

N° d'Ordre : D.U. 2009

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

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N° 633

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Pétrologie

par

Sarah Lambart

Diplômée d'Etudes Approfondies

**Rôle des hétérogénéités mantelliques
dans la genèse des MORB :**

**Etude expérimentale de la fusion partielle des pyroxénites
et des interactions magma/roche à haute pression**

Soutenue publiquement le 08 janvier 2010 devant la commission d'examen :

Othmar Müntener	Professeur, UNIL, Lausanne	Rapporteur
Michel Pichavant	Directeur de Recherche, ISTO, Orléans	Rapporteur
Ariel Provost	Professeur, LMV, Clermont-Ferrand	Président
Max W. Schmidt	Professeur, ETH, Zürich	Examinateur
Didier Laporte	Directeur de Recherche, LMV, Clermont-Ferrand	Directeur de thèse
Pierre Schiano	Professeur, LMV, Clermont-Ferrand	Directeur de thèse

Merci...

Voilà, trois ans et trois mois de thèse et six ans et demis en tout à Clermont pour en arriver là. On peut dire que ça fait plaisir car c'est sans doute une des plus belles pages à écrire!!!

Je tiens tout d'abord à remercier, aussi sincèrement que chaleureusement, mes deux directeurs de thèse, Didier Laporte et Pierre Schiano. Merci Didier de m'avoir fait confiance en me laissant notamment beaucoup d'autonomie et d'indépendance dans la réalisation de mon travail de thèse. Parallèlement, merci d'avoir toujours été disponible quand j'ai eu besoin de toi et merci de m'avoir aussi bien enseigné l'art de la pétrologie expérimentale et la rigueur nécessaire. Je te remercie, Pierre, en outre pour ton perpétuel optimisme, tes conseils et ton expérience lors de la rédaction des articles, et pour ton soutien tout au long de cette thèse.

Je tiens aussi à remercier le jury d'avoir accepté de juger mon travail et permis d'initier de nouvelles pistes de réflexion : Othmar Müntener, Michel Pichavant, Max Schmidt et Ariel Provost.

Bien entendu, u ne thèse ne se fait pas seule. En trois ans, beaucoup de personnes m'ont aidée et j'espère n'oublier personne en les remerciant ici par écrit. Merci tout d'abord à Jacques Kornprobst pour avoir mis à ma disposition sa collection d'échantillons de Beni Boussera et pour avoir pris du temps pour discuter de leur provenance et pétrographie (la prochaine fois, j'essayerai d'aller chercher moi-même les échantillons).

Merci également à Jean-Luc D., maître incontesté de la microsonde, et à Jean-MEB pour m'avoir formé sur..., bah son nom le dit.... Merci à Ariel pour son programme de bilan de masse et surtout pour m'avoir donné l'occasion d'enseigner les mathématiques à des, espérons-le, futurs géologues (promis, pour la prochaine fois, je révise ma thermo...). Merci aussi à Ben, d'une part pour m'avoir permis de m'essayer aux pâtes de sable, et surtout, pour m'avoir permis d'encadrer le stage de terrain des Monts Dore pendant ces trois années. Merci également à Gérard Torrent pour les cours du CUST et à François Gibert qui s'est démené pour que mon service ne soit pas trop chargé pour la dernière année.

Merci à Jean-Luc P. de m'avoir donné quelques ficelles sur le laser avant de partir à Lausanne. Un grand merci à Frank, toujours disponible et toujours près à nous aider dans nos déboires avec les pistons... Merci aussi à Jean-Louis pour la confection des innombrables petites pièces, à Mhammed pour ses analyses rapides, Pierre B. pour ses macros et ses conseils, Etienne et Ken, pour leurs conseils et leur soutien dans les recherches de postdoc, à Muriel pour son aide sur pMELTS. Merci aussi à Jean-Luc F. car, même si il ne le sait pas, c'est après une discussion avec lui que j'ai décidé d'arrêter de fumer. Merci à Nathalie pour son rire communicatif dans les couloirs. Merci aussi à Sylvaine, qui nous trouve toujours l'article que l'on souhaite, à Cécile, Véronique, Marie-Christine A., Marie-Christine M. et Mallory pour la paperasse souvent incompréhensible sans elles et à Marlène et Eliane pour leur bonne humeur matinale. Enfin, merci aux étudiants qui m'ont permis de faire passer plus vite les innombrables heures de retard de la SNCF en corrigeant leur copies...

Je voulais aussi remercier François Faure de m'avoir initié à la pétroex dès le TER et de m'avoir donné envie de continuer dans cette voie.

Merci à Sébastien Pilet pour les nombreuses discussions lors des congrès, pour avoir accepté d'assister à ma soutenance, mais surtout pour m'avoir permis de venir faire les analyses en traces de mes échantillons dans son laboratoire à Lausanne. Merci aussi à Alexey Ulianov pour avoir pris beaucoup de son temps afin de nous calibrer la machine le mieux possible.

Mes pensées se tournent maintenant vers les potos, les copains, bref, les amis. Le premier merci s'adresse aux fondateurs de cette belle équipe clermontoise : Lydie (ma pacse... elle pourra «témoigner»), Bikett (merci pour tout...sauf pour le maroilles), Roro (notre fidèle chef du BDE et éternel organisateur de sortie cailloux) et Julie (la plus petite basketteuse de Clermont) qui sont là depuis le début! Un merci spécial à Marion, ma co-bureau pendant trois ans qui s'est révélée au cours de cette thèse une véritable amie. Je suis super heureuse de te rejoindre bientôt à Caltech ! Une pensée spéciale aussi pour ceux qui ne sont plus à Clermont aujourd'hui mais qui ont marqué ma vie dans cette ville : Lyde (tu déchires !), Max (et le briquet de marines), Dédée («j'suis pas comme ça dans la vrai vie»), Polo, Mélanie (la seconde MnM's), Cynthia (la «vrai» fille), Daniel (j'espère te revoir bientôt à Quito), Audray (la plus roots d'entre-nous!), Silvana, Géraldine (merci de m'avoir initier au 1/2"), Laurence, Guillau-me (le roi des contrepétries).

Je n'oublie pas mes autres co-bureaux qu'ils aient été de passage ou non... Ahmed (je vais m'entrainer à la natation...), Ben (le patron, le boss, le grand frère, le guide de notre première année), Julia (malgré un passage très furtif) et Wu (很高兴认识您。= hěn gāo xìng rèn shì nín). Et merci à tous les autres, Dr Nick (bubbleman), Célia (collègue de piston), Yann (vive les gratte-gratte dans les cheveux !), Anais (organisatrice officielle de soirée fille), Mathieu (une pointe de douceur dans ce monde de brute), Aurélien, Sébastien (dit Jean-Hub'), Kim (the kiwi girl), Fanny, Hanika, Giacomo, Noël, Audrey, Arnaud, Hichem et tous les autres... Spéciale dédicace aux non géologues qui ont dû supporter durant ces années un certain nombre de discussions de «geologist geek» : Blaise (rendez vous à Pasadena) et Marjo (merci pour tes anecdotes de «boulot»...). J'espère vous revoir tous très bientôt et qu'on aura l'occasion de se revoir à Clermont, en France, ou ailleurs!

Un grand merci à ma maman qui m'a toujours soutenu dans mes choix de vie et de travail et pour être toujours là quand il le faut. Merci aussi à mes deux sœurs, Typhaine et Marie, à Cédric et à la futur belle-famille qui sont venus écouter tout mon charabia le jour de la soutenance. Une pensée particulière à tous ceux qui n'ont pas pu venir...on se rattrapera le 10 avril...

Enfin, mon plus grand merci est pour toi, Christophe, pour avoir été à mes côtés durant cette thèse, pour m'avoir toujours encouragée et soutenue, en particulier ces derniers mois qui n'ont pas dû être facile pour toi non plus. Merci pour toute la joie que l'on a partagée, merci de me donner confiance en moi et de me redonner le sourire quand j'en ai besoin. Quoi que je dise, ça ne suffirait pas mais tu sais ce que je pense donc je finirais juste par vivement la suite !

Rôle des hétérogénéités mantelliques dans la genèse des MORB :

Etude expérimentale de la fusion partielle des pyroxénites et des interactions magma/roche à haute pression

Depuis une vingtaine d'années, la connaissance de la variabilité chimique et pétrographique des laves formées en contexte d'accrétion océanique (MORB) s'est considérablement approfondie. Il est ainsi apparu que le manteau supérieur sub-océanique est beaucoup plus hétérogène que ne le laissait penser la relative homogénéité chimique des MORB. Ainsi, le manteau contient une fraction significative de pyroxénites qui pourraient jouer un rôle important dans la production des basaltes. De même, l'importance des interactions entre les magmas en cours d'ascension et leur encaissant péridotitique a longtemps été sous-estimée. Le transport des magmas basaltiques dans des chenaux dunitiques de haute perméabilité formés par la focalisation des magmas en profondeur est le mécanisme généralement proposé sous les rideaux médio-océaniques, mais l'ampleur des transformations chimiques subies par les magmas au cours ce processus est encore peu connue.

J'ai réalisé des expériences en piston-cylindre entre 0.5 et 2.5 GPa pour caractériser les relations de fusion et les compositions de liquide de trois pyroxénites et pour quantifier les effets des interactions magma/péridotite. La technique d'extraction des liquides par microdike a été utilisée pour obtenir des analyses de verre fiables même à de très faibles degrés de fusion. L'objectif était d'apporter des réponses à trois problèmes importants de la pétrogenèse des MORB : Quel est le rôle des pyroxénites sur la composition en éléments majeurs des MORB ? Quel est le sort des liquides pyroxénitiques durant leur passage à travers le manteau péridotitique ? Quelles sont les transformations induites par la focalisation des magmas et les interactions magma/roche sur la composition chimique des liquides et sur la chimie et la minéralogie de l'encaissant péridotitique ?

Les données acquises au cours de cette thèse constituent une base de données importante sur les relations de fusion des pyroxénites et sur les compositions des liquides issus des pyroxénites, en particulier les compositions aux faibles degrés de fusion. Les expériences de fusion partielle menées sur trois pyroxénites représentatives de la variabilité compositionnelle mondiale montrent que, à 1 et 1.5 GPa, la plupart des liquides issus des pyroxénites présentent des compositions en éléments majeurs très similaires à celles des liquides péridotitiques. Ces liquides sont susceptibles de remonter à la surface en interagissant peu ou pas avec le manteau environnant. A plus haute pression, les interactions entre les liquides issus des pyroxénites et le manteau péridotitique subsolidus aboutissent au contraire à une consommation substantielle des liquides et à une forte cristallisation de clinopyroxènes susceptibles d'isoler les pyroxénites de leur encaissant et de créer de nouvelles hétérogénéités lithologiques dans le manteau supérieur. Par conséquent, la fusion partielle des pyroxénites peut avoir des effets significatifs sur la composition minéralogique et chimique du manteau et sur les dynamiques d'extraction et de transport des magmas. Au contraire, dans la plupart des cas, la contribution de liquides issus des pyroxénites n'entraîne pas de changement majeur dans les compositions des magmas basaltiques primitifs. Plus rarement, les pyroxénites produisent des liquides anormalement pauvres en silice et riches en fer dont on retrouve peut-être la signature dans une classe de MORB primitifs avec $\text{FeO} > 8.5\%$ et $\text{SiO}_2 < 48.7\%$ pds. Enfin, les expériences simulant le processus de focalisation des magmas sous les rideaux médio-océaniques confirment que la focalisation peut expliquer à la fois la formation de chenaux dunitiques et la composition des MORB primitif, en particulier leur sous-saturation en orthopyroxènes.

Mots-clés : pétrologie expérimentale, fusion partielle, MORB primitif, pyroxénites, interactions magma/roche, focalisation, dunite, hétérogénéités mantelliques, Beni Bousera (Maroc)

Role of mantle heterogeneities in MORB genesis: Experimental study of the partial melting of pyroxenites and magma/rock interaction at high pressure

Over the last twenty years, the knowledge of MORB petrological and chemical variability has been considerably extended. The sub-oceanic mantle, engaged in the partial melting at the MORB origin, has been revealed as relatively heterogeneous, and containing a significant fraction of pyroxenites that may play an important role in basalt generation. In the same way, the effect of the magma/peridotite interactions has been often underestimated. Usually, the transport of magma into high permeable dunite channels formed by focused flow is the mechanism proposed beneath mid-ocean ridges, but the chemical transformations of magmas during the process is badly constrained.

In this study, experiments have been conducted in piston-cylinder apparatus between 0.5 and 2.5 GPa in order to characterise melting relationships and the melt compositions of three pyroxenites, and also to quantify the effects of magma/peridotite interactions. The microdike technique was used to separate the liquid from the solid phases and to obtain reliable glass analyses, even at low degrees of melting. The aim was to answer three questions concerning the MORB petrogenesis: What is the role of pyroxenites in the major element composition of MORB? What is the fate of pyroxenite-derived melts into the peridotitic mantle? What transformations are inferred by magma focusing and magma/rock interactions on the melt composition and on the chemical and mineralogical composition of the host peridotite?

This study provides a large database for the melting relationships of pyroxenites and for the pyroxenite-derived melt compositions, especially at low degrees of melting. Partial melting experiments performed on three pyroxenites, representative of worldwide compositional variability, show that at 1 and 1.5 GPa, in many instances and for most major elements, pyroxenite-derived melts are similar to peridotite-derived melts. These melts may undergo minor interactions with the overlying peridotitic mantle. On the contrary, at higher pressure the interactions between pyroxenite-derived melts and the subsolidus peridotitic mantle lead to a substantial consumption of the percolating melt and to a crystallisation of clinopyroxenes. This is likely to impede further infiltration and to increase the ultramafic rock diversity in the upper mantle. Hence, the partial melting of pyroxenites may have significant effects on mantle source compositions and on the physicochemical processes of basalt genesis, while the contribution of pyroxenite-derived melts may not lead to major changes of the compositions of primitive basaltic magmas. Less frequently, pyroxenites yield melts with very SiO_2 -poor and FeO-rich compositions that may explain the major element signature of a class of primitive MORB with $\text{FeO} > 8.5\%$ et $\text{SiO}_2 < 48.7\%$ pds. Experiments on the effects of focused magma transport beneath mid-ocean ridges confirm that magma focusing can explain both the formation of dunite channels beneath mid-ocean ridges and the composition of primitive MORBs, and especially their under-saturation of orthopyroxene.

Key-words : experimental petrology, partial melting, primitive MORB, pyroxenites, magma/rock interactions, focalisation, dunite, mantle heterogeneities, Beni Bousera (Morocco)

SOMMAIRE

Résumé.....	5
Abstract.....	7
INTRODUCTION.....	19
<i>Contexte de l'étude :.....</i>	<i>19</i>
<i>Problématiques scientifiques :.....</i>	<i>20</i>
<i>Plan de travail :.....</i>	<i>21</i>
PARTIE I : LES BASALTES DE RIDES MEDIO-OCEANIQUES (MORB) : DEFINITION ET MODELES PETROGENETIQUES.....	23
I.1 Pétrographie, compositions en éléments majeurs et cristallisation.	24
I.1.1 Preuve d'un fractionnement de basse pression.....	24
I.1.2 Correction de fractionnement.....	24
I.2 Modèle de fusion sous les rides médio-océaniques.....	26
I.2.1 Les modèles de fusion partielle.....	26
I.2.2 Variation compositionnelle des MORB, profondeur axiale et épaisseur crustale.....	28
I.2.3 Régime de fusion sous les rides médio-océaniques.....	30
I.3 La source des MORB.....	32
I.3.1 Hétérogénéité du manteau : données géophysiques et arguments de terrain.....	33
I.3.2 Hétérogénéité du manteau : données géochimiques.....	35
I.3.2.1. Systématiques isotopiques	35
I.3.2.2 N-MORB, E-MORB vs. hétérogénéité de source.....	36
I.3.3 Modèles de manteau hétérogène.....	37

I.3.4 Présence des pyroxénites dans les régions-sources des MORB ?.....	38
I.4 Les modèles de migration des liquides à l'aplomb des rides médio-océaniques.....	40
I.4.1 Ecoulement passif versus écoulement dynamique.....	40
I.4.2 Migration et focalisation des liquides basaltiques.....	42
PARTIE II : METHODES EXPERIMENTALES, ANALYTI- QUES ET THEORIQUES.....	45
II.1 Techniques expérimentales.....	45
II.1.1 Préparation des échantillons.....	45
II.1.2 Expérimentation en piston-cylindre.....	46
<u>II.1.2.1 Dispositif expérimental : capsules et assemblages expérimentaux.....</u>	<u>46</u>
<u>II.1.2.2 Principe de fonctionnement.....</u>	<u>49</u>
<u>II.1.2.3 Pressurisation et chauffage.....</u>	<u>52</u>
<u>II.1.2.4 Contrôle de la pression et de la température.....</u>	<u>53</u>
II.1.3 Obtention et préservation des équilibres thermodynamiques.....	54
<u>II.1.3.1 Atteinte de l'équilibre dans les expériences.....</u>	<u>54</u>
<u>II.1.3.2 Les différents déséquilibres.....</u>	<u>57</u>
II.1.4 Techniques d'extraction du liquide.....	60
<u>II.1.4.1 Revue des différentes techniques d'extraction.....</u>	<u>60</u>
<u>II.1.4.2 La technique des microdikes : adaptation aux assemblages 1/2".</u>	<u>65</u>
II.2 Techniques analytiques.....	68
II.2.1 Etude des charges en lumière réfléchie et au MEB.....	68
II.2.2 Analyses des éléments majeurs à la microsonde électronique.....	69
II.2.3 Traitement des données, normalisations et bilans de masses.....	70

II.3 Adiabat_1ph : Modélisation thermodynamique de la pétrogénèse des MORB.....	71
II.3.1 Principe de fonctionnement.....	71
<u>II.3.1.1 Introduction.....</u>	71
<u>II.3.1.2 Bases thermodynamiques.....</u>	72
II.3.2 Application à la fusion mantellique.....	73
II.3.3 Autres fonctionnalités.....	75
 PARTIE III : RELATIONS DE FUSION DES PYROXENITES. 77	
III.1 Les pyroxénites.....	78
III.1.1 Définition.....	78
III.1.2 Pétrographie et compositions.....	78
<u>III.1.2.1 Pétrographie des pyroxénites mantelliques.....</u>	78
<u>III.1.2.2 Variabilité compositionnelle.....</u>	79
III.1.3 Origine des pyroxénites.....	82
<u>III.1.3.1 Origine des pyroxénites dans le manteau.....</u>	82
<u>III.1.3.2 Origine de la variabilité compositionnelle des pyroxénites.....</u>	83
III.2 Fusion des pyroxénites : Problématique et choix de compositions représentatives.....	83
III.2.1 Problématique.....	83
III.2.2 Sélection des matériaux de départ.....	87
<u>III.2.2.1 Les différentes méthodes d'étude.....</u>	87
<u>III.2.2.2 Analyse en composantes principales.....</u>	89
<u>III.2.2.3 Le Massif ultrabasique de Beni Bousera, Maroc.....</u>	92
<u>III.2.2.4 Résumé.....</u>	94
III.3 Etude expérimentale de la fusion des pyroxénites.....	95

III.3.1 Textures et structures.....	98
III.3.2 Diagrammes de phases.....	106
<u>III.3.2.1 M5-103.....</u>	106
<u>III.3.2.2 M5-40.....</u>	107
<u>III.3.2.3 M7-16.....</u>	107
<u>III.3.2.4 Résumé.....</u>	109
III.3.3 Températures de solidus et de liquidus.....	110
III.3.4 Réactions de fusion et productivités isobares.....	112
<u>III.3.4.1 Proportions des phases et réactions de fusion.....</u>	112
<u>III.3.4.2 Productivités isobares.....</u>	116
III.3.5 Compositions des minéraux.....	118
<u>III.3.5.1 Les clinopyroxènes.....</u>	118
<u>III.3.5.2 Les grenats.....</u>	121
<u>III.3.5.3 Les olivines.....</u>	121
<u>III.3.5.4 Les orthopyroxènes.....</u>	121
<u>III.3.5.5 Les plagioclases.....</u>	122
<u>III.3.5.6 Les spinelles.....</u>	122
III.3.6 Compositions des liquides.....	123
<u>III.3.6.1 «Effet de source».....</u>	123
<u>III.3.6.2 Influence de la pression.....</u>	128
III.4 Exploitation des résultats expérimentaux.....	132
III.4.1 Composition des liquides et coefficients de partage.....	133
<u>III.4.1.1 M5-103.....</u>	133
<u>III.4.1.2 M5-40.....</u>	134
<u>III.4.1.3 M7-16.....</u>	134
III.4.2 Effet de la composition des pyroxénites sur la température de solidus.	135
<u>III.4.2.1. Nature de l'assemblage minéralogique subsolidus.....</u>	136
<u>III.4.2.2. Effet du Mg#.....</u>	137
<u>III.4.2.3. Teneur en alcalins de la roche vs. teneur en alcalins du liquide.</u>	138
<u>III.4.2.4. Interdépendance des paramètres.....</u>	141
III.4.3 Effet de la composition des pyroxénites sur la température de liquidus.	142
<u>III.4.3.1 Séries à 2 et 2.5 GPa.....</u>	142

III.4.3.2 Séries à 1 et 1.5 GPa.....	142
III.4.4 Implication pour la productivité des pyroxénites.....	143
III.4.5 Comparaison pyroxénite/péridotite.....	144
III.5 Conclusions.....	146
 PARTIE IV : CONTRAINTES EXPERIMENTALES SUR LE ROLE DES PYROXENITES DANS LA COMPOSITION EN ELEMENTS MAJEURS DES MORBS..... 149	
IV.1 Problématique.....	149
IV.2 An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1.5 GPa: Implications for the major-element composition of Mid-Ocean Ridge Basalts.....	150
 Résumé.....	150
Abstract.....	152
1. Introduction.....	152
2. Experimental and analytical procedure.....	153
<i>2.1. Selection of starting materials.....</i>	153
<i>2.2. Experimental and analytical techniques.....</i>	153
3. Results.....	155
<i>3.1. Phase relations and melting reactions.....</i>	155
<i>3.1.1 Parageneses at or close to the solidus.....</i>	155
<i>3.1.2. Solidus and liquidus temperatures, melt productivities.....</i>	155
<i>3.1.3. Melting Reactions.....</i>	155
<i>3.2. Melt compositions.....</i>	156
4. Discussion.....	157
<i>4.1. Pyroxenite- vs. peridotite-derived melts: looking for discrimination features. 158</i>	
<i>4.1.1. Alkali oxides and TiO₂.....</i>	159
<i>4.1.2. FeO contents and Mg# of pyroxenite-derived liquids.....</i>	160
<i>4.1.3. SiO₂ as a tracer of pyroxenite-derived melts.....</i>	160

4.1.4. Summary.....	160
4.2. The contribution of pyroxenite-derived melts to basalt generation at mid-ocean ridge.....	160
4.2.1. Effect of pyroxenite composition on Π_L	161
4.2.2. Effect of Π_S on Π_L	161
4.2.3. Composition of average liquids.....	161
4.2.4. Comparison with primitive MORB.....	162
4.3.5. On the loss of pyroxenite signal en route to the ridge.....	162
5. Conclusions.....	162
Acknowledgments.....	163
References.....	163
 PARTIE V : ROLE DES INTERACTIONS MAGMA/ROCHE DANS LA GENESE DES MORB ET DANS L'HETEROGENEI- SATION DU MANTEAU : CONTRAINTES EXPERIMENTA- LES ET THEORIQUES.....	165
 V.1 Evolution des liquides issus des pyroxénites : implications pour l'hétérogénéité lithologique du manteau et les processus d'extraction des liquides.....	167
 V.1.1 Introduction.....	167
V.1.2 Stratégie expérimentale et théorique.....	169
V.1.2.1 Données du modèle et approche théorique.....	169
V.1.2.2 Approche expérimentale.....	171
V.1.3 Résultats théoriques : Réactions modales d'imprégnation et compositions modales des résidus.....	174
V.1.3.1 Préambule : calculs des réactions modales d'imprégnation.....	174
V.1.3.2 Résultats théoriques : Cas 1 (1.5 GPa-1250°C).....	174
V.1.3.3 Résultats théoriques : Cas 2 (2.5 GPa-1400°C).....	178
V.1.3.4 Résultats théoriques : Cas 3 (1 GPa-1290°C).....	182
V.1.4 Résultats expérimentaux.....	184
V.1.4.1 Paragénèses et textures des échantillons expérimentaux.....	184

<u>V.1.4.2 Validité des calculs.....</u>	185
<u>V.1.4.3 Composition des liquides.....</u>	187
<u>V.1.4.4 Bilan de l'étude expérimentale.....</u>	189
V.1.5 Discussion.....	190
<u>V.1.5.1 Implications pour l'hétérogénéisation du manteau lithosphérique.</u>	190
<u>V.1.5.2 Implications pour l'extraction des liquides à haute pression.....</u>	193
V.1.6 Conclusions.....	195
V.2 Processus de transport des magmas et interactions magma/roche : implications pour la genèse des MORB.....	196
V.2.1 Problématique.....	196
V.2.2 An experimental study of focused magma transport and basalt–peridotite interactions beneath mid-ocean ridges: implications for the generation of primitive MORB compositions.....	197
Résumé.....	197
Abstract.....	198
Introduction.....	198
Experimental and analytical techniques.....	201
Experimental rationale.....	201
Starting materials.....	201
Experimental techniques.....	201
Analytical techniques.....	202
Experimental results.....	202
Partial melting experiments of fertile mantle FM.....	203
Serie FF3: focusing factor $\Omega = 3$	206
Serie FF6: focusing factor $\Omega = 6$	208
pMELTS calculations.....	208
Theoretical approach.....	208
Partial meting of fertile mantle composition FM.....	209
Theoretical constraints on the effects of magma focusing.....	209
Focusing factors required to produce dunites at high pressure.....	209
Discussion and petrologic implications.....	211
Limitations of this study.....	211

Basalt-peridotite interactions: the solid side.....	212
Basalt-peridotite interactions: the liquid side.....	214
Summary and implications.....	217
Conclusions.....	218
Acknowledgments.....	218
References.....	218
 V.3 Remarques conclusives.....	 221
 CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES.....	 223
(1) <i>Influence des pyroxénites sur la composition en éléments majeurs des MORB.....</i>	223
(2) <i>Devenir des liquides pyroxénitiques.....</i>	224
(3) <i>Rôle de la focalisation dans le transport des magmas.....</i>	226
(4) <i>Bilan et perspectives.....</i>	227
 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	 231
 ANNEXES.....	 249
 Annexe A. Vérification de l'équilibre thermodynamique.....	 249
Annexe A.a. Modèle prédictif de Toplis (2005) pour le $Kd_{Fe/Mg}^{ol/liq}$	249
Annexe A.b. Calculs des composants du liquide et du clinopyroxène dans le géothermomètre de Purtika(1996,2003).....	249
 Annexe B. Compositions des phases.....	 251
 Annexe C. Formules structurales et critères de sélection des minéraux.	 260

Annexe D. Calculs d'erreurs.....	266
Annexe D.a. Erreurs sur les compositions des matériaux de départ.....	266
<u>Annexe D.a.1 Erreur sur les échantillons naturels.....</u>	266
<u>Annexe D.a.2 Erreur sur les compositions synthétiques.....</u>	266
Annexe D.b. Calculs d'erreurs sur la composition chimique des phases analysées à la microsonde électronique.....	267
Annexe D.c. Calculs d'erreurs sur les fractions modales.....	268
Annexe D.d. Erreurs dans adiabat_1ph.....	268
Annexe E : Projections.....	269
Annexe E.a Méthode de O'Hara (1972).....	269
Annexe E.b. Algorithme de Walker et al. (1979).....	270
Annexe F : Liste des Figures.....	271
Annexe G : Liste des Tableaux.....	284

INTRODUCTION

Contexte de l'étude :

En 1855, le lieutenant de l'US Navy Matthew Maury publia une carte bathymétrique révélant la première preuve de montagnes sous-marines dans l'océan Atlantique Central. Plus tard, la présence de ces montagnes, la ride Médio-atlantique, a été confirmée lors de la mise en place du premier câble télégraphique trans-Atlantique. La ride Est Pacifique, quant à elle, a été découverte durant l'expédition du HMS Challenger en 1875. Nous savons maintenant que les dorsales océaniques du globe forment une chaîne volcanique sous-marine d'environ 75 000 km au travers des différents océans, au niveau de laquelle la conjonction de processus tectoniques (divergence de deux plaques lithosphériques) et magmatiques (mise en place des magmas basaltiques issus de la fusion du manteau sub-océanique) entraîne l'expansion des fonds océaniques. Chaque année, le long des dorsales, environ 21 km³ de magma se mettent en place par effusion et intrusion (Wilson, 1989), ce qui représente 85 % de la production magmatique terrestre. Les laves générées couvrent ainsi deux tiers de la surface terrestre. La compréhension des processus magmatiques œuvrant au niveau des dorsales est donc essentielle afin d'appréhender les échanges chimiques entre le manteau, la croûte et l'océan.

Les laves échantillonnées en contexte d'accrétion océanique sont le produit d'une combinaison de divers processus, s'échelonnant depuis le manteau jusqu'à la surface. La première étape correspond à la genèse des magmas dits «primaires» issus de la fusion partielle du manteau supérieur par décompression adiabatique. Après leur extraction du manteau source résiduel, ces magmas subissent un ensemble de transformations chimiques liées à des processus variés

intervenant au niveau du manteau et de la croûte océanique : (1) les interactions magma/roche lors de la migration des liquides depuis leur source jusque la surface (Quick 1981; Dick 1989), (2) la cristallisation à haute pression des magmas primaires durant leur ascension dans le manteau supérieur (Elthon, 1987), (3) les processus de cristallisation à basse pression et de mélange qui ont lieu à l'intérieur de la croûte océanique (O'Hara et Mathews 1981), (4) les processus d'assimilation et de contamination des magmas depuis leur source vers la croûte (e.g. Lissenberg et Dick, 2008), et (5) des processus de dégazage superficiels. Après son accrétion la nouvelle croûte est affectée par des processus d'interactions avec des fluides hydrothermaux et d'altération de basse température.

Problématiques scientifiques :

Les processus de genèse et de différentiation des magmas au niveau des rides médio-océaniques ont été le sujet de nombreuses études pendant ces dernières décennies et sont maintenant assez bien caractérisés. Ainsi la fusion partielle d'un manteau homogène péricratique et les processus de cristallisation fractionnée ont atteint un stade de compréhension relativement bien développé, notamment grâce aux travaux de E. Stolper, E. Klein, C. Langmuir, T. Grove et à de nombreuses études expérimentales (e.g., Yoder et Tilley, 1962 ; Green and Ringwood, 1967 ; O'Hara, 1968b ; Kushiro, 1969 ; Presnall et al., 1978 ; Walker et al., 1979 ; Stolper, 1980 ; Takahashi et Kushiro, 1983 ; Baker et al, 1995 ; Presnall et al., 2002 ; Falloon et al., 2008) et théoriques (e.g., Klein et Langmuir, 1987 ; McKenzie et Bickle, 1988 ; Niu et Batiza, 1991 ; Grove et al., 1992 ; Kinzler et Grove, 1992a, 1992b ; Langmuir et al., 1992 ; Plank et Langmuir, 1992 ; Asimow et al., 2001., Stolper et Asimow, 2007).

Avec la multiplication des études sur le magmatisme des rides médio-océaniques, de nouvelles problématiques ont émergé, telles que le rôle des pyroxénites dans la genèse des MORB (basaltes de ride médio-océaniques) ou l'effet des interactions magma/roche sur la composition des MORB. Si la péricratite, lithologie prédominante dans le manteau est considérée comme un des principaux acteurs de la genèse des MORB, le manteau contient une fraction significative de lithologies mafiques, qui sont pauvres en olivines par rapport aux péricratites, et qui pourraient jouer un rôle important dans la genèse des basaltes (e.g., Hirschmann et Stolper, 1996 ; Le Roux et al., 2002b). Quelle est l'influence de ces lithologies sur la chimie et la dynamique de la genèse des magmas ? Quel est le sort des liquides issus des différentes lithologies lors de leur migration à travers le manteau supérieur ? D'autres questions se posent concernant les interactions entre les magmas en cours d'ascension et leur encaissant péricratique. L'importance de ces interactions a longtemps été sous-estimée mais on sait maintenant

que la focalisation des magmas primaires dans des chenaux de haute perméabilité peut aboutir à la dissolution complète des pyroxènes de la péridotite encaissante et à la formation de dunites (Kelemen et al., 1990). La problématique des interactions magma/roche prend un relief particulier dans le cas d'un manteau hétérogène puisque les réactions mises en jeu vont varier à la fois en fonction de l'origine des liquides et de la nature de la roche encaissante. Quel est l'impact des interactions magma/roche sur la composition chimique et minéralogique de l'encaissant ? Quelles sont les transformations chimiques induites dans les liquides et dans quelle mesure la composition des MORB primitifs est-elle affectée par ces interactions ?

Mon travail de thèse se focalise sur le rôle des pyroxénites et des interactions magma/roche dans la genèse des MORB. Deux types d'expériences ont été réalisées : (1) des expériences de fusion partielle sur des compositions naturelles de pyroxénites sur un large intervalle de pressions (1-2.5 GPa) et de températures afin de comprendre le rôle potentiel de ces lithologies dans la genèse des MORB ; (2) des expériences simulant les interactions magma/roche durant l'ascension des magmas à travers le manteau supérieur péridotitique, et visant à quantifier l'effet sur la composition chimique des magmas et sur la composition chimique et minéralogique de leur encaissant.

Plan de travail :

Ce mémoire est composé de 5 parties brièvement présentées ci-dessous :

La première partie est un chapitre introductif qui synthétise les connaissances actuelles sur la pétrogenèse des MORB. Elle est organisée en quatre sections : (i) les processus de cristallisation fractionnée ; (ii) les processus de fusion ; (iii) la source des MORB ; et (iv) les processus de migration et de transport.

La deuxième partie est un chapitre méthodologique qui décrit les techniques de l'expérimentation en piston-cylindre et les techniques analytiques. Il renferme également une description des outils thermodynamiques de la «famille MELTS» développés pour le traitement théorique des processus de formation et de modification des magmas primaires.

Après un résumé des connaissances sur les pyroxénites en termes de pétrographie, compositions et sur les origines de ces roches, la troisième partie présente les résultats expérimentaux de la fusion partielle de trois pyroxénites naturelles entre 1 et 2.5 GPa. Les compositions ont été choisies comme représentatives de la diversité compositionnelle des pyroxénites et les résultats expriment l'influence de la composition et de la pression sur les relations et propriétés de fusion de ces roches (température de solidus, productivité en liquide). Ces résultats sont par

la suite utilisés dans les Partie IV et V.

La quatrième partie est destinée à contraindre la composition en éléments majeurs des liquides issus des pyroxénites à 1 et 1.5 GPa afin de discuter de l'influence potentielle de ces roches sur la composition en éléments majeurs des MORB. Elle est présentée sous forme d'un article qui vient d'être publié dans le journal *Earth and Planetary Science Letters*.

Enfin, la cinquième partie concerne le rôle potentiel des interactions magma/roche dans la genèse des MORB. Elle s'articule autour de deux grands axes.

(1) Le devenir des liquides issus des pyroxénites et les implications pour l'hétérogénéité du manteau et l'extraction des magmas. Cette question est principalement traitée par la modélisation via pMELTS des réactions d'imprégnation des liquides pyroxénitiques dans un manteau péridotitique.

(2) Le rôle de la focalisation des magmas ascendant dans la formation des chenaux duniques de haute perméabilité et la composition des MORB primitifs. Ce second chapitre est une étude expérimentale présentée sous la forme d'un article qui vient d'être publié dans le journal *Contributions to Mineralogy and Petrology*.

PARTIE I

LES BASALTES DE RIDES MEDIO-OCEANIQUES (MORB) : DEFINITION ET MODELES PETROGENETIQUES

La production de magmas sous les rides médio-océaniques est le processus fondamental à l'origine du plancher océanique qui couvre actuellement 60% de la surface terrestre. La grande majorité des laves mises en place le long des rides médio-océaniques sont des basaltes (MORB). Cette uniformité de type de lave cache cependant une grande diversité de compositions résultant de la variabilité de conditions physiques et chimiques sous lesquelles les magmas sont produits et se diffèrentient. Une large gamme de paramètres et de processus est à l'origine de la diversité géochimique des MORB. Les principaux sont la composition de la source, les conditions de fusion, les conditions de ségrégation et d'ascension des magmas et le processus de cristallisation et de différenciation à faible profondeur. Ces processus produisent des signatures chimiques identifiables en termes de compositions isotopiques, en éléments majeurs et/ou en éléments traces, qui sont discutées dans les sections suivantes.

L'approche la plus simple pour étudier les variations chimiques dans les MORB est de commencer par identifier les effets du dernier processus magmatique qui a eu lieu, à savoir la cristallisation. Les systématiques chimiques qui ne peuvent être expliquées par la cristallisation sont alors examinées en terme de processus de fusion. Les aspects de la variabilité chimique qui ne peuvent être attribués ni à la cristallisation, ni à la fusion sont alors explorés en terme de variation de composition de source. Enfin, les processus de transport et d'interactions magma/roche sont généralement les derniers à être étudiés car ce sont les processus les plus difficiles à modéliser et les moins contraints. Il est cependant important de conserver à l'esprit deux points. Premièrement, les différents processus énumérés ci-dessus ne sont pas indépendants les

uns des autres : la composition de la source affecte les systématiques de fusion, et les variations des conditions de fusion peuvent affecter le style de migration et de cristallisation des magmas. Deuxièmement, des processus additionnels peuvent modifier la composition des MORB et compliquer son interprétation, tels que les processus de mélange, d'assimilation ou de contamination dans les chambres magmatiques. Néanmoins, l'examen individuel de chacun des principaux processus donne une base solide pour la compréhension quantitative de la pétrogenèse des MORB.

I.1 Pétrographie, compositions en éléments majeurs et cristallisation

I.1.1 Preuve d'un fractionnement de basse pression

La plupart des basaltes émis en surface ne sont pas des magmas primaires (c'est-à-dire les produits issus directement de la fusion du manteau) : leurs compositions chimiques ont été modifiées par des processus secondaires, tels que la cristallisation fractionnée et l'assimilation des roches à travers lesquelles les liquides remontent vers la surface (O'Hara, 1968a ; Stolper, 1980). Les caractéristiques pétrographiques des MORB reflètent leur composition chimique et l'histoire de leur cristallisation. Sur la base des données texturales, la séquence de cristallisation typique fait succéder dans le temps l'olivine, le plagioclase et le clinopyroxène (cpx) auxquels sont souvent associés un spinelle chromifère et magnésien et des oxydes ferro-titanés. Cette séquence, cohérente avec les expériences de saturation multiple (Walker et al., 1979) et les diagrammes de phases à basse pression, suggère que les MORB cristallisent à relativement basse pression (< 10 kbar ; e.g., Grove et al., 1992). La Figure I.1 présente la composition des MORB en fonction de leur teneur en MgO. Les trends observés sont globalement en accord avec la séquence de cristallisation décrite ci-dessus. L'augmentation du rapport FeO/MgO est principalement dû au fractionnement de l'olivine alors que la diminution de CaO et Al₂O₃ est essentiellement due au fractionnement de plagioclase calcique et de clinopyroxène (cpx).

I.1.2 Correction de fractionnement

Le fractionnement d'un assemblage à olivine + plagioclase + cpx tend à diminuer la teneur en MgO des basaltes. Par conséquent, il est généralement considéré que les basaltes les moins fractionnés sont les basaltes avec les teneurs en MgO les plus élevées. Ceci a amené plusieurs auteurs à développer des méthodes visant à s'affranchir des effets du fractionnement sur la composition des basaltes (e.g., Klein et Langmuir, 1987 ; Castillo et al., 2000 ; Niu et O'Hara, 2007). La méthode la plus utilisée consiste à projeter chacun des magmas supposés

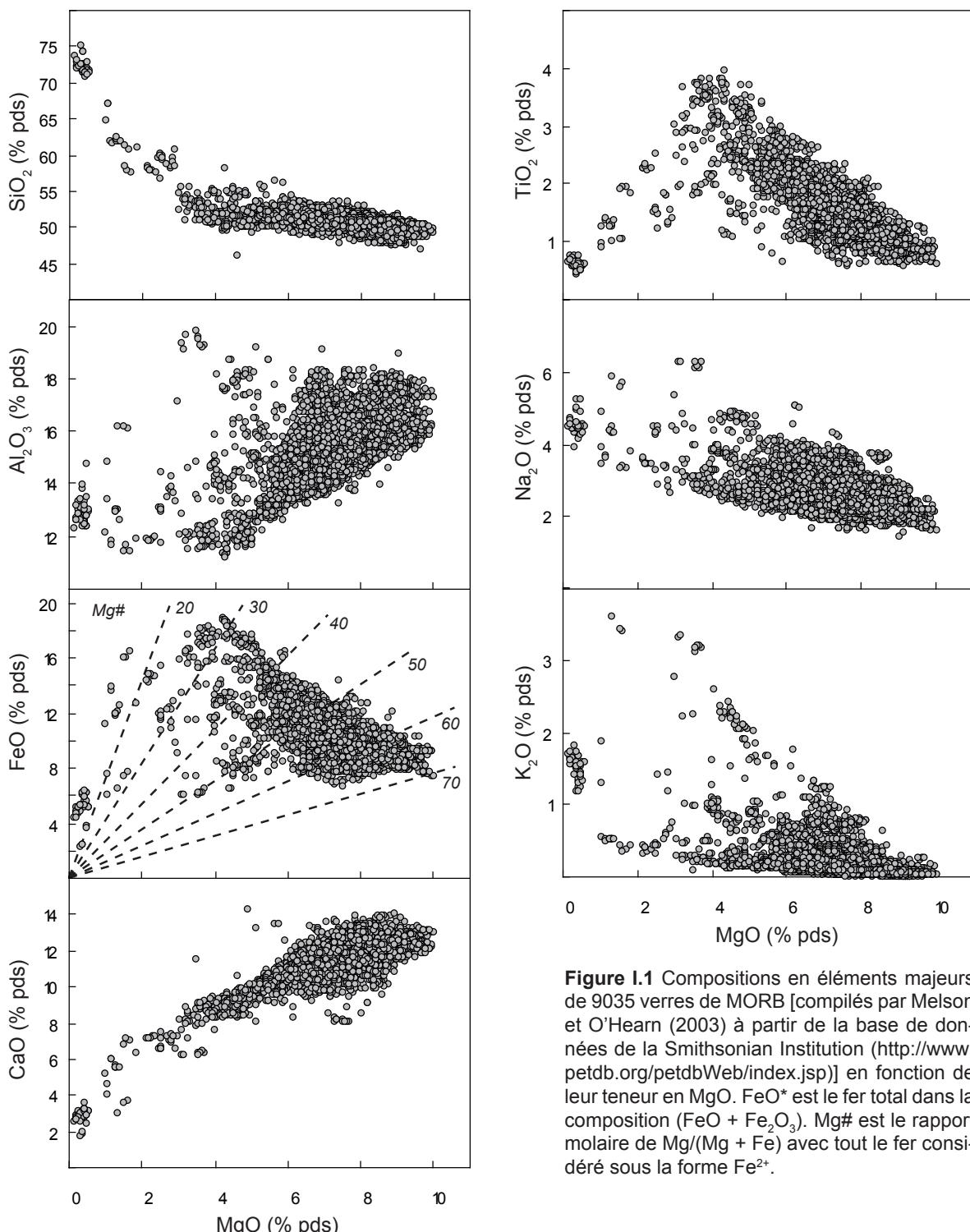


Figure I.1 Compositions en éléments majeurs de 9035 verres de MORB [compilés par Melson et O'Hearn (2003) à partir de la base de données de la Smithsonian Institution (<http://www.petdb.org/petdbWeb/index.jsp>)] en fonction de leur teneur en MgO . FeO^* est le fer total dans la composition ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$). $\text{Mg}\#$ est le rapport molaire de $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ avec tout le fer considéré sous la forme Fe^{2+} .

cogénétiques le long de sa ligne de cristallisation présumée (supposée cotectique) jusqu'à une valeur constante de MgO . En théorie, si la pente de la ligne est connue pour tous les éléments, une composition «corrigée du fractionnement» peut être calculée. On considère alors que les valeurs corrigées reflètent la composition des magmas parents, avant le fractionnement à basse pression (Figure I.2a). La méthode initiale prenait en

compte les MORB avec des teneurs en MgO inférieures à 5 % pds. (Klein et Langmuir, 1987). Depuis, de nouveaux modèles ont été proposés pour intégrer le changement de pente quand le cpx commence à cristalliser (Langmuir et al., 1992 ; Figure I.2b). Plus récemment des modèles prenant également en compte les différences de pentes en fonction de la composition des magmas parents ont été développés (e.g., Castillo et al., 2000). Enfin le récent modèle de Niu et O'Hara (2007) considère aussi les hétérogénéités locales de source, la géométrie de la zone de fusion et la topographie.

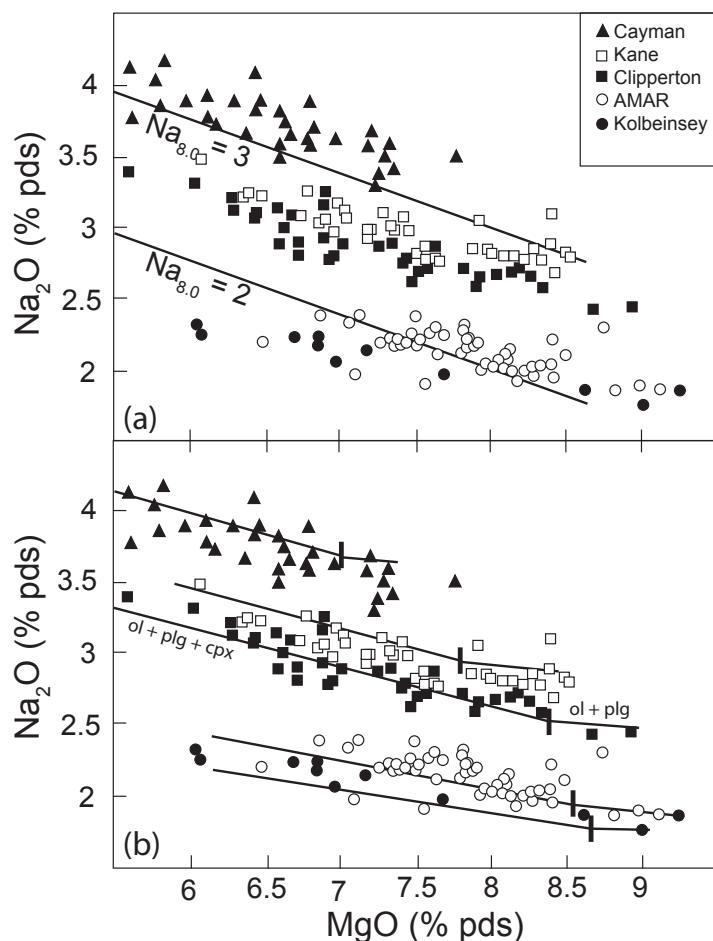


Figure I.2

(a) Teneurs en MgO versus Na₂O des MORB de cinq segments de rides médio-océaniques [Mid-Cayman Rise (*triangles pleins*), près de la Kane Fracture Zone à 23.22-23.67°N (*carrés vides*), dans la région AMAR à 36.42-36.79°N sur la ride médio-Atlantique (*ronds vides*), près de la Clipperton Fracture Zone sur la ride Est Pacifique (*carrés pleins*) et sur la ride Kolbeinsey au nord de l'Islande (*ronds pleins*) ; Melson et O'Hearn, 1977 ; Lehnert et al., 2000 ; Schilling et al., 1983]. Les lignes montrent les pentes utilisées par Klein et Langmuir (1987) pour calculer Na₈ (Na₂O à 8 % pds de MgO) : $Na_{8.0} = Na_2O + 0.373 \times MgO - 2.98$. (b) Les mêmes données avec les lignes de fractionnement calculées pour chacun des 5 segments en utilisant le programme de Weaver et Langmuir (1990) à 50 MPa. Les barres verticales indiquent le point à partir duquel le cpx rejoint l'olivine (ol) et le plagioclase (plg) comme phases fractionnées. *Modifiée d'après Langmuir et al. (1992)*.

I.2 Modèle de fusion sous les rides médio-océaniques

I.2.1 Les modèles de fusion partielle

Les MORB sont produits en profondeur sous la ride par une décompression presque adiabatique (isentrope) du manteau (Carmichael et al., 1974 ; Oxburgh, 1980). La parcelle de manteau affectée remonte de façon isentrope le long du géotherme local et coupe le solides du manteau, point à partir duquel la fusion commence. Les modèles communs de fusion

partielle diffèrent selon les processus d'extraction des magmas générés dans la colonne de fusion. Le modèle le plus simple est la fusion partielle à l'équilibre, au cours de laquelle le liquide se rééquilibre en permanence avec le solide résiduel jusqu'à ce qu'une seule poche de magma soit extraite au sommet de la colonne de fusion (*batch melting*; Gast, 1968; Shaw, 1970). Le modèle opposé est appelé modèle de fusion fractionnée (*fractional melting*). Chaque incrément de liquide se sépare de la source aussitôt qu'il s'est formé (seuil de percolation nul) et seul le dernier incrément de liquide est en équilibre avec le solide résiduel. La fusion fractionnée peut être incrémentale (sans homogénéisation des incréments de liquide extraits; Shaw, 1970) ou avec agrégation de liquide (mélange des liquides extraits au sommet de la colonne de fusion; Allègre et Minster, 1978). Enfin un modèle intermédiaire, la fusion continue, propose que le liquide soit extrait de sa source en continu mais de manière incomplète, avec une fraction de liquide toujours présente dans le résidu (Langmuir et al., 1977; Shaw, 2000). Dans ce modèle le seuil de percolation est supérieur à zéro et dépend du champ de contraintes et des viscosités du liquide et de la source.

Le modèle de fusion presque fractionnée (i.e. une fusion continue avec un seuil de percolation proche de zéro) semble être le mieux adapté pour expliquer la genèse des MORB (Langmuir et al., 1977; Wood, 1979; Johnson et al., 1990; Spiegelman et Kenyon, 1992; Hart, 1993; Iwamori, 1993). En effet, les études théoriques et expérimentales des systèmes partiellement fondus dominés par l'olivine indiquent que la phase liquide est interconnectée pour des fractions de liquides inférieures à 1% (Waff et Bulau, 1979; von Bargen et Waff, 1986; Kohlstedt, 1991), suggérant que le liquide silicaté peut être extrait par écoulement en milieu poreux à partir d'un très faible degré de fusion. Ces résultats expérimentaux sont en bon accord avec le

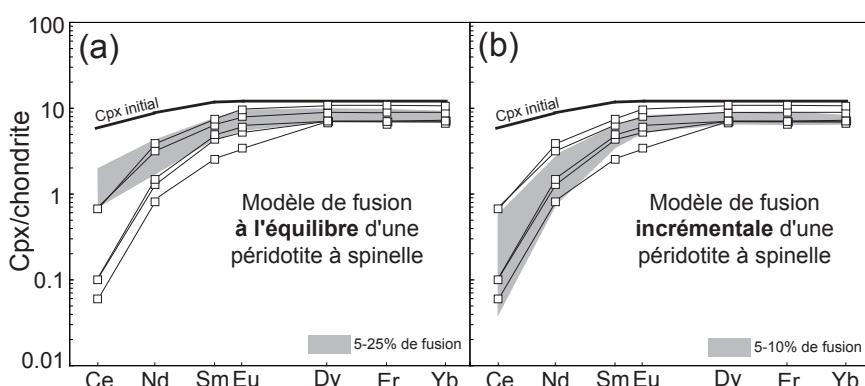


Figure I.3 (a) Teneurs en terres rares (REE) normalisées aux chondrites des cpx provenant des péridotites de Vulcan Fracture Zone (carrés) comparées aux teneurs dans les cpx résiduels produits par la fusion à l'équilibre d'une péridotide à spinelle (domaine grisé) : l'appauvrissement en terres rares légères (LREE) dans les échantillons est trop extrême pour être modélisé par fusion à l'équilibre même avec des taux de fusion atteignant 25%. (b) Les mêmes données comparées aux cpx résiduels produits par un modèle de fusion incrémentale : les cpx résiduels formés par la fusion et la ségrégation répétée d'incréments de 0.1% de liquide, pour une fusion totale de 5-10%, montrent un bon accord avec les cpx naturels. Modifié d'après Johnson et al. (1990).

fractionnement important en éléments traces dans les cpx des péridotites abyssales (Johnson et al., 1990) : un tel fractionnement nécessite un processus de fusion continue ou fractionnée (Figure I.3). Les basaltes émis au niveau des rides dérivent donc de l'agrégation de faibles fractions de liquides produits à différentes profondeurs dans la colonne de fusion. Le degré de fusion total dépend de la hauteur de la colonne de fusion et de la productivité en liquide du manteau.

I.2.2 Variation compositionnelle des MORB, profondeur axiale et épaisseur crustale.

Le résultat majeur de l'examen des compositions des magmas corrigées du fractionnement est que les éléments majeurs ne varient pas indépendamment les uns des autres : on observe des corrélations entre les éléments normalisés (Figure I.4a ; e.g., Klein et Langmuir, 1987 ; Langmuir et al., 1992), ainsi que des corrélations entre les éléments majeurs et les caractères physiques de la ride (profondeur de l'axe, épaisseur crustale, vitesse d'expansion ; Figure I.4b-d). Par exemple, Klein et Langmuir (1987) ont montré que les moyennes régionales de compositions des MORB sont corrélées avec l'épaisseur de la croûte océanique et la profondeur axiale de la ride sur une échelle globale (Figure I.4b,c). Niu et Hékinian (1997) ont également montré une corrélation entre la chimie des MORB et la vitesse d'expansion des rides médio-océaniques

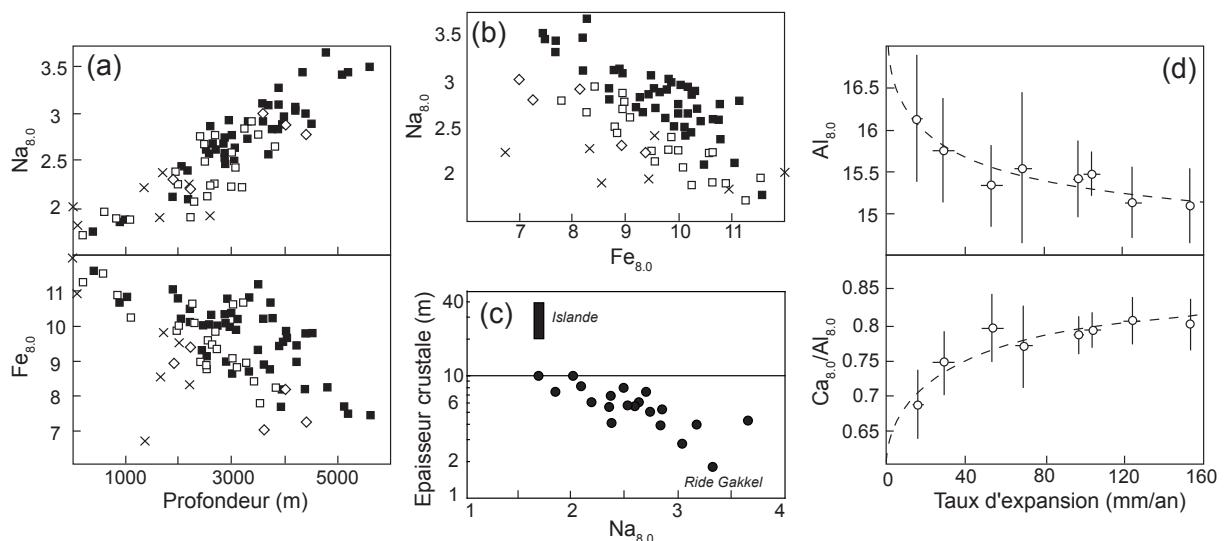


Figure I.4 (a) et (b) Corrélations globales entre les moyennes régionales de la profondeur axiale des rides médio-océaniques et les concentrations normalisées Na_{8.0} et Fe_{8.0} des MORB et entre Na_{8.0} et Fe_{8.0} (d'après Langmuir et al., 1992). Dans ce diagramme, chaque donnée de MORB est une moyenne d'échantillons provenant d'un segment individuel de ride. Les carrés pleins représentent des MORB provenant de segments de ride «normaux» ; les losanges sont des échantillons de bassins arrière-arcs ; les carrés vides correspondent aux segments de ride influencés par des points chauds (Galapagos, Açores, Jan Mayen, Tristan, Islande et Bouvet) ; les croix correspondent aux segments adjacents à ces points chauds. **(c)** Moyennes régionales des épaisseurs crustales déterminées par données sismiques versus Na_{8.0} (d'après Klein, 2003a). Les sources pour les épaisseurs crustales sont données dans Klein et Langmuir (1987) et Klein (2003a). Les analyses chimiques proviennent de la Ridge Petrological Database (Lehnert et al., 2000). **(d)** Al_{8.0} et Ca_{8.0}/Al_{8.0} dans les MORB en fonction du taux d'expansion global (d'après Niu et Hékinian, 1997). Les barres verticales et horizontales correspondent à la déviation standard. Les corrélations sont décrites par des fonctions puissances (courbes en tirets).

(Figure I.4d). Par conséquent, la variabilité de certains paramètres physiques et chimiques fondamentaux des rides auraient une origine commune.

