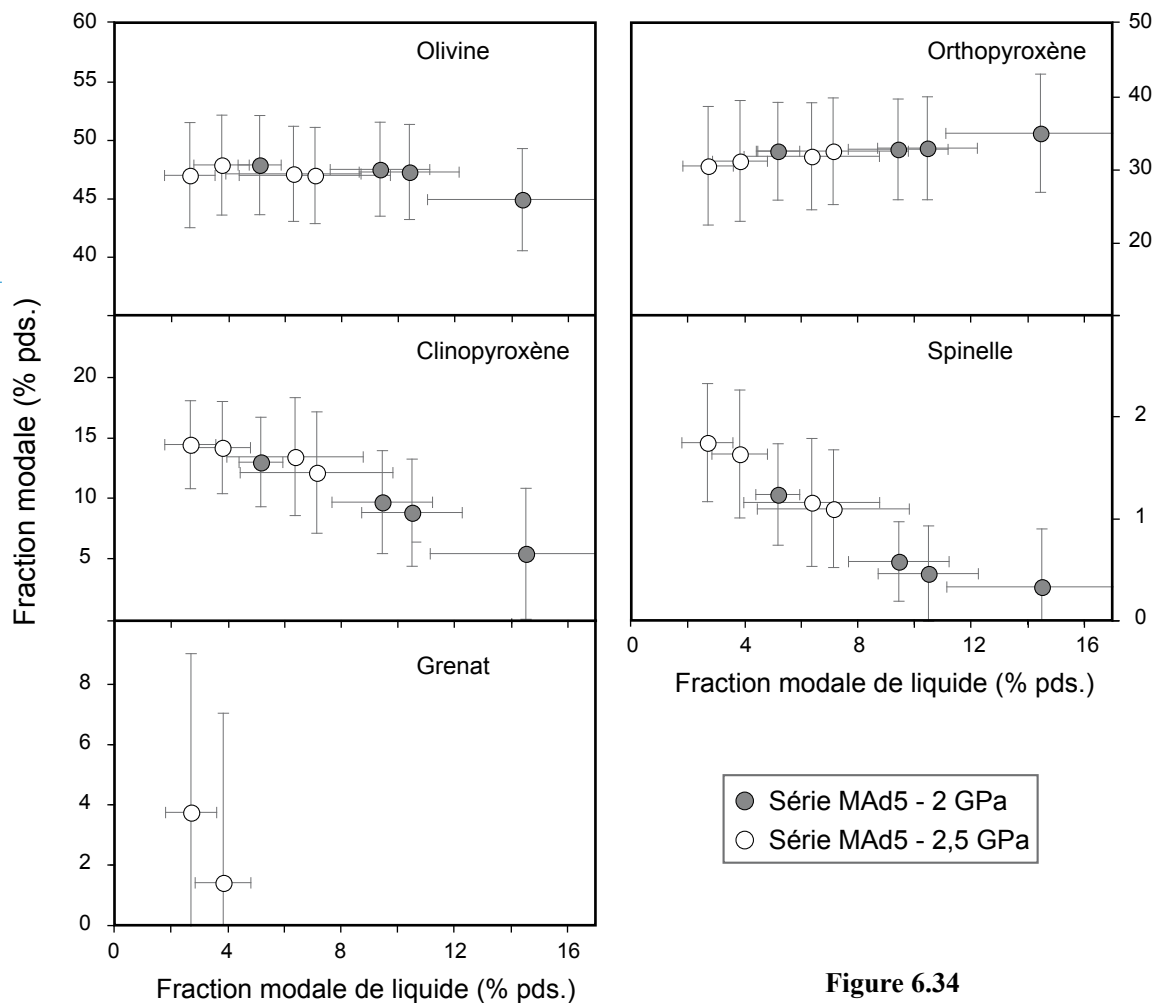
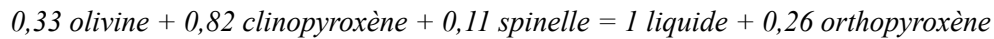


Figure 6.34
Evolution de la fraction modale des phases solides des séries MAd5 à 2 et 2,5 GPa, en fonction de la fraction modale de liquide.

Les réactions de fusion des expériences MAd5 peuvent être obtenues à l'aide des droites de régression, déterminées pour les proportions des phases solides lorsqu'elles sont représentées

en fonction de la fraction modale de liquide. Par exemple, pour le clinopyroxène dans la série à 2 GPa, la droite de régression a une pente de -0,82, ce qui signifie qu'une fraction massique de 0,82 est consommée dans la réaction de fusion pour produire 1 masse de liquide. Dans le cas de l'orthopyroxène, la pente est positive (0,26), ce qui implique que cette phase est produite dans la réaction de fusion. En répétant cet exercice pour l'ensemble des phases, il est possible d'obtenir la réaction à 2 GPa :



A 2,5 GPa, deux réactions se succèdent : 1) pour les degrés de fusion supérieurs à 3,9%, une réaction impliquant olivine, clinopyroxène, spinelle et orthopyroxène comme à 2 GPa ; 2) pour les faibles degrés de fusion, une réaction qui comprend le grenat en plus de l'assemblage décrit ci-dessus. Pour chacune de ces réactions, seuls deux points expérimentaux sont disponibles, ce qui ne permet pas de calculer des coefficients fiables. Une estimation qualitative peut toutefois être effectuée. D'après la pente des points expérimentaux représentés dans la figure 6.34, la réaction de fusion en l'absence du grenat doit être proche de celle calculée à 2 GPa, avec une consommation importante de clinopyroxène, moindre d'olivine et de spinelle, ainsi que production d'orthopyroxène. Dans le domaine de stabilité du grenat, la réaction de fusion consomme principalement du grenat, puis du clinopyroxène et du spinelle, en produisant également de l'orthopyroxène. Il est possible que l'olivine soit également produite dans la réaction de fusion, mais l'incertitude sur les fractions modales des phases minérales ne permet pas d'être catégorique.

Les deux réactions montrent que la fusion partielle d'une péridotite adakitisée produit du liquide et de l'orthopyroxène, en consommant de l'olivine, du clinopyroxène, du spinelle, voire du grenat. La principale phase consommée est le clinopyroxène à 2 GPa et le grenat à 2,5 GPa. Dans ce dernier cas, l'olivine a alors une meilleure stabilité dans l'assemblage minéralogique.

6.5.2.2) *Compositions des phases solides*

Comparativement à 2 GPa, le Mg# de l'olivine est plus élevé à 2,5 GPa (Fig. 6.35a), sauf lorsque la température atteint 1300° : il est alors légèrement plus faible. Concernant le Cr# du spinelle, il est plus faible à 2,5 GPa (Fig. 6.35b). A 2 GPa, ces deux paramètres montrent une forte dépendance envers la température. A cette pression, le Mg# de l'olivine et le Cr# du spinelle sont effectivement corrélés positivement avec la température, alors qu'à 2,5 GPa ils sont pratiquement constants et égaux à ~92,5 pour le Mg# et ~15 pour le Cr#. Il faut préciser que, malgré les températures élevées des expériences, la fraction de liquide produite à 2,5 GPa reste plus faible (< 10%) qu'à 2 GPa (jusqu'à 14,5%).

En ce qui concerne le contenu en fer du spinelle, la comparaison des tableaux 6.9 et 6.11 montre une nette augmentation de la teneur en FeO^{tot} de ce minéral lorsque la pression augmente. Sur la figure 6.36a, il apparaît que le spinelle à 2,5 GPa est plus riche en Fe^{tot}, mais également

en Fe^{3+} , comparativement à 2 GPa. Ainsi, l'augmentation du fer total dans le spinelle, lorsque la pression augmente, est couplée à une augmentation de la teneur en fer trivalent par rapport au fer divalent. Selon la figure 6.36b, qui montre le rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{tot}}$ en fonction du Mg# de l'olivine, il semble que la pression influence l'état d'oxydation du système.

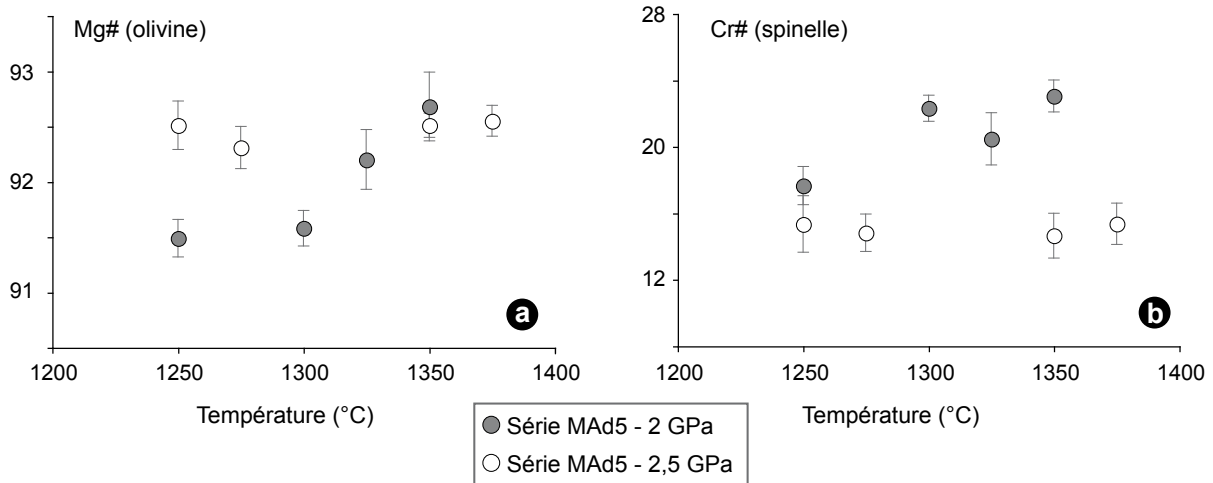


Figure 6.35

Evolution du Mg# de l'olivine (a) et du Cr# du spinelle (b) en fonction de la température, pour les expériences MAD5 à 2 et 2,5 GPa.

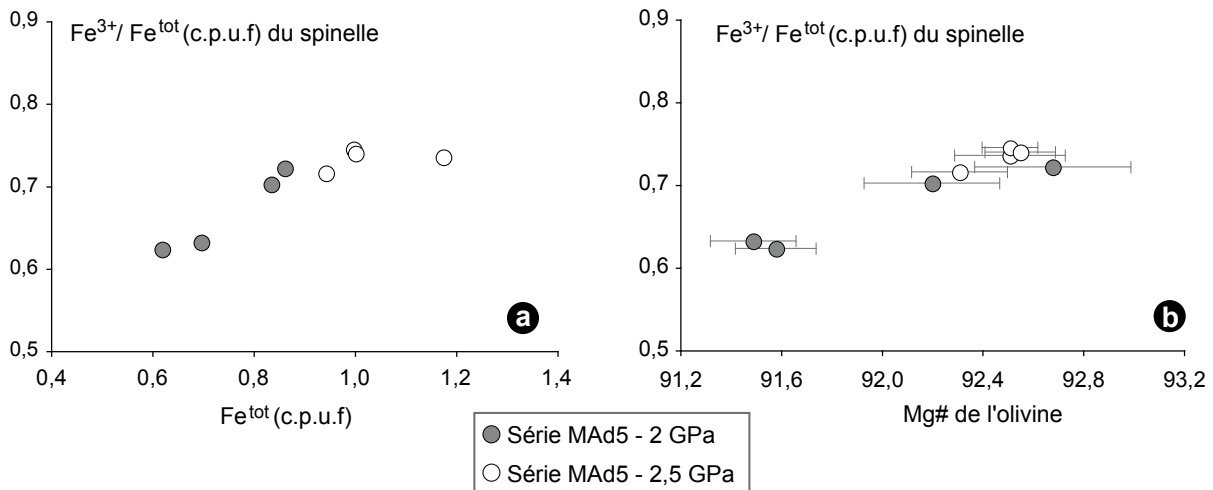


Figure 6.36

Evolution du rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{tot}}$ du spinelle en fonction du contenu en Fe^{tot} (a) et du Mg# (b), pour les expériences MAD5 à 2 et 2,5 GPa.

Le Mg# des pyroxènes (clino- et ortho-) a également été reporté en fonction de la température (Fig. 6.37). Le Mg# du clinopyroxène est plus élevé à 2 GPa qu'à 2,5 GPa, mais ce paramètre montre une corrélation positive avec la température dans les deux séries. Une seule expérience (MAd5#16) présente un Mg# du clinopyroxène inférieur à celui attendu et dévie ainsi de la

tendance définie par la série. Concernant le Mg# de l'orthopyroxène, les valeurs sont comprises entre 89,1 et 89,7, *i.e.* des valeurs intermédiaires entre le Mg# de l'olivine (91,1-92,6 ; Fig. 6.35a) et celui du clinopyroxène (83,1-86,0 ; Fig. 6.37a). Dans les séries à 2 et à 2,5 GPa, le Mg# de l'orthopyroxène tend à légèrement diminuer avec l'augmentation de la température avant 1300°C, puis à augmenter lorsque la température dépasse 1300°C.

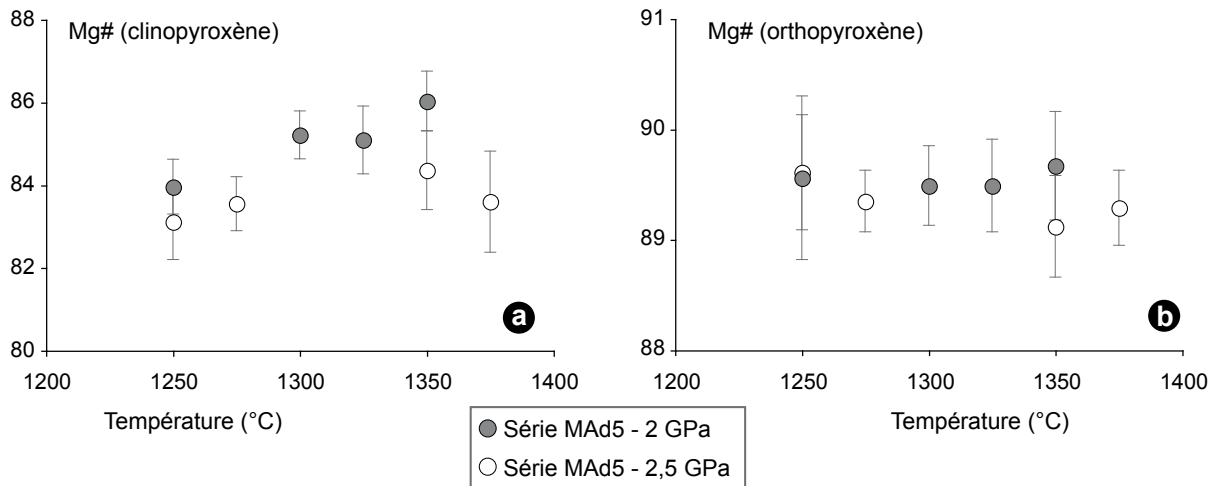


Figure 6.37

Evolution du Mg# du clinopyroxène (a) et de l'orthopyroxène (b) en fonction de la température, pour les expériences MAd5 à 2 et 2,5 GPa.

Dans les expériences MAd5, le Mg# du clinopyroxène est particulièrement bas (entre 83,1 et 86,0), alors qu'il se situe normalement aux alentours de 88 dans les expériences de fusion du manteau en conditions anhydres (*e.g.* Robinson et al. 1998) et hydratées (Hirose et Kawamoto, 1995). La même remarque s'applique au Mg# du spinelle, qui varie de 43,2 à 58,6 pour les expériences MAd5, tandis qu'il est > 80 dans les expériences de fusion du manteau anhydre (*e.g.* Robinson et al. 1998) et se trouve entre 61,4 et 70,8 dans les expériences de fusion de péridotite hydratée (Hirose et Kawamoto, 1995). Selon Hirose et Kawamoto (1995), l'augmentation de la quantité d'eau dans leurs expériences a pour effet de diminuer le Mg# du spinelle pour des conditions de pression et de température identiques.

En examinant plus en détail la composition du clinopyroxène, la différence fondamentale entre les deux séries d'expériences est une teneur en calcium plus élevée à 2 GPa, comparativement à 2,5 GPa (Fig. 6.38a). Les teneurs en calcium du clinopyroxène sont ainsi corrélées négativement avec l'augmentation de la température, mais aussi de la pression. Au contraire, les teneurs en sodium sont beaucoup plus élevées dans le clinopyroxène des expériences à 2,5 GPa (Fig. 6.38b). Ce phénomène est lié au $K_{D_{Na}}^{cpx/liq}$ qui augmente avec la pression (Fig. 6.39).

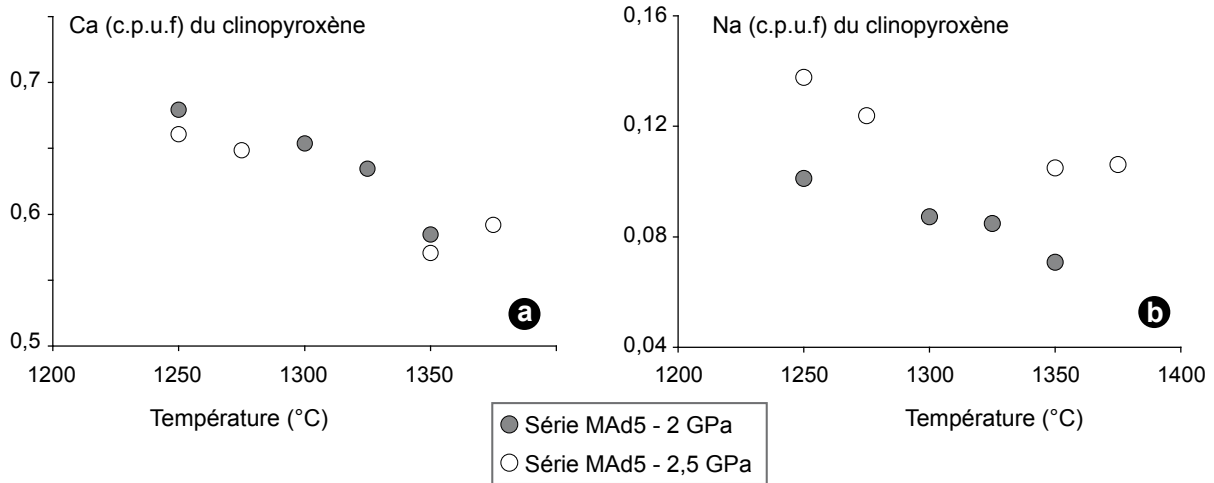
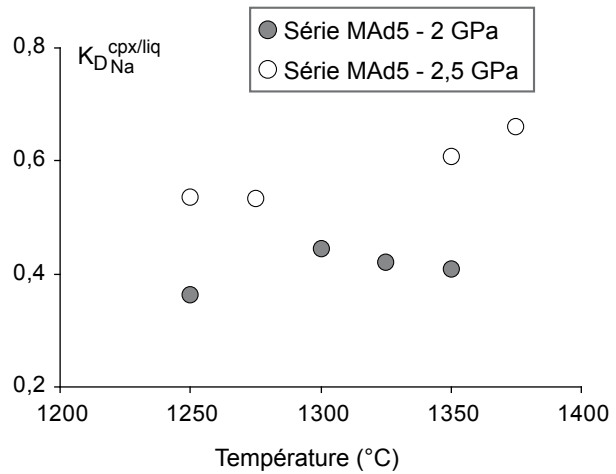


Figure 6.38

Evolution du contenu en Ca **(a)** et en Na **(b)** du clinopyroxène en fonction de la température, pour les expériences MAd5 à 2 et 2,5 GPa.

Figure 6.39
Coefficient de partage clinopyroxène/liquide pour le sodium en fonction de l'augmentation de la température, dans les expériences MAd5 à 2 et 2,5 GPa.



6.5.2.3) Compositions des liquides

Comparativement à 2 GPa, les liquides produits à 2,5 GPa sont plus pauvres en SiO_2 , Al_2O_3 et Na_2O , mais plus riches en TiO_2 , FeO , MgO et CaO (Fig. 6.40). Comme K_2O se comporte de manière totalement incompatible à 2 et 2,5 GPa, l'ensemble des expériences définit une courbe unique. En revanche, il apparaît que Na_2O est moins incompatible dans les expériences à 2,5 GPa, comparativement à 2 GPa (*cf.* $K_{DNa}^{cpx/liq}$ dans la figure 6.39). Malgré ces différences, la composition du liquide évolue de manière identique à 2 et 2,5 GPa, lorsque sa fraction modale augmente.

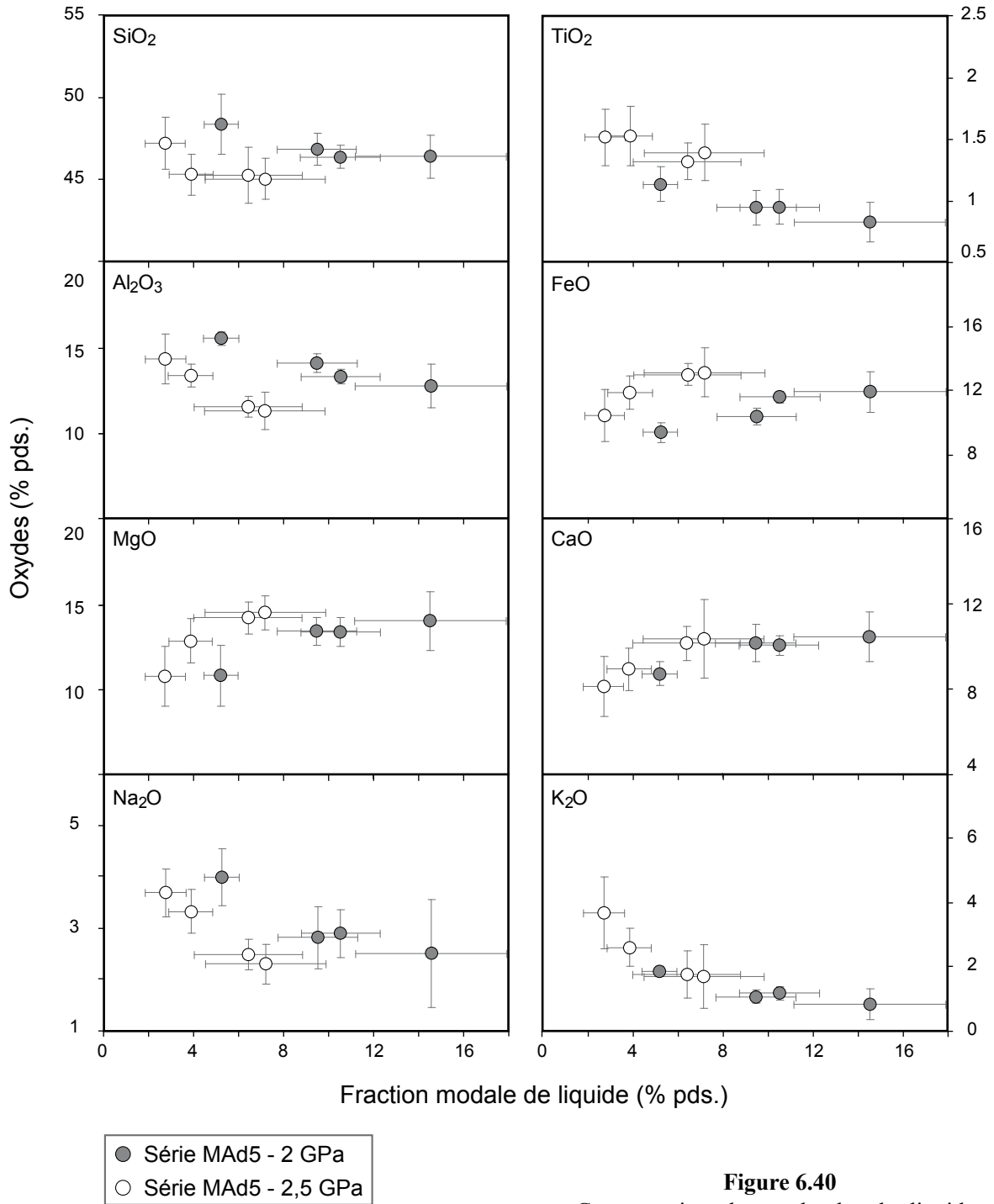


Figure 6.40
Concentrations des oxydes dans les liquides des expériences MAd5 à 2 et 2,5 GPa, en fonction de la fraction modale de liquide.

Ainsi, l'augmentation de la pression, et donc de la profondeur à laquelle se produit la fusion partielle d'une péridotite adakitisée, a pour conséquences :

- ← pour une température donnée : de diminuer la fraction de liquide produite ;
- ← pour un degré de fusion partielle donné :

- de diminuer la teneur en SiO₂, Al₂O₃, Na₂O du liquide ;
- d'augmenter la concentration en TiO₂, FeO, MgO, CaO dans le liquide.
- d'augmenter le Mg# de l'olivine, le contenu en Fe^{tot} et en Fe³⁺ du spinelle, ainsi que le contenu en Na du clinopyroxène ;
- de diminuer le Cr# du spinelle et le contenu en Ca du clinopyroxène.

6.5.2.4.) Estimation de la teneur en H₂O des liquides

L'agent métasomatique adakitique utilisé dans les expériences MAd5 a été saturé en eau (cf. § 6.4.1), dans le but d'obtenir un verre hydraté contenant ~6% d'H₂O. Le matériel de départ a ensuite été préparé en mélangeant 5% de ce verre adakitique et 95% de périclote. La périclote adakitisée MAd5 contient ainsi ~0,3% d'eau. En considérant que l'eau se comporte de manière totalement incompatible durant la fusion partielle, l'estimation de la teneur en eau du liquide peut se faire à l'aide de la relation :

$$C_1 = C_0 / F$$

C₁ = concentration en H₂O du liquide final

C₀ = concentration en H₂O de la périclote de départ (C₀ = 0,3% poids pour MAd5).

F = degré de fusion partielle (exprimé en fraction massique)

Le tableau 6.14 récapitule les estimations de la teneur en H₂O des liquides des expériences MAd5 à 2 et 2,5 GPa. Ce tableau présente également : a) le total analytique moyen des analyses de liquide faites à la microsonde (avant-dernière colonne) et b) la somme du total précédent et de la teneur en eau du liquide (dernière colonne).

Tableau 6.14

Estimation de la teneur en H₂O des liquides des expériences MAd5 à 2 et 2,5 GPa, obtenue en considérant que le matériel de départ contient 0,3% de H₂O et que l'eau se comporte de manière totalement incompatible durant la fusion partielle. L'avant-dernière colonne donne le total moyen des analyses de liquide faites à la microsonde (a). La dernière colonne donne la somme du total précédent et de la teneur en eau du liquide (b). Les pourcentages sont des % poids. F = degré de fusion partielle.

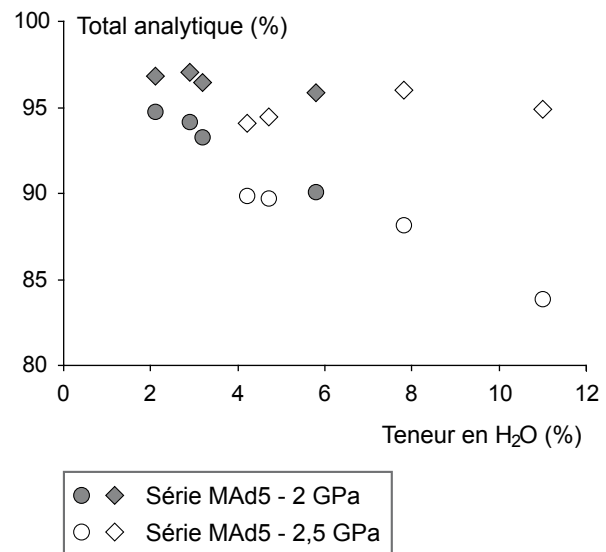
Série MAd5					
	T (°C)	F (%)	H ₂ O (%)	Total (%)	
				Sonde ^(a)	+ H ₂ O ^(b)
2 GPa					
MAd5#1	1250	5,2	5,8	90,05	95,85
MAd5#3	1300	9,5	3,2	93,23	96,43
MAd5#13	1325	10,5	2,9	94,14	97,04
MAd5#5	1350	14,5	2,1	94,73	96,83
2,5 GPa					
MAd5#8	1250	2,8	11,0	83,86	94,86
MAd5#11	1275	3,9	7,8	88,17	95,97
MAd5#15	1350	6,4	4,7	89,74	94,44
MAd5#16	1375	7,1	4,2	89,84	94,04

Avec l'augmentation du degré de fusion, les teneurs en eau dans le liquide diminuent de 5,8 à 2,1% à 2 GPa et de 11,0 à 4,2 % à 2,5 GPa. Compte tenu de la forte incompatibilité de l'eau, les premiers liquides issus de la fusion de la péridotite adakitisée MAd5 peuvent être très riches en H₂O : > 10% pour un degré de fusion < 3%.

Une bonne corrélation négative est observée entre le total des analyses faites à la microsonde et la teneur en eau du liquide (cercles dans la figure 6.41) : le total analytique diminue de ~95% à 84% quand la teneur en eau augmente de 2 à 11%. Ainsi, lorsque la teneur en H₂O des liquides silicatés ne peut être analysée, il est généralement possible de l'estimer à partir de la différence à 100 de la somme des oxydes mesurée à la microsonde (« by-difference method » ; *e.g.* Pichavant et al., 2002a), cette différence étant considérée égale à la teneur en H₂O. Cependant, dans le cas des expériences MAd5, les différences à 100 sont supérieures aux teneurs en eau estimées : elles vont de 5% pour une teneur en eau de 2,1%, à 16% pour une teneur en eau de 11%. Médard (2004) a fait la même observation en comparant la différence à 100 des analyse de verres expérimentaux (ankaramites) à la teneur en eau mesurée par sonde ionique. Il a toutefois obtenu une bonne corrélation (avec un coefficient de 0,93) entre le total analytique de la microsonde et la teneur en eau du liquide, de la même manière que pour les données des expériences MAd5.

Figure 6.41

Total des analyses de liquide dans les expériences MAd5 à 2 et 2,5 GPa, en fonction de la teneur en eau estimée. Les cercles correspondent aux totaux bruts et les diamants à la somme de ces derniers et de la teneur en eau.



La différence à 100 des totaux analytiques de la microsonde apparaît donc systématiquement supérieure à la teneur en eau de la phase liquide. Dans cette étude, l'écart entre ces deux mesures varie entre 3 et 6%. Une petite partie de cet écart peut être liée soit à la qualité de l'analyse microsonde (qui dépend de nombreux paramètres, comme la qualité du polissage et de la métallisation, du vide régnant dans la chambre, de la calibration, etc.), soit à la présence d'autres éléments volatils dissous (*e.g.* CO₂). Cependant, la cause principale de cet écart est probablement la présence de nombreuses vésicules dans les plages dendritiques analysées en mode balayage

(cf. Fig. 6.20 et 6.25). En effet, la cristallisation des dendrites d'amphibole dans des liquides riches en eau aboutit à la vésiculation du liquide résiduel.

6.5.2.5) Partage du fer et du magnésium entre l'olivine et le liquide

Le coefficient de partage du fer et du magnésium entre l'olivine et le liquide, $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$, a été calculé pour chaque expérience, en considérant (Tableau 6.15) :

- 1) tout le fer du liquide sous forme FeO ;
- 2) 15% du fer du liquide sous forme Fe₂O₃ (ce qui correspond au pourcentage de Fe₂O₃ présent dans les roches basaltiques tertiaires à récentes ; Green et al., 1974) ;
- 3) le modèle de Toplis (2005), qui prédit un $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ théorique.

Série MAd5						
	T (°C)	F (%)	$K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ avec tout le fer sous forme FeO	$K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ avec 15% de fer sous forme Fe ₂ O ₃	$K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ d'après Toplis (2005)	% de fer sous forme Fe ₂ O ₃ si : $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ d'après Toplis (2005)
2 GPa						
MAd5#1	1250	5,2	0,19	0,23	0,29	34
MAd5#3	1300	9,5	0,21	0,25	0,30	29
MAd5#13	1325	10,5	0,17	0,21	0,30	42
MAd5#5	1350	14,5	0,17	0,20	0,30	45
2,5 GPa						
MAd5#8	1250	2,8	0,15	0,18	0,28	47
MAd5#11	1275	3,9	0,16	0,19	0,29	44
MAd5#15	1350	6,4	0,16	0,19	0,30	47
MAd5#16	1375	7,1	0,16	0,19	0,30	47

Tableau 6.15

Calcul du coefficient de partage fer-magnésium entre l'olivine et le liquide, pour les expériences MAd5 à 2 et 2,5 GPa.

F = degré de fusion partielle.

Les $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ obtenus en admettant que tout le fer est sous forme divalente (1^{ère} colonne) sont compris entre 0,17-0,21 à 2 GPa et entre 0,15-0,16 à 2,5 GPa. Ces valeurs sont très inférieures aux valeurs d'équilibre obtenues généralement pour les expériences de fusion du manteau (0,25-0,34 ; e.g. Ulmer, 1989 ; Toplis, 2005), et plus précisément aux $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ théoriques calculés avec le modèle de Toplis (2005) (2^{ème} colonne du tableau 6.15). Les $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ calculés en retenant 15% du fer sous forme trivalente (2^{ème} colonne) vont de 0,20-0,25 à 2 GPa et 0,18-0,19 à 2,5 GPa, et sont donc encore très inférieures à la valeur d'équilibre calculée pour les liquides des expériences MAd5 (3^{ème} colonne ; Toplis, 2005).

Deux groupes d'hypothèses peuvent être mis en avant pour expliquer ces valeurs très basses :

- a) l'équilibre entre le liquide et les minéraux résiduels n'a pas été atteint ou a été rompu en cours d'expérience ;
- b) une partie importante du fer est sous forme Fe_2O_3 dans le liquide, probablement à cause d'une $f\text{O}_2$ élevée.

a) Défauts d'équilibre olivine-liquide

Une bonne approche de l'équilibre requiert le maintien d'une composition globale constante en cours d'expérience. Des bilans de masse cohérents, caractérisés par une faible somme des carrés des résidus, permettent d'établir que la composition globale du système n'a pas dérivé au cours du temps, quel que soit le mécanisme de transfert chimique (contamination par le milieu environnant, pertes, etc. ; Falloon et al., 2001 ; Grove et al., 2006 ; Médard et al., 2006). Par exemple, dans les expériences de Pichavant et al. (2002), une perte en fer supérieure à 10% relatif aboutit à une $\sum r^2 > 1$ dans les calculs de bilan de masse. Dans le cas des expériences MAd5, les bilans de masse donnent des résultats concluants, attestés par une somme des carrés des résidus comprise entre 0,18 et 0,43 ($\ll 1$). D'autres arguments appuient le fait que l'équilibre a dû être atteint dans les expériences MAd5 :

- l'homogénéité de la composition des phases solides (notamment le clinopyroxène), non seulement à l'échelle du grain (du cœur vers la bordure), mais également à l'échelle de la population d'analyses d'une phase minérale donnée ;
- la cohérence interne des données expérimentales ; en effet, les compositions des phases solides et du liquide varient de manière systématique et rationnelle avec l'augmentation de la pression et de la température.

Comme il a été signalé plus haut, FeO est un des composants dont la concentration est susceptible d'évoluer dans la charge expérimentale, le fer pouvant être perdu par diffusion dans le conteneur AuPd. Si une perte en fer se produit au cours d'une expérience, l'équilibre olivine-liquide peut être rompu, ce qui conduira à des $K_{\text{D}_{\text{Fe-Mg}}^{\text{ol-liq}}}$ déviant de la valeur de référence. Cependant, pour produire des $K_{\text{D}_{\text{Fe-Mg}}^{\text{ol-liq}}}$ très inférieurs à 0,3 (en considérant tout le fer sous forme divalente), il faudrait que les pertes en fer soient plus importantes dans l'olivine que dans le liquide. Il est toutefois admis que le fer est tout d'abord perdu par le liquide, puis par les phases solides (*cf.* § 6.1.1.1). Un tel phénomène affecterait donc principalement la composition du liquide, qui présenterait un contenu en fer trop faible. Cela aurait pour conséquence de produire des $K_{\text{D}_{\text{Fe-Mg}}^{\text{ol-liq}}}$ trop élevés, ce qui va dans le sens opposé des expériences MAd5. De plus, le contrôle effectué par spectrométrie de rayons X à dispersion d'énergie sur les parois des conteneurs n'a montré aucune perte en fer.

b) Spéciation du fer dans le liquide

Les $K_{\text{D}_{\text{Fe-Mg}}^{\text{ol-liq}}}$ prévus par le modèle de Toplis (2005) ont été calculés pour chaque composition

de liquide produit dans les expériences MAd5 (Tableau 6.15 ; 3^{ème} colonne). Ils sont compris entre 0,29 et 0,30 à 2 GPa et entre 0,28 et 0,30 à 2,5 GPa. Ils sont ainsi inférieurs à la valeur d'équilibre de 0,337 déterminée par Ulmer (1989) à 1,5 GPa. Le pourcentage de fer divalent nécessaire pour obtenir ces $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ théoriques a ensuite été calculé (Tableau 6.15 ; 4^{ème} colonne). Il s'étend de 29 à 45% pour la série à 2 GPa et de 44 à 47% pour les expériences à 2,5 GPa. La quantité de Fe_2O_3 présente dans le liquide des expériences MAd5 est donc bien supérieure à celle estimée précédemment par d'autres travaux (e.g. 15% pour Green et al. (1974) et Médard et al. (2006)). Elle est d'autant plus grande que la pression est élevée, et dans le cas des expériences à 2 GPa, que la température augmente.

L'hypothèse que le liquide contienne une quantité non négligeable de fer trivalent est appuyée par les expériences de Schmidt et al. (2004b), qui ont démontré les conditions oxydantes des capsules en alliage or-palladium. Le spinelle produit dans leurs expériences de saturation multiple d'ankaramite en capsules $Au_{80}Pd_{20}$ possède effectivement une teneur en Fe^{3+} plus élevée (jusqu'à 0,13 c.p.u.f), comparativement à celui issu d'expériences effectuées dans des doubles capsules graphite-Pt. Pour les expériences réalisées en capsules $Au_{80}Pd_{20}$, ces auteurs ont également observé que les valeurs du $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ sont systématiquement inférieures à la valeur d'équilibre de 0,337 déterminée par Ulmer (1989) à 1,5 GPa. Les rapports Fe^{3+}/Fe^{tot} des verres formés dans les capsules en $Au_{80}Pd_{20}$ sont aussi plus élevés que ceux des liquides produits dans les doubles capsules graphite-Pt. Néanmoins, les rapports Fe^{3+}/Fe^{tot} des liquides des expériences de Schmidt et al. (2004b) se situent dans la gamme 6-15% et sont donc nettement inférieurs aux valeurs calculées pour les expériences MAd5. Schmidt et al. (2004b) ont également relié le Mg# élevé de l'olivine au fort rapport Fe^{3+}/Fe^{tot} du liquide. Toutes les observations décrites par ces auteurs se retrouvent donc dans les expériences MAd5, mais de manière plus marquée.

D'autres travaux vont dans le même sens que ceux de Schmidt et al. (2004b). Par exemple, lors de son étude du $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$, Ulmer (1989) a effectué quelques expériences dans des conditions oxydantes, avec une fO_2 correspondant au tampon nickel-bunsenite (NNO). Sans surprise, les $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ se situent aux alentours de 0,27 et Ulmer (1989) en conclut que le liquide contient une quantité non négligeable de Fe^{3+} . De la même manière, Médard et al. (2006) expliquent leurs faibles $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ (~0,25) par un rapport Fe^{3+}/Fe^{tot} du liquide égal à 0,15. De surcroît, d'après Gaetani et Grove (1988), les $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ des expériences de Hirose et Kawamoto (1995), systématiquement inférieurs à la valeur d'équilibre, sont en accord avec de fortes concentrations de Fe_2O_3 dans les liquides.

L'hypothèse que les très faibles $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ des expériences MAd5 soient intrinsèques à notre assemblage expérimental est exclue par les résultats obtenus pour les expériences de test Piège, qui ont été réalisées avec un assemblage identique. En effet, dans ces expériences, les $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ sont proches des valeurs d'équilibre calculées avec le modèle de Toplis (2005) et s'expliquent par seulement 13 à 22% de Fe_2O_3 dans le liquide (Tableau 6.16). La quantité élevée de Fe^{3+} ,

estimée pour les expériences MAd5 en considérant les valeurs de $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ prévues par le modèle de Toplis (2005), pourrait donc être liée à la composition du matériel de départ, qui diffère par l'agent métasomatique ajouté à la péridotite : de l'amphibole (~2% H₂O) dans le cas des expériences Piège ; un verre adakitique saturé en eau à 900°C-0,25 GPa (~6% d'H₂O) avec une fO_2 tamponnée par l'assemblage Ni-NiO-H₂O, pour les expériences MAd5.

Tableau 6.16

Calcul du coefficient de partage fer-magnésium entre l'olivine et le liquide, pour les expériences Piège à 1,5 et 2,5 GPa.

F = degré de fusion partielle.

Série Piège					
	F (%)	$K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ avec tout le fer sous forme FeO	$K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ avec 15% de fer sous forme Fe ₂ O ₃	$K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ d'après Toplis (2005)	% de fer sous forme Fe ₂ O ₃ si : $K_{D_{Fe-Mg}}^{ol-liq}$ d'après Toplis (2005)
1,5 GPa					
Piège#1 (ac)	14,5	0,22	0,26	0,29	22
Piège#2 (ac)	14,9	0,23	0,27	0,29	20
Piège#2 (bc)	14,3	0,23	0,28	0,29	18
Piège#3 (ac)	14,4	0,24	0,28	0,29	15
Piège#3 (bc)	13,7	0,25	0,29	0,28	13
2,5 GPa					
Piège#4 (ae)	11,9	0,22	0,26	0,28	20

6.5.3) Comparaison des séries MAd5 avec les données de la littérature

6.5.3.1) Composition des liquides

La figure 6.42 compare les compositions des liquides des expériences MAd5 (2 et 2,5 GPa) avec celles des liquides issus de la fusion partielle des lherzolites anhydres KLB-1 (Hirose et Kushiro, 1993) et PHN (Kushiro, 1996) à 2, 2,5 et 3 GPa. Les liquides engendrés par la fusion de la lherzolite KLB-1 en conditions hydratées (Hirose et Kawamoto, 1995), à 1 GPa, figurent également sur les diagrammes. Les compositions de ces péridotites sont présentées dans le tableau 6.17.

Tableau 6.17

Composition des péridotites dont les produits de fusion sont présentés dans la figure 6.41.

MAd5 = péridotite adakitisée utilisée dans les expériences de fusion partielle de ce travail de thèse ;

KLB-1 = Hirose et Kushiro (1993) et Hirose et Kawamoto (1995) ;

PHN = Kushiro, 1996.

	MAd5	KLB-1	PHN
SiO ₂	46,28	44,60	44,54
TiO ₂	0,16	0,16	0,25
Al ₂ O ₃	4,34	3,60	2,80
Cr ₂ O ₃	0,40	0,31	0,29
FeO	7,70	8,12	10,25
MnO	0,13	0,12	0,13
MgO	37,29	39,32	37,94
CaO	3,08	3,45	3,32
Na ₂ O	0,52	0,30	0,34
K ₂ O	0,10	0,02	0,14

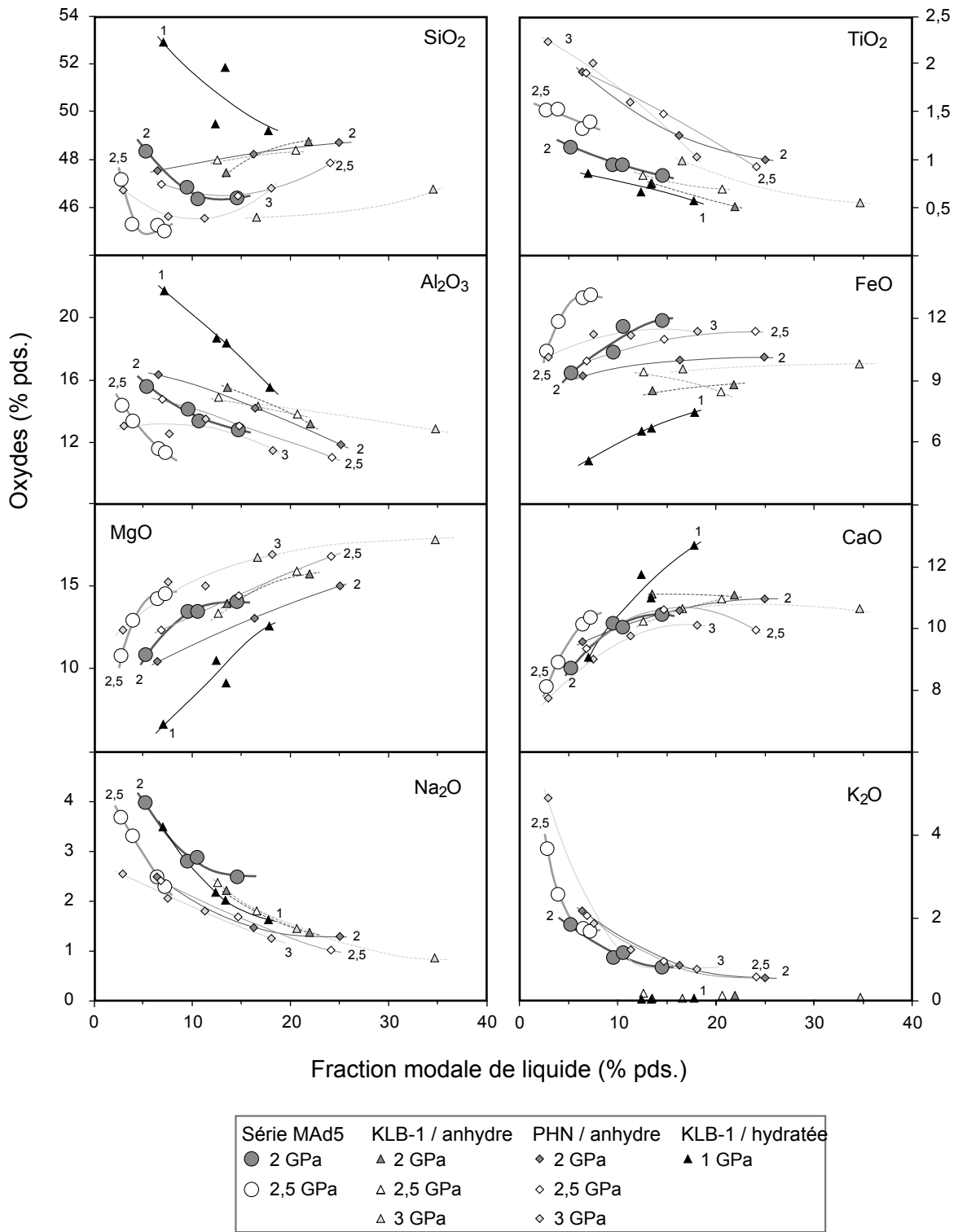


Figure 6.42

Concentrations des oxydes dans les liquides des expériences MAD5 à 2 et 2,5 GPa, comparativement aux liquides issus de la fusion partielle des péridotites anhydres KLB-1 (Hirose et Kushiro, 1993) et PHN (Kushiro, 1996) à 2, 2,5 et 3 GPa, ainsi que de la péridotite KLB-1 hydratée (Hirose et Kawamoto, 1995) à 1 GPa.

La péridotite KLB-1, qui a déjà été utilisée dans le modèle géochimique (*cf.* § 5.2), est une lherzolite à spinelle provenant du Kilborne Hole Crater (Nouveau-Mexique). La péridotite PHN est une lherzolite à grenat un peu particulière, issue de la kimberlite Thaba Putsoa, qui est située dans le royaume du Lesotho (Afrique du Sud). Elle est caractérisée non seulement par un contenu élevé en potassium ($K_2O = 0,14\%$), mais également par des minéraux constitutifs ayant des compositions hétérogènes, interprétées comme le résultat de l'infiltration d'un liquide sous-saturé en silice.

D'une manière générale, les teneurs en oxydes des liquides MAd5 évoluent de manière comparable à celles des liquides KLB-1 et PHN, qu'ils soient anhydres ou hydratés. En ce qui concerne les concentrations en SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO et K_2O , les liquides MAd5 sont même spécialement proches de ceux engendrés par la fusion partielle de PHN anhydre, si ce n'est pour un décalage de la pression de 0,5 GPa. En effet, les liquides MAd5 produits à 2 et 2,5 GPa sont respectivement similaires aux liquides PHN générés à 2,5 et 3 GPa. Les teneurs en TiO_2 des liquides MAd5 sont toutefois bien inférieures à celles obtenues par la fusion de la péridotite PHN. Cette différence peut être expliquée par le fait que PHN possède au départ un contenu en titane plus élevé ($TiO_2 = 0,25\%$) que MAd5 ($TiO_2 = 0,16\%$). Les liquides MAd5 semblent au contraire prolonger la tendance évolutive définie par la péridotite KLB-1 anhydre, qui contient également 0,16% de TiO_2 . Le fer semble se comporter de manière inhabituelle dans les liquides MAd5. Alors que le mélange de départ ne contient par une quantité excessive de fer (7,70% contre 8,12% pour KLB-1 et 10,25% pour PHN), ils sont assurément très riches en FeO, spécialement ceux produits à 2,5 GPa. Ainsi, lorsque le degré de fusion partielle augmente, les liquides MAd5 s'enrichissent beaucoup plus rapidement en fer, comparativement aux autres expériences. Il faut remarquer que l'augmentation de la pression a un effet important sur les teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 , qui diminuent fortement, ainsi que sur les concentrations en MgO et FeO , qui augmentent de manière marquée. Ces tendances sont observées pour toutes les péridotites de la figure 6.41.

L'ajout d'un composant adakitique hydraté à une lherzolite augmente principalement les teneurs en alcalins (Na_2O et K_2O) de la péridotite de départ et des liquides produits. Ainsi, les concentrations en K_2O de MAd5 et de PHN sont quasiment identiques (0,10% pour MAd5 et 0,14% pour PHN, contre 0,02% pour la lherzolite KLB-1 « classique »), ce qui a pour conséquence de produire des liquides comparables. Par contre, les concentrations en sodium des liquides MAd5 sont plus élevées que celles de toutes les autres expériences, ce qui est en accord avec la richesse en sodium de la péridotite adakitisée MAd5 (0,52% de Na_2O , contre 0,30% pour KLB-1 et 0,34% pour PHN). La métasomatose du manteau par un liquide adakitique augmente également la teneur en SiO_2 de la péridotite (46,28% pour MAd5, contre 44,92 % pour la péridotite BRI-5 utilisée dans le mélange de départ, ainsi que 44,60% pour KLB-1 et 44,54% pour PHN ; *cf.* Tableau 6.2). Par contre, ce phénomène n'a aucune conséquence sur la composition des liquides produits, qui sont particulièrement pauvres en silice.

En comparant les liquides MAd5 à ceux issus de la fusion de la péridotite KLB-1 hydratée à 1 GPa, il apparaît que, mis à part pour le calcium et les alcalins, leurs tendances évolutives sont parallèles, avec des décalages qui sont parfaitement en accord avec l'augmentation de la pression. Les teneurs très différentes en K_2O sont simplement liées à la composition des péridotites de départ, KLB-1 ne contenant que 0,02% de K_2O . Les teneurs en Na_2O , bien plus élevées dans les liquides MAd5, s'expliquent par la richesse en sodium qui caractérise l'agent métasomatique adakitique. En revanche, la tendance évolutive de la teneur en CaO des liquides KLB-1 hydratés est bien différente des celle des autres expériences, spécialement lorsque le degré de fusion partielle est supérieur à 10%.

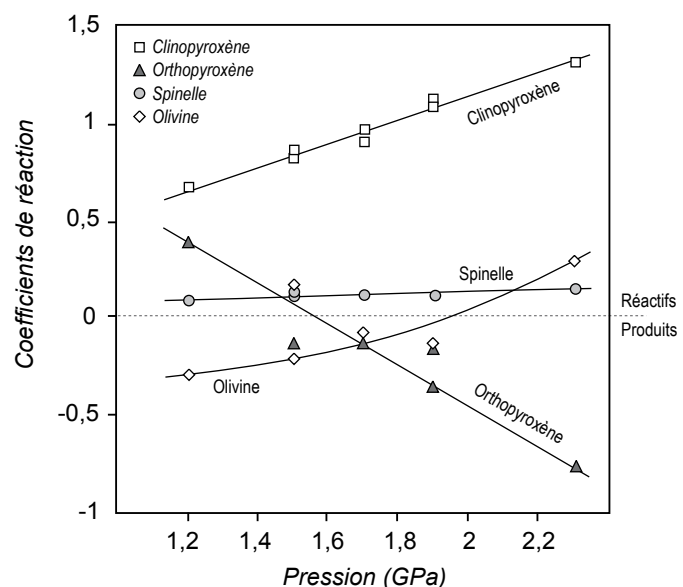
6.5.3.2) Réactions de fusion

Les réactions de fusion dans les systèmes péridotitiques sont généralement incongruentes, c'est-à-dire que, en plus du liquide, une ou plusieurs phases cristallines sont produites durant ce processus. Plusieurs auteurs ont déterminé les coefficients de réaction pour les différents minéraux impliqués dans la fusion partielle, que ce soit en système synthétique (Walter et al., 1995) ou naturel (Kinzler et Grove, 1999 ; Figure 6.43).

Dans la figure 6.43, les minéraux qui possèdent un coefficient de réaction positif sont consommés durant la fusion, alors que ceux présentant un coefficient négatif sont produits par la réaction. Lorsque la pression augmente, la réaction de fusion se modifie de manière continue, en réponse aux changements de composition du liquide et des phases solides. Ainsi, à basse pression (< 1,6-1,8 GPa), la réaction est du type *clinopyroxène + orthopyroxène + spinelle* → *liquide + olivine*, alors qu'à haute pression (> 1,6-1,8 GPa), l'olivine passe du côté des réactants et l'orthopyroxène du côté des produits. La transition entre ces deux types de réaction se fait entre 1,6 et 1,8-2 GPa dans les systèmes naturels (Fig. 6.43) et vers 3 GPa dans le système CMAS (Walter et al., 1995). Ainsi, la fusion partielle d'une péridotite au-dessus de 1,6-2 GPa va enrichir le résidu en orthopyroxène et l'appauvrir en clinopyroxène, olivine et spinelle. Les expériences MAd5 sont en parfait accord avec les observations de Kinzler et Grove (1999), puisque l'orthopyroxène se trouve bien du côté des produits dans les séries à 2 et 2,5 GPa.

Figure 6.43

Coefficients de réaction en fonction de la pression (GPa), d'après les expériences de Kinzler et Grove (1999).



6.6) *Conclusion de l'étude expérimentale*

Les expériences de fusion partielle d'une péridotite adakitisée, en conditions hydratées et pour des faibles degrés de fusion, ont permis d'aboutir aux conclusions suivantes :

(1) L'enjeu technique de l'étude expérimentale était de réussir à extraire, dans des conteneurs en $\text{Au}_{80}\text{Pd}_{20}$, le liquide issu de faibles degrés de fusion partielle du manteau en conditions hydratées. La technique a consisté à faire migrer le liquide dans des chenaux situés le long des parois de la partie supérieure de la capsule, en s'appuyant sur des gradients de pression à l'intérieur de la capsule et sur le gradient thermique inhérent à l'assemblage piston-cylindre. Les quatre expériences de test réalisées à 1,5 et 2,5 GPa, à partir d'une lherzolite à amphibole, ont démontré l'efficacité de la technique d'extraction. Malheureusement, cette technique novatrice ne peut empêcher la cristallisation de dendrites lors de la trempe de la charge, qui est favorisée par les conditions hydratées. Ce problème peut être contourné en analysant le liquide en mode balayage, sur des zones dont les dimensions varient de 15×15 à $60 \times 60 \mu\text{m}$.