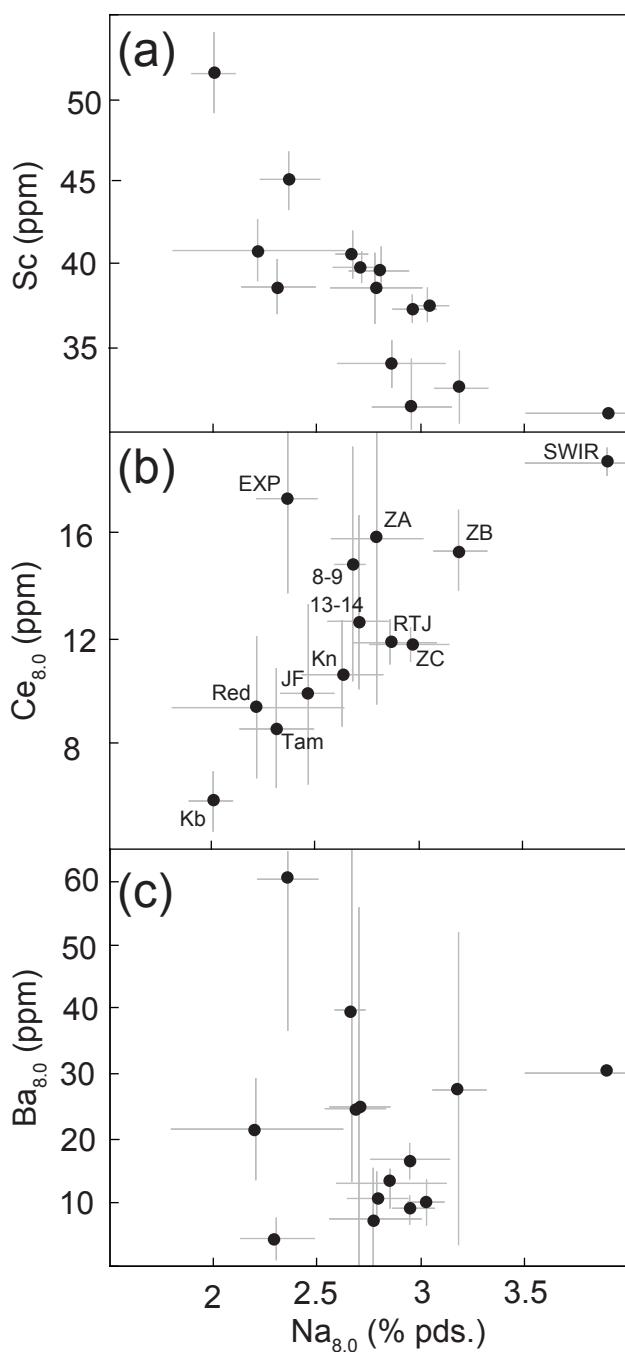


Figure I.5 Moyennes régionales du (a) Sc, (b) $\text{Ce}_{8.0}$ et (c) $\text{Ba}_{8.0}$ versus $\text{Na}_{8.0}$. Chaque point représente la moyenne des échantillons provenant d'une région individuelle [Kolbeinsey Ridge (Kb) ; 17°N dans la mer Rouge (Red) ; proche de la faille transformante Tamayo sur la ride Est Pacifique (Tam) ; la microplaque Juan Fernandez (JF) ; proche de la Kane Fracture Zone sur la ride Médio-atlantique (Kn) ; 13-14°N sur la ride Est Pacifique (13-14) ; 8-9°N sur la ride Est Pacifique (8-9) ; sud de la ride Explorer (EXP) ; zones A, B, C de la discordance Antarctique-Australienne (ZA, ZB, ZC) ; proche de Rodriguez, la jonction triple dans l'Océan Indien (RTJ) ; autour de 30°S sur la ride Indienne Sud-ouest (SWIR)] ; les barres d'erreur correspondent à la déviation standard (1σ) des valeurs. *Modifiée d'après Klein (2003b).*

Des corrélations ont aussi été observées entre des éléments traces modérément incompatibles et compatibles et le sodium normalisé $\text{Na}_{8.0}$ (i.e., la teneur en Na_2O calculée à 8 % pds de MgO par correction du fractionnement) qui est un marqueur du degré de fusion moyen du manteau (plus $\text{Na}_{8.0}$ est élevé, plus le degré de fusion est faible). Par exemple, le scandium (Figure I.5a ; élément compatible dans le cpx) montre une corrélation négative avec $\text{Na}_{8.0}$ traduisant la consommation progressive du cpx dans la source avec l'augmentation du degré de fusion. Inversement, les valeurs corrigées du fractionnement du cérium (Figure I.5b ; élément modérément incompatible) corrèlent

positivement avec $\text{Na}_{8.0}$. Notons la quasi absence de corrélation entre $\text{Na}_{8.0}$ et $\text{Ba}_{8.0}$ (Figure I.5c ; élément très incompatible) qui doit donc être expliquée par un autre processus que la variation du degré de fusion.

I.2.3 Régime de fusion sous les rides médio-océaniques.

La Figure I.6 résume les principales corrélations entre paramètres physiques et paramètres chimiques des rides médio-océaniques. L’interprétation de ces corrélations est fondée sur le comportement des éléments majeurs de référence au cours de la fusion du manteau péridotitique (on aura l’occasion de revenir sur ces comportements dans les chapitres expérimentaux). Comme on l’a noté plus haut, le sodium est un élément très incompatible (en l’absence de plagioclase) dont la concentration dans le liquide diminue rapidement avec l’augmentation du degré de fusion. Le fer et le silicium sont considérés comme des marqueurs de la pression moyenne de fusion, avec une augmentation de la concentration en FeO des liquides et une diminution de la teneur en SiO_2 avec l’augmentation de la pression. Le rapport $\text{Ca}_{8.0}/\text{Al}_{8.0}$ (Figure I.4d) est un autre marqueur du degré de fusion. En effet, l’aluminium se comporte globalement comme le sodium, avec une diminution régulière de la teneur en Al_2O_3 du liquide à degré de fusion croissant, alors que le calcium montre un comportement opposé (la teneur en CaO du liquide augmente avec le degré de fusion, jusqu’à la température de disparition du cpx) : ainsi le rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ du liquide augmente rapidement avec le degré de fusion.

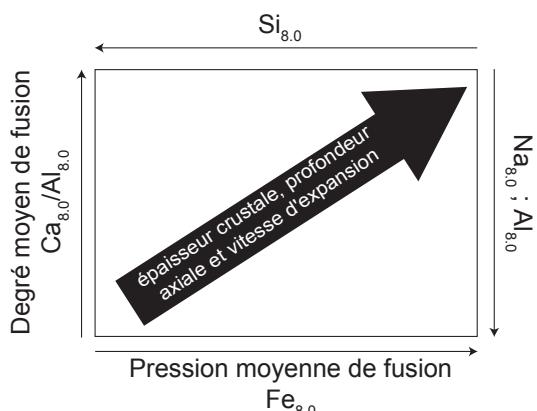


Figure I.6 Illustration schématique des principales corrélations entre paramètres physiques et paramètres chimiques des rides d’après les observations de Klein et Langmuir (1987) et Niu et Hekinian (1997).

Connaissant le comportement des marqueurs chimiques de la fusion, on peut expliquer l’essentiel des corrélations de la Figure I.4 par des variations du degré de fusion moyen et de la profondeur de fusion moyenne (Klein et Langmuir, 1987). Dans le contexte d’un régime de fusion polybare à l’aplomb des rides, ces corrélations traduirait donc des variations de la hauteur de la colonne de fusion : la profondeur à laquelle la fusion commence et/ou stoppe pourrait varier à l’échelle du bassin océanique (10000 à 1000 km) et également à l’échelle du segment de ride (~ 100 km ; e.g., Klein et Langmuir, 1987 ; Shen et Forsyth, 1995 ; Niu et Hekinian, 1997). Dans le modèle de Langmuir (Figure I.7a ; Klein et Langmuir, 1987 ; Langmuir et al., 1992 ; Kinzler et Grove, 1992a, 1992b), la pression de fin de fusion est supposée constante et la principale variable est la pression de début de fusion, elle-même contrôlée par la température du manteau :

(1) dans le cas d’un manteau chaud, le géotherme convectif intersecte le solidus à grande profondeur, d’où une profondeur initiale de fusion élevée, ainsi qu’une pression moyenne de fusion élevée et un fort degré de fusion ; les liquides produits sont ainsi riches en FeO

et pauvres en Na_2O , la croûte océanique épaisse et la profondeur axiale de la ride faible.

(2) dans le cas d'un manteau froid, la profondeur initiale de fusion, la pression moyenne de fusion et le degré de fusion moyen sont faibles, d'où des liquides riches en Na_2O et pauvres en FeO , une croûte océanique peu épaisse et une ride profonde.

A l'opposé du modèle de Klein et Langmuir (1987), Shen et Forsyth (1995) ont proposé un modèle dans lequel la profondeur de début de fusion est constante et la principale variable

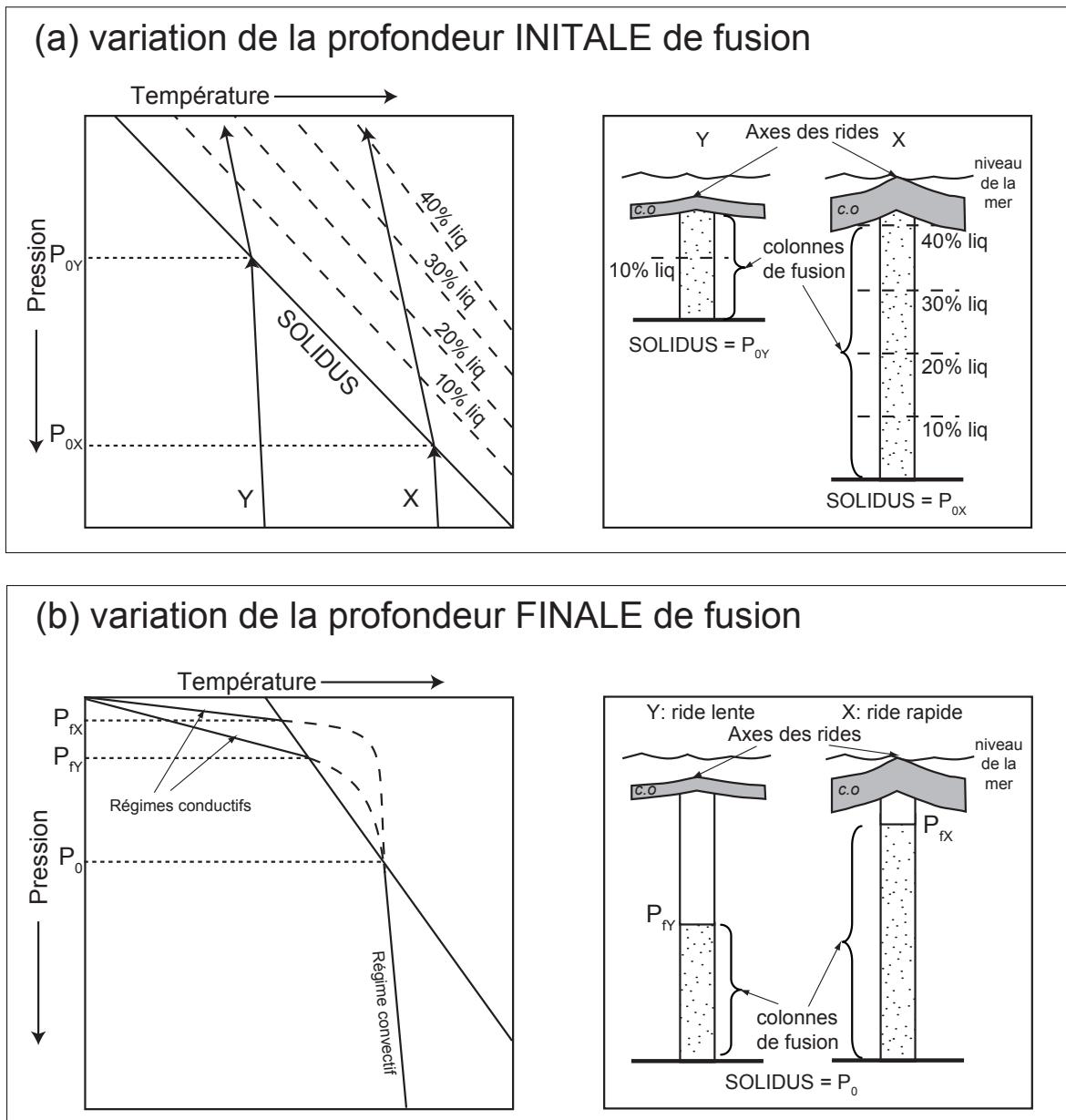


Figure I.7 Deux modèles de magmatogénèse à l'aplomb des rides médio-océaniques (P_0 , pression de début de fusion ; P_f , pression de fin de fusion ; c.o., croûte océanique ; voir texte pour des explications détaillées). **(a)** Dans le modèle de Klein et Langmuir (1987, 1989), la principale variable est la pression de début de fusion, qui est contrôlée par la température du manteau ascendant (trajet X : manteau chaud ; trajet Y : manteau froid). **(b)** Dans le modèle de Shen et Forsyth (1995), la principale variable est la pression de fin de fusion qui est contrôlée par la vitesse d'ouverture de la ride (X : ride rapide ; Y : ride lente) : le régime de refroidissement conductif s'étend à plus grande profondeur dans le cas d'une ride lente, d'où une pression de fin de fusion plus élevée.

est la profondeur de fin de fusion qui dépendrait de la dynamique d'ouverture de la ride (Figure I.7b). Dans ce modèle, le manteau sous les rides rapides remonte plus vite et est donc capable de fondre jusqu'à des profondeurs moins grandes que le manteau sous les rides lentes. Par conséquent, les rides rapides se caractérisent par une colonne de fusion plus haute, un degré de fusion total plus élevé, une croûte plus épaisse et une profondeur axiale plus faible que les rides lentes.

I.3 La source des MORB

La région source des MORB est considérée comme étant le manteau supérieur. Parce que la composition des MORB est très homogène par rapport à celles des basaltes d'îles océaniques (Figure I.8), la source des MORB a souvent été considérée comme également homogène. De fait, comme on vient de le voir, la variabilité en éléments majeurs des MORB est généralement bien expliquée en termes de variations des paramètres physiques de fusion et de fractionnement

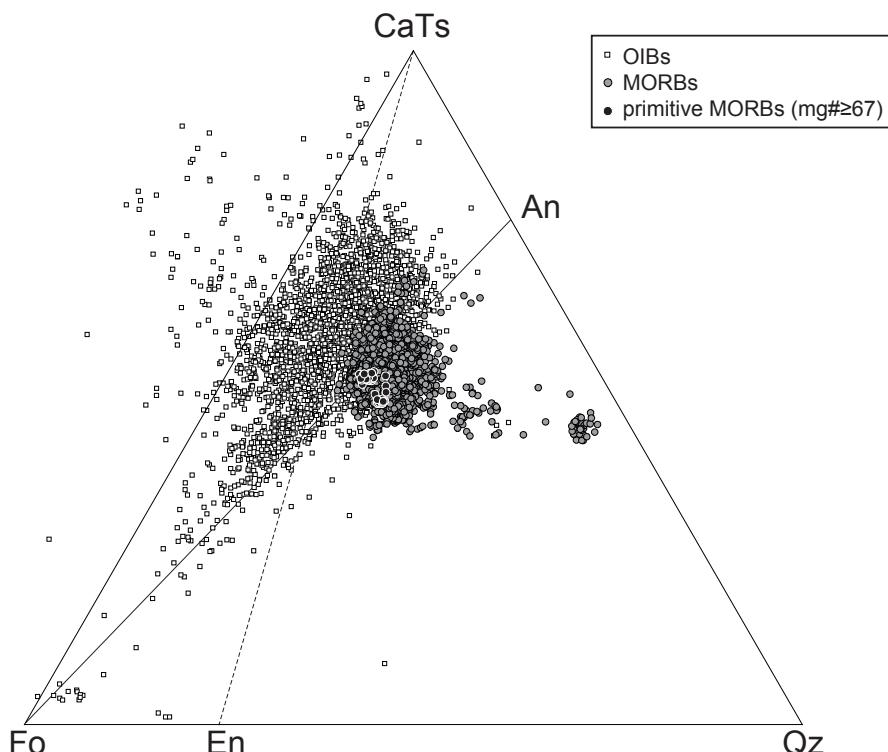


Figure I.8 Projection dans le diagramme pseudo ternaire Forstérite (Fo) –Pyroxène Ca-Tschermsk (CaAl₂SiO₆) – Quartz (Qz) à partir du Diopside [Di] de la composition molaire de 2974 OIB [carrés] et de 9035 analyses de verres de MORB [ronds]. Les MORB avec un Mg# ≥ 67 (tout le fer est calculé comme FeO) sont en noir, ceux avec un Mg# < 67 sont en gris. Sources des données : (1) Les OIB proviennent de la base de données GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>) et correspondent à des îles océaniques sélectionnées pour leur signatures isotopiques extrêmes ; (2) les MORB ont été compilés par Melson et O'Hearn (2003) à partir de la base de données de the Smithsonian Institution (<http://www.petdb.org/petdbWeb/index.jsp>). La projection a été réalisée par la méthode préconisée par O'Hara (1972).

à basse pression sans qu'il soit nécessaire d'invoquer une hétérogénéité compositionnelle de la source. Pourtant, de nombreuses études (géophysiques, géochimiques et de terrain) suggèrent une hétérogénéité de composition du manteau supérieur. Cette section récapitule les données disponibles sur l'hétérogénéité de la source des MORB.

I.3.1 Hétérogénéité du manteau : données géophysiques et arguments de terrain

L'étude des ondes sismiques et des images tomographiques fournit la preuve d'une hétérogénéité significative du manteau (e.g., van der Hilst, 1995 ; Grand et al., 1997 ; Su et Dziewonski, 1997 ; van der Hilst et al., 1997 ; Ritsema et al., 1999 ; Robertson et Woodhouse, 1999 ; Karason et van der Hilst, 2000 ; Gu et al., 2001 ; Zhao, 2001). La tomographie sismique montre des anomalies de vitesse positives (donc des zones plus froides) au niveau des zones de subduction et des anomalies de vitesses négatives au niveau des îles océaniques et des provinces basaltiques continentales. La combinaison des observations sismiques et géodynamiques (gravité, topographie, mouvement des plaques tectoniques) permet d'interpréter les images tomographiques en terme de structure thermochimique du manteau et démontre une variabilité compositionnelle et thermique.

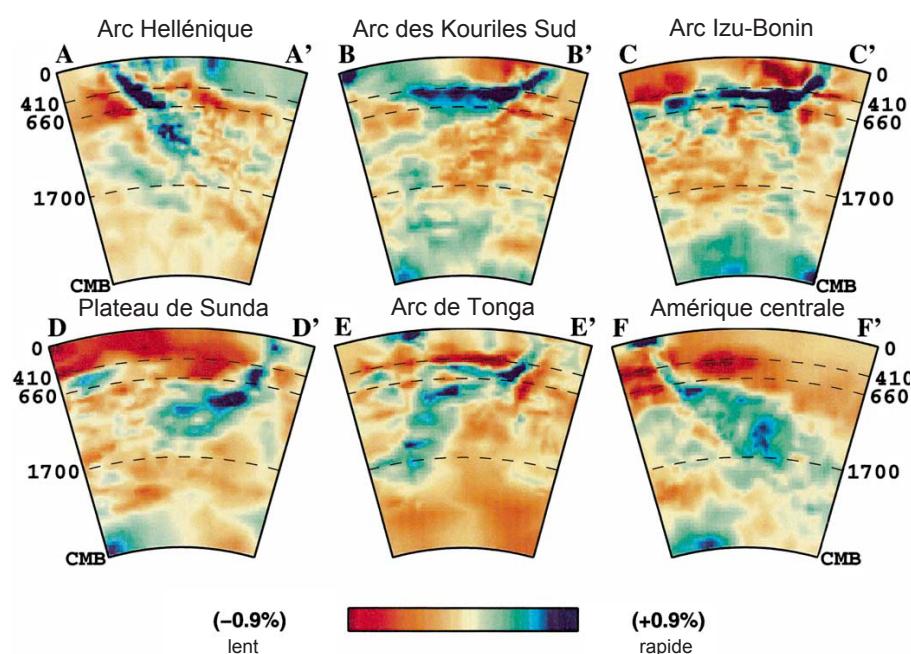
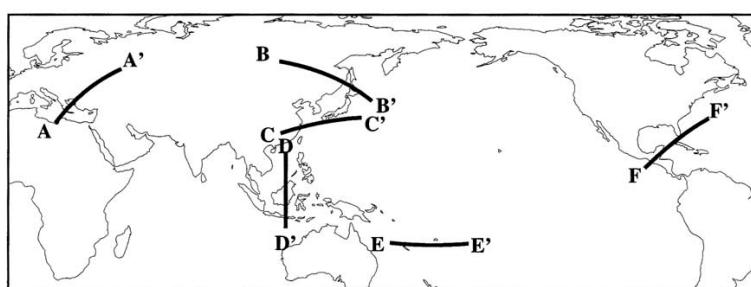


Figure I.9
Structure des plaques subductées illustrées par des sections tomographiques verticales à travers : (A) l'archellénique (ou égéen) ; (B) l'arc des Kouriles Sud ; (C) l'arc Izu-Bonin ; (D) le plateau de Sunda ; (E) Arc de Tonga Nord ; (F) l'Amérique centrale. La profondeur est indiquée en kilomètres et CMB correspond à la limite manteau-noyau. Les localisations des sections sont précisées sur la carte. Modifiée d'après Rubie et van der Hilst (2001).



Ces observations révèlent le plongement des plaques tectoniques dans le manteau et parallèlement la remontée de matériel au niveau des points chauds. Le recyclage de lithosphères océaniques au niveau des zones de subduction et leur entraînement dans les grands courants de convection mantellique sont les principales causes de l'hétérogénéité du manteau. Par exemple, l'étude tomographique des zones de subduction montre qu'une grande quantité de matériel océanique (manteau lithosphérique, croûte océanique et sédiments) est recyclée dans le manteau et met en évidence une déformation importante de la lithosphère océanique subductée à l'intérieur du manteau (Figure I.9). En contrepartie, de larges structures sous les îles océaniques et les provinces basaltiques continentales suggèrent des remontées de matériel profond (Figure I.10 ; e.g., Simmons, 2007).

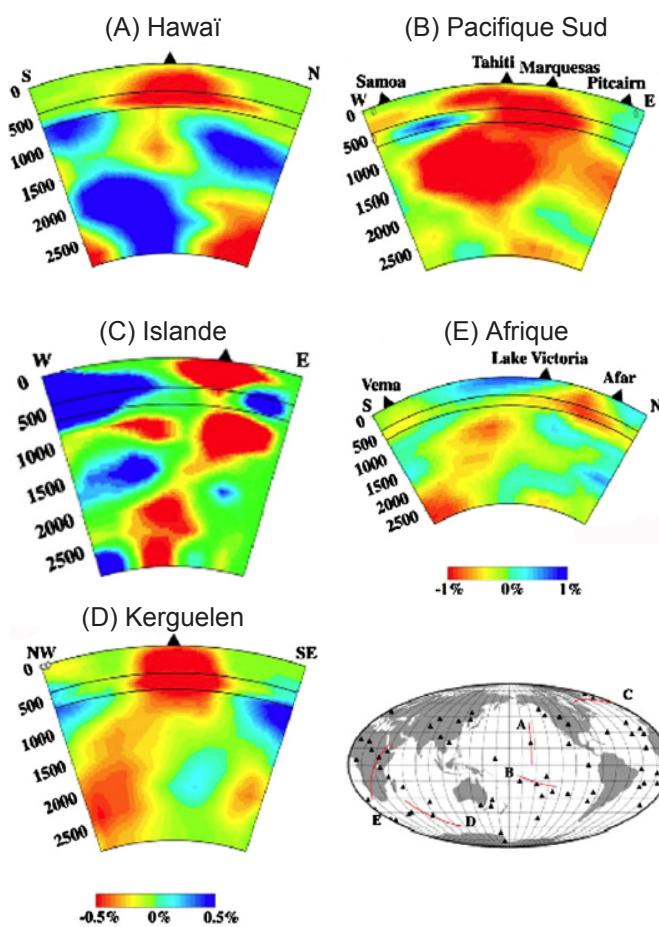


Figure I.10

Cinq sections tomographiques verticales du manteau déduites du modèle tomographique global de Zhao (2004) : (A) Hawaï ; (B) Pacifique Sud ; (C) Islande ; (D) îles Kerguelen ; (E) Afrique. La profondeur est indiquée en kilomètres. L'échelle de couleur illustrant les anomalies de vitesses varie de - 0.5 % à + 0.5 % pour les sections A, C et D et de - 1 % à + 1 % pour les sections B et E. Les sections sont localisées sur la carte. Les triangles solides indiquent les localisations en surface des points chauds. Modifié d'après Nolet et al. (2007).

Alors que la géophysique fournit un atlas des hétérogénéités mantelliques à grande échelle, les études de terrain mettent en évidence des hétérogénéités à petite échelle (du centimètre à plusieurs dizaines de mètres). L'étude des ophiolites, des massifs orogéniques et des xénolites mantelliques souligne la présence d'hétérogénéités d'ordre lithologique, compositionnel et chronologique (e.g., Bizimis et al., 2005 ; Blichert-Toft et al., 1999 ; Montanini et al., 2006 ; Nimz et al., 1993 ; Pearson et al., 2003 ; Santos et al., 2002). Par exemple, les massifs

ultramafiques localisés dans la Cordillère Bétique (e.g., Ronda, Beni Bousera) témoignent de la présence de niveaux, de lentilles et de dykes de pyroxénite de tailles (du décimètre au mètre) et de compositions (de basaltiques à presque péricotitiques) variées (e.g., Bodinier, 1988 ; Kornprobst, 1969).

I.3.2 Hétérogénéité du manteau : données géochimiques

I.3.2.1. Systématiques isotopiques

Comme les observations géophysiques et de terrain, les mesures des rapports isotopiques dans les MORB indiquent que le manteau supérieur est hétérogène à différentes échelles (du millier de kilomètres au décimètre). En premier lieu, les compositions de MORB des différents bassins océaniques (Atlantique, Pacifique et Indien) montrent des différences systématiques qui témoignent d'hétérogénéités isotopiques à l'échelle de grands domaines (Figure I.11 ; Hofmann, 2003). Il s'agit notamment de l'anomalie Dupal reconnue par Dupré et Allègre (1983) puis par Hart (1984) dans l'océan Indien, et ensuite étendue à l'Atlantique Sud. Elle se caractérise par des rapports isotopiques $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus élevés que dans les MORB de l'océan Pacifique (Figure I.11). Ces anomalies isotopiques à l'échelle de grands bassins océaniques témoignent d'une homogénéisation incomplète du manteau supérieur depuis environ 1 Ga.

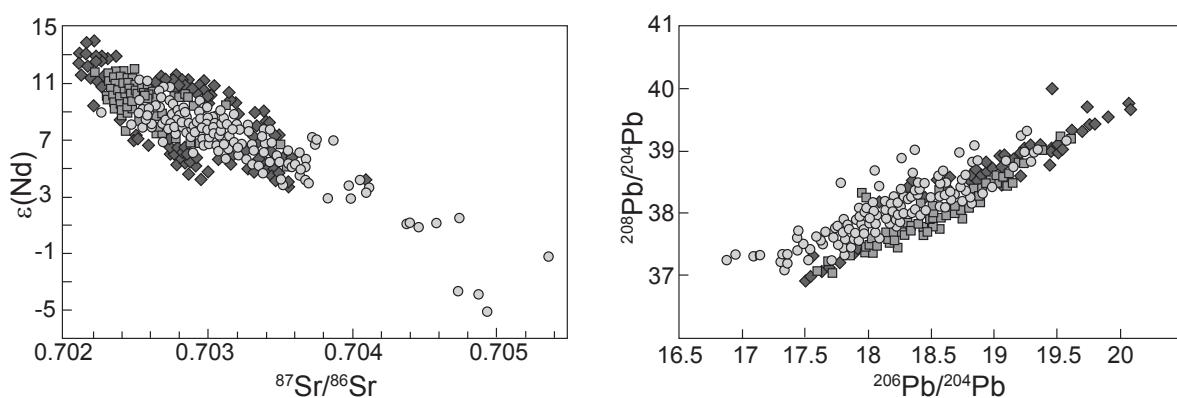


Figure I.11 Compositions isotopiques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\epsilon(\text{Nd})$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des MORB issus des trois bassins océaniques majeurs [Atlantique (losanges) ; Pacifique (carrés) ; Indien (ronds)]. $\epsilon(\text{Nd})$ est une mesure de la déviation du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ par rapport à la valeur chondritique qui est supposée identique à la valeur actuelle dans la terre silicateuse globale : $\epsilon(\text{Nd}) = 10^4 * (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{mesuré}} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{chondrite}}) / ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{chondrite}}$. La valeur chondritique utilisée est $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{chondrite}} = 0.512638$. Les données proviennent d'une compilation de Hofmann (2003) à partir de la base de données PetDB. Modifié d'après Hofmann (2003).

En second lieu, la gamme de variations des rapports isotopiques est, à l'intérieur même d'un bassin océanique, relativement importante. Par exemple, des gradients géochimiques et isotopiques à l'échelle du millier de kilomètres sont observés le long des rides à proximité des points chauds, en particulier le long de la ride Médio-Atlantique Nord. Ils ont été attribués à une

interaction entre le manteau supérieur à l'aplomb de la ride et le matériel enrichi d'un panache (e.g., Hart et al., 1973 ; Schilling, 1973).

Enfin, des variations isotopiques dans les systèmes Rb-Sr, Sm-Nd et Re-Os (e.g., Escrig et al., 2005) ont été fréquemment détectées de l'échelle kilométrique à décimétrique et ont été expliquées par la présence de lambeaux étirés de matériel recyclé dans le manteau source des MORB pour former le fameux «marble cake» d'Allègre et Turcotte (1986 ; voir ci-dessous).

I.3.2.2 N-MORB, E-MORB vs. hétérogénéité de source.

Les MORB ont longtemps été classés en deux grandes catégories géochimiques (Schilling et al., 1985 ; Sun et al., 1979) : Les «N-MORB» (les MORB normaux) et les «E-MORB» (les MORB enrichis). Dans cette nomenclature, les N-MORB correspondent à une variété de basaltes appauvris en éléments très incompatibles très commune et les E-MORB à une variété moins fréquente de basaltes enrichis en éléments très incompatibles. Beaucoup de MORB dits « enrichis » sont clairement associés aux interactions avec un point chaud (e.g., Schilling et al., 1985). Néanmoins, l'enrichissement en éléments incompatibles des MORB n'est pas systématiquement lié à la proximité d'un point chaud (e.g., Niu et al., 1999 ; Donnelly et al., 2004 ; Nauret et al., 2006). De plus, les bases de données modernes sur les MORB montrent clairement qu'il y a une continuité entre les deux variétés de MORB (Figure I.12 ; Hofmann 2003). Ce continuum compositionnel s'accorde avec le concept d'une hétérogénéité à petite échelle du manteau source des MORB.

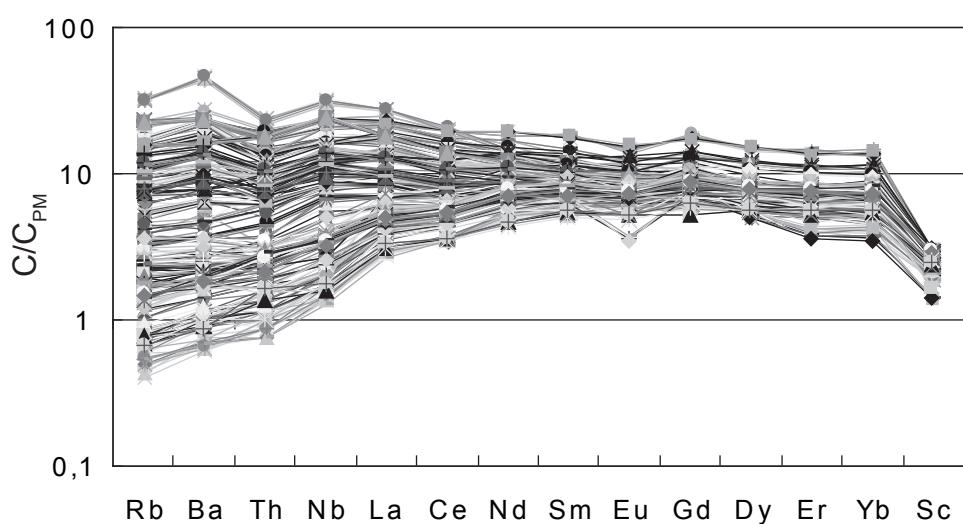


Figure I.12 Teneurs en éléments traces de 315 MORB entre 40 et 55° S le long de la ride Médio-atlantique (Le Roux et al., 2002a). Chaque échantillon est représenté par une ligne. Les données sont normalisées au manteau primitif (PM) de McDonough et Sun (1995).

I.3.3 Modèles de manteau hétérogène

Réconcilier les différentes observations géochimiques, géophysiques et pétrologiques est un défi qui doit permettre de reconstituer un modèle de manteau terrestre. Deux modèles ont été proposés afin d'expliquer les variations régionales des rapports isotopiques et des rapports d'éléments traces incompatibles dans les MORB. Dans le modèle du manteau stratifié ou lité (Figure I.13a ; e.g., Turcotte et Oxburgh, 1967 ; McKenzie et al., 1973), le manteau supérieur est appauvri en éléments incompatibles, homogène et adiabatique, alors que le manteau inférieur est enrichi en éléments incompatibles. La lithosphère subductée au niveau des zones de subduction se mélange par convection au manteau supérieur appauvri ou est recyclée au sein du manteau inférieur. Ce matériel peut, après une certaine durée de stockage (environ 1-2 Ga), être ré-injecté dans le manteau supérieur par des panaches mantelliques s'enracinant à la limite manteau-noyau.

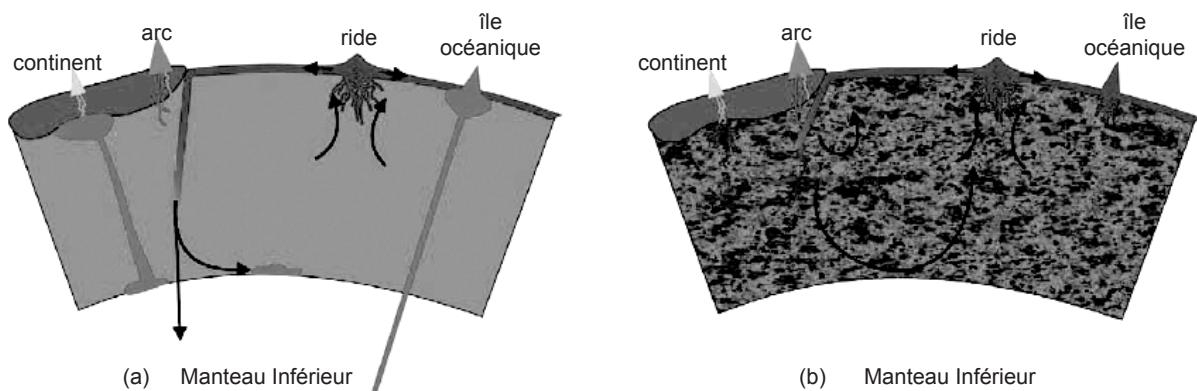


Figure I.13 Représentation schématique de deux modèles de la structure chimique du manteau supérieur : **(a)** modèle du manteau stratifié ou lité ; **(b)** modèle de type «plum-pudding» ou «marble-cake». Modifié d'après Meibom et Anderson (2003).

Cependant, le modèle de manteau stratifié ne permet pas de rendre compte des enrichissements locaux observés à l'axe de dorsales éloignées de tout point chaud et leur association à l'affleurement à des laves appauvries (e.g., Sleep, 1984 ; Niu et al., 1996, 1999). Ce constat a conduit à l'élaboration de modèles où des petits volumes de composants enrichis seraient omniprésents sous les dorsales (Figure I.13b) : le manteau supérieur, très hétérogène, serait ainsi constitué d'un assemblage de domaines appauvris (manteau résiduel) et de domaines enrichis de tailles, formes, compositions et origines très variables (manteau lithosphérique, croûte océanique et sédiments recyclés). Dans la variante dite du «plum-pudding» (Batiza, 1984), le composant enrichi se présente sous forme de lentilles dispersées dans la matrice appauvrie alors que la variante dite du «marble-cake» (Allègre et Turcotte, 1986) se caractérise par l'alternance de niveaux enrichis et appauvris résultant de la déformation des hétérogénéités par la convection mantellique.

I.3.4 Présence des pyroxénites dans les régions-sources des MORB ?

Le concept de la fusion de sources pauvres en olivine jouant un rôle significatif dans la pétrogenèse des basaltes (e.g., Sleep, 1984 ; Zindler et al., 1983 ; Allègre et Turcotte, 1986 ; Hirschmann et Stolper, 1996 ; Hauri, 1996 ; Lassister et al, 2000) s'appuie sur un ensemble d'observations géophysiques, géochimiques et pétrologiques récapitulées ci-dessous :

(1) A grande échelle, d'immenses volumes de roches mafiques produites par la différenciation continue de la Terre retournent dans le manteau par subduction (comme en témoignent les études de tomographie sismique ; e.g., van der Hilst et al., 1991 ; Grand et al., 1997 ; Figure I.9) ou par d'autres processus (e.g., délamination de la lithosphère sous-continentale, métasomatisme du coin du manteau ; Hirschmann et Stolper, 1996). Les calculs de bilan de masse suggèrent qu'une partie de ce matériel recyclé se retrouve dans le manteau supérieur source des MORB (e.g., Helffrich et Wood, 2001).

(2) La fusion d'une source péridotitique homogène ne peut pas expliquer les variations isotopiques ou élémentaires observées dans certaines suites de basaltes cogénétiques (Figures I.11 et I.12), d'où la nécessité de sources mantelliques géochimiquement hétérogènes (e.g., Hanson, 1977 ; Wood, 1979 ; Zindler et Hart, 1986 ; Prinzhofer et al., 1989 ; Schiano et al., 1997).

(3) Les pyroxénites sont omniprésentes dans les massifs orogéniques et les ophiolites (Bodinier et Godard, 2003) et sont également échantillonnées sous forme de xénolites mantelliques (Pearson et al., 2003). D'après leurs proportions dans les massifs orogéniques, les pyroxénites constituerait 2 à 5% du manteau supérieur terrestre et localement plus de 9% (notamment à Beni Bousera ; Pearson et Nixon, 1996). Cette ubiquité des roches pyroxénitiques dans le manteau supérieur a fortement inspiré le modèle de marble cake de Allègre et Turcotte (1986).

(4) Les travaux expérimentaux réalisés sur les pyroxénites (e.g., Kornprobst, 1970 ; Obata et Dickey, 1976 ; Green et Ringwood, 1967 ; Thompson, 1974, 1975 ; Yasuda et al., 1994 ; Takahashi et al., 1998 ; Yaxley et Green, 1998 ; Petermann et Hirschmann, 2003) attestent que les pyroxénites ont des productivités plus fortes et des températures de solidus plus basses que les péridotites ; ainsi, des proportions très faibles de pyroxénites dans le manteau peuvent contribuer disproportionnellement à la production de liquides. Par exemple, Hirschmann et Stolper (1996) estiment que dans le cas d'une source composée de 5% de pyroxénite et de 95% de péridotite, 15-20% des liquides pourraient provenir des pyroxénites.

La présence de pyroxénites a donc souvent été évoquée pour résoudre des problèmes majeurs de la pétrogenèse des basaltes, par exemple, le problème de la «signature en grenat»

des MORB (Hirschmann et Stolper, 1996). Les compositions isotopiques de l'hafnium (Salters et Hart, 1989 ; Salters et al., 1994), la distribution des terres rares (Bender et al., 1984 ; Fornari et al., 1988 ; Beattie, 1993a ; Frey et al., 1993 ; Shen et Forsyth, 1995), et les déséquilibres (^{230}Th)/(^{238}U) (Beattie, 1993b ; La Tourette et al., 1993) dans les MORB suggèrent fortement la présence de grenat résiduel dans leurs sources. Dans l'hypothèse d'une source purement périclinal, la stabilité du grenat nécessite une fusion à très grande profondeur ($\geq 2.5\text{-}3.0$ GPa) et, en corollaire, une température du manteau et un degré de fusion final élevés. Or ceci n'est pas cohérent avec les modèles de fusion adiabatiques sous les rides médio-océaniques (e.g., Klein et Langmuir, 1987 ; McKenzie et Bickle, 1988 ; Kinzler et Grove, 1992a, 1992b, 1993 ; Langmuir et al., 1992 ; Scott, 1992 ; Turcotte et Morgan, 1992) qui prédisent des épaisseurs de croûte supérieures à la valeur normale (7.1 ± 0.8 km ; White et al., 1992) si la fusion commence dans le domaine des périclinalites à grenat. Pour expliquer ce paradoxe, Hirschmann et Stolper (1996 ; Figure I.14) ont proposé que la signature du grenat dans les basaltes provient de la fusion de niveaux pyroxénitiques : comme le grenat est stable à plus basse pression dans les pyroxénites (jusque ~ 1.5 GPa) que dans les périclinalites, des liquides portant la signature du grenat pourraient ainsi être produits à des pressions très inférieures à $2.5\text{-}3.0$ GPa.

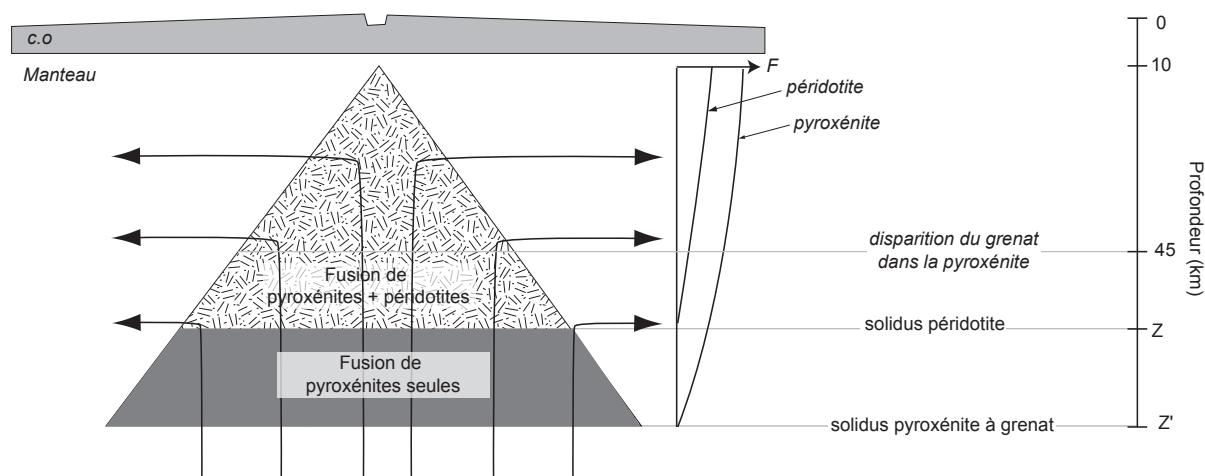


Figure I.14 Schéma d'une région de fusion dans un manteau composé de périclinalites et pyroxénites sous une ride médio-océanique montrant les relations entre les profondeurs des solidus des périclinalites (Z) et des pyroxénites (Z') et la limite de stabilité du grenat dans les pyroxénites. Le diagramme situé à droite de la zone triangulaire de fusion représente pour chaque lithologie (périclinalite et pyroxénite) la variation du degré de fusion (F) avec la pression. Modifié d'après Hirschmann et Stolper (1996).

Le rôle des pyroxénites a aussi été mis en avant pour expliquer la variabilité compositionnelle des MORB depuis les termes appauvris jusqu'aux termes enrichis : celle-ci résulterait du mélange des liquides provenant à la fois de la fusion de veines de pyroxénites enrichies avec des liquides provenant de la matrice périclinalitique appauvrie (e.g., Prinzhofer et al., 1989 ;

Niu et Batiza, 1997 ; Salters et Dick, 2002). L'intervention des pyroxénites a également été évoquée pour expliquer les caractéristiques en éléments majeurs de certains MORB (Le Roux et al., 2002b ; Sobolev et al., 2007). Parallèlement, Kamenetsky et al. (1998) et Sigurdsson et al. (2000) ont invoqué la présence de lithologies riches en cpx dans la source des MORB pour expliquer les liquides ultra-calciques présents sous forme d'inclusions magmatiques dans certains MORB de la ride médio-Atlantique et du nord de l'Islande.

A l'heure actuelle, même si un rôle significatif des pyroxénites dans la production des basaltes a été proposé dans de nombreuses études, leur importance pétrogénétique est encore controversée (e.g., Downes, 2007). La difficulté pour évaluer quantitativement le rôle des pyroxénites découle de la large variation compositionnelle de ces lithologies (voir Partie III) et de la connaissance très incomplète de leur comportement de fusion.

I.4 Les modèles de migration des liquides à l'aplomb des rides médio-océaniques

I.4.1 Ecoulement passif versus écoulement dynamique

La croûte océanique se forme sur une zone volcanique de 1-2 km de large (e.g., Macdonald et al., 1984). Deux catégories de modèles ont été proposées pour expliquer la création de cette zone étroite (Figure I.15), chacune avec des implications différentes pour la production et l'extraction des magmas : le régime dit «passif» dans lequel la remontée du manteau est conduite uniquement par le mouvement des plaques vers les zones de subduction (e.g., Spiegelman et McKenzie, 1987) et le régime dit «actif» (ou dynamique), dans lequel la remontée du manteau

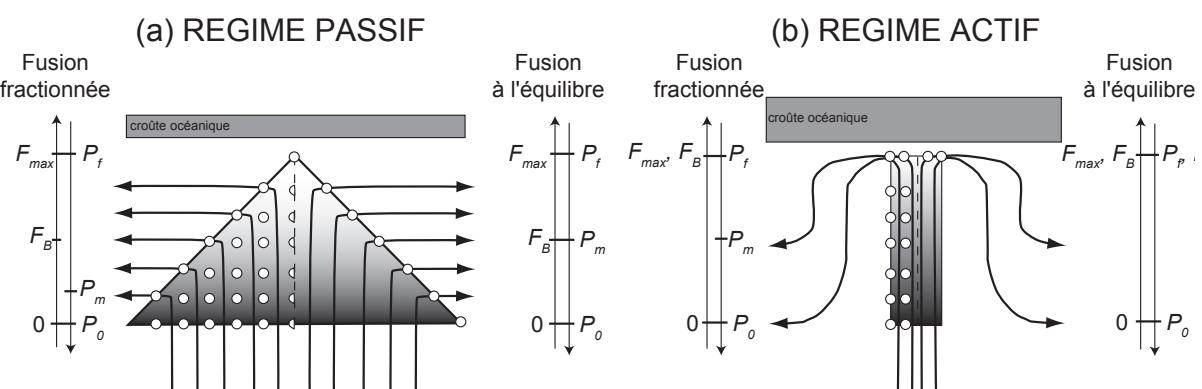


Figure I.15 Représentation schématique des deux cas extrêmes de régime d'écoulement sous les rides médio-océaniques à deux dimensions : **(a)** régime passif ; **(b)** régime actif. Pour les deux régimes, deux cas de fusion opposés sont considérés (fusion fractionnée à gauche et fusion à l'équilibre à droite). Les points à partir duquel le liquide est extrait du résidu sont indiqués par des cercles ouverts. P_0 est la profondeur initiale de fusion, P_m est la pression moyenne de fusion, P_f est la profondeur finale de fusion, F_B est le taux de fusion moyen sur l'ensemble de la colonne de fusion et F_{max} est le taux de fusion maximal dans la colonne de fusion. L'épaisseur crustale est approximativement proportionnelle au produit de F_B et de $(P_f - P_0)$. Modifié d'après Asimow (1997).

est contrôlée à la fois par la traction exercée par les plaques et par les forces de flottabilité induites par les variations latérales de teneur en liquide (e.g., Scott et Stevenson ; 1989). Dans le régime passif, le manteau fond à un faible taux sur une large région approximativement triangulaire (la largeur du triangle et la courbure des bords supérieurs peuvent varier ; e.g., Langmuir et al., 1992). La vitesse de remontée du manteau est proche de la moitié du taux d'expansion (Reid et Jackson, 1981 ; Phipps Morgan et Forsyth, 1988). Dans ce type de modèle, le liquide peut migrer horizontalement malgré sa flottabilité (e.g., Spiegelman et McKenzie, 1987 ; Phipps Morgan, 1987 ; Sparks et Parmentier, 1991). Dans le régime actif, le taux de fusion est plus important, la zone de fusion est relativement étroite (quelques kilomètres) et l'extraction des liquides est surtout verticale. Dans ce type de régime, la vitesse de l'écoulement mantellique est plus rapide que la moitié du taux d'expansion (e.g., Ligi et al., 2008).

A grande échelle, les données géophysiques (e.g, MELT Seismic Team, 1998) et géochimiques (e.g., Lundstrom et al., 1995 ; Spiegelman et Reynolds, 1999) semblent indiquer que sous les rides médio-océaniques, le régime est généralement passif. Par exemple, les observations sismiques mettent en évidence une large zone de fusion (>100 km à la base) sous l'axe de la ride Est Pacifique (MELT Seismic team, 1998) avec une concentration de liquide de l'ordre de 1-2 % (Figure I.16).

Parallèlement, des vitesses proches de la moitié de la vitesse d'expansion aux rides ont été déduites des déséquilibres radioactifs des séries de l'uranium dans les MORB (Lundstrom et al., 1995). De la même manière, Niu et Hékinian (1997) ont suggéré que le degré de fusion moyen sous les rides est corrélé à la vitesse d'expansion (Figures I.4 et I.7). Ces observations sont en faveur d'un régime d'écoulement passif sous les rides médio-océaniques.

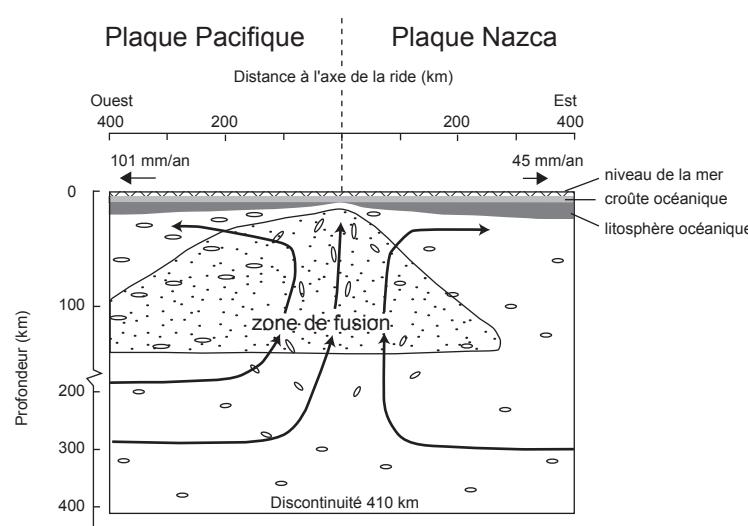


Figure I.16 Section schématique de la Ride Est Pacifique à 17 °S. La région asymétrique de faible vitesse sismique (pointillés) est interprétée comme la zone de production de liquide. Même si les trajectoires de l'écoulement sont peu contraintes (trajectoires hypothétiques indiquées par les flèches), le déplacement plus rapide de la plaque Pacifique crée sans doute un cisaillement plus important dans le manteau supérieur, induisant une anisotropie plus forte. Cette dernière est représentée par les petites ellipses qui matérialisent les directions d'alignement préférentiel de l'axe des olivines. Modifié d'après Melt Seismic Team (1998).

A petite échelle cependant, un composant «actif» peut aussi être présent et pourrait devenir progressivement plus important avec la diminution de la vitesse d'expansion à l'axe de la la ride (e.g., Bonatti et al., 2003). Comme le régime d'écoulement actif est prédominant en contexte de point chaud, il contrôlerait aussi la production de magma à proximité des points chauds (e.g., Asimow et al., 2004 ; Purtika et al., 2007).

I.4.2 Migration et focalisation des liquides basaltiques

Dans le cas le plus fréquent d'un régime d'écoulement passif (Figure I.15a), il reste à expliquer comment les liquides basaltiques migrent à partir d'une large région de fusion et se focalisent dans une zone volcanique étroite. Suite aux travaux de Kelemen et collaborateurs, il est maintenant largement admis que l'écoulement magmatique sous les rides médo-océaniques est fortement focalisé dans des chenaux de haute perméabilité (Figure I.17) qui affleurent dans les grands gisements d'ophiolites sous la forme de masses dunitiques de formes et de dimensions très variables (Kelemen et al., 1995a ; Braun et Kelemen, 2002). Les déséquilibres U/Th dans les MORB suggèrent néanmoins que l'écoulement en milieu poreux de type pénétratif peut jouer un rôle important à la base de la colonne de fusion (Spiegelman et Elliot, 1993 ; Lundstrom et al., 1995).

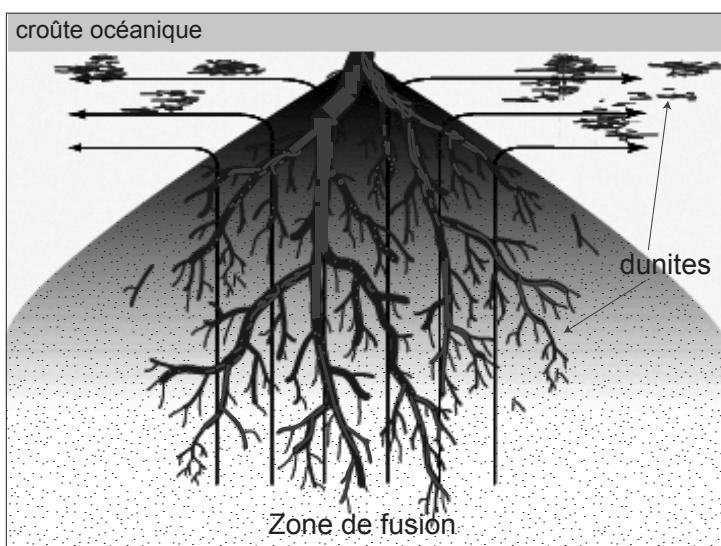


Figure I.17

Illustration d'un réseau coalescent de chenaux dunitiques sous une ride médo-océanique (modèle basé sur les observations de l'ophiolite d'Oman). Les dunites sont en gris foncé et le liquide est présent partout dans la région en pointillés. Modifié d'après Braun et Kelemen (2002).

Le modèle d'écoulement dans des chenaux dunitiques permet de rendre compte d'une caractéristique pétrologique importante des MORB : la grande majorité des MORB est sous-saturée en orthopyroxène (opx) à basse pression ($P \leq 0.8$ GPa ; Stolper, 1980). Or dans les modèles de fusion continue à l'aplomb des rides médo-océaniques, parce que le degré de fusion atteint n'est jamais suffisamment élevé pour provoquer la disparition de l'opx dans l'assemblage résiduel, les liquides sont supposés être saturés en opx

(+ olivine) sur l'ensemble de la colonne de fusion. Au contraire, le modèle de focalisation des magmas dans des conduits dunitiques impose des compositions en équilibre avec l'olivine seulement, en accord avec la sous-saturation en opx des MORB à basse pression.

La formation des chenaux dunitiques a fait l'objet d'un certain nombre d'études géologiques (Suhr et al., 2003), théoriques (Asimow et Stolper, 1999), et expérimentales (Morgan et Liang, 2003, 2005). Plusieurs hypothèses ont été proposées quant à leur origine : (1) dunites résiduelles, provenant d'une fusion partielle de très haut degré (Jackson et Ohnenstetter, 1981), (2) dunites cumulatives, correspondant au remplissage de fractures par des olivines précipitant à partir d'un liquide ascendant (Takahashi, 1992), (3) dunites formées par réaction entre un liquide sous-saturé en silice et l'encaissant péridotitique (Shaw, 1999 ; Morgan et Liang, 2003), et (4) dunites provenant de la formation de chenaux de haute perméabilité par dissolution des pyroxènes pendant la focalisation du liquide lors de son ascension (Kelemen et al., 1990).

Kelemen et al. (1995a) ont suggéré que la plupart des dunites sont créées à basse pression (<1.5 GPa) par ce dernier mécanisme. Spiegelman et al. (2001) expliquent la formation du réseau dunitique (Figure I.17) par une instabilité s'amplifiant durant la réaction d'infiltration et aboutissant à la focalisation du liquide dans les chenaux : la circulation de volumes importants de liquide dans ces chenaux aurait pour conséquences la dissolution complète des pyroxènes et une augmentation de la perméabilité du chenal. Le transport des magmas basaltiques sous les rides médio-océaniques se ferait donc principalement dans des conduits de haute perméabilité plutôt que par écoulement en milieu poreux (avec une faible fraction volumique de liquide) ou par des fractures.

Les processus d'interactions à l'origine de la formation des chenaux dunitiques aboutissent à des transformations chimiques et minéralogiques importantes de l'encaissant péridotitique et modifient également de manière significative la composition des magmas primaires et leur signature géochimique (McKenzie, 1984 ; Navon et Stolper, 1987 ; McKenzie et O'Nions, 1991 ; Spiegelman et Elliot, 1993 ; Kelemen et al., 1995a ; Kelemen et al., 1995b ; Kelemen et al., 1997 ; Spiegelman et al., 2001 ; Spiegelman et Kelemen, 2003). L'ampleur des transformations chimiques subies par les magmas au cours du processus de dunitisation et l'impact sur leurs compositions en surface sont encore mal déterminés. Il faut noter cependant qu'une fois le réseau de chenaux dunitiques bien installé, la focalisation de l'écoulement permet d'isoler chimiquement les magmas de l'encaissant péridotitique et de réduire l'importance des interactions magma/roche. Elle doit ainsi favoriser la conservation d'informations relatives au processus de fusion en profondeur (conditions de fusion, compositions des liquides, caractéristiques isotopique de la source etc.).