(2) La fusion partielle d'une péridotite métasomatisée par 5% de liquide adakitique a été étudiée à 2 et 2,5 GPa, pour des degrés de fusion s'étendant de 2,7 à 14,5 %. Les liquides produits sont sous-saturés en silice, avec jusqu'à 16,9% de néphéline normative et une teneur en SiO_2 allant de 45,01 à 48,36%. Ils sont riches en alcalins, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ variant de 3,33 à 7,35%. Ces liquides ont donc une composition qui s'approche de celle des basaltes alcalins, tout en étant plus riches en FeO et MgO, ainsi qu'un peu plus pauvres en SiO_2 . Les liquides produits à 2,5 GPa sont caractérisés par des concentrations très élevées en K_2O (jusqu'à 3,67%), dues aux faibles degrés de fusion partielle.

L'assemblage solide en équilibre avec ces liquides est formé d'olivine (47,8-44,9%), d'orthopyroxène (30,5-34,9%), de clinopyroxène (5,3-14,4%), de spinelle (0,3-1,7%), voire de grenat (0-3,7%) pour les expériences à 2,5 GPa. A 2 et 2,5 GPa, la fusion incongruente de la péridotite adakitisée produit du liquide et de l'orthopyroxène en consommant toutes les autres phases. Lorsqu'il est présent, le grenat est la principale phase consommée au cours du processus de fusion. Il disparaît lorsque le degré de fusion partielle est supérieur à 5% ($\sim 1300^\circ\text{C}$ - 2,5 GPa). Lorsque le grenat est absent de l'assemblage, c'est alors le clinopyroxène qui est essentiellement consommé.

(3) En comparant les expériences MAD5 à des travaux expérimentaux de fusion partielle du manteau anhydre, il apparaît que l'ajout d'un composant adakitique hydraté permet d'obtenir, à 2 et 2,5 GPa, des liquides très pauvres en SiO_2 , comparables aux liquides anhydres produits respectivement à 2,5 et 3 GPa. Outre leur faible teneur en SiO_2 et leur richesse en MgO et FeO, les liquides engendrés par la fusion partielle d'une péridotite adakitisée sont principalement caractérisés par un contenu en alcalins supérieur aux liquides issus de la fusion partielle de péridotites anhydres et hydratées.

7 COMPARAISON DES APPROCHES GEOCHIMIQUE ET EXPERIMENTALE

L'originalité de ce travail de thèse fut d'utiliser deux approches indépendantes mais complémentaires pour traiter une même problématique : la genèse des magmas dans la zone de subduction équatorienne. D'une part, l'approche « géochimique » a permis de contraindre et de quantifier les modalités du processus de genèse, en ce qui concerne la composition de la source, le degré de métasomatose, le degré de fusion partielle et la composition modale du résidu. D'autre part, la validité du modèle géochimique a été testée par l'approche « expérimentale », qui apporte en outre des contraintes sur les conditions de pression et de température régnant lors de la formation des magmas.

7.1) *Comparaison du modèle géochimique et des données expérimentales*

7.1.1) *Modèle géochimique*

Le modèle de genèse le plus probable, résultant de la modélisation géochimique du comportement des éléments majeurs et en traces des échantillons de Puyo (*cf.* § 5.2), aboutit aux conclusions suivantes (Tableau 7.1) :

- la source est une lherzolite fertile, métasomatisée par 3 à 5% de liquide adakitique ;
- le degré de fusion partielle est très faible, de 1 à 4% ;
- l'assemblage résiduel est composé d'olivine (52-56%), d'orthopyroxène (24-30%), de clinopyroxène (~13%), de grenat (4-7%), voire parfois d'un peu de phlogopite (0-4%).

Dans ce modèle, basé uniquement sur le comportement des éléments majeurs et en traces, la température et la pression auxquelles se produisent la fusion partielle ne sont pas explicitement précisées. Cependant, ces conditions peuvent être estimées à l'aide des phases minérales composant le résidu. La fusion de la source se produisant en conditions hydratées, la présence de grenat indique notamment une pression de fusion $>1,8-2$ GPa (Gaetani et Grove, 1998). La possible présence de phlogopite résiduelle, qui disparaît de l'assemblage au fur et à mesure que le degré de fusion augmente, requiert une température inférieure à 1400°C (Fig. 7.1). Il faut toutefois préciser que les champs de stabilité présentés ci-dessous ont été déterminés pour des systèmes simplifiés (système phlogopite + enstatite et système KMASH) et que le comportement de la phlogopite dans le manteau supérieur n'est pas précisément connu. Néanmoins, d'après le diagramme de phase de la figure 7.1, le solidus d'un assemblage formé d'enstatite + phlogopite se situe entre 1200°C et 1300°C , pour une pression de 1,5 à 3 GPa.

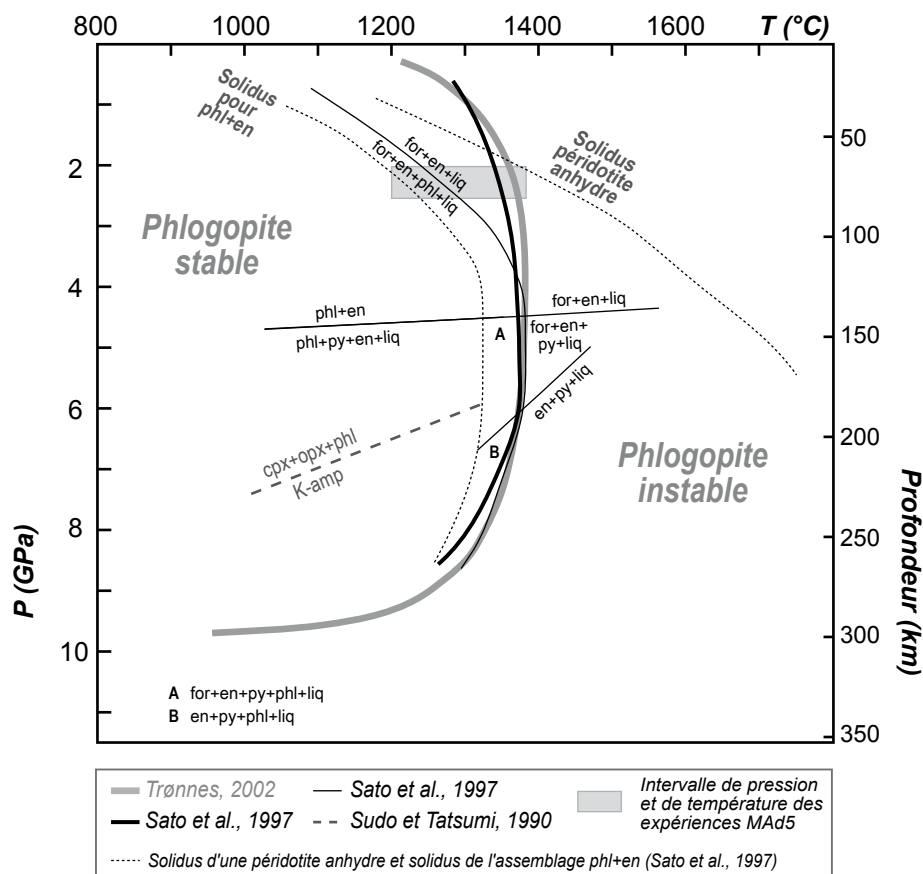


Figure 7.1

Diagramme pression-profondeur vs. température présentant le champ de stabilité de la phlogopite dans le système KMASH ($\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$; Sato et al., 1997; Trønnes, 2002), les relations de phase pour le système enstatite + phlogopite, (Sato et al., 1997) et la limite de stabilité de la phlogopite dans une lherzolite (Sudo et Tatsumi, 1990). L'intervalle de pression et de température dans lequel les expériences MAD5 ont été réalisées est également présenté.

for = forstérite ; en = enstatite ; phl = phlogopite ; py = pyrope ; liq = liquide ; cpx = clinopyroxène ; opx = orthopyroxène ; K-amp = amphibole potassique.

7.1.2) Données expérimentales

En raison des problèmes de fissuration des noyaux de carbure de tungstène du piston-cylindre ½", qui imposaient une pression < 3 GPa, les expériences MAd5 ont été réalisées à 2 et 2,5 GPa, pour des températures allant de 1200 à 1375°C. Ces conditions sont bien en accord avec les contraintes thermodynamiques décrites précédemment. Les paramètres caractérisant ces expériences et les résultats obtenus pour la composition modale du résidu sont décrits ci-dessous :

- la source est une lherzolite fertile métasomatisée par 5% de liquide adakitique ;
- le taux de fusion partielle varie de 5,2 à 14,5% à 2 GPa et de 2,7 à 7,2% à 2,5 GPa ;
- le résidu de fusion se compose d'olivine (44,9-47,8%), d'orthopyroxène (30,5-34,9%), de clinopyroxène (5,3-14,4%) et de spinelle (0,3-1,7%), voire de grenat (0-3,7%) pour certaines expériences effectuées à 2,5 GPa.

7.1.3) Comparaison

La comparaison du modèle et des expériences MAd5 permet les observations suivantes (Tableau 7.1) :

	Source	Degré de fusion	Pression (GPa)	Température (°C)	Fractions modales des phases minérales (%)					
					Oi	Opx	Cpx	Gr	Phl	Spi
Approche géochimique	Lherzolite métasomatisée par 3-5% d'adakite	1-4%	>1,8	1200-1400	52-56	24-30	13	4-7	0-4	
Approche expérimentale	Lherzolite métasomatisée par 5% d'adakite	2,7-6,4%	2-2,5	1250-1350	47-48	30-33	13-14	1-4		1-2

Table 7.1

Comparaison des approches géochimique et expérimentale pour des degrés de fusion comparables (*i.e.* de 2,7 à 6,4% pour les expériences MAd5), en ce qui concerne la composition de la source, la pression, la température et les fractions modales des phases minérales qui composent le résidu.

- la source mantellique choisie pour les expériences est identique à celle déterminée par le modèle ;
- les expériences reproduisent une partie de la gamme des degrés de fusion estimés par le modèle, les valeurs les plus faibles (< 2,7%) n'ayant toutefois pas pu être atteintes ;
- comparativement au modèle, pour des degrés de fusion similaires (5,2% à 2 GPa et 2,7-6,4% à 2,5 GPa), les expériences présentent un assemblage minéralogique qualitativement identique. De manière plus détaillée, des différences mineures peuvent être observées :
 - la proportion d'olivine est légèrement inférieure (46,9-47,8%) ;
 - la quantité d'orthopyroxène est légèrement supérieure (30,4-32,5%) ;

- la quantité de grenat, lorsqu'il est présent, est légèrement inférieure (1,4 à 3,7%).

Toutefois, en considérant l'ensemble des phases alumineuses (spinelles et grenat) dans les expériences à 2,5 GPa, le total se situe aux alentours de 5% pour les plus faibles degrés de fusion partielle (2,7-3,8%), de la même manière que dans le modèle. La présence de spinelle dans l'assemblage minéralogique des expériences MAd5 est seulement liée au fait que la pression n'a pas dépassé 2,5 GPa, en raison de la fissuration des noyaux de carbure de tungstène pour des pressions supérieures.

En résumé, les proportions modales des phases résiduelles obtenues dans les expériences MAd5 et celles calculées par le modèle sont cohérentes : *i.e* 45-55% d'olivine, 25-35% d'orthopyroxène, 13-14% de clinopyroxène et 4-7% de phases alumineuses.

La principale différence entre les expériences MAd5 et le modèle est la présence éventuelle de phlogopite résiduelle dans ce dernier. Au contraire, dans les charges des expériences MAd5, aucune phase hydratée stable n'a été observée, même pour les taux de fusion les plus faibles. Comme la composition MAd5 est hydratée et relativement riche en K_2O (0,10%), la phlogopite devrait être stable au solidus. L'absence de phlogopite dans les expériences s'explique par les degrés de fusion trop élevés (> 5% pour la série à 2 GPa et > 2,5% pour la série à 2,5 GPa), induisant des teneurs en K_2O dans le liquide (3,7% au maximum) qui ne sont pas suffisantes pour stabiliser une phase comme la phlogopite. Pour des degrés de fusion plus faibles, il faut s'attendre à des liquides très riches en K_2O ($\geq 4\%$), qui pourront se trouver en équilibre avec une petite quantité de phlogopite. Il faut toutefois préciser que la présence de phlogopite résiduelle permet d'affiner le modèle géochimique au niveau des teneurs en LILE et en K, afin de rendre compte de certains échantillons. Elle n'est en revanche nullement nécessaire pour reproduire les autres éléments en traces et les éléments majeurs.

7.2) *Comparaison des échantillons naturels et des données expérimentales*

Dans le chapitre précédent, il a été souligné que, pour un degré de fusion équivalent, la composition modale du résidu estimée par le modèle est similaire à celle observée dans les expériences. Il a également été mis en évidence que les conditions de pression et de température des expériences sont réalistes, même s'il eût été préférable d'atteindre 3 GPa pour travailler hors du domaine de stabilité du spinelle et intégralement dans celui du grenat. Il reste finalement à comparer les compositions des liquides expérimentaux à celles des échantillons récoltés sur le terrain. Seules les laves des cônes de Puyo et des deux séries du Pan de Azúcar seront présentées dans les figures qui suivent (Fig. 7.2 et 7.3). En effet, les caractéristiques géochimiques et surtout l'âge des laves de Mera sont bien différents de ceux des cônes de Puyo, d'après lesquels le modèle de genèse a été élaboré (*cf.* § 5.2.5). Il subsiste par conséquent un doute quant à une origine semblable pour ces deux formations volcaniques.

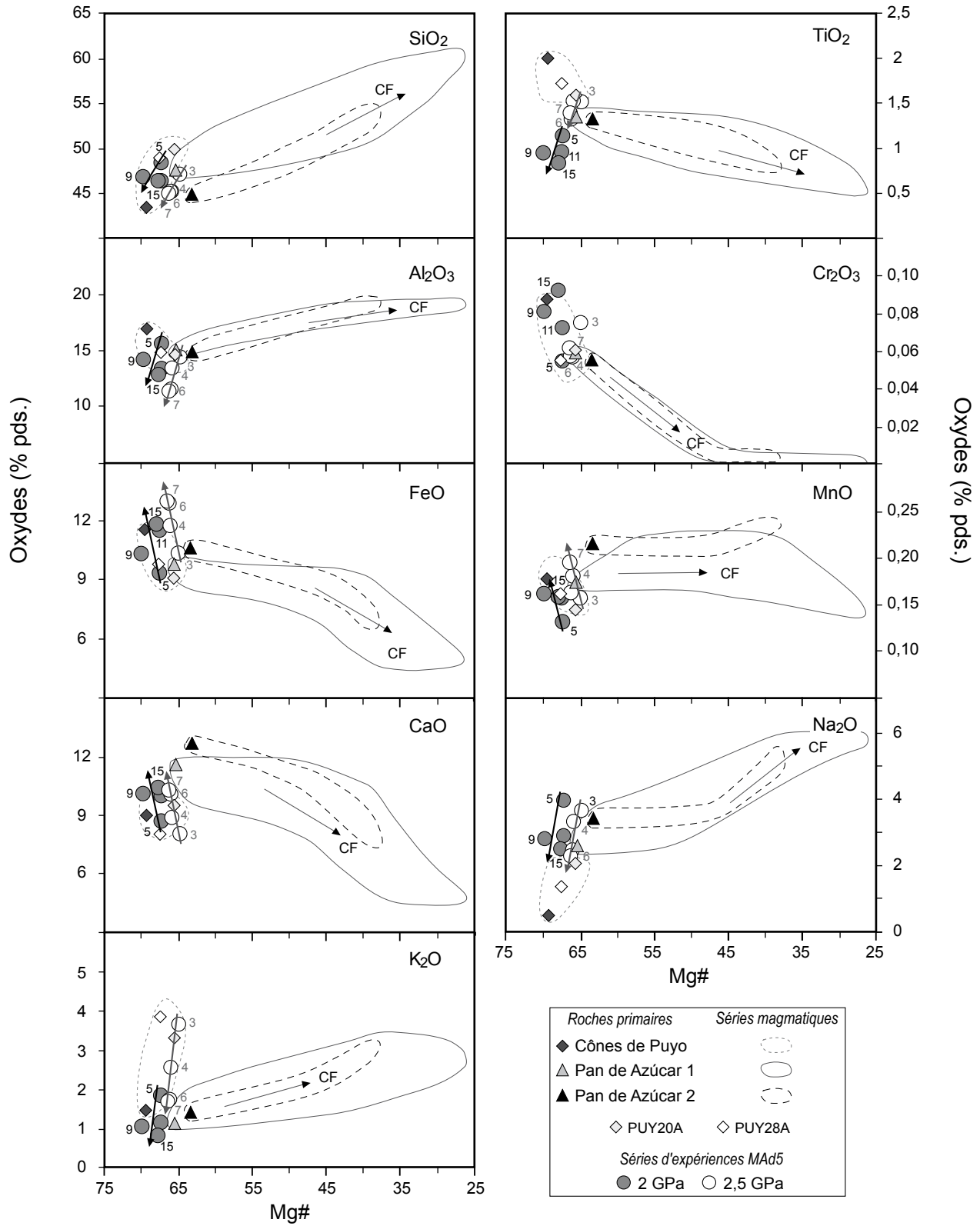


Figure 7.2

Teneurs en éléments majeurs des expériences MAd5 et des échantillons des cônes de Puyo et du Pan de Azúcar en fonction du Mg#. Les chiffres indiquent le degré de fusion partielle correspondant à chaque expérience et son augmentation est soulignée par les flèches grises.

CF = cristallisation fractionnée

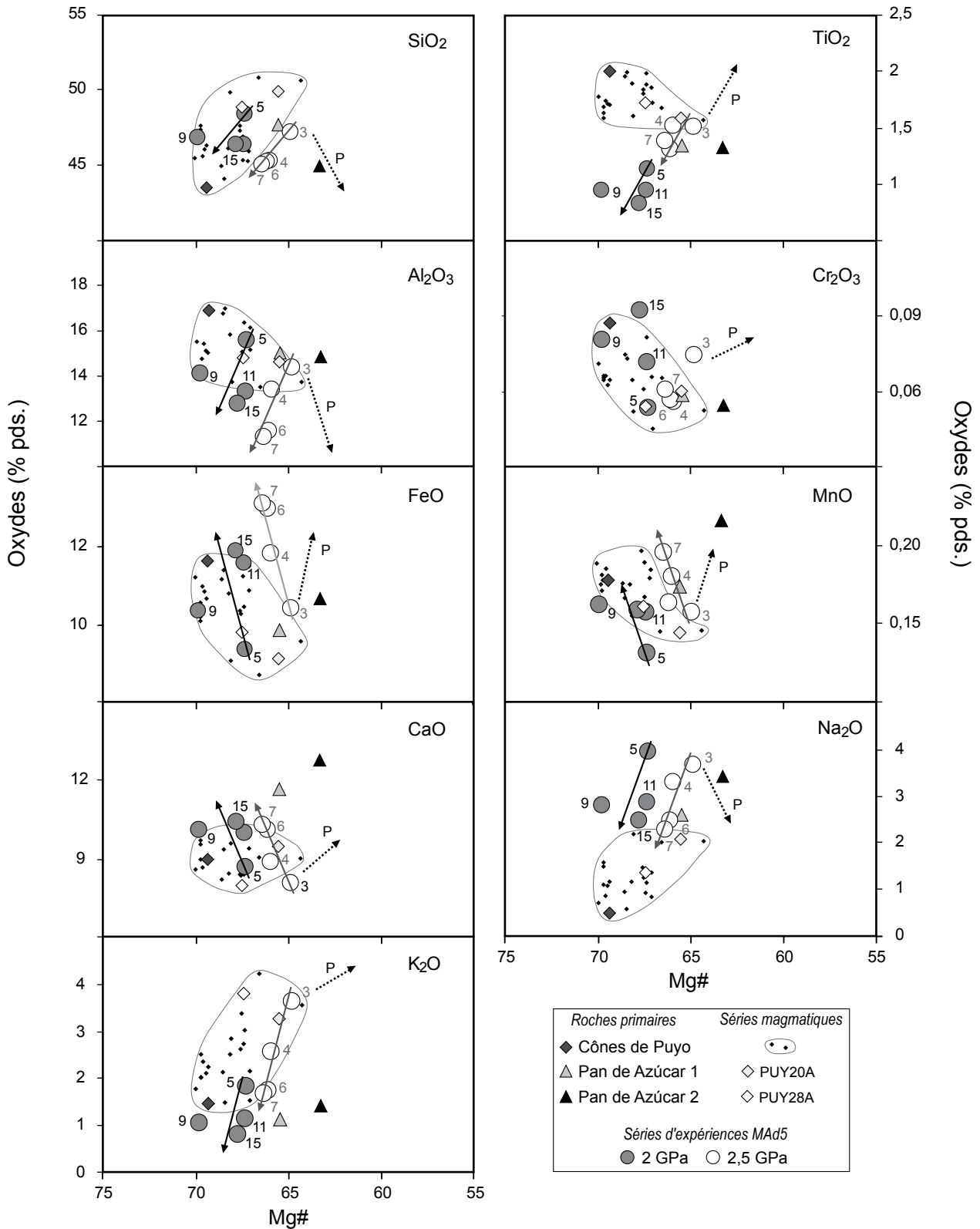


Figure 7.3

Teneurs en éléments majeurs des expériences MAd5 et des échantillons des cônes de Puyo et du Pan de Azúcar en fonction du Mg#. Les chiffres indiquent le degré de fusion partielle correspondant à chaque expérience et son augmentation est soulignée par les flèches grises. La flèche en pointillé indique la variation potentielle de la teneur en oxyde lorsque la pression augmente.

Les teneurs en éléments majeurs des liquides expérimentaux et des échantillons naturels ont donc été reportées en fonction du Mg# (Fig. 7.2 et 7.3). Les laves primaires identifiées dans les chapitres 5.2.3 et 5.4.1 sont mises en évidence par rapport au reste de leur série magmatique respective. Pour la série des cônes de Puyo, l'accent a également été mis sur deux échantillons supplémentaires, situés à l'opposé de la lave primaire PUY9E dans la série évolutive. Dans la figure 7.2, les deux séries magmatiques du Pan de Azúcar, qui se différencient par cristallisation fractionnée (*cf.* § 5.5), sont présentées dans leur totalité. En revanche, la figure 7.3 détaille le comportement des magmas primaires.

7.2.1) *Limites de la comparaison*

Avant de comparer plus en détail les liquides expérimentaux et les échantillons naturels censés être produits par les mêmes mécanismes de genèse, il est nécessaire d'établir les conditions limites de cette comparaison :

(1) Les conditions expérimentales peuvent ne pas être parfaitement identiques aux conditions naturelles de genèse des magmas dans l'arrière-arc équatorien :

- comparativement à la péridotite BRI-5 utilisée dans les expériences, la composition de la péridotite naturelle, avant adakitisation, peut par exemple être un peu plus réfractaire ou au contraire un peu plus fertile, et présenter par conséquent des teneurs légèrement différentes en certains éléments ;
- les conditions de fO_2 qui règnent dans le coin de manteau sous l'arc volcanique équatorien peuvent ne pas être strictement reproduites dans l'assemblage expérimental ; en effet, la fO_2 est un paramètre qui n'est pas contrôlé lors d'expériences en piston-cylindre, mais de nombreuses observations indiquent un environnement plutôt oxydant pour les expériences MAD5, ce qui est en accord avec le contexte de zone de subduction ;
- la pression à laquelle se produit la fusion sous l'arrière-arc équatorien n'est pas précisément connue et peut de plus varier d'un édifice volcanique à l'autre ; elle peut notamment être plus élevée que 2,5 GPa.

(2) Même en possédant des caractéristiques très primitives, les échantillons naturels ne sont jamais parfaitement primaires. Dans le cas des roches de l'arrière-arc équatorien, les compositions des laves les moins différenciées sont proches de celles des liquides primaires et elles ont par conséquent été considérées comme telles dans les modèles géochimiques. Toutefois, une légère différenciation (*e.g.* addition ou soustraction d'olivine, voire de clinopyroxène) peut affecter la composition en éléments majeurs des échantillons, comparativement aux liquides des expériences. Cette modification n'a par contre pas de conséquence sur la modélisation des éléments en traces.

7.2.2) *Série Pan de Azúcar 1*

En ce qui concerne la série Pan de Azúcar 1, la lave primaire possède des teneurs en SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MnO et Na_2O comparables à la série MAD5 réalisée à 2,5 GPa, pour un degré de fusion variant entre 2 et 5%. Pour CaO et K_2O , elle s'inscrit dans la tendance évolutive des expériences, mais pour un degré de fusion d'environ 8%, ce qui n'est pas vraiment cohérent avec les observations précédentes. Toutefois, la fusion d'une source mantellique légèrement plus riche en CaO et plus pauvre en K_2O , comparativement à celle utilisée dans les expériences MAD5, pourrait rendre compte de la composition de cette lave. En effet, la péridotite MAD5 est plus pauvre en CaO (3,08%) que la lherzolite KLB-1 métasomatisée par 5% de liquide adakitique (3,44% de CaO), qui a été utilisée dans le modèle géochimique. Ces deux péridotites présentent en revanche des teneurs comparables en K_2O , qui est principalement apporté par l'agent métasomatique. Il est ainsi possible d'imaginer un liquide adakitique possédant une teneur en potassium légèrement inférieure à celle de l'agent métasomatique utilisé dans les expériences.

Ainsi, 2 à 5% de fusion partielle d'une lherzolite métasomatisée par 5% de liquide adakitique, à une pression de 2,5 GPa, permettent de reproduire quasiment toutes les teneurs en éléments majeurs de la lave primaire Pan de Azúcar 1.

7.2.3) *Série Pan de Azúcar 2*

Sur les diagrammes des figures 7.2 et 7.3, la lave primaire de la série Pan de Azúcar 2 se situe toujours légèrement à l'écart des tendances définies par les données expérimentales, ce phénomène étant spécialement marqué pour le calcium. Il apparaît donc que la fusion partielle d'une lherzolite métasomatisée par 5% de liquide adakitique, à 2 et 2,5 GPa, ne peut rendre compte de la composition de cette lave. Cette observation permet de trancher entre les deux hypothèses proposées au chapitre 5.4.2, à savoir que la série Pan de Azúcar 2 dériverait d'une source mantellique métasomatisée par 5 ou 10% de liquide adakitique. Il semble donc que 10% de métasomatose soient plus appropriés pour rendre compte de la deuxième série du Pan de Azúcar. Comparativement à l'ajout de 5% de liquide adakitique, un tel degré de métasomatose aurait pour effet principal d'augmenter les teneurs en Na_2O , K_2O et H_2O de la péridotite adakitisée et de diminuer les concentrations en MgO et FeO . Par rapport à la série Pan de Azúcar 1, la lave primaire de la série 2 est effectivement plus riche en alcalins et elle possède un $\text{Mg}\#$ moins élevé.

Sur la figure 7.3, l'évolution des compositions des liquides expérimentaux en fonction de l'augmentation de la pression est matérialisée par une flèche pointillée. Pour la plupart des éléments, comme SiO_2 , Cr_2O_3 , FeO , MnO , CaO , Na_2O et K_2O , ainsi que pour le $\text{Mg}\#$, il semble que l'augmentation de la profondeur de fusion permettrait aux liquides expérimentaux de se rapprocher de la composition de la lave primaire Pan de Azúcar 2 (se référer également à la figure 6.39 pour l'influence de la pression sur la composition des liquides des expériences MAD5).

Le modèle et les expériences MAd5 indiquent que la série Pan de Azúcar 2 ne peut être issue d'une source mantellique métasomatée par 5% de liquide adakitique, mais qu'une augmentation du degré de métasomatose, éventuellement couplée à une augmentation de la profondeur de fusion, permettrait de reproduire cette série.