PARTIE II

METHODES EXPERIMENTALES, ANALYTIQUES ET THEORIQUES

Ce chapitre technique commence par la description de la préparation des différents échantillons (naturels et synthétiques). Suit une présentation des appareils d'expérimentation, accompagnée des informations nécessaires sur les étalonnages (pression, température, fugacité d'oxygène) et sur les protocoles expérimentaux. Il se poursuit par un inventaire des techniques d'analyses et des traitements des données. Enfin, il présente le programme adiabat_1ph (Smith et Asimow, 2005) que j'ai utilisé pour la modélisation des processus pétrogénétiques à l'origine des MORB.

II.1 Techniques expérimentales

II.1.1 Préparation des échantillons

Deux types de matériaux de départ ont été utilisés dans cette étude : des gels et des échantillons naturels de pyroxénite et de périclase. Les gels ont été préparés par J-L. Devidal au Laboratoire Magmas et Volcans ; ce sont des produits très homogènes et fortement réactifs (Luth et Ingamells, 1965). Dans le but d'augmenter la réactivité des échantillons naturels, il est nécessaire de les broyer très finement afin de diminuer au maximum la taille des cristaux et d'atteindre plus facilement l'équilibre chimique durant les expériences. Les poudres d'échantillons naturels ont donc été une première fois homogénéisées par broyage à l'éthanol dans un mortier en agate. Chaque poudre a ensuite été chargée dans un microbroyeur avec 12 mL d'éthanol et pulvérisée pendant 30 min au total : la taille typique des grains à la fin du traitement

est 2-4 μm et les plus gros sont seulement de 10 μm de long et 5 μm de large.

Les poudres (naturelles et synthétiques) ont été chauffées pendant 6 h à 900°C dans un flux CO_2/H_2 avec des débits ajustés afin d'obtenir une fugacité d'oxygène entre les tampons magnétite-wüstite et fer-wüstite : ce traitement permet de réduire la totalité du fer en Fe^{2+} et de déshydrater l'échantillon. Une fois réduites et déshydratées, les poudres sont systématiquement stockées sous vide afin de minimiser l'absorption en eau.

II.1.2 Expérimentation en piston-cylindre

Les expériences ont été réalisées à des pressions de 1 à 2.5 GPa dans des presses de type piston-cylindre 3/4" ($P \leq 1.5$ GPa) ou 1/2" ($P \geq 2$ GPa). 3/4" et 1/2" correspondent aux diamètres du piston en pouce, soit 12.7 mm et 19.1 mm respectivement. Un piston-cylindre est un appareil dit à pression solide, par opposition aux appareils à pression de gaz tels que les autoclaves : c'est-à-dire que la pression est exercée sur la capsule qui contient l'échantillon par un assemblage de pièces solides. Ci-dessous, je présente d'abord les capsules, puis les assemblages et enfin les techniques de génération et de contrôle de la pression et de la température.

II.1.2.1 Dispositif expérimental : capsules et assemblages expérimentaux

Choix du conteneur – pertes en fer et fugacité d'oxygène. Pour les expériences à haute-pression et haute-température, le conteneur utilisé doit assurer une parfaite conservation de la composition de la charge (c'est-à-dire, être totalement inerte et imperméable aux gaz) et être stable à haute température. Malheureusement aucun matériau connu ne répond parfaitement à ces critères. Toutes mes expériences ont été réalisées au-dessus du point de fusion de l'or, matériau (presque) idéal pour les expériences à «basse» température. Les capsules en platine, et dans une moindre mesure en or-palladium, sont connues pour former des alliages avec le fer à haute température, ce qui conduit à une diminution de la teneur en fer de l'échantillon (Merrill et Wyllie 1973, Johannes et Bode 1978, Jaques et Green 1980, Kawamoto et Hirose 1994). Une alternative est d'utiliser des doubles conteneurs Pt/graphite : le graphite interne empêche le contact du fer de l'échantillon avec le platine, tandis que le platine externe limite la circulation des fluides. C'est la configuration «classique» pour les expériences de fusion du manteau. Les inconvénients de cette technique sont liés à la faible fugacité d'oxygène imposée et à la réactivité du graphite avec les fluides. Néanmoins, mes expériences étant anhydres et la fugacité imposée étant proche de celle du manteau, cette configuration est idéale dans ce cas. En effet, dans les conditions mantelliques et dans mes expériences anhydres, la fugacité d'oxygène se situe entre FQM-1 (Fayalite-Quartz-Magnétite) et FQM-2 (Christie et al., 1986 ; Laporte et al., 2004).

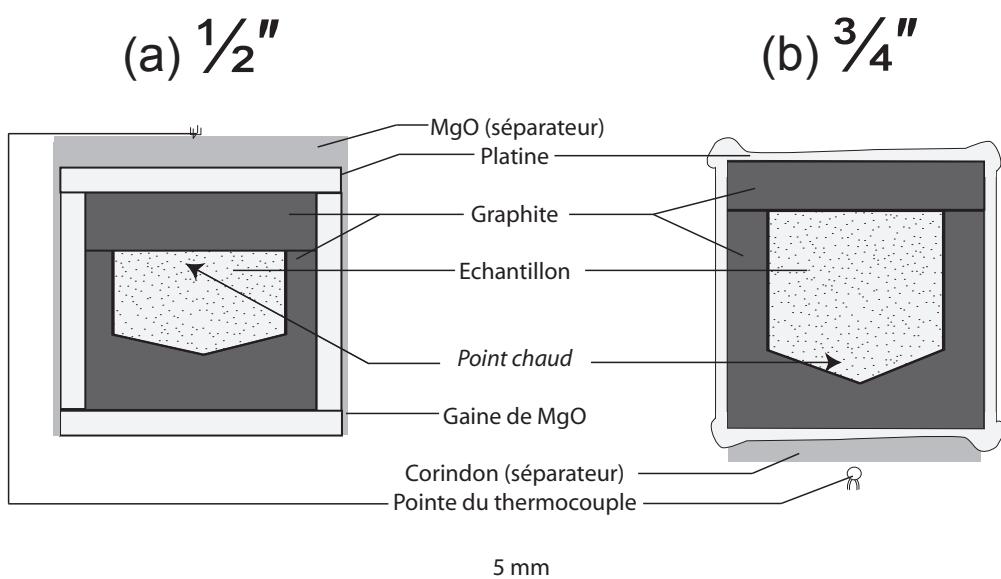


Figure II.1 Géométries des capsules platine-graphite utilisées : (a) pour le piston-cylindre 1/2" et (b) pour le piston-cylindre 3/4". Notez la différence de position de la pointe du thermocouple entre les deux configurations : au dessus de la capsule en piston-cylindre 1/2" ; sous la capsule en piston-cylindre 3/4".

Pour les expériences en piston-cylindre 3/4", la capsule chargée est séchée pendant 24 heures à 300°C avant soudure, puis rapidement soudée à l'arc pendant qu'elle est encore chaude afin d'éviter toute contamination en eau (par adsorption des molécules d'eau contenues dans l'air). Dans le cas des expériences en piston-cylindre 1/2", la soudure se fait mécaniquement, lors de la phase de pressurisation de l'expérience (voir ci-dessous) : de ce fait, on ne peut pas exclure une faible contamination en eau de l'échantillon, entre le chargement de la capsule et le lancement de l'expérience.

Assemblages expérimentaux (Figure II.2).

- *Assemblage pour piston-cylindre 1/2"* : La charge expérimentale est située au centre d'un assemblage cylindrique composé de l'extérieur vers l'intérieur d'une cellule de sel drapée d'une feuille de plomb, d'un cylindre en pyrex et d'un four en graphite. A l'intérieur du four en graphite, on distingue, de haut en bas (Figure II.2a), une gaine de MgO dans laquelle se loge la canne du thermocouple, une rondelle de MgO de 0.5 mm d'épaisseur, la capsule et un bouchon de MgO. Pour assurer la reproductibilité des conditions de température dans l'échantillon, la gaine de MgO a une longueur fixe de telle sorte que la pointe du thermocouple et la capsule sont systématiquement placées à la même hauteur dans le four en graphite (voir paragraphe sur le contrôle de la température). La rondelle de MgO permet d'éviter le contact entre la pointe du thermocouple et la capsule en platine. De la même manière, la capsule est placée dans un manchon de MgO qui permet d'éviter un contact direct avec le four.

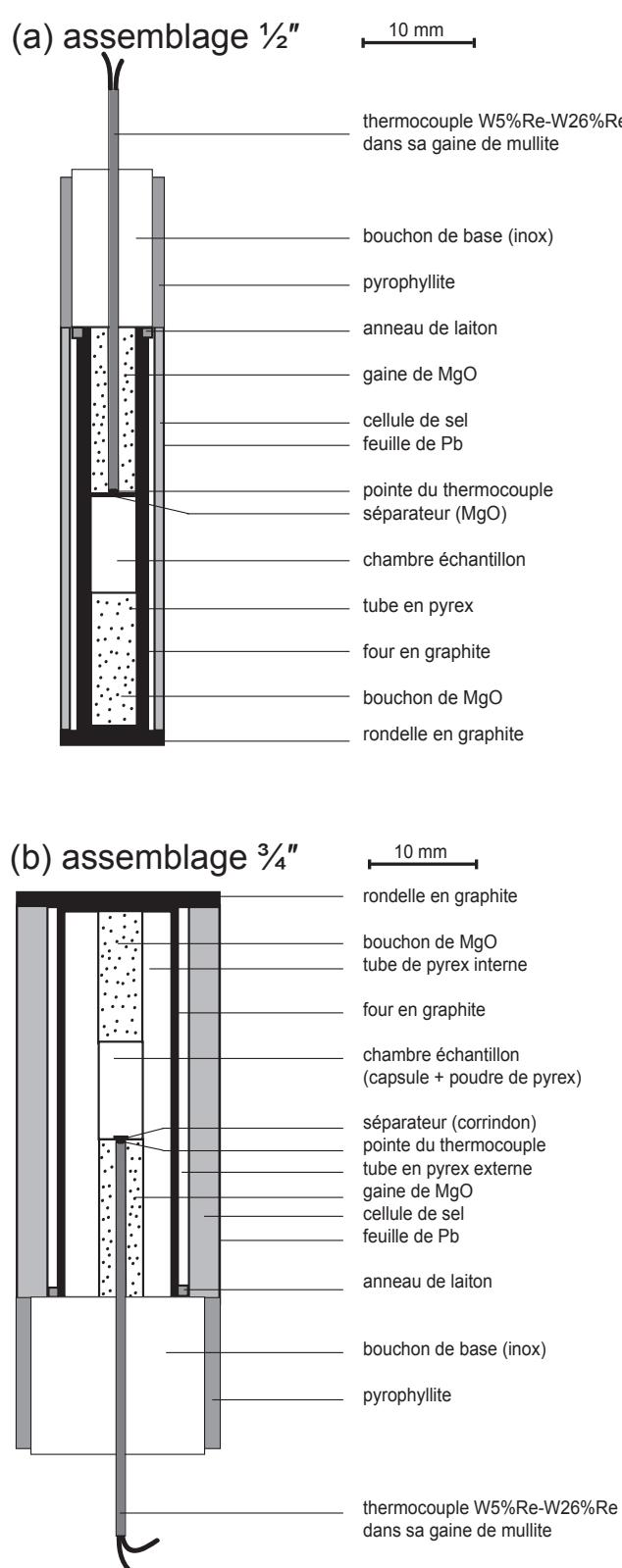


Figure II.2 Schéma des assemblages pour piston-cylindre (a) 1/2" (12.7 mm) et (b) 3/4" (19.1 mm). La capsule est placée au centre de la chambre à échantillon.

- *Assemblage pour piston-cylindre 3/4"*: A la différence de l'assemblage précédent, un cylindre de pyrex « interne » est placé à l'intérieur four en graphite et le sépare de la capsule et des pièces de MgO. La gaine de MgO a toujours une longueur fixe pour assurer un positionnement reproductible de la capsule par rapport au gradient thermique. La capsule est séparée de la pointe du thermocouple par une lamelle de corindon de 0.5 mm d'épaisseur. Enfin, elle est calée dans le cylindre interne de pyrex par un bourrage de poudre de pyrex (Figure II.2b). Il faut noter la différence d'orientation des deux types d'assemblage : dans l'assemblage 3/4", la pointe du thermocouple est située sous la capsule, alors qu'elle située au dessus de la capsule dans les assemblages 1/2".

Afin de minimiser les risques de contamination en eau de l'échantillon pendant les expériences, toutes les pièces des assemblages sont systématiquement déshydratées. Les pièces en MgO sont chauffées pendant 6 heures à 1000°C, puis toutes les pièces sauf les cellules de sel sont chauffées pendant 24h à 400°C. Les cellules de sel sont chauffées pendant 1 heure à 600°C. Les pièces ainsi déshydratées sont stockées dans une étuve à 150°C. Enfin, avant chaque expérience, l'assemblage est placé à 300°C pendant au moins 12 heures.

II.1.2.2 Principe de fonctionnement

Une fois monté, l’assemblage est placé dans une chambre cylindrique en carbure de tungstène (« le cylindre ») : pour générer la pression, on le comprime entre un support de base et un piston, tous deux en carbure de tungstène (Figures II.3-4). L’utilisation de matériaux qui deviennent ductiles ou visqueux à haute température (sel, verre) permet de transformer la pression axiale exercée par le piston sur l’assemblage en une pression quasi-hydrostatique. La pression nominale dans la chambre, $P_{éch}$, est égale au produit de la pression d’huile dans le vérin (qui actionne le piston), P_{huile} , par le rapport de la surface du vérin sur la surface du piston, $S_{vérin}/S_{piston}$:

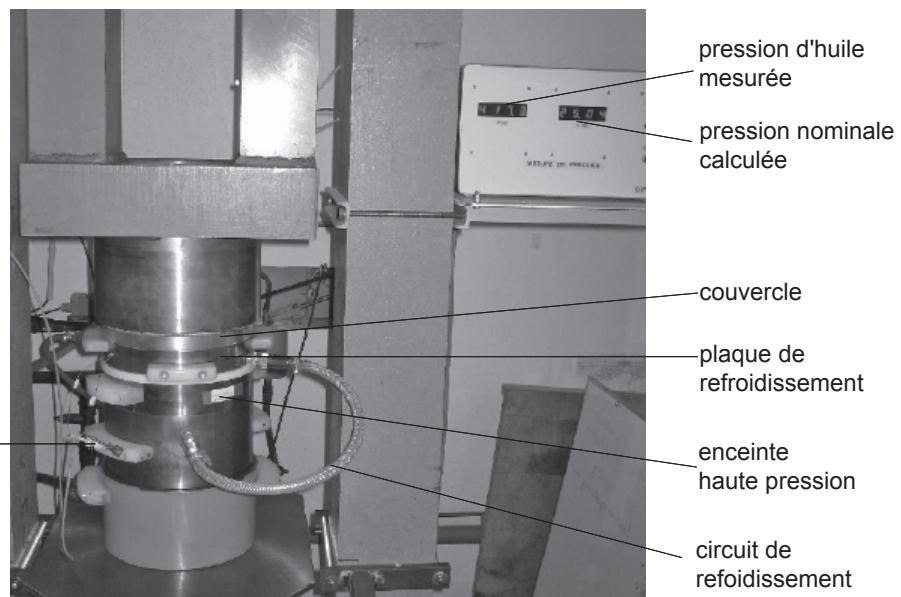
$$P_{éch} = P_{huile} \cdot \frac{S_{vérin}}{S_{piston}} \quad (\text{II.1})$$

La température est produite par effet joule, en faisant passer un courant de fort ampérage (300-400 A, 4-5 V) dans le four en graphite. La température est mesurée à l’aide d’un thermocouple tungstène-rhénium 5%-26% (W95Re5-W74Re26). En raison des forts gradients de température caractéristiques des pistons-cylindres, la pointe du thermocouple doit être placée au plus près de l’échantillon. Pour éviter l’oxydation des fils de W-Re, de l’argon est envoyé continuellement à la base du thermocouple durant les expériences BP-HT via une buse située au niveau du support de base.

J’ai utilisé deux types de piston-cylindre pour ce travail : un piston-cylindre avec contre-pression (Boyd et England, 1960) et piston 1/2" pour les expériences à 2 et 2.5 GPa (Figure II.3) et un piston-cylindre sans contre-pression (Holloway et Wood, 1988) et piston 3/4" pour les expériences entre 0.5 et 1.5 GPa (Figure II.4). Dans le piston-cylindre avec contre-pression, l’enceinte haute pression (c’est-à-dire, le cylindre de carbure de tungstène et sa frette d’acières traités) est comprimée par un vérin externe, ce qui lui permet de supporter des pressions internes supérieures. Dans le piston-cylindre sans contre-pression, l’enceinte haute pression n’est pas soumise à une contrainte extérieure.

II.1. Techniques expérimentales

(a)



(b)

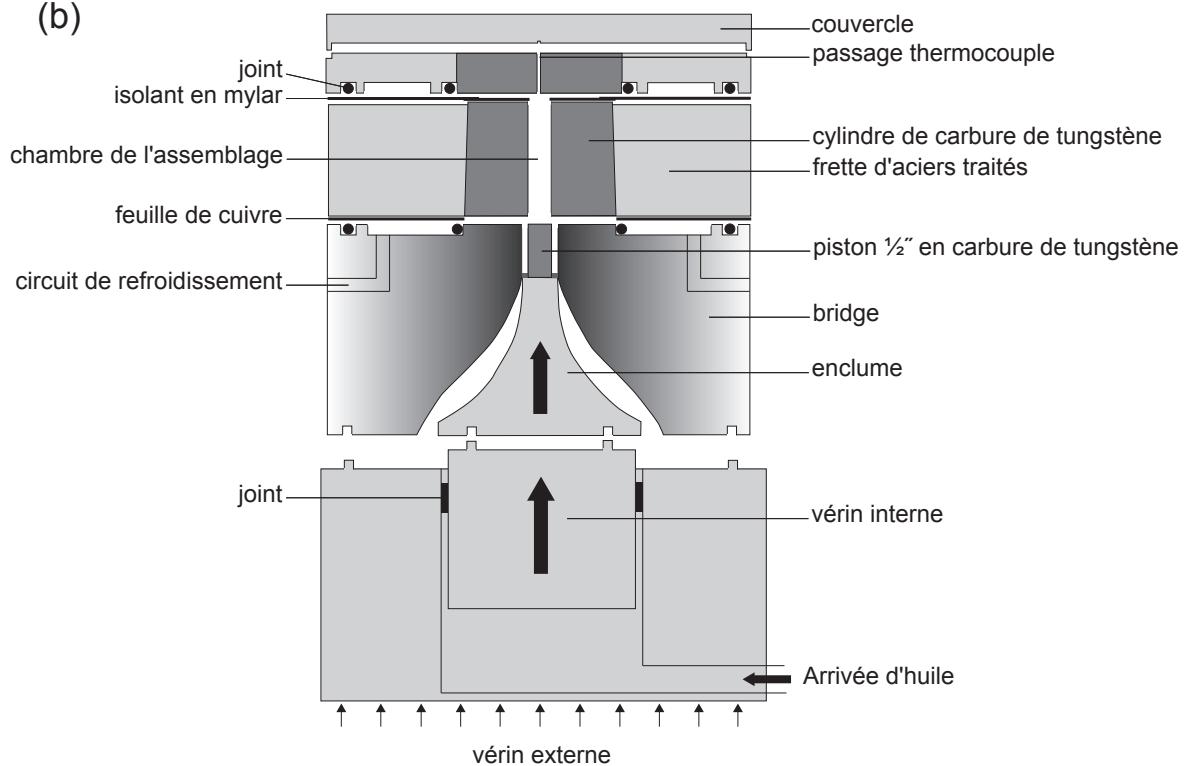


Figure II.3 Photographie légendée (a) et schéma (b) du piston-cylindre 1/2" avec contre-pression du Laboratoire Magmas et Volcans (*modifié d'après Zamora, 2000*). Le système comporte deux vérins : (1) un vérin interne qui pousse sur le piston (matérialisé par la grosse flèche) ; et (2) un vérin externe, sous la colonne du piston-cylindre (non visible ; matérialisé par les petites flèches en bas du schéma), qui exerce une contre-pression sur le cylindre en carbure de tungstène et sa frette d'acières traités.

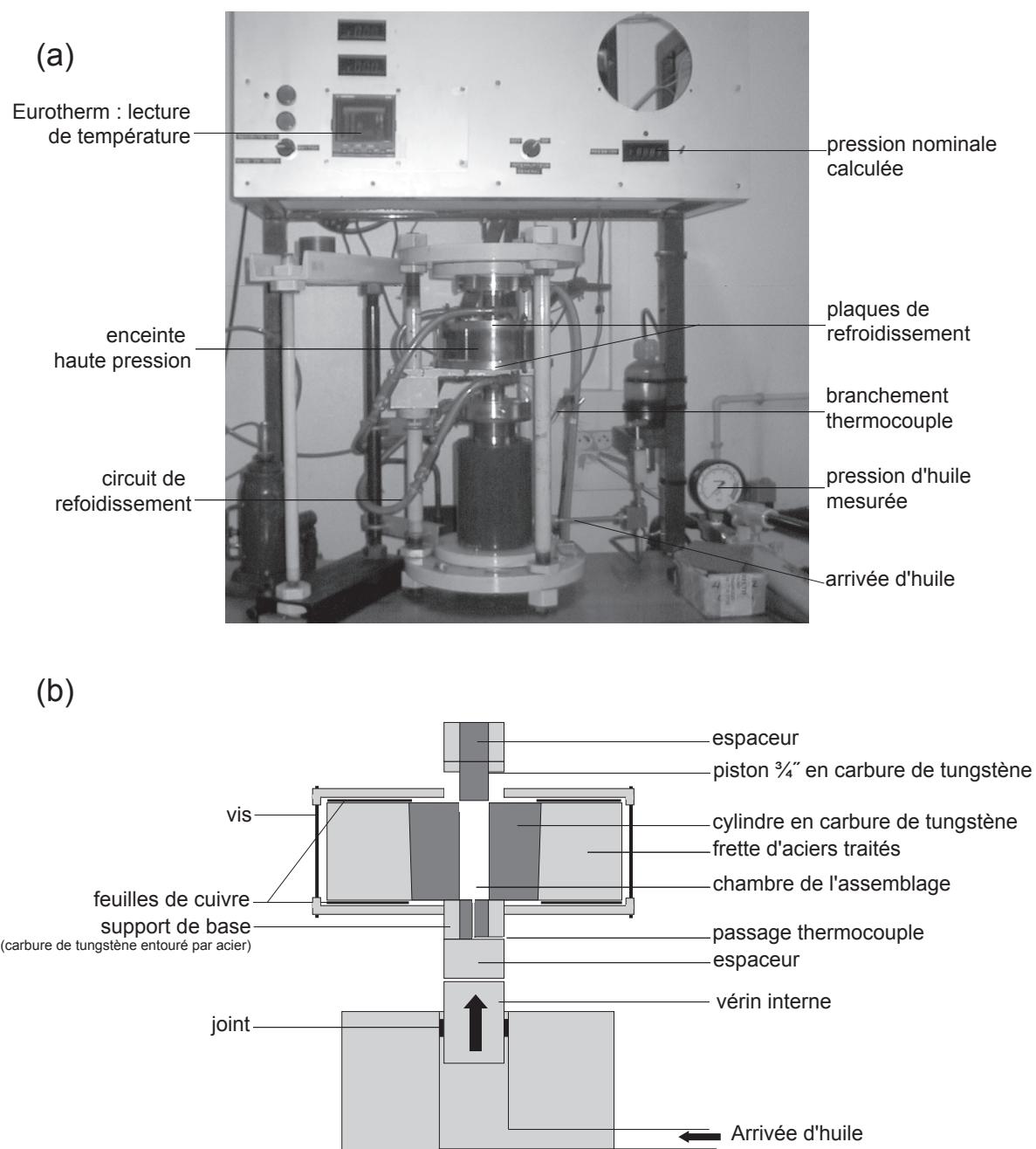


Figure II.4 Photographie légendée (a) et schéma (b) d'un piston-cylindre 3/4" sans contre-pression du Laboratoire Magmas et Volcans. L'assemblage est placé dans le cylindre de carbure de tungstène. La pression est générée en écrasant l'assemblage entre le piston et le support de base.

II.1.2.3 Pressurisation et chauffage

Les trajectoires de pressurisation et de chauffage pour une expérience en piston-cylindre sans contre-pression à 1 GPa et 1300°C sont schématisées sur la Figure II.5a. Une pression à froid de 0.3-0.4 GPa est d'abord appliquée sur l'assemblage expérimental, puis la montée en température est programmée à 50°C/min, avec un palier de 8 min à 650°C. La pression est alors augmentée régulièrement jusqu'à 1 GPa pendant le palier à 650°C. Enfin le chauffage reprend jusqu'à la valeur cible de 1300°C, toujours à une vitesse de 50°C/min. Les trajectoires sont plus compliquées dans le cas du piston-cylindre avec contre-pression (car il faut aussi ajuster la contre-pression) : les cas d'expériences à 2 et 2.5 GPa sont illustrées sur les Figures II.5b-c.

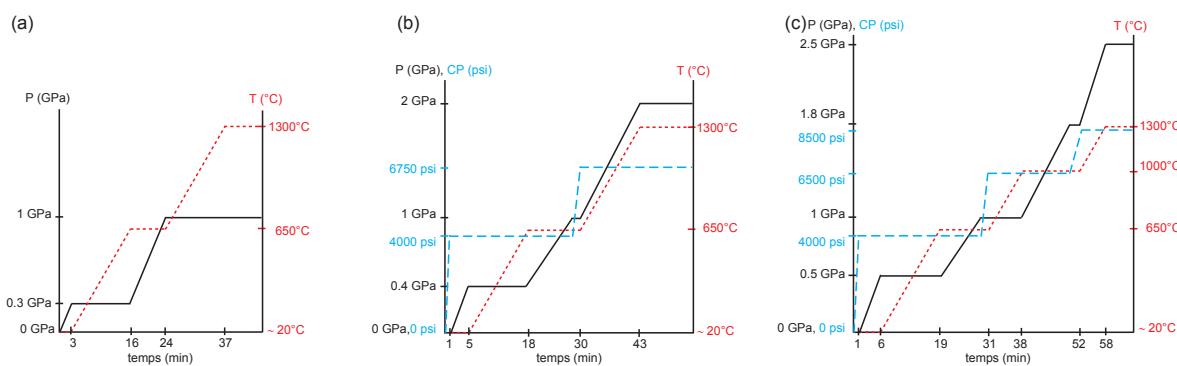


Figure II.5 Procédure de pressurisation et de chauffage des expériences en piston-cylindre : la température est en tirets rouges ; la pression sur l'échantillon, P , est figurée par le trait noir ; la contre-pression CP , en tirets bleus, est donnée en psi (psi = Pound per Square Inch ; 1 psi = 6894.8 Pa). **(a)** Cas d'une expérience en piston-cylindre 3/4" sans contre-pression à 1 GPa – 1300°C ; **(b)** Cas d'une expérience à 2 GPa – 1300°C en piston-cylindre 1/2" avec contre-pression ; **(c)** Cas d'une expérience à 2.5 GPa – 1300°C en piston-cylindre 1/2" avec contre-pression. Dans les expériences en piston-cylindre 1/2", la contre-pression finale (recalculée en GPa) est égale au 1/3 de la pression sur l'échantillon. Pour garder un rapport P/CP proche de 3 pendant la phase de pressurisation, on augmente CP par palier (1 palier pour les expériences à $P = 2$ GPa ; 2 paliers pour les expériences à $P = 2.5$ GPa).

Durant l'expérience, la température est contrôlée automatiquement par un régulateur Eurotherm et la pression est réajustée manuellement 2 à 4 fois par jour. L'arrêt de l'expérience consiste en une baisse brutale de la température (trempe) obtenue par coupure de l'alimentation électrique. Les vitesses de trempes sont élevées (50°C/s pour les assemblages en 3/4" et 200°C/s pour les assemblages 1/2"). Lorsque l'assemblage est refroidi, la pression et, le cas échéant, la contre-pression, sont lentement ramenées à 1 atmosphère.

Les expériences ont été réalisées dans la gamme de pression de 0.5 à 2.5 GPa, et la gamme de température de 1165°C à 1475°C. Les durées expérimentales s'étalent de 76 heures à 164 heures (pour un échantillon donné, les durées plus courtes correspondent généralement aux expériences réalisées aux températures les plus élevées). Ces durées sont plus longues que dans la plupart des études antérieures (Cf. § II.1.3.2).

II.1.2.4 Contrôle de la pression et de la température

Mesure de la pression. La pression est mesurée au niveau du circuit hydraulique à l'aide d'un capteur de pression à jauge métalliques. Le rapport entre pression solide appliquée à l'assemblage et pression d'huile est égal au rapport des surfaces du vérin (qui actionne le piston) et du piston (voir équation II.1). Les frictions entre le piston et les parois du cylindre de carbure peuvent être à l'origine de pertes de pression, nécessitant un étalonnage des assemblages expérimentaux. Cependant, l'utilisation d'une cellule de NaCl drappée d'une feuille de Pb comme transmetteur de pression permet de réduire passablement les frictions ; ces assemblages ne nécessitent donc pas de corrections de pression (Johannes et al. 1971, McDade et al., 2002). De plus, afin de faciliter le coulissement du piston, le cœur de carbure de tungstène est enduit de pâte lubrifiante (MOLYKOTE® G-Rapid Plus) avant chaque expérience. Dans les assemblages 3/4", si l'on prend en compte les variations quotidiennes de la pression, on estime à 0.05 GPa l'incertitude sur la pression. L'incertitude est plus élevée dans les assemblages 1/2", de l'ordre de 0.1 à 0.2 GPa (sur la base d'essais préliminaires sur la transition quartz-coesite), mais n'a pas encore été calibrée précisément.

Mesure de la température et gradients thermiques dans les assemblages. Les mesures de températures sont effectuées à $\pm 1^\circ\text{C}$ à l'aide d'un thermocouple de type C (W74Re26/W95Re5) isolé par une gaine en mullite. L'incertitude sur la température « vraie » au niveau de l'échantillon est principalement liée à l'existence de gradients thermiques importants dans les assemblages de type piston-cylindre (entre 1 et 10°C/mm dans la partie utile du four). Cette incertitude a deux composantes : (i) une erreur systématique liée à l'écartement entre le thermocouple et l'échantillon, qui n'ont donc à priori aucune raison d'être à la même température ; (ii) une incertitude liée au gradient de température dans la charge expérimentale qui, du fait de sa hauteur millimétrique, n'a pas une température homogène.

Les travaux de Watson et al. (2002), effectués sur assemblages 3/4", ont montré que les gradients latéraux au sein du four restent faibles avec une température supérieure au contact du four qu'au centre (écart de température inférieur à 30°C à mi-hauteur de l'assemblage ; Figure II.6). Concernant les assemblages 1/2", ils sont plus étroits et sont donc moins sensibles aux gradients de température latéraux.

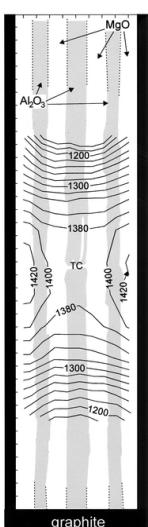


Figure II.6 Variation de la température à l'intérieur du four en graphite dans un assemblage 3/4" ; cas d'une expérience réalisée à une température nominale de 1400°C (d'après Watson et al., 2002).

Au contraire, les gradients de température longitudinaux sont beaucoup plus importants : les profils longitudinaux possèdent une forme parabolique, le maximum de la parabole définissant le point chaud. Dans les travaux de Watson et al. (2002), la température chute de $\sim 200^{\circ}\text{C}$ sur 1 cm de part et d'autre du point chaud. Par conséquent, pour s'assurer de la reproductibilité en température, l'échantillon doit être placé exactement à la même hauteur dans le four en graphite dans toutes les expériences et dans la ‘zone utile’ de 5-10 mm dans laquelle les variations de températures sont inférieures à 20°C .

Dans cette étude, j'ai utilisé les calibrations de Médard (2004) et Laporte (2004). L'utilisation d'un four plus épais dans les assemblages 1/2" (Figure II.5b) permet de diminuer considérablement le gradient de température. Les profils thermiques de la Figure II.7 peuvent être utilisés pour estimer les variations de température à l'intérieur des capsules expérimentales. Par exemple, pour les configurations choisies pour les expériences de fusion, on voit que : (i) le gradient à l'intérieur de l'échantillon est d'environ 9°C en 3/4" et de l'ordre de 3°C en 1/2"; et (ii) la température lue par le thermocouple est légèrement inférieure à la température de l'échantillon dans l'assemblage 3/4" ($0 - 10^{\circ}\text{C}$) et égale au degré près à la température de l'échantillon pour les assemblages 1/2".

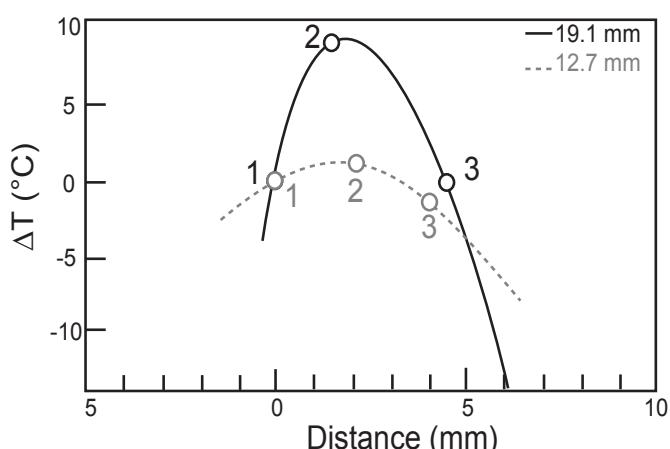


Figure II.7 Comparaison des profils de température dans les assemblages 3/4" et 1/2". Les mesures ont été faites à 1.0 GPa et 1000 °C pour l'assemblage 1/2" (tirets gris ; Médard, 2004) et à 1.0 GPa et 900 °C pour l'assemblage 3/4" (trait continu noir ; Laporte, 2004). Le cercle numéroté 1 marque la position de la pointe du thermocouple ; les cercles numérotés 2 et 3 matérialisent la position de l'échantillon par rapport au thermocouple (2 pour la partie proximale de l'échantillon ; 3 pour la partie distale). La variation de température est exprimée sous la forme de l'écart ΔT par rapport à la température à la pointe du thermocouple. La distance est donnée par rapport à la position de la pointe du thermocouple.

II.1.3 Obtention et préservation des équilibres thermodynamiques

II.1.3.1 Atteinte de l'équilibre dans les expériences

Un système en équilibre thermodynamique est caractérisé par deux propriétés fondamentales : il est constitué de phases homogènes et le potentiel chimique d'un élément donné est identique dans toutes les phases. Dans les systèmes partiellement fondus, l'obtention de l'équilibre est essentiellement contrôlée par deux phénomènes : la diffusion des éléments chimiques au sein du liquide et l'homogénéisation des phases solides par diffusion et surtout dissolution-

recristallisation. Pour un élément chimique donné, l'égalité des potentiels thermodynamiques se traduit par une relation entre les activités, donc les concentrations de cet élément dans les différentes phases. Cette relation est exprimée sous forme d'un coefficient de partage D :

$$D_i^{A/B} = X_i^A / X_i^B \quad (\text{II.2})$$

où i est l'élément chimique et A et B les deux phases en équilibre.

Une valeur très utilisée en pétrologie est le rapport des coefficients de partage du Fe^{2+} et du Mg entre l'olivine et le liquide, appelé coefficient d'échange :

$$Kd_{\text{Fe/Mg}}^{\text{ol/liq}} = D_{\text{Fe}}^{\text{olivine/liquide}} / D_{\text{Mg}}^{\text{olivine/liquide}} = \frac{(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{olivine}}}{(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{liquide}}} \quad (\text{II.3})$$

Ce coefficient varie peu avec la température (Roeder et Emslie 1970, Ulmer 1989), mais dépend essentiellement de la pression et de la composition du liquide. Ulmer (1989) et Longhi et al. (1978) proposent une variation positive avec la pression. Pour Kushiro et Walter (1998) et Kushiro et Mysen (2002), c'est la composition du liquide qui est le facteur dominant.

Récemment, Toplis (2005) a développé un modèle prédictif pour le calcul de $Kd_{\text{Fe/Mg}}^{\text{ol/liq}}$ qui peut être utilisé pour tester l'équilibre dans les études expérimentales de fusion du manteau (Annexe A).

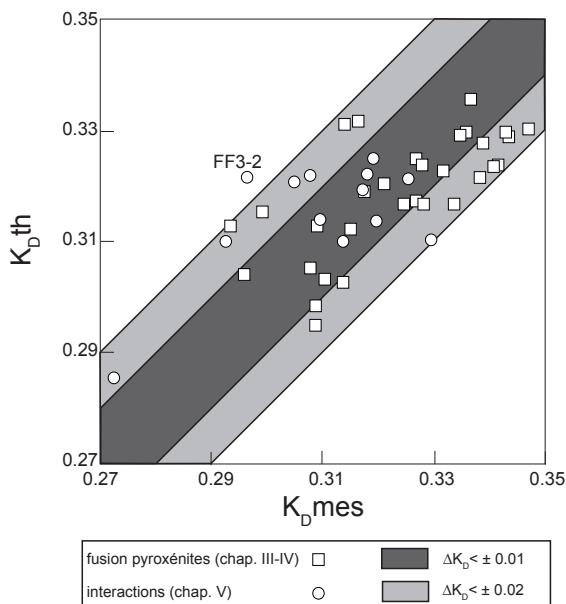


Figure II.8 Comparaison entre les valeurs des coefficients d'échange Fe-Mg entre l'olivine et le liquide mesurées (K_{Dmes}) dans nos expériences contenant de l'olivine et les valeurs calculées (K_{Dth}) avec le modèle thermodynamique de Toplis (2005). Les expériences de fusion partielle des pyroxénites sont représentées par des carrés, les expériences concernant les interactions magma/roche sont représentées par des cercles. La zone gris foncé correspond à un écart de ± 0.01 et la zone gris clair correspond à un écart de ± 0.02 par rapport à la ligne 1:1.

Dans notre étude, la majorité des expériences contient de l'olivine comme phase résiduelle. Je peux donc tester leur degré d'équilibre à l'aide du modèle de Toplis (2005). Ceci est illustré dans la Figure II.8 où les valeurs des $Kd_{\text{Fe/Mg}}^{\text{ol/liq}}$ mesurées dans nos expériences sont comparées aux valeurs prédites par le modèle. Presque toutes les expériences (exceptée FF3-2) montrent une différence entre les valeurs calculées et mesurées qui est inférieure à 0.02 (0.025 pour FF3-2). Selon Toplis (2005), ce résultat permet de conclure, à un niveau de confiance de 95%, qu'il y a équilibre pour le partage du fer et du magnésium entre l'olivine et le liquide dans nos expériences.

Il n'existe pas de modèle prédictif pour le coefficient d'échange Fe-Mg entre le clinopyroxène et le liquide. Néanmoins, sa valeur peut être utilisée pour tester l'équilibre par comparaison avec d'autres études expérimentales (Klügel and Klein, 2005). La gamme de valeurs des $Kd_{Fe/Mg}^{ol/liq}$ dans mes expériences est de 0.24-0.44 avec une valeur moyenne de 0.32 ± 0.04 (1σ). Cette valeur est identique (à l'incertitude près) à la moyenne des coefficients de 1245 expériences (0.28 ± 0.08) compilées par Putirka (2008b). Parce que les vitesses de diffusion du fer et du magnésium sont généralement supérieures à la vitesse de diffusion des autres éléments (Na, Al, Ca), les tests d'équilibre basés uniquement sur le fer et le magnésium ne sont pas suffisants (e.g., Rhodes et al., 1979 ; Putirka, 1999). J'ai utilisé le géothermomètre de Putirka et al. (1996, 2003) pour tester l'équilibre sur un plus grand nombre d'éléments et cette fois entre clinopyroxène et liquide. Connaissant la pression, la composition du liquide et celle du cpx, la température d'équilibre peut être déterminée par :

$$\frac{10^4}{T(K)} = 7.53 - 0.14 \ln \left(\frac{X_{Jd}^{cpx} X_{CaO}^{liq} (X_{FeO}^{liq} + X_{MgO}^{liq})}{X_{DiHd}^{cpx} X_{Na}^{liq} X_{Al}^{liq}} \right) - 14.9 (X_{CaO}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) - 0.08 \ln X_{TiO_2}^{liq} - 3.62 (X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq}) - 1.1(liq - Mg\#) - 0.18 \ln (X_{EnFs}^{cpx}) - 0.027 P(kbar) \quad (\text{II.4})$$

où les indices Jd, DiHd et EnFs indiquent respectivement, les composants Jadéite, Diopside-Hédenbergite et Enstatite-Ferrosilite dans le cpx. La méthode utilisée pour calculer les différents composants du liquide et du cpx est donnée en Annexe A.

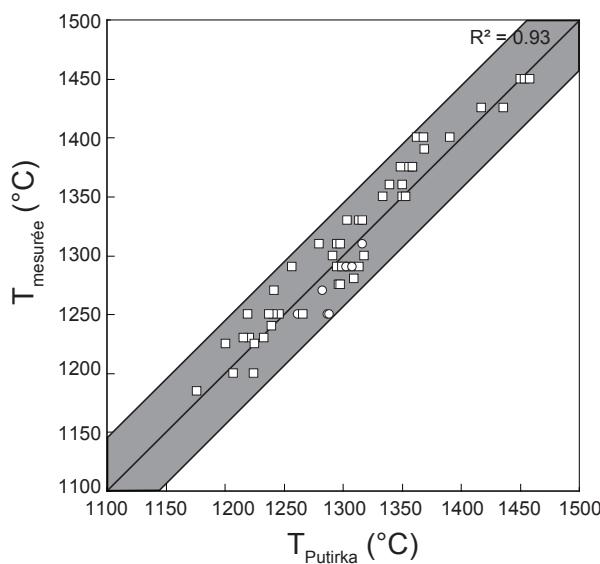


Figure II.9 Comparaison entre les températures expérimentales et les températures calculées par le géothermomètre de Putirka et al. (1996, 2003) dans nos expériences contenant du clinopyroxène. Les expériences de fusion partielle des pyroxénites sont représentées par des carrés, les expériences concernant les interactions magma/roche sont représentées par des cercles. La zone grise correspond à un écart de $\pm 45^\circ\text{C}$ entre la température mesurée et la température calculée.

Si les calibrations de température sont bien réalisées et si l'équilibre thermodynamique est atteint, les deux valeurs de température (calculée et mesurée) doivent être égales (aux incertitudes près). La Figure II.9 montre une bonne corrélation ($R^2 = 0.93$) entre température expérimentale et température calculée dans les expériences et toutes les expériences montrent une différence entre les températures calculée et mesurée inférieure à l'erreur sur le thermomètre ($\pm 45^\circ\text{C}$; Putirka, 2008b). Les résultats illustrés dans les Figures II.8 et II.9 permettent de statuer que l'équilibre est atteint ou fortement approché dans toutes les expériences de cette étude.

II.1.3.2 Les différents déséquilibres

A l'échelle des cristaux. Un important aspect du protocole expérimental est la durée de l'expérience. Les vitesses de diffusion dans les minéraux sont très inférieures aux vitesses de diffusion dans les liquides (e.g., Chakraborty, 1995 ; Zhang et Stolper, 1991 ; Freer et al., 1982 ; Kohlstedt et Mackwell, 1998). Ainsi, les minéraux présents dans les matériaux de départ et stables dans les conditions expérimentales vont avoir des difficultés à se rééquilibrer. La durée expérimentale doit être suffisante pour mettre à l'équilibre les minéraux et le liquide. Ce temps est dépendant de la température, de la fraction de liquide dans l'expérience (donc des conditions $P-T$), de la taille des cristaux dans le matériel de départ, de la composition chimique du matériel de départ, de la présence d'eau, etc.. Dans la Figure II.10, les durées expérimentales dans cette étude sont comparées aux durées dans la base de données LEPR (Library of Experimental Phase Relations ; Hirschmann et al., 2008).

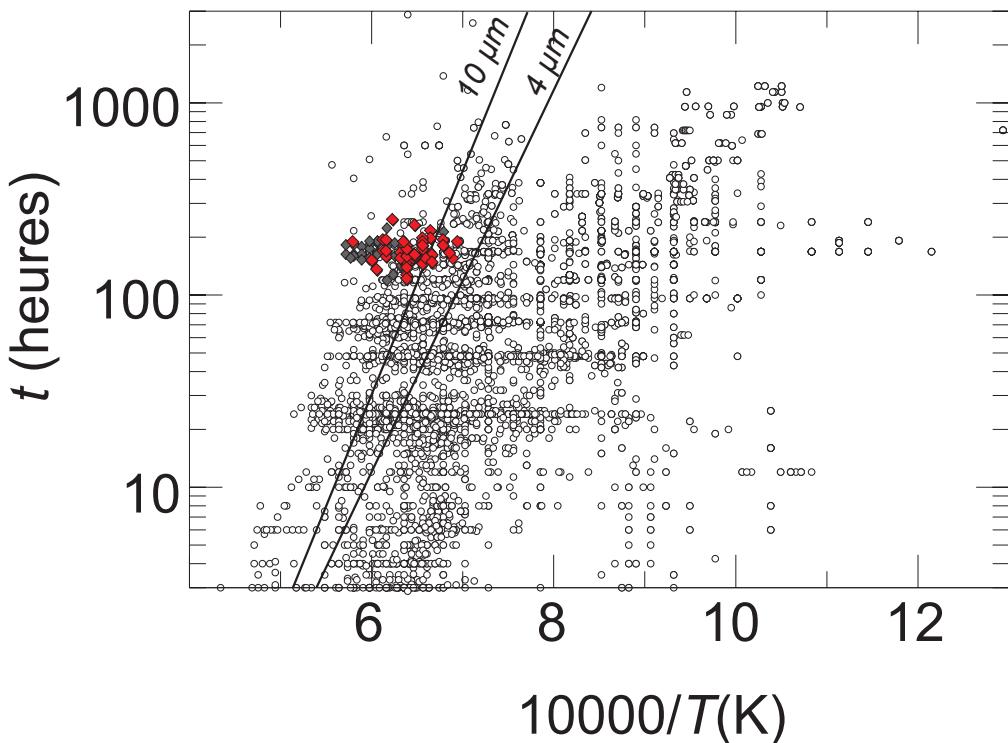


Figure II.10 Durée expérimentale (en heures) en fonction de l'inverse de la température (en K) : les expériences de la base de données LPER (Hirschmann et al., 2008) sont représentées par les cercles, celles de cette étude par des losanges rouges (expériences avec olivine) ou gris (expériences sans olivine). Les lignes 10 μm et 4 μm se réfèrent au temps caractéristique (défini par $x^2/2D$, où x est la largeur caractéristique du cristal et D le coefficient de diffusion pour l'interdiffusion Fe-Mg) pour la diffusion de Fe^{2+}/Mg dans des cristaux d'olivine de 10 μm et de 4 μm dans des conditions anhydres (Chakraborty, 1997).

Pour une température donnée, mes expériences se situent nettement dans le pôle des longues durées. Sur la figure, les temps de diffusion requis pour l'équilibre Fe-Mg de cristaux d'olivine de 4 μm et 10 μm sous des conditions anhydres sont reportés (Chakraborty, 1997). On observe

que toutes nos expériences ont été réalisées pour des durées supérieures au temps nécessaire pour l'équilibre de minéraux de 4 µm (taille moyenne des cristaux dans les matériaux de départ) et la majorité de nos expériences, pour des durées supérieures au temps nécessaire pour l'équilibre de minéraux de 10 µm (taille maximale de nos cristaux dans les matériaux de départ). Néanmoins, les temps de diffusion sont beaucoup plus importants dans les pyroxènes et les grenats. Par exemple, la durée de rééquilibrage d'un cristal de cpx de 4 µm de diamètre par diffusion est de l'ordre d'un mois. Par conséquent, malgré la très fine granulométrie de nos poudres de départ (tailles des grains < 10 µm) et les longues durées de nos expériences, on observe la présence de petits coeurs hérités dans certains pyroxènes et grenats en fin d'expérience (Figure II.11).

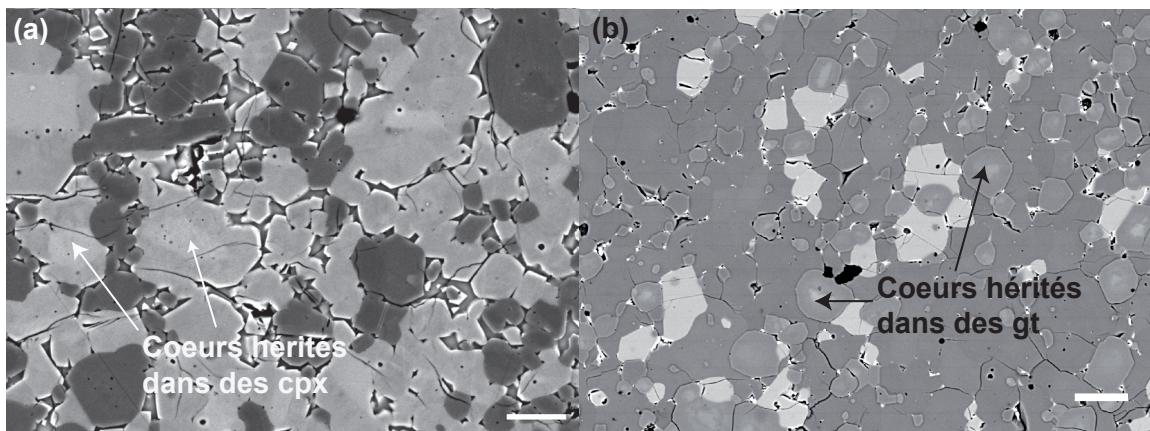
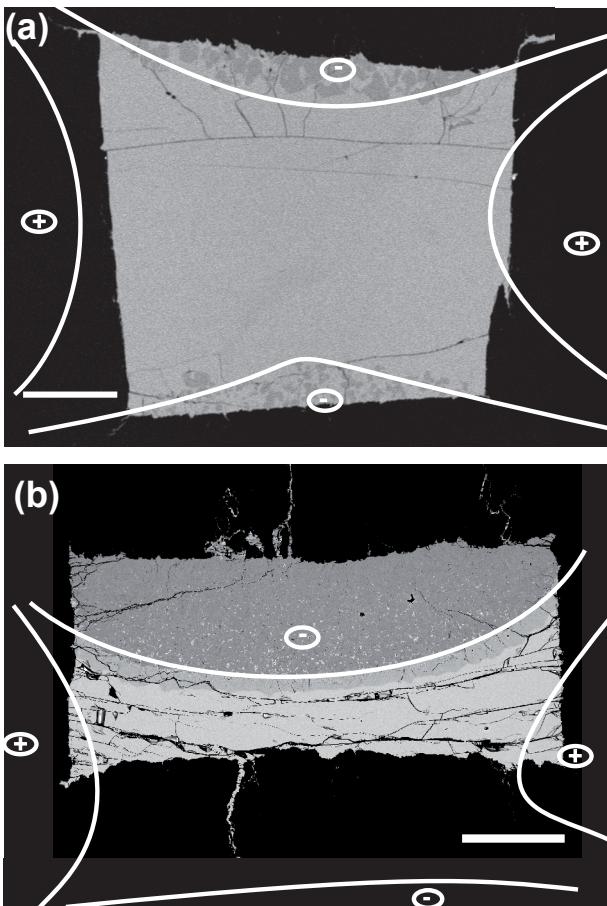


Figure II.11 (a) Images MEB en électrons rétrodiffusés de l'expérience 103-B1 (1.0 GPa, 1250 °C, t = 88 h). Certains clinopyroxènes (cpx) contiennent des coeurs hérités. (b) Images MEB en électrons rétrodiffusés de l'expérience 16-A3 (2.0 GPa, 1330 °C, t = 118 h). Les grenats (gt) contiennent des coeurs hérités. Barres d'échelle : 20 µm.

Cependant, comme leur fraction est relativement faible, ces coeurs ont un effet mineur sur les équilibres de phases et les bilans de masse. Dans un cristal de 30 µm par exemple, un cœur hérité de 5 µm correspond à une fraction volumique < 4 % du cristal. Ces coeurs n'étant pas à l'équilibre dans les conditions expérimentales, ils n'ont pas été analysés.

A l'échelle de la charge expérimentale. Toutes les expériences en piston-cylindre renfermant plus de 20 % environ de liquide présentent un zonage, avec rassemblement des cristaux (Figure II.12). Ce phénomène n'est pas dû à la gravité car la densité des cristaux dans ces conditions est supérieure à celle du liquide. Il s'agit du phénomène de migration thermique, i.e. la différenciation interne d'un système initialement homogène sous l'effet d'un gradient de température, décrit par Lesher et Walker (1988). D'après ces auteurs, il apparaît même pour de très faibles gradients de température ; ici il est très bien développé pour des gradients de l'ordre de

**Figure II.12**

Exemples de ségrégation des cristaux liée à un gradient thermique. (a) Dans une expérience piston-cylindre 3/4" (40-B1n ; $F \sim 81\% \text{ pds}$). Les cristaux d'olivine sont rassemblés au toit et à la base de la charge pour une différence de température entre le point chaud (au centre de l'échantillon) et les extrémités de 5°. (b) Dans une expérience 1/2" (40-E3b ; $F \sim 69\% \text{ pds}$). Les cristaux sont rassemblés au sommet de la charge et le liquide à la base (le liseré gris à l'interface correspond à une frange de clinopyroxènes de trempe) ; la différence de température entre le haut et le bas est de 2 degrés environ (Figure II.7). Ces expériences permettent de déterminer la structure thermique de la charge et de localiser approximativement les isothermes ; les signes + et - indiquent les zones chaudes et froides, respectivement. Barres d'échelle : 500 μm .

de $1\text{-}2^\circ\text{C.mm}^{-1}$. Ce phénomène n'est généralement pas gênant, du moins lorsqu'il n'affecte pas l'équilibre thermodynamique. Il peut même être intéressant car en redistribuant les phases, il favorise la réaction du cœur des cristaux et la concentration du liquide en larges plages facilement analysables.

Croissance hors équilibre. Afin de préserver les équilibres de haute température, il faudrait en théorie une trempe instantanée. Les vitesses de trempe en piston-cylindre sont d'environ 50°C/s et 200°C/s pour les assemblages 3/4" et 1/2", respectivement. De telles vitesses ne sont pas suffisantes pour des charges contenant du liquide basique, car certains minéraux, et tout particulièrement le cpx, peuvent avoir des vitesses de croissance très importantes pendant le refroidissement. Toutes les expériences contenant du cpx et du liquide présentent des surcroissances de trempe et des cristaux dendritiques (Figure II.13). Les cristaux obtenus par ces croissances ultrarapides sont en déséquilibre avec le liquide à partir duquel ils se développent (coefficients de partage tendant vers 1 pour les éléments majeurs ; Gamble et Taylor, 1980). Il faut noter que les autres cristaux (orthopyroxène, olivine, etc.) subissent aussi des surcroissances de trempe, même si le phénomène est moins développé.

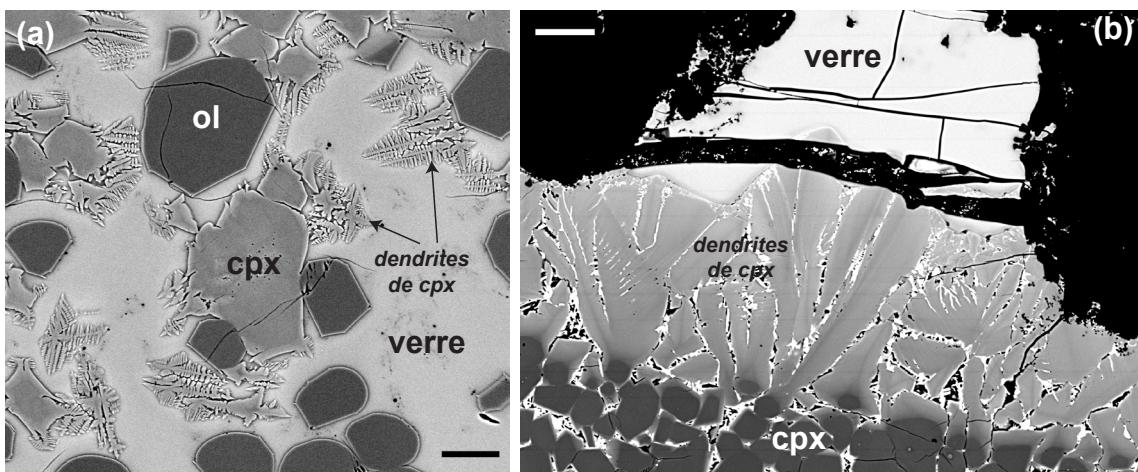


Figure II.13 Cristaux formés par croissance rapide lors de la trempe. Les cristaux de trempe qui se forment à partir des clinopyroxènes (cpx) forment des dendrites. On observe également une bordure plus claire autour des olivines (ol) qui correspond à la croissance pendant la trempe. (a) Image MEB en électrons rétrodiffusés d'une expérience en piston 3/4» (40-B1n). (b) Image MEB en électrons rétrodiffusés d'une expérience en piston-cylindre 1/2» (16-A3bis). La photographie est prise au sommet de la charge ; le noir correspond au graphite du conteneur. Barres d'échelle : 20 µm.

La croissance rapide liée à la formation des cristaux dendritiques est un mécanisme contrôlé par la diffusion (Faure et Schiano, 2005). La vitesse de croissance étant supérieure à la vitesse de diffusion des éléments, il se forme autour des cristaux une bordure de diffusion dans laquelle la composition du liquide est différente de la composition à l'équilibre. Dans le cas des expériences de fusion partielle du manteau en piston-cylindre, les teneurs des principaux oxydes atteignent des valeurs stationnaires pour des distances supérieures à 10 µm du cristal pour les assemblages de 1/2" et supérieures à 20-25 µm pour des assemblages de 3/4" (Médard, 2004). Ces distances sont du même ordre ou plus grandes que les rayons des poches de verre que l'on observe dans nos charges fortement cristallisées (> 50% de cristaux) : la composition des plages de verre interstitielles est donc fortement modifiée par rapport à la composition d'équilibre du liquide, d'où la nécessité de développer des techniques d'extraction permettant de séparer le liquide des cristaux pendant l'expérience.

II.1.4 Techniques d'extraction du liquide

II.I.4.1 Revue des différentes techniques d'extraction

La détermination expérimentale de la composition du liquide aux faibles pourcentages de fusion est fortement compromise par les modifications compositionnelles substantielles qui ont lieu pendant la trempe à la fin des expériences en piston-cylindre (e.g., Cawthorn et al., 1973 ; Takahashi et Kushiro 1983). C'est pour pallier à ces problèmes que depuis les années

80, différentes techniques ont été successivement mises au point : (1) technique du sandwich (Stolper, 1980 ; Fujii et Scarfe, 1985 ; Falloon et al., 1988, 1999, 2001 ; Robinson et al., 1998 ; Dasgupta et Hirschmann, 2007 ; Hirschmann et Dasgupta, 2007) ; (2) techniques des agrégats de diamants (Johnson et Kushiro, 1992 ; Hirose et Kushiro, 1993 ; Baker et Stolper, 1994 ; Baker et al., 1995 ; Kushiro, 1996) et des sphères de carbone vitreux (Wasylewski, 1999 ; Pickering-Witter et Johnston, 2000 ; Schwab et Johnston, 2001 ; Wasylewski et al., 2003 ; Médard et al., 2006) ; (3) technique de la capsule déformée (Hirose et Kawamoto, 1995) ; (4) technique des microdikes (Laporte et al., 2004).

Technique du sandwich. Une première solution à ce problème consiste à intercaler une fine couche de basalte entre deux couches de péridotite (Walker et al., 1979). Ce n'est pas à proprement parler une technique d'extraction puisque le « liquide » et le solide sont séparés avant l'expérience mais elle permet d'obtenir, en fin d'expérience, une plage de verre en équilibre avec la péridotite et suffisamment grande pour que sa partie centrale soit dépourvue de modifications dues à la trempe. Cette technique a d'abord été développée pour des travaux sur les relations de phases à 1 atm. Stolper (1980) l'a ensuite appliquée aux conditions de fusion partielle du manteau supérieur (1-2 GPa). Plusieurs études expérimentales ont été effectuées par la suite (Fujii et Scarfe, 1985 ; Falloon et al., 1988, 1999, 2001 ; Robinson et al., 1998). Cette méthode a cependant 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 la mise à l'équilibre global de la charge en introduisant des systèmes chimiques locaux. Ceci peut avoir lieu si les différentes couches ont des épaisseurs supérieures aux distances de diffusion caractéristiques pour la température et la durée de l'expérience ou si la réaction entre le liquide et la péridotite produit une bande de minéraux réactionnels qui ralentit ou empêche les échanges entre les deux domaines. 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) L'addition d'une quantité significative de liquide à la péridotite change la composition globale de la charge, produisant potentiellement des compositions de verre et de minéraux qui sont différentes de celles attendues durant la fusion partielle de la péridotite seule. Dans ces conditions, il est difficile, voire impossible, d'établir un lien entre compositions des phases et degré de fusion de la péridotite.

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 dans 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 bilan de masse une estimation de la composition du liquide. On synthétise ensuite un basalte qui a cette composition et on l'utilise dans une expérience sandwich. Pour que la technique du sandwich soit optimale, il est donc nécessaire de doubler, au moins, chaque expérience et de préparer un grand nombre de basaltes synthétiques.

Une autre solution, plus fastidieuse, mais à terme plus précise, est de réaliser des expériences sandwich de façon itérative, la composition finale du liquide dans l'expérience de rang n étant utilisée comme niveau de liquide initial dans l'expérience de rang $n + 1$. Cette méthode, qui nécessite un certain nombre d'itérations, a été utilisée pour l'étude de la fusion d'une péridotite à spinelle anhydre (Robinson et al., 1998) et pour l'étude d'une lherzolite carbonatée (Wallace et Green, 1988 ; Thibault, 1992). Récemment, Hirschmann et Dasgupta (2007) ont développé une méthode (MISE) qui permet de diminuer le nombre d'itérations. Dans cette méthode, la composition du matériel ajouté est établie à partir des coefficients de partage entre la roche et le liquide de l'étape expérimentale précédente. Cette méthode permet de déterminer la composition des liquides pour des degrés de fusion $F < 1\%$.

Technique des agrégats de diamant et des sphères de carbone vitreux. La technique des agrégats de diamant 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. Au début de l'expérience, le liquide formé par fusion partielle de la péridotite migre rapidement 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 diamant 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 analysables. En utilisant cette technique, Baker et Stolper (1994) et Baker et al. (1995) ont fait la première étude détaillée de l'évolution de la composition du liquide en fonction du pourcentage de fusion (2-27%) pour une composition de manteau fertile à 1.0 GPa. Malgré

les connexions existant entre le liquide extrait et le liquide interstitiel dans la péridotite, Falloon et al (1999, 2001) a émis des doutes quant à l'atteinte de l'équilibre entre le liquide piégé dans la couche de diamants et le reste de la charge. 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 le cœur des minéraux résiduels par diffusion et/ou dissolution-précipitation ;
- la pression dans le liquide est inférieure à la pression « solide » (tant que l'espace poreux dans la couche de diamant n'est pas saturé).

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 de faire durer les expériences plus de 24 heures et de réduire l'espace disponible entre les grains de diamants, pour que le liquide remplisse les pores le plus rapidement possible.

Cette technique d'extraction a ensuite été améliorée en remplaçant l'agrégat de diamant par des sphères de carbone vitreux qui facilitent le polissage de l'échantillon (Wasylewski, 1999 ; Pickering-Witter et Johnston, 2000 ; Schwab et Johnston, 2001 ; Wasylewski 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 «d'aspiration» que les agrégats de diamant. De plus, l'agrégat de carbone vitreux a tendance à s'effondrer durant l'expérience, permettant au liquide piégé entre les sphères 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 diamant et n'est pas optimale pour atteindre efficacement l'équilibre. Pickering-Witter et Johnston (2000) et Wasylewski 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 extrait 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 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, Wasylewski et al. (2003) ont démontré que des fractions de liquide aussi faibles que 2-4 %, extraites dans les agrégats de carbone vitreux, maintiennent un contact chimique avec la charge et approchent ainsi l'équilibre.

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 Au-Pd, 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.

Technique des microdikes. L'inconvénient principal des techniques précédentes est qu'elles sont difficiles à utiliser à très faibles degrés de fusion : dans le cas de l'agrégat de diamant ou de carbone vitreux, le liquide produit doit remplir toute l'espace formé par les pores entre les grains de l'agrégat, ce qui nécessite au moins 2% de fusion ; dans la technique des capsules déformées, le pourcentage de fusion doit être au minimum de l'ordre de 7 % afin d'avoir des plages de liquides suffisamment grandes pour ne pas être affectées par la trempe. La technique MISE permet en théorie de déterminer la composition des liquides à $F < 1\%$ (Hirschmann et Dasgupta, 2007) mais reste une méthode très laborieuse. Laporte et al. (2004) ont développé une technique connue sous le terme de la « technique des microdikes » particulièrement adaptée à l'étude des très faibles degrés de fusion. Cette technique 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. Comme le volume de liquide ségrégué est très faible (typiquement 0.01-0.001 mm³, comparé à un volume de périclase d'environ 15-30 mm³), cette technique est parfaitement adaptée à l'extraction de liquides issus de faibles degrés de fusion partielle (le plus faible degré atteint est de 0.2% pds). Cependant, l'utilisation de conteneurs en graphite limite cette technique aux conditions anhydres.

II.1.4.2 La technique des microdikes : adaptation aux assemblages 1/2"

Afin d'analyser la composition du liquide à l'équilibre avec les phases minérales, j'ai utilisé la technique des microdikes. Pour les expériences à $P \leq 1.5$ GPa en piston-cylindre 3/4", j'ai repris la même configuration que Laporte et al. (2004). La technique des microdikes n'avait, jusque là, jamais été appliquée à $P > 1.5$ GPa. Pour mes expériences à 2 et 2.5 GPa, j'ai donc dû modifier la géométrie de la capsule pour l'adapter à des assemblages 1/2". Dans toutes les expériences, j'ai observé un petit nombre de dykes partant de la péridotite et coupant la partie interne du conteneur en graphite sur une longueur de plus de 400 μm . Dans les sections longitudinales des échantillons, les dykes sont localisés de chaque côté des bords de la chambre ou dans la partie centrale du toit du graphite (Figure II.14).

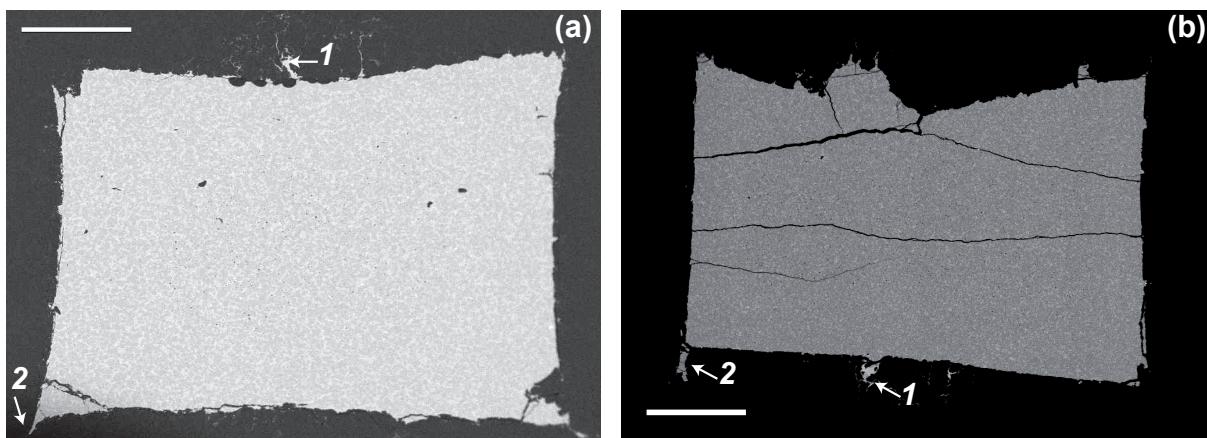


Figure II.14 Images MEB en électrons rétrodiffusés de sections longitudinales des échantillons (a) 103-H2 et (b) FM1. Les flèches (1) pointent vers les filons centraux contenant du verre, et les flèches (2) vers des «filons de coin» totalement cristallisés. Le conteneur en graphite en noir entoure la charge expérimentale. Barres d'échelle : 500 μm .

Les dykes sur les bords de la chambre ne sont pas étudiés car ils sont systématiquement cristallisés et ne contiennent jamais de liquide ségrégué. Au contraire, les dykes dans la partie centrale du toit sont remplis de verre. Ils comprennent généralement deux parties : une partie inférieure, longue de 100 à 200 μm , remplie de cristaux avec un peu de liquide interstiel, et une partie supérieure constituée d'une longue veine de verre, sans cristaux ; un fin niveau de clinopyroxénies dendritiques se forme parfois durant la trempe à l'interface entre ces deux parties. Pour les taux de fusion et les durées de nos expériences, les liquides sont à l'équilibre avec l'assemblage minéralogique voisin (Laporte et al, 2004).

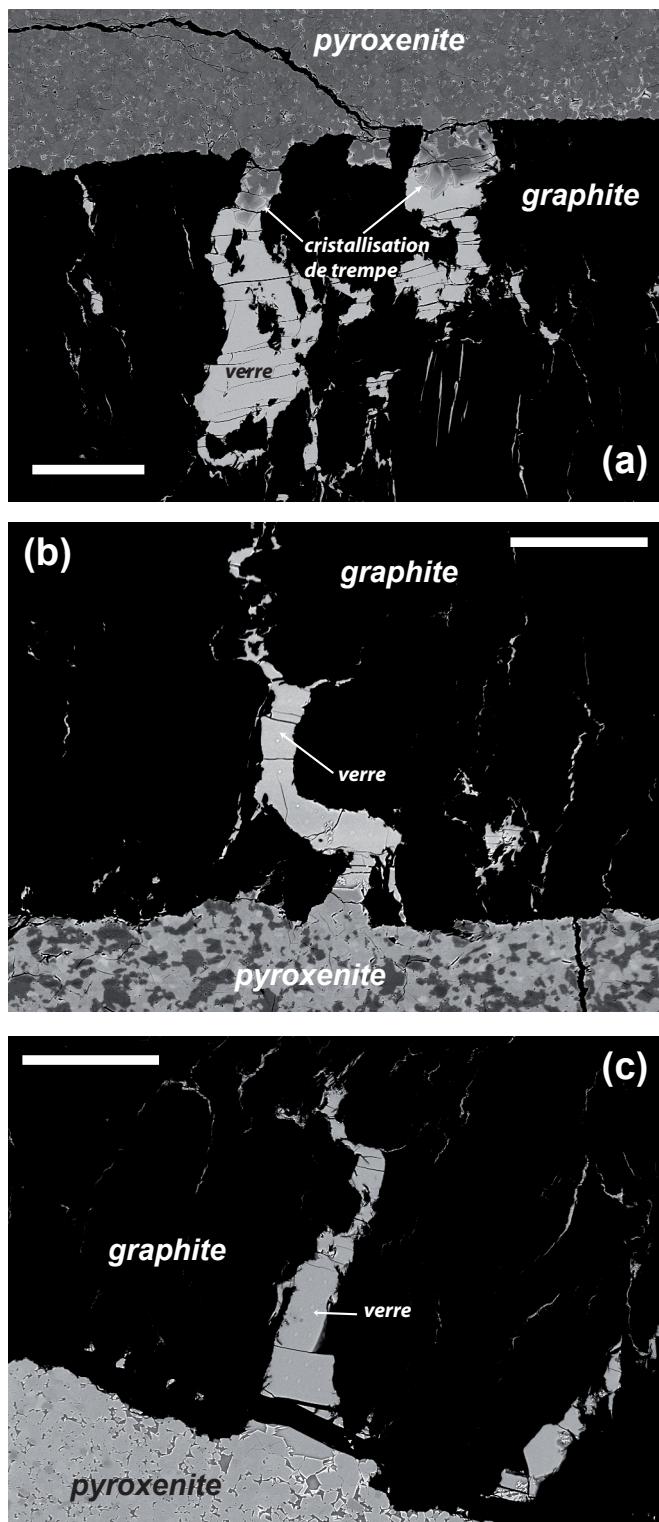


Figure II.15 Images MEB en électrons rétrodiffusés de microdikes bien développés dans des expériences en 3/4". **(a)** 16-A2 : 1.5 GPa – 1250°C, $F = 9.4\%$ pds. ; **(b)** 103-H2b : 1.5 GPa – 1270°C, $F = 2.6\%$ pds. ; **(c)** 40-E2 : 1.5 GPa – 1250°C, $F = 13.5\%$ pds. Barres d'échelle : 100 μm.

Utilisation de la technique dans les assemblages 3/4". Les microdikes basaltiques sont typiquement de 10 à 20 μm d'épaisseur, mais peuvent atteindre plus de 100 μm ou, au contraire, être inférieurs à 5 μm. La gamme de longueur des dikes est de 300 à 400 μm. Ces longueurs sont petites comparées à l'épaisseur du toit en graphite (900 μm ; Figure II.4a) : le liquide basaltique n'atteint donc jamais le platine. Il semble qu'il existe une corrélation négative entre la taille du filon et le degré de fusion partielle. Néanmoins, cette corrélation n'est pas systématique. Pour deux mêmes expériences (réalisées avec le même matériel de départ et dans les mêmes conditions $P-T$), l'une d'entre elle présente un filon parfaitement bien développé (Figure II.15a) et l'autre présente des filons de très petites tailles qui rendent presque impossible l'analyse du liquide. Quand l'analyse du liquide était impossible, l'expérience a été refaite. Sur l'ensemble des 54 expériences en piston-cylindre 3/4" répertoriées ici, 7 ont ainsi été doublées. J'ai essayé, au cours de ce travail, d'optimiser la vitesse de pressurisation pour favoriser le développement de plus grands dykes : les résultats suggèrent que plus la montée en pression est lente, plus les microfilons sont développés.

Adaptation de la technique des microdikes au piston 1/2" (Figure II.16). Cette technique, initialement conçue pour des assemblages 3/4" a été adaptée pour cette étude à des assemblages 1/2". Les premières expériences ont été réalisées avec un toit en graphite de seulement 500 μm afin de conserver une grande taille d'échantillon. Néanmoins, les fractures ont traversé le graphite et le liquide a atteint le platine (Figure II.16a). Une seconde configuration avec deux rondelles de 300 μm superposées a été testée. Néanmoins, le liquide s'est infiltré entre les deux rondelles et par migration latérale, a touché le platine. La taille du toit en graphite a

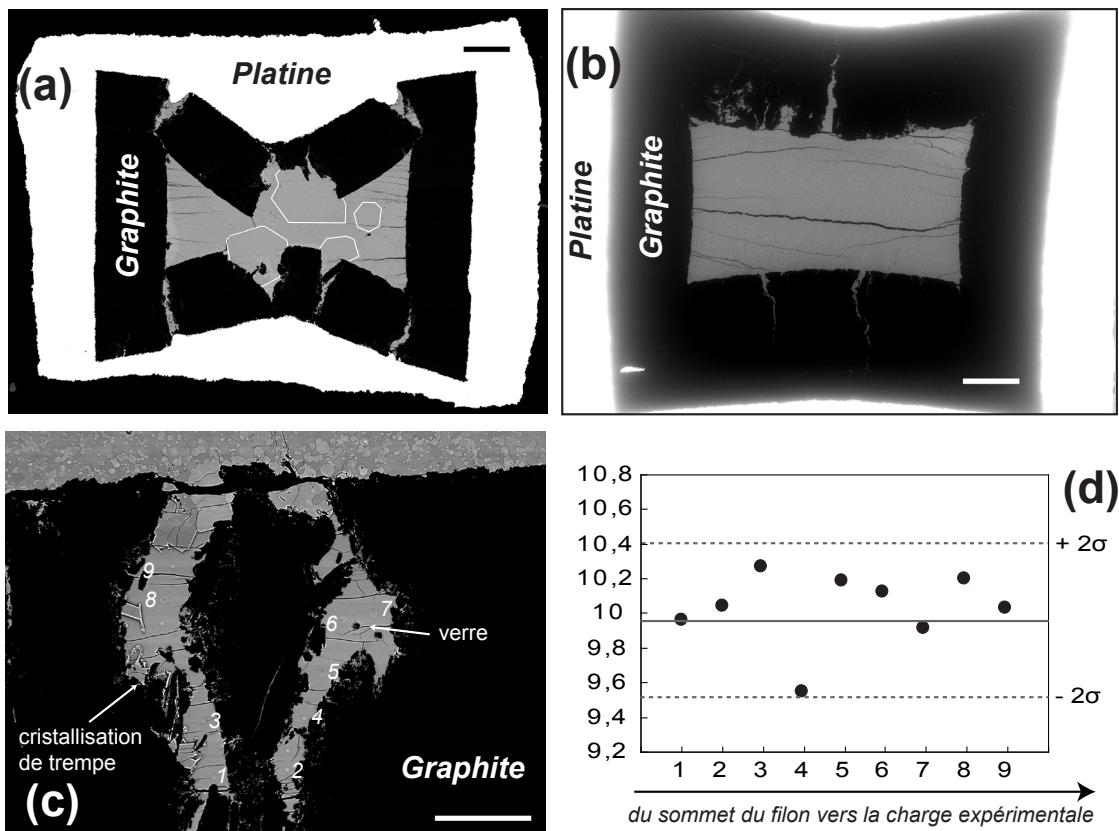


Figure II.16 (a-c) Images MEB en électrons rétrodiffusés présentant l'adaptation de la technique des microdikes aux expériences en assemblage 1/2". **(a)** Section longitudinale de l'expérience 16-A3 (2 GPa, 1330°C) dans la première configuration testée : un chapeau de graphite de 500 μm . On observe une déformation importante de la capsule, la base du conteneur et le chapeau de graphite sont fracturés et l'échantillon touche largement le platine de la capsule externe. En plus de la large perte en fer due au contact de la poudre d'échantillon avec le platine, la charge expérimentale n'est pas du tout à l'équilibre thermodynamique comme en témoigne la présence d'énormes grenats poecilitiques (soulignés par les traits blancs). Ces cristaux renferment de nombreuses inclusions de clinopyroxène et de verre montrant qu'ils se sont formés par cristallisation rapide et tardive. Barre d'échelle : 500 μm . **(b)** Section longitudinale de l'expérience 16-A3 dans la dernière configuration : un chapeau de graphite de 1.1 mm. Le conteneur en graphite est beaucoup moins déformé et les filons n'atteignent plus le platine de la capsule externe. Barre d'échelle : 500 μm . **(c)** Microdike dans l'expérience 40-H3 (2 GPa – 1275°C, $F = 2.3\% \text{ pds.}$). Les points numérotés de 1 à 10 indiquent la position des mesures à la microsonde électronique. Barre d'échelle : 100 μm . **(d)** Analyse de la teneur en fer du liquide dans le microdike de l'expérience 40-H3 comparée à la teneur en fer moyenne du liquide dans la charge (trait continu ; 9.96 % pds.). La teneur moyenne a été déterminée à partir de 13 analyses dans deux filons (dont celui-ci) à la base de la charge. Les lignes en tirets représentent l'incertitude sur la valeur. La teneur en fer reste constante (à l'intérieur de l'incertitude) dans le filon et est indépendante de la position de l'analyse dans le filon.

donc été progressivement augmentée jusqu'à 1.1 mm. Dans chaque filon, j'ai réalisé un profil de composition pour détecter une éventuelle perte en fer. Cette seconde configuration (Figure II.4b) se révèle bien adaptée : le liquide n'atteint plus le platine et la taille de la charge expérimentale reste relativement grande ($\sim 15 \text{ mm}^3$; Figure II.16b). Ceci est confirmé par l'absence de corrélation entre la teneur en fer du liquide et la position de l'analyse dans le filon (Figure II.16c,d) et par un bon bilan de masse sur le fer dans les expériences concernées. Une partie des expériences qui ont subit une perte en fer est tout de même répertoriée dans cette étude car elles n'ont pas pu être refaites avec la dernière configuration (cf. Partie III).

II.2 Techniques analytiques

Après l'expérience, les capsules sont incluses dans une résine époxy, sectionnées dans la longueur, puis ré-incluses dans une rondelle d'époxy de 1" de diamètre. Les rondelles sont ensuite polies et métallisées pour être observées au microscope électronique à balayage (MEB : JEOL JSM-5910 LV) et analysées à la microsonde électronique (Cameca SX100).

II.2.1 Etude des charges en lumière réfléchie et au MEB

Le microscope optique par réflexion est utilisé pour contrôler l'état de surface des charges lors du polissage et pour étudier la structure interne de l'échantillon : zonage, présence de verre, cumulats, cristallisation de trempe. Il permet également une première identification des phases présentes et de leurs relations, ainsi qu'une première localisation des microdikes présents dans la charge.

L'étude au MEB nous permet de vérifier l'état des filons, i.e., la proportion de verre qu'ils contiennent et leurs tailles, ainsi que de les localiser précisément pour faciliter l'analyse à la microsonde électronique. Les images MEB servent également à faire une reconnaissance rapide et complète de toutes les phases en présence grâce au système d'analyse par dispersion d'énergie (EDS) et à étudier les textures et les équilibres de phases au sein des échantillons. Pour chaque échantillon, des photographies sont prises à différents endroits de la charge et particulièrement dans les domaines sous les filons ($\sim 100 - 300 \mu\text{m}$ en dessous), qui seront les principales zones d'analyses des minéraux pour s'assurer d'un bon équilibre chimique entre l'assemblage minéralogique et le liquide extrait.

II.2.2 Analyses des éléments majeurs à la microsonde électronique

La microsonde électronique est un dispositif d'analyse quantitative ponctuelle non destructive dans lequel la surface polie d'un échantillon, bombardée par un faisceau d'électrons, émet des rayons X dont l'intensité est mesurée grâce à un compteur (détecteur) et sa longueur d'onde connue par réfraction sur un cristal monochromateur d'orientation variable conformément à la loi de Bragg :

$$n\lambda = 2d \sin \theta \quad (\text{II.5})$$

où n est un nombre entier, λ la longueur d'onde de la raie de l'élément analysé, d la distance inter-réticulaire du cristal et θ l'angle entre le faisceau incident et la surface du cristal monochromateur.

Le modèle utilisé au laboratoire Magmas et Volcans est la microsonde Cameca SX100 (Figure II.17), munie de quatre spectromètres et huit cristaux. En mode ponctuel, elle permet de déterminer la concentration des éléments présents dans un volume de l'ordre du micron cube.

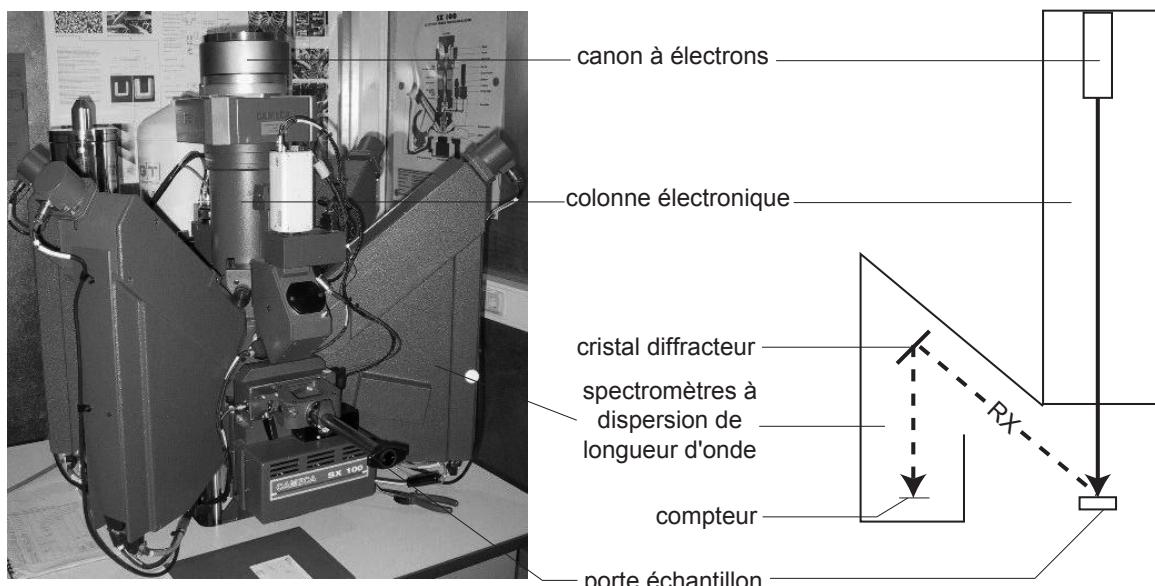


Figure II.17 Photographie et schéma légendés d'une microsonde électronique Cameca SX100. Le faisceau d'électrons est canalisé et stabilisé dans la colonne électronique par plusieurs lentilles. Les lentilles à la sortie de la colonne permettent de déterminer la taille du faisceau sur l'échantillon. La zone excitée émet un spectre de Rayons X qui est caractéristique de sa composition ; le spectre est analysé par les 4 spectromètres.

Pour les phases cristallines, on utilise une tension accélératrice de 15 kV, un courant de 15 nA et un faisceau focalisé. Pour l'analyse des verres, le courant est de 8 nA et le faisceau est défocalisé à 5 µm quand la taille de la plage de verre est suffisamment grande, à 2 µm dans les autres cas. Des analyses qui ont été réalisées sur le standard JDF-D2 (Laporte et al., 2004) ont montré qu'aucune correction pour la perte en sodium n'est nécessaire, même pour les analyses à 2 µm. En général, les totaux analytiques des verres sont bons (entre 98 et 100 %). Néanmoins,

la très petite taille de certains filons peut parfois aboutir à de mauvais totaux analytiques (quand le faisceau électronique « mord » sur le conteneur en graphite). Ainsi, certains verres présentent un total analytique aussi bas que 90%. La durée de comptage est de 20 s pour le chrome, le nickel et le titane, et de 10 s pour les autres éléments ; le bruit de fond est mesuré pendant une période équivalente. Quatre spectromètres fonctionnent simultanément ; les alcalins sont mesurés en premier pour minimiser les pertes. Les minéraux suivants sont utilisés pour l'étalonnage : albite (Na, Si), olivine (Mg), orthose (K), wollastonite (Ca), MnTiO₃ (Ti, Mn), Fe₂O₃ (Fe), Al₂O₃ (Al), Cr₂O₃ (Cr), NiO (Ni).

II.2.3 Traitement des données, normalisations et bilans de masses.

Les analyses à la microsonde électronique subissent trois étapes principales de sélection. La première consiste à éliminer celles qui sont à l'évidence non significatives : bordures de trempe ou cœurs hérités analysés par erreur, analyse à cheval sur deux minéraux, compositions de verre affectées par la trempe, etc. Dans la deuxième étape, on applique des critères de sélection spécifiques à chaque phase. Pour l'olivine, la teneur en Al₂O₃ ne doit pas excéder 0.08% dans les périclases et 0.3% dans les pyroxénites (sauf mention contraire, les compositions sont données en pourcentages en poids d'oxyde). La teneur en silice des spinelles ne doit pas excéder 0.3%. Les pyroxènes et les grenats demandent quant à eux une sélection plus importante. Les analyses ont été réalisées en prenant soin d'éviter les cœurs hérités (Figure II.11) et les bordures de trempe (pour les pyroxènes) ; les compositions des cpx proches de l'équilibre sont considérées comme celles ayant les plus faibles teneurs en calcium, et inversement pour les orthopyroxènes (Schwab et Johnston, 2001). Enfin pour toutes les phases minérales, le total analytique doit être compris en 99 et 101%. Les formules structurales des minéraux sont alors calculées pour vérifier le remplissage des sites et les analyses défectueuses sont éliminées. Les compositions et les formules structurales représentatives de chaque phases minérale dans chaque expérience sont données dans les Annexes B et C. La sélection des analyses de verre est principalement basée sur le total analytique : les analyses avec un mauvais total (< 97%) sont éliminées dans le cas des « gros filons », mais pas dans le cas des petits (lorsque le faisceau d'électrons mord sur le graphite). Enfin, la troisième étape du traitement consiste à normaliser à 100% les analyses, puis à éliminer celles non comprises dans l'intervalle entre ± 2 écarts-types (2σ) de la moyenne.

Après sélection des analyses, il reste en moyenne 5-10 analyses pour chaque phase. La plupart des articles sur la fusion du manteau ne tiennent compte que de la dispersion à 1σ des analyses pour calculer l'incertitude. Je n'ai pas opté pour ce choix pour deux raisons.

Premièrement, on peut s'interroger sur la signification d'un écart-type calculé pour un très faible nombre d'analyses (< 5 par exemple). Deuxièmement, utiliser une incertitude de 1σ garantit une probabilité de seulement 70% pour que la valeur vraie soit dans l'intervalle de confiance de la mesure. En toute rigueur, l'incertitude sur les analyses doit être la combinaison d'une incertitude analytique, α (propre à la microsonde électronique, calculée à partir des statistiques de comptage sur les standards et les échantillons ; Ancey et al., 1978) et d'une dispersion des analyses, σ (par exemple due à une hétérogénéité compositionnelle de la phase). J'ai donc calculé mon incertitude en prenant la valeur maximale du couple ($\alpha, 2\sigma$).

Des bilans de masses de chaque expérience ont été effectués grâce à un logiciel développé par Ariel Provost (Albarède et Provost, 1977), à partir des compositions chimiques des phases et de la roche totale. L'erreur donnée sur les fractions modales de chaque phase prend en compte les incertitudes sur la composition des phases et de la roche totale.

Les compositions en éléments majeurs des verres et des minéraux ainsi que les proportions des phases présentées dans ce travail de thèse ont systématiquement été recalculées à 100%. Les erreurs présentées dans les tableaux analytiques correspondent aux valeurs maximales des couples ($\alpha, 2\sigma$) mais pour plus de visibilité, les barres d'erreurs dans les figures représentent la dispersion à 1σ des analyses. Les calculs des erreurs sur les compositions sont détaillés dans l'Annexe D.

II.3 Adiabat_1ph : Modélisation thermodynamique de la pétrogénèse des MORB

II.3.1 Principe de fonctionnement

II.3.1.1 Introduction

Adiabat_1ph (Smith et Asimow, 2005) regroupe les programmes MELTS (Ghiorso et Sack, 1995), pMELTS (Ghiorso et al., 2002) et pHMELTS (Asimow et al., 2004) qui sont des algorithmes pour la modélisation des relations de phases solide – solide et solide – liquide dans les systèmes magmatiques. Ils reposent sur la minimisation globale de l'énergie libre de Gibbs (G) du système et sont capables de calculer la saturation en phases minérales majeures d'une large gamme de compositions de liquides silicatés, les compositions et les proportions de ces phases. Par rapport à l'expérimentation, ces programmes constituent une approche complémentaire permettant d'interpoler et/ou d'extrapoler des équilibres de phases dans des conditions ou des gammes de compositions non explorées expérimentalement.

MELTS est calibré sur une large gamme de compositions dans le système à 15 composants $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3\text{-FeO}\text{-MnO}\text{-MgO}\text{-NiO}\text{-CoO}\text{-CaO}\text{-Na}_2\text{O}\text{-K}_2\text{O}\text{-P}_2\text{O}_5\text{-H}_2\text{O}$ et pour des pressions comprises entre 1 atm. et 2 GPa (Ghiorso et Sack, 1995 ; Asimow et Ghiorso, 1998). Le programme pMELTS est calibré pour des compositions péridotitiques uniquement dans le système à 12 composants $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3\text{-FeO}\text{-MgO}\text{-CaO}\text{-Na}_2\text{O}\text{-K}_2\text{O}\text{-P}_2\text{O}_5\text{-H}_2\text{O}$ (Ghiorso et al., 2002) ; il est optimisé pour des conditions proches du solidus (0 – 30 % de fusion) et pour des gammes de températures et pressions de 1000-2500°C et 1-3 GPa. Avec la version pHMELTS, Asimow et al. (2004) ont inclus dans pMELTS une description de la répartition de l'eau entre les phases mantelliques nominalement anhydres (olivine, pyroxènes) et les liquides basaltiques ; pHMELTS permet donc de modéliser des conditions sous-saturées en H_2O . Dans ce qui suit, nous donnons une explication simplifiée des fondements théoriques de ces modèles.

II.3.1.2 Bases thermodynamiques

Les relations thermodynamiques principales sont présentées pour faciliter la compréhension du logiciel. Une plus large description existe dans Ghiorso (1997) et Ghiorso et Sack (1995).

Dans les différents algorithmes, l'énergie libre de Gibbs (G) de formation des liquides silicatés est donnée par la fonction :

$$\begin{aligned} \bar{G} = & \sum_i X_i \mu_i^0 - T \bar{S}^{conf} + \frac{1}{2} \sum_i \sum_j W_{i,j} X_i X_j \\ & + RT [X_{H_2O} \ln X_{H_2O} + (1 - X_{H_2O}) \ln (1 - X_{H_2O})] \end{aligned} \quad (\text{II.6})$$

où R est la constante des gaz parfaits, T la température en degrés K, X_i la fraction molaire du composant i dans le liquide, X_{H_2O} la fraction molaire de l'eau et μ_i^0 le potentiel chimique à l'état standard du composant i . Les facteurs $W_{i,j}$ sont un ensemble de paramètres ajustables (choisis comme indépendants de P et T) qui matérialisent la non-idéalité du liquide. L'entropie de configuration \bar{S}^{conf} est donnée par la relation :

$$\bar{S}^{conf} = -R \sum_i X_i \ln X_i - R [X_{H_2O} \ln X_{H_2O} + (1 - X_{H_2O}) \ln (1 - X_{H_2O})] \quad (\text{II.7})$$

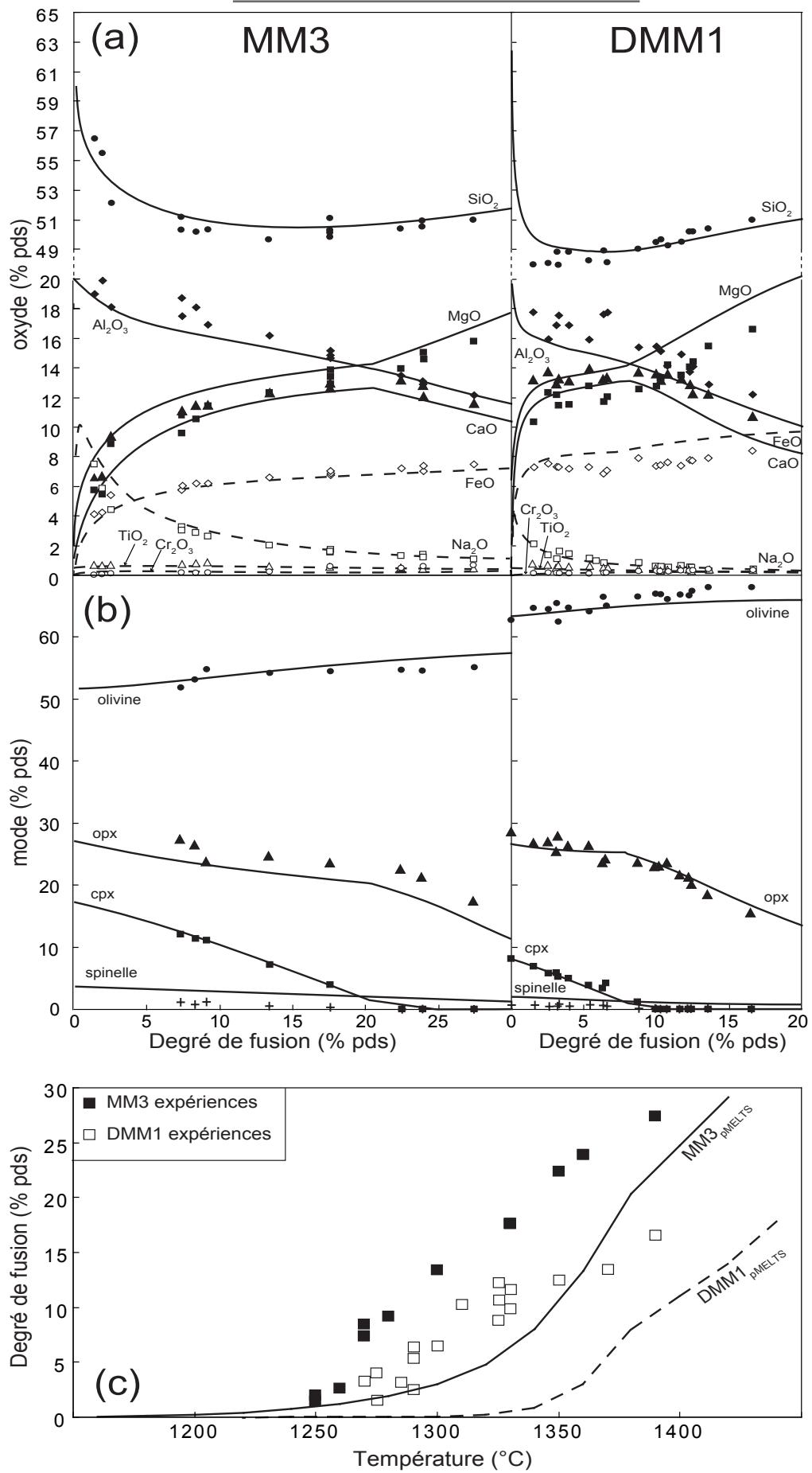
pour un ensemble d'espèces chimiques prises comme analogues de composants thermodynamiques (composant de type minéral ; e.g., Mg_2SiO_4 , CaSiO_3) ; $W_{i,j}$ correspond à un ensemble de paramètres ajustables (choisis comme étant indépendants de P et T) qui constituent les contributions non-idéales au mélange déduites des compositions des liquides silicatés et des solides coexistants déterminés expérimentalement.

II.3.2 Application à la fusion mantellique

L'application de MELTS à la fusion mantellique ainsi que des comparaisons entre les calculs et les données expérimentales ont été décrites par Hirschmann et al. (1998b). Les auteurs ont mis en évidence un certain nombre de différences systématiques (e.g., relation entre température et degré de fusion surestimée de 100°C, sous-estimation de la teneur en silice des liquides, surestimation de la teneur en MgO, surestimation de la fraction d'orthopyroxène). Depuis, plusieurs améliorations du programme ont été réalisées et l'incorporation de données expérimentales à plus haute pression dans pMELTS a permis notamment de corriger certaines des erreurs de la version initiale. Les résultats présentés ici ont été calculés à partir de la version la plus récente du logiciel. Les données expérimentales sur la fusion des périclases DMM1 (Wasylewski et al., 2003) et MM3 (Baker et Stolper, 1994 ; Baker et al., 1995 ; Hirschmann et al., 1998a) à 1 GPa sont comparées au données calculées par pMELTS (pour une fugacité d'oxygène fixée à FQM – 1). On observe un très bon accord entre la théorie et l'expérimentation, aussi bien sur les compositions des liquides (Figure II.18a) que sur les modes de chaque phase (Figure II.18b). Si à un taux de fusion donné, la teneur en MgO des liquides reste légèrement surestimée, les teneurs en silice calculées et expérimentales sont identiques (à l'intérieur de l'incertitude expérimentale). Cependant, l'estimation sur la température reste peu fiable. L'écart entre la température expérimentale et la température calculée peut atteindre 70°C mais il n'est pas systématique. Il semble maximum pour des degrés de fusion faibles à modérés, jusqu'à la disparition du cpx, puis diminue après. Enfin, pMELTS prédit des températures de solidus trop basses (1150°C pour MM3 et 1220°C pour DMM1). Ceci est principalement dû à la modélisation des éléments incompatibles dans le système. En effet, pMELTS tend à sous-estimer la compatibilité de Na₂O dans les pyroxènes et donc à augmenter la teneur en alcalins des liquides de faibles degrés de fusion, d'où une sous-estimation de la température de solidus (Hirschmann, 2000).

Alors que MELTS est calibré pour une large gamme de composition mais uniquement à basse pression, pMELTS est calibré à partir d'expériences à plus haute pression mais uniquement pour des compositions périclastiques (e.g., Ghiorso et Sack, 2002). Par conséquent, le logiciel n'est pas adapté à l'étude de la fusion partielle à haute pression de pyroxénites et les calculs réalisés sur de telles compositions ne peuvent donc en aucun cas être quantitatifs. Le logiciel peut cependant nous permettre d'extrapoler des données expérimentales. Le Tableau II.1 récapitule les résultats obtenus par le calcul de la fusion partielle à haute pression de deux lithologies à pyroxène dominant mais présentant des compositions très différentes : MIX1G correspondant à la moyenne des pyroxénites mantelliques (Hirschmann et al., 2003) et G2

II.3. Modélisation thermodynamique



correspondant à la composition moyenne d'un MORB altéré (Pertermann et Hirschmann, 2003a). Les résultats des calculs sont comparés aux résultats expérimentaux obtenus dans les mêmes conditions. On observe que les calculs sur la composition G2 sont très mauvais : la teneur en silice du liquide est très largement surestimée, le mode du grenat est surestimé aux dépens du cpx dans l'assemblage résiduel et la température de solidus ainsi que la productivité de la roche sont largement sous-estimées. Les résultats sont meilleurs dans le cas de MIX1G : si la température de solidus et la productivité restent largement sous-estimées dans les calculs par rapport aux données expérimentales, les assemblages de phases calculés et expérimentaux sont très proches et la différence entre la composition du liquide calculée avec pMELTS et la composition expérimentale est inférieure à 20% relatifs pour la majorité des oxydes (à part pour K₂O et CaO).

Ces observations illustrent les possibilités et les limites du logiciel pour la modélisation de la fusion mantellique. Pour résumer, pMELTS peut être utilisé comme un outil semi-quantitatif pour la fusion des péridotites à haute pression. Il peut également être utilisé pour une détermination qualitative de l'évolution de certaines compositions pyroxénitiques durant la fusion partielle. Par contre, il ne convient pas pour la détermination des paramètres physiques de fusion, tels que les températures de solidus et de liquidus et la productivité des roches.

II.3.3 Autres fonctionnalités

Des fonctions supplémentaires ont été ajoutées au programme adiabat_1ph (Smith et Asimow, 2005). Les calculs peuvent être réalisés le long d'un trajet adiabatique (isentropique), isotherme, isobare ou le long d'un géotherme (trajet *P-T* personnalisé). Les processus de fusion et cristallisation peuvent être choisis à l'équilibre, fractionnés ou continus.

Une fonction de mélange de sources permet de simuler des processus comme l'assimilation ou les interactions entre liquide et roche environnante. Cette fonction est utilisée dans la Partie V de ce manuscrit pour discuter des processus d'extraction de liquide et des interactions entre les liquides issus des pyroxénites et les péridotites encaissantes.

Figure II.18 Données expérimentales (symboles ponctuels) de la fusion partielle à 1 GPa des péridotites MM3 (Baker et al., 1995 ; Baker et Stolper, 1994 ; Hirschmann et al., 1998a) et DMM1 (Wasylewski et al., 2003) comparées aux données calculées par pMELTS pour une fixée à FQM-1 (courbes) : **(a)** composition des liquides en fonction du taux de fusion ; **(b)** proportion des phases minérales résiduelles en fonction du taux de fusion ; **(c)** taux de fusion en fonction de la température.

II.3. Modélisation thermodynamique

Tableau II.1 Comparaison des données expérimentales avec les calculs réalisés avec MELTS et pMELTS pour deux pyroxénites

Ech ^a	Données	pMELTS		MELTS		Expériences ^b
MIX1G	T_s (°C) ^c	1000 - 1050		1000 - 1050		1350
	T_L (°C) ^c	1605		1658		> 1500
	T (°C) à $F = 14\%$	1414		1428		1375
	Assemblage ^d à $F = 14\%$	0.14 liq + 0.71 cpx + 0.08 gt + 0.05 sp		0.14 liq + 0.72 cpx + 0.09 gt + 0.04 sp		0.14 liq + 0.73 cpx + 0.07gt + 0.06sp
	Liquide	% pds.	Err. rel. (%)	% pds.	Err. rel. (%)	% pds.
	SiO ₂	46.1	3.8	43.9	1.1	44.4
	TiO ₂	1.9	17.4	2.2	4.3	2.3
	Al ₂ O ₃	16.5	0.6	20.3	23.8	16.4
	FeO	11.6	9.4	10.2	20.3	12.8
	MgO	10.9	2.8	7.8	26.4	10.6
G2	Composition à $F = 14\%$	SiO ₂	7.2	22.6	8.7	6.5
	Assemblage ^d à $F = 14\%$	TiO ₂	4.4	15.8	5.6	9.3
	Liquide	Al ₂ O ₃	0.3	200	47.4	3.8
	SiO ₂	FeO	0.3	200	200	0.1
	T_s (°C) ^c	< 1000		< 1000		1310
	T_L (°C) ^c	1578		1622		1500 - 1525
	T (°C) à $F = 9\%$	1189		1222		1365
	Assemblage ^d à $F = 9\%$	0.09 liq + 0.63 cpx + 0.26 gt + 0.02 qz		0.09 liq + 0.62 cpx + 0.26 gt + 0.03 qz		0.09 liq + 0.77 cpx + 0.13 gt + 0.01 qz
	Liquide	% pds.	Err. rel. (%)	% pds.	Err. rel. (%)	% pds.
	SiO ₂	71.4	27.3	70.3	25.3	56.1
	TiO ₂	8.2	39.0	7.8	32.2	5.9
	Al ₂ O ₃	13.8	10.4	13.3	13.6	15.4
	FeO	1.1	86.7	0.7	91.6	8.3
	MgO	0.4	83.3	0.3	87.5	2.4
	CaO	1.8	76.3	3.8	50	7.6
	Na ₂ O	2.9	27.5	3.7	7.5	4.0
	K ₂ O	0.3	50	0.3	50	0.2

Les calculs ont été réalisés avec le mode isobare pour une f_{O_2} de FQM-1 à la pression indiquée.

^a MIX1G représente la composition moyenne des pyroxénites mantellique. G2 correspond à la composition moyenne d'un MORB altéré.

^b les données expérimentales sur MIX1G et G2 proviennent de Hirschmann et al. (2003) et de Pertermann et Hirschmann (2003b)

^c T_s et T_L sont respectivement les températures de solidus et de liquidus des échantillons.

^d liq = liquide ; cpx = clinopyroxène ; gt = grenat ; sp = spinelle ; qz = quartz.

Il est également possible de modéliser la migration de liquide dans des chenaux selon la méthode d'Asimow et Stolper (1999). Avec cette fonctionnalité, on peut multiplier la masse de liquide dans le système par un facteur fixé, soit en un seul événement soit de manière progressive. Cette option n'a pas été utilisée dans cette étude pour des raisons expliquées plus loin mais les résultats de l'étude d'Asimow et Stolper (1999) sont discutés dans la Partie V du manuscrit.

PARTIE III

RELATIONS DE FUSION DES PYROXENITES

Un obstacle significatif dans l'étude du système pyroxénitique est la large gamme compositionnelle qu'il recouvre. Dans ce chapitre je cherche à évaluer quel est l'effet de cette variabilité compositionnelle sur l'hétérogénéité lithologique du manteau, d'une part, et sur le comportement de fusion des pyroxénites, d'autre part. La nature et les proportions des phases d'une roche sont contrôlées par sa composition en éléments majeurs ainsi que par la pression et la température de mise à l'équilibre. Dans le cas des pyroxénites, on peut anticiper une large diversité d'assemblages de phases du fait de leur grande variabilité compositionnelle. Parallèlement, les assemblages de phases contrôlent en partie les relations de fusion des roches. Connaître l'influence de la composition des pyroxénites sur leur comportement de fusion est nécessaire pour mieux modéliser l'évolution d'un manteau hétérogène.

Après une description pétrologique et géochimique des pyroxénites naturelles mondiales, je présente dans ce chapitre une étude expérimentale du rôle de la variabilité en éléments majeurs des pyroxénites sur leur comportement de fusion, à savoir sur la productivité, les températures de solidus et de liquidus et les réactions de fusion de ces roches.

III.1 Les pyroxénites

III.1.1 Définition

Dans cette étude, je m'intéresse aux lithologies dont le minéral principal est le pyroxène, qu'ils s'agissent de roches magmatiques dominées par les pyroxènes sous les conditions du manteau supérieur (pyroxénolites ; Lacroix, 1893) ou de roches métamorphiques (pyroxénites au sens strict). Par abus de langage et pour une meilleure communication avec la communauté internationale, le terme pyroxénolite est souvent omis et le terme pyroxénite ('pyroxenite' en anglais) est utilisé indistinctement pour des roches magmatiques et métamorphiques. Afin d'alléger la lecture, je suivrai cet usage dans la suite du chapitre.

Les pyroxénites sont généralement divisées en deux groupes : les pyroxénites dites « mantelliques » et les pyroxénites dites « crustales » (Reverdatto et al., 2008). Les pyroxénites mantelliques, également nommées « niveaux mafiques », « métabasites », « xénolites de Type II » ou « granulites ultramafiques » dans la littérature, sont échantillonnées dans des massifs ultrabasiques et des suites de xénolites mantelliques (e.g., Downes, 2007). Au contraire, les pyroxénites crustales sont généralement issues des cumulats de chambre magmatique communément rencontrés en contexte de zone de subduction (e.g. Schiano et al., 2000) ou issues du métamorphisme de haute pression – haute température (e.g., Coleman et Wang, 1995). Seules les pyroxénites mantelliques sont prises en considération dans ce chapitre.

III.1.2 Pétrographie et compositions

III.1.2.1 Pétrographie des pyroxénites mantelliques

Les pyroxénites sont définies comme des roches contenant plus de 60 % de pyroxènes (Streckeisen, 1976 ; Figure III.1). Les proportions relatives des différents pyroxènes sont extrêmement variables et les lithologies s'étendent de l'orthopyroxénite à la clinopyroxénite, via la webstérite. Plagioclase, spinelle, grenat et olivine sont les autres minéraux les plus communs. Quand la proportion de plagioclase représente plus de 10 % de la roche, la classification des roches gabbroïques est utilisée (Streckeisen, 1976 ; Figure III.1b). L'amphibole et la biotite peuvent également être présentes en quantités mineures. Moins communément, on peut observer du corindon, de la sapphirine, de l'apatite, du zircon, du quartz, du rutile et/ou du graphite/diamant (e.g., Irving, 1980 ; Kornprobst et al., 1990 ; Kuno et Aoki, 1970 ; Pearson et al., 1989).

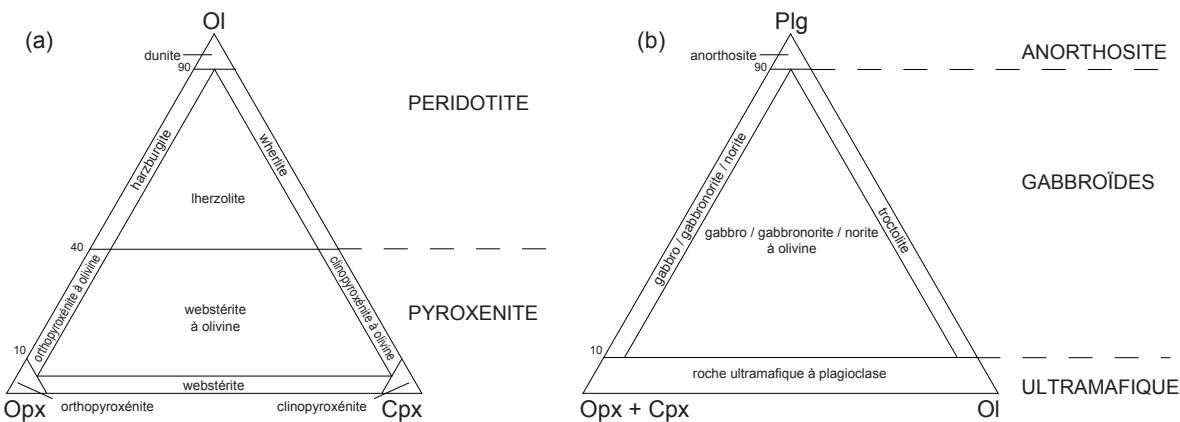


Figure III.1 Classification de Streckeisen (1976) (a) des roches ultramafiques et (b) des roches gabbroïques. Dans les roches gabbroïques, un gabbro contient moins de 5 % d'opx, une norite contient moins de 5% de cpx et une gabbronorite contient plus de 5% de chaque pyroxène.

Jugées à partir des abondances statistiques dans les massifs ultrabasiques et les suites de xénolites mantelliques, les pyroxénites forment moins de 10 % du manteau supérieur échantillonné (Downes, 2007). Localement cependant, les pyroxénites peuvent prévaloir sur la péridotite hôte comme dans une partie du complexe de Cabo Ortegal (nord-ouest de l'Espagne) où elles constituent 80-90% de l'affleurement mantellique (Gil Ibarguchi et al., 1990) ou comme dans les kimberlites de Roberts Victor (Afrique du Sud) où elle représentent 95-98% des xénolites mantelliques inventoriés (MacGregor et Carter, 1970).

III.1.2.2 Variabilité compositionnelle

Eléments majeurs. La diversité minéralogique des pyroxénites reflète des conditions de pression et température variables ainsi qu'une large gamme de compositions en éléments majeurs. La Figure III.2 donne la composition en éléments majeurs des pyroxénites mantelliques référencées dans la littérature. Pour comparaison, les champs compositionnels des péridotites et des MORB sont aussi indiqués. La diversité chimique des pyroxénites apparaît immédiatement avec une large variété de compositions même à l'échelle d'un seul massif ou d'une seule suite de xénolites. Les pyroxénites se caractérisent par des teneurs en SiO_2 variant de 35 à 57 % pds, en MgO de 4 à 35 % pds et par une large gamme de Mg# (de 36 à 93). Le nuage des pyroxénites s'enracine dans le champ des basaltes et s'étend jusqu'au champ des péridotites qu'il chevauche légèrement.

Terres rares (REE). La diversité chimique est aussi mise en évidence par des variations importantes des teneurs en REE et de la forme des spectres. Certaines relations peuvent être observées entre la structure et/ou la minéralogie de la roche et le spectre de REE.