7.2.4) Série des cônes de Puyo

L'évolution de la série des cônes de Puyo, qui renferme seulement des laves aux caractéristiques proches de celles des magmas primaires, se fait de manière quasi identique à celle des liquides expérimentaux à 2 et 2,5 GPa, excepté pour TiO_2 et Na_2O . Comme le modèle géochimique l'avait déjà suggéré, l'évolution de la série des cônes de Puyo peut effectivement s'expliquer par une augmentation du taux de fusion partielle. Toutefois, une différence importante entre le modèle et les expériences doit être soulignée. D'après le modèle géochimique, PUY9E fait partie des échantillons produits par les plus faibles degrés de fusion partielle, en présence d'un peu de phlogopite résiduelle. Or sur les figures 7.2 et 7.3, cet échantillon est presque toujours situé vers les expériences présentant les plus forts degrés de fusion ($\geq 10\%$), le seul oxyde à faire exception étant Al_2O_3 . Suivant cette observation, il semble que l'évolution de la série des cônes de Puyo, dominée par l'augmentation du degré de fusion partielle, se fasse dans le sens opposé à celui proposé par le modèle. En effet, d'après les expériences MAd5, les échantillons issus des plus faibles degrés de fusion partielle sont les plus riches en K_2O (e.g. PUY20A et PUY28A ; Fig. 7.2 et 7.3). Lors de la modélisation géochimique, les faibles teneurs en K_2O de certains échantillons comme PUY9E ont été expliquées par la présence de phlogopite ($K_D^{\text{phl/liq}} > 1$) dans le résidu, en accord avec de faibles degrés de fusion.

La présence de phlogopite résiduelle, proposée par le modèle géochimique, permet seulement d'affiner l'ajustement pour les LILE et le K et de rendre compte des faibles teneurs en ces éléments de certains échantillons. Elle n'est cependant pas indispensable pour justifier le comportement des autres éléments en traces ainsi que celui des éléments majeurs. En effet, les bilans de masse réalisés avec un résidu sans phlogopite sont tout à fait satisfaisants (cf. Tableau 5.3). La mise en commun des résultats du modèle et des expériences MAd5 révèle que la présence de phlogopite dans le résidu n'est finalement pas nécessaire et qu'une simple augmentation du degré de fusion partielle permet d'expliquer l'importante variation de la teneur en K_2O (de 4 à 1%) des roches des cônes de Puyo.

La divergence d'interprétation au niveau de l'évolution de la série de Puyo ne remet aucunement en cause les résultats du modèle géochimique, en ce qui concerne la composition de la source, le degré de métasomatose, la nature de l'agent métasomatique et la composition modale du résidu, qui sont des paramètres applicables à n'importe quel échantillon de la série de Puyo. Ainsi, seule la valeur du degré de fusion requise pour produire certains échantillons devrait être modifiée. Il faut toutefois préciser que la gamme de variation du degré de fusion est

restreinte (1-4%). La plupart des teneurs en éléments majeurs des échantillons de Puyo peuvent donc être reproduites par les expériences MAd5, avec toutefois quelques différences au niveau du degré de fusion partielle permettant d'expliquer un échantillon individuellement.

Deux autres échantillons des cônes de Puyo (PUY20A et PUY28A), vraisemblablement engendrés par des degrés de fusion plus faibles que PUY9E, sont donc mis en évidence sur les figures 7.2 et 7.3. PUY28A possède des teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , CaO comparables au liquide MAd5 produit par ~5% de fusion partielle à 2 GPa. Seule la concentration en K_2O de cet échantillon serait plutôt favorable à un degré de fusion < 5%. Etant donné qu'une très légère diminution du degré de fusion partielle (de l'ordre de 1%) permet d'augmenter fortement la teneur en K_2O du liquide, les autres éléments y étant moins sensibles, le désaccord au niveau de la concentration en potassium peut donc être considéré comme mineur.

Quant à l'échantillon PUY20A, il est très proche du liquide formé par un degré de fusion partielle $\leq 3-4\%$, à 2,5 GPa, pour SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MnO , CaO et K_2O . La composition de cet échantillon est donc compatible avec celle des liquides issus des expériences MAd5 à 2,5 GPa, sauf pour Na_2O qui se situe toutefois dans la prolongation de la tendance expérimentale.

D'après les observations effectuées ci-dessus, la série des cônes de Puyo pourrait s'expliquer par la fusion partielle d'une source métasomatisée par 5% de liquide adakitique, pour des degrés de fusion < 10% et pour une pression située entre 2 et 2,5 GPa. Néanmoins, l'évolution des teneurs en TiO_2 et en Na_2O des cônes de Puyo est différente de celle des expériences MAd5. En ce qui concerne le titane, trois hypothèses peuvent être avancées, dans le but d'expliquer les teneurs en TiO_2 plus élevées des cônes de Puyo ($\text{TiO}_2 = 1,54 - 1,96\%$), comparativement aux expériences MAd5 (au maximum 1,13% de TiO_2 à 2 GPa et 1,52% à 2,5 GPa) :

(1) Selon les tendances expérimentales, la teneur en TiO_2 est corrélée de manière positive avec la pression. Les expériences réalisées à 2,5 GPa s'approchent effectivement de la composition des cônes de Puyo. Une augmentation de la profondeur de fusion pourrait rendre compte des teneurs en TiO_2 élevées des cônes de Puyo, mais produirait des Mg# plus faibles que ceux présentés par magmas. Les tendances évolutives des autres éléments ne sont non plus pas en accord avec une profondeur de fusion plus élevée que 2,5 GPa.

(2) Comme le titane se concentre préférentiellement dans le clinopyroxène et dans le spinelle, des variations de leurs proportions dans l'assemblage minéralogique en équilibre avec les magmas de Puyo, comparativement à celui des expériences, pourraient expliquer le désaccord sur ce élément. Cependant, la comparaison entre les fractions modales prédites par le modèle et celles observées dans les expériences montrent une cohérence remarquable.

(3) La troisième hypothèse serait d'imaginer une source mantellique plus riche en TiO_2 pour les cônes de Puyo, comparativement à la péridotite MAd5 (0,16% de TiO_2) et à la source du Pan de Azúcar. Par exemple, la péridotite PHN (*cf.* Tableau 6.17), qui contient 0,25% de TiO_2 , produit des liquides anhydres renfermant jusqu'à 2,23% de TiO_2 à 3 GPa (2,9% de fusion) et jusqu'à 1,9% de TiO_2 à 2 et 2,5 GPa (~6,5% de fusion partielle). Comme des conditions hydratées permettent de produire, à une pression inférieure, des liquides possédant les mêmes teneurs en TiO_2 que les liquides anhydres (*cf.* § 6.5.3), il serait donc possible d'obtenir à 2 et 2,5 GPa, à partir d'une source plus riche en TiO_2 , des liquides montrant des teneurs en cet élément qui s'avéreraient comparables à celles des cônes de Puyo

Le principal désaccord entre les cônes de Puyo et les expériences MAd5 est la teneur en Na_2O , qui est en effet beaucoup plus faible pour la plupart des échantillons de Puyo. Le seul moyen de reproduire les faibles teneurs des cônes de Puyo ($\text{Na}_2\text{O} = 0,47\text{-}2,14\%$) à partir de la source MAd5 (0,52% de Na_2O) serait un degré de fusion partielle supérieur à 15% (2 GPa) ou à 7% (2,5 GPa), ce qui est en désaccord avec tous les autres éléments. Deux hypothèses permettant d'expliquer la divergence entre les expériences et les roches de Puyo peuvent être proposées :

(1) En ce qui concerne le mélange MAd5, plus de la moitié du sodium provient de la péridotite (0,29% de Na_2O dans BRI-5 contre 0,52% dans MAd5) et non pas de l'agent adakitique. La teneur en sodium plutôt élevée de BRI-5 est cependant typique d'une lherzolite fertile. En supposant que le manteau sous l'arrière-arc équatorial soit hétérogène, avec des portions légèrement plus réfractaires que d'autres, il est possible que la portion de péridotite qui a engendré les magmas de Puyo soit plus pauvre en sodium (vers 0,30%), par rapport à la péridotite MAd5 et à la source du Pan de Azúcar. Une source légèrement plus réfractaire expliquerait également les Mg# élevés des cônes de Puyo. Cependant, une telle hypothèse aurait également une influence sur les concentrations des autres éléments, en diminuant notamment les teneurs en Al_2O_3 et en TiO_2 .

(2) D'après le modèle géochimique, la source mantellique des cônes de Puyo peut être métasomatisée par 3-5% de liquide adakitique. Ainsi, lorsque la lherzolite BRI-5, qui contient au départ 0,29% de Na_2O , est métasomatisée par 3% de liquide adakitique, sa teneur en Na_2O après métasomatose est de 0,43% contre 0,53% avec 5% de métasomatose. Cette diminution de la quantité de sodium dans la source mantellique pourrait suffire à expliquer les faibles teneurs en cet élément dans les roches des cônes de Puyo.

8 CONCLUSIONS GENERALES

(1) Réservoirs impliqués dans la genèse des magmas de l'arrière-arc équatorien

Grâce à un modèle basé sur le comportement des éléments majeurs et en traces des laves, ainsi qu'à l'aide d'expériences de fusion partielle en piston-cylindre 1/2", ce travail de thèse a permis de déterminer la contribution relative des différents réservoirs impliqués dans la genèse des magmas de l'arrière-arc équatorien :

- le coin de manteau lherzolitique est le principal réservoir impliqué, à hauteur de 90 à 97% ;
- les metabasaltes de la croûte océanique subductée participent à la formation des magmas de l'arrière-arc, par le biais de 3 à 10% de liquides adakitiques hydratés issus de leur fusion partielle, qui vont métasomatiser le coin de manteau ;
- par leur fusion et/ou déshydratation, les sédiments carbonatés qui forment la couverture superficielle de la plaque plongeante peuvent éventuellement participer de manière mineure à la métasomatose du coin de manteau ;
- la contribution du bouclier guyanais granitique, formant le soubassement des édifices de l'arrière-arc, est négligeable voire nulle.

(2) Métasomatose du coin de manteau

La métasomatose du coin de manteau par un liquide adakitique est en accord avec les nombreux travaux effectués antérieurement sur l'arc volcanique équatorien. Ces liquides silicatés proviennent de la fusion partielle de la croûte océanique subductée, plus précisément des metabasaltes de la jeune et chaude ride de Carnegie portée par la plaque de Nazca. La

participation de la couverture sédimentaire carbonatée de la ride, par fusion et/ou déshydratation, n'est pas exclue, mais l'étude de certains volcans de l'arc frontal équatorien a démontré qu'elle était faible pour ces édifices.

La métasomatose du coin de manteau par des liquides adakitiques riches en eau forme des phases minérales secondaires hydratées (pargasite, phlogopite), mais également des minéraux anhydres (orthopyroxène, grenat) aux dépens de l'olivine. Elle permet également de modifier la composition de la source mantellique, en lui imprimant une signature adakitique (faibles teneurs en HREE et Y ; teneurs élevées en alcalins, en LILE, en LREE et en Sr). Etant donné que les liquides adakitiques possèdent un pouvoir métasomatique plus élevé que celui d'un fluide aqueux, une faible quantité (3-10%) suffit pour enrichir la source mantellique de manière conséquente.

Lors de la genèse des magmas de l'arrière-arc équatorien, la participation de fluides aqueux, libérés par la déshydratation de la plaque plongeante peut être écartée, notamment par les faibles rapports B/Be des magmas. Cette observation est en accord avec la diminution de la contribution des fluides aqueux issus de la plaque plongeante en s'éloignant de la fosse de subduction, mise en évidence en Equateur mais également dans de nombreux autres arcs volcaniques.

(3) *Subduction de la ride de Carnegie*

Ce travail de thèse a clairement démontré que l'influence de la croûte océanique subductée se ressent encore sous l'arrière-arc. Ainsi, des portions de lherzolite adakitisée ont été amenées par la convection mantellique loin du lieu de leur métasomatose. Arrivées au niveau de l'arrière-arc, elles ont partiellement fondues il y a au moins 1,2 Ma (âge d'une lave du Pan de Azúcar). Etant donné que la subduction de la croûte océanique se fait à peu près à la même vitesse que la convection mantellique, il est fort probable que la ride de Carnegie soit présente sous l'arrière-arc depuis au minimum 1,2 Ma. Son entrée dans la zone de subduction est donc bien antérieure à la limite Pléistocène inférieur-Pléistocène moyen.

(4) *Caractère fertile de la source mantellique*

Les magmas de l'arrière-arc équatorien sont issus de la fusion partielle du coin de manteau lherzolitique, préalablement métasomatisé par un liquide adakitique. Malgré le fait qu'au moins deux épisodes de fusion se soient produits plus en avant de l'arc équatorien (sous l'arc frontal et l'arc principal), la source mantellique de l'arrière-arc a conservé un caractère fertile. Ainsi, les épisodes de fusion partielle qui interviennent dans l'arc frontal et principal n'affectent pas la totalité de la péridotite adakitisée, mais seulement certaines portions. Ce processus produit un manteau hétérogène avec des parties plus réfractaires que d'autres. Les portions de péridotite métasomatisée n'ayant pas préalablement fondu sont ensuite entraînées plus en profondeur par les mouvements de convection. Au niveau de l'arrière-arc, la déstabilisation de la phlogopite mantellique va finalement déclencher leur fusion partielle.

(5) Modalités de la genèse des magmas de l'arrière-arc équatorien

En accord avec leur position dans l'arc volcanique, le taux de fusion partielle qui a produit les magmas de l'arrière-arc est faible (en moyenne de 2 à 5%). La fusion se produit dans le domaine de stabilité du grenat en conditions hydratées, *i.e.* entre 2 et 2,5 GPa, voire 3 GPa au maximum (60-90 km de profondeur). La température de fusion est $> 1170^{\circ}\text{C}$, étant donné que le solidus d'une péridotite métasomatisée par 5% de liquide adakitique varie de 1193°C (2 GPa) à 1169°C (2,5 GPa). Le degré de fusion étant faible, la température ne doit pas excéder 1400°C . L'assemblage minéralogique qui est en équilibre avec les liquides de l'arrière-arc comprend principalement de l'olivine et de l'orthopyroxène, mais également du clinopyroxène et du grenat. Il est possible que quelques pourcents de phlogopite soient présents dans le résidu, pour les plus faibles taux de fusion, mais cette hypothèse n'a pas pu être démontrée expérimentalement.

L'extraction de liquides issus de degrés de fusion aussi faibles que ceux proposés pour les magmas de l'arrière-arc peut être discutable. Toutefois, plusieurs travaux expérimentaux ont montré que la ségrégation des liquides dans le manteau supérieur peut se produire pour de très faibles taux de fusion partielle (1-2%), en cas de compaction et de déformation de la matrice péridotitique (*e.g.* McKenzie, 1984 ; Obata et Nagahara, 1987). Le contexte tectonique de l'arrière-arc équatorien, qui est dominé par la transpression liée au processus de subduction, est donc un environnement favorable à l'extraction de faibles fractions de liquide. De plus, étant sous-saturés en silice, les magmas de l'arrière-arc sont par conséquent peu visqueux, ce qui facilite leur extraction de la péridotite.

(6) Implications pour l'étude expérimentale de la genèse des magmas dans les zones de subduction

Ce travail de thèse s'est intéressé à l'étude expérimentale de la genèse des magmas dans les zones de subduction où la participation de liquides silicatés issus de la fusion de la plaque plongeante est manifeste. Ainsi, de faibles degrés de fusion partielle ($< 10\%$) d'une péridotite adakitisée (5%) produisent des liquides sous-saturés en silice, à néphéline normative, qui contiennent entre 2 et 10% d'eau suivant le degré de fusion partielle et la pression considérée. Ces liquides possèdent une composition proche des basaltes alcalins, tout en étant un peu plus riches en MgO et FeO, ainsi que plus pauvres en SiO₂. A cette pression, la fusion partielle est caractérisée par la production de liquide et d'orthopyroxène, qui consomme tous les autres minéraux mantelliques.

Contrairement aux travaux expérimentaux focalisés sur la fusion du manteau sous les rides médio-océaniques, l'étude des zones de subduction nécessite des conditions hydratées, une pression élevée et un faible degré de fusion. La stratégie expérimentale utilisée, à savoir l'extraction du liquide dans des conteneurs en Au₈₀Pd₂₀ aux parois épaisses, couplée à l'analyse en mode balayage de ce dernier, a permis d'obtenir des compositions de liquide exploitables, même si quelques problèmes expérimentaux persistent encore. Cette technique novatrice pourra

donc être utilisée par la suite, dans le cadre d'autres études portant sur la genèse des magmas dans les zones de subduction.

(7) *Evolution des séries magmatiques de l'arrière-arc équatorien*

Les cônes monogéniques de Puyo sont probablement issus d'une éruption fissurale stromboliennne, qui s'est déroulée au cours du Pléistocène moyen. Le modèle géochimique et les expériences de fusion partielle ont montré que l'évolution de la série de Puyo pouvait s'expliquer par une augmentation du taux de fusion partielle, couplée à une légère diminution de la quantité de grenat dans le résidu.

L'activité magmatique du stratovolcan Pan de Azúcar semble en revanche plus complexe. En effet, cet édifice présente au moins deux séries magmatiques caractérisées par un mode de genèse légèrement différent. La divergence des modalités de genèse fait intervenir une augmentation du taux de métasomatose de la source mantellique et/ou une augmentation de la profondeur de fusion entre la première et la deuxième série. Il est ainsi fort possible que la métasomatose du coin de manteau ne se réalise pas de manière homogène sous l'arc volcanique équatorien, certaines portions de péridotite étant plus enrichies que d'autres. Cette hypothèse est confortée par les xénolites mantelliques retrouvés dans de nombreux arcs volcaniques, qui présentent des degrés de métasomatose variables. Il se peut aussi que l'augmentation du processus de métasomatose soit lié à une évolution temporelle du magmatisme plus en avant de l'arc. En ce qui concerne leur évolution, les deux séries du Pan de Azúcar se différencient par cristallisation fractionnée, avec des modifications de la composition modale du cumulat au cours de ce processus.

(8) *Cas particulier des laves de Mera*

D'après le modèle géochimique, la genèse des laves de Mera pourrait s'expliquer de manière comparable à celle évoquée pour les cônes de Puyo et le Pan de Azúcar. Néanmoins, malgré leur appartenance à l'arrière-arc, ces laves présentent quelques différences compositionnelles par rapport aux deux autres édifices. Surtout, les datations ^{40}Ar - ^{39}Ar fournissent un âge de 2-2,8 Ma pour ces formations, bien plus ancien que celui des cônes de Puyo voisins ou du Pan de Azúcar situé plus au nord. Le Pliocène supérieur est en fait caractérisé par une intensification de la subduction de la ride de Carnegie, probablement liée à l'entrée d'une portion plus épaisse dans la fosse de subduction. Il est probable que ce phénomène ait provoqué une augmentation de la production d'adakites au niveau de l'arc frontal et donc des modifications dans les mécanismes régissant la production des magmas équatoriens. Il est ainsi possible que les mécanismes gouvernant la genèse des laves de Mera, formées juste avant ce phénomène, soient un tant soit peu différents de ceux décrits pour les cônes de Puyo et le Pan de Azúcar. En ce qui concerne leur différenciation, elle est gouvernée par un processus de cristallisation fractionnée.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Abe, N., Arai, S., Yurimoto, H., 1998. Geochemical characteristics of the uppermost mantle beneath the Japan island arcs : implications for upper mantle evolution. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 107, 233-248.
- Adam, J., Green, T.H., Sie, S.H., Ryan, C.G., 1997. Trace element partitioning between aqueous fluids, silicate melts and minerals. *European Journal of Mineralogy* 9, 569-584.
- Albarède, F., Provost, A., 1977. Petrological and geochemical mass-balance equations: an algorithm for least-square fitting and general error analysis. *Computers and Geosciences* 3, 309-326.
- Aldrich, L.T., Nier, A.O., 1948. Argon 40 in potassium minerals. *Physics Review* 74, 876-877.
- Andrade, D., 2003. Géochimie du Complexe Volcanique du Pulumahua (Equateur) : fusion partielle d'un manteau métasomaté par des adakites. Master Thesis. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 50 pp.
- Arai, S., Ishimaru, S., Okrugin, V.M., 2003. Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge of the Kamchatka arc : Implication for the metasomatic agent. *The Island Arc* 12, 233-246.
- Arculus, R.J., 1994. Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos* 33, 189-208.
- Arculus, R.J., Lapierre, H., Jaillard, E., 1999. Geochemical window into subduction and accretion processes : Raspas metamorphic complex, Ecuador. *Geology* 27, 547-550.
- Asimov, P.D., Dixon, L.E., Langmuir, C.H., 2004. A hydrous melting and fractionation model for mid-ocean ridge basalts : Application to the Mid-Atlantic Ridge near the Azores. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5.
- Aspden, J.A., Fortey, N., Litherland, M., Viteri, F., Harrison, S.M., 1992a. Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes : Possible remnants of the breakup of western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 6, 123-132.
- Aspden, J.A., Harrison, S.H., Rundle, C.C., 1992b. New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 6, 77-96.
- Aspden, J.A., Litherland, M., 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics* 205, 187-204.
- Audétat, A., Keppler, H., 2005. Solubility of rutile in subduction zone fluids, as determined by experiments in the hydrothermal diamond anvil cell. *Earth and Planetary Science Letters* 232, 393-402.
- Ayers, J.C., Watson, E.B., 1993. Rutile solubility and mobility in supercritical aqueous fluids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114, 321-330.
- Ayers, J.C., Eggler, D.H., 1995. Partitioning of elements between silicate melt and H₂O-NaCl fluids at 1.5 and 2.0 GPa pressure : Implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 4237-4246.
- Ayers, J.C., Dittmer, S.K., Layne, G.D., 1997. Partitioning of elements between peridotite and H₂O at 2.0-3.0 GPa and 900-1100°C, and application to models of subduction zone processes. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 381-398.
- Ayers, J.C., 1998. Trace element modeling of aqueous fluid - peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, 390-404.

B

- Baby, P., Rivadeneira, M., Christophoul, F., Barragan, R., 1999. Style and timing of deformation in the Oriente basin of Ecuador. 4th International Symposium on Andean Geodynamics. Goettingen (Allemagne), 68-71.
- Bailey, D.K., 1982. Mantle metasomatism - continuing chemical change within the Earth. *Nature* 296, 525-530.
- Baker, M.B., Hirschmann, M.M., Ghiorso, M.S., Stolper, E.M., 1995. Composition of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations. *Nature* 375, 308-311.
- Baker, M.B., Stolper, E.M., 1994. Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 2811-2827.

- Banfield, J.F., Veblen, D.R., Jones, B.F., 1990. Transmission electron microscopy of subsolidus oxidation and weathering of olivine. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106, 110-123.
- Banfield, J.F., Jones, B.F., Veblen, D.R., 1991. An AEM-TEM study of weathering and diagenesis, Abert Lake, Oregon: I. Weathering reactions in the volcanics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2781-2793.
- Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4, 686-692.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J.M., Santacroce, R., 1988. Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine* 125, 1-14.
- Barragán, R., Geist, D., Hall, M.L., Larson, P., Kurz, M., 1998. Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 154, 153-166.
- Barragán, R., Baby, P., 1999. A cretaceous hot spot in the Ecuadorian Oriente Basin : geochemical, geochronological, and tectonic indicators. 4th International Symposium on Andean Geodynamics. Göttingen (Allemagne), 77-80.
- Barragán, R., Baby, P., 2002. Volcanogenic evidences of the north andean tectonic segmentation : volcanoes Sumaco and el Reventador, Ecuadorian Subandean zone. 5th International Symposium on Andean Geodynamics. Toulouse, France, 73-76.
- Barragán, R., Baby, P., 2004. Evolución magmática actual de la zona subandina : volcanes el Reventador y Sumaco, modelos geodinámicos preliminares, La Cuenca Oriente : geología y petróleo, 183-201.
- Barragán, R., Baby, P., Duncan, R., 2005. Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin : Geochemical, geochronological and tectonic evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 670-690.
- Bau, M., Knittel, U., 1993. Significance of slab-derived partial melts and aqueous fluids for the genesis of tholeiitic and calc-alkaline island-arc basalts : Evidence from Mt. Arayat, Philippines. *Chemical Geology* 105, 233-251.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E., Eissen, J.-P., 2001. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador : The Quimsacocha volcanic center. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 561-570.
- Bès de Berc, S., Soula, J.-C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F., Rosero, J., 2005. Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top-foredeep transition : Example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 399, 351-380.
- Boettcher, A.L., Windom, K.E., Bohlen, S.R., Luth, R.W., 1981. Low-friction, anhydrous, low- to high-temperature furnace sample assembly for piston-cylinder apparatus. *Review of Scientific Instruments* 52, 1903-1904.
- Bourdon, E., 1999. Conséquences pétrogénétiques de la subduction d'une ride aiséismique : l'exemple du volcanisme de la marge équatorienne. Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest. 178 pp.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C., Cotten, J., 2002a. Slab melting and slab melt metasomatism in the Northern Andean Volcanic Zone : adakites and high-Mg andesites from Pichincha volcano (Ecuador). *Bulletin de la Société Géologique de France* 173, 195-206.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotten, J., Hall, M.L., 2002b. Adakite-like lavas from Antisana Volcano (Ecuador) : Evidence for slab melt metasomatism beneath Andean Northern Volcanic Zone. *Journal of Petrology* 43, 199-217.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M.L., Cotten, J., 2003a. Magmatic response to early aseismic ridge subduction : the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters* 205, 123-138.
- Bourdon, E., Samaniego, P., Monzier, M., Robin, C., Eissen, J.-P., Martin, H., 2003b. Dubious case for slab melting in the Northern Volcanic Zone of the Andes : a comment. *Geology*, published on line doi : 10.1130/0091-7613(2003)31<e46:DCFSMI>2.0.CO;2.
- Bourdon, E., Kalt, A., Tonarini, S., Eissen, J.-P., Cotten, J., soumis. B isotope and elemental behaviour in the Northern Volcanic Zone of the Andes : Insights on source processes.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Beate, B., Hidalgo, S., Fornari, M., Cotten, J., soumis. The shoshonitic lavas of Sumaco volcano (Ecuador) : deep and shallow petrologic processes in the Northern Andean Volcanic Zone.
- Bourgeois, J., Martin, H., Lagabrielle, Y., LeMoigne, J., Jara, J.F., 1996. Subduction erosion related to spreading-ridge subduction : Taitao peninsula (Chile margin triple junction area). *Geology* 24, 723-726.
- Boyd, F.R., England, J.L., 1960. Apparatus for phase-equilibrium measurements at pressures up to 50 kilobars and temperatures up to 1750°C. *Journal of Geophysical Research* 65, 741-748.
- Brandon, A.D., Draper, D.S., 1996. Constraints on the origin of the oxidation state of mantle overlying subduction zones : An example from Simcoe, Washington, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1739-1739.

- Braun, J.J., Pagel, M., Muller, J.P., Michard, A., Guillet, B., 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 781-795.
- Braun, J.J., Pagel, M., Herbillon, A., Rosin, C., 1993. Mobilization and redistribution of REEs and Thorium in a syenitic lateritic profile—a mass balance study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 4419-4434.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Phinney, D.L., Ryerson, F.J., 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th : implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 128, 327-339.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Phinney, D.L., 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa : Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3331-3350.
- Brenan, J.M., Ryerson, F.J., Shaw, H.F., 1998. The role of aqueous fluids in the slab-to-mantle transfer of boron, beryllium, and lithium during subduction: Experiments and models. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 3337-3347.
- Bryant, J.A., Yogodzinski, G.M., Hall, M.L., Lewicki, J.L., Bailey, D.G., 2006. Geochemical constraints on the origin of volcanics rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Journal of Petrology* 47, 1147-1175.
- Bureau, H., Keppler, H., 1999. Complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids in the upper mantle : experimental evidence and geochemical implications. *Earth and Planetary Science Letters* 165, 1878-196.

C

- Calmus, T., Aguilon-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites («bajaites») from Baja California, Mexico : the role of slab melts. *Lithos* 66, 77-105.
- Cantalamesa, G., Celma, C.D., 2004. Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabi, Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences* 16, 633-648.
- Carpentier, M., Chauvel, C., Matielli, N., 2006. Sedimentary input flux in the Lesser Antilles arc system. *European Geosciences Union*. Vienne.
- Carroll, M.R., Wyllie, P.J., 1989. Experimental phase relations in the system tonalite-peridotite-H₂O at 15 kb : Implications for assimilation and differentiation processes near the crust-mantle boundary. *Journal of Petrology* 30, 1351-1382.
- Cawthorn, R.G., Ford, C.E., Biggar, G.M., Bravo, M.S., 1973. Determination of the liquid composition in experimental samples: Discrepancies between microprobe analysis and other methods. *Earth and Planetary Science Letters* 21, 1-5.
- Chan, L.H., Leeman, W.P., You, C.-F., 1999. Lithium isotopic composition of Central American Volcanic Arc lavas : implications for modification of subarc mantle by slab-derived fluids. *Chemical Geology* 160, 255-280.
- Chemin, S., 2004. Le volcan Quaternaire Almas Santas (Cordillère Occidentale, Equateur) : Etude volcanologique, minéralogique et géochimique. Master Thesis. Université de Lausanne, Lausanne. 93 pp.
- Cherniak, D.J., 2001. Pb diffusion in Cr diopside, augite, and enstatite, and consideration of the dependence of cation diffusion in pyroxene on oxygen fugacity. *Chemical Geology* 177, 381-397.
- Chesworth, W., Dejou, J., Larroque, P., Rodeja, E.G., 2004. Alteration of olivine in a basalt from central France. *Catena* 56, 21-30.
- Christophoul, F., Baby, P., Davila, C., 1999. Discrimination of eustatic and tectonic influences in the Ecuadorian Oriente Basin from Aptian to Oligocene times. 4th International Symposium on Andean Geodynamics. Göttingen (Allemagne), 168-171.
- Christophoul, F., Baby, P., Soula, J.-C., Rosero, M., Burgos, J., 2002a. Les ensembles fluviatiles néogènes du bassin subandin d'Equateur et implications dynamiques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences* 334, 1029-1037.
- Christophoul, F., P.Baby, Davila, C., 2002b. Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin : the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics* 345, 281-298.
- Cluzel, N., 2007. Simulation expérimentale de l'ascension et de la vésiculation des magmas rhyolitiques : Application à la cinétique de nucléation des bulles et implications volcanologiques. Thèse de doctorat. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 259 pp.

- Colony, R.J., Sinclair, J.H., 1928. The lavas of the volcano Sumaco, eastern Ecuador, South America. *American Journal of Science* Fifth Series XVI, 299-312.
- Cosma, L., Lapiere, H., Jaillard, E., Laubacher, G., Bosch, D., Desmet, A., Mamberti, M., Gabriele, P., 1998. Pétrographie et géochimie des unités magmatiques de la Cordillère occidentale d'Equateur (0°30'S) : implications tectoniques. *Bulletin de la Société Géologique de France* 169, 739-751.
- Cotten, J., Dez, A.L., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and Yttrium enrichments in subaerial exposed basalts : Evidence from french Polynesia. *Chemical Geology* 119, 115-138.

D

- Daly, M.C., 1989. Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics* 8, 769-790.
- Das, A., Krishnaswami, S., 2007. Elemental geochemistry of river sediments from the Deccan Traps, India : Implications to sources of elements and their mobility during basalt-water interaction. *Chemical Geology* 242, 232-254.
- Davidson, J.P., McMillan, N.J., Moorbath, S., Worner, G., Harmon, R.S., Lopez-Escobar, L., 1990. The nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105, 412-432.
- Davies, J.H., Stevenson, D.J., 1992. Physical model of source region of subduction zone volcanics. *Journal of Geophysical Research* 97, 2037-2070.
- Dawson, J.B., 1982. Contrasting types of mantle metasomatism. *Terra cognita* 2, 232-233.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1969. An introduction to the rock-forming minerals. John Wiley et Sons, London and Harlow, 528 pp.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Angus, D.F., Stein, C., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International* 101, 425-478.
- Díaz, M., P.Baby, Rivadeneira, M., Christophoul, F., 2004. El pre-Aptense en la Cuenca Oriente Ecuatoriana, La Cuenca Oriente : geología y petróleo. *Institut Français d'Etudes Andines*, 23-44.
- Domanik, K.J., Holloway, J.R., 1996. The stability and composition of phengitic muscovite and associated phases from 5.5 to 11 GPa : Implications for deeply subducted sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 4133-4150.
- Dumont, J.F., Santana, E., Vilema, W., Pedoja, K., Ordóñez, M., Cruz, M., Jiménez, N., Zambrano, I., 2005. Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puná and Santa Clara Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America). *Tectonophysics* 399, 331-350.

E

- Eggler, D.H., 1987. Solubility of major and trace elements in mantle metasomatic fluids : experimental constraints. *Journal of Petrology* 28, 101-116.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., Egues, A., 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259, 101-116.
- El Arabi, A., 1990. Les ordanchites (trachyandésites à haüyne) des stratovolcans auvergnats : Cantal, Cézallier et Monts-Dore (Massif Central, France). Etudes pétrographique, minéralogique et géochimique: comparaison avec d'autres laves intermédiaires à haüyne des séries volcaniques intraplaques océaniques et continentales. Thèse de Doctorat. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France. 248 pp.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research* 102, 14991-15019.
- Ertan, I.E., Leeman, W.P., 1996. Metasomatism of Cascades subarc mantle : evidence from a rare phlogopite orthopyroxenite xenolith. *Geology* 24, 451-454.
- Esperança, S., Holloway, J.R., 1987. On the origin of some mica lamprophyres : experimental evidence from a mafic minette. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 207-216.

F

- Falloon, T.J., Green, D.H., Hatton, C.J., Harris, K.L., 1988. Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis. *Journal of Petrology* 29, 1257-1282.

- Falloon, T.J., Green, D.H., Danyushevsky, L.V., Faul, U.H., 1999. Peridotite melting at 1.0 and 1.5 GPa : An experimental evaluation of techniques using diamond aggregates and mineral mixes for determination of near-solidus melts. *Journal of Petrology* 40, 1343-1375.
- Falloon, T.J., Danyushevsky, L.V., 2000. Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H₂O-undersaturated conditions : Implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting. *Journal of Petrology* 41, 257-283.
- Falloon, T.J., Danyushevsky, L.V., Green, D.H., 2001. Peridotite melting at 1 GPa : Reversal experiments on partial melt compositions produced by peridotite-basalt sandwich experiments. *Journal of Petrology* 42, 2363-2390.
- Feininger, T., Bristow, C.R., 1980. Cretaceous and Paleogene history of coastal Ecuador. *Geologisches Rundschau* 69, 849-874.
- Feininger, T., Seguin, M.K., 1983. Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology* 11, 40-44.
- Foley, S.F., Jackson, S.E., Fryer, B.J., Greenough, J.D., Jenner, G.A., 1996. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 629-638.
- Foley, S.F., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 933-938.
- Fornieris, J.F., Holloway, J.R., 2003. Phase equilibria in subducting basaltic crust : implications for H₂O release from the slab. *Earth and Planetary Science Letters* 214, 187-201.
- Freymueller, J.T., Kellogg, J.N., Vega, V., 1993. Plate motions in the North Andean Region. *Journal of Geophysical Research* 98, 21853-21863.
- Frost, B.R., Lindsley, D.H., 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz : Part II Application. *American Mineralogist* 77, 1004-1020.
- Fujii, T., Scarfe, C.M., 1985. Composition of liquids coexisting with spinel lherzolite at 10 kbar and the genesis of MORBs. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 90, doi : 10.1007/BF00373037.

G

- Gaetani, G.A., Grove, T.L., 1998. The influence of water on melting of mantle peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 131, 323-346.
- Gailler, A., Charvis, P., Flueh, E.R., 2007. Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles. *Earth and Planetary Science Letters* 260, 444-464.
- Garcia, M.O., Jacobson, S.S., 1979. Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 319-327.
- Garrison, J., Davidson, J.P., 2003. Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. *Geology* 31, 565-568.
- Goossens, P.J., Rose, W.I., 1973. Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. *Geological Society of America Bulletin* 84, 1043-1052.
- Govindaraju, K., Roelandts, L., 1993. Second report (1993) on the first three GIT-IWG rock reference samples : Anorthosite from Greenland, AN-G ; Basalte d'Essey-la-Côte, BE-N ; Granite de Beauvoir, MA-N. *Geostandards Newsletter* 17, 227-294.
- Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collot, J.-Y., Bethoux, N., 2004. Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval. *Geophysical Research Letters* 31, doi:10.1029/2003GL018803.
- Green, D.H., 1973. Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 37-53.
- Green, D.H., Edgar, A.D., Beasley, P., Kiss, E., Ware, N.G., 1974. Upper mantle source for some hawaiites, mugearites and benmoreites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 48, 33-43.
- Grégoire, M., McInnes, B.I.A., O'Reilly, S.Y., 2001. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: Part 2. Trace element characteristics of slab-derived fluids. *Lithos* 59, 91-108.
- Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S.W., Medard, E., 2006. The influence of H₂O on mantle wedge melting. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 74-89.
- Guillier, B., Chatelain, J.-L., Jaillard, E., Yepes, H., Poupinet, G., Fels, J.-F., 2001. Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America). *Geophysical Research Letters* 28, 3749-3752.

- Guo, J., Green, T.H., 1990. Experimental study of barium partitioning between phlogopite and silicate liquid at upper-mantle pressure and temperature. *Lithos* 24, 83-95.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J.-Y., 1999a. Tectonic segmentation of the North Andean margin : impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 255-270.
- Gutscher, M.-A., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Eissen, J.-P., Maury, R.C., 1999b. The « lost Inca Plateau » : cause of flat subduction beneath Peru? *Earth and Planetary Science Letters* 171, 335-341.
- Gutscher, M.-A., Maury, R.C., Eissen, J.-P., Bourdon, E., 2000a. Can slab melting be caused by flat subduction ? *Geology* 28, 535-538.
- Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, E.R., 2000b. Geodynamics of flat subduction : Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* 19, 814-833.

H

- Hall, L.J., Brodie, J., Wood, B.J., Carroll, M.R., 2004. Iron and water losses from hydrous basalts contained in Au₈₀Pd₂₀ capsules at high pressure and temperature. *Mineralogical Magazine* 68, 75-81.
- Hall, M.L., Wood, C.A., 1985. Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology* 13, 203-207.
- Hall, M.L., Beate, B., 1991. El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. *El Paisaje Volcanico de la Sierra Ecuatoriana* 5-13.
- Hall, M.L., Robin, C., Beate, B., Mothes, P., Monzier, M., 1999. Tungurahua Volcano, Ecuador : structure, eruptive history and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 1-21.
- Halliday, A.N., Lee, D.-C., Tommasini, S., Davies, G.R., Paslick, C.R., Fitton, J.G., James, D.E., 1995. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the suboceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 133, 379-395.
- Hammersley, L., DePaolo, D.J., 2002. Oxygen isotope evidence for the role of crustal contamination in the evolution of the Chalupas Caldera System, Northern Andes, Ecuador. *Eos Transactions AGU* 83, 47.
- Harpp, K.S., Wanless, V.D., Otto, R.H., Hoernle, K., Werner, R., 2005. The Cocos and Carnegie aseismic ridges : a trace element record of long-term plume-spreading center interaction. *Journal of Petrology* 46, 109-133.
- Hesse, M., Grove, T.L., 2003. Absarokites from the western Mexican Volcanic Belt : constraints on mantle wedge conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, 10-27.
- Hey, R., 1977. Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geological Society of America Bulletin* 88, 1404-1420.
- Hidalgo, S., 2002. Géochimie du Complexe Volcanique des Iliniza : pétrogenèse de séries à affinité adakitique de l'arc équatorial. Master Thesis. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 50 pp.
- Hidalgo, S., 2006. Les interactions entre magmas calco-alcalins « classiques » et adakitiques : Exemple du Complexe Volcanique Atacazo-Ninahuilca (Equateur). Thèse de Doctorat. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 333 pp.
- Hidalgo, S., Monzier, M., Martin, H., Chazot, G., Eissen, J.-P., Cotten, J., 2007. Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front : Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, 366-392.
- Hirose, K., Kawamoto, T., 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa : the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 133, 463-473.
- Hirose, K., Kushiro, I., 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures : determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth and Planetary Science Letters* 114, 477-489.
- Hirschmann, M.M., Stolper, E.M., 1996. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the « garnet signature » in MORB. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 124, 185-208.
- Hoffer, G., 2004. Caractéristiques pétro-géochimiques et origine des laves de l'Orient équatorial : exemple des cônes de Puyo, des laves de Mera et du Pan de Azúcar. Master Thesis. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 50 pp.
- Hoffer, G., Eissen, J.-P., Beate, B., Bourdon, E., Fornari, M., Cotten, J., accepté pour publication. Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador (Northern Volcanic Zone of the Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Holloway, J.R., Wood, B.J., 1989. *Simulating the Earth : experimental geochemistry*. Unwin Hyman, Boston (USA).

- Hörmann, P.K., Pichler, H., 1982. Geochemistry, petrology and origin of the Cenozoic volcanic rocks of the Northern Andes in Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 12, 259-282.
- Hughes, R.A., Pilatasig, L.F., 2002. Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics* 345, 29-48.

I

- Ionov, D.A., Hofmann, A.W., 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters* 131, 341-356.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
- Ishikawa, T., Tera, F., 1997. Source, composition and distribution of the fluid in the Kurile mantle wedge : Constraints from across-arc variations of B/Nb and B isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 152, 123-138.
- Ishimaru, S., Arai, S., Ishida, Y., Shirasaka, M., Okrugin, V.M., 2007. Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha Volcano, Southern Kamchatka. *Journal of Petrology* 48, 395-433.

J

- Jaques, A.L., Green, D.H., 1979. Determination of liquid compositions in high-pressure melting of peridotite. *American Mineralogist* 64, 1312-1321.
- Jaillard, E., Benítez, S., Mascle, G.H., 1997. Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 168, 403-418.
- Jaillard, E., Ordonez, M., Suárez, J., Toro, J., Izad, D., Lugo, W., 2004. Stratigraphy of the late Cretaceous-Paleogene deposits of the Cordillera Occidental of central Ecuador: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 17, 49-58.
- Johnson, K.T.M., Kushiro, I., 1992. Segregation of high pressure partial melts from peridotite using aggregates of diamond : A new experimental approach. *Geophysical Research Letters* 19, 1703-1706.
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837-841.
- Johnston, A.D., Wyllie, P.J., 1989. The system tonalite-peridotite-H₂O at 30 kbar, with applications to hybridization in subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 102, 257-264.

K

- Kawamoto, T., Hirose, K., 1994. Au-Pd sample containers for melting experiments on iron and water bearing systems. *European Journal of Mineralogy* 6, 381-385.
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4, 117-132.
- Kelemen, P.B., Kinzler, R.J., Johnson, K.T.M., Irving, A.J., 1990. High Field Strength Element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature* 345, 521-524.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust : partitioning of K, Nb, La and Ce during melt / rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 120, 111-134.
- Kellogg, J.N., Vega, V., 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes : constraints from Global Positioning System, geodetic studies and gravity. *Geological Society of America Special Paper* 295, 75-90.
- Kepezhinskas, P., Defant, M.J., Drummond, M.S., 1995. Na-metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction : evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *Journal of Petrology* 36, 1505-1527.
- Kepezhinskas, P., Defant, M.J., Drummond, M.S., 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1217-1229.
- Keppler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature* 380, 237-240.
- Kerr, A.C., Aspden, J.A., Tarney, J., Pilatasig, L.F., 2002. The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society, London* 159, 577-594.

- Kessel, R., Schmidt, M.W., Ulmer, P., Pettke, T., 2005a. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth. *Nature* 437, 724-727.
- Kessel, R., Ulmer, P., Pettke, T., Schmidt, M.W., Thompson, A.B., 2005b. The water-basalt system at 4 to 6 GPa : Phase relations and second critical end-point in a K-free eclogite at 700 to 1400 °C. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 873-892.
- Kilian, R., Hegner, E., Fortier, S., Satir, M., 1995. Magma evolution within the accretionary mafic basement of Quaternary Chimborazo and associated volcanoes (Western Ecuador). *Revista Geológica de Chile* 22, 203-218.
- Kilian, R., Stern, C.R., 2002. Constraints on the interaction between slab melts and the mantle wedge from adakitic glass in peridotite xenoliths. *European Journal of Mineralogy* 14, 25-36.
- Kuno, H., 1968. The Poldervaart treatise on Rocks of Basaltic Composition. In : H. Hess and A. Poldervaart (Editors), *Differentiation of basaltic magmas*. Interscience Publisher, pp. 623-688.
- Kushiro, I., Syono, Y., Akimoto, S., 1967. Stability of phlogopite at high pressures and possible presence of phlogopite in the Earth's upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 3, 197-203.
- Kushiro, I., 1972. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *Journal of Petrology* 13, 311-334.
- Kushiro, I., 1974. Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma : an approach from synthetic systems. *Earth and Planetary Science Letters* 22, 294-299.
- Kushiro, I., 1990. Partial melting of mantle wedge and evolution of island arc crust. *Journal of Geophysical Research* 95, 15929-15939.
- Kushiro, I., 1996. Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures : an experimental study using aggregates of diamond. In: A.H. Basu, S.R. (Editor), *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. American Geophysical Union, Washington DC, 109-122 pp. .

L

- Laporte, D., Toplis, M.J., Seyler, M., Devidal, J.-L., 2004. A new experimental technique for extracting liquids from peridotite at very low degrees of melting : application to partial melting of depleted peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146, 463-484.
- Lavenu, A., Winter, T., Dávila, F., 1995. A Pliocene-Quaternary compressional basin in the Interandean Depression, Central Ecuador. *Geophysical Journal International* 121, 279-300.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, R.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., Svhumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles : report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and minerals names. *American Mineralogist* 82, 1019-1037.
- Lebras, M., Mégard, F., Dupuy, C., Dostal, J., 1987. Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geological Society of America Bulletin* 99, 569-578.
- Leshner, C.E., Walker, D., 1988. Cumulate maturation and melt migration in a temperature gradient. *Journal of Geophysical Research* 93, 10295-10311.
- Le Voyer, M., 2006. La zone de subduction équatorienne, approche par les inclusions magmatiques et les isotopes du Bore. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 49 pp.
- Litherland, M., Egüez, A., Zamora, A., 1993. Mapa geológico del Ecuador, escala 1:1000000, Cogidem. BGS. Quito.
- Liu, J., Bohlen, S.R., Ernst, W.G., 1996. Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 143, 167-171.
- Lonsdale, P., Klitgord, K.D., 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geological Society of America Bulletin* 89, 981-999.
- Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics* 404, 237-264.

M

- Ma, J.-L., Wei, G.-J., Xu, Y.-G.-., Long, W.-G., Sun, W.-D., 2007. Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 3223-3237.

- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirlwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting : High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 581-593.
- Mamberti, M., Lapiere, H., Bosch, D., Jaillard, E., Ethien, R., Hernandez, J., Polvé, M., 2003. Accreted fragments of the late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador. *Lithos* 66, 173-199.
- Manning, C.E., 2004. The chemistry of subduction-zone fluids. *Earth and Planetary Science Letters* 223, 1-16.
- Martin, H., 1987. Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *Revista Brasileira de Geociências* 17, 360-365.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas : modern analogues of Archean granitoids. *Lithos* 46, 411-429.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoids: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1-24.
- Maury, R.C., Defant, M.J., Joron, J.-L., 1992. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. *Nature* 360, 661-663.
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H., Defant, M.J., 1996. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes : l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bulletin de la Société Géologique de France* 167, 579-595.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 102, 358-374.
- McDade, P., Wood, B.J., Westrenen, W.V., Brooker, R., Gudmundsson, G., Soulard, H., Najorka, J., Blundy, J., 2002. Pressure corrections for a selection of piston-cylinder cell assemblies. *Mineralogical Magazine* 66, 1021-1028.
- McDonough, W.F., 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 101, 1-18.
- McInnes, B.I.A., Grégoire, M., Binns, R.A., Herzig, P.M., Hannington, M.D., 2001. Hydrous metasomatism of the New Ireland Arc mantle xenoliths : Part 1. Petrology and geochemistry of fluid-metasomatised peridotites. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 169-183.
- McKenzie, D., 1984. The generation and compaction of partially molten rock. *Journal of Petrology* 25, 713-765
- Médard, E., 2004. Genèse des magmas riches en calcium dans les zones de subduction et sous les rides médio-océaniques : approche expérimentale. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 242 pp.
- Médard, E., Schmidt, M.W., Schiano, P., Ottolini, L., 2006. Melting of amphibole-bearing wehrlites : an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts. *Journal of Petrology* 47, 481-504.
- Meschede, M., Barckhausen, U., Worm, H.-U., 1998. Extinct spreading on the Cocos Ridge. *Terra Nova* 10, 211-216.
- Mibe, K., Fujii, T., Yasuda, A., 1999. Control of the location of the volcanic front in island arcs by aqueous fluid connectivity in the mantle wedge. *Nature* 401, 259-262.
- Mibe, K., Fujii, T., Yasuda, A., 2002. Composition of aqueous fluid coexisting with mantle minerals at high pressure and its bearing on the differentiation of the Earth's mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 2273-2285.
- Michaud, F., Chabert, A., Collot, J.-Y., Sallares, V., Flueh, E.R., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M.-A., Bialas, J., 2005. Fields of multi-kilometer scale sub-circular depressions in the Carnegie Ridge sedimentary blanket: Effect of underwater carbonate dissolution ? *Marine Geology* 216, 205-219.
- Mirwald, P.W., Kennedy, G.C., 1979. The melting curve of gold, silver, and copper to 60-kbar pressure : A reinvestigation. *Journal of Geophysical Research* 84, 6750-6756.
- Monzier, M., Robin, C., Eissen, J.-P., Cotten, J., 1997a. Geochemistry vs. seismo-tectonics along the volcanic New Hebrides Central Chain (Southwest Pacific). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 78, 1-29.
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L., Cotten, J., Mothes, P., Eissen, J.-P., Samaniego, P., 1997b. Les adakites d'Equateur : modèle préliminaire. *Comptes rendus de l'Académie des sciences* 324, 545-552.
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L., Samaniego, P., 1999a. Geochemistry and tectonics at the southern termination of the Northern Volcanic Zone (Riobamba volcanoes, Ecuador) : preliminary results. *ISAG 4. Göttingen (Allemagne)*, 516-518.
- Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Hall, M.L., Cotten, J., Mothes, P., Arnaud, N., 1999b. Sangay volcano, Ecuador : structural development, present activity and petrology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 90, 49-79.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73, 1123-1133.

- Morris, J.D., Leeman, W.P., Tera, F., 1990. The subducted component in island arc lavas : constraints from Be isotopes and B-Be systematics. *Nature* 344, 31-36.
- Morris, P.A., 1995. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. *Geology* 23, 395-398.
- Mortimer, C., Huacho, J., 1980. Puyo, Mapa Geologica Del Ecuador. H. CT-OIV-C. Quito, Ecuador.
- Mourtada-Bonnefoi, C.C., Laporte, D., 2002. Homogeneous bubble nucleation in rhyolitic magmas : An experimental study of the effect of H₂O and CO₂. *Journal of Geophysical Research* 107, 1-21.
- Münker, C., Wörner, G., Yogodzinski, G., Churikova, T., 2004. Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 275-293.
- Mysen, B.O., Boettcher, A.L., 1975a. Melting of a hydrous mantle : I. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide and hydrogen. *Journal of Petrology* 16, 520-548.
- Mysen, B.O., Boettcher, A.L., 1975b. Melting of a hydrous mantle : II. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen, and carbon dioxide. *Journal of Petrology* 16, 549-593.

N

- Navon, O., Hutcheon, I.D., Rossman, G.R., Wasserburg, G.J., 1988. Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions. *Nature* 335, 784-789.
- Neal, C.R., 1988. The origin and composition of metasomatic fluids and amphiboles beneath Malaita, Salomon Islands. *Journal of Petrology* 29, 149-179.
- Nesbitt, H.W., Wilson, R.E., 1992. Recent chemical weathering of basalts. *American Journal of Science* 292, 740-777.
- Nicholls, I.A., Ringwood, A.E., 1972. Production of silica-saturated tholeiitic magmas in island arcs. *Earth and Planetary Science Letters* 17, 243-246.
- Nicholls, I.A., Ringwood, A.E., 1973. Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island-arc environment. *Journal of Geology* 81, 285-300.
- Niida, K., Green, D.H., 1999. Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 18-40.
- Nomade, S., Renne, P.R., Vogel, N., Deino, A.L., Sharp, W.D., Becker, T.A., Jaouni, A.R., Mundil, R., 2005. Alder Creek sanidine (ACs-2) : A Quaternary ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating standard tied to the Cobb Mountain geomagnetic event. *Chemical Geology* 218, 315-338.

O

- Obata, M., Nagahara, N., 1987. Layering of alpine-type peridotite and the segregation of partial melt in the upper mantle. *Journal of Geophysical Research* 92, 3467-3474.
- Oviedo, S., 2001. Le volcan Quimsacocha (Equateur) : Géochimie et pétrogenèse d'une série adakitique en relation avec une subduction plate. Master Thesis. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 48 pp.

P

- Patiño Douce, A.E., Beard, J.S., 1994. H₂O loss from hydrous melts during fluid-absent piston-cylinder experiments. *American Mineralogist* 79, 585-588.
- Pawley, A.R., Holloway, J.R., 1993. Water source for subduction zone volcanism: New experimental constraints. *Science* 260, 664-667.
- Peacock, S.M., 1990. Fluid processes in subduction zones. *Science* 248, 329-337.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 121, 227-244.
- Peccerillo, P., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.
- Pedoja, K., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J.-Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V., Labrousse, B., 2006a. Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 22, 1-21.

- Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., Labrousse, B., 2006b. Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology* 228, 73-91.
- Pennington, W.D., 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research* 86, 10753-10770.
- Perfit, M.R., Gust, D.A., Bence, A.E., Arculus, R.J., Taylor, S.R., 1980. Chemical characteristics of island-arc basalts : implications for mantle sources. *Chemical Geology* 30, 227-256.
- Petford, N., Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust : the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology* 37, 1491-1521.
- Philippot, P., Selverstone, J., 1991. Trace element-rich brines in eclogitic veins: implication for fluid composition and transport during subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106, 417-430.
- Pichavant, M., Mysen, B.O., MacDonald, R., 2002. Source and H₂O content of high-MgO magmas in island arc settings : An experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St. Vincent, Lesser Antilles arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 2193-2209.
- Pickering-Witter, J., Johnston, A.D., 2000. The effects of variable bulk composition on the melting systematics of fertile peridotitic assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 190-211.
- Pin, C., Bassin, C., 1992. Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Analytica Chimica Acta* 269, 249-255.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., Poitrasson, F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta* 298, 209-217.
- Pin, C., Zalduegui, J.F.S., 1997. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography : Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta* 339, 79-89.
- Prévoit, R., Chatelain, J.-L., Guillier, B., Yepes, H., 1996. Tomographie des Andes équatoriennes : évidence d'une continuité des Andes Centrales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 323, 833-840.
- Prouteau, G., 1999. Contribution des produits de fusion de la croûte océanique subduite au magmatisme d'arc : exemples du Sud-Est asiatique et approche expérimentale. Thèse de Doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest. 263 pp.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R.C., 1999. Fluid-present melting of oceanic crust in subduction zones. *Geology* 27, 1111-1114.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R.C., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410, 197-200.
- Prouteau, G., Scaillet, B., 2003. Experimental constraints on the origin of the 1991 Pinatubo dacite. *Journal of Petrology* 44, 2203-2241.
- Prowatke, S., Klemme, S., 2006. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4513-4527.

R

- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar : Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36, 891-931.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research* 51, 1-25.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge : experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology* 160, 335-356.
- Rayleigh, J., 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philos. Mag.* 42, 77-107
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M., Mascle, G.H., 1999. Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador : their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics* 307, 235-254.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.-L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist* 36, 905-912.