- *Les massifs ultrabasiques.* Toutes les pyroxénites sous forme de dykes ou de veines

III.1 Les pyroxénites

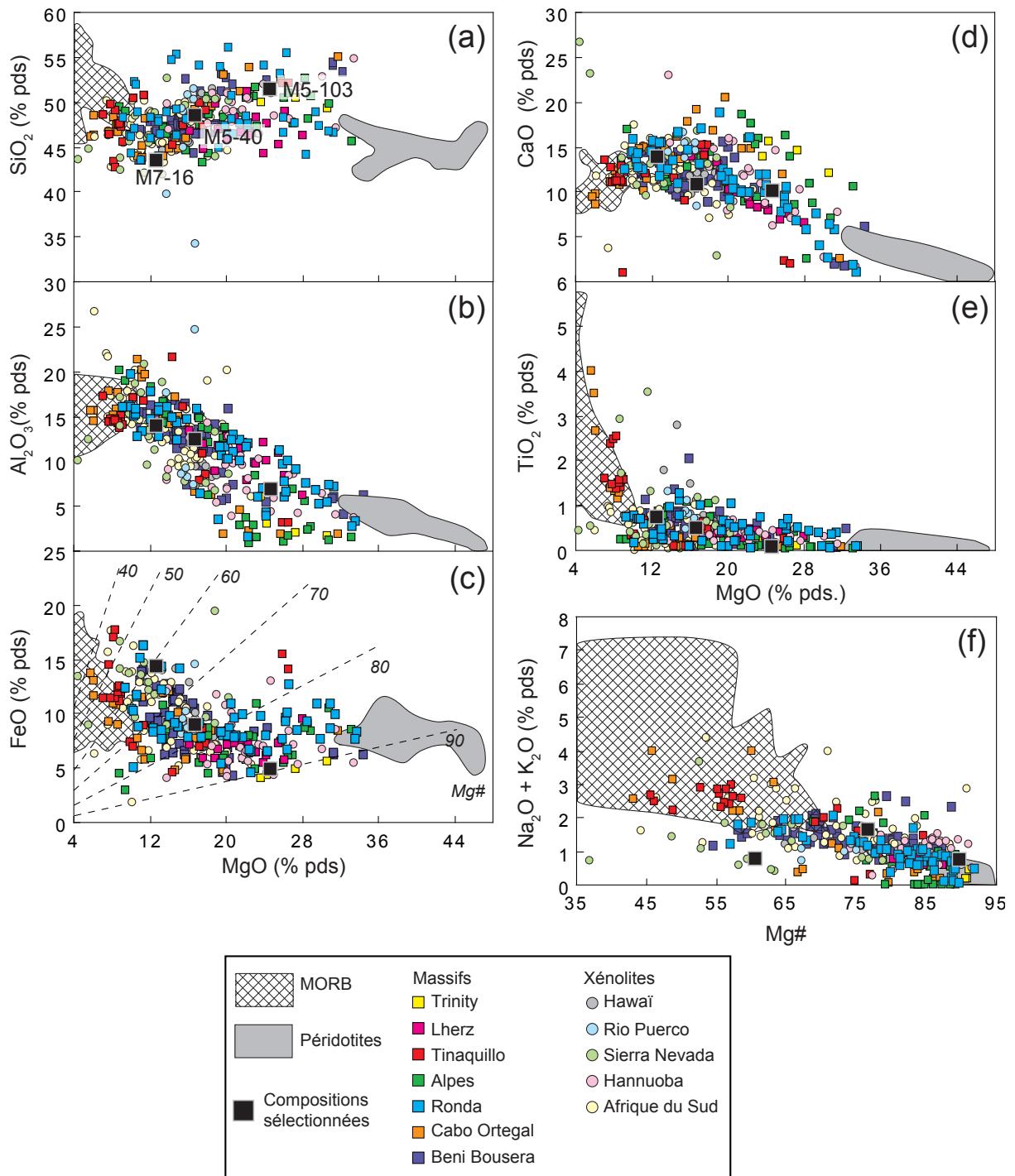


Figure III.2 Teneurs des principaux oxydes en fonction (a-e) de MgO et (f) du Mg# dans les pyroxénites mantelliques. Les carrés de couleurs vives correspondent aux pyroxénites provenant des massifs ultrabasiques [Trinity (Quick, 1981) ; Lherz (Bodinier et al., 1987) ; Tinaquillo (Seyler et Mattson, 1993) ; Alpes (Bodinier, 1988 ; Melcher et al., 2002 ; Shervais et Mukasa, 1991) ; Rif bétique : Ronda et Beni Bousera (Bodinier et al., 2008 ; Dickey, 1970 ; Garrido et al., 1999 ; Kornprobst, 1970 ; Kumar et al., 1996 ; Pearson et al., 1993 ; Suen et Frey, 1987) ; Cabo Ortegal (Gil Ibarguchi et al., 1990 ; Santos et al., 2002)]. Les cercles de couleurs pastels correspondent aux pyroxénites provenant des suites de xénolites mantelliques [Hawaï (Frey, 1980 ; Sen et Leeman, 1991) ; Rio Puerco (Porreca et al., 2006) ; Sierra Nevada (Ducea, 2002 ; Ghent et al. 1980 ; Lee et al., 2006) ; Hannuoba (Liu et al., 2005 ; Xu, 2002) ; Afrique du Sud (Hills et Haggerty, 1989 ; Schmickler et al., 2004 ; Taylor et Neal, 1989)]. Les champs des péridotites (zone grise ; de la base de donnée GEOROC) et des MORB (zone hachurée) sont aussi tracés ; le champ des MORB correspond à des analyses compilées par Melson et O'Hearn (2003) à partir de la base de données de la Smithsonian Institution. Les compositions de pyroxénites sélectionnées pour l'expérimentation sont indiquées par des gros carrés noirs (M5-103 : 24.6 % pds MgO ; M5-40 : 16.6 % pds MgO ; M7-16 : 12.5 % pds MgO).

recouplant la foliation des périclites sont enrichies en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE), avec des spectres convexes vers le haut (Bodinier et Godard, 2003). Au contraire, la plupart des niveaux concordants de pyroxénites (parallèles à la foliation des périclites) montrent des spectres appauvris en LREE comparés aux N-MORB (Downes, 2007). La gamme de rapports LREE/HREE est très large mais beaucoup d'entre eux ressemblent aux rapports des MORB picritiques, tels que ceux analysés par Elthon (1989), avec cependant des teneurs considérablement plus basses.

- *Xénolites mantelliques.* Un enrichissement en LREE est souvent observé dans les xénolites. La composition en éléments traces de ces derniers peut cependant être significativement affectée par les interactions avec le magma hôte. Barth et al. (2001) ont démontré par bilan de masse que les compositions totales en éléments traces mesurées dans des xénolites de Sierra Leone (Afrique du Sud) sont affectées par l'infiltration de 1 à 5 % de liquide kimberlitique. Par conséquent, les compositions en éléments traces des xénolites doivent être reconstruites en utilisant les compositions mesurées dans les minéraux et les estimations des proportions de phases. Les compositions des xénolites de pyroxénites sont alors très variées. Elles sont diversement appauvries ou enrichies en LREE. L'enrichissement en HREE est aussi très variable avec des valeurs proches des chondrites (Schmickler et al., 2004) jusqu'à des valeurs extrêmement enrichies (jusqu'à 100 fois la teneur chondritique ; Barth et al., 2002). Les spectres d'éléments traces des xénolites pyroxénitiques les plus caractéristiques sont appauvris en LREE par rapport au MORB, montrent une anomalie positive en Eu et présentent un spectre plat en HREE (Jacob, 2004).

Compositions isotopiques. Les pyroxénites montrent une extrême diversité isotopique. Je présente ici les caractéristiques générales en isotopes de l'oxygène et en isotopes radiogéniques de ces roches ; des données complémentaires sur les compositions isotopiques des pyroxénites du massif ultrabasique de Beni Bousera (Maroc) sont présentées dans le paragraphe III.2.2.3.

- *Isotopes de l'oxygène.* La faible magnitude du fractionnement isotopique de l'oxygène aux températures et pressions mantelliques ainsi que la constance des $\delta^{18}\text{O}$ dans les périclites font des isotopes de l'oxygène un outil puissant pour l'identification du matériel crustal recyclé dans le manteau. Les larges gammes de valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ rencontrées dans les pyroxénites de différents environnements (Figure III.3) sont interprétées comme provenant de différentes portions de la lithosphère océanique qui subit une altération hydrothermale à des températures variées. Ainsi, les valeurs inférieures aux valeurs mantelliques typiques ($5.5 \pm 0.4 \text{ ‰}$; Matthey et Macpherson, 1993) proviendraient de la lithosphère océanique qui a subi une altération de

III.1 Les pyroxénites

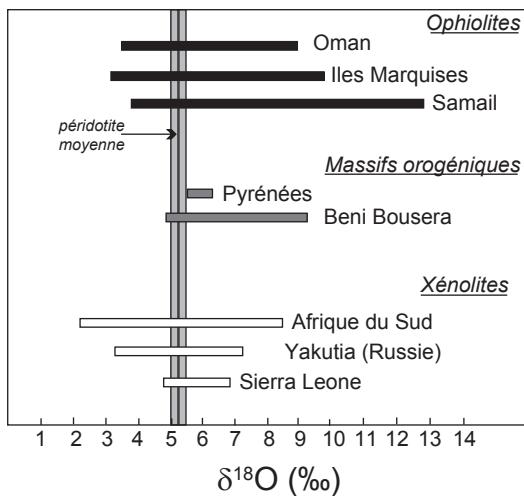


Figure III.3

Compositions isotopiques de l'oxygène des minéraux des pyroxénites (clinopyroxènes et grenats) provenant des ophiolites de Samail (Gregory et Taylor, 1981), des îles Marquises (Cocker et al., 1982) et d'Oman (Gregory et Taylor, 1981), des massifs orogéniques des Pyrénées (Downes, 2007) et de Beni Bousera (Pearson et al., 1991) et de suites de xénolites d'Afrique du Sud (Garlick et al., 1971 ; Neal et al., 1990 ; Schulze et al., 2003), de Sierra Leone (Barth et al., 2001, 2002) et de Yakutia (Beard et al. 1996 ; Jacob et al., 1994). La bande verticale donne la valeur de référence des périclites et correspond à la moyenne des olivines pour une périclite mantellique et son erreur à 2σ ($5.5 \pm 0.4 \text{ ‰}$; Mattey et al., 1994). Modifié d'après Pearson et al. (2003) et Jacob et al. (2004).

haute température, tandis que les valeurs supérieures proviendront du plancher océanique ayant subi une altération de basse température. Il faut noter cependant que, tandis que ces larges gammes de compositions sont courantes dans les suites de xénolites, elles sont beaucoup plus rares dans les massifs orogéniques dans lesquels les pyroxénites présentent généralement des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ typiquement mantelliques (Downes, 2007).

- *Isotopes radiogéniques.* Plusieurs études ont confirmé les observations précoce de Polvé et Allègre (1980), à savoir que les pyroxénites ont un large spectre de compositions isotopiques et ne sont généralement pas liées génétiquement aux périclites. De larges variations en rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont observées dans les cpx des pyroxénites mantelliques (Downes, 2007). Par ailleurs, les compositions isotopiques de l'Os sont d'une manière générale significativement plus radiogéniques que celles reportées pour les périclites hôtes ou associées (e.g., Pearson et al., 2003 ; Pearson et Nowell, 2004).

III.1.3 Origine des pyroxénites

Dans cette section je récapitule les principaux mécanismes qui peuvent être à l'origine des pyroxénites et de leur variabilité compositionnelle dans le manteau.

III.1.3.1 Origine des pyroxénites dans le manteau

L'origine des pyroxénites mantelliques est très controversée et a été le sujet de nombreuses études ces dernières décennies. Certaines études ont favorisé un processus de formation «*in situ*» des pyroxénites dans le manteau. Les travaux de Dick et Sinton (1979) suggèrent ainsi que les pyroxénites sont le résultat de la différenciation métamorphique de périclites impliquant des mécanismes de dissolution et de reprécipitation des pyroxènes. Wilshire et Shervais (1975), Obata (1980), Frey (1980), Irving (1980) et Loube et Allègre (1982) considèrent que

les pyroxénites sont formées par la précipitation de cristaux à partir de magmas silicatés dérivés de l'asthénosphère et passant à travers la lithosphère. Au contraire, Polvé et Allègre (1980) ont mis en avant un processus de formation basé sur l'introduction «mécanique» de roches riches en pyroxènes dans le manteau. Ainsi, Polvé et Allègre (1980) et Allègre et Turcotte (1986) ont proposé que les pyroxénites soient des restes de croûte océanique subductée, laminés par la convection mantellique et incorporés à l'asthénosphère. Plus tard, Kerr et al. (1995) ont élargi ce processus à la transformation de l'intégralité de la lithosphère océanique subductée. Une hypothèse alternative a été présentée par Davies et al. (1993) et Pearson et al. (1993) qui suggèrent que les pyroxénites sont issues de la ségrégation cristalline à haute pression de magmas dérivés de la croûte océanique subductée. La délamination de cumulats mafiques provenant de la croûte continentale inférieure (e.g., Kay et Kay, 1988 ; Arndt et Golstein, 1989 ; Turcotte, 1989 ; Jull et Kelemen, 2001) et de la lithosphère sous-continentale veinée (e.g., Bird, 1979 ; McKenzie et O’Nions, 1983) a également été proposée pour origine.

III.1.3.2 Origine de la variabilité compositionnelle des pyroxénites

De tous les processus présentés ci-dessus, la subduction de la lithosphère océanique et le recyclage de cumulats de base de croûte semblent être les plus probables pour expliquer la présence de quantités substantielles de pyroxénites dans l'asthénosphère. Cependant, une fois dans le manteau convectif, les roches sont susceptibles de subir un certain nombre de modifications minéralogiques et chimiques supplémentaires qui contribuent à augmenter leur variabilité compositionnelle avant d'arriver dans la région source des basaltes. La convection du manteau peut ainsi entraîner un mélange mécanique (e.g., Kellogg, 1992) ou une interdiffusion (e.g., Kellog et Turcotte, 1987) entre les pyroxénites et les périclases. Parallèlement, ces roches sont susceptibles de subir des phénomènes de fusion (e.g., Kogiso et Hirschmann, 2006) ou de métasomatisme (e.g. Pilet et al., 2005) entraînant la création de nouveaux assemblages minéralogiques et de nouvelles compositions.

III.2 Fusion des pyroxénites : Problématique et choix de compositions représentatives

III.2.1 Problématique

Comprendre l'influence des pyroxénites sur la chimie et la dynamique de génération des magmas nécessite une détermination expérimentale des relations de fusion des pyroxénites sur des intervalles de pressions et de compositions appropriés.

Après les expériences pionnières de Yoder et Tilley (1962), de nombreuses études expérimentales ont été réalisées sur la fusion partielle des lithologies mafiques à haute pression (Figure III.4). Les grands principes régissant la fusion des compositions mafiques à ultramafiques ont été établis dans les années soixante (e.g., Yoder et Tilley, 1962 ; Green et Ringwood, 1967 ; O'Hara, 1968b). Des expériences dans le système simplifié CMAS (e.g., O'Hara et Yoder, 1967 ; Kushiro, 1969 ; Presnall et al., 1978 ; Milholland et Presnall, 1998 ; Liu et Presnall, 2000) ont aidé à définir les relations de phases au dessus du solidus des pyroxénites jusqu'à 3 GPa. Avec l'augmentation de pression, les principales caractéristiques du système pyroxénitique dans le diagramme Forstérite (Fo) – Anorthite (An) – Quartz (Qz) – Diopside (Di) sont les suivantes (Figure III.5) : (1) le volume de phase de l'olivine se contracte ; (2) le volume de phase du cpx s'étend aux dépens de l'olivine, du spinelle et du plagioclase jusqu'à ~ 2 GPa ; (3) le volume de phase primaire du plagioclase est progressivement remplacé par les volumes de phase du spinelle, de la sapphirine et du corindon jusqu'à ~ 2 GPa, pression au-dessus de laquelle le volume de phase du grenat apparaît et s'étend ; (4) le volume de phase de l'orthopyroxène se développe entre 1 et 2 GPa aux dépens de l'olivine, du quartz et du plagioclase, puis il se contracte au dessus de ~2 GPa en réponse à l'expansion du volume de phase du grenat. Même si ces résultats ont été obtenus dans un système simplifié, les résultats expérimentaux obtenus sur les échantillons naturels suivent largement ces principes.

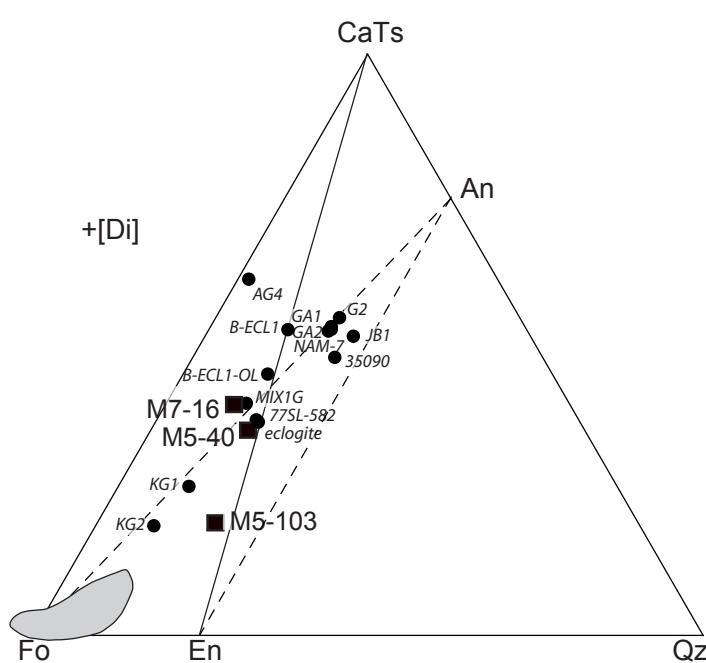


Figure III.4

Projections en moles d'oxydes simples à partir du diopside [Di] sur le diagramme pseudo-ternaire Forstérite (Fo) – Pyroxène Calcium Tschermark (CaTs ; $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$) – Quartz (Qz) des compositions de pyroxénites sélectionnées pour mes expériences (carrés). Pour comparaison, j'ai aussi reporté les compositions utilisées dans les études antérieures de fusion partielle de pyroxénites (cercles), ainsi que le champ des péridotites en gris clair (de la base de données GEOROC). La méthode utilisée pour les projections est celle de O'Hara (1972 ; Annexe E). Par comparaison au tétraèdre des basaltes de Yoder et Tilley (1962), (1) le plan Fo-An-Di est le plan critique de sous-saturation en silice qui sépare les compositions à néphéline normative (à gauche) des compositions à hyperstène normatif (à droite), et (2) le plan En-An-Di est le plan de saturation en silice qui sépare les compositions à olivine et hyperstène normatifs (à gauche) des compositions à quartz et hyperstène normatifs (à droite).

Selon la classification de Kogiso et al. (2004a), les pyroxénites à gauche du joint CaTs – En sont déficientes en silice et les pyroxénites à droite du joint ont un excès de silice. Les références pour les études antérieures sont : MIX1G, Hirschmann et al. (2003) et Kogiso et al. (2003) ; NAM-7, Yasuda et al. (1994) ; G2, Pertermann et Hirschmann (2003a, 2003b) ; 77SL-582, Keshav et al. (2004) ; KG1 et KG2, Kogiso et al. (1998) ; B-ECL1 et B-ECL1-OL, Kogiso et Hirschmann (2006) ; 35090, Yoder et Tilley (1962) ; eclogite, Ito et Kennedy (1974) ; JB1, Tutsura et Takahashi (1998) ; AG4, Pilet et al. (2008) ; GA1, Yaxley et Green (1998) ; GA2, Spandler et al. (2008).

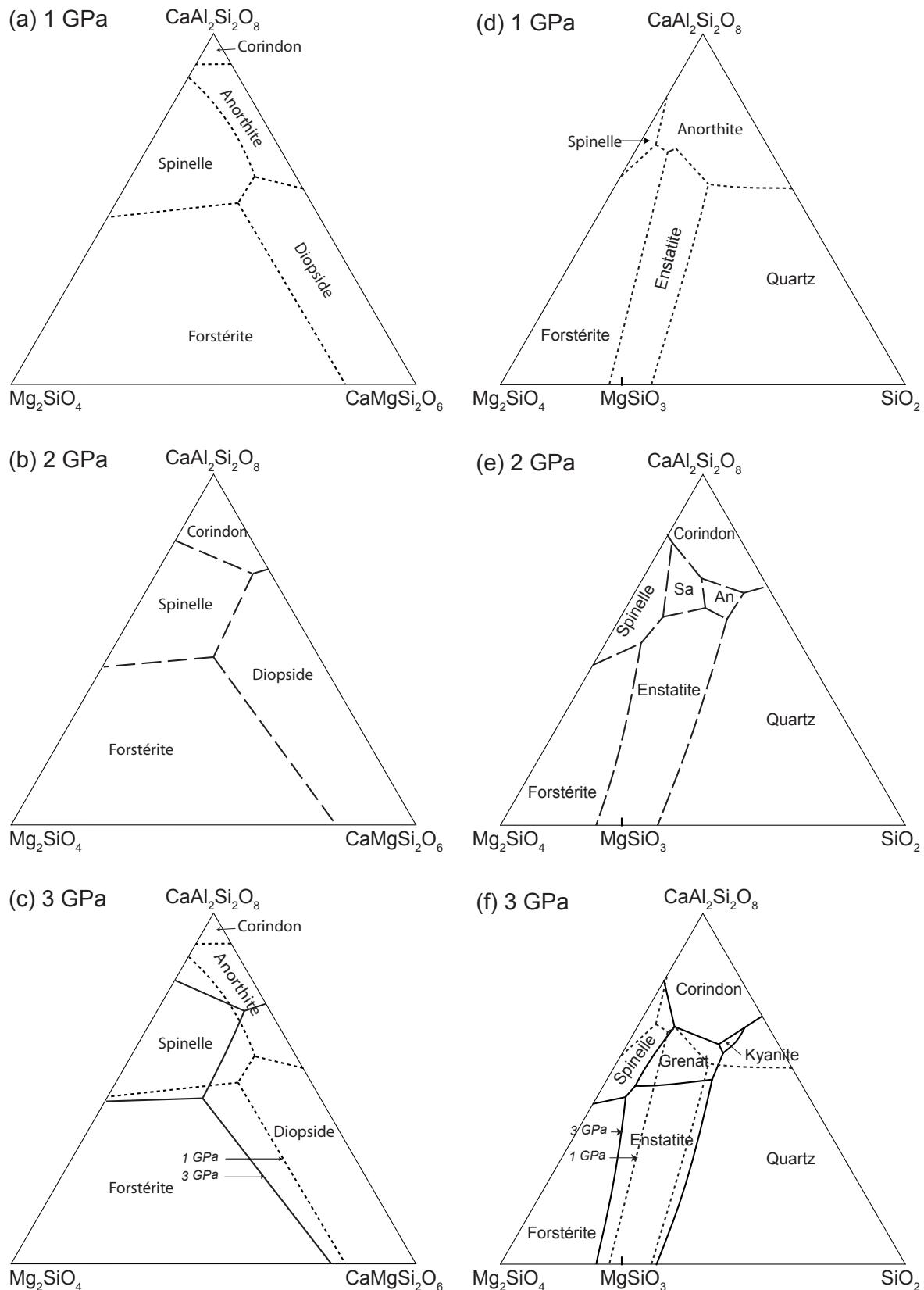


Figure III.5 Comparaison des relations de phase liquides à 1, 2 et 3 GPa (**a-c**) pour le joint Anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) – Forstérite (Mg_2SiO_4) – Diopside ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) et (**d-f**) pour le joint Anorthite – Forstérite – Quartz (SiO_2). Sa = sapphirine, An = anorthite. Modifié d'après Presnall et al. (1978) et Milholland et Presnall (1998)

Par la suite, des études ont été conduites dans le but de déterminer les relations de phases subsolidus (Irving, 1974 ; Adam et al., 1992) et les positions des solidi et liquidi (e.g., Kornprobst, 1970 ; Yasuda et al., 1994 ; Pertermann et Hirschmann, 2003b). Des études expérimentales documentent maintenant les équilibres de phases jusqu'à des pressions de 20 GPa (e.g., Yasuda et al., 1994 ; Zhang et Herzberg, 1994 ; Tutsura et Takahashi, 1998 ; Hirose et al., 1999). Enfin, un certain nombre de nouvelles études ont accru notre connaissance sur la composition des liquides issus des pyroxénites à des pressions supérieures ou égales à 2 GPa (e.g., Kogiso et Hirschmann, 2001 ; Hirschmann et al., 2003 ; Kogiso et al., 2003 ; Pertermann et Hirschmann, 2003a ; Keshav et al., 2004 ; Kogiso et Hirschmann, 2006 ; Spandler et al., 2007).

Ces récents travaux ont notamment permis de mieux comprendre les relations de fusion de ces roches et de souligner l'influence clé de la barrière thermique définie par le plan enstatite (En) – pyroxène Ca-tschermacks (CaTs) – diopside (Di) dans le diagramme pseudo-quaternaire Fo (forstérite) – CaTs – Qz (quartz) – Di. Cette barrière thermique est aujourd'hui souvent utilisée pour classer les pyroxénites en deux groupes (Kogiso et al., 2004a ; Schiano et al., 2000) : les pyroxénites « avec un excès de silice » qui se projettent à droite du joint CaTs – En dans le diagramme pseudo-ternaire Fo – CaTs – Qz projeté à partir du Di et les pyroxénites « déficientes en silice » qui se projettent à gauche de ce joint (Figure III.4). Schiano et al. (2000) et Kogiso et al. (2004a) ont montré que cette barrière thermique a une influence critique sur la composition des liquides issus des lithologies à cpx et grenat. Les pyroxénites qui résident d'un côté ou de l'autre de cette barrière produisent en effet des compositions distinctes de liquides. Parallèlement, ces études ont permis en mettre en évidence le rôle de pyroxénites dans la genèse des OIB en montrant que la fusion partielle des pyroxénites à haute pression est susceptible de former des liquides proches de la composition des OIB les plus primitifs avec des compositions fortement sous-saturées en silice, des faibles teneurs en silice, un fort rapport Ca/Al et des teneurs en fer relativement élevées pour une teneur en MgO donnée (e.g., Kogiso et al., 2003).

En dépit du grand nombre d'études expérimentales, on connaît mal l'influence de la composition et de la pression sur les relations de fusion des pyroxénites (assemblages de phases subsolidus, réactions de fusion, compositions des phases, températures de solidus, productivités, etc.). Par exemple, l'effet de la composition — en particulier, la teneur en alcalins et le Mg# de la roche (Kogiso et al., 2004a ; Kogiso et Hirschmann, 2006) — sur les températures de solidus (T_s) et de liquidus (T_L) des pyroxénites n'est connu que sur un intervalle de pression et de température relativement restreint (cf. § III.2.4.2). On sait également que les pyroxénites ont des productivités moyennes généralement beaucoup plus fortes que celles des périclases (e.g.,

Hirschmann et Stolper, 1996), mais les paramètres gouvernant cette productivité ne sont pas bien déterminés. De plus, les relations de fusion des pyroxénites sont très rarement documentées dans les études expérimentales récentes, souvent focalisées sur la composition des liquides (e.g., Kogiso et Hirschmann, 2006), ce qui nuit à une analyse systématique des relations entre la composition des pyroxénites, la pression et le comportement de fusion. Enfin, malgré les nombreuses études récentes invoquant la participation de pyroxénites pour expliquer la composition isotopique et/ou la composition en éléments traces des MORB (e.g., Niu et al., 1999 ; Eiler et al., 2000 ; Lundstrom et al., 2000 ; Le Roux et al., 2002b ; Cooper et al., 2004 ; Donnelly et al., 2004 ; Escrig et al., 2005 ; Gannoun et al., 2007), le rôle des pyroxénites sur la composition en éléments majeurs des MORB n'est absolument pas connu.

Afin de comprendre l'effet de la composition sur le comportement de fusion des pyroxénites, j'ai réalisé une étude expérimentale sur trois compositions représentatives de la variabilité chimique des pyroxénites mantelliques. J'ai concentré mon travail sur des valeurs de pression relativement faibles pour pallier le manque de données expérimentales à basse pression (de 1 GPa – 1175°C à 2.5 GPa – 1475°C) et parce qu'une bonne connaissance de la fusion des pyroxénites à ces pressions est nécessaire pour évaluer leur rôle dans la production des MORB (cf. Partie 4).

II.2.2 Sélection des matériaux de départ

III.2.2.1 Les différentes méthodes d'étude

La diversité potentielle des compositions des pyroxénites dans les régions sources des basaltes est un obstacle significatif à la compréhension de leur rôle dans la magmatogénèse. Trois approches, appelées ‘directe’, ‘inverse’ et ‘analogique’ (Kosigo et al., 2004a), peuvent donner des informations utiles pour caractériser la composition des pyroxénites dans les régions sources, chacune avec ses avantages et ses inconvénients.

Dans la méthode directe, les compositions probables de pyroxénites sont évaluées en faisant des hypothèses sur les mécanismes de formation des pyroxénites et sur les mécanismes susceptibles de modifier leur composition au cours du temps (cf. § III.1.3). Dans l'approche inverse, on commence par calculer les compositions en éléments majeurs des liquides issus des pyroxénites sur la base des signatures isotopiques et en éléments traces des laves, puis on en déduit la composition des pyroxénites elles-mêmes (à condition que suffisamment d'informations soient disponibles sur les relations entre la roche source et la composition des liquides). Enfin, dans l'approche analogique, la composition des pyroxénites dans les sources mantelliques est

estimée à partir des analogues naturels que sont les xénolites et les bancs et lentilles dans les massifs et ophiolites exhumés tectoniquement.

L'approche directe nécessite de faire un certain nombre d'hypothèses incluant, entre autres, le processus d'incorporation de roches pyroxénitiques dans le manteau convectif (souvent choisi comme étant la subduction; e.g., Pertermann et Hirschmann, 2003b ; Yasuda et al., 1994), la composition initiale de ces roches, leur temps de résidence dans le manteau convectif et les modifications chimiques et minéralogiques subies par ces roches avant d'arriver dans la région source des basaltes.

L'approche inverse a rarement été appliquée, notamment car les données sur les compositions des liquides issus des pyroxénites sont encore peu nombreuses. Hauri (1996) considère que les enrichissements en silice associés aux anomalies isotopiques du composant Koolau à Hawaii témoignent d'un liquide primitif dacitique qui serait issu d'un composant de type éclogite à quartz dans la source et qui aurait été mélangé aux magmas d'origine péridotitique. Pourtant, la composition du liquide déduite par Hauri (1996) n'est similaire à aucun liquide expérimental d'éclogite connu à l'heure actuelle. Ce désaccord peut être expliqué si les liquides d'origine éclogitique ont été modifiés par des interactions magma-roche lors de leur ascension à travers le manteau hétérogène. Cet exemple illustre les limites de l'approche inverse. Mais, avec des études expérimentales appropriées, elle peut aussi permettre de comprendre les interactions liquide/roche pendant la fusion et le transport du liquide dans le manteau hétérogène.

Bien que l'approche analogique fût la méthode la plus utilisée dans les études expérimentales des années 1960 et 1970 (Kornprobst, 1970 ; Irving, 1974 ; Ito et Kennedy, 1974 ; Thompson, 1974, 1975 ; Obata et Dickey, 1976), elle a été délaissée un temps au profit de la méthode directe et de l'utilisation de compositions simplifiées (e.g., dans le système $\text{SiO}_2\text{-MgO-CaO-Al}_2\text{O}_3$). L'approche analogique a été réutilisée par Adam et al. (1992) et plus récemment par Hirschmann et al. (2003) et Kosigo et al. (2003). Une difficulté majeure dans l'application de la méthode analogique est le choix, parmi la vaste gamme compositionnelle des pyroxénites mantelliques échantillonnées (Figure III.2), de compositions représentatives de celles présentes dans les régions sources des basaltes. La plupart des échantillons compilés dans la Figure III.2 proviennent en effet de la lithosphère et non du manteau convectif, source prédominante des magmas océaniques. Les échantillons lithosphériques peuvent ne pas être représentatifs de ceux présents dans le manteau convectif. Par exemple, Kelemen et al. (1997) suggèrent que certains types de pyroxénites, tels que les clinopyroxénites communes dans des sections ophiolitiques, sont originaires de la lithosphère veinée. Par conséquent, elles pourraient ne pas correspondre aux domaines mafiques éventuellement présents dans le manteau subissant la fusion partielle

par décompression. Cependant, de telles compositions peuvent être introduites dans le manteau profond lors de la subduction ou de la délamination de la lithosphère. De plus, les pyroxénites d'origine profonde peuvent être modifiées par des processus lithosphériques, comme le métasomatisme ou la fusion partielle à basse pression, et donc ne pas conserver les compositions qu'elles avaient dans le manteau convectif.

Malgré ses limites, j'ai choisi d'utiliser la méthode analogique pour sélectionner les matériaux de départ de mes expériences de fusion partielle car elle est la plus adaptée pour rendre compte de la variation compositionnelle des pyroxénites.

III.2.2.2 Analyse en composantes principales

La variabilité compositionnelle des pyroxénites (Figure III.2) n'a généralement pas (ou peu) été prise en considération dans les études antérieures sur la fusion de ces roches. A l'exception de Kornprobst (1970) et Adam et al. (1992), les auteurs ont en effet étudié une composition unique sur un intervalle de pression et de température plus ou moins large. Ce travail a pour but, entre autres, de réaliser une étude plus représentative de la diversité compositionnelle (et lithologique) des pyroxénites. La première étape a donc été de sélectionner des compositions de départ à partir d'une analyse en composantes principales (ACP) des données de la littérature sur les pyroxénites mantelliques à l'échelle globale. Cette technique a déjà été utilisée dans des études antérieures sur les hétérogénéités mantelliques (Zindler et al., 1983 ; Hart et al., 1992 ; Allègre et al., 1995). Le principe de base d'une ACP consiste à réduire (standardiser) les variables (dans cette étude : SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , FeO , MnO , MgO , Na_2O) en soustrayant la valeur moyenne et en divisant par la déviation standard de chaque variable. La matrice de covariance des variables réduites correspond simplement à la matrice de corrélation des variables brutes. Les vecteurs propres de la matrice de corrélation définissent les directions orthogonales qui prennent le mieux en compte la dispersion des données. La valeur propre représente la fraction de la variance totale de la population qui tombe dans la direction du vecteur associé.

Sur la Figure III.6, les compositions des pyroxénites utilisées pour réaliser l'ACP sont projetées en fonction des trois principaux axes. L'axe 1 couvre 42 % de la dispersion des données depuis un pôle enrichi en MgO vers un pôle appauvri en MgO et enrichi en FeO , Al_2O_3 , TiO_2 et Na_2O . L'axe 2 correspond à 17 % de la variation compositionnelle et matérialise principalement les variations en SiO_2 et CaO .

Les contraintes qui m'ont guidées dans la sélection des compositions de départ sont au nombre de quatre : (1) les compositions de départ devaient couvrir une large partie du nuage compositionnel des pyroxénites ; (2) elles devaient être au nombre de 3 au maximum (au-delà,

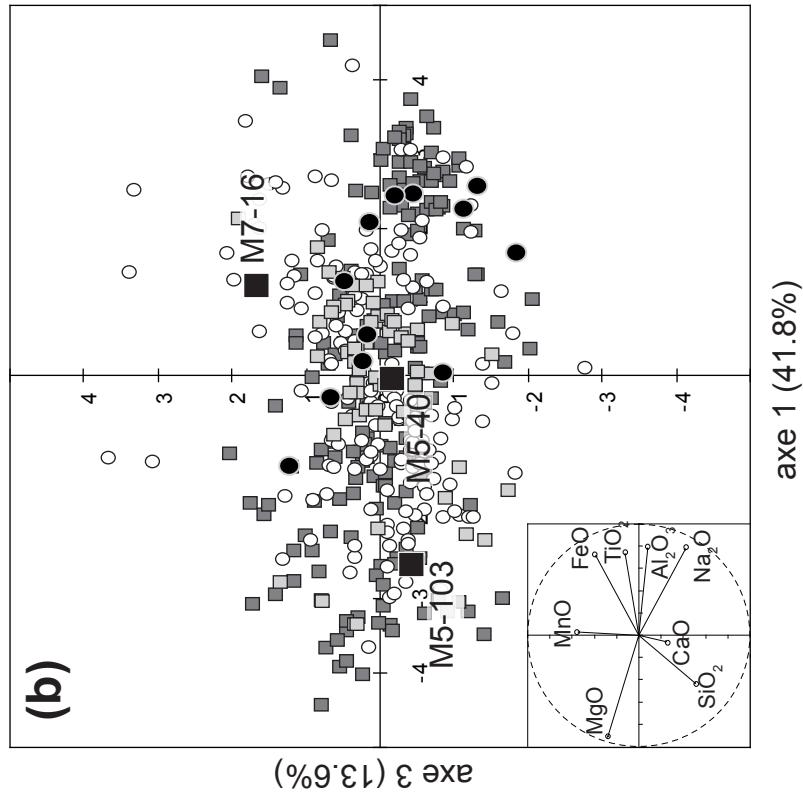
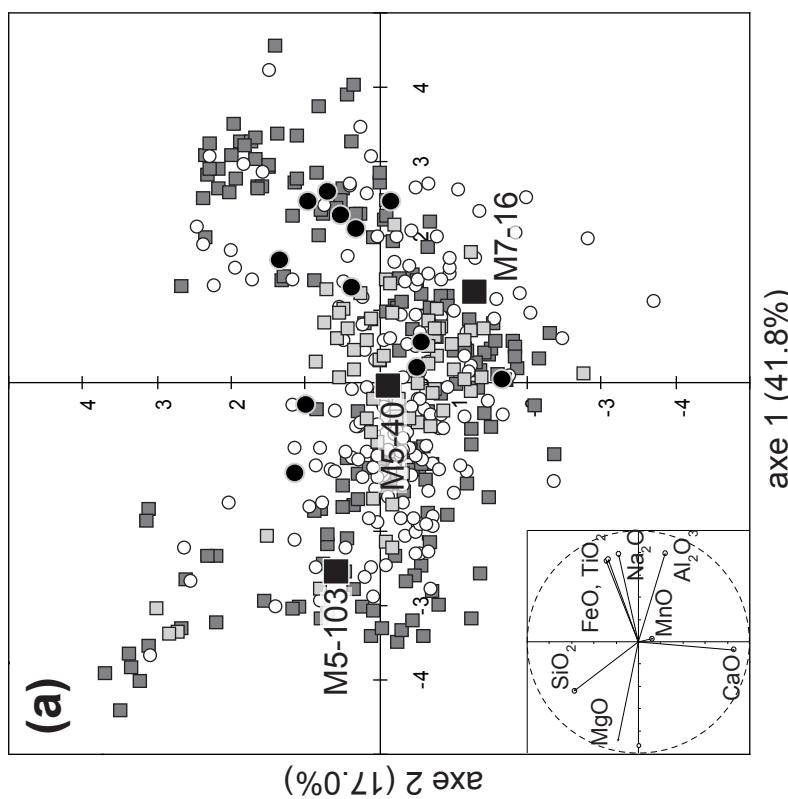


Figure III.6 Projections de la population des pyroxénites mantelliques dans l'espace \mathbb{R}^3 en éléments majeurs (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , CaO et Na_2O) sur les trois principales composantes. Les petits carrés représentent les pyroxénites issus des massifs ultrabasiques, les pyroxénites de Beni Bousera sont en gris clair, les autres en gris foncé. Les petits cercles correspondent aux xénolithes de pyroxénites. Les gros carrés noirs correspondent aux compositions sélectionnées (M5-103, M5-40 et M7-16), les gros cercles noirs correspondent aux études antérieures. Les sources sont les mêmes que dans les Figures III.2 et III.4. La contribution relative de chaque composante à la variance totale est indiquée en %. La projection de chaque variable est représentée par une flèche en bas à droite de la figure. Les projections quasi-identiques de FeO , TiO_2 , Al_2O_3 et Na_2O sur la première composante reflètent la très forte corrélation entre toutes ces variables.

III. Relations de fusion des pyroxénites

Tableau III.1 Compositions (en % pds) et normes CIPW des pyroxénites sélectionnées dans cette étude et dans trois études récentes sur la fusion partielle des pyroxénites.

	M5-103 ^a	M5-40 ^a	M7-16 ^a	G2 ^b	MIX1G ^b	B-ECL-1 ^b
SiO ₂	51.64	48.53	43.58	50.05	45.56	46
TiO ₂	0.09	0.52	0.75	1.97	0.9	1.72
Al ₂ O ₃	7.17	12.37	13.73	15.76	15.19	15.7
Cr ₂ O ₃	0.60	0.12	0.07		0.11	0.04
FeO	4.97	9.02	14.51	9.35	7.77	10.6
MnO	0.10	0.20	0.30	0.17	0.15	0.21
MgO	24.57	16.64	12.52	7.9	16.67	10.1
CaO	10.13	10.89	13.77	11.74	11.48	12.5
Na ₂ O	0.71	1.65	0.75	3.04	1.44	2.47
K ₂ O	0.02	0.06	0.03	0.03	0.04	0.04
Mg# ^c	89.8	76.7	60.6	60.1	79.3	62.9
<i>Norme CIPW^f</i>						
Fds	Or	0.12	0.35	0.18	0.18	0.24
	Al	6.04	13.98	2.12	25.72	11.1
	An	16.42	26.20	34.03	29.26	35.15
	Di	26.97	22.43	28.23	23.72	17.82
	Ne	0	0	2.29	0	0.69
	OI	19.06	27.74	31.74	13.30	33.38
	Hy	31.22	8.31	0	4.09	0
	Il	0.17	0.99	1.43	3.74	1.72
						3.29

Les compositions sont normalisées à 100 % pds.

^a Compositions de pyroxénites étudiées dans cette étude. Les compositions ont été déterminées à l'ICP-AES au Laboratoire Magmas et Volcans par Mhammed Benbakkar.

^b Composition du matériel de départ utilisé dans les études de Pertermann et Hirschmann (2003a, 2003b). Elle correspond à la composition moyenne d'un MORB altéré.

^c Composition du matériel de départ utilisé dans les études de Hirschmann et al. (2003) et Kogiso et al. (2003). Elle correspond à la moyenne des compositions des pyroxénites mantelliques.

^d Composition du matériel de départ utilisé dans l'étude de Kogiso et Hirschmann (2006). C'est une pyroxénite biminéralogique (cpx + gt)

^e Rapport molaire Mg²⁺/ (Fe²⁺ + Mg²⁺) * 100 ; on considère que tout le fer est sous la forme FeO.

^f Fds : Feldspaths ; Or : Orthose ; Al : Albite ; An : Anorthite ; Di : Diopside ; Ne : Néphéline ; OI : Olivine ; Hy : Hypersthène ; Il : Ilménite.

olivine normative mais montrent des degrés de sous-saturation en silice différents (Figure III.4). M7-16 est à néphéline normative (2.3 %). M5-40 et M5-103 sont à hypersthène normatif : M5-40 est proche du plan critique de sous-saturation en silice (Fo-An-Di dans la Figure III.4) et contient seulement 8.3 % d'hypersthène ; M5-103 est plus proche du plan de saturation en silice (En-An-Di) et contient 31.3 % d'hypersthène normatif. Enfin, comme le montrent les Figures III.4 et III.6, les compositions sélectionnées sont relativement distinctes des compositions utilisées dans les études précédentes.

le programme expérimental n'aurait pas été réalisable en 3 ans) ; (3) elles devaient provenir de la collection de pyroxénites de Beni Boussera (Maroc) que le Pr. Jacques Kornprobst a gracieusement mise à ma disposition ; et (4) elles devaient être significativement différentes des compositions étudiées antérieurement. Sur la base de ces critères, j'ai sélectionné les pyroxénites M5-40, M5-103 et M7-16 de Beni Boussera (Tableau III.1). L'échantillon M5-40 est très proche du centre du nuage compositionnel (Figure III.6). Son Mg# est égal à 76.7. Les deux autres échantillons se projettent sur les côtés opposés de l'axe principal de l'ACP. M5-103 a un Mg# = 89.8 ; comparé à M5-40, il est enrichi en SiO₂ et MgO et appauvri en Al₂O₃, FeO, TiO₂ et Na₂O. M7-16 a un Mg# = 60.6 ; comparé à M5-40, il est appauvri en SiO₂, MgO et Na₂O et enrichi en FeO, CaO et TiO₂. Les trois pyroxénites sont à

III.2.2.3 Le Massif ultrabasique de Beni Bousera, Maroc

Contexte géodynamique. Les échantillons naturels utilisés dans cette étude proviennent du massif ultrabasique de Beni Bousera au Maroc (Figure III.7). Il affleure dans les Sebtides sous forme d'un anticlinal allongé (15 ± 5 km) d'orientation NO-SE. Les roches ultrabasiques qui constituent ce massif culminent à 1176 m et sont pour l'essentiel des péricotites à spinelle renfermant des bancs d'épaisseur variable (1 cm à 1 m) de pyroxénites à grenat et de pyroxénites

à spinelle (Kornprobst, 1969, 1974). Les pyroxénites montrent de grandes variations pétrographiques et géochimiques. L'ensemble est parcouru par un réseau de dykes de leuco-granite liés à la mise en place tectonique du massif (Zeck et al., 1989).

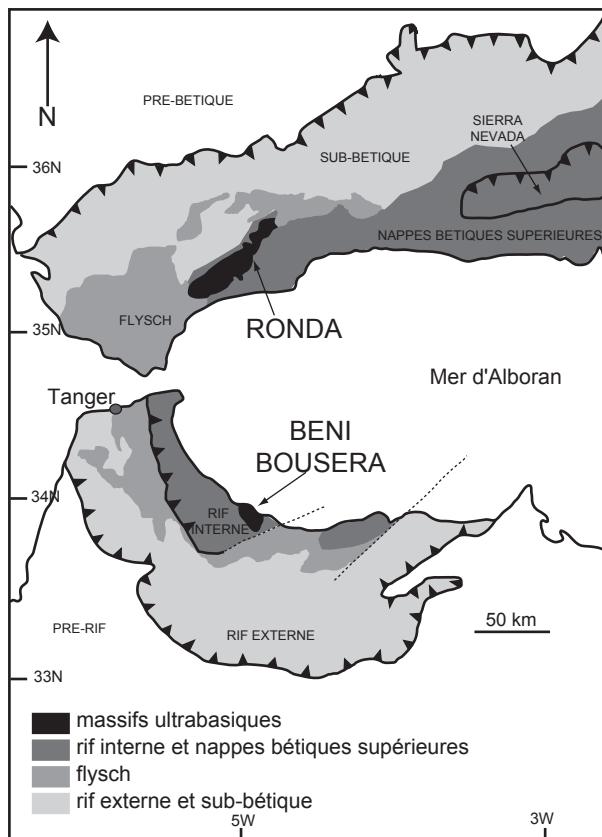


Figure III.7 Carte géologique régionale de la zone Ouest Méditerranéenne montrant la localisation du massif ultramafique de Beni Bousera. Modifié d'après Pearson et Nowell (2004).

spinelle-olivine, les pyroxénites à tendance orthopyroxénitique (pauvres en phase alumineuse) et les clinopyroxénites à grenat-corindon (et un faciès de transition représenté par des clinopyroxénites à grenat-spinelle). Une caractéristique notable des pyroxénites de Beni Bousera concerne le zonage minéralogique de certains niveaux (Kornprobst, 1969, 1974 ; Pearson et al., 1993 ; Kumar et al., 1996). En effet, les bancs de pyroxénites se

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES	FACIES
opx ± cpx ± sp ± ol	orthopyroxénite
opx + cpx + ol ± sp	webstérite à olivine
opx + cpx ± sp	webstérite
opx + cpx ± sp	webstérite
opx + cpx + gt ± sp	webstérite à grenat
cpx + gt + graph ± opx	clinopyroxénite à grenat - graphite
cpx ± gt	clinopyroxénite
cpx + gt ± ol	clinopyroxénite à grenat
cpx + gt	clinopyroxénite à grenat

Figure III.8 Représentation schématique des divers types de bancs, simples et complexes, de pyroxénites observés dans le massif de Beni Bousera (opx : orthopyroxène ; cpx : clinopyroxène ; sp : spinelle ; gt : grenat ; graph : graphite ; ol : olivine ; crn : corindon). Les zones blanches correspondent aux péricotites encaissantes. Modifié d'après Chrifi-Alaoui (1997) et Kornprobst (1971).

présentent dans le massif sous deux principaux aspects (Figure III.8) : des bancs simples composés d'orthopyroxénites ou de clinopyroxénites à grenat et des bancs composites avec des assemblages minéralogiques dont la disposition est symétrique par rapport au cœur du banc. Dans ces derniers, on peut passer progressivement de la bordure vers le cœur d'une orthopyroxénite, à une webstérite, à une webstérite à grenat et enfin à une clinopyroxénite à grenat.

Les compositions choisies M7-16, M5-103 et M5-40, correspondent respectivement à une clinopyroxénite à grenat et olivine, une webstérite à olivine et une webstérite à grenat. M7-16 correspond donc à un cœur de banc complexe et M5-103 et M5-40 correspondent à des faciès intermédiaires des bancs complexes.

Participation à la genèse des MORB ? Le massif de Beni Bousera est célèbre, d'une part, pour sa forte concentration en lithologies pyroxénitiques (3-5 % avec des enrichissements locaux jusqu'à 10 % ; Pearson and Nixon, 1996), et d'autre part, pour la présence dans certains niveaux de diamants graphitisés (Pearson et al., 1989) qui prouvent que ces roches ont été sujettes à des pressions supérieures à ~ 4.5 GPa. Par conséquent, les pyroxénites de Beni Bousera ont fait l'objet de nombreuses études et des hypothèses variées existent quant à leur origine. Ce paragraphe résume les principales données sur les compositions isotopiques des pyroxénites de Beni Bousera et les différentes hypothèses sur l'origine de ces roches. Le but est de savoir si elles sont de bonnes représentantes des pyroxénites potentiellement présentes dans le manteau convectif.

Comme je l'ai souligné précédemment, les pyroxénites de Beni Bousera montrent une large gamme de $\delta^{18}\text{O}$ (de 5 à plus de 9 ‰ ; Figure III.3) qui correspond à des valeurs voisines de celles trouvées dans la croûte océanique altérée (et non à des valeurs mantelliques typiques ; Pearson et al., 1991). Les diamants graphitisés de Beni Bousera ont une composition en $\delta^{13}\text{C}$ (-16 à -28 ‰) considérablement plus négative que le carbone mantellique typique (-4 à -8 ‰). Cette composition pourrait indiquer que les diamants précurseurs ont été formés à partir de carbone provenant de la surface lors de la subduction d'une croûte océanique altérée hydrothermalement (Pearson et al., 1991). De la même manière, certaines pyroxénites montrent des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevés que ceux des périclites mantelliques (Pearson et al., 1993) et qui sont interprétés comme le résultat de processus hydrothermaux dans la croûte océanique. Enfin, les pyroxénites de Beni Bousera montrent également une large gamme de compositions isotopiques en Os et Hf et sont plus radiogéniques que les périclites hôtes (Blichert-Toft et al., 1999 ; Pearson et Nowell, 2004).

Selon Kornprobst (1969, 1970), les pyroxénites de Beni Bousera résultent d'un processus de fusion partielle d'une périclase à grenat puis de la cristallisation fractionnée du liquide obtenu, les périclastes encaissantes représentant le résidu réfractaire ; ce modèle a été invalidé par les mesures isotopiques faites dans les années quatre-vingt-dix qui excluent que les pyroxénites soient une filiation directe des périclastes. Kellog et Turcotte (1986) suggèrent que le massif ultrabasique de Beni Bousera est un exemple de marble cake, et interprètent les pyroxénites comme les produits de la lithosphère océanique subductée incorporés à l'intérieur du manteau supérieur convectif. Pearson et al. (1991, 1993) proposent quant à eux un modèle qui réunit les deux hypothèses précédentes via un fractionnement à haute pression de liquides dérivés de matériaux subductés et l'accumulation des cristaux dans des conduits magmatiques. Au contraire, Blachert-Toft et al. (1999) considèrent que ces pyroxénites représentent des résidus de la croûte océanique après fusion. Enfin, Pearson et Nowell (2004) utilisent les compositions isotopiques en Hf et Nd pour proposer que certaines pyroxénites sont originaires d'une source composée de MORB subductés, alors que d'autres sont formées à partir d'une source qui a incorporé de 2 à 5 % de sédiments terrigènes. Même si les pyroxénites de Beni Bousera semblent avoir de multiples origines, ces résultats permettent d'exprimer l'hypothèse que ce type de pyroxénites peut être présent dans le manteau convectif. Selon Pearson et Nowell (2004), qu'elles aient évolué ou non dans le manteau lithosphérique, les pyroxénites de Beni Bousera fournissent peut-être l'analogue disponible le plus proche du composant pyroxénitique proposé dans le manteau source du magmatisme océanique. Ce type de pyroxénites pourrait donc contribuer à la genèse des basaltes, soit directement par la production de liquides (qui seront ensuite agrégés aux liquides issus des périclastes), soit indirectement en modifiant les compositions des périclastes environnantes.

III.2.2.4 Résumé

Les compositions choisies sont représentatives du massif ultrabasique de Beni Bousera ainsi que de la variabilité compositionnelle des pyroxénites mantelliennes à l'échelle globale (Figures III.2, III.6). Elles correspondent également aux différentes lithologies présentes dans le massif avec une websterite à olivine (M5-103), une clinopyroxénite à grenat et olivine (M7-16) et une websterite à grenat (M5-40). Elles sont suffisamment distinctes des études précédentes (Figure III.4). Enfin, elles semblent être de bons analogues des pyroxénites potentiellement présentes dans les régions sources des basaltes océaniques.

III.3 Etude expérimentale de la fusion des pyroxénites

Les expériences ont été réalisées en piston-cylindre avec et sans contre-pression (respectivement pour les expériences à 2 et 2.5 GPa et pour les expériences à 1 et 1.5 GPa) selon les procédures expérimentales décrites dans la Partie II. Les charges expérimentales ont été analysées au MEB et à la microsonde électronique. Le Tableau III.2 récapitule les conditions expérimentales ainsi que les proportions des phases.

Pour les pyroxénites M5-40 et M7-16, j'ai réalisé quatre séries d'expériences (à 1, 1.5, 2 et 2.5 GPa). Pour la pyroxénite M5-103, je n'ai réalisé que deux séries d'expériences (à 1 et 1.5 GPa). Des pertes en fer ont été enregistrées dans les premières expériences à 2 et 2.5 GPa, lors de la phase de mise au point de la technique des microdikes en assemblage 1/2" (cf. § II.1.4.2 et Figure II.16a). J'ai choisi d'inclure ces expériences dans le Tableau III.2 (lignes grises) en calculant les proportions de phases par bilan de masse sans le fer avec le programme écrit par Ariel Provost (Albarède et Provost, 1977). Les pertes en fer ont été estimées dans chacune de ces expériences en comparant la teneur initiale en fer dans la pyroxénite et la teneur calculée à partir des fractions pondérales des phases ferrifères et de leurs teneurs en FeO. Quand la perte en fer est inférieure à 10 %, l'expérience est prise en compte dans la suite du travail (40-F4 : 7.5% ; 16-C4b : 8 %). Quand la perte en fer est supérieure à 10% (40-B3 : 16.3% ; 40-A4 : 24.3 % ; 16-E4 : 20.4 %) et/ou quand l'expérience a été dupliquée (40-E3a, 16-G3a, 16A4a et 16-C4a), l'expérience initiale n'est pas prise en compte dans la suite. Les abréviations utilisées dans la suite de cette section sont les suivantes : cpx pour le clinopyroxène, ol pour l'olivine, opx pour l'orthopyroxène, gt pour le grenat, plg pour le plagioclase et sp pour le spinelle.

III.3 Etude expérimentale

Tableau III.2. Résumé des informations sur les expériences de fusion partielle de pyroxénites de 1 à 2.5 GPa : pression (P), température (T), durée (t), assemblages de phases et modes^{a,b}.