- Righter, K., Carmichael, I.S.E., 1996. Phase equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico : biotite-liquid equilibria and P-T estimates for biotite-bearing igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 1-21.
- Robin, C., Hall, M.L., Jimenez, M., Monzier, M., Escobar, P., 1997. Mojanda volcanic complex (Ecuador) : development of two adjacent contemporaneous volcanoes with contrasting eruptive styles and magmatic suites. *Journal of South American Earth Sciences* 10, 345-359.
- Robin, C., Eissen, J.-P., Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Cotten, J., sous presse. From calc-alkaline to adakitic magmas at Late Pleistocene Mojanda-Fuya Fuya Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Petrology*.
- Robinson, J.A.C., Wood, B.J., Blundy, J.D., 1998. The beginning of melting of fertile and depleted peridotite at 1,5 GPa. *Earth and Planetary Science Letters* 155, 97-111.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Hérail, G., 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters* 239, 57-58.
- Roeder, P.L., Emslie, R.F., 1970. Olivine-liquid equilibrium *Contributions to Mineralogy and Petrology* 29, 275-289.
- Rogers, N.W., Setterfield, T.N., 1994. Potassium and incompatible-element enrichment in shoshonitic lavas from the Tavua volcano, Fiji. *Chemical Geology* 118, 43-62.
- Rogers, N., Hawkesworth, C.J., 2000. Composition of magmas. In : H. Sigurdsson (Editor), *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, 115-133.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data. In : L.S.a. Technical (Editor), 352 pp. .
- Ruiz, G.M., Seward, D., Winkler, W., 2004. Detrital thermochronology-a new perspective on hinterland tectonics, an example from the Andean Amazon Basin, Ecuador. *Basin Research* 16, 413-430.
- Ryerson, F.J., Watson, E.B., 1987. Rutile saturation in magmas : implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 86, 225-239.

S

- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M.J., Pubellier, M., 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology* 21, 1007-1010.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M.J., 1996. High Field Strength Element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37, 693-726.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Prouteau, G., Cotten, J., Schiano, P., Bellon, H., Fontaine, L., 2000a. Slab melt as metasomatic agent in island arc magma mantle sources, Negros and Batan (Philippines). *The Island Arc* 9, 472-486.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Pubellier, M., Leterrier, J., Bellon, H., Cotten, J., 2000b. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post collision setting, central Mindanao (Philippines). *Lithos* 54, 173-206.
- Sallarès, V., Charvis, P., 2003. Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 214, 545-559.
- Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E.R., 2002. Wide-angle seismic constraints on the evolution of Galapagos hotspot - Cocos-Nazca spreading center interaction. *ISAG*. Toulouse, 569-571.
- Salters, V.J.M., Shimizu, N., 1988. World-wide occurrence of HFSE-depleted mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2177-2182.
- Samaniego, P., 1997. Interaction entre les magmas adakitiques et calco-alcalins : Géochimie des complexes volcaniques du Cayambe et du Mojanda-Fuya Fuya (Equateur). Master Thesis. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 45 pp.
- Samaniego, P., 2001. Transition entre magmatismes calco-alcalin et adakitique dans le cas d'une subduction impliquant une ride océanique : le volcan Cayambe (Equateur). Thèse de doctorat. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 259 pp.
- Samaniego, P., Martin, H., Robin, C., Monzier, M., 2002. Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geology* 30, 967-970.
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.-P., Cotten, J., 2005. Temporal evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes : The geology and petrology of Cayambe volcanic complex (Ecuador). *Journal of Petrology* 46, 2225-2252.

- Sano, T., Hasenaka, T., Shimaoka, A., Yonezawa, C., Fukuoka, T., 2001. Boron contents of Japan Trench sediments and Iwate basaltic lavas, Northeast Japan arc : estimation of sediment-derived fluid contribution in mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 186, 187-198.
- Sato, K., Katsura, T., Ito, E., 1997. Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 GPa : implication for mantle metasomatism. *Earth and Planetary Science Letters* 146, 511-526.
- Scambelluri, M., Philippot, P., 2001. Deep fluids in subduction zones. *Lithos* 55, 213-227.
- Schiano, P., Clochiatti, R., Shimizu, N., Maury, R.C., Jochum, K.P., Hofmann, A.W., 1995. Hydrous silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationships with erupted arc lavas. *Nature* 377, 595-600.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure : an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304-310.
- Schmidt, M.W., Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters* 163, 361-379.
- Schmidt, K.H., Bottazzi, P., Vannucci, R., Mengel, K., 1999. Trace element partitioning between phlogopite, clinopyroxene and leucite lamproite melt. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 287-299.
- Schmidt, M.W., Vielzeuf, D., Auzanneau, E., 2004a. Melting and dissolution of subducting crust at high pressures : the key role of white mica. *Earth and Planetary Science Letters* 228, 65-84.
- Schmidt, M.W., Green, D.H., Hibberson, W.O., 2004b. Ultra-calcic magmas generated from Ca-depleted mantle : an experimental study on the origin of ankaramites. *Journal of Petrology* 45, 531-554.
- Schneider, M.E., Eggler, D.H., 1986. Fluids in equilibrium with peridotite minerals : Implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 711-724.
- Schwab, B.E., Johnston, A.D., 2001. Melting systematics of modally variable, compositionally intermediate peridotites and the effect of mineral fertility. *Journal of Petrology* 42, 1789-1811.
- Sekine, T., Wyllie, P.J., 1982a. Phase relationships in the system $\text{KAlSiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ as a model for hybridization between hydrous siliceous melts and peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 368-374.
- Sekine, T., Wyllie, P.J., 1982b. The system granite-peridotite- H_2O at 30 kbar, with applications to hybridization in subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 81, 190-202.
- Sekine, T., Wyllie, P.J., 1983. Experimental simulation of mantle hybridization in subduction zones. *Journal of Geology* 91, 511-528.
- Sen, C., Dunn, T., 1994a. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa : implications for the origin of adakites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117, 394-409.
- Sen, C., Dunn, T., 1994b. Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, 422-432.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica Cosmochimica Acta* 34, 237-243.
- Shen, A.H., Keppler, H., 1997. Direct observation of complete miscibility in the albite- H_2O system. *Nature* 385, 710-712.
- Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Izhizaka, K., Jahn, B.M., 1998. Setouchi high-Mg andesites revisited : geochemical evidence for melting of subducted sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 479-492.
- Sigmarsson, O., Martin, H., Knowles, J., 1998. Melting of a subducting oceanic crust from U-Th disequilibria in Austral Andean lavas. *Nature* 394, 566-569.
- Spikings, R.A., Winkler, W., Seward, D., Handler, R., 2001. Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 186, 57-73.
- Spikings, R.A., Winkler, W., Hughes, R.A., Handler, R., 2005. Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador : Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics* 399, 195-220.
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P., Horn, I., 1998. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200°C and 3.0-5.7 GPa : New experimental data for garnet, clinopyroxene and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 1781-1801.
- Stern, C.R., Wyllie, P.J., 1975. Effect of iron absorption by noble-metal capsules on phase boundaries in rock-melting experiments at 30 kilobars. *American Mineralogist* 60, 681-689.
- Stolper, E.M., 1980. A phase diagram for Mid-Ocean Ridge basalts : Preliminary results and implications for petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74, 13-27.

- Stolper, E.M., Newman, S., 1994. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 121, 293-325.
- Stormer, J.-C., Nicholls, J., 1978. Xlfrac: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers & Geosciences* 4, 143-159.
- Sudo, A., Tatsumi, Y., 1990. Phlogopite and K-amphibole in the upper mantle : implication for magma genesis in subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 17, 29-32.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and J.M. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*, London, Special Publications 42, 313-345.

T

- Takahashi, E., 1986. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the origine of peridotitic upper mantle. *Journal of Geophysical Research* 91, 9367-9382.
- Tatsumi, Y., 1986. Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophysical Research Letters* 13, 717-720.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29, 293-309.
- Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 94, 4697-4707.
- Tatsumi, Y., Koyaguchi, T., 1989. An absarokite from a phlogopite lherzolite source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 102, 33-40.
- Tatsumi, Y., Murasaki, M., Arsadi, E.M., Nohda, S., 1991. Geochemistry of Quaternary lavas from NE Sulawesi : transfer of subduction components into the mantle wedge. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 137-149.
- Thirlwall, M.F., 1991a. High-precision multicollector isotopic analysis of low levels of Nd as oxide. *Chemical Geology* 94, 13-22.
- Thirlwall, M.F., 1991b. Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis. *Chemical Geology* 94, 85-104.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., Hammill, M., Baker, M.C.W., 1982. The Andes. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites*. John Wiley, Chichester, 187-205.
- Tibaldi, A., Ferrari, L., 1992. Latest Pleistocene-Holocene tectonics of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 205, 109-125.
- Tindle, A.G., Webb, P.C., 1994. Probe - AMPH - A spreadsheet program to classify microprobe derived amphibole analyses. *Computers and Geosciences* 20, 1201-1228.
- Toplis, M.J., 2005. The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid : criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149, 22-39.
- Toro, J., Jaillard, E., 2005. Provenance of the upper Cretaceous to upper Eocene clastic sediments of the Western Cordillera of Ecuador: Geodynamic implications. *Tectonophysics* 399, 279-292.
- Tourette, T.L., Ervig, R.H., Holloway, J.R., 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters* 135, 13-30.
- Trenkamp, R., Kellog, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 157-171.
- Trønnes, R.G., 2002. Stability range and decomposition of potassic richterite and phlogopite end members at 5-15 GPa. *Mineralogy and Petrology* 74, 129-148.
- Tschopp, H.J., 1953. Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *AAPG Bulletin* 37, 2303-2347.

U

- Ulmer, P., 1989. The dependance of the Fe²⁺-Mg cation-partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101, 261-273.
- Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge - the role of H₂O in the genesis of mantle-derived 'arc related' magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 127, 215-232.

V

- Vannier, M., 1977. Modélisation de la solution solide spinelle naturelle. *Bulletin de la Société française de Minéralogie et Cristallographie* 100, 239-245.
- Vidal, P., Dupuy, C., Maury, R., Richard, M., 1989. Mantle metasomatism above subduction zones : trace-element and radiogenic isotope characteristics of peridotite xenoliths from Batan Island (Philippines). *Geology* 17, 1115-1118.

W

- Walker, D., Shibata, T., Delong, S.E., 1979. Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone II. Phase equilibria and mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70, 111-125.
- Wallace, P.J., 2005. Volatiles in subduction zone magmas : concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 140, 217-240.
- Walter, M.J., Presnall, D.C., 1994. Melting behavior of simplified lherzolite in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Na₂O from 7 to 35 Kbar. *Journal of Petrology* 35, 329-359.
- Wasylenki, L.E., Baker, M.B., Kent, A.J.R., Stolper, E.M., 2003. Near-solidus melting of the shallow upper mantle : Partial melting experiments on depleted peridotite. *Journal of Petrology* 44, 1163-1191.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Price, J.D., Orman, J.A.V., 2002. Mapping the thermal structure of solid-media pressure assemblies. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142, 640-652.
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., Egüez, A., 2005. The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 5-19.
- Winter, T., Avouac, J.-P., Lavenu, A., 1993. Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geophysical Journal International* 115, 905-920.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordonez, M., Jimenez, N., Sosson, M., 2006. Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics* 25, 1-22.
- Wood, B.J., Bryndzia, L.T., Johnson, K.E., 1990. Mantle oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid speciation. *Science* 248, 337-345.
- Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters* 231, 53-72.
- Wyllie, P.J., Sekine, T., 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 375-380.

X

- Xu, J.-F., Shinjo, R., Defant, M.J., Wang, Q., Rapp, R.P., 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China : Partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology* 30, 1111-1114.

Y

- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Kolosov, A.V., Kay, S.M., 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region : Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin* 107, 505-519.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Wöerner, G., Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature* 409, 500-504.

Z

- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., 1999. The Finero phlogopite-peridotite massif : an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 107-122
- Zangana, N.A., Downes, H., Thirlwall, M.F., Marriner, G.F., 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, 11-35..

ANNEXE IV-I

Liste des échantillons

Liste des échantillons avec leurs caractéristiques, la localisation GPS et la série à laquelle ils se rattachent.

Système de coordonnées : Universal Transverse Mercator (UTM)
cadran 18, sauf pour MER5 et MER6 (cadran 17)

Echantillons	Longitude	Latitude	Site d'échantillonnage	Caractéristiques
Laves de Mera			N=6	
MER1A MER1B MER1C	01707	98494	carrière Teniente Ortis	lave légèrement vacuolaire lave légèrement vacuolaire lave légèrement vacuolaire
MER2	01739	98438	colonia La Libertad	lave légèrement vacuolaire
MER5	08313	98263	coulée de Tarqui	lave massive
MER6	08310	98274	coulée de Tarqui	lave massive
Cônes de Puyo			N=42	
PUY9A PUY9B PUY9C PUY9D PUY9E	01757	98388	carrière flanc sud cône 4 flanc sud cône 4	scorie scorie scorie scorie bombe scoriacée
PUY10A PUY10B	01736	98410	nord cône 1	lave massive scorie
PUY11B PUY11C	01774	98386	coulée cône 7	lave vacuolaire lave vacuolaire
PUY12A PUY12B	01782	98386	coulée cône 9	scorie lave vacuolaire
PUY13A PUY13B PUY13C	01737	98407	base cône 1 (nord)	scorie lave légèrement vacuolaire bombe scoriacée
PUY13D	01735	98408		scorie
PUY14A PUY14B	01744	98411	coulée cône 1	lave vacuolaire lave légèrement vacuolaire
PUY16	01757	98389	sommet cône 4	bombe scoriacée
PUY17A	01773	98382	sommet cône 7	bombe scoriacée
PUY18A PUY18B	01783	98382	sommet cône 9	bombe scoriacée lave légèrement vacuolaire
PUY19A PUY19B PUY19C	01753	98391	flanc sud cône 3	scorie scorie scorie
PUY20A PUY20B	01766	98386	coulée cône 6	lave vacuolaire lave vacuolaire
PUY24A PUY24B PUY24C	01784	98382	flanc est cône 9	scorie scorie bombe scoriacée
PUY25A PUY25B PUY25C PUY25D	01784	98383	vers sommet cône 9	lave vacuolaire lave vacuolaire scorie lave vacuolaire

ANNEXE IV

Echantillons	Longitude	Latitude	Site d'échantillonnage	Caractéristiques
Cônes de Puyo			N=42	
PUY26A PUY26B	01788	98373	coulée cône 8	lave massive scorie
PUY27B PUY27C PUY27D PUY27E PUY27F	01746	98399	flanc est cône 2	scorie scorie scorie scorie scorie
PUY28A PUY28B	01782	98378	sommet cône 8	scorie scorie
Pan de Azúcar 1			N=20	
PDA1B PDA1D	01890	99497	rio Borja	lave sombre à grands cpx lave vacuolaire
PDA3E	01900	99556	chemin NE rio Pacayacu	lave à grands cpx
PDA4C PDA4D PDA4E PDA4F	01895	99549	rio Pacayacu	lave massive sombre lave à grands cpx lave massive gris foncé scorie
PDA5A PDA5D PDA5E	01915	99500	Río 2 au NW du Rio Borja	lave grise massive lave vacuolaire lave à grands cpx
PDA9A PDA9D PDA9F	01944	99578	Rio Blanco	lave massive sombre lave massive sombre lave sombre riche en plg
PDA10A PDA10B PDA10C	01918	99585	Rio Bombom	lave massive sombre lave massive sombre lave vacuolaire
PDA11	01911	99597	coulée au-dessus du Rio Bombom	lave sombre massive
PDA12A PDA12B PDA12C	01910	99562		lave sombre massive lave vacuolaire lave claire à amp
Pan de Azúcar 2			N=4	
PDA5B PDA5C	01915	99500	Río 2 au NW du Rio Borja	lave sombre massive (son de phonolite) lave sombre massive (son de phonolite)
PDA8	01944	99577	dépôt à côté du Rio Blanco	lave sombre massive
PDA9B	01944	99578	rio Blanco	lave vacuolaire

ANNEXE IV-II

Paragenèses

Liste des échantillons avec leur paragenèse, leur teneur en SiO₂ recalculée à 100% sur une base anhydre et en Nb (ppm), ainsi que leur Mg#.

Echantillons	Phénocristaux	Microphénocristaux	Globules, microlites	SiO ₂ (%)	Mg#	Nb (ppm)
Laves de Mera		N=6				
MER1A	cpx (relique, rare)		plg, cpx, opa	56,41	53,9	14,0
MER1B	cpx (relique, rare)		plg, cpx, opa	54,15	61,7	11,3
MER1C	cpx	cpx	plg, cpx, opa	57,09	53,1	15,0
MER2	ol	ol, cpx	plg, cpx, opa	51,93	57,9	13,0
MER5	ol, cpx (rare)	ol, cpx	plg, cpx, opa, ol	53,41	58,2	11,8
MER6	ol		plg, cpx, opa	53,47	57,0	14,0
Cônes de Puyo		N=42				
PUY9A	ol, cpx	phlog	cpx, opa	42,97	68,4	12,3
PUY9B	ol	cpx, phlog	cpx, opa, plg			
PUY9C	ol, cpx	ol, cpx, phlog	cpx, opa			
PUY9D	ol, cpx	cpx, phlog	cpx, opa, plg			
PUY9E	ol, cpx	ol, cpx, phlog	opa, ol	42,47	69,4	12,0
PUY10A	ol, cpx	cpx, ol	cpx, opa, plg, ol (rare)	46,26	67,6	11,6
PUY10B	ol, cpx	cpx, ol	cpx, opa, ol	45,10	68,2	11,6
PUY11B	ol	cpx	cpx, opa, plg, ol (rare)			
PUY11C	ol	cpx	cpx, opa, plg, ol (rare)			
PUY12A	ol, cpx	cpx, ol	cpx, opa, plg			
PUY12B	ol, cpx	cpx, ol	cpx, opa, plg			
PUY13A	ol	cpx (rare)	cpx, opa			
PUY13B	ol, cpx	cpx, ol	cpx, opa, plg	48,92	68,1	10,6
PUY13C	ol, cpx	cpx, ol	cpx, opa, plg, ol (rare)	46,60	67,6	11,0
PUY13D	ol	cpx, ol	cpx, opa	45,84	67,4	11,8
PUY14A	ol, cpx, phlog (rel)	cpx	cpx, opa			
PUY14B	ol, cpx, phlog	cpx, ol	cpx, opa, plg, ol	49,82	66,6	9,6
PUY16	ol, cpx, phlog	cpx, phlog	cpx, opa, plg, ol (rare)	43,95	68,6	12,5
PUY17A	ol, cpx (rare)	ol, cpx	cpx, opa, plg, ol (rare)	44,33	67,1	13,9
PUY18A	ol	cpx, phlog	cpx, opa, plg	45,09	69,5	13,1
PUY18B	ol, cpx (rare)	cpx (rare)	cpx, opa, plg	46,67	69,7	12,5
PUY19A	ol, cpx (rare), phlog	cpx, phlog	cpx, opa, plg			
PUY19B	ol, cpx (rare), phlog	cpx, phlog (rel)	cpx, opa, plg	44,39	67,4	12,7
PUY19C	ol, cpx (rare), phlog	cpx, phlog (rel)	cpx, opa, plg			
PUY20A	cpx, ol	cpx, ol (rare), opa	plg, cpx opa	49,06	65,5	10,0
PUY20B	ol, cpx	cpx, ol	cpx, opa, plg			
PUY24A	ol, cpx	cpx, ol	cpx, plg, opa			
PUY24B	ol, cpx	cpx, ol	cpx, opa, plg	44,57	70,0	13,5
PUY24C	ol, cpx	cpx, ol	cpx, plg, opa	45,61	69,7	13,0
PUY25A	ol, cpx	cpx, ol (rare)	cpx, opa, plg, ol (rare)	45,38	69,4	13,0
PUY25B	ol, cpx	cpx, ol	cpx, opa, plg			
PUY25C	ol, cpx (rare)	cpx, ol (rare)	cpx, opa, plg, ol (rare)	44,66	69,6	13,2
PUY25D	ol, cpx (rare)	cpx, ol	cpx, plg, opa	46,41	69,7	12,7

ANNEXE IV

Echantillons	Phénocristaux	Microphénocristaux	Globules, microlites	SiO ₂ (%)	Mg#	Nb (ppm)
Cônes de Puyo		N=42				
PUY26A	ol	ol, cpx	cpx, opa, plg, ol	49,70	64,3	9,9
PUY26B	ol	cpx, ol (rare)	cpx, opa, plg			
PUY27B	PAS DE LM	PAS DE LM	PAS DE LM			
PUY27C	ol, cpx (rare)	cpx	cpx, opa plg (rare)			
PUY27D	ol	ol, cpx (rare)	cpx, opa, plg			
PUY27E	ol	cpx	cpx, plg opa			
PUY27F	cpx, ol	cpx	cpx, opa	44,95	67,1	18,2
PUY28A	ol, cpx (rare)	cpx, ol	cpx, opa, plg	47,93	67,5	10,5
PUY28B	ol	cpx	cpx, opa			
Pan de Azúcar 1		N=20				
PDA1B	plg, cpx, ol	plg, cpx, ol, opa	plg, cpx, opa			
PDA1D	plg, cpx, amp	plc, cpx, opa, ap	plg, cpx, opa	55,54	40,6	22,8
PDA3E	ol, cpx, plg	ol, plg, opa	plg, cpx, opa	46,95	65,5	11,5
PDA4C	plg, cpx, ol	cpx, ol, plg	plg, cpx, ol, opa	48,59	57,6	15,9
PDA4D	plg, cpx, ol	cpx, ol, plg	plg, cpx, ol, opa			
PDA4E	plg, cpx	cpx, ol, plg, opa	plg, cpx, opa	49,55	62,3	15,5
PDA4F	plg, cpx	cpx, plg, opa	plg, opa			
PDA5A	cpx, plg	cpx, plg, amp, opa	plg, cpx, opa			
PDA5D	plg, cpx	cpx, plg, ol, opa	plg, cpx, opa	49,77	48,5	21,4
PDA5E	cpx, plg	cpx, plg, opa, ap	plg, cpx, opa	50,52	39,5	17,8
PDA9A	ol, cpx, plg	plg, ol, cpx	plg, cpx, opa	48,36	58,5	20,8
PDA9D	plg, cpx	plg, cpx, opa	plg, opa, cpx (rare)			
PDA9F	plg, cpx	plg, cpx, opa, amp, ap	plg, cpx, opa			
PDA10A	plg, cpx, ol	plg, ol, cpx, opa	plg, opa, cpx	48,27	51,5	16,6
PDA10B	plg, cpx, amp (rel)	plg, cpx, amp (rel), opa, ap	plg, cpx, opa	55,34	43,5	20,6
PDA10C	plg, cpx	plg, ol, cpx	plg, opa, cpx			
PDA11	plg (rare)	plg, cpx (rare), amp (rel), opa, ap	plg, cpx, opa (rare)	60,07	26,7	30,0
PDA12A	plg, cpx, ol	plg, ol cpx, opa(rare)	plg, opa, cpx	50,16	45,9	24,0
PDA12B	plg, cpx, ol (rare)	plg, cpx, ol	plg, cpx, opa			
PDA12C	plg, amp	plg, cpx, opa, ap	plg, cpx, opa, ap	58,69	37,7	46,0
Pan de Azúcar 2		N=4				
PDA5B	plg, cpx, amp	cpx, plg, amp, haü	plg, cpx, opa	53,80	38,5	39,0
PDA5C	plg, cpx	cpx, plg, haü, ap, amp	plg, cpx, opa	52,58	38,5	38,0
PDA8	ol, cpx, plg (rare)	cpx, plg, opa, ol	plg, cpx, opa, ol	43,88	63,3	20,5
PDA9B	cpx, plg	plg, cpx, opa, ol, ap	plg, cpx, opa	48,86	45,9	27,2

ANNEXE IV-III

Analyses chimiques

Standard international BE-N (Govindaraju et Roelandts, 1993), utilisé pour les analyses chimiques de roche totale, et seuil de détection des éléments en traces.

	Standard BE-N	Seuil de détection (ppm)
SiO ₂	38,25	
TiO ₂	2,63	
Al ₂ O ₃	10,05	
Fe ₂ O ₃ *	12,90	
MnO	0,20	
MgO	13,25	
CaO	13,90	
Na ₂ O	3,25	
K ₂ O	1,43	
P ₂ O ₅	1,02	
Sc	21,7	0,3
V	240	1,5
Cr	358	1,5
Co	58	1,5
Ni	262	1,5
Rb	47,0	0,5
Sr	1370	0,5
Y	29,8	0,3
Zr	261	3
Nb	104	0,5
Ba	1025	3
La	82	0,5
Ce	151	1,5
Nd	65	0,9
Sm	12,1	0,6
Eu	3,63	0,15
Gd	9,90	0,9
Dy	6,25	0,3
Er	2,90	0,9
Yb	1,80	0,15
Th	10,40	0,3

Analyses chimiques des échantillons des cônes de Puyo, des laves de Mera et du Pan de Azúcar. Les teneurs en oxydes sont exprimées en % poids et celles en éléments en traces en ppm La déviation standard (3σ) est de 2% pour les éléments majeurs et de 5% pour les éléments en traces.