Série	P (GPa)	Expérience	T (°C)	t (h)	Phases assemblages and modes (% pds.) ^b							Σr^{2c}
					Cpx	Opx	OI	Plg	Sp	Gt	Liquide	
M5-103	1	103-E1	1200	123	48.9 (36)	36.6 (53)	10.0 (32)	3.9 (15)	0.7 (4)	0	0	0.280
		103-C1	1230	140	53.2 (33)	34.8 (50)	7.2 (27)	0	0.1 (9)	0	4.6 (17)	0.473
		103-B1	1250	88	52.4 (36)	28.0 (49)	7.6 (24)	0	0	0	12.0 (18)	0.446
		103-A1	1290	86	39.5 (36)	16.8 (44)	12.6 (18)	0	0	0	31.1 (15)	0.303
		103-D1	1350	89	17.7 (46)	0	13.7 (28)	0	0	0	68.6 (29)	0.488
	1.5	103-H2a	1270	144	63.1 (40)	29.2 (55)	7.2 (24)	0	0.5 (4)	0	0	0.392
		103-H2b	1270	92	66.7 (50)	25.2 (60)	5.5 (24)	0	0	0	2.6 (14)	0.400
		103-B2a	1290	114	62.2 (37)	27.8 (45)	6.4 (19)	0	0	0	3.6 (13)	0.353
		103-B2b	1290	91	57.7 (40)	34.6 (56)	5.4 (28)	0	0	0	2.4 (18)	0.527
		103-C2	1330	164	60.5 (36)	27.0 (49)	5.7 (23)	0	0	0	6.8 (18)	0.473
M5-40	1	103-E2	1375	124	72.2 (78)	6.8 (90)	9.1 (34)	0	0	0	11.9 (27)	0.477
		103-D2	1400	92	60.2 (67)	5.0 (70)	6.2 (25)	0	0	0	28.6 (28)	0.251
		103-F2	1450	119	29.6 (20)	0	7.1 (10)	0	0	0	63.1 (12)	0.326
	1.5	40-F1	1175	96	46.4 (37)	0.0 (22)	22.7 (24)	30.9 (11)	0	0	0	0.315
		40-C1	1200	113	44.2 (21)	3.6 (35)	20.6 (23)	27.8 (17)	0	0	3.8 (13)	0.313
		40-D1	1225	101	44.1 (15)	2.1 (21)	19.6 (13)	23.0 (9)	0	0	11.2 (12)	0.207
		40-E1	1240	96	41.6 (32)	2.9 (43)	12.3 (33)	4.1 (32)	0.3 (7)	0	38.8 (28)	0.325
		40-B1n	1275	96	5.0 (11)	0	14.1 (4)	0	0	0	80.9 (9)	0.191
	2	40-A1	1290	76	2.0 (2)	0	14.1 (12)	0	0	0	83.9 (15)	0.404
		40-B1	1300	111	0	0	9.9 (5)	0	0	0	90.1 (9)	0.469
		40-H2	1200	139	71.3 (86)	14.1 (54)	0	3.8 (29)	4.1 (15)	3.1 (51)	3.0 (4)	0.245
		40-F2	1230	105	70.2 (66)	15.7 (41)	0	3.1 (24)	5.8 (19)	1.8 (68)	3.4 (10)	0.379
		40-E2	1250	97	72.7 (34)	11.2 (22)	0	0	2.7 (6)	0	13.5 (12)	0.444
		40-A2	1310	86	72.2 (26)	0.0 (30)	0	0	1.4 (6)	0	26.4 (24)	0.600
		40-C2	1310	89	67.8 (24)	0	0	0	2.0 (5)	0	30.2 (25)	0.518
		40-B2	1330	77	59.5 (32)	0	0	0	1.2 (9)	0	39.3 (31)	0.720
		40-G2	1360	105	12.9 (11)	0	8.0 (4)	0	0	0	79.1 (8)	0.212
		40-D2a	1375	81	0	0	3.1 (7)	0	0	0	96.9 (11)	0.535
	2.5	40-D2b	1375	121	0	0	0	0	0	0	100	
		40-J3	1250	121	73.5 (25)	0	0	0	0	25.6 (24)	1.2 (3)	0.645
		40-H3	1275	148	72.7 (20)	0	0	0	0	25.0 (13)	2.3 (5)	0.639
		40-F3	1300	123	74.4 (27)	0	0	0	0	22.0 (23)	3.6 (9)	0.536
		40-B3	1325	100	79.9 (45)	0	0	0	0	11.9 (45)	8.3 (21)	0.632
		40-G3	1350	126	69.3 (35)	0	0	0	0	11.8 (29)	18.9 (37)	0.827
		40-C3	1375	123	65.6 (32)	0	0	0	0	9.8 (26)	24.6 (24)	0.727
		40-C3bis	1375	126	65.6 (28)	0	0	0	0	7.1 (25)	27.3 (22)	0.557
		40-E3	1450	46	31.9 (34)	0	0	0	0	0	68.1 (35)	0.774
		40-E3bis	1450	99	31.7 (34)	0	0	0	0	0	68.64 (34)	0.838
	2,5	40-K3	1460	97	0	0	0	0	0	0	100	
		40-E4	1375	106	68.7 (20)	0	0	0	0	28.7 (19)	2.6 (3)	0.389
		40-C4	1400	115	71.8 (23)	0	0	0	0	23.7 (22)	4.5 (6)	0.581
		40-D4	1425	112	57.3 (36)	0	0	0	0	22.7 (43)	20.1 (43)	0.628
		40-A4	1450	116	52.2 (39)	0	0	0	0	5.3 (27)	42.5 (44)	0.724
		40-F4	1460	97	24.6 (46)	0	0	0	0	0	75.5 (49)	0.681
		40-B4	1475	102	0	0	0	0	0	0	100	

III. Relations de fusion des pyroxénites

Tableau III.2. Suite

Série	P (GPa)	Expérience	T (°C)	t (h)	Phases assemblages and modes (% pds.) ^{a,b}							Σr^2 ^c
					Cpx	Opx	Ol	Plg	Sp	Gt	Liquide	
M7-16	1	16-D1	1165	119	68.5 (49)	0	12.9 (24)	11.8 (32)	6.6 (12)	0	0	0.616
		16-F1	1185	102	73.3 (6)	0	4.6 (3)	0	7.7 (2)	0	14.4 (6)	0.187
		16-E1	1125	90	47.0 (9)	0	6.9 (4)	0	4.8 (3)	0	41.4 (10)	0.225
		16-B1	1250	115	37.2 (9)	0	6.2 (3)	0	4.0 (2)	0	52.7 (10)	0.197
		16-C1	1265	98	0	0	5.0 (5)	0	0	0	95.0 (9)	0.456
		16-A1	1290	83	0	0	0	0	0	0	100	
	1.5	16-D2	1230	125	84.2 (8)	0	2.6 (2)	0	8.6 (3)	1.8 (12)	2.9 (2)	0.138
		16-A2	1250	126	80.5 (10)	0	2.6 (5)	0	7.3 (4)	0	9.4 (9)	0.253
		16-B2	1290	149	59.6 (7)	0	2.1 (3)	0	6.2 (2)	0	32.2 (8)	0.165
		16-E2	1300	100	49.8 (3)	0	2.6 (1)	0	4.9 (1)	0	42.8 (30)	0.229
		16-C2	1310	103	33.9 (11)	0	3.1 (3)	0	3.5 (2)	0	59.5 (11)	0.093
		16-E3	1250	121	55.2 (22)	0	6.5 (10)	0	0	38.3 (17)	0	0.549
	2	16-B3	1300	120	60.4 (25)	0	3.4 (7)	0	2.2 (10)	27.6 (33)	6.4 (13)	0.312
		16-A3	1330	118	65.9 (18)	0	1.6 (7)	0	4.1 (10)	12.1 (43)	16.2 (26)	0.403
		16-F3	1350	114	60.3 (12)	0	0	0	4.7 (5)	2.5 (24)	32.5 (12)	0.219
		16-C3	1375	125	40.7 (5)	0	0	0	3.6 (1)	0	50.7 (5)	0.122
		16-G3a	1425	96	12.3 (2)	0	0	0	0	0	87.8 (18)	0.239
		16-G3b	1425	96	0	0	0	0	0	0	100	
	2,5	16-D3	1450	103	0	0	0	0	0	0	100	
		16-D4	1325	120	55.2 (18)	0	7.5 (8)	0	0	37.2 (18)	0	0.337
		16-B4	1350	107	53.0 (15)	0	2.5 (5)	0	0	36.5 (9)	8.0 (14)	0.28
		16-A4	1400	95	54.1 (10)	0	0	0	0	35.9 (7)	10.0 (10)	0.215
		16-A4bis	1400	98	46.2 (20)	0	0	0	0	32.0 (17)	21.8 (21)	0.452
		16-C4a	1425	101	31.5 (10)	0	0	0	0	18.2 (7)	50.2 (16)	0.140
		16-C4b	1425	101	40.3 (13)	0	0	0	0	22.4 (7)	37.4 (18)	0.170
		16-E4	1450	144	6.2 (59)	0	0	0	0	0	93.8 (62)	0.598

^a Les lignes grisesées correspondent aux expériences qui ont subi une perte en fer. Le calcul de bilan de masse a été réalisé sans prendre en compte le fer.

^b Les proportions de phases (en % pds) ont été calculées en utilisant un programme de bilan de masse écrit par le Pr Ariel Provost (cf. Albarède et Provost, 1977). Le nombre entre parenthèses correspond à l'erreur calculé sur la proportion modale et est donné en terme de la dernière unité citée : e.g., 73.5 (25) représente 73.5 ± 2.5

^c Σr^2 est la somme des résidus quadratiques obtenus en utilisant les modes calculés par le programme de bilan de masse.

III.3.1 Textures et structures

Les textures des pyroxénites partiellement fondues sont présentées dans les Figures III.9, III.10 et III.11. La taille des grains dans les produits finaux est significativement plus grande que dans le matériel initial ($2\text{-}4 \mu\text{m}$; cf. § II.1.1). Avec l'augmentation du taux de fusion, on observe également une forte croissance de la taille des grains ; certains grains d'olivine et de clinopyroxène atteignent plus de $50 \mu\text{m}$ de diamètre.

La distribution du liquide dépend beaucoup du degré de fusion et de la pression. Dans les expériences à très faible degré de fusion, le liquide interstitiel est invisible ou à peine visible entre les grains, mais il est présent et analysable dans les microfilons : c'est le cas par exemple dans l'expérience 16-A2 (Figure III.12). Les expériences avec des degrés de fusion moyens à élevés, en particulier à haute pression, sont affectées par un processus de migration thermique qui aboutit à la séparation du liquide et des cristaux. Ainsi les échantillons dans lesquels on observe une faible fraction de cristaux baignant dans du liquide sont rares (e.g., Figure III.10c). La plupart des échantillons à forts degrés de fusion sont composés de zones riches en cristaux et presque dépourvues de liquide interstitiel, coexistant avec des grandes plages de liquide (Figure III.13). Dans le cas des expériences affectées par la migration thermique, les images MEB des Figures III.9 à III.11 ont été prises dans les zones enrichies en cristaux et montrent donc des fractions liquides apparentes inférieures aux fractions globales. L'importance de la croissance de cristaux de trempe dans les liquides est variable et semble plus grande à haute pression : le liquide interstitiel dans les expériences à 2.5 GPa est à peine identifiable (e.g., Figure III.11k-l). Les liquides extraits dans les microfilons ne sont pas affectés par ce problème, même à haute pression (Figures II.15-16).

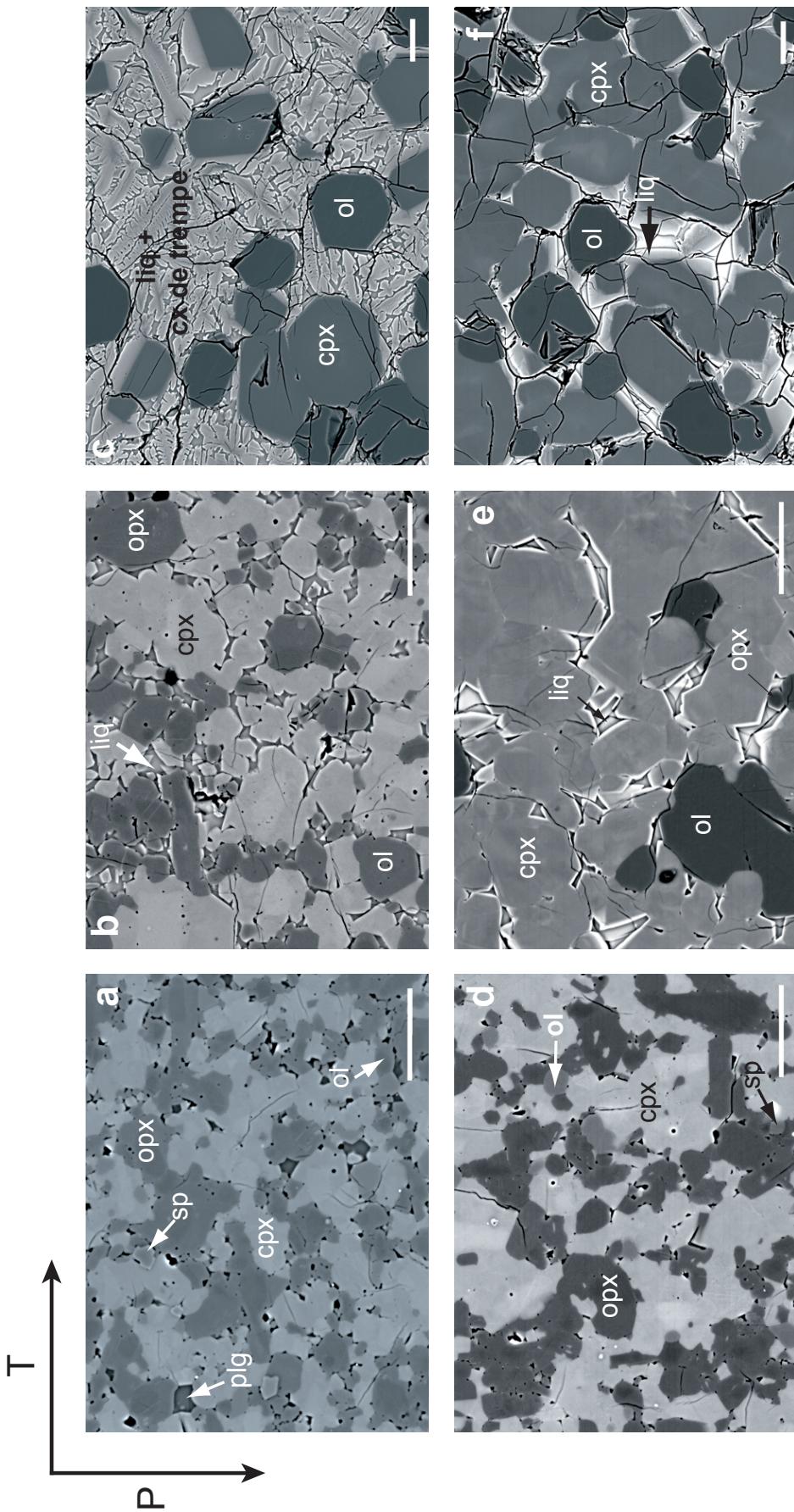
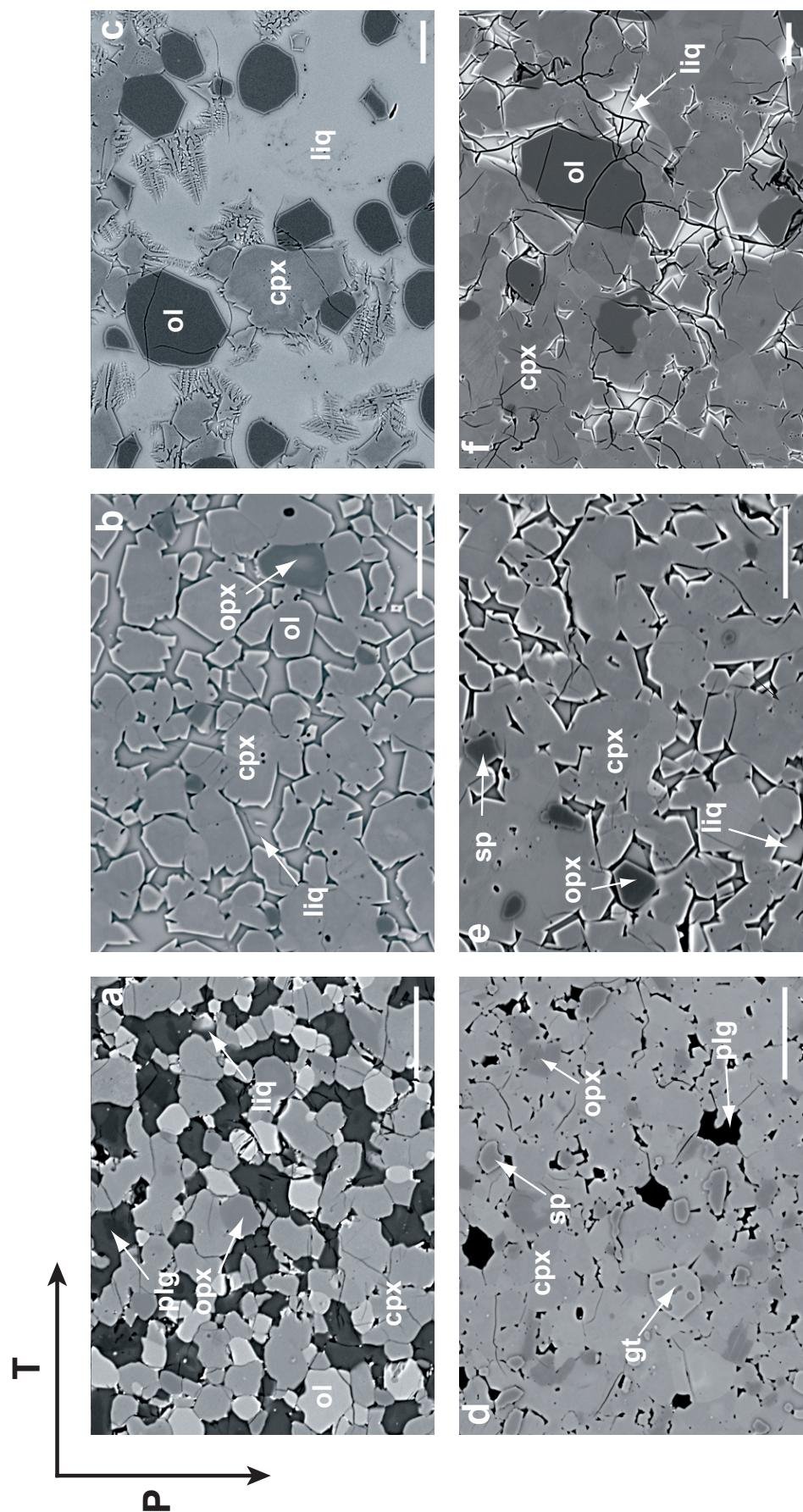


Figure III.9 Images MEB en électrons rétrodiffusés illustrant les textures et les assemblages de phases des expériences sur M5-103. **a-c** Expériences à 1 GPa : 1200 °C (**a**, 103-E1 – $F \sim 0\%$), 1250 °C (**b**, 103-B1 – $F \sim 12\%$) et 1350 °C (**c**, 103-D1 – $F \sim 69\%$). **d-f** Expériences à 1.5 GPa : 1270 °C (**d**, 103-H2a – $F \sim 0\%$), 1400 °C (**e**, 103-H2a – $F \sim 29\%$) et 1450 °C (**f**, 103-F2 – $F \sim 63\%$). Les degrés de fusion cités sont les valeurs globales calculées par bilan de masse ; certaines expériences à fort degré de fusion ont subi un processus de migration thermique avec séparation plus ou moins poussée du liquide et des cristaux, d'où une fraction liquide apparente nettement inférieure à la fraction globale dans les zones enrichies en cristaux (en **f**, par exemple). Barres d'échelle : 20 μm .

III.3 Etude expérimentale



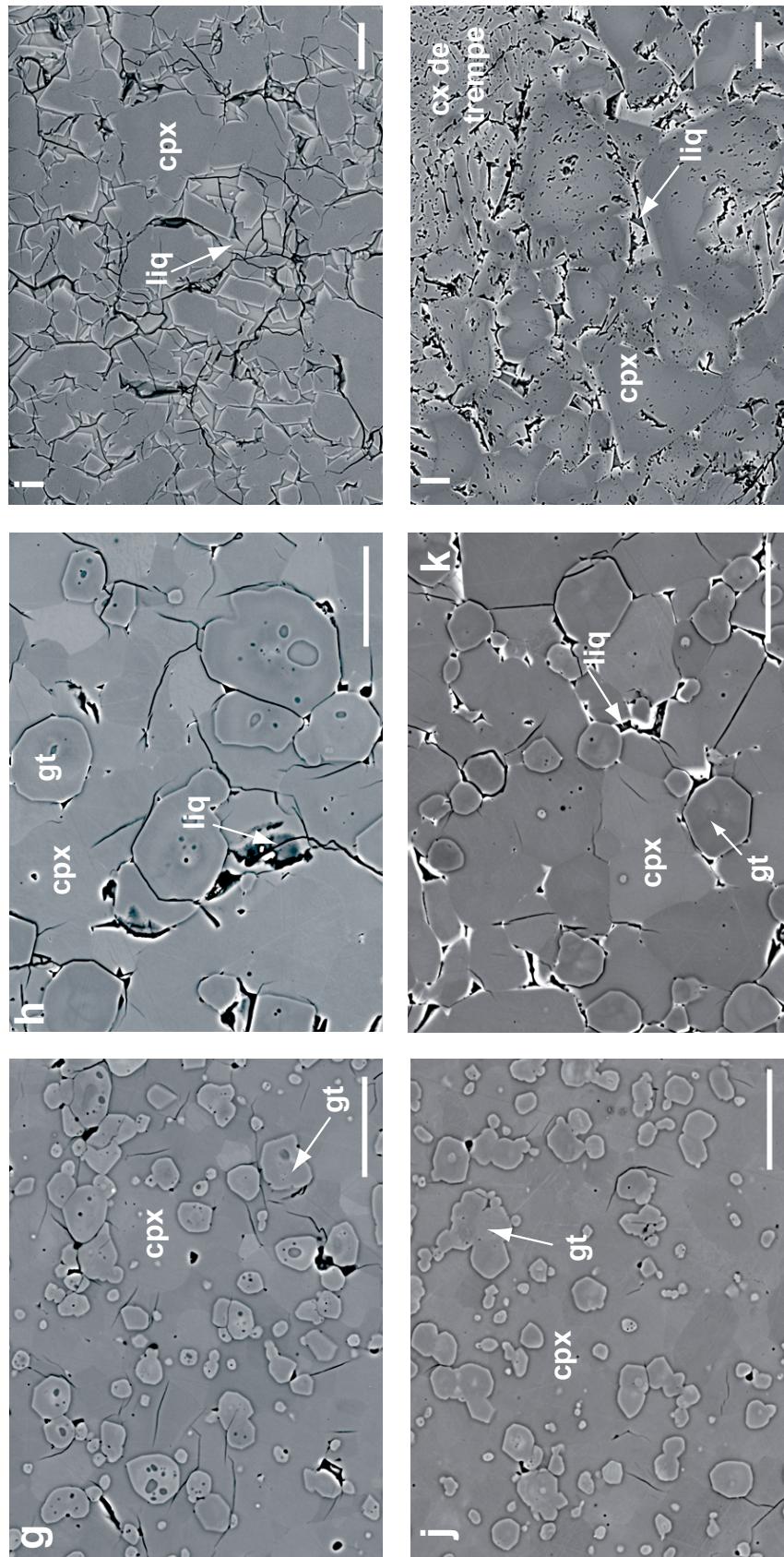
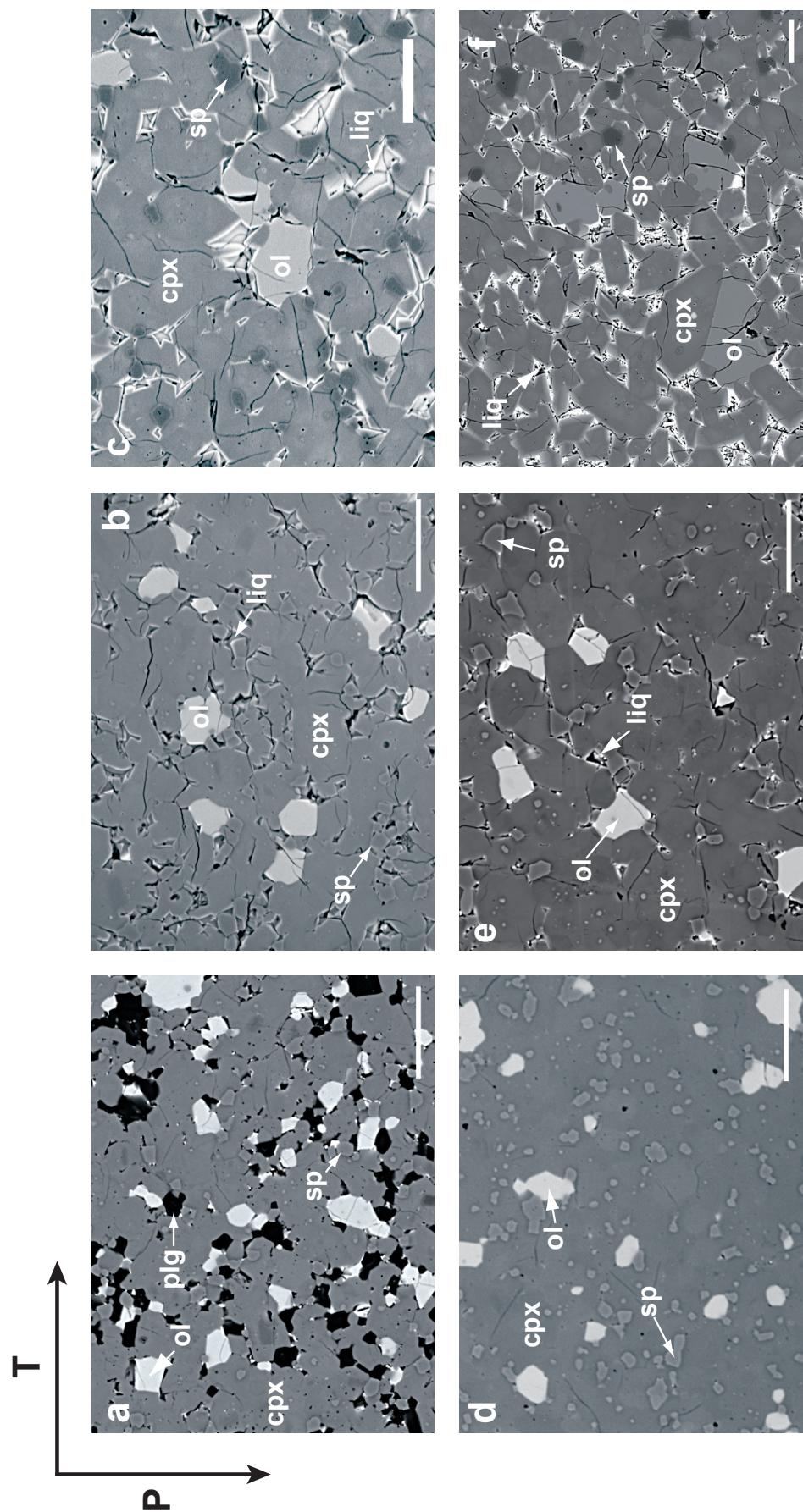


Figure III.10 Images MEB en électrons rétrodiffusés illustrant les textures et les assemblages de phases des expériences sur M5-40. **a-c** Expériences à 1 GPa : 1200°C (**a**, 40-C1 – $F \sim 4\%$), 1240°C (**b**, 40-E1 – $F \sim 39\%$) et 1275°C (**c**, 40-E1 – $F \sim 81\%$). **d-f** Expériences à 1.5 GPa : 1230°C (**d**, 40-F2 – $F \sim 3\%$), 1310°C (**e**, 40-A2 – $F \sim 26\%$) et 1360°C (**f**, 40-G2 – $F \sim 79\%$). **g-i** Expériences à 2 GPa : 1300°C (**g**, 40-F3 – $F \sim 4\%$), 1375°C (**h**, 40-C3a – $F \sim 25\%$) et 1450°C (**i**, 40-E3b – $F \sim 69\%$). **j-l** Expériences à 2.5 GPa : 1375°C (**j**, 40-E4 – $F \sim 3\%$), 1450°C (**k**, 40-D4 – $F \sim 20\%$) et 1460°C (**l**, 40-F4 – $F \sim 76\%$). Barres d'échelle : 20 µm.

III.3 Etude expérimentale



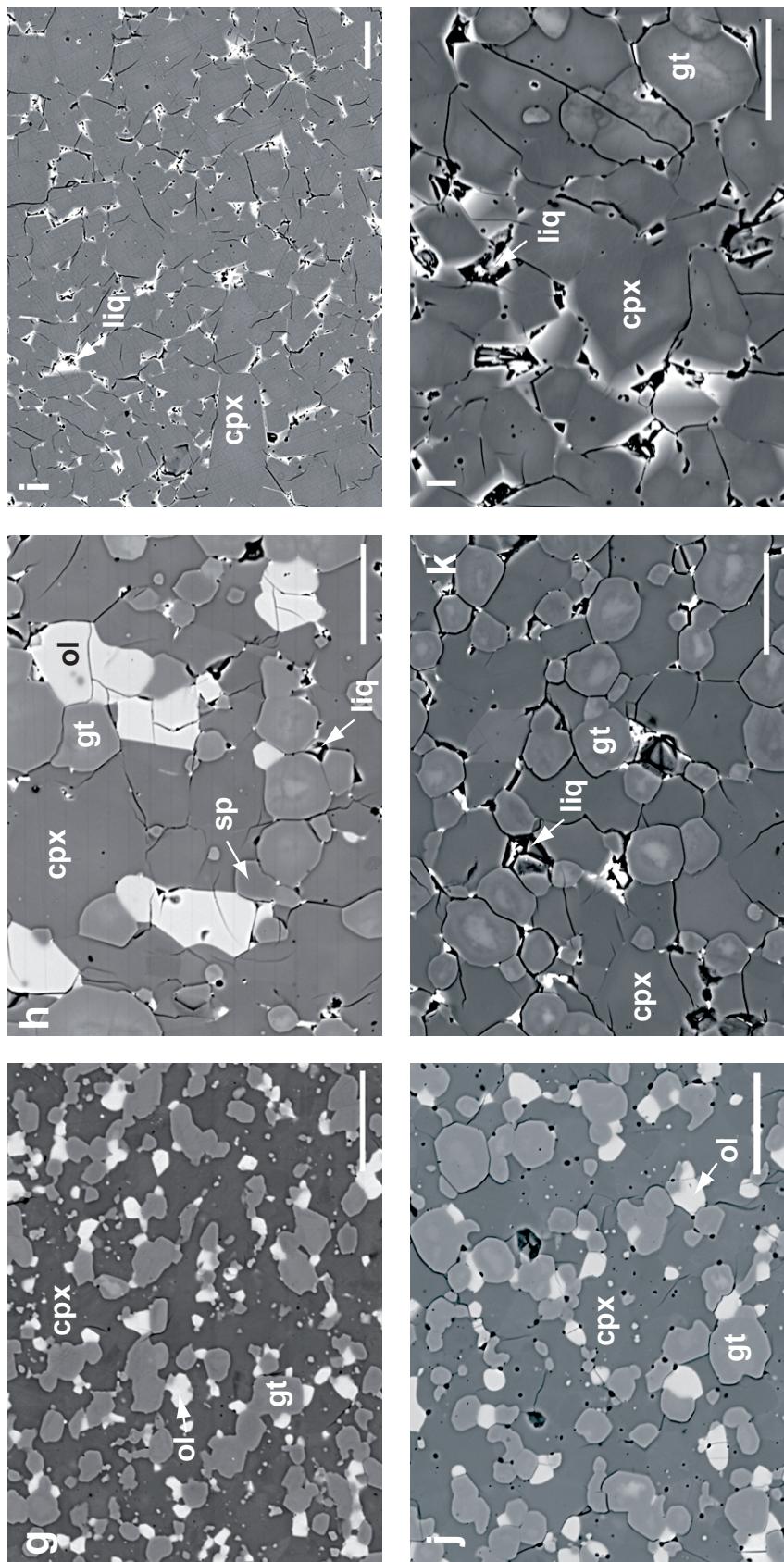


Figure III.11 Images MEB en électrons rétrodiffusés illustrant les textures et les assemblages de phases des expériences sur M7-16. **a-c** Expériences à 1 GPa : 1165°C (a, 16-D1 – F ~ 0%), 1185°C (b, 16-F1 – F ~ 14%) et 1250°C (c, 16-B1 – F ~ 3%). **d-f** Expériences à 1.5 GPa : 1230°C (d, 16-D2 – F ~ 63%), 1250°C (e, 16-A2 – F ~ 9%) et 1310°C (f, 16-C2 – F ~ 60%). **g-i** Expériences à 2 GPa : 1250°C (g, 16-E3 – F ~ 0%), 1330°C (h, 16-A3 – F ~ 16%) et 1375°C (i, 16-C3 – F ~ 51%). **j-l** Expériences à 2.5 GPa : 1325°C (j, 16-D4 – F ~ 0%), 1400°C (k, 16-A4b – F ~ 22%) et 1425°C (l, 16-C4 – F ~ 39%). Barres d'échelle : 20 µm.

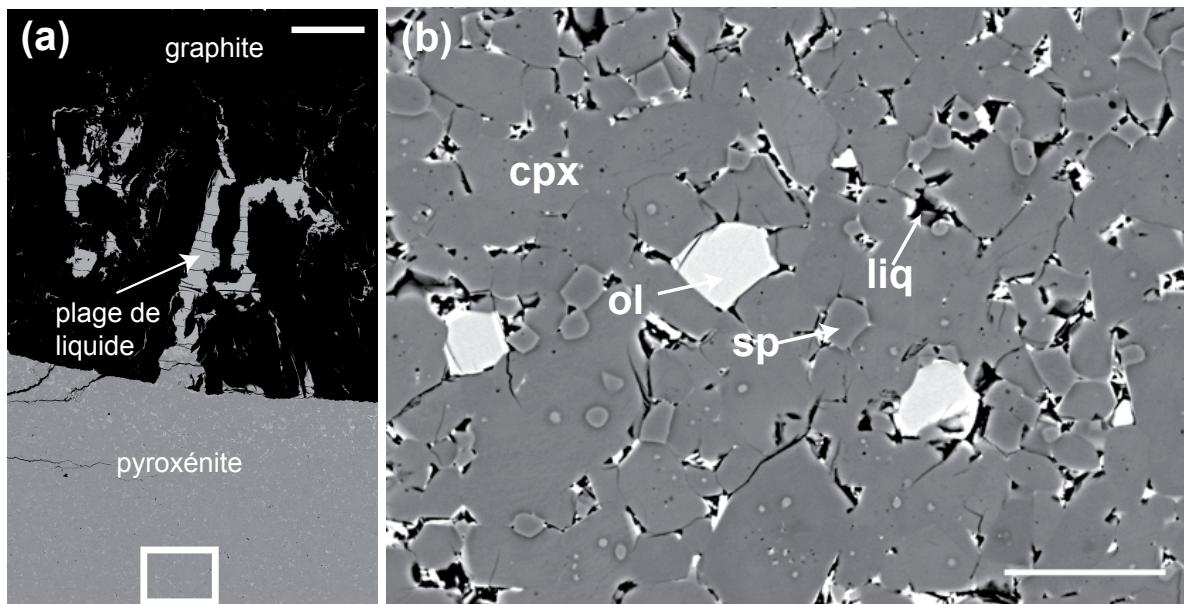


Figure III.12 (a) Image MEB en électrons rétrodiffusés d'un microdike bien développé dans l'expérience 16-A2 avec une large plage de verre facilement analysable. Le rectangle blanc situé environ 300 µm sous le microdike correspond à la zone où les phases cristallines ont été analysées. (b) agrandissement du rectangle blanc montrant la texture de la pyroxénite partiellement fondu et la faible fraction de liquide interstitiel ($F \sim 9\%$). Barres d'échelle : 100 µm dans (a), 20 µm dans (b).

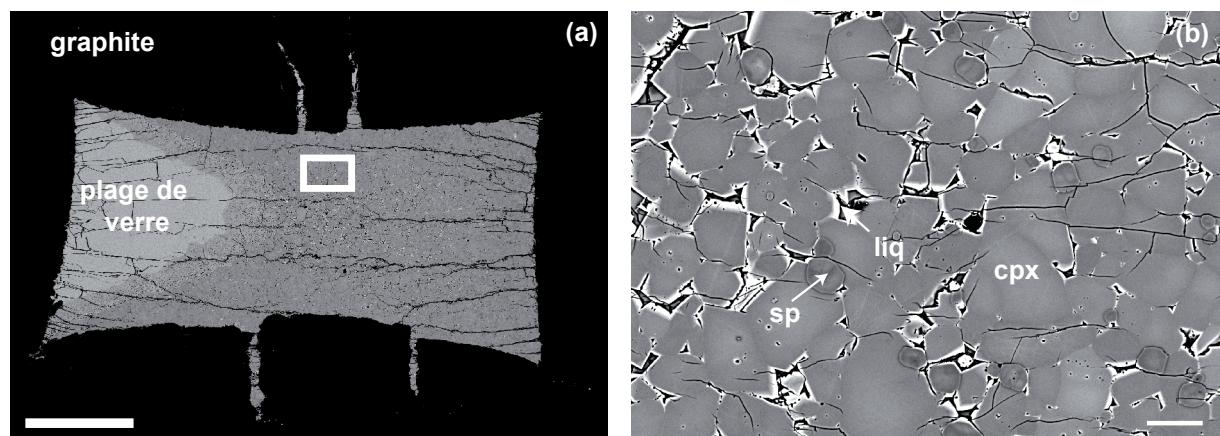


Figure III.13 Images MEB en électrons rétrodiffusés illustrant le phénomène de migration thermique. (a) Section longitudinale de l'échantillon 16-C3 (2 GPa – 1375°C – $F \sim 50.7\%$). Le liquide est concentré sur un côté de l'échantillon. Le rectangle blanc correspond à la zone où l'image (b) a été prise. (b) Vue de détail du «cumulat» : malgré un taux global de fusion élevé dans l'expérience 16-C3 (50.7%), le liquide n'est présent ici que sous forme de petites plages de liquide interstitielles. Barres d'échelle : 500 µm dans (a), 20 µm dans (b).

Dans la plupart des expériences, les phases cristallines sont distribuées de manière uniforme à l'intérieur de la charge (ou à l'intérieur des zones enrichies en cristaux lorsqu'il y a eu migration thermique). Dans de rares cas, on observe une forme de ségrégation au sein des différentes phases cristallines. C'est le cas, par exemple, de l'échantillon 40-E1 dans lequel les cristaux de plagioclase ($\sim 12\% \text{ pds}$) sont localisés dans la zone froide de l'échantillon, au sommet de la charge (Figure III.14). Mon interprétation de cette structure interne particulière est que la fourchette de température dans la charge chevauche la température de disparition du plagioclase dans le résidu.

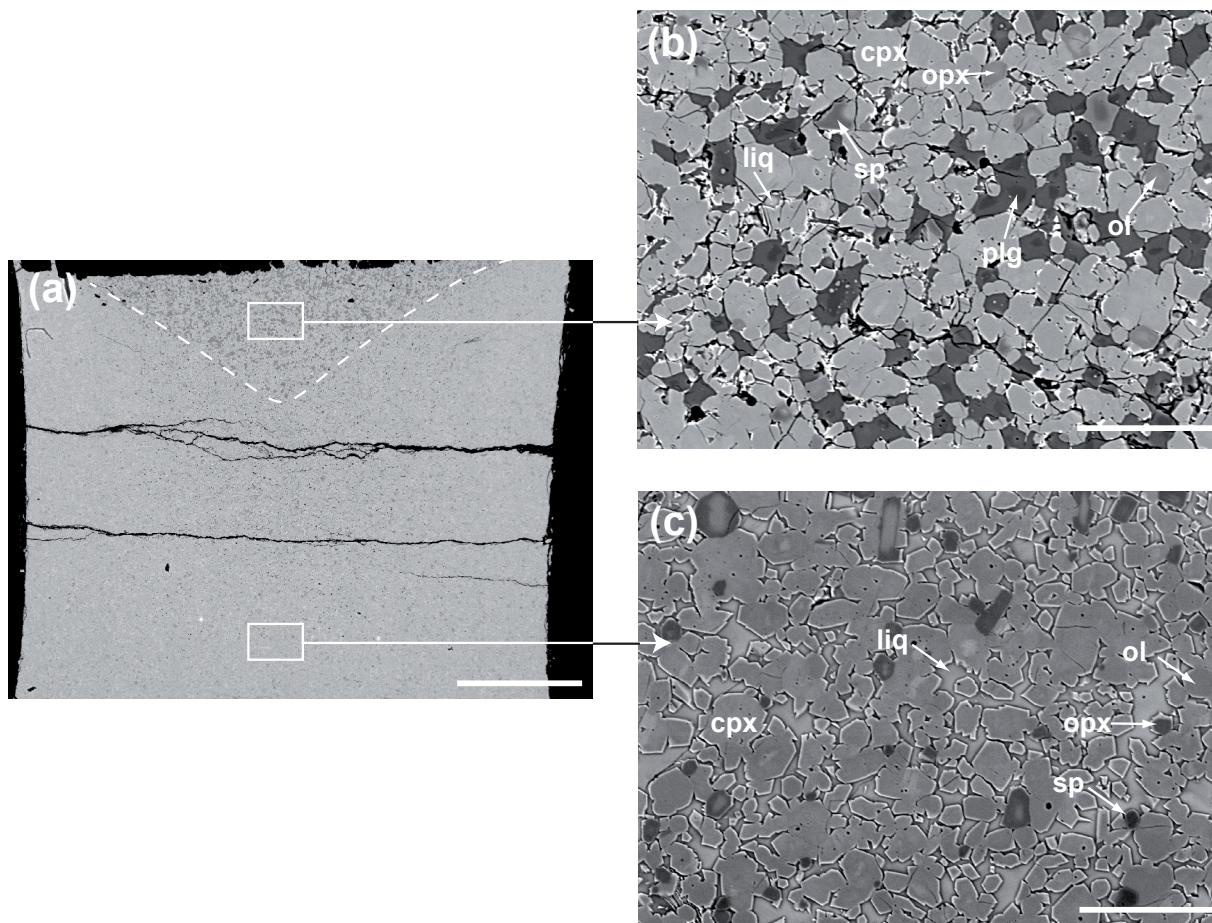


Figure III.14 (a) Image MEB en électrons rétrodiffusés de la section longitudinale de l'échantillon 40-E1 (1 GPa – 1240°C – $F \sim 39\%$). La fourchette de température dans la charge chevauche la température de disparition du plagioclase dans le résidu : les cristaux de plagioclase ($\sim 12\% \text{ pds}$) sont localisés au sommet de la charge. La ligne en tirets blancs localise l'isograde «plagioclase-out». (b) Vue de détail de la zone à plagioclase. (c) Vue de détail de la zone sans plagioclase. Barres d'échelle : 500 µm dans (a), 50 µm dans (b) et (c).

III.3.2 Diagrammes de phases

Les diagrammes de phases et les compositions modales pour les trois compositions de départ sont donnés dans les Figures III.15-16 (M5-103), III.17-18 (M5-40) et III.19-20 (M7-16).

III.3.2.1 M5-103

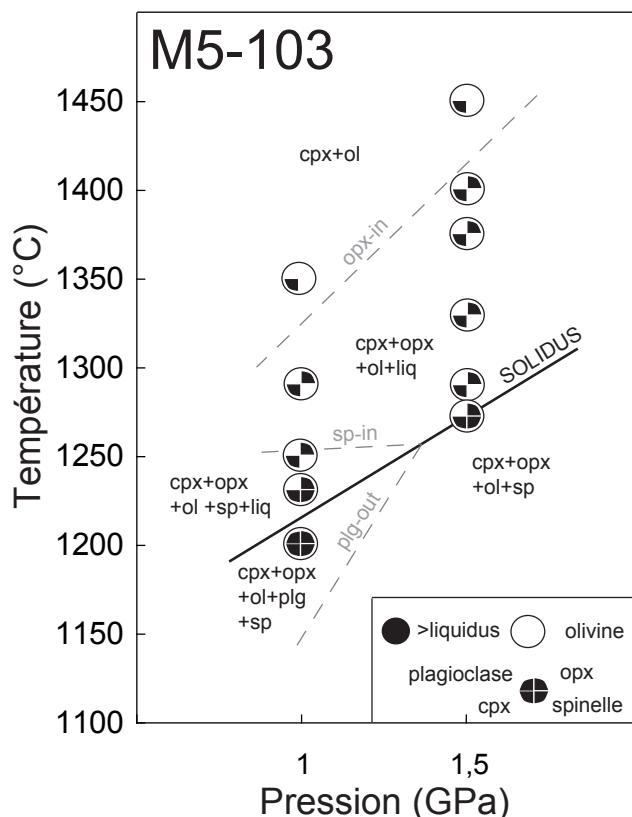


Figure III.15 Diagramme de phases pour la composition M5-103 : données expérimentales ; *ronds pleins* : expériences superliquidus. Les lignes grises en pointillés correspondent à l'interprétation des limites de stabilité des phases

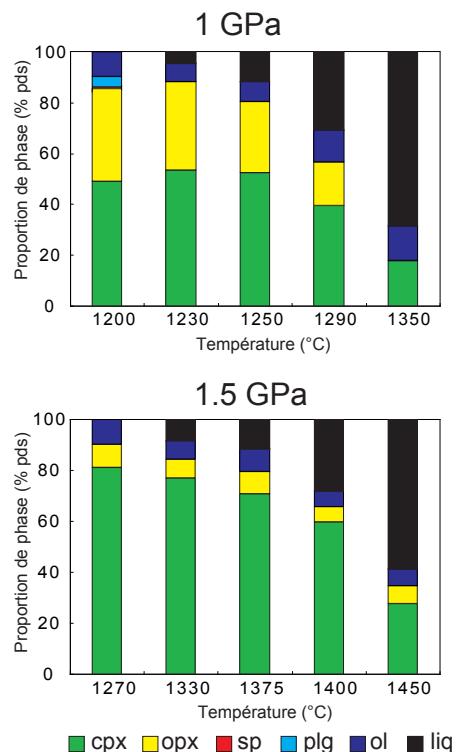


Figure III.16 Evolution des proportions de phases en fonction de P et T dans la composition de départ M5-103. Couleurs : vert, cpx ; jaune, opx ; rouge, sp ; bleu clair, plg ; bleu foncé, ol ; noir, liquide.

A 1 GPa, l'assemblage subsolidus est composé de cpx (~49%), opx (~37%), ol (~10%), plg (~4%) et sp (< 1%). Le plg est absent au-dessus du solidus et le sp disparaît entre 1230°C et 1250°C. L'opx est observé jusqu'à 1400°C et l'ol et le cpx sont présents sur tout l'intervalle de température étudié. A partir de 1.5 GPa, le plg et le sp ne sont plus stables et l'assemblage proche du solidus est cpx (~63%), opx (~29%) et ol (~7%). L'opx est présent jusqu'à 1400°C et l'olivine et le cpx jusqu'au moins 1450°C. Avec le degré de fusion, la proportion d'olivine augmente et les proportions des cpx et opx diminuent.

III.3.2.2 M5-40

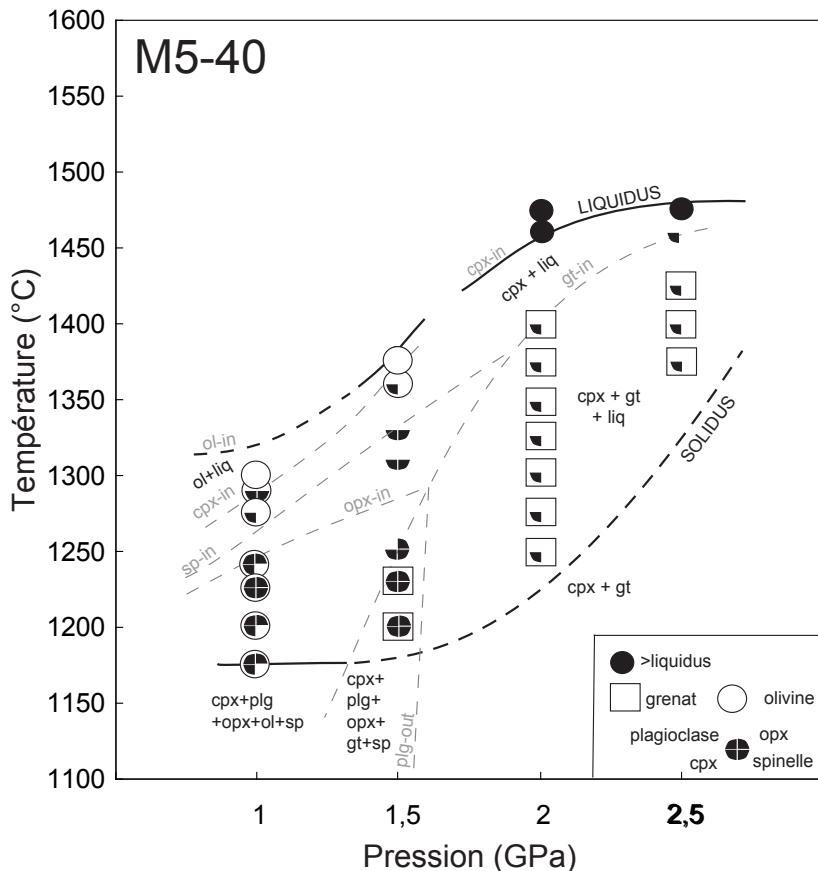
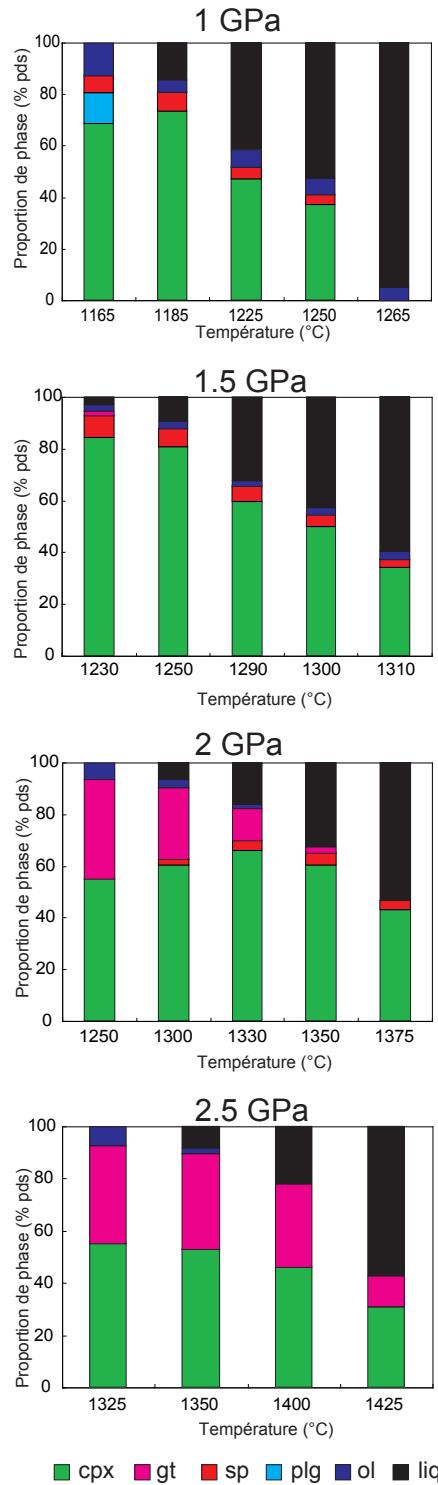
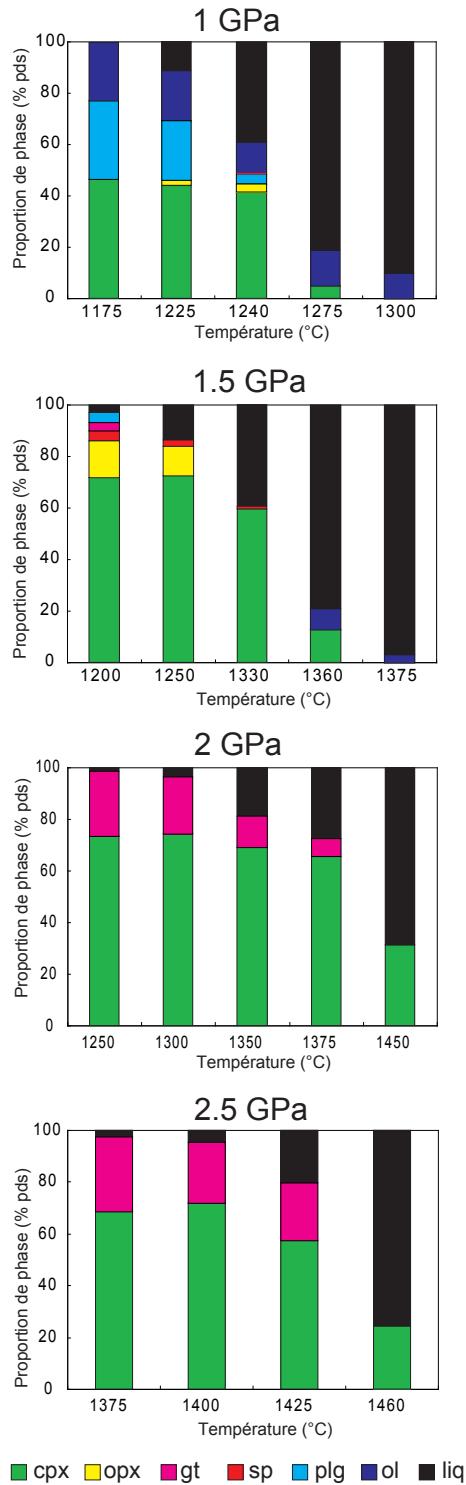


Figure III.17

Diagramme de phases pour la composition M5-40 : données expérimentales ; *ronds pleins* : expériences superliquides. Les lignes grises en pointillés correspondent à l'interprétation des limites de stabilité des phases

A 1 GPa, l'assemblage subsolidus est cpx (~46%), plg (~31%), ol (~23%) et opx (< 1%). Le plg et l'opx sont présents dans l'assemblage résiduel jusqu'à 1240°C et le cpx disparaît au-dessus de 1290°C. Du sp est observé à 1240°C mais il n'est pas observé à plus basse température. Il est peut-être présent mais sa faible proportion modale (< 0.5 %) rend sa localisation difficile. Cependant, la présence de traces de sp a un effet négligeable sur les bilans de masse, comme l'indiquent les faibles résidus quadratiques obtenus dans ces expériences (0.21-0.32 ; Tableau III.2). A 1.5 GPa, le grenat devient stable et l'assemblage proche du solidus est cpx (~71%), opx (~14%), sp (~4%), plg (~4%) et gt (~3%). Le gt et le plg sont rapidement consommés. L'opx, le sp et le cpx sont présents jusqu'à 1290°C, 1330°C et 1360°C, respectivement. L'ol apparaît à 1360°C et le liquide est à l'équilibre avec l'ol seule à 1375°C. A partir de 2 GPa, l'opx, l'ol et le sp ne sont plus stables et l'assemblage proche du solidus est cpx (~74%) et gt (~25%). La proportion de gt au solidus augmente légèrement entre 2 et 2.5 GPa et l'assemblage proche du solidus à 2.5 GPa est cpx (~69%) et gt (~29%). Le gt est présent jusqu'à 1375°C à 2 GPa et 1425°C à 2.5 GPa. Le cpx est la phase liquidus à ces pressions.

III.3 Etude expérimentale



III.3.2.3 M7-16

A 1 GPa, l'assemblage subsolidus est cpx (~ 69%), ol (~ 13%), plg (~ 12%) et sp (~ 7%). Le plg est absent au-dessus du solidus. Le cpx et le sp sont présents jusqu'à 1250°C ; l'ol est la phase liquidus. A 1.5 GPa, l'assemblage proche du solidus est cpx (~ 84%), sp (~ 9%), ol (~ 3%) et gt (~ 2%). Le gt disparaît rapidement ($T < 1250^\circ\text{C}$) et les autres phases restent présentes sur l'intervalle de température étudié (jusqu'à 1310°C). A 2 GPa, la proportion de gt augmente fortement et l'assemblage subsolidus est cpx (~ 55%), gt (~ 38%) et ol (~ 7%). Au-dessus du solidus, le sp apparaît et reste présent jusqu'à 1375°C. L'ol et le gt disparaissent au-dessus de 1330°C et 1350°C, respectivement. A 2.5 GPa, l'assemblage subsolidus est quasiment identique à celui de 2 GPa : cpx (~ 55%), gt (~ 37%) et ol (~ 8%). L'ol et le gt disparaissent au-dessus de 1350°C et 1425°C respectivement.

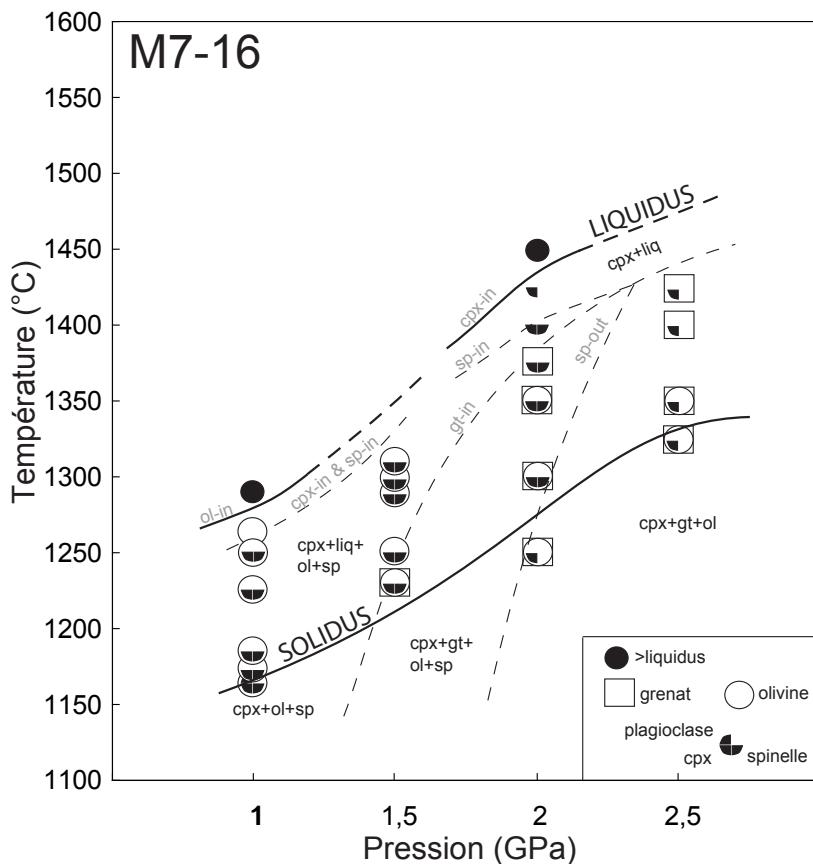


Figure III.19

Diagramme de phases pour la composition M7-16 : données expérimentales ; *ronds pleins* : expériences superliquidus. Les lignes grises en pointillés correspondent à l'interprétation des limites de stabilité des phases

III.3.2.4 Résumé

A basse pression et basse température, l'assemblage caractéristique des pyroxénites est cpx + ol + plg et/ou sp. La présence d'opx dépend de la composition de la roche. Pour les compositions proches du plan de saturation en silice (Figure III.4), comme M5-103, l'opx est la seconde phase constituante du système. Pour des compositions proches du plan critique de sous-saturation en silice des basaltes, comme M5-40, l'opx est présent en faible quantité pour F

< 40%. Enfin, pour les compositions à néphéline normative telles que M7-16, l’opx est absent. A plus haute pression (≥ 2 GPa), l’opx n’est plus stable et le plg et le sp sont progressivement remplacés par le gt. L’assemblage principal devient cpx + gt.

Bien que le liquidus ne soit pas atteint dans toutes les séries expérimentales, les données suggèrent que l’ol est la phase liquidus pour les 3 compositions à 1 et 1.5 GPa (Tableau III.2). En effet, à 1.5 GPa, le liquide coexiste seul avec l’ol dans M5-40 à partir de 1375°C. De la même manière, à 1 GPa, le liquide coexiste seul avec l’ol dans M7-16 à partir de 1265°C. De plus, avec l’augmentation du taux de fusion, les assemblages résiduels de M5-103 à 1 et 1.5 GPa et de M7-16 à 1.5 GPa voient leur rapport ol/cpx augmenter. A plus hautes pressions (2 et 2.5 GPa), le cpx devient la phase liquidus de M5-40 et M7-16 (Tableau III.2).

III.3.3 Températures de solidus et de liquidus

La Figure III.21a montre l’évolution de la fraction massique de liquide au cours de la fusion des pyroxénites M5-103, M5-40 et M7-16. Les températures de solidus (T_s) de nos séries d’expériences ont été déterminées par extrapolation linéaire des données expérimentales jusqu’à $F = 0$ % pds. Comme l’augmentation de la fraction liquide avec la température n’est pas linéaire sur l’ensemble de l’intervalle de fusion, l’extrapolation a été faite sur un intervalle de température restreint au dessus du solidus dans lequel la nature des phases en présence et donc la réaction de fusion (voir ci-dessous) ne changent pas. Le Tableau III.3 et la Figure III.22 donnent les températures de solidus des trois compositions en fonction de la pression. Globalement, les T_s augmentent d’environ 1160-1220°C à 1 GPa à 1315-1325°C à 2.5 GPa. Dans le détail, on observe que les évolutions diffèrent en fonction de la composition. Alors que la T_s de M7-16 augmente de façon quasi-linéaire avec la pression, la T_s de M5-40 augmente d’abord lentement entre 1 et 2 GPa, puis plus brutalement entre 2 et 2.5 GPa. Ainsi, la T_s de M5-40 est supérieure à celle de M7-16 à 1 GPa et 2.5 GPa, et inférieure à 1.5 et 2 GPa. La composition M5-103 n’a été étudiée qu’à 1 et 1.5 GPa mais les résultats suggèrent que ses T_s sont supérieures à celles des deux autres pyroxénites quelle que soit la pression.

Les températures de liquidus (T_L) ne sont pas atteintes dans toutes les séries. Notamment, elles n’ont pas été déterminées pour M5-103 à 1 et 1.5 GPa, pour M5-40 à 1 GPa et pour M7-16 à 1.5 et 2.5 GPa (Figure III.21a). J’ai donc estimé les T_L par extrapolation linéaire de la pente F vs. T sur la Figure III.21a. Les T_L estimées sont proches de 1400°C et de 1530°C pour M5-103 à 1 GPa et 1.5 GPa, respectivement, de 1350°C pour M7-16 à 1.5 GPa, et de 1330°C pour M5-40 à 1 GPa. La T_L mesurée expérimentalement est comprise entre 1265°C et 1290°C pour M7-16 à 1 GPa et est égale à 1375°C pour M5-40 à 1.5 GPa. A 2 GPa, les températures

III. Relations de fusion des pyroxénites

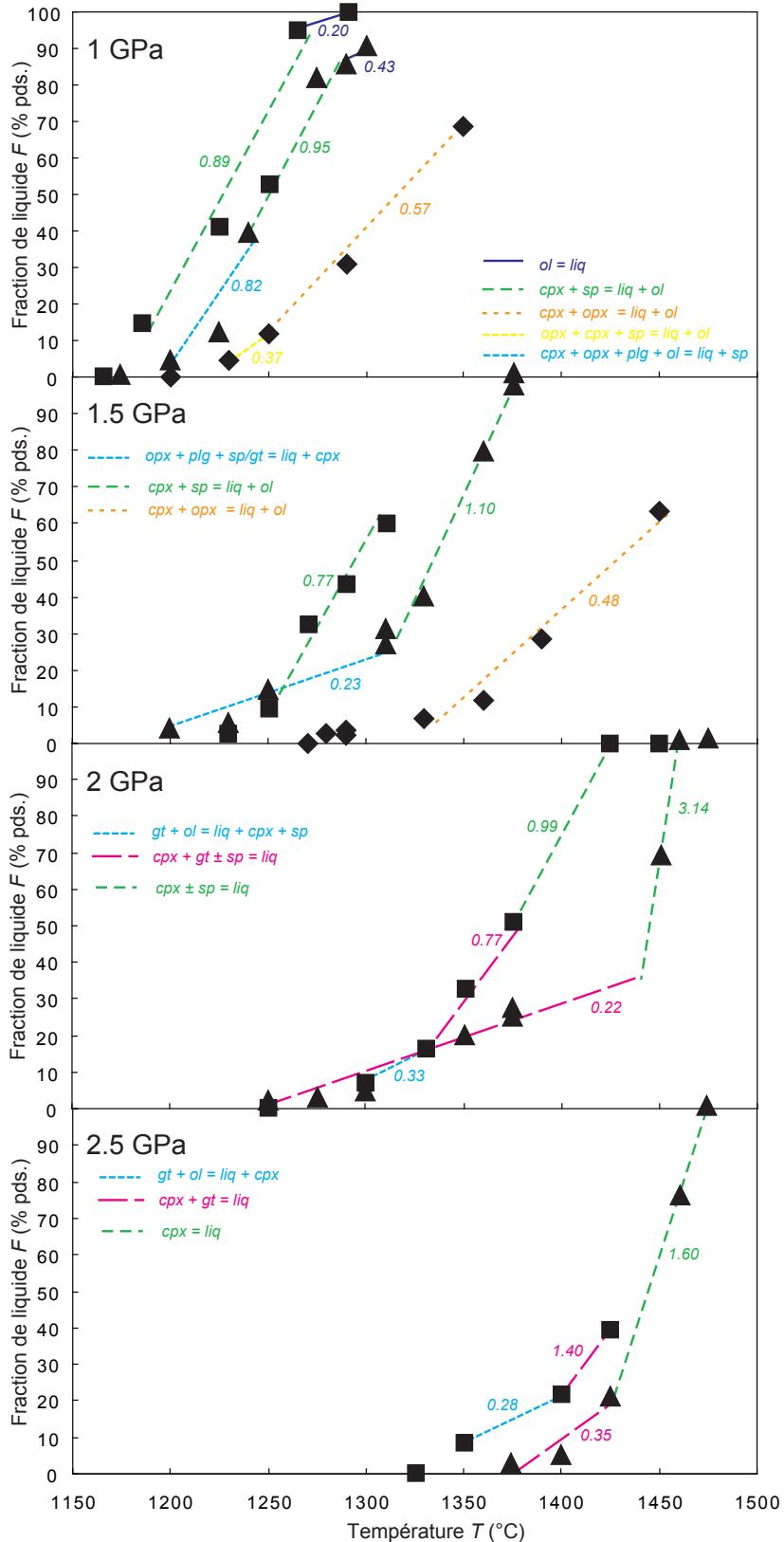


Figure III.21 Fraction de liquide en fonction de la température dans les expériences à 1, 1.5, 2 et 2.5 GPa pour les pyroxénites M5-103 (losanges), M5-40 (triangles) et M7-16 (carrés). Les barres d'erreur sur F sont plus petites que les symboles (Tableau III.2). Les lignes relient les points où la réaction de fusion est la même. Les ruptures de pente correspondent à des changements de réaction de fusion. Les correspondances entre les lignes et les réactions de fusion sont indiquées sur la figure. Les chiffres en italiques indiquent la productivité (dF/dT) correspondante en % pds/°C.

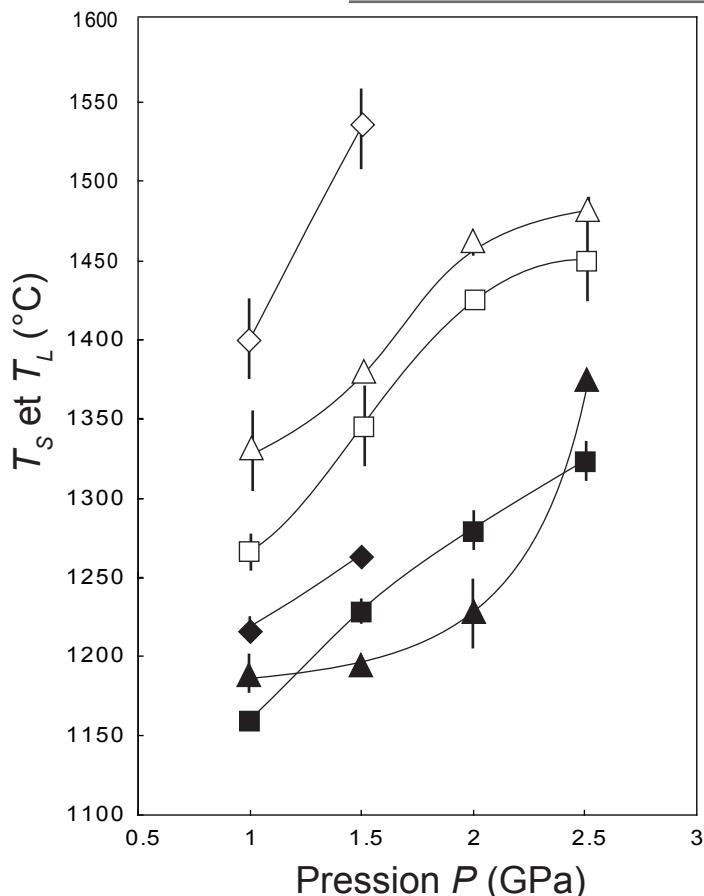


Figure III.22 Températures de solidus (T_s – symboles pleins) et températures de liquidus (T_L – symboles ouverts) des pyroxénites M5-103 (losanges), M5-40 (triangles) et M7-16 (carrés) déterminées expérimentalement. L'erreur sur les T_L déterminées par extrapolation linéaire a été fixée à $\pm 25^\circ\text{C}$. Quand il n'y a pas de barre d'erreur, cette dernière est plus petite que le symbole.

III.3.4 Réactions de fusion et productivités isobares

III.3.4.1 Proportions des phases et réactions de fusion

La Figure III.23 montre l'évolution des proportions des phases cristallines en fonction de la fraction massique de liquide au cours de la fusion des pyroxénites M5-103, M5-40 et M7-16. Les phases solides dont la proportion diminue au cours de la fusion sont celles qui sont consommées dans la réaction de fusion, et celles dont la proportion augmente sont celles qui sont produites. Dans ce type de représentation, les pentes des droites de régression, calculées sur l'intervalle de stabilité d'un assemblage solide donné, correspondent aux coefficients de la réaction de fusion (Baker et Stolper, 1994 ; Pickering-Witter et Johnston, 2000). Considérons par exemple la composition M7-16 à 1 GPa, et plus spécialement l'intervalle sur lequel le liquide est à l'équilibre avec l'assemblage cpx + ol + sp (soit de moins de 14 % de fusion à environ 80-90%, par extrapolation des points expérimentaux). D'après les pentes dans la Figure III.23, on

de liquidus de M5-40 et M7-16 sont proches de 1460°C et 1425°C , respectivement. A 2.5 GPa, la T_L de M7-16 est estimée à 1450°C et la T_L de M5-40 est proche de 1475°C . Malgré des différences de T_L significatives en fonction de la composition, les évolutions des T_L en fonction de la pression sont assez semblables dans les trois compositions (Figure III.22). Ceci est cohérent avec les relations de phases au liquidus similaires entre les trois compositions.

III. Relations de fusion des pyroxénites

Tableau III.3 Températures de solidus (T_s), intervalles de fusion ($T_l - T_s$) et réactions de fusion des trois pyroxénites à chaque pression (P)

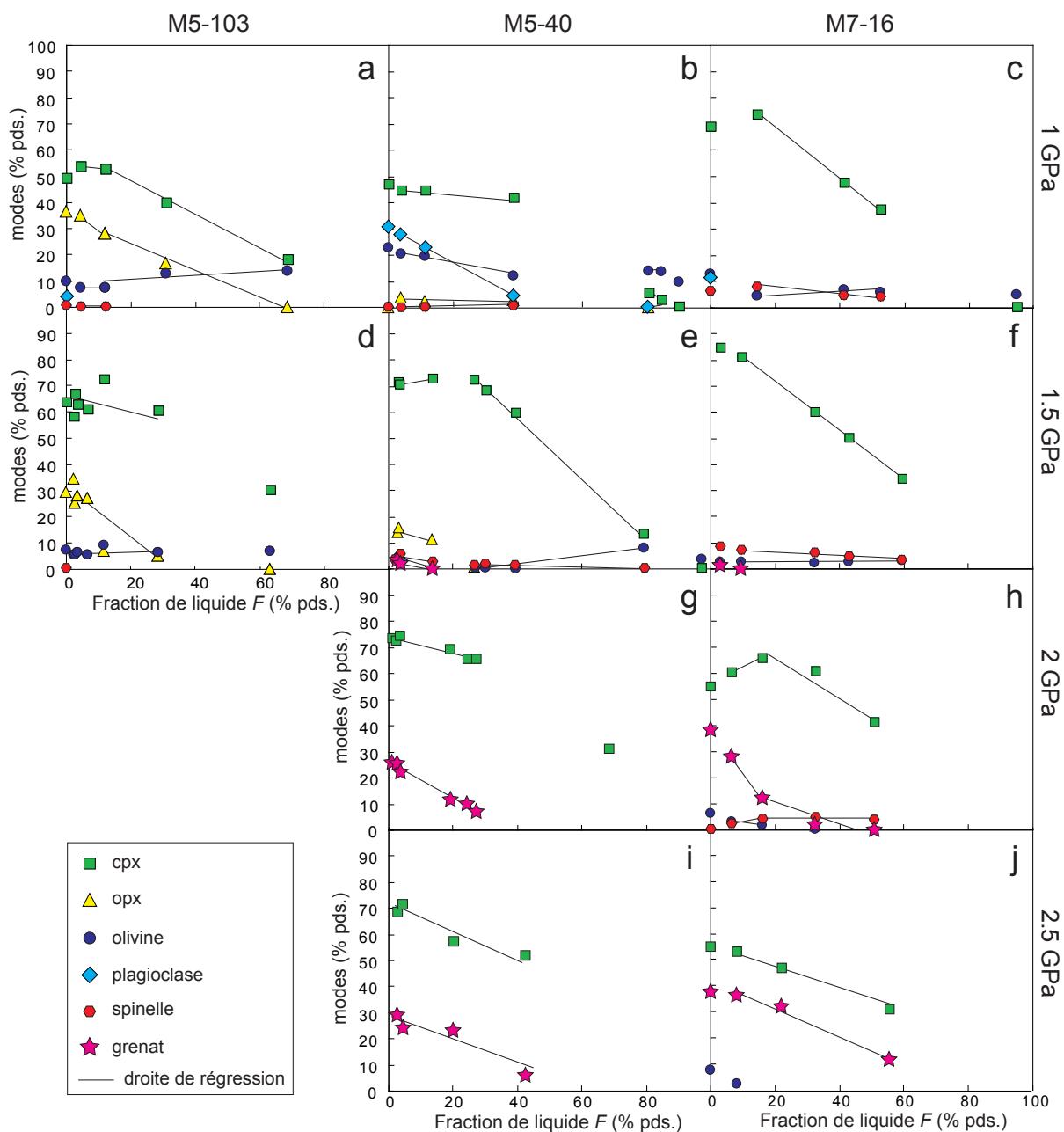
P (GPa)	M5-103 (Na2O + K2O = 0.73 % pds. ; Mg# = 89.8)			M5-40 (Na2O + K2O = 1.71 % pds. ; Mg# = 76.7)			M7-16 (Na2O + K2O = 0.78 % pds. ; Mg# = 60.6)		
	T_s^a (°C)	$T_l - T_s$ (°C)	Réaction de fusion ^b	T_s^a (°C)	$T_l - T_s$ (°C)	Réaction de fusion ^b	T_s^a (°C)	$T_l - T_s$ (°C)	Réaction de fusion ^b
1	1221	183	du solidus au sp-out 0.20 cpx + 0.93 opx + 0.01 sp = 1 liq + 0.05 ol	1187	144	du solidus au plg-out 0.05 ol	1159	108	du plg-out au cpx-out 0.08(1) cpx + 0.01(4) opx + 0.25(2) ol + 0.68(1) plg = 1 liq + 0.01(0) sp
1.5	1272	260	du solidus à l'opx-out 0.61(2) cpx + 0.49(3) opx = 1 liq + 0.10(6) ol	1193	185	de l'opx-out au cpx-out 1.18 cpx = 1 liq + 0.12 sp + 0.06 ol	1222	125	du gt-out à F ~ 60 % 0.95(2) cpx + 0.10(1) sp = 1 liq + 0.05(3) ol
2			0.14 (20) cpx + 0.87(19) opx = 1 liq + 0.01(3) ol	1226	234	du solidus au gt-out 0.32(7) cpx + 0.68(7) gt = 1 liq	1280	145	du solidus à l'ol-out 0.36(15) opx + 0.34(5) plg + 0.21(15) sp + 0.24(11) gt = 1 liq + 0.19(9) cpx de l'opx-out au sp-out 1.13(4) cpx + 0.03(1) sp = 1 liq + 0.16(4) ol 0.93(1) cpx + 0.08(3) sp = 1 liq + 0.01(2) ol
2.5				1374	161	du solidus au gt-out 0.47(17) cpx + 0.53(17) gt = 1 liq	1324	126	du solidus au gt-out 0.45(5) cpx + 0.56(5) gt = 1 liq

Les expériences subsolidus n'ont pas été prises en compte dans les calculs.

^a La température de solidus a été calculée par extrapolation linéaire sur l'intervalle de température où les phases en présences ne changent pas.

^b Les équations de fusion ont été calculées avec la méthode de Pickering-Witter et Johnston (2000) : les équations ont été estimées pour des intervalles où les phases en présence ne changent pas et les coefficients de réaction sont calculés à partir de la pente de la fraction massique des phases cristallines en fonction de la fraction massique de liquide (voir Figure III.23).

voit que la réaction de fusion consomme beaucoup de cpx, un peu de sp, et qu'elle produit un peu d'ol : $0.95(2)$ cpx + $0.10(1)$ sp = 1 liq + $0.05(3)$ ol. La disparition d'une phase solide s'accompagne souvent d'une variation des pentes d'évolution des autres phases solides, ce qui signale un changement de la réaction de fusion. Dans la composition M5-40 à 1.5 GPa, par exemple, on constate que le cpx est un produit de la réaction de fusion (pente légèrement positive) aux faibles degrés de fusion quand l'opx est stable et qu'il devient le principal réactif (pente fortement négative) après la disparition de l'opx entre 26 et 30 % de fusion. Le Tableau III.3 résume les réactions de fusion calculées pour chaque composition et à chaque pression. Le calcul des réactions de fusion n'a pas toujours été possible à proximité du solidus à cause de la disparition successive de plusieurs phases sur un petit intervalle de degrés de fusion.



Réactions de fusion à 1 et 1.5 GPa. M5-40 montre une variation importante de la réaction de fusion avec F . L'opx, le plg et le gt, quand ils sont présents, sont les principaux contributeurs à la formation du liquide à proximité du solidus. L'ol est consommée avec le plg en début de fusion. Elle devient ensuite un produit de la réaction après la suppression du plg. Après la suppression de l'opx, la réaction principale est du type $\text{cpx} \pm \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$.

M7-16 présente un même assemblage sur une grande partie de son intervalle de fusion ($\text{liq} + \text{ol} + \text{cpx} + \text{sp}$) et subit également une réaction de fusion du type $\text{cpx} + \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$.

Dans M5-103, l'opx reste stable beaucoup plus longtemps et la réaction est du type $\text{cpx} + \text{opx} \pm \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$. Cette réaction fait intervenir les mêmes minéraux que la réaction de fusion d'une péridotite à ces pressions (e.g., Baker et Stolper, 1994 ; Falloon et al., 2008) mais la proportion d'opx consommée est significativement supérieure dans la fusion de la pyroxénite. Ceci aboutit à une augmentation du rapport cpx/opx dans le résidu pyroxénitique et à la production de wherlite aux forts taux de fusion ; au contraire, le rapport cpx/opx diminue avec F dans les résidus péridotitiques et aboutit à la production d'harzburgite.

Réactions de fusion à 2 et 2.5 GPa. Dans M5-40, les deux seuls minéraux présents sont le cpx et le gt et la réaction est du type $\text{cpx} + \text{gt} = \text{liq}$ jusqu'à la disparition du gt. Avec l'augmentation de pression, la contribution du grenat dans la réaction de fusion diminue à cause de l'augmentation de son volume de phase. L'extrapolation des données montre qu'il disparaît à $F \sim 38\%$ à 2 GPa et à $F \sim 65\%$ à 2.5 GPa.

Dans M7-16, l'ol est présente dans l'assemblage subsolidus et est consommée rapidement avec le grenat pour former du liquide et du cpx. Après la suppression de l'olivine, la réaction devient du type $\text{cpx} + \text{gt} = \text{liq}$. L'extrapolation des données montre que le grenat disparaît à $F \sim 45\%$ à 2 GPa et à $F \sim 78\%$ à 2.5 GPa.

Sur la majorité de l'intervalle de fusion, les réactions sont donc similaires. Néanmoins, quand le gt est présent, sa contribution est généralement plus importante que celle du cpx dans les réactions de fusion de M5-40. Au contraire, pour M7-16, une fois l'olivine consommée, le cpx est le minéral prédominant dans les réactions de fusion.

Figure III.23 Pourcentages pondéraux des phases résiduelles en fonction de la fraction de liquide F dans les expériences de fusion des pyroxénites M5-103, M5-40 et M7-16. Les lignes sont les droites de régression utilisées pour calculer les coefficients des réactions de fusion dans le Tableau III.3. Les couleurs sont les mêmes que dans les Figures III.16, 18 et 20. Les carrés correspondent au cpx, les triangles à l'opx, les cercles à l'olivine, les losanges au plagioclase, les hexagones au spinelle et les étoiles au grenat. Les incertitudes sur les pourcentages de phase sont données dans le Tableau III.2.

Synthèse. Pour les trois compositions, à une pression donnée, la contribution du cpx dans la réaction de fusion augmente avec le taux de fusion. Néanmoins, alors qu'à relativement basse pression (1 et 1.5 GPa) on observe des comportements contrastés (principalement en fonction de la quantité d'opx et du plg dans l'assemblage minéralogique subsolidus), à haute pression, une homogénéisation des réactions de fusion a lieu. De manière schématique, la Figure III.23 et du Tableau III.3 montrent que :

(1) à 1 et 1.5 GPa, la principale réaction mise en jeu — après la disparition de l'opx, du plg et/ou du gt — est du type : $\text{cpx} + \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$. La consommation importante de cpx et la production d'ol conduisent à une diminution rapide du rapport cpx/ol dans le résidu, puis à la disparition du cpx : l'ol est la phase au liquidus.

(2) La principale réaction mise en jeu à 2 et 2.5 GPa est du type : $\text{cpx} + \text{gt} = \text{liq}$. Les proportions relatives de cpx et de gt consommées dans cette réaction varient en fonction de la pression et la composition ; comme le mode initial du gt est toujours nettement inférieur à celui du cpx, le gt disparaît avant le cpx qui est la phase au liquidus.

III.3.4.2 Productivités isobares

Dans ce qui suit, je considérerai que la productivité est constante quand les phases en présence ne changent pas, c-à-d., que pour un assemblage minéralogique donné, l'évolution de F en fonction de T est linéaire. Par conséquent, la productivité isobare correspond à la pente des droites du degré de fusion F en fonction de la température dans la Figure III.21a. Chaque rupture de pente correspond à un changement d'assemblage minéralogique et donc de réaction de fusion (Figure III.23 ; Tableau III.3) et productivité.

M5-40. A 1.5, 2 et 2.5 GPa, la productivité augmente fortement quand on change de réaction de fusion. Elle est maximale pour la réaction $\text{cpx} + \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$ à 1.5 GPa (1.10 %/°C) et pour la réaction $\text{cpx} = \text{liq}$ à 2 et 2.5 GPa (3.14 et 1.60 %/°C, respectivement). A 1 GPa, la productivité initiale est beaucoup plus forte qu'aux pressions plus élevées (0.82 %/°C à 1 GPa contre 0.33-0.35 %/°C entre 1.5 et 2.5 GPa) à cause d'une proportion non négligeable de plg dans l'assemblage subsolidus. En effet, Falloon et al. (2008) ont montré que la productivité d'une péridotite à plg est deux fois plus importante que celle d'une péridotite à sp. La productivité est toujours maximale lors de la réaction $\text{cpx} + \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$ (0.95 %/°C) mais elle diminue nettement à haute température lorsque la réaction devient $\text{ol} = \text{liq}$ (0.43%/°C).

M7-16. Comme pour M5-40, à 2 et 2.5 GPa, la productivité initiale est faible (0.33 et 0.28%/°C), puis elle augmente après la disparition de l'ol. A 2 GPa, la productivité atteint sa valeur maximale après la disparition du gt : 0.99 %/°C dans le domaine de la réaction $\text{cpx} + \text{sp} = \text{liq}$. A 1.5 GPa, les données ne permettent pas de calculer la productivité juste au dessus du solidus ; sur la partie principale de l'intervalle de fusion, la productivité est élevée (0.77%/°C) et correspond à la réaction $\text{cpx} + \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$. Enfin, à 1 GPa, la productivité est élevée dans le domaine de la réaction $\text{cpx} + \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$, puis elle chute à haute température lors de la réaction $\text{ol} = \text{liq}$ (0.2%/°C).

M5-103. A 1.5 GPa, la productivité initiale est extrêmement faible (0.02-0.10%/°C) puis elle augmente jusque 0.48%/°C lors de la réaction $\text{cpx} + \text{opx} = \text{liq} + \text{ol}$. Cette productivité est ~ 1.4 fois plus forte que la productivité de la péridotite à sp MM3 à la même pression (Falloon et al., 2008). A 1 GPa on observe une légère augmentation de la productivité avec la disparition du sp qui passe de 0.37%/°C à 0.57%/°C. La productivité est donc respectivement ~ 1.9 fois et ~ 2.9 fois plus forte que celle de MM3 à 1 GPa (0.19%/°C ; Baker et Stolper, 1994).

Synthèse. Les productivités initiales sont très variables en fonction de l'assemblage subsolids. La présence de plg augmente fortement la productivité de la roche. Quand il est absent, la productivité à faible F est minime par rapport à l'ensemble de l'intervalle de fusion (de 0.02 à 0.33%/°C). La productivité est maximale dans les réactions du type $\text{cpx} \pm \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$ à 1 et 1.5 GPa et du type $\text{cpx} \pm \text{sp} = \text{liq}$ à 2 et 2.5 GPa. La productivité augmente donc avec la contribution du cpx à la réaction de fusion. Parce que le cpx est la phase liquidus à haute pression (2 et 2.5 GPa), la productivité est maximale aux forts F . A 1 GPa, au contraire, le cpx disparaît avant l'ol et sa disparition s'accompagne d'une diminution importante de la productivité de M7-16 et M5-40. L'olivine étant la phase liquidus dans les trois compositions à 1 et 1.5 GPa, on peut s'attendre à ce que les trois compositions subissent une chute de leur productivité en liquide aux forts degrés de fusion, quand la réaction de fusion devient $\text{ol} = \text{liq}$.

III.3.5 Compositions des minéraux

Les compositions et formules structurales de toutes les phases solides sont données en Annexes B et C.

III.3.5.1 Les clinopyroxènes

Le cpx étant le minéral prédominant et omniprésent dans les trois compositions et à toutes les pressions, je détaille ici son évolution compositionnelle en fonction de la pression, de la composition de la roche et du degré de fusion (Figure III.24).

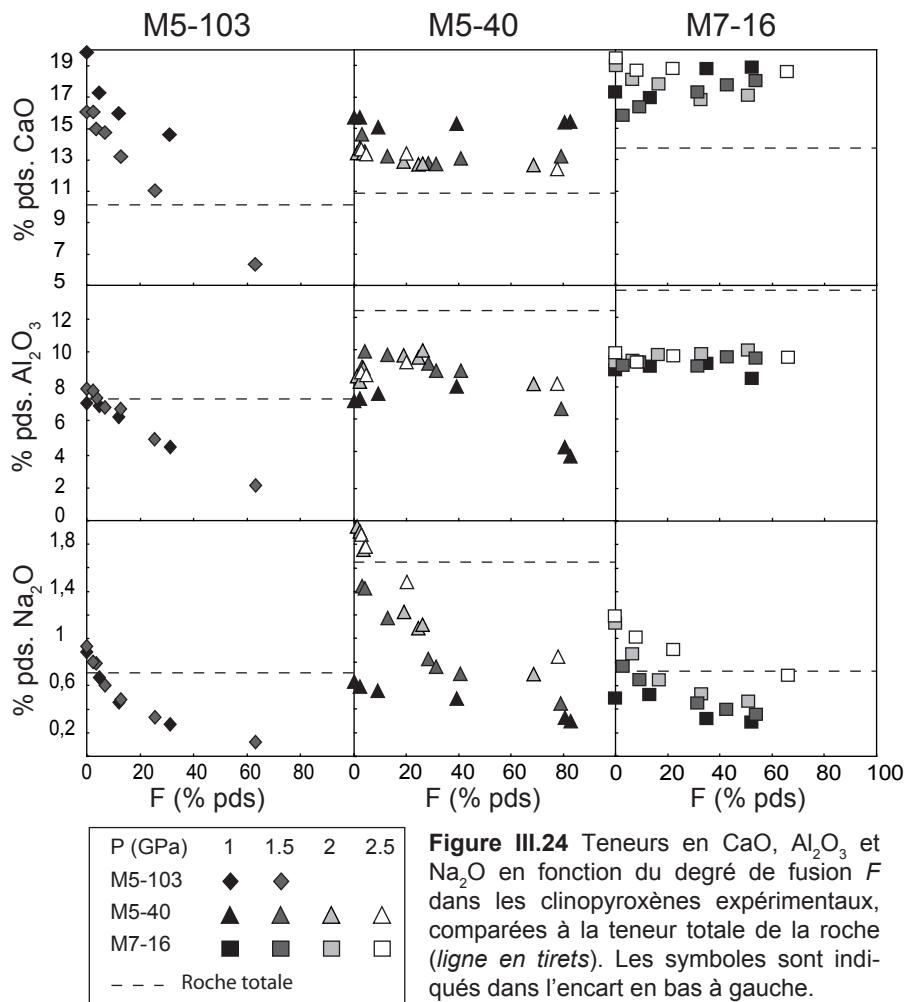


Figure III.24 Teneurs en CaO, Al_2O_3 et Na_2O en fonction du degré de fusion F dans les clinopyroxènes expérimentaux, comparées à la teneur totale de la roche (*ligne en tirets*). Les symboles sont indiqués dans l'encart en bas à gauche.

(1) La teneur en CaO des cpx dans les assemblages subsolidus varie significativement d'une pyroxénite à l'autre mais n'est pas corrélée à la teneur totale de la roche : à 1 GPa, par exemple, la teneur en CaO des cpx subsolidus est de 19.9 % dans M5-103, 15.7 % dans M5-40 et de 17.3 % dans M7-16 et les teneurs totales sont de 10.1, 10.9 et 13.8 % pour M5-103, M5-40 et M7-16, respectivement. L'évolution de la teneur en CaO au cours de la fusion diffère en fonction de la roche. En effet, alors que la teneur en CaO diminue fortement dans les cpx de

M5-103, elle reste constante ou augmente légèrement dans les cpx des assemblages de M5-40 et M7-16. Cette différence de comportement est due à la présence d'une quantité significative d'opx dans l'assemblage de M5-103. En effet, dans les assemblages à deux pyroxènes, le composant wollastonite du cpx diminue avec l'augmentation de la température en relation avec la diminution de l'immiscibilité opx-cpx (Pickering-Witter et Johnston, 2000).

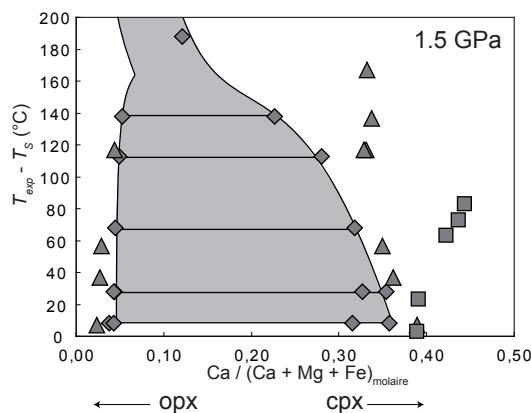


Figure III.25 Variation de la composition des cpx et des opx en fonction de la température dans les expériences à 1.5 GPa : les données expérimentales sont projetées dans le diagramme $T_{\text{exp}} - T_s$ (température expérimentale – température de solvus) vs. rapport molaire Ca / (Ca + Mg + Fe) des pyroxènes. Les pyroxènes des expériences sur M5-103 sont représentés par des losanges, ceux de M5-40 par des triangles et ceux de M7-16 par des carrés. Les lignes pleines connectent les cpx (à droite) et les opx (à gauche) qui coexistent dans les expériences sur M5-103. La zone grisée matérialise l'ampleur de l'immiscibilité des pyroxènes dans les expériences sur M5-103 qui diminue avec l'augmentation de température (Longui et Bertka, 1996).

Ceci est illustré dans la Figure III.25 où les analyses des cpx à 1.5 GPa dans les trois compositions sont tracées dans un diagramme température vs. Ca/(Ca+Mg+Fe). Les compositions du cpx et de l'opx à l'équilibre dans la composition M5-103 évoluent le long des deux branches du solvus, d'où la diminution du composant wollastonite dans le cpx avec l'augmentation de température et son augmentation dans l'opx ; le cpx de plus haute température est de la pigeonite (Longui et Bertka, 1996). Dans la composition M5-40, l'évolution de la composition du cpx avec l'augmentation de la température est marquée d'abord par une diminution du composant wollastonite jusqu'à la disparition de l'opx vers 1310 °C, puis par une quasi constance de ce composant à plus haute température. Enfin, dans l'assemblage sans opx

de M7-16, le composant wollastonite des cpx augmente de manière continue avec la température.

(2) A pression constante, la teneur en Al_2O_3 des cpx dans les assemblages subsolidus reflète la concentration de la roche totale (Tableau III.1). A 1 GPa, elle augmente de 7.0 % dans M5-103, à 7.3 % dans M5-40 et à 8.9 % dans M7-16 pour des teneurs totales de 7.2, 12.4 et 13.7 %, respectivement. Dans M5-40, l'abondance du plagioclase à 1 GPa tamponne la teneur en alumine des cpx des expériences subsolidus et à faibles degrés de fusion à une valeur nettement plus faible qu'aux pressions plus élevées. Au cours de la fusion, l'alumine dans les cpx montre des tendances évolutives fortement variables d'une composition à l'autre : elle diminue régulièrement avec F dans M5-103 ; elle est à peu près constante dans M7-16 ; elle commence par augmenter légèrement dans M5-40, spécialement à 1 GPa, puis elle diminue aux forts degrés de fusion.

(3) La teneur en Na_2O des cpx dépend à la fois de la composition de la roche totale, de la pression et du degré de fusion. L'effet « roche totale » est surtout visible à 1.5 GPa : pour $F \sim 3\%$, Na_2O est égal à 0.74 % dans M5-103, 1.45 % dans M5-40 et 0.76 % dans M7-16, pour des teneurs totales de 0.71, 1.65 et 0.75 %, respectivement. La teneur en Na_2O des cpx augmente avec la pression, en particulier dans M5-40. Cette observation illustre l'augmentation de la compatibilité du Na dans les cpx avec la pression. Les teneurs relativement faibles en Na_2O des cpx de M5-40 à 1 GPa sont dues à l'abondance du plagioclase, qui tamponne les teneurs en alcalins des autres phases dans les expériences à faible degré de fusion. En l'absence de plagioclase, les teneurs en Na_2O des cpx diminuent régulièrement avec l'augmentation de F .

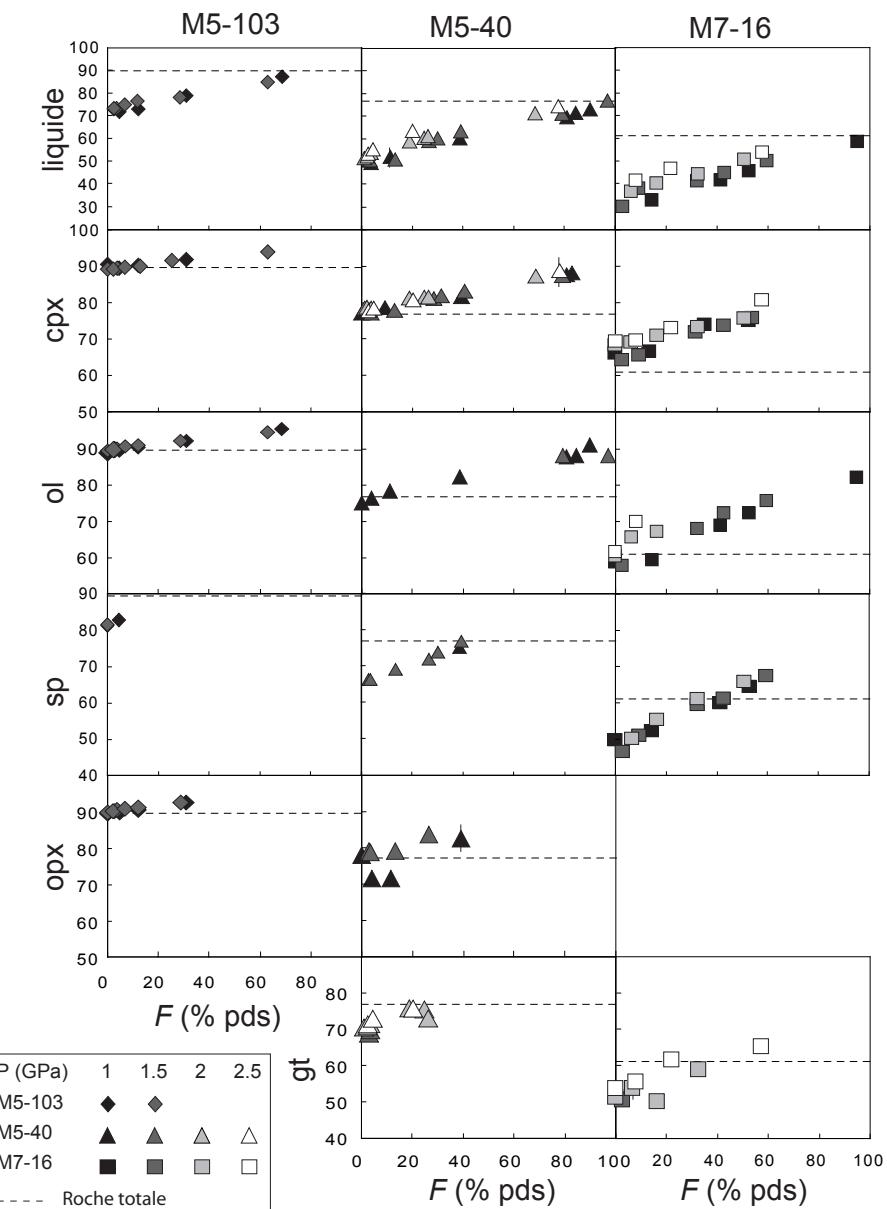


Figure III.26 Evolution du Mg# en fonction du degré de fusion F pour les liquides et les phases solides (cpx, ol, sp, opx et gt), comparées au Mg# de la roche. Les symboles sont indiqués dans l'encart en bas à gauche.

(4) Le Mg# des cpx augmente significativement avec F , il est indépendant de la pression et est fortement corrélé au Mg# de la roche totale (89.8, 76.7 et 60.6 dans M5-103, M5-40 et M7-16, respectivement) : il varie ainsi de 89 à 95 dans M5-103, de 77 à 88 dans M5-40, et de 64 ± 2 à 76 dans M7-16 (Figure III.26).

III.3.5.2 Les grenats

La teneur en CaO des grenats est affectée par la composition de la source (de 5.08-6.06 % pds dans M5-40 à 6.14-8.08% dans M7-16). Le Mg# des grenats est lui aussi étroitement corrélé à celui de la roche totale ; de plus, il augmente fortement avec F (Figure III.26). Les teneurs des autres oxydes restent globalement constantes (à l'intérieur de l'incertitude) avec la variation de pression et de température. Par conséquent, les grenats sont légèrement plus riches en composants grossulaire et almandin dans M7-16 que dans M5-40 (Figure III.27) et le composant pyrope augmente modérément avec F dans les deux compositions.

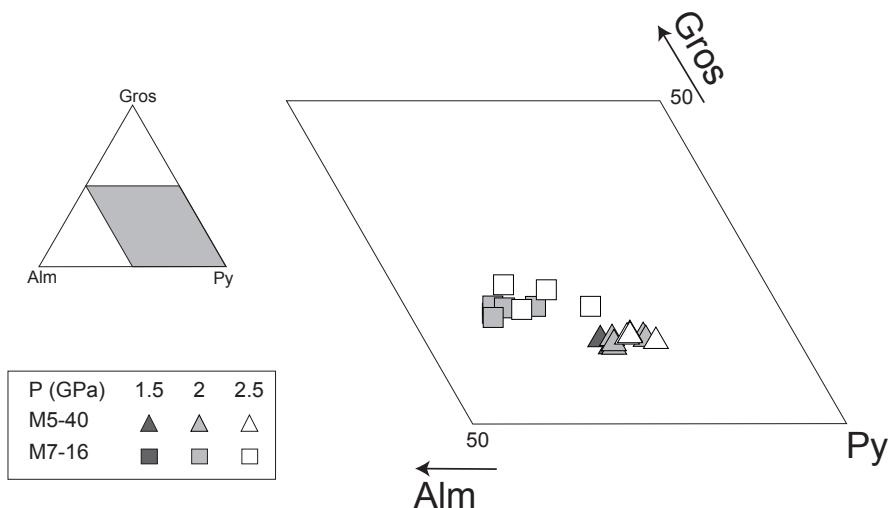


Figure III.27

Compositions des grenats expérimentaux projetés dans le diagramme Pyrope (Py) – Almandin (Al) – Grossulaire (Gro). Les symboles sont indiqués dans l'encart à gauche.

III.3.5.3 Les olivines

Le Mg# est encore une fois étroitement corrélé à celui de la roche totale. On observe que les olivines dans les assemblages subsolidus ont des Mg# proches de celui de la roche totale. De plus, le Mg# augmente fortement avec F (Figure III.26) mais est relativement indépendant de la pression. Ainsi, la composition des olivines varie de Fo_{88} à Fo_{95} dans M5-103, de Fo_{74} à Fo_{90} dans M5-40 et de Fo_{58} à Fo_{75} dans M7-16.

III.3.5.4 Les orthopyroxènes

Quand il est présent, l'opx voit son composant enstatite diminuer légèrement et son composant wollastonite augmenter avec l'augmentation de la température (Figure III.25). Cette

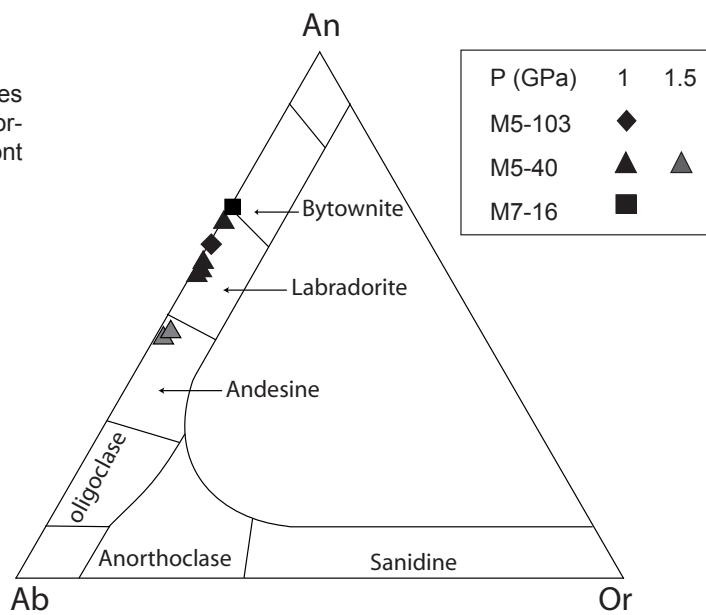
évolution est complémentaire de celle décrite pour le cpx et est due à la diminution de l'immisibilité opx-cpx. Comme pour les autres phases, le Mg# augmente avec F et est corrélé au Mg# de la roche (Figure III.26).

III.3.5.5 Les plagioclases

La composition des plagioclases varie relativement peu avec la composition de la source : les plagioclases dans les assemblages subsolidus à 1 GPa sont tous des labradorites (Figure III.28). Au contraire, les compositions dépendent fortement des conditions de pression et température. Ainsi entre 1 et 1.5 GPa, les plagioclases de M5-40 s'enrichissent significativement en composant albite et passent du champ des labradorites (An_{58-68}) à celui des andésines (An_{46-48}). Avec l'augmentation du taux de fusion, les plagioclases s'enrichissent en composant anorthite. Les plagioclases montrent également une variation du composant orthose (même si celui-ci est très faible) qui est directement corrélée avec F : le composant orthose diminue avec l'augmentation du taux de fusion en réponse à la diminution de la teneur en K_2O des liquides.

Figure III.28

Compositions des plagioclases projetées dans le diagramme Orthose (Or) – Anorthite (An) – Albite (Ab). Les symboles sont indiqués dans l'encart à droite.



III.3.5.6 Les spinelles

Concernant la composition des spinelles dans mes expériences, deux aspects sont remarquables. Premièrement, les compositions des spinelles sont très alumineuses dans les trois pyroxénites, avec des rapports molaires $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$ très faibles : 5.1-10.5 pour M5-103, 0.6-1.6 pour M5-40 et 0.5-1.5 pour M7-16. Les valeurs particulièrement basses dans les deux dernières pyroxénites reflètent les faibles teneurs en Cr_2O_3 des roches totales : 0.12 % dans M5-40 et 0.07 % dans M7-16 contre 0.60 % dans M5-103. Deuxièmement, on observe des

variations importantes du Mg# des spinelles d'une pyroxénite à l'autre (directement corrélées au Mg# des roches totales ; Figure III.26) et, pour une pyroxénite donnée, une nette augmentation du Mg# avec le degré de fusion. Cette évolution est opposée à celle observée dans les expériences de fusion des périclases (e.g., Baker et Stolper, 1994). Dans les périclases, la diminution du Mg# avec le degré de fusion est due à l'effet du rapport Cr/Al dans le sp sur le partage du Fe et du Mg entre sp et les autres phases, notamment l'olivine (Engi, 1983) : quand le rapport Cr/Al augmente, la teneur en MgO du spinelle diminue. Dans les pyroxénites étudiées, les rapports Cr/Al dans le sp sont particulièrement bas et très peu variables : par conséquent, le partage du Fe et du Mg peut être considéré comme constant et le Mg# des spinelles augmente avec F comme dans les autres phases.

III.3.6 Compositions des liquides

Les compositions des liquides sont données dans l'Annexe B et la concentration des principaux oxydes dans les liquides est tracée en fonction de F dans la Figure III.29. Ci-dessous, je présente les principales variations dans les compositions des liquides en fonction de la composition de la source, d'une part et de la pression d'autre part.

III.3.6.1 «Effet de source»

Certains oxydes tels que MgO, CaO, TiO₂ et K₂O montrent des comportements très similaires dans les trois compositions. MgO augmente régulièrement avec F : il passe de 4-5% dans les faibles F de M5-40 et M7-16 à 17.5% dans les forts F de M5-103. CaO augmente régulièrement jusqu'à la disparition du cpx, quand elle a lieu. TiO₂ et K₂O se comportent comme des éléments incompatibles avec des concentrations élevées dans les faibles F , qui diminuent rapidement avec l'augmentation du taux de fusion. Ainsi, à un taux de fusion donné, la teneur en ces deux oxydes dépend de la teneur initiale de la roche, mais l'évolution est la même dans les trois compositions. Au contraire, les autres oxydes (FeO, SiO₂, Al₂O₃, et Na₂O) semblent être plus affectés par la composition de la source et peuvent montrer des comportements très variables d'une pyroxénite à une autre. Ci-dessous, les principales caractéristiques de l'évolution de ces oxydes pour chacune des compositions sont données.

(1) FeO montre des comportements contrastés en fonction de la composition de la roche. Dans les liquides de M7-16, les teneurs en fer sont élevées à proximité du solidus (14-26%) et diminuent progressivement lors de la fusion. Au contraire, dans les compositions M5-40 et M5-103 qui sont moins riches en fer, les teneurs en fer restent relativement basses et assez constantes lors de la fusion.

III.3 Etude expérimentale

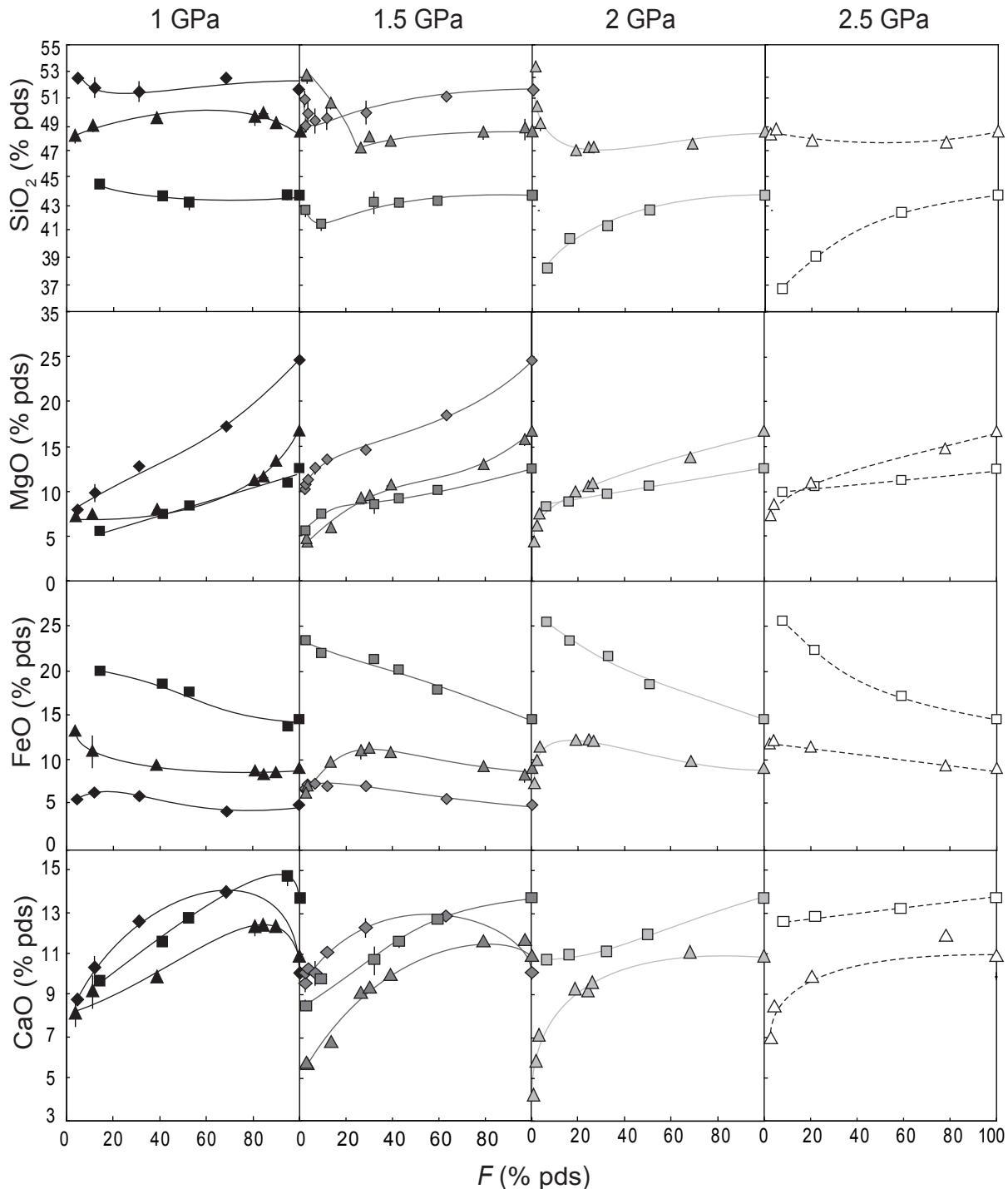


Figure III.29 Compositions des liquides expérimentaux en fonction du degré de fusion F . Les symboles utilisés pour les trois pyroxénites sont les suivants : losanges, M5-103 ; triangles, M5-40 ; carrés, M7-16. Quand elle ne se voit pas, la barre d'erreur (1σ) est plus petite que le symbole.