		Cônes de Puyo N=22																			
		PUY9A	PUY9E	PUY10A	PUY10B	PUY13B	PUY13C	PUY13D	PUY14B	PUY16	PUY17A	PUY18A	PUY18B	PUY19B	PUY20A	PUY24B	PUY24C	PUY25A	PUY25C		
(% pds.)		39,65	39,10	43,30	42,20	48,20	44,20	42,10	49,00	40,90	40,50	42,30	44,75	40,80	48,35	41,00	42,60	42,40	41,10		
SiO ₂		1,79	1,80	1,68	1,73	1,55	1,67	1,69	1,62	1,78	1,66	1,57	1,49	1,78	1,54	1,60	1,54	1,56	1,57		
TiO ₂		15,30	15,20	14,35	14,48	13,30	14,00	14,25	13,05	15,26	14,45	13,90	13,30	14,70	14,15	14,00	13,50	13,75	13,90		
Al ₂ O ₃		11,42	11,64	10,55	11,00	9,75	10,60	10,45	9,35	11,30	11,45	11,10	10,55	11,25	9,84	11,25	10,75	10,85	11,00		
Fe ₂ O ₃ *		0,15	0,16	0,18	0,16	0,15	0,15	0,15	0,14	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,14	0,17	0,16	0,16	0,16		
MnO		12,50	13,30	11,10	11,90	10,50	11,14	10,90	9,40	12,45	11,80	12,75	12,26	11,75	9,44	13,25	12,50	12,40	12,72		
MgO		8,45	8,10	7,70	7,75	9,30	7,78	7,55	8,75	7,50	8,42	8,25	9,15	7,30	9,18	7,75	8,22	8,34	7,84		
CaO		0,52	0,43	1,34	1,05	2,11	1,16	1,02	1,94	0,86	0,75	0,99	1,47	0,83	2,00	0,64	1,00	1,05	0,77		
Na ₂ O		1,35	1,33	2,41	2,30	2,76	3,14	2,72	4,10	1,96	1,38	1,94	1,91	2,47	3,17	1,62	2,31	2,07	2,14		
K ₂ O		1,15	1,00	1,00	1,01	0,90	1,00	1,01	1,01	0,88	0,79	0,84	0,83	0,87	0,75	0,72	0,82	0,85	0,83		
P ₂ O ₅		6,76	7,19	5,33	5,56	0,76	4,31	7,51	0,49	6,26	8,27	5,49	3,15	7,45	0,93	7,75	5,56	5,55	6,96		
LOI		99,04	99,25	98,94	99,14	99,28	99,15	99,35	98,85	99,31	99,63	99,30	99,03	99,37	99,49	99,75	98,96	98,98	98,99		
Total		68,4	69,4	67,6	68,2	68,1	67,6	67,4	66,6	68,6	67,1	69,5	69,7	67,4	65,5	70,0	69,7	69,4	69,6		
Mg#																					
(ppm)																					
B						2,10				1,40											
Be						3,73				4,28											
Li						5,90				6,85											
Sc		33,0	34,0	31,0	31,5	28,0	31,0	30,5	27,0	33,0	30,5	32,0	30,0	32,5	29,5	33,0	31,0	30,5	31,0		
V		475	510	410	430	485	540	515	530	545	414	295	350	246	467	380	390	409	351		
Cr		495	590	415	440	355	355	360	445	506	448	425	440	554	410	485	445	440	450		
Co		50	52	47	48	44	47	73	40	52	71	54	52	48	41	55	52	51	52		
Ni		258	283	235	238	225	240	211	155	260	250	330	325	245	198	325	308	310	310		
Rb		18,6	21,0	19,9	26,3	186,0	40,0	35,0	188,0	27,0	15,4	12,4	15,8	25,5	59,5	14,3	21,3	13,4	22,5		
Sr		920	500	1090	1090	2400	997	890	2580	425	720	990	1560	965	1635	610	892	890	760		
Y		19,4	19,3	18,5	18,7	16,8	17,8	17,0	16,3	23,8	19,8	19,3	18,0	18,5	18,5	19,5	19,0	19,5	19,8		
Zr		345	350	336	330	288	320	335	360	351	245	250	230	347	241	252	244	245	250		
Nb		12,3	12,0	11,6	11,6	10,6	11,0	11,8	9,6	12,5	13,9	13,1	12,5	12,7	10,0	13,5	13,0	13,0	13,2		
Ba		1850	1100	2200	2150	3100	2140	1765	3500	785	1820	2210	2600	1550	2200	1430	1950	2300	1765		
La		42,0	41,0	39,0	39,0	37,0	38,0	40,0	35,5	41,5	32,0	37,0	35,5	40,0	25,5	38,5	36,0	37,0	37,5		
Ce		86,0	84,0	78,0	78,0	73,0	76,0	80,0	72,0	85,0	66,0	74,0	71,5	82,0	50,0	75,0	72,0	73,5	73,0		
Nd		45,0	45,0	40,5	41,5	38,0	40,0	41,5	38,0	48,0	36,5	38,0	35,5	45,0	27,5	39,5	37,5	38,0	39,0		
Sm		8,20	7,90	7,60	7,50	6,80	7,10	7,10	6,75	8,50	6,80	7,10	6,65	7,80	5,45	7,10	6,90	6,80	7,30		
Eu		2,16	2,16	1,98	2,05	1,84	1,92	1,97	1,76	2,28	1,96	1,91	1,84	2,13	1,62	2,03	1,90	1,90	1,97		
Gd		5,95	5,60	5,40	5,40	4,70	5,05	5,30	4,60	6,35	5,60	5,10	4,85	5,60	4,70	5,00	5,30	5,20	5,30		
Dy		3,75	3,75	3,50	3,55	3,25	3,40	3,50	3,05	4,15	3,85	3,65	3,50	3,75	3,40	3,80	3,60	3,65	3,85		
Er		1,85	1,85	1,70	1,75	1,60	1,60	1,70	1,45	2,00	1,80	1,60	1,60	1,80	1,70	1,75	1,80	1,80	1,75		
Yb		1,54	1,56	1,45	1,45	1,36	1,41	1,48	1,29	1,63	1,50	1,46	1,42	1,53	1,48	1,54	1,49	1,51	1,52		
Th		7,20	7,25	6,60	6,75	6,15	6,55	6,30	6,35	7,25	4,95	5,60	5,35	6,70	3,50	5,80	5,50	5,60	5,55		

	Cônes de Puyo N=22			Laves de Mera N=6			Pan de Azúcar 1 N=12											
	PUY25D PUY26A PUY27F PUY28A	MER1A MER1B MER1C	MER2 MER5 MER6	MER1A MER1B MER1C	MER2 MER5 MER6	PDA1D PDA3E PDA4C PDA4E PDA5D PDA5E PDA9A PDA10A												
(% pds.)																		
SiO ₂	44,20	48,70	42,35	45,55	54,30	52,30	55,80	51,10	52,70	52,50	55,00	46,60	47,75	48,60	49,10	49,25	48,00	47,35
TiO ₂	1,52	1,51	1,59	1,60	1,21	1,00	1,22	1,20	1,08	1,11	0,79	1,31	1,27	1,09	1,25	1,15	1,31	1,33
Al ₂ O ₃	13,42	13,23	14,00	13,80	15,65	16,10	15,72	15,70	16,35	17,00	18,50	14,70	15,70	15,55	17,50	17,60	16,20	17,30
Fe ₂ O ₃ *	10,60	10,25	11,15	10,17	7,78	7,88	7,60	10,20	8,75	8,65	7,40	10,70	10,30	9,43	10,24	9,55	10,35	10,20
MnO	0,16	0,14	0,17	0,15	0,13	0,12	0,11	0,16	0,13	0,13	0,18	0,17	0,21	0,18	0,18	0,21	0,19	0,19
MgO	12,32	9,32	11,47	10,64	4,60	6,40	4,35	7,08	6,15	5,78	2,55	10,25	7,07	7,87	4,87	3,15	7,35	5,46
CaO	8,93	8,70	9,40	7,45	6,70	7,45	6,15	8,10	8,20	7,85	6,70	11,40	10,75	9,50	9,55	9,70	10,25	11,50
Na ₂ O	1,38	1,96	1,25	1,27	3,80	3,52	4,12	3,38	3,62	3,45	5,05	2,54	3,19	3,54	3,50	4,13	3,82	2,89
K ₂ O	1,89	3,43	2,00	3,56	1,62	1,43	2,21	1,11	1,28	1,35	2,30	1,11	1,44	1,81	1,73	1,64	1,12	1,39
P ₂ O ₅	0,82	0,75	0,84	0,84	0,47	0,38	0,46	0,38	0,41	0,37	0,56	0,48	0,59	0,52	0,73	1,11	0,67	0,48
LOI	4,09	1,29	4,81	4,01	3,64	3,32	1,86	1,40	0,74	1,34	0,55	0,48	1,06	1,31	1,01	2,09	0,53	1,77
Total	99,33	99,28	99,03	99,04	99,90	99,90	99,60	99,81	99,41	99,53	99,58	99,74	99,33	99,40	99,66	99,58	99,79	99,86
Mg#	69,7	64,3	67,1	67,5	53,9	61,7	53,1	57,9	58,2	57,0	40,6	65,5	57,6	62,3	48,5	39,5	58,5	51,5
(ppm)																		
B	29,5	28,0	30,0	30,0	19,0	20,0	19,0	20,0	20,0	17,0	8,0	32,0	28,0	22,0	22,0	12,0	23,0	28,0
Be	350	476	309	453	223	187	215	191	220	220	138	285	260	225	250	225	270	295
Li	450	360	310	370	139	285	125	292	200	200	16	400	270	330	60	3	224	84
Sc	50	52	51	45	24	30	22	44	32	30	16	46	38	38	27	21	37,5	33
V	305	196	280	225	76	132	70	194	112	90	11	177	120	162	34	7	100	42
Cr	16,6	68,5	24,3	73,0	72,5	34,0	54,0	20,5	37,0	27,0	52,0	20,0	28,0	41,2	31,4	110,0	46,3	26,8
Rb	1412	1670	1285	985	860	865	770	750	888	872	1615	1150	1210	1400	1425	1840	1435	1240
Sr	18,6	17,1	22,0	18,5	20,0	16,0	20,5	20,5	18,0	17,5	27,0	20,0	21,5	20,5	26,2	33,0	24,5	25,5
Y	237	257	207	280	180	135	195	122	130	145	202	98	126	150	166	220	165	134
Zr	12,7	9,9	18,2	10,5	14,0	11,3	15,0	13,0	11,8	14,0	22,8	11,5	15,9	15,5	21,4	17,8	20,8	16,6
Nb	2690	2410	1675	2320	1135	760	1000	630	770	700	1720	840	1000	1160	1240	1500	1120	960
Ba	35,5	24,0	42,0	27,5	36,5	29,5	39,0	27,0	29,5	28,0	67,0	27,5	34,5	40,0	51,0	72,0	46,5	37,0
La	70,0	49,0	81,0	54,0	69,0	56,0	76,0	51,0	55,5	56,0	118,0	53,5	67,0	73,5	96,0	137,0	85,0	70,0
Ce	36,5	26,5	42,5	29,0	34,0	28,0	35,5	27,0	28,0	28,5	53,0	30,5	36,0	35,5	46,0	69,0	40,0	34,5
Nd	6,70	5,05	8,15	5,70	6,25	4,85	6,45	5,20	5,45	5,50	9,20	6,25	6,80	7,00	8,70	12,70	8,00	6,90
Sm	1,88	1,51	2,24	1,62	1,68	1,46	1,71	1,57	1,51	1,55	2,54	1,84	2,04	2,01	2,48	3,55	2,28	2,00
Eu	5,05	4,35	5,90	4,75	5,15	4,15	5,35	4,75	4,70	4,55	6,70	5,20	5,65	5,50	6,80	9,30	6,30	5,70
Gd	3,55	3,15	4,15	3,35	3,55	2,95	3,75	3,55	3,25	3,25	4,70	3,80	4,20	3,90	4,90	6,30	4,50	4,55
Dy	1,70	1,65	1,90	1,70	1,80	1,50	1,90	1,80	1,50	1,60	2,70	1,90	2,10	1,90	2,40	3,00	2,25	2,45
Er	1,40	1,38	1,60	1,48	1,67	1,35	1,78	1,58	1,45	1,34	2,31	1,53	1,79	1,64	2,18	2,58	1,95	2,15
Yb	5,35	3,70	6,40	4,30	7,50	6,05	8,20	4,65	5,95	5,25	9,50	3,70	4,65	6,35	7,20	10,00	6,35	5,00
Th																		

	Pan de Azúcar 1			Pan de Azúcar 2			Pan de Azúcar 2			Seuil de détection
	N=12	N=12	N=4	PDA8	PDA9B	PDA5B	PDA5C			
(% pds.)	PDA10B	PDA11	PDA12A	PDA12C						
SiO ₂	54,40	59,35	48,30	58,00	43,70	47,50	52,40	51,50		
TiO ₂	0,79	0,51	1,17	0,64	1,29	1,14	0,77	0,79		
Al ₂ O ₃	18,18	18,75	17,65	18,45	14,45	17,30	18,80	18,55		
Fe ₂ O ₃ *	7,25	5,48	9,35	5,38	11,55	9,94	7,26	7,72		
MnO	0,16	0,14	0,19	0,17	0,21	0,20	0,23	0,23		
MgO	2,82	1,01	4,00	1,64	10,05	4,25	2,29	2,44		
CaO	6,82	4,69	9,10	4,94	12,42	10,18	7,25	7,70		
Na ₂ O	4,96	5,72	4,29	5,77	3,33	3,53	4,84	5,36		
K ₂ O	2,33	2,84	1,51	3,40	1,39	2,17	3,03	3,08		
P ₂ O ₅	0,59	0,31	0,73	0,43	1,19	1,00	0,53	0,57		
LOI	1,45	0,64	3,19	0,70	0,12	2,43	1,94	1,36		
Total	99,75	99,44	99,48	99,52	99,70	99,64	99,34	99,30		
Mg#	43,5	26,7	45,9	37,7	63,3	45,9	38,5	38,5		
(ppm)										
B							14,80			
Be							4,36			
Li							20,60			
Sc	8,5	3,0	16,5	4,0	27,0	14,5	5,3	5,5	0,3	
V	147	64	222	102	280	260	135	140	1,5	
Cr	18	2	21	10	370	22	25	22	1,5	
Co	19	6	25	10	45	27	14	15	1,5	
Ni	18	1	21	10	160	24	11	10	1,5	
Rb	46,5	70,5	34,5	83,0	36,4	80,0	75,0	74,0	0,5	
Sr	1550	1690	1470	1930	1610	2260	3100	3100	0,5	
Y	19,8	33,0	27,8	28,5	28,7	35,5	34,0	34,0	0,3	
Zr	200	278	173	332	164	321	292	285	3	
Nb	20,6	30,0	24,0	46,0	20,5	27,2	39,0	38,0	0,5	
Ba	1640	2200	1280	2485	1155	1370	2550	2450	3	
La	62,0	106,0	59,0	115,0	55,0	95,0	103,0	100,0	0,5	
Ce	108,0	160,0	111,0	191,0	106,0	182,0	180,0	177,0	1,5	
Nd	46,0	75,0	52,0	69,0	54,5	87,0	76,0	77,0	0,9	
Sm	7,45	11,90	9,15	10,30	10,20	15,80	12,90	13,00	0,60	
Eu	2,00	3,02	2,56	2,61	2,81	4,18	3,60	3,61	0,15	
Gd	5,50	8,50	7,10	7,30	7,90	11,20	9,00	9,10	0,90	
Dy	3,55	5,80	5,00	4,80	5,30	6,80	6,10	6,20	0,30	
Er	1,85	3,10	2,70	2,60	2,60	3,20	3,10	3,00	0,90	
Yb	1,68	2,98	2,36	2,50	2,18	2,60	2,70	2,66	0,15	
Th	9,80	13,00	9,50	23,25	6,35	12,80	13,10	13,10	0,30	

ANNEXE V-I

Modèle de fusion partielle

Compositions des sources mantelliques, des agents métasomatiques et des minéraux résiduels utilisées dans le modèle de fusion partielle du chapitre 5.2.

Les teneurs en éléments majeurs sont exprimées en % poids et sont recalculées à 100% sur une base anhydre. Les éléments en traces sont présentés en ppm.

★ *Sources mantelliques :*

MMA = harzburgite appauvrie (Kepezhinskas et al., 1995)

KLB-1 = lherzolite fertile (Takahashi, 1986)

★ *Agents métasomatiques :*

adak = liquide adakitique ; composition moyenne des adakites du volcan Quimsacocha, Equateur (Beate et al., 2001)

fluide = la composition moyenne en éléments majeurs est issue de Kessel et al. (2005b), sauf pour la teneur en K₂O qui provient de la composition moyenne des basaltes de la ride de Carnegie (Harpp et al., 2005) ;

la composition en éléments en traces a été calculée à l'aide de la composition moyenne des basaltes de la ride de Carnegie (Harpp et al., 2005) et des $D^{\text{croûte subductée/fluide}}$ déterminés par Ayers et al. (1998).

★ *Minéraux mantelliques composant le résidu :*

ol = olivine

opx = orthopyroxène

cpx = clinopyroxène

grt = grenat

am = amphibole

phl = phlogopite

(1) = Workman et Hart (2001)

(2) = Zangana et al. (1999)

(3) = Ionov et al. (1993)

(4) = Zanetti et al. (1999)

(5) = Prouteau et al. (2001)

Minéraux mantelliques									
	ol	ol	opx	opx	cpx	grt	am	phl	phl
	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(3)	(4)	(3)	(5)
SiO ₂	40,90	41,33	53,88	57,10	51,30	43,10	48,69	40,34	44,57
TiO ₂	0,00	0,00	0,16	0,00	0,64	0,21	0,44	6,27	1,70
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	6,52	2,75	7,98	23,55	11,03	16,67	15,11
FeO	10,21	9,01	6,33	5,89	2,98	7,03	3,44	5,51	3,09
MgO	48,83	49,65	30,85	33,69	16,41	21,15	20,47	20,72	25,96
CaO	0,05	0,00	2,20	0,57	19,79	4,96	12,99	0,02	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,05	0,00	0,90	0,00	2,11	0,66	2,87
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,82	9,83	6,70

★ *Coefficients de partage minéral/liquide :*

Ils sont issus de la compilation d'Halliday et al. (1995) et sont adaptés aux liquides basaltiques.

	ol	cpx	opx	grt	am	phl
Rb	0,0003	0,0004	0,0002	0,0002	0,023	1,7
Ba	0,000005	0,0003	0,000006	0,00007	0,01	1,5
K	0,00002	0,001	0,0001	0,013	0,22	1,5
Nb	0,00005	0,0089	0,003	0,01	0,08	0,14
La	0,0002	0,054	0,0031	0,0007	0,075	0,003
Ce	0,00007	0,086	0,0021	0,0026	0,11	0,021
Sr	0,00004	0,091	0,0007	0,0007	0,27	0,044
Nd	0,0003	0,19	0,0023	0,027	0,23	0,0063
Zr	0,001	0,26	0,012	0,2	0,25	0,13
Sm	0,0009	0,27	0,0037	0,22	0,32	0,0059
Eu	0,0005	0,43	0,009	0,61	0,52	0,031
Gd	0,0011	0,44	0,0065	1,2	0,53	0,0082
Dy	0,0027	0,44	0,011	2,0	0,5	0,026
Y	0,0082	0,47	0,015	3,3	0,54	0,03
Er	0,0109	0,39	0,021	3,3	0,46	0,03
Yb	0,024	0,43	0,038	6,4	0,5	0,03

★ *Equation de fusion fractionnée cumulée (Shaw, 1970) :*

$$C_l = (C_o / F) * (1 - (1 - F)^{1/D})$$

C_l = composition du liquide final (roche primaire)

C_o = composition de la source

F = degré de fusion

D = coefficient de distribution général, défini par :

$$D = \sum_{i=1}^n (X_i * K_D^{i/liq})$$

X_i = fraction du minéral i dans le cumulat ($\sum X_i = 1$)

K_D^{i/liq} = coefficient de partage minéral i / liquide

ANNEXE V-II

Modèle de fusion partielle : autres sources

	Zanharz	adak	zahar1 1% adak	zahar2 2% adak	zahar3 3% adak	zahar5 5% adak	zahar10 10% adak	zahar20 20% adak	zahar50 50% adak
SiO ₂	43,06	71,97	43,35	43,64	43,93	44,51	45,95	48,84	57,52
TiO ₂	0,02	0,26	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,07	0,14
Al ₂ O ₃	0,80	15,83	0,95	1,10	1,25	1,55	2,30	3,81	8,32
FeO	7,81	1,72	7,75	7,69	7,63	7,50	7,20	6,59	4,76
MgO	48,25	0,32	47,77	47,29	46,81	45,85	43,46	38,66	24,29
CaO	0,04	3,01	0,07	0,10	0,13	0,19	0,34	0,63	1,53
Na ₂ O	0,00	4,88	0,05	0,10	0,15	0,24	0,49	0,98	2,44
K ₂ O	0,02	2,01	0,04	0,06	0,08	0,12	0,22	0,42	1,01
fluide									
SiO ₂		11,51	43,10	43,14	43,19	43,27	43,50	44,04	46,53
TiO ₂		0,11	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,11
Al ₂ O ₃		1,36	0,81	0,83	0,84	0,87	0,93	1,09	1,84
FeO		0,33	7,80	7,79	7,78	7,76	7,70	7,56	6,94
MgO		0,59	48,17	48,09	48,01	47,84	47,40	46,39	41,64
CaO		1,20	0,05	0,06	0,08	0,10	0,17	0,33	1,06
Na ₂ O		1,71	0,02	0,03	0,05	0,09	0,19	0,41	1,46
K ₂ O		0,49	0,02	0,03	0,03	0,04	0,07	0,13	0,43
H ₂ O		82,71							
Rb	0,30	46,50	0,76	1,22	1,69	2,61	4,92	9,54	23,40
Ba	6,0	1030,0	16,2	26,5	36,7	57,2	108,4	210,8	518,0
K	149	16492	313	476	640	967	1784	3418	8321
Nb	0,20	3,07	0,23	0,26	0,29	0,34	0,49	0,77	1,63
La	0,359	13,667	0,492	0,625	0,758	1,024	1,690	3,021	7,013
Ce	0,99	27,00	1,25	1,51	1,77	2,29	3,59	6,19	14,00
Sr	6,4	541,7	11,8	17,1	22,5	33,2	59,9	113,5	274,0
Nd	0,39	12,50	0,51	0,63	0,75	1,00	1,60	2,81	6,45
Zr	0,70	66,67	1,36	2,02	2,68	4,00	7,30	13,89	33,68
Sm	0,100	2,200	0,121	0,142	0,163	0,205	0,310	0,520	1,150
Eu	0,03	0,61	0,04	0,04	0,05	0,06	0,09	0,15	0,32
Gd	0,08	1,75	0,10	0,11	0,13	0,16	0,25	0,41	0,92
Dy	0,06	0,95	0,07	0,08	0,09	0,10	0,15	0,24	0,51
Y	0,40	4,93	0,45	0,49	0,54	0,63	0,85	1,31	2,67
Er	0,05	0,42	0,05	0,06	0,06	0,07	0,09	0,12	0,23
Yb	0,04	0,38	0,04	0,05	0,05	0,06	0,07	0,11	0,21
Rb		72,38	1,02	1,74	2,46	3,90	7,51	14,72	36,34
Ba									
K									
Nb			0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19
La			2,199	0,377	0,396	0,414	0,451	0,543	1,279
Ce									
Sr			259,3	8,9	11,5	14,0	19,0	31,7	132,8
Nd									
Zr			1,72	0,71	0,72	0,73	0,75	0,80	1,21
Sm			0,014	0,099	0,098	0,097	0,096	0,091	0,057
Eu									
Gd									
Dy									
Y			0,03	0,40	0,39	0,38	0,36	0,33	0,21
Er									
Yb									

★ Harzburgite Zanharz
Zangana et al. (1999)

	Zanther	adak	zalher1 1% adak	zalher2 2% adak	zalher3 3% adak	zalher5 5% adak	zalher10 10% adak	zalher20 20% adak	zalher50 50% adak	fluide	zalher1 1% fluide	zalher2 2% fluide	zalher3 3% fluide	zalher5 5% fluide	zalher10 10% fluide	zalher20 20% fluide	zalher50 50% fluide
SiO ₂	45,61	71,97	45,87	46,14	46,40	46,93	48,25	50,88	58,79	11,51	45,65	45,68	45,72	45,80	46,00	46,48	48,70
TiO ₂	0,18	0,26	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19	0,22	0,11	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19	0,24
Al ₂ O ₃	4,31	15,83	4,43	4,54	4,66	4,89	5,47	6,62	10,07	1,36	4,32	4,33	4,33	4,35	4,38	4,46	4,83
FeO	8,25	1,72	8,18	8,12	8,05	7,92	7,59	6,94	4,98	0,33	8,24	8,22	8,21	8,19	8,13	7,98	7,31
MgO	37,63	0,32	37,26	36,88	36,51	35,76	33,90	30,17	18,98	0,59	37,57	37,51	37,45	37,32	36,98	36,21	32,58
CaO	3,64	3,01	3,63	3,62	3,62	3,60	3,57	3,51	3,32	1,20	3,64	3,65	3,65	3,67	3,70	3,77	4,12
Na ₂ O	0,37	4,88	0,42	0,46	0,51	0,60	0,83	1,28	2,63	1,71	0,39	0,41	0,43	0,46	0,55	0,77	1,78
K ₂ O	0,02	2,01	0,04	0,06	0,08	0,12	0,22	0,41	1,01	0,49	0,02	0,03	0,03	0,04	0,07	0,13	0,43
										82,71							
Rb	0,20	46,50	0,66	1,13	1,59	2,52	4,83	9,46	23,35	72,38	0,92	1,64	2,37	3,81	7,42	14,64	36,29
Ba	3,0	1030,0	13,3	23,5	33,8	54,4	105,7	208,4	516,5								
K	133	16492	296	460	624	951	1769	3405	8313								
Nb	0,20	3,07	0,23	0,26	0,29	0,34	0,49	0,77	1,63	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19
La	0,210	13,667	0,345	0,479	0,614	0,883	1,556	2,901	6,938	2,199	0,230	0,250	0,270	0,309	0,409	0,608	1,205
Ce	0,64	27,00	0,91	1,17	1,43	1,96	3,28	5,91	13,82								
Sr	12,2	541,7	17,5	22,8	28,1	38,7	65,1	118,1	276,9	259,3	14,7	17,1	19,6	24,6	36,9	61,6	135,7
Nd	0,81	12,50	0,93	1,04	1,16	1,39	1,98	3,15	6,65								
Zr	8,00	66,67	8,59	9,17	9,76	10,93	13,87	19,73	37,33	1,72	7,94	7,87	7,81	7,69	7,37	6,74	4,86
Sm	0,330	2,200	0,349	0,367	0,386	0,424	0,517	0,704	1,265	0,014	0,327	0,324	0,321	0,314	0,298	0,267	0,172
Eu	0,13	0,61	0,13	0,14	0,14	0,15	0,18	0,23	0,37								
Gd	0,49	1,75	0,50	0,52	0,53	0,55	0,62	0,74	1,12								
Dy	0,66	0,95	0,66	0,67	0,67	0,67	0,69	0,72	0,81								
Y	4,70	4,93	4,70	4,70	4,71	4,71	4,72	4,75	4,82	0,03	4,65	4,61	4,56	4,47	4,23	3,77	2,36
Er	0,44	0,42	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,43								
Yb	0,42	0,38	0,42	0,42	0,42	0,42	0,42	0,41	0,40								

★ *Lherzolite Zanther*
Zangana et al. (1999)

	DMM	adak	DMM1 1% adak	DMM2 2% adak	DMM3 3% adak	DMM5 5% adak	DMM10 10% adak	DMM20 20% adak	DMM50 50% adak	fluide	DMM1 1% fluide	DMM2 2% fluide	DMM3 3% fluide	DMM5 5% fluide	DMM10 10% fluide	DMM20 20% fluide	DMM50 50% fluide
SiO ₂	45,15	71,97	45,41	45,68	45,95	46,49	47,83	50,51	58,56	11,51	45,18	45,22	45,26	45,34	45,55	46,03	48,30
TiO ₂	0,13	0,26	0,13	0,13	0,14	0,14	0,14	0,16	0,20	0,11	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14	0,15	0,20
Al ₂ O ₃	4,02	15,83	4,14	4,25	4,37	4,61	5,20	6,38	9,92	1,36	4,03	4,03	4,04	4,05	4,09	4,18	4,58
FeO	8,26	1,72	8,19	8,13	8,06	7,93	7,61	6,95	4,99	0,33	8,25	8,24	8,23	8,20	8,14	8,00	7,32
MgO	39,11	0,32	38,72	38,33	37,94	37,17	35,23	31,35	19,72	0,59	39,04	38,98	38,92	38,78	38,43	37,63	33,84
CaO	3,20	3,01	3,20	3,20	3,20	3,19	3,18	3,16	3,11	1,20	3,21	3,21	3,22	3,23	3,27	3,36	3,75
Na ₂ O	0,13	4,88	0,18	0,23	0,27	0,37	0,61	1,08	2,51	1,71	0,15	0,17	0,18	0,22	0,32	0,54	1,57
K ₂ O	0,01	2,01	0,03	0,05	0,07	0,11	0,21	0,41	1,01	0,49	0,01	0,02	0,02	0,03	0,06	0,12	0,42
										82,71							
Rb	0,05	46,50	0,51	0,98	1,44	2,37	4,70	9,34	23,28	72,38	0,77	1,50	2,22	3,67	7,28	14,52	36,22
Ba	0,6	1030,0	10,9	21,2	31,4	52,0	103,5	206,5	515,3								
K	50	16492	214	379	543	872	1694	3338	8271								
Nb	0,15	3,07	0,18	0,21	0,24	0,29	0,44	0,73	1,61	0,19	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,17
La	0,192	13,667	0,327	0,461	0,596	0,866	1,539	2,887	6,929	2,199	0,212	0,232	0,252	0,292	0,393	0,593	1,196
Ce	0,55	27,00	0,81	1,08	1,34	1,87	3,20	5,84	13,78								
Sr	7,7	541,7	13,0	18,3	23,7	34,4	61,1	114,5	274,7	259,3	10,2	12,7	15,2	20,2	32,8	58,0	133,5
Nd	0,58	12,50	0,70	0,82	0,94	1,18	1,77	2,96	6,54								
Zr	5,08	66,67	5,70	6,31	6,93	8,16	11,24	17,40	35,87	1,72	5,05	5,01	4,98	4,91	4,75	4,41	3,40
Sm	0,239	2,200	0,259	0,278	0,298	0,337	0,435	0,631	1,220	0,014	0,237	0,234	0,232	0,228	0,216	0,194	0,126
Eu	0,10	0,61	0,10	0,11	0,11	0,12	0,15	0,20	0,35								
Gd	0,36	1,75	0,37	0,39	0,40	0,43	0,50	0,64	1,05								
Dy	0,51	0,95	0,51	0,51	0,52	0,53	0,55	0,59	0,73								
Y	3,33	4,93	3,34	3,36	3,38	3,41	3,49	3,65	4,13	0,03	3,29	3,26	3,23	3,16	3,00	2,67	1,68
Er	0,35	0,42	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,36	0,38								
Yb	0,37	0,38	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37								

★ Depleted MORB Mantel (DMM)

Workman et Hart. (2005)

ANNEXE V-III

Modèle de fusion partielle : roches primaires de la zone Subandine septentrionale

* *Composition des roches primaires de la zone Subandine septentrionale :*

PDA3E → Série Pan de Azúcar 1

PDA8 → Série Pan de Azúcar 2

SUM37 → Série Sumaco

SAN20B → Série Reventador

	PDA3E	PDA8	SUM37	SAN20B
(% pds.)				
SiO ₂	47,78	45,04	44,56	50,53
TiO ₂	1,34	1,33	1,64	1,01
Al ₂ O ₃	15,07	14,89	14,14	14,88
FeO	9,87	10,71	10,65	8,76
MgO	10,51	10,36	10,75	11,17
CaO	11,69	12,80	13,44	8,96
Na ₂ O	2,60	3,43	3,25	3,36
K ₂ O	1,14	1,43	1,56	1,33
Total	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg#	65,5	63,3	64,3	69,5
(ppm)				
Sc	32,0	27,0		24,0
V	285	280		220
Cr	400	370	405	410
Co	46	45		45
Ni	177	160	175	273
Rb	20,0	36,4	80,0	25,0
Sr	1150	1610	1520	970
Y	20,0	28,7	28,0	14,9
Zr	98	164	166	91
Nb	11,5	20,5	21,0	9,0
Ba	840	1155	1030	644
La	27,5	55,0	57,0	19,2
Ce	53,5	106,0	112,0	39,0
Nd	30,5	54,5	61,0	22,4
Sm	6,25	10,20	11,20	4,00
Eu	1,84	2,81	3,15	1,26
Gd	5,20	7,90	8,40	3,50
Dy	3,80	5,30	5,50	2,76
Er	1,90	2,60	2,40	1,45
Yb	1,53	2,18	2,02	1,24
Th	3,70	6,35	7,00	3,50

ANNEXE V-IV

Modèle de cristallisation fractionnée : basalte SAN20B et série du Reventador

Composition en éléments majeurs (recalculée à 100% sur une base anhydre) des roches parent (SAN20B) et fille (REV14) utilisées dans les modèles de cristallisation fractionnée entre la lave primaire du Sangay et la série magmatique du Reventador. Les résultats des calculs de bilan de masse dont également présentés.

Les minéraux utilisés dans les calculs de bilan de masse sont identiques à ceux de la séquence CF₁ de la série Pan de Azúcar 1 (cf. Tableau 5.6), à l'exception de l'amphibole qui provient de la séquence CF₂ (cf. Tableau 5.9).

	Roche parent		Roche fille	
	SAN20B	REV14	SAN20B	REV14
(% pds.)				
SiO ₂	50,28	52,72		
TiO ₂	1,01	0,95		
Al ₂ O ₃	14,80	17,23		
FeO	8,71	8,39		
MnO	0,15	0,15		
MgO	11,12	6,39		
CaO	8,92	8,62		
Na ₂ O	3,34	3,79		
K ₂ O	1,32	1,40		
P ₂ O ₅	0,34	0,35		
Mg#	69,5	57,6		

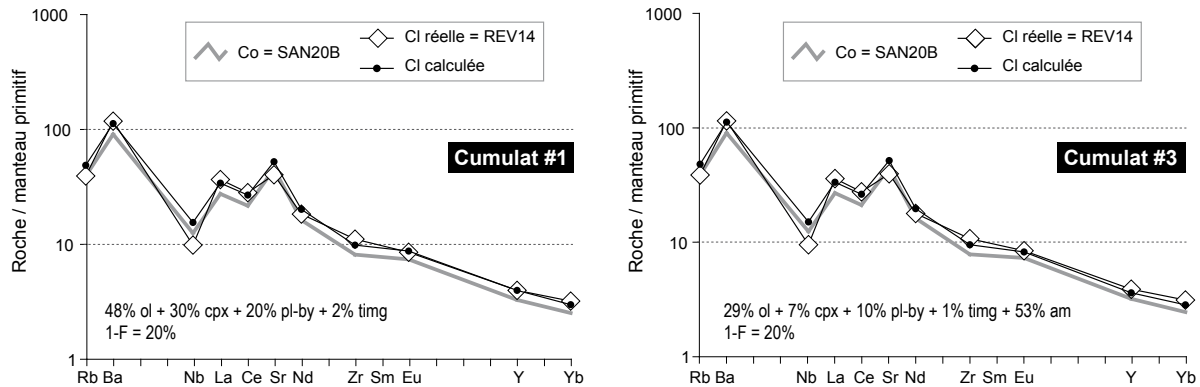
	Composition modale du cumulat (%)						
	ol-cb	cpx-cb	pl-by	timg	amA	1-F (%)	Σr ²
#1	48,1	30,1	20,1	1,8		24,6	0,374
#2	49,0	29,5	21,5			26,2	0,631
#3	29,4	7,1	9,6	0,5	53,4	27,6	0,075

Les cumulats mis en évidence en grisé ont été testés avec les éléments en traces.

Composition en éléments en traces des roches parent (SAN20B) et fille (REV14) utilisées dans les modèles de cristallisation fractionnée entre la lave primaire du Sangay et la série magmatique du Reventador.

Pour la modélisation à l'aide des éléments en traces, l'équation provient de Rayleigh (1896) (cf. § 5.5.1) et les coefficients de partage sont présentés dans l'annexe V-V.

	Roche parent		Roche fille	
	SAN20B	REV14	SAN20B	REV14
(ppm)				
Rb	25,0	25,0		
Sr	970	865		
Y	14,9	18,0		
Zr	91	124		
Nb	9,0	7,0		
Ba	644	830		
La	19,2	25,5		
Ce	39,0	50,0		
Nd	22,4	25,0		
Sm	4,00	5,00		
Eu	1,26	1,44		
Gd	3,50	4,25		
Dy	2,76	3,20		
Er	1,45	1,60		
Yb	1,24	1,59		
Th	3,50	3,30		



Diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montrant la composition de la roche fille calculée (CI calculée) par rapport à la roche fille réelle (CI réelle = REV14). Co = composition de la roche parent (SAN20B) ; 1-F = taux de cristallisation fractionnée ; ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; pl-by = plagioclase (bytownite) ; timg = titano-magnétite ; am = amphibole.

Ces diagrammes montrent que la lave la plus primitive de la série du Reventador (REV14) pourrait dériver de la lave SAN20B, par le fractionnement (~20%) d'un cumulat refermant de l'olivine, du clinopyroxène, du plagioclase, de la titano-magnétite, voire de l'amphibole.

ANNEXE V-V

Coefficients de partage utilisés dans les modèles de cristallisation fractionnée

Coefficients de partage utilisés dans la modélisation géochimique de la cristallisation fractionnée pour les roches des laves de Mera, du Pan de Azúcar, ainsi que pour les modèles entre le basalte SAN20B et la lave REV14.

	ol (1)	cpx (1)	am (1)	am^A (1)	grt (1)	pl (2)	timg (2)	ap (3)	hyn (4)
Rb	0,0003	0,0004	0,023	<i>0,040</i>	0,0002	0,071	<i>0,010</i>	0,0009	0,01175
Ba	0,000005	0,0003	0,010	<i>0,100</i>	0,00007	0,23	<i>0,010</i>	0,1122	0,01
Nb	0,00005	0,0089	0,08	<i>1,3</i>	0,01	0,01	0,400	0,0016	0,01089
La	0,0002	0,054	0,075	<i>0,5</i>	0,0007	0,19	1,5	14,5	0,0581
Ce	0,00007	0,086	0,11	0,11	0,0026	0,111	1,3	21,1	0,05098
Sr	0,00004	0,091	0,27	<i>0,2</i>	0,0007	1,83	<i>0,010</i>	3,1067	0,520
Nd	0,0003	0,19	0,23	<i>0,23</i>	0,027	0,09	1,0	32,8	0,05308
Zr	0,001	0,26	0,25	<i>1,4</i>	0,2	0,048	0,100	0,0402	0,00158
Sm	0,0009	0,27	0,32	<i>1,2</i>	0,22	0,072	1,10	13,671	0,03794
Eu	0,0005	0,43	0,52	<i>0,52</i>	0,61	0,443	0,6	25,5	0,09446
Y	0,0082	0,47	0,54	<i>2,5</i>	3,3	0,03	0,20	5,1122	0,01943
Yb	0,024	0,43	0,50	<i>1,2</i>	6,4	0,056	0,9	15,4	0,00001

ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; am = amphibole ; grt = grenat ; pl = plagioclase ; timg = titano-magnétite ; ap = apatite ; hyn = hâÿyne.

(1) liquides basiques (compilation d'Halliday et al., 1995) ; **(2)** liquides basiques et andésites basaltiques (compilation de Rollinson et al., 1993) ; **(3)** différents liquides silicatés (expériences de Prowatcke et Klemme, 2006) ; **(4)** déterminés par calcul à l'aide des teneurs en éléments en traces, analysés dans des hâÿynes du Sumaco, et dans la roche totale correspondante (communication écrite de E. Bourdon et J.-P. Eissen) ; *en italique* : liquides andésitiques (compilation de Rollinson et al., 1993) ; *en gris* : (liquides dacitiques (compilation de Rollinson et al., 1993).

^A Coefficients de partage pour l'amphibole utilisés seulement dans les modèles de la séquence CF₂ de la série Pan de Azúcar 1.

ANNEXE VI-I

Calcul d'erreur

A) Calcul d'erreur sur la composition chimique de la péridotite BRI-5

Les incertitudes sur les mesures de la composition de BRI-5 proviennent du SARM (Service d'Analyse des Roches et Minéraux), qui est situé au CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) de Nancy. Elles sont présentées dans le tableau VI-IA et correspondent à l'écart-type relatif (1σ) pour la méthode utilisée (ICP-AES). Les erreurs utilisées dans les calculs sont de 2σ .

BRI-5								
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
<1%	<20%	<10%	<5%	<1%	<5%	<1%	<10%	<10%

Tableau VI-IA

Pourcentage d'erreur sur la composition chimique de la péridotite BRI-5.

B) Calcul d'erreur sur la composition chimique de l'amphibole LIM-23

Les incertitudes sur les analyses de la composition de l'amphibole correspondent à deux fois l'écart-type (2σ) dans une population de 5 mesures réalisées à la microsonde électronique (communication personnelle de G. Chazot).

C) Calcul d'erreur sur la composition chimique de l'adakite QC3-109

Les incertitudes sur les mesures de la composition de l'adakite sont de 2% pour tous les éléments majeurs et correspondent à deux fois l'écart-type relatif de la méthode d'analyse par ICP-AES (Beate et al., 2001).

D) Calcul d'erreur sur les mélanges piègeAu et Badak5

Comme ces deux mélanges sont formés à 95% par la péridotite BRI-5, les erreurs retenues sont les siennes (pointA), sauf pour K₂O qui n'a pas été mesuré (concentration inférieure à la limite de détection). Ainsi, la teneur en K₂O du mélange provient de l'amphibole LIM-23 ou de l'adakite QC3-109. Ce sont donc leurs erreurs respectives qui sont utilisées pour le potassium.

E) Calcul d'erreur sur les compositions chimiques des phases analysées à la microsonde électronique

Le calcul d'erreur associé à la concentration d'un élément dans une phase tient compte de:

- la précision de la mesure (incertitude), *i.e.* l'erreur analytique α calculée à partir des statistiques de comptage sur les standards et sur les échantillons (Tableau VI-1E) ;
- la dispersion statistique, exprimée par l'écart-type δ d'une population de n analyses (n varie de 5 à 16 pour les phases minérales et de 3 à 27 pour la phase liquide).

L'erreur retenue sera la valeur maximale du couple (α , 2δ).

Erreur analytique α (% relatif)						
	verre	olivine	cpx	opx	spinelle	grenat
SiO ₂	$y = -0,0071x + 1,5013$	$y = -0,0127x + 1,484$	$y = 0,817$	$y = -0,0109x + 1,4352$	$y = 6,0484x^{-0,8607}$	$y = -0,0092x + 1,3131$
TiO ₂	$y = 13,991x^{-0,7393}$	$y = 5,557x^{-0,9561}$	$y = 6,3548x^{-0,9122}$	$y = 6,8095x^{-0,9052}$	$y = 6,6838x^{-0,8773}$	$y = 62,344x + 43,457$
Al ₂ O ₃	$y = 8,133x^{-0,527}$	$y = 3,4014x^{-0,924}$	$y = -0,262x + 3,1586$	$y = -0,1392x + 2,2659$	$y = -0,0055x + 0,8951$	$y = -0,026x + 1,7548$
Cr ₂ O ₃	$y = 10,027x^{-0,949}$	$y = 7,7138x^{-0,8959}$	$y = 10,77x^{-0,54}$	$y = 8,8447x^{-0,8278}$	$y = 9,8813x^{-0,5039}$	$y = -3,0135x + 12,701$
FeO	$y = 13,985x^{-0,5932}$	$y = -0,138x + 4,0801$	$y = -0,4414x + 6,0458$	$y = -0,234x + 4,9226$	$y = -0,18x + 4,4915$	$y = -0,1759x + 4,4572$
MnO	$y = 8,1367x^{-1,0021}$	$y = 5,8808x^{-1,0079}$	$y = 6,0204x^{-0,9758}$	$y = 5,6198x^{-1,0256}$	$y = 5,4901x^{-1,0762}$	$y = -83,206x + 48,244$
MgO	$y = 8,4982x^{-0,5196}$	$y = 0,527$	$y = -0,0193x + 1,6851$	$y = -0,0098x + 0,9437$	$y = -0,0745x + 2,8551$	$y = -0,0345x + 2,0239$
CaO	$y = 12,109x^{-0,5399}$	$y = 7,0264x^{-0,8062}$	$y = -0,078x + 3,2488$	$y = 8,7181x^{-0,5751}$	$y = 6,6999x^{-0,8413}$	$y = -0,2416x + 4,7178$
Na ₂ O	$y = 11,456x^{-0,5395}$		$y = 7,9116x^{-0,6371}$		$y = 5,2964x^{-0,8947}$	$y = 2,7561x^{-1,0751}$
K ₂ O	$y = 12,625x^{-0,5795}$					

Tableau VI-1E

Formules pour le calcul de l'incertitude analytique α (en % relatif).
 x = concentration de l'élément (en % poids).

F) Calcul d'erreur sur les proportions modales

L'erreur calculée par l'algorithme d'Albarède et Provost (1977) est obtenue à partir des erreurs sur les compositions chimiques des phases (point E) et du mélange de départ (point D). Elle est exprimée sous la forme de 2σ .

ANNEXE VI-II

Formules structurales des minéraux

Série MAd5 à 2 GPa

		N	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	total
MAd5#2 1200°C	ol	11	1,000	0,000	0,002	0,001		0,176	0,002	1,813	0,004	0,001	0,000	2,999
	opx	9	1,851	0,002	0,231	0,011	0,063	0,135	0,004	1,649	0,043	0,012	0,000	4,000
	cpx	7	1,855	0,011	0,280	0,018	0,086	0,059	0,004	0,855	0,718	0,115	0,000	4,000
	spi (c)	7	0,009	0,008	1,448	0,199	0,318	0,232	0,003	0,780	0,001	0,001	0,000	3,001
MAd5#4 1225°C	ol	10	1,000	0,000	0,002	0,001		0,174	0,003	1,815	0,004	0,001	0,000	3,000
	opx	8	1,854	0,003	0,240	0,012	0,049	0,145	0,005	1,633	0,046	0,014	0,001	4,000
	cpx	8	1,847	0,008	0,299	0,019	0,091	0,073	0,004	0,875	0,663	0,121	0,000	4,000
	spi (c)	9	0,010	0,007	1,459	0,204	0,304	0,224	0,003	0,788	0,002	0,001	0,000	3,001
MAd5#1 1250°C	ol	12	1,004	0,000	0,002	0,001		0,169	0,003	1,811	0,004	0,001	0,000	2,995
	opx	10	1,861	0,003	0,218	0,013	0,055	0,137	0,004	1,650	0,048	0,013	0,000	4,000
	cpx	8	1,846	0,006	0,287	0,019	0,090	0,080	0,003	0,888	0,679	0,101	0,001	4,000
	spi (d)	4	0,010	0,008	1,299	0,231	0,433	0,240	0,003	0,772	0,003	0,000	0,001	3,000
	spi (e)	4	0,011	0,009	1,251	0,268	0,440	0,257	0,003	0,759	0,002	0,000	0,000	3,000
MAd5#14 1275°C	ol	10	1,014	0,000	0,002	0,001		0,152	0,003	1,808	0,004	0,001	0,000	2,985
	opx	10	1,867	0,003	0,246	0,016	0,014	0,182	0,004	1,596	0,058	0,015	0,000	4,000
	cpx	9	1,865	0,006	0,284	0,023	0,054	0,116	0,003	0,894	0,653	0,102	0,000	4,000
	spi (d)	5	0,011	0,013	1,088	0,173	0,692	0,276	0,005	0,741	0,002	0,001	0,000	3,001
	spi (e)	6	0,012	0,013	1,049	0,192	0,710	0,276	0,004	0,743	0,002	0,001	0,000	3,000
MAd5#3 1300°C	ol	9	0,999	0,000	0,003	0,001		0,168	0,003	1,822	0,005	0,001	0,000	3,000
	opx	10	1,848	0,002	0,240	0,017	0,056	0,136	0,003	1,626	0,060	0,012	0,000	4,000
	cpx	10	1,845	0,005	0,277	0,025	0,086	0,078	0,004	0,940	0,654	0,087	0,001	4,000
	spi (d)	5	0,010	0,007	1,269	0,320	0,378	0,229	0,004	0,782	0,003	0,000	0,000	3,000
	spi (e)	6	0,009	0,006	1,230	0,353	0,386	0,234	0,003	0,776	0,002	0,000	0,000	3,000
MAd5#6 1325°C	ol	12	1,004	0,000	0,002	0,000		0,143	0,003	1,836	0,005	0,001	0,000	2,995
	opx	11	1,844	0,002	0,233	0,016	0,073	0,121	0,004	1,633	0,061	0,014	0,000	4,000
	cpx	10	1,846	0,006	0,275	0,021	0,098	0,080	0,003	0,912	0,662	0,097	0,000	4,000
	spi (d)	8	0,011	0,012	0,986	0,173	0,796	0,274	0,004	0,742	0,003	0,001	0,000	3,001
	spi (e)	8	0,010	0,012	0,933	0,219	0,805	0,279	0,004	0,737	0,001	0,000	0,000	3,000
MAd5#13 1325°C	ol	13	1,002	0,000	0,002	0,001		0,155	0,003	1,828	0,005	0,001	0,000	2,997
	opx	10	1,848	0,002	0,235	0,019	0,058	0,133	0,003	1,624	0,064	0,013	0,000	4,000
	cpx	11	1,842	0,005	0,274	0,024	0,093	0,076	0,003	0,964	0,635	0,085	0,000	4,000
	spi (d)	7	0,012	0,008	1,136	0,244	0,580	0,247	0,004	0,767	0,002	0,000	0,000	3,000
	spi (e)	6	0,011	0,008	1,094	0,281	0,586	0,249	0,004	0,765	0,002	0,001	0,001	3,001
MAd5#5 1350°C	ol	14	0,992	0,000	0,003	0,001		0,147	0,003	1,855	0,006	0,001	0,000	3,007
	opx	7	1,829	0,002	0,228	0,020	0,102	0,087	0,004	1,643	0,072	0,013	0,000	4,000
	cpx	8	1,827	0,003	0,267	0,032	0,111	0,058	0,004	1,042	0,585	0,071	0,000	4,000
	spi (d)	5	0,010	0,007	1,056	0,287	0,622	0,238	0,003	0,774	0,002	0,001	0,000	3,001
	spi (e)	5	0,010	0,008	1,033	0,310	0,622	0,240	0,004	0,772	0,002	0,002	0,001	3,001

Série MAd5 à 2,5 GPa

		N	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	total
MAd5#8 1250°C	ol	9	1,006	0,001	0,002	0,001		0,148	0,003	1,828	0,003	0,001	0,000	2,992
	opx	11	1,869	0,002	0,205	0,012	0,057	0,135	0,003	1,659	0,042	0,016	0,000	4,000
	cpx	9	1,868	0,007	0,268	0,020	0,099	0,076	0,003	0,860	0,661	0,138	0,001	4,000
	spi (d)	5	0,011	0,020	0,896	0,158	0,885	0,309	0,004	0,715	0,002	0,001	0,001	3,001
	spi (e)	5	0,013	0,018	0,909	0,165	0,864	0,311	0,004	0,714	0,003	0,001	0,000	3,001
	grt	11	2,974	0,010	1,840	0,055	0,121	0,305	0,016	2,285	0,400	0,004	0,001	8,011
MAd5#11 1275°C	ol	11	1,008	0,000	0,002	0,001		0,152	0,003	1,820	0,004	0,002	0,000	2,991
	opx	10	1,864	0,002	0,237	0,013	0,035	0,158	0,004	1,623	0,048	0,016	0,000	4,000
	cpx	8	1,866	0,007	0,282	0,020	0,078	0,095	0,003	0,877	0,649	0,124	0,001	4,000
	spi (d)	6	0,013	0,014	1,118	0,170	0,659	0,269	0,003	0,752	0,002	0,001	0,000	3,001
	spi (e)	5	0,017	0,013	1,077	0,187	0,675	0,268	0,003	0,755	0,003	0,001	0,001	3,001
	grt	9	2,993	0,011	1,840	0,061	0,097	0,310	0,016	2,238	0,427	0,004	0,001	8,000
MAd5#9 1300°C	ol	8	1,003	0,000	0,003	0,001		0,147	0,003	1,836	0,003	0,001	0,000	2,996
	opx	9	1,850	0,003	0,240	0,013	0,062	0,134	0,004	1,622	0,052	0,020	0,001	4,000
	cpx	10	1,854	0,006	0,292	0,020	0,104	0,081	0,004	0,901	0,600	0,138	0,000	4,000
	spi (d)	5	0,013	0,017	1,048	0,136	0,756	0,266	0,004	0,758	0,003	0,001	0,000	3,001
	spi (e)	7	0,012	0,018	1,029	0,151	0,759	0,276	0,004	0,749	0,001	0,001	0,000	3,000
MAd5#10 1300°C	ol	10	1,006	0,000	0,003	0,001	0,155		0,003	1,820	0,004	0,001	0,000	2,993
	opx	10	1,847	0,002	0,243	0,016	0,059	0,136	0,004	1,620	0,056	0,018	0,000	4,000
	cpx	10	1,855	0,006	0,283	0,022	0,087	0,082	0,003	0,898	0,649	0,115	0,000	4,000
	spi (d)	5	0,012	0,011	1,160	0,180	0,615	0,255	0,004	0,761	0,003	0,001	0,000	3,000
	spi (e)	6	0,012	0,011	1,087	0,232	0,636	0,266	0,003	0,751	0,002	0,000	0,000	3,001
	grt	8	2,984	0,008	1,826	0,066	0,115	0,303	0,015	2,264	0,421	0,004	0,001	8,006
MAd5#12 1300°C	ol	9	1,002	0,000	0,002	0,001	0,154		0,003	1,829	0,004	0,002	0,000	2,997
	opx	9	1,843	0,002	0,245	0,013	0,071	0,124	0,004	1,620	0,058	0,020	0,000	4,000
	cpx	8	1,841	0,006	0,289	0,020	0,108	0,064	0,004	0,907	0,649	0,112	0,001	4,000
	spi (d)	6	0,012	0,013	1,104	0,182	0,664	0,265	0,003	0,754	0,002	0,001	0,001	3,001
	spi (e)	7	0,012	0,014	1,078	0,197	0,673	0,267	0,003	0,753	0,002	0,001	0,000	3,001
MAd5#17 1325°C	ol	10	1,005	0,000	0,003	0,001	0,170		0,003	1,807	0,004	0,001	0,000	2,994
	opx	8	1,858	0,002	0,237	0,018	0,042	0,153	0,004	1,618	0,053	0,016	0,000	4,000
	cpx	10	1,860	0,005	0,280	0,025	0,077	0,089	0,003	0,922	0,625	0,113	0,001	4,000
	spi (d)	6	0,012	0,009	1,286	0,241	0,432	0,240	0,003	0,775	0,001	0,001	0,000	3,001
	spi (e)	5	0,010	0,009	1,252	0,255	0,453	0,240	0,004	0,773	0,002	0,001	0,001	3,001
	grt	8	2,988	0,010	1,817	0,071	0,116	0,294	0,014	2,251	0,436	0,006	0,001	8,003
MAd5#15 1350°C	ol	12	1,006	0,000	0,003	0,001	0,148		0,003	1,826	0,005	0,001	0,000	2,992
	opx	10	1,851	0,002	0,247	0,017	0,047	0,149	0,004	1,602	0,065	0,017	0,000	4,000
	cpx	9	1,852	0,004	0,284	0,024	0,086	0,095	0,004	0,976	0,571	0,105	0,000	4,000
	spi (d)	6	0,014	0,012	1,059	0,151	0,739	0,256	0,003	0,763	0,003	0,001	0,000	3,001
	spi (e)	7	0,013	0,011	1,032	0,177	0,743	0,255	0,004	0,763	0,002	0,001	0,000	3,001
MAd5#16 1375°C	ol	10	1,008	0,000	0,003	0,001	0,147		0,002	1,824	0,004	0,002	0,000	2,991
	opx	9	1,852	0,002	0,242	0,016	0,053	0,140	0,004	1,609	0,064	0,019	0,000	4,000
	cpx	9	1,855	0,005	0,284	0,023	0,079	0,107	0,004	0,945	0,592	0,106	0,000	4,000
	spi (d)	5	0,013	0,012	1,066	0,145	0,738	0,261	0,004	0,758	0,002	0,000	0,000	3,000
	spi (e)	6	0,016	0,012	1,019	0,185	0,741	0,261	0,004	0,762	0,002	0,000	0,000	3,000

FUSION PARTIELLE D'UN MANTEAU MÉTASOMATISÉ
PAR UN LIQUIDE ADAKITIQUE :
*APPROCHES GÉOCHIMIQUE ET EXPÉRIMENTALE DE LA GENÈSE
ET DE L'ÉVOLUTION DES MAGMAS DE L'ARRIÈRE-ARC ÉQUATORIEN*

Les cônes de Puyo, les coulées de Mera et le stratovolcan Pan de Azúcar, trois formations Plio-Quaternaires situées dans l'arrière-arc volcanique équatorien (Oriente), ont émis des laves potassiques pauvres en silice. La modélisation géochimique, associée à une étude de fusion expérimentale réalisée en piston-cylindre, ont permis de contraindre l'origine et l'évolution de ces magmas. Dans un premier temps, le coin de manteau lherzolitique est métasomatisé par 3 à 5% de liquide silicaté (adakite), provenant de la fusion de la croûte océanique subductée. Il a ensuite partiellement fondu ($F = 1-4\%$), entre 2-3 GPa et 1170-1400°C, en laissant un résidu lherzolitique à grenat \pm phlogopite. Alors que les séries de Mera et du Pan de Azúcar se sont différenciées par cristallisation fractionnée, une faible variation du degré de fusion a engendré la totalité des laves de Puyo. La participation de liquides silicatés lors de la genèse des laves de l'Oriente démontre l'influence de la Ride océanique de Carnegie jusque dans l'arrière-arc, indiquant par là même que la ride est entrée dans la zone de subduction bien avant le Pléistocène inférieur.

PARTIAL MELTING OF AN ADAKITE-METASOMATIZED MANTLE :
*GEOCHEMICAL AND EXPERIMENTAL APPROACHES FOR THE GENESIS
AND THE EVOLUTION OF THE ECUADORIAN REAR-ARC MAGMAS*

The Puyo cones, the Mera series and the Pan de Azúcar stratovolcano, three Plio-Quaternary formations located in the Ecuadorian volcanic rear-arc (Oriente), erupted silica-poor potassic lavas. The origin and the evolution of these magmas were constrained by geochemical modelling and an experimental melting study performed in a piston-cylinder device. First, the lherzolitic mantle wedge was metasomatized by 3-5% of silicic liquids generated by the melting of the subducted slab. Second, it partially melts ($F = 1-4\%$) between 2-3 GPa and 1170-1400°C, leaving a garnet \pm phlogopite-bearing residue. Whereas the Mera and Pan de Azúcar series differentiate by fractional crystallization, only a small variation of the degree of partial melting accounts for the whole Puyo series. The involvement of silicic liquids during the genesis of the Oriente lavas points to the influence of the subducted Carnegie Ridge in the volcanic rear-arc and suggests that the ridge was present in the Ecuadorian subduction zone before the lower Pleistocene.