(2) A 1 et 1.5 GPa, SiO_2 varie peu pour une pression donnée mais fortement d'une pyroxénite à une autre. Notamment, la composition pauvre en silice M7-16 produit des liquides extrêmement appauvris en SiO_2 (42.4 à 44.7%) par rapport aux liquides produits par les deux autres compositions (de 47.4 à 52.7% dans les liquides de M5-40 et de 48.9 à 52.6% dans les liquides issus de M5-103). A 2 et 2.5 GPa, en plus de teneurs en silice très différentes (36.7-

III. Relations de fusion des pyroxénites

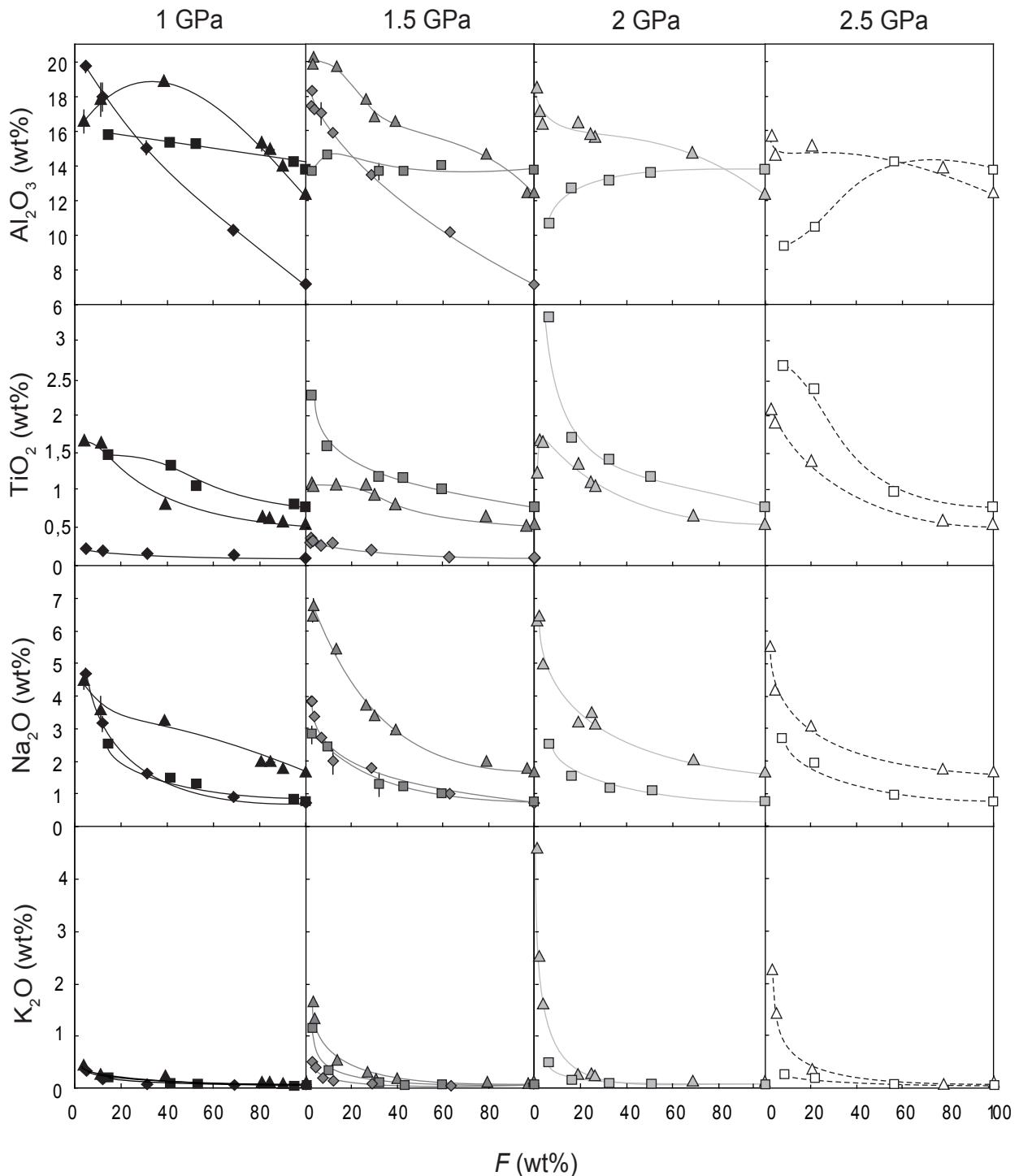


Figure III.29 Suite

43.6% pour M7-16 et 47.0-53.3% pour M5-40), le comportement de SiO₂ avec *F* dans les liquides diffère entre M5-40 et M7-16 : les liquides de M5-40 sont relativement enrichis aux faibles *F* alors que les liquides issus de M7-16 sont appauvris aux faibles *F* et la teneur en silice augmente progressivement avec le taux de fusion. Ces comportements et teneurs en silice contrastés sont dus aux différences de réactions de fusion (Tableau III.3). A 1 et 1.5 GPa, les principaux contributeurs à la réaction de fusion dans les compositions riches en silice (M5-40 et M5-103) sont opx

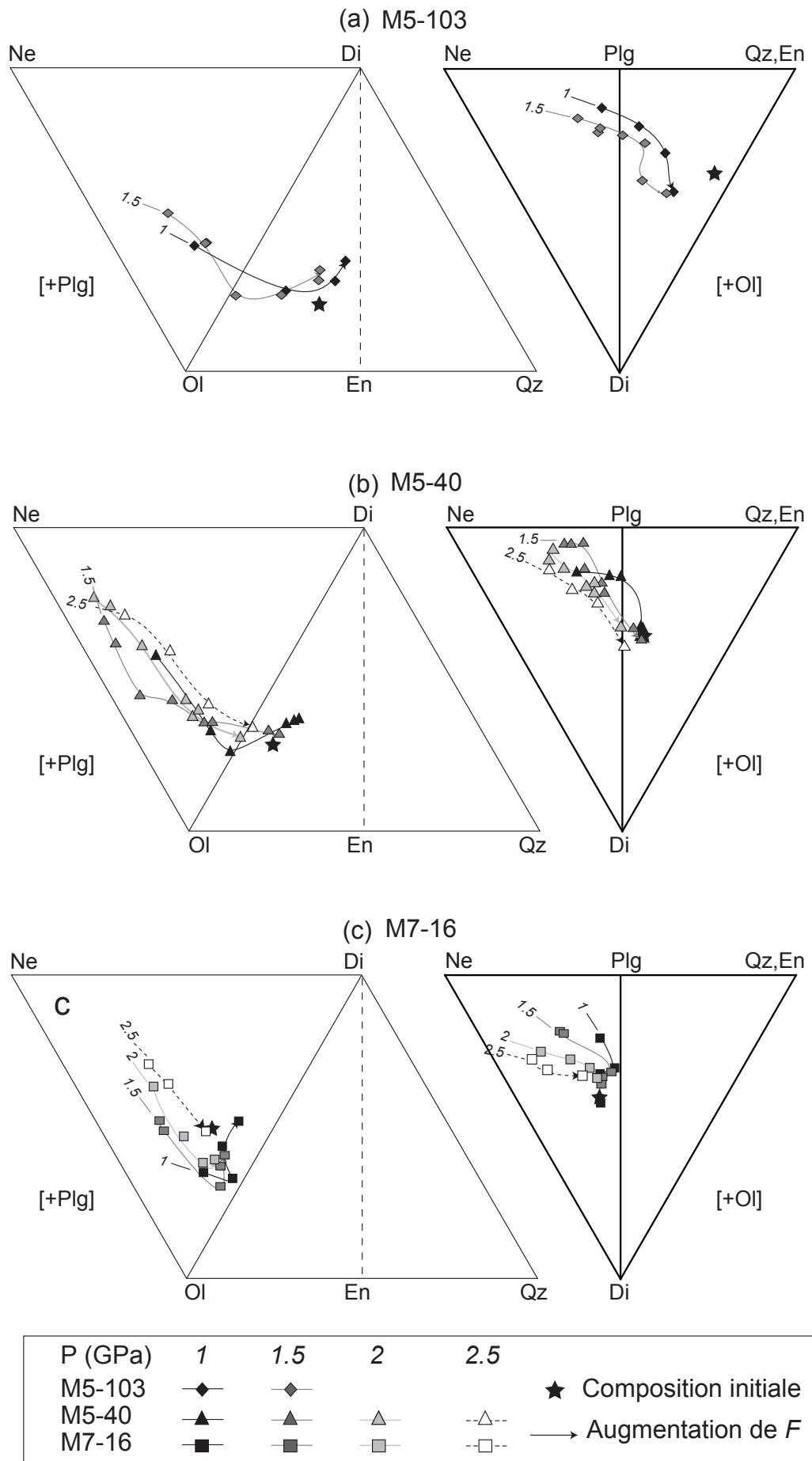
+ cpx tandis que la réaction de M7-16 consomme cpx + sp. A 2 et 2.5 GPa, la réaction dans M5-40 consomme principalement cpx + gt alors que la fusion de M7-16 consomme au départ gt et ol.

(3) Al_2O_3 montre un comportement également très contrasté en fonction de la composition. Il se comporte comme un élément incompatible dans M5-103 à 1 et 1.5 GPa et dans M5-40 à 1.5 et 2 et 2.5 GPa, diminuant de 18-20% à ~10 % dans M5-103 et à 13-15% dans M5-40 lorsque F augmente. Dans M5-40 à 1 GPa, Al_2O_3 augmente lors de la fusion du plg, puis diminue après sa disparition (Figure III.23b). La teneur en Al_2O_3 dans les liquides de M7-16 évolue peu à 1 et 1.5 GPa (15.8 à 14.2% à 1 GPa et de 14.6 à 13.7% à 1.5 GPa) et augmente significativement à 2 et 2.5 GPa (de 10.7 à 13.6% à 2 GPa et de 9.3 à 13% à 2.5 GPa). Cette différence de comportement est sans doute due aux fortes proportions de sp et de gt dans les assemblages résiduels de M7-16 (Tableau III.2), qui rendent Al_2O_3 compatible avec l’assemblage résiduel.

(4) Entre 1.5 et 2.5 GPa, la concentration en Na_2O dans le liquide est directement corrélée à la teneur dans la roche. Na_2O se comporte comme un élément incompatible avec de fortes concentrations aux faibles F qui diminuent rapidement lorsque le taux de fusion augmente. A 1 GPa cependant, les teneurs en Na_2O des liquides de faibles F issus de M5-40 sont tamponnées par le plg et sont proches des teneurs dans les liquides issus des deux autres compositions.

Enfin, dans la Figure III.30, les compositions des liquides ont été projetées à partir du Plagioclase [Plg] sur le plan Olivine (Ol) – Diopside (Di) – Quartz (Qz) – Néphéline (Ne) et à partir de [Ol] sur le plan Ne – Qz – Di. Pour les trois pyroxénites, le liquide évolue tout d’abord vers le composant Hy, puis vers le composant Di en raison de l’augmentation de la contribution du cpx dans la réaction de fusion avec F . Les liquides produits par la composition à néphéline normative M7-16 sont tous à néphéline normative. Au contraire, les liquides produits par les compositions à hypersthène normatif (M5-40 et M5-103) évoluent de compositions à néphéline normative à des compositions à hypersthène normatif avec l’augmentation du taux de fusion. La transition a lieu pour des faibles degrés de fusion dans les liquides issus de M5-103 ($F < 7\%$), alors qu’elle se produit à des degrés de fusion supérieurs à 38% à 1 GPa et proches de 77% à 2.5 GPa pour la composition M5-40. Malgré une composition initiale à hypersthène normatif, les liquides produits par un faible degré de fusion de M5-40 sont plus sous-saturés en silice (7 à 18% de néphéline normative) que ceux produits par un faible degré de fusion de M7-16 (2 à 12% de néphéline normative ; Annexe B).

Figure III.30 Compositions des liquides dans les pyroxénites partiellement fondues (a) M5-103, (b) M5-40 et (c) M7-16 projetées à partir du Plagioclase [Plg] et de l’Olivine [Ol] sur les plans Ol – Néphéline (Ne) – Diopside (Di) – Quartz (Qz) et Ne – Qz – Di, respectivement. Les flèches indiquent la direction d’augmentation du taux de fusion. Les compositions initiales sont représentées par des étoiles. Les symboles sont les mêmes que dans la Figure III.26 et sont reproduits dans l’encart en bas de la figure. Les projections ont été réalisées selon le schéma de Walker et al. (1979 ; Annexe E) en recalculant le Qz négatif sous la forme de Ne.



III.3.6.2 Influence de la pression

La composition des liquides issus de M5-103, M5-40 et de M7-16 montre des évolutions différentes avec la pression. Sur les Figures III.31, III.32 et III.33, les teneurs des principaux oxydes dans les liquides des pyroxénites (M5-103, M5-40 et M7-16, respectivement) sont reportées en fonction de F . Sur chaque figure, j'ai ajusté les données expérimentales par des courbes théoriques ; les meilleurs ajustements ont été obtenus avec des polynômes d'ordre 2 pour les éléments majeurs, des lois de puissance pour les éléments mineurs incompatibles (Na_2O , K_2O et TiO_2) et des droites pour le Mg#. Ces courbes ne permettent pas de traduire les variations chimiques complexes observées dans certains cas. Elles sont en fait utilisées comme guides visuels pour définir des tendances générales avec la pression. Cette méthode a été utilisée par Walter (1998) sur des expériences de fusion partielle à haute pression d'une périclase à grenat. Ci-dessous je détaille pour chaque composition les principaux effets de l'augmentation de pression sur la composition des liquides.

M5-103. Entre 1 et 1.5 GPa, les assemblages résiduels ne changent pas (Tableau III.2 ; Figure III.16). Par conséquent l'évolution de la composition des liquides aux deux pressions est

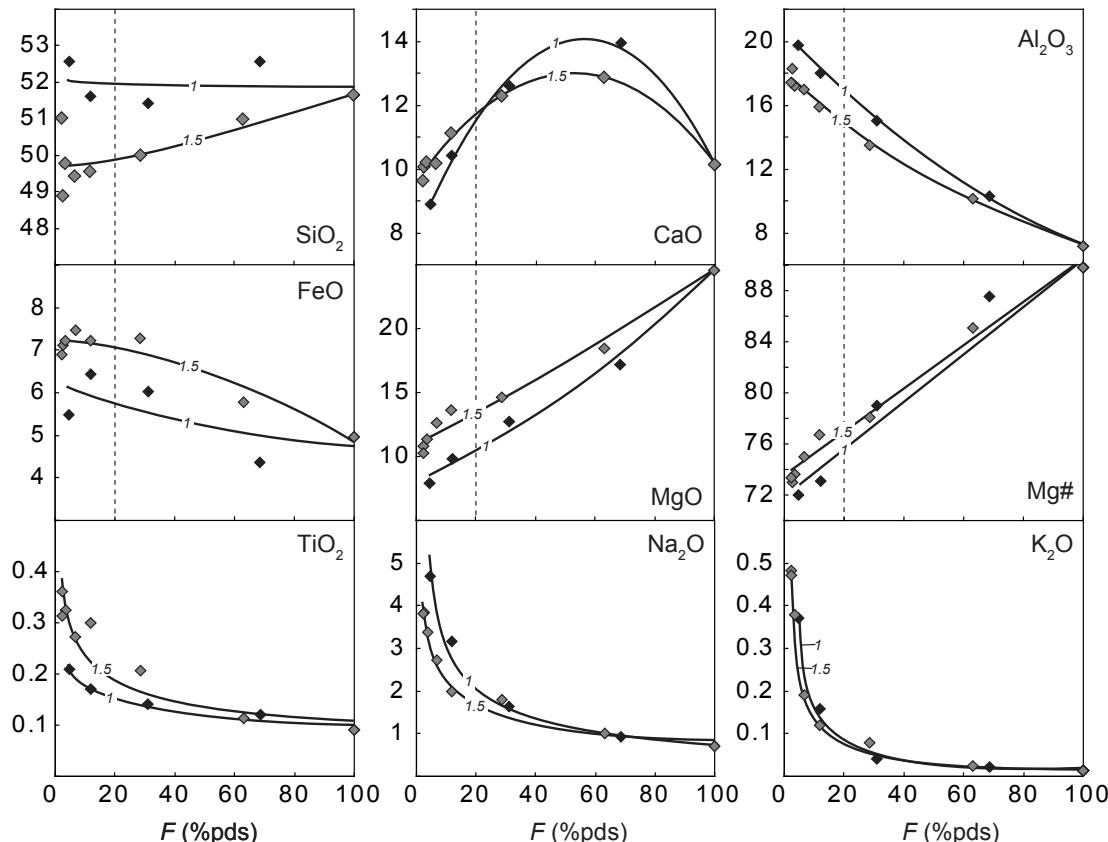


Figure III.31 Compositions des liquides issus de M5-103 en fonction du degré de fusion F . Les données à 1 GPa sont en noir et les données à 1.5 GPa sont en gris. Les données expérimentales ont été ajustées par des polynômes du second ordre pour SiO_2 , FeO , MgO , CaO et Al_2O_3 , des lois de puissance pour TiO_2 , Na_2O et K_2O , et des droites pour le Mg#. La ligne verticale en pointillés est à $F = 20\%$.

similaire : FeO, Al₂O₃, TiO₂, Na₂O et K₂O diminuent et MgO, SiO₂ et le Mg# augmentent lorsque *F* augmente. CaO montre un spectre concave vers le haut.

Pour un taux de fusion donné, on observe une diminution des teneurs en SiO₂, Al₂O₃ et une augmentation des teneurs en FeO et MgO et du Mg# avec la pression (Figure III.31) : à *F* = 20 % pds, la teneur en silice diminue de 2%, Al₂O₃ de 1.7%, FeO augmente de 1.3%, MgO de 3% et le Mg# de 1.5 unité. La teneur maximum en CaO correspondant à la disparition du cpx est plus élevée à 1 GPa (14 % pds) qu'à 1.5 GPa (12.9 % pds). La teneur en TiO₂ des liquides de faible *F* augmente avec la pression tandis que la teneur en Na₂O diminue. La teneur en K₂O reste relativement constante à un *F* donné. Enfin, quand la pression augmente, les liquides se déplacent vers des compositions plus enrichies en Di et Ne par rapport aux composants Plg et Qz (Figure III.30a).

M5-40. A la différence de M5-103, l'assemblage minéralogique subsolidus évolue fortement avec la pression (Tableau III.2 ; Figure III.18). Il passe d'un gabbro à olivine à 1 GPa, à une

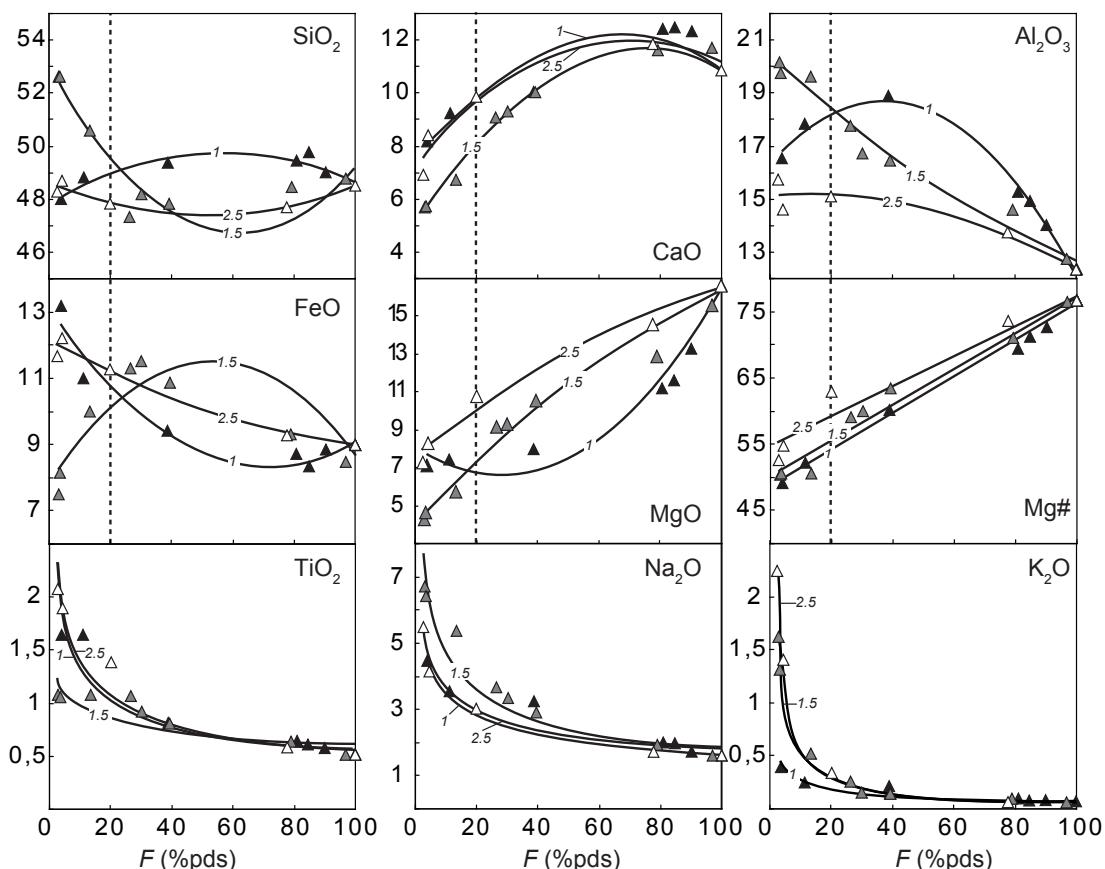


Figure III.32 Compositions des liquides issus de M5-40 à 1, 1.5 et 2.5 GPa en fonction du degré de fusion *F*. Les données à 1 GPa sont en noir, les données à 1.5 GPa sont en gris et les données à 2.5 GPa sont en blanc. Les données expérimentales ont été ajustées par des polynômes du second ordre pour SiO₂, FeO, MgO, CaO et Al₂O₃, des lois de puissance pour TiO₂, Na₂O et K₂O, et des droites pour le Mg#. Pour plus de clarté, les données à 2 GPa (qui correspondent à un assemblage similaire à celui à 2.5 GPa, i.e. cpx + gt) ne sont pas reportées. La ligne verticale en pointillé est à *F* = 20%.

webstérite à 1.5 GPa, et à une clinopyroxénite à grenat à 2 et 2.5 GPa. Par conséquent, l'évolution de la composition du liquide avec le taux de fusion n'est pas la même aux différentes pressions. A 1 et 1.5 GPa, les liquides de faibles F s'enrichissent fortement en composant Plg avec l'augmentation du taux de fusion à cause de la consommation du plg puis évoluent vers le composant Di du fait de l'augmentation de la contribution du cpx dans la réaction de fusion (Figure III.30b). A 2 et 2.5 GPa, l'évolution est plus linéaire avec une augmentation progressive en composant Di traduisant une évolution relativement monotone de la composition du liquide sur l'intervalle de fusion.

Sur la Figure III.32, on observe d'importantes différences de comportement dans l'évolution de certains oxydes avec la pression. Pour plus de clarté, les données à 2 GPa (qui correspondent à un assemblage similaire à celui obtenu à 2.5 GPa, i.e. cpx + gt) ne sont pas reportées. A 1 GPa, la fusion du plg (et de l'opx) entraîne (i) une augmentation de la teneur en Al_2O_3 et en SiO_2 , (ii) une teneur relativement constante en MgO et (iii) une teneur en Na_2O relativement basse dans les faibles degrés de fusion à cause du caractère compatible du Na dans le plg. Après la disparition du plagioclase, SiO_2 et Al_2O_3 diminuent et MgO augmente avec F . Entre 1.5 et 2.5 GPa, les évolutions des principaux oxydes avec F sont similaires : SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O et K_2O diminuent et MgO, CaO et le Mg# augmentent avec l'augmentation de F . Néanmoins, pour un taux de fusion donné, les teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 diminuent et les teneurs en MgO et CaO et le Mg# augmentent avec la pression : à $F = 20\%$, SiO_2 diminue de 1.8%, Al_2O_3 de 3.2%, MgO augmente de 2.6%, CaO de 1.7% et le Mg# de 4 unités. La teneur en K_2O des liquides de faible F reste constante avec la pression. La teneur en Na_2O des liquides de faibles F est plus élevée à 1.5 GPa qu'à 1 et 2.5 GPa et inversement la teneur en TiO_2 est plus faible à 1.5 GPa qu'aux deux autres pressions. Enfin la teneur en FeO du liquide diminue régulièrement avec F à 1 et 2.5 GPa et montre un spectre concave vers le haut à 1.5 GPa, avec un maximum qui coïncide avec la disparition de l'opx dans l'assemblage.

M7-16. Entre 1 et 2.5 GPa, l'assemblage subsolidus change relativement peu en passant d'une clinopyroxénite à ol et sp à une clinopyroxénite à ol et gt (Tableau III.2 ; Figure III.20), ce qui permet de bien mettre en évidence l'effet de la pression sur la composition en éléments majeurs des liquides. Sur la Figure III.30c, l'influence de la pression apparaît clairement avec une augmentation de la sous-saturation en silice des liquides proches du solidus : les liquides de faible F passent de 2 à 12% de néphéline et de 50 à 13 % de plagioclase dans leur norme entre 1 et 2.5 GPa (Annexe B).

Parallèlement, les évolutions de SiO_2 et Al_2O_3 avec F sont très contrastées suivant la

pression considérée (Figure III.33). A 1 GPa les teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 diminuent légèrement avec F , tandis qu'à 2.5 GPa, elles augmentent fortement.

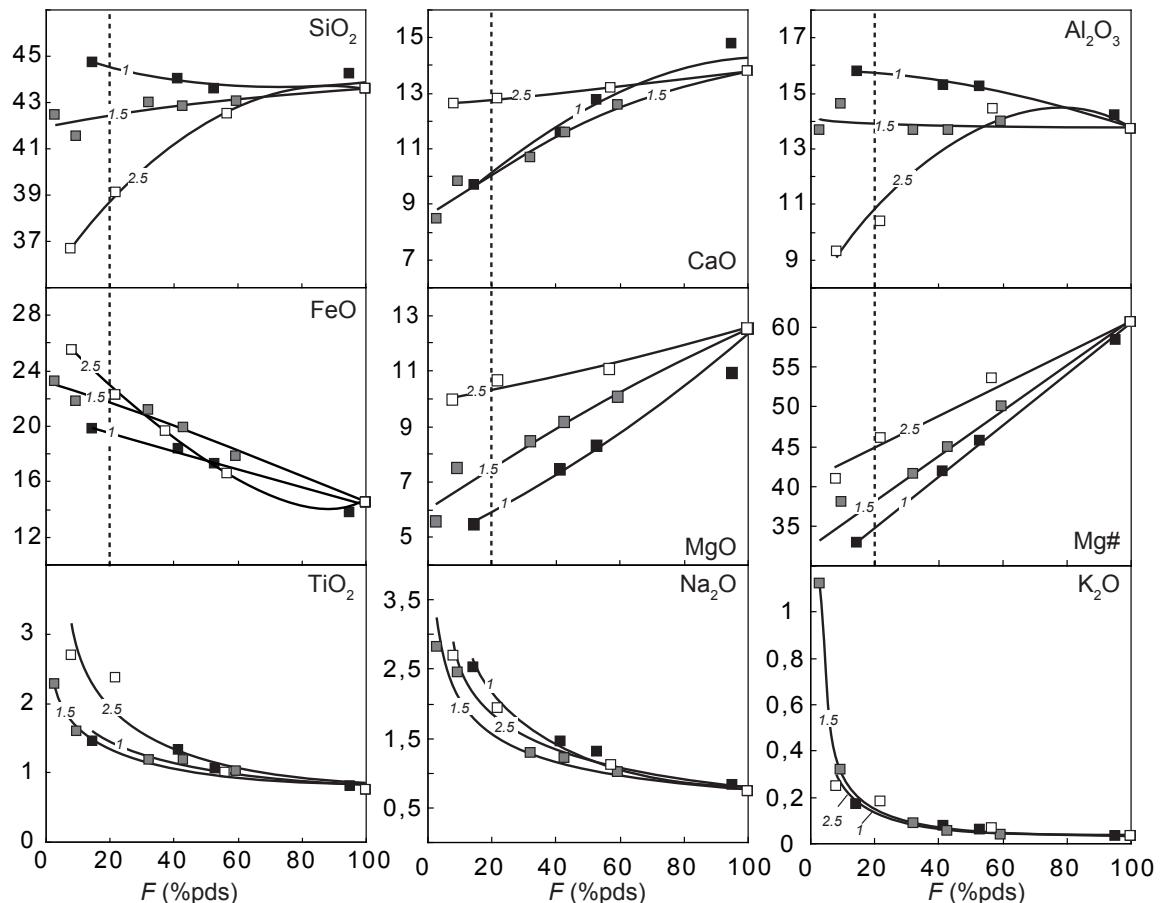


Figure III.33 Compositions des liquides issus de M7-16 à 1, 1.5 et 2.5 GPa en fonction du degré de fusion F . Les données à 1 GPa sont en noir, les données à 1.5 GPa sont en gris et les données à 2.5 GPa sont en blanc. Les données expérimentales ont été ajustées par des polynômes du second ordre pour SiO_2 , FeO , MgO , CaO et Al_2O_3 , des lois de puissance pour TiO_2 , Na_2O et K_2O , et des droites pour le Mg#. Pour plus de clarté, les données à 2 GPa (qui correspondent à un assemblage similaire à celui à 2.5 GPa, i.e. cpx + gt) ne sont pas reportées. La ligne verticale en pointillé est à $F = 20\%$.

Par conséquent, les teneurs des liquides à un taux de fusion donné chutent quand la pression augmente : à $F = 20\%$, les teneurs en silice et aluminium diminuent respectivement de 3.9 % et 5% entre 1 et 2.5 GPa. Les autres oxydes montrent des évolutions similaires avec une augmentation des teneurs en MgO et CaO et du Mg#, et une diminution des teneurs en FeO , TiO_2 , Na_2O et K_2O avec l'augmentation de F . Enfin, à un taux de fusion donné, les teneurs en FeO , MgO et CaO et le Mg # augmentent avec la pression : à $F = 20\%$, FeO augmente de 3.2%, MgO de 4.4%, CaO de 2.8% et le Mg# de 10 unités. La teneur en TiO_2 des liquides de faible F augmente avec la pression. L'évolution de la teneur en Na_2O n'est pas régulière avec la pression : pour un taux de fusion donné, les teneurs en Na_2O des liquides à 1 et à 2.5 GPa sont supérieures à celle du liquide à 1.5 GPa. Enfin, la teneur en K_2O est relativement constante.

III.4 Exploitation des résultats expérimentaux

Les résultats expérimentaux de ce chapitre sont en partie exploités dans les Parties IV et V du manuscrit pour discuter du rôle des hétérogénéités dans la genèse des MORB.

Dans la Partie IV, les compositions des liquides obtenues lors des expériences à 1 et 1.5 GPa ont été utilisées pour rédiger un article sur le rôle des pyroxénites dans la production des MORB. La finalité de cette étude était de dégager des critères permettant d'identifier la signature des pyroxénites dans les compositions en éléments majeurs des MORB. Les résultats montrent que pour la majorité des éléments majeurs, les liquides de pyroxénites et de périclinites sont similaires. Néanmoins, les compositions particulières d'une certaine population de MORBs primitifs, caractérisés par des teneurs élevées en FeO et basses en SiO₂ (9-10 % et 48 % pds, respectivement ; Figure III.34) pourraient s'expliquer par la participation de pyroxénite du type M7-16 dans leurs sources.

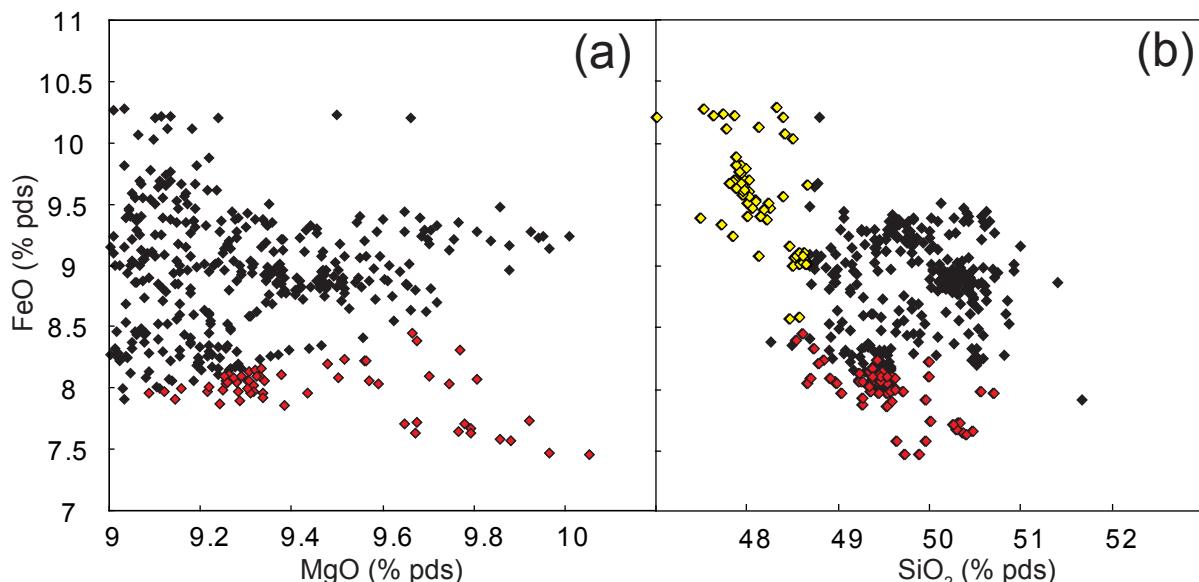


Figure III.34 (a) Teneurs en FeO des MORB en fonction de leurs teneurs en MgO. (b) FeO en fonction de SiO₂ pour les MORB avec plus de 9 % pds de MgO. Les symboles rouges correspondent aux MORB avec Mg# ≥ 67, et les jaunes dans (b) aux MORB avec FeO > 8.5 % et SiO₂ < 48.7 % pds. Source des compositions de MORB : base de données PetDB de Melson et O'Hearn (2003).

Dans la Partie V, j'ai sélectionné un petit nombre de compositions parmi les liquides expérimentaux décrits ci-dessus (j'ai choisi des compositions correspondant à différentes pyroxénites de départ et différentes conditions de pression et température). J'ai ensuite simulé la réaction entre ces liquides et le manteau périclinal environnant dans les conditions de formation du liquide. Le but de cette étude était de déterminer le sort des liquides issus des pyroxénites durant leur passage à travers le manteau périclinal. Les résultats suggèrent que les liquides pyroxénitiques subissent une forte cristallisation dans les conditions du manteau

subsolidus qui entraîne une diminution de la perméabilité des roches et la création de nouvelles hétérogénéités lithologiques. Par ailleurs, il semble nécessaire que le manteau environnant soit partiellement fondu pour permettre l'infiltration des liquides pyroxénitiques.

Dans la discussion ci-dessous, je discute le rôle de la variabilité compositionnelle des pyroxénites sur leur comportement de fusion. Le but est de déterminer les principaux facteurs contrôlant la température de solidus et la productivité des pyroxénites, deux paramètres qui sont essentiels pour mieux modéliser la fusion d'un manteau hétérogène.

III.4.1 Composition des liquides et coefficients de partage

La concentration des éléments dans le liquide est contrôlée à la fois par la composition de la source, par les assemblages minéralogiques et par la répartition des éléments entre minéraux et liquide. Comprendre l'évolution de la composition des liquides avec la pression nécessite donc de connaître la répartition des éléments entre les minéraux et le liquide.

Na, K et Ti sont des éléments qui possèdent un comportement incompatible durant la fusion des roches ultramafiques et dont la concentration dans le liquide reflète généralement la composition de la source à un taux de fusion donné (Figure III.29). Par conséquent, ils sont utilisés à la fois comme marqueurs du taux de fusion dans les laves mafiques (e.g., Langmuir et al., 1992) et comme traceurs de source (e.g., Niu et al., 1999, 2002). Néanmoins, la répartition de ces éléments diffère en fonction des phases en présence. Etudier l'évolution des coefficients de partage de ces éléments permet de mieux comprendre leur évolution en fonction de la pression et de la composition. Sur la Figure III.35, les coefficients de partage du Na, du K et du Ti entre cpx et liquide sont reportés en fonction de la pression. Les résultats mettent en évidence le comportement contrasté de ces trois éléments avec la pression : $D_{Na}^{cpx/liq}$ augmente tandis que $D_{Ti}^{cpx/liq}$ diminue lorsque P augmente. L'évolution de $D_K^{cpx/liq}$ est moins marquée et semble peu corrélée à la pression. Ces observations permettent d'expliquer l'évolution des concentrations de ces éléments en fonction de la pression pour les trois compositions étudiées.

III.4.1.1 M5-103

Le comportement des éléments dans M5-103 est relativement simple et est relié à la répartition des éléments entre le cpx et le liquide en fonction de la pression. La teneur en Na_2O dans le liquide diminue, la teneur en TiO_2 augmente et la teneur en K_2O reste relativement constante avec l'augmentation de pression (Figure III.31).

III.4 Exploitation des résultats

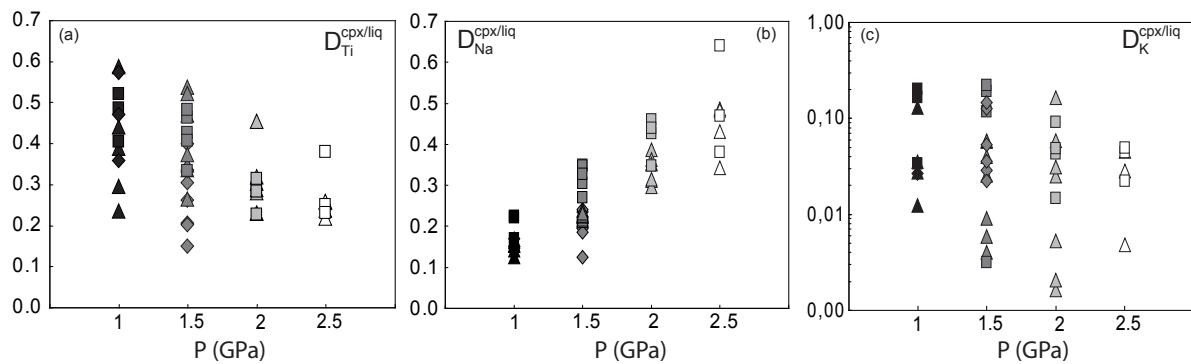


Figure III.35 Coefficients de partage du titane (a) du sodium (b) du potassium (c) entre le cpx et le liq dans les trois compositions en fonction de la pression. Les cpx de M5-103 sont représentés par des losanges, les cpx de M5-40 par des triangles et les cpx de M7-16 par des carrés.

III.4.1.2 M5-40

Parallèlement à la diminution de $D_{Na}^{cpx/liq}$, entre 2.5 et 1.5 GPa, la proportion de cpx dans l’assemblage subsolidus de M5-40 reste constante (c-à-d comprise dans l’erreur). En conséquence, le coefficient de partage global de Na évolue progressivement de 0.25 à 0.19 entre 2.5 et 1.5 GPa, c’est-à-dire que son degré d’incompatibilité augmente : conformément à cette augmentation, la teneur en Na_2O des liquides augmente à un F donné. Inversement, entre 2.5 et 1.5 GPa, $D_{Ti}^{cpx/liq}$ augmente et la teneur en TiO_2 dans les liquides diminue. Enfin, K_2O se comporte comme un élément presque parfaitement incompatible et la teneur en K_2O reste environ constante à un F donné (Figure III.32). A 1 GPa, la présence d’une proportion significative de plg dans le résidu modifie fortement la répartition des éléments. En effet, Na est compatible dans le plg ($D_{Na}^{plg/liq} = 1.02-1.28$) et K est beaucoup moins incompatible que dans les autres phases solides ($D_K^{plg/liq} = 0.23-0.48$) : cette diminution du degré d’incompatibilité du Na et du K se manifeste par une diminution significative de la teneur en alcalins dans les liquides entre 1.5 et 1 GPa. Au contraire, TiO_2 est très incompatible dans le plg ($D_{Ti}^{plg/liq} = 0.02-0.05$) et la teneur en TiO_2 augmente significativement entre 1.5 et 1 GPa.

III.4.1.3 M7-16

A la différence de M5-40, la proportion de cpx évolue fortement avec la pression (Tableau III.2 ; Figure III.20). Elle reste constante entre 2.5 et 2 GPa, augmente fortement à 1.5 GPa en réponse à la diminution de stabilité du grenat, puis diminue à nouveau entre 1.5 et 1 GPa. Le coefficient de partage global de Na suit l’évolution de la proportion de cpx (0.21 à 2.5 GPa, 0.19 à 2 GPa, 0.23 à 1.5 GPa et 0.11 à 1 GPa). Au contraire, l’incompatibilité du K_2O avec le résidu solide apparaît globalement constante entre 1.5 et 2.5 GPa : la teneur en K_2O du liquide est constante à un taux de fusion donné (Figure III.33). Le coefficient de partage du Ti

entre cpx et liquide augmente quand la pression diminue (Figure III.35a) et la teneur en TiO_2 dans le liquide diminue entre 2.5 et 1.5 GPa.

L'utilisation de ces éléments comme marqueurs du taux de fusion ou comme traceurs de source est donc à prendre avec précaution car (1) la teneur à un taux de fusion donné dépend de la teneur initiale dans la source et (2) la variation de l'assemblage minéralogique peut fortement influencer la concentration de ces éléments dans le liquide indépendamment de la variation de composition.

III.4.2 Effet de la composition des pyroxénites sur la température de solidus

Selon Kogiso et Hirschmann, la température de solidus (T_s) des pyroxénites dépend principalement de la teneur totale en alcalins et du Mg# de la roche totale, et peu ou pas de la nature des phases présentes au solidus (en plus du gt et du cpx ; Kogiso et Hirschmann, 2001, 2006 ; Kogiso et al., 2004a). L'influence relative des deux paramètres chimiques (Mg# et $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) sur T_s n'est pas clairement établie. D'après Kogiso et Hirschmann (2006), le rôle du Mg# est mineur et le paramètre principal est la teneur totale en alcalins de la roche : plus elle est élevée, plus T_s est faible. Au contraire, selon Gudfinnsson et Presnall (2000), le Mg# a un rôle significatif : l'augmentation de la teneur en fer de la roche diminue sa T_s . Les conclusions de Kogiso et Hirschmann s'appuient uniquement (1) sur des expériences à hautes pressions où cpx et gt sont les principales phases subsolidus, et (2) sur des compositions riches en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 1\% \text{ pds}$) et avec une gamme extrêmement restreinte de Mg# (61.6 – 62.9 dans Kogiso et Hirschmann, 2006) par rapport à la gamme de variation dans les pyroxénites naturelles (de 36 à 93 ; Figure III.2). Sur la Figure III.36, les T_s des pyroxénites déterminées expérimentalement sont projetées en fonction de leurs teneurs en alcalins. On observe que la corrélation négative entre teneur en alcalins et T_s est confirmée seulement à haute pression ($P \geq 3 \text{ GPa}$) et pour les roches avec un total $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ élevé (à partir de $\sim 1.5\% \text{ pds}$). A plus basse pression et/ou pour des $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ plus faibles, d'autres paramètres interfèrent avec les alcalins dans le contrôle de T_s . Ci-dessous, j'utilise mes données expérimentales pour évaluer la validité des résultats de Kogiso et Hirschmann sur un plus large intervalle de pressions et de compositions.

III.4 Exploitation des résultats

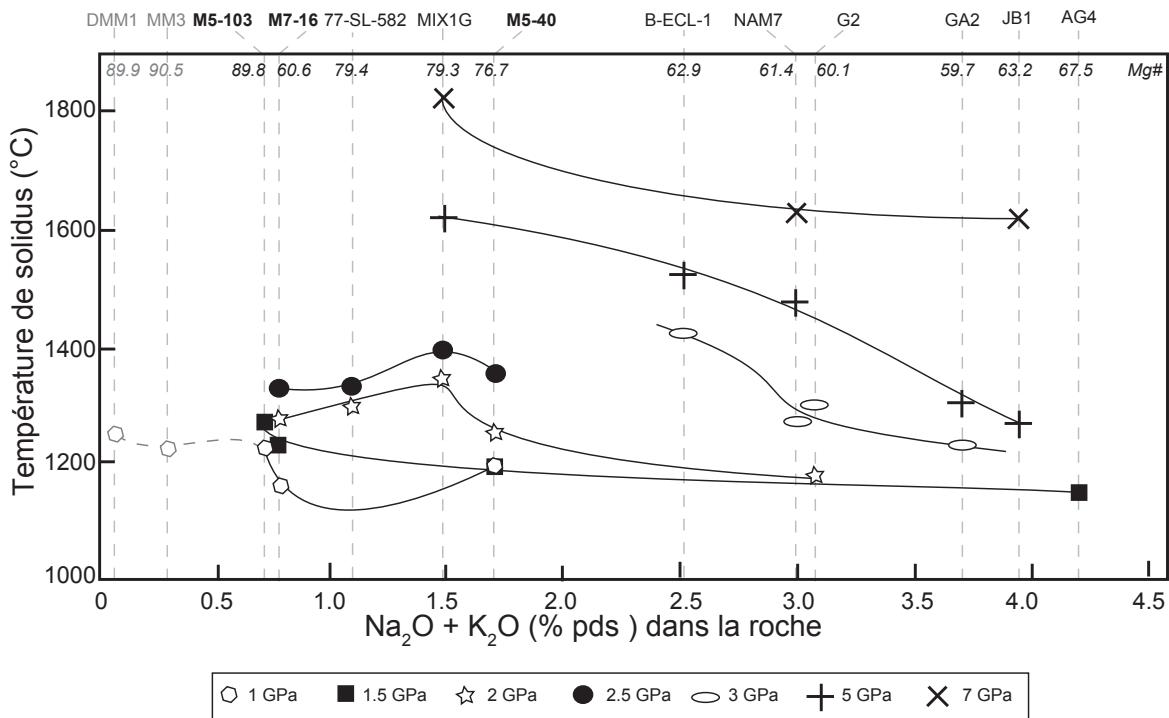


Figure III.36 Températures de solidus de pyroxénites et péridotites en fonction de la teneur en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ en % pds) de la roche. Les pressions des études expérimentales sont visualisées par les symboles : hexagones, 1 GPa ; carrés, 1.5 GPa ; étoiles, 2 GPa ; cercles, 2.5 GPa ; ellipses, 3 GPa ; plus, 5 GPa ; croix, 7 GPa. Pour les péridotites (DMM1 et MM3, à gauche du diagramme), on a utilisé des symboles en gris, et pour les pyroxénites des symboles en noir. Le Mg# de chaque roche est donné en haut du diagramme. Sources des données : cette étude (M5-103, M5-40 et M7-16) ; Keshav et al., 2004 (77-SL-582) ; Hirschmann et al., 2003 et Kogiso et al., 2003 (MIX1G) ; Kogiso et Hirschmann, 2006 (BECL-1) ; Yasuda et al., 1994 (NAM7) ; Pertermann et Hirschmann, 2003b (G2) ; Spandler et al., 2008 (GA2) ; Tsuruta et Takahashi, 1998 (JB1) ; Pilet et al., 2008 (AG4) ; Wasylenski et al., 2003 (DMM1) ; Baker et Stolper, 1994 (MM3).

III.4.2.1. Nature de l’assemblage minéralogique subsolidus

Dans les travaux de Kogiso et Hirschmann (2006), le rôle potentiel de l’assemblage minéralogique sur la T_s n’est pas pris en compte. Il est cependant arbitraire de considérer que la présence d’ol (MIX1G), rutile (G2), coésite (NAM7) et/ou feldspath (JB1), en plus du cpx et du gt, n’a pas d’effet sur le solidus. En effet, les propres expériences de Kogiso et Hirschmann (2006) suggèrent que l’ajout d’une quantité mineure d’ol dans l’assemblage peut diminuer légèrement la T_s . De plus, dans leur base de données, les compositions qui ont des températures de solidus très basses (et des teneurs en alcalins très élevées ; Figure III.36) sont celles qui contiennent de la coésite, du plg et/ou du rutile (NAM7, JB1, GA2) en plus du cpx et du gt dans leur assemblage subsolidus.

L’évolution des T_s avec la pression confirme l’influence de l’assemblage minéralogique. Tsuruta et Takahashi (1998) ont observé une variation importante de la T_s du basalte alcalin JB1 avec la pression, avec notamment une forte augmentation quand le feldspath potassique disparaît de l’assemblage subsolidus. De la même manière, l’évolution de la T_s de M5-40 n’est pas régulière avec la pression (Figure III.22). Elle est quasi-constante entre 1 et 1.5 GPa puis

augmente significativement entre 1.5 et 2.5 GPa. Parallèlement, l’assemblage subsolidus de la pyroxénite passe d’un gabbro à olivine à 1 GPa, à une webstérite à 1.5 GPa, puis à une clinopyroxénite à grenat à partir de 2 GPa. Ces observations montrent qu’à composition constante, l’assemblage minéralogique exerce une influence non négligeable sur la T_s .

III.4.2.2. Effet du Mg#

La température de solidus de l’olivine et du cpx diminue avec l’augmentation de la teneur en fer dans le minéral (e.g., Bowen et Schairer, 1935 ; Schairer et Yoder, 1962). Par exemple à 1 atm., la température de solidus de l’olivine diminue de $\sim 15^\circ\text{C}$ par unité de Mg# entre Fo₉₀ et Fo₆₀ (Figure III.37a) et celle du cpx diminue de $\sim 4^\circ\text{C}$ par unité de Mg# entre Di₉₀ et Di₇₀ (Figure III.37b).

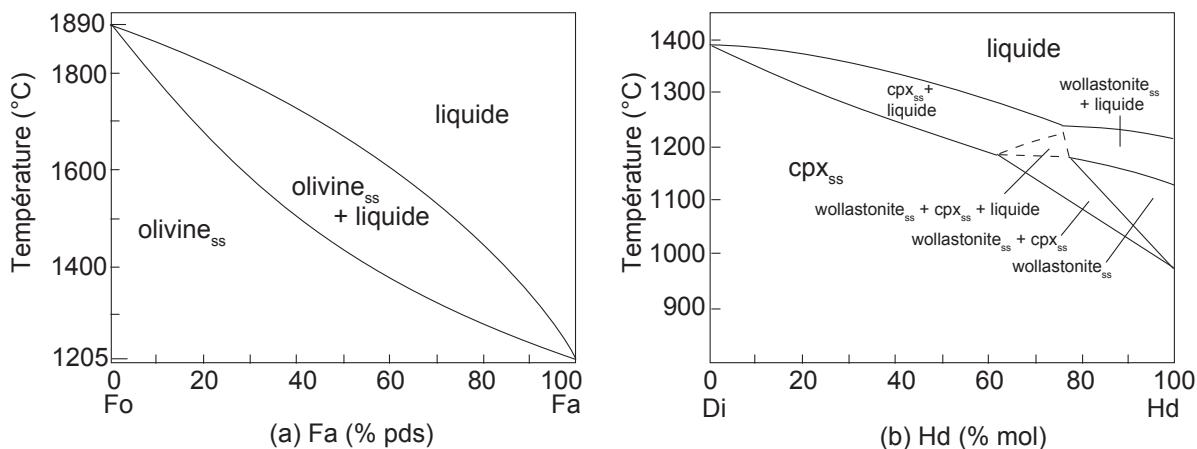


Figure III.37 Domaines de stabilité des phases dans un diagramme température vs. composition à 1 atm pour les systèmes binaires (a) Forstérite (Fo - Mg₂SiO₄) – Fayalite (Fa - Fe₂SiO₄), d’après Bowen et Schairer (1935) et (b) Diopside (Di - CaMgSi₂O₆) – Hedenbergite (Hd - CaFeSi₂O₆), d’après Schairer et Yoder (1962). ss = solution solide.

L’effet du fer dans le système simple CMAS pour les péridotites a été étudié par Gudfinnsson et Presnall (2000). A 2 GPa, leur travaux montrent que l’ajout de fer au système entraîne une diminution de la température de solidus des péridotites de $\sim 3^\circ\text{C}$ par unité de Mg#. Dans le système péridotitique, cette estimation implique une variation de la température de solidus relativement faible car la gamme de Mg# des péridotites mantelliques est elle-même relativement restreinte (Mg# ~ 80 -95 ; Bodinier et Godard, 2003). Au contraire, dans le système pyroxénitique, le Mg# varie de 36 à 93 (Figure III.2f). Cet effet de 3°C par unité de Mg# équivaudrait donc à une différence de température de solidus de 170°C entre les pyroxénites les plus riches et les plus pauvres en fer. Cependant l’effet du Mg# dans les systèmes naturels n’est pas clairement établi. En effet, la forte corrélation entre le Mg# et la teneur en alcalins dans les compositions de pyroxénites (Figure III.2f) ne permet pas de séparer facilement l’effet de ces deux variables sur T_s (Kogiso et al., 2004a).

Les compositions M5-103 et M7-16 ont des Mg# très contrastés (89.8 et 60.6, respectivement) mais présentent des teneurs en alcalins similaires (0.73 % pds et 0.78 % pds, respectivement). Les écarts entre les T_s de M5-103 et de M7-16 sont de ~ 60°C à 1 GPa et ~ 50°C à 1.5 GPa (Tableau III.3), donc la T_s diminue de 1.8-2.2°C par unité de Mg#. Cette fourchette est légèrement inférieure à la valeur de Gudfinnsson et Presnall (2000) à 2 GPa. On verra plus loin que cette sous-estimation est probablement due au fait que ce n'est pas la teneur en alcalins de la roche qui contrôle T_s , mais la teneur en alcalins des premiers liquides (Hirschmann, 2000).

III.4.2.3. Teneur en alcalins de la roche vs. teneur en alcalins du liquide

Walter et Presnall (1994) ont réalisé une étude similaire à celle de Gudfinnsson et Presnall (2000) dans le système CMASN ($\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$). Ils montrent que l'augmentation de la teneur globale en Na_2O d'une lherzolite de 0.1 à 0.3 % pds entraîne une diminution de la température de solidus de 40°C à 1.5 GPa et de 30°C à 3 GPa. Cette différence entre les deux pressions s'explique par l'augmentation à la fois du coefficient de partage du Na entre cpx et liquide et de la proportion de cpx dans l'assemblage subsolidus avec la pression. Leur étude montre que la teneur en alcalins des péridotites a une très forte influence sur leur T_s .

Dans les pyroxénites, qui sont des roches avec des teneurs relativement fortes en alcalins (Figure III.2f), on s'attend à ce que l'influence des alcalins sur la T_s soit également importante (Kogiso et al., 2004a). A 1.5 GPa, la composition M5-40, dont le Mg# est intermédiaire (76.7) entre ceux de M5-103 et M7-16 et le total $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ beaucoup plus élevé (1.71 % pds), a une T_s (~1190°C) plus basse que M7-16 (~ 1220°C) et M5-103 (~ 1270°C) : ce résultat soutient l'hypothèse de Kogiso et Hirschmann (2006) selon laquelle la teneur en alcalins de la roche a une influence prépondérante sur T_s . Néanmoins, M5-40 a une T_s (1190°C) comprise entre celles de M7-16 (1160°C) et de M5-103 (1220°C) à 1 GPa, ce qui semble indiquer cette fois que la teneur en alcalins n'a pas ou peu d'effet sur la T_s à cette pression (Figure III.22). De la même manière, la T_s de la péridotite MM3 à 1 GPa (~ 1225 °C ; Baker et al., 1995) est similaire à celle de M5-103 (~ 1230 °C) bien que M5-103 ait une teneur en alcalins ~ 12 fois supérieure à celle de MM3 (Figure III.36). La teneur en alcalins de la roche ne suffit donc pas pour prédire les températures relatives des solidi pyroxénitiques et péridotitiques.

Hirschmann (2000) a montré que la teneur en alcalins dans le «premier» liquide ($F \rightarrow 0$), et non dans la roche, est le principal facteur influençant la température de solidus d'une péridotite à sp : à une pression donnée, plus la teneur en alcalins du premier liquide est élevée, plus T_s est faible. Cette hypothèse peut être exprimée à partir l'équation de fusion non modale

$$C_L = \frac{C_0}{F(1-P) + D_0} \quad (\text{III.1})$$

où C_L est la concentration d'un élément dans le liquide, C_0 est la concentration initiale de l'élément dans la roche, D_0 est le coefficient de partage global et P est le coefficient de distribution pondéré par les coefficients stœchiométriques des phases dans la réaction de fusion. La composition du premier liquide formé correspond à la limite de C_L quand F tend vers zéro :

$$\lim_{F \rightarrow 0} C_L = \lim_{F \rightarrow 0} \frac{C_0}{F(1-P) + D_0} = \frac{C_0}{D_0} \quad (\text{III.2})$$

A la différence de Kogiso et al. (2004a) et de Kogiso et Hirschmann (2006), ce raisonnement prend en compte l'assemblage minéralogique subsolidus. En effet, D_0 dépend d'une part de la variation compositionnelle des minéraux (e.g., l'augmentation de $D_{Na}^{cpx/liq}$ avec la pression) et d'autre part des proportions relatives des phases dans l'assemblage subsolidus.

J'ai estimé la teneur en alcalins du premier liquide issu des pyroxénites M5-103, M5-40 et M7-16 à partir des coefficients de partage minéraux-liquide du Na et du K déterminés à un faible degré de fusion donné (Figure III.35) et des proportions minéralogiques dans les assemblages subsolidus ou proches du solidus (Tableau III.2). Sur la Figure III.38, les teneurs en alcalins des premiers liquides issus des trois pyroxénites sont reportées en fonction de la pression. Dans les assemblages sans plagioclase, le partage du K est relativement indépendant de la pression, les variations de teneur en alcalins sont donc dues à la variation du comportement de Na₂O avec la pression. La teneur en alcalins du premier liquide de M5-103 diminue de 11.1 à 6.6 % entre 1 et 1.5 GPa, en réponse à l'augmentation de la proportion de cpx dans l'assemblage (Tableau III.2) et à l'augmentation de $D_{Na}^{cpx/liq}$ avec la pression (Figure III.35). La teneur en alcalins du premier liquide de M5-40 augmente de 4.9 à 10.5 % entre 1 et 1.5 GPa, puis diminue jusque 7.2 % à 2.5 GPa. Entre 1 et 1.5 GPa, l'augmentation de la teneur en alcalins est due à la diminution significative de la proportion de plagioclase dans l'assemblage subsolidus (Tableau III.2). Entre 1.5 et 2.5 GPa, la diminution de la teneur en alcalins est due à l'augmentation de $D_{Na}^{cpx/liq}$. Enfin, la teneur en alcalins du premier liquide de M7-16 diminue sensiblement entre 1 et 1.5 GPa, puis reste relativement constante avec la pression entre 1.5 et 2 GPa, et rediminue légèrement entre 2 et 2.5 GPa. L'évolution entre 1 et 1.5 GPa s'explique par les augmentations combinées du $D_{Na}^{cpx/liq}$ et de la proportion de cpx dans l'assemblage subsolidus (de 68 à 84%) qui ont pour effet un accroissement significatif du coefficient de partage global du Na. Au contraire, la proportion de cpx diminue (de 84 à 55%) entre 1.5 et 2 GPa : en conséquence, le coefficient de partage global du Na reste relativement constant (~ 0.19). Entre 2 et 2.5 GPa, la proportion de cpx reste relativement constante dans l'assemblage subsolidus et le coefficient de partage

global du Na augmente à nouveau légèrement (~ 0.21).

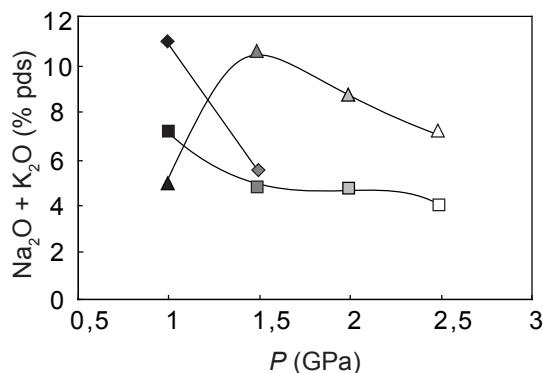


Figure III.38

Teneur en alcalins du « premier » liquide ($F \rightarrow 0$) issu des pyroxénites M5-103 (losanges), M5-40 (triangles) et M7-16 (carrés) en fonction de la pression (P). Les teneurs en alcalins à $F \rightarrow 0$ ont été estimées à partir de l'équation de fusion de Shaw (1970) en utilisant les coefficients de partage du sodium et du potassium estimés aux faibles degrés de fusion et les assemblages minéralogiques subsolidus (ou proches du solidus en l'absence d'expérience subsolidus).

Sur la Figure III.39a, les teneurs en alcalins des premiers liquides sont reportées en fonction de la T_s déterminée expérimentalement. La relation définie par Hirschmann (2000) entre la T_s et la teneur en alcalins des liquides est bien observée entre M7-16 et M5-40. Entre 1.5 et 2.5 GPa, la teneur en alcalins dans le liquide issu de M5-40 est supérieure à la teneur en alcalins du liquide issu de M7-16 et la T_s de M5-40 est plus basse. À 1 GPa, la présence d'une proportion significative de plg dans l'assemblage subsolidus de M5-40 tamponne la teneur en alcalins du liquide à une valeur inférieure à la somme des alcalins dans le premier liquide issu de M7-16 (4.9 et 7.2 % pds, respectivement) et la T_s de M5-40 est plus élevée ($\sim 1190^\circ\text{C}$ et $\sim 1160^\circ\text{C}$, respectivement).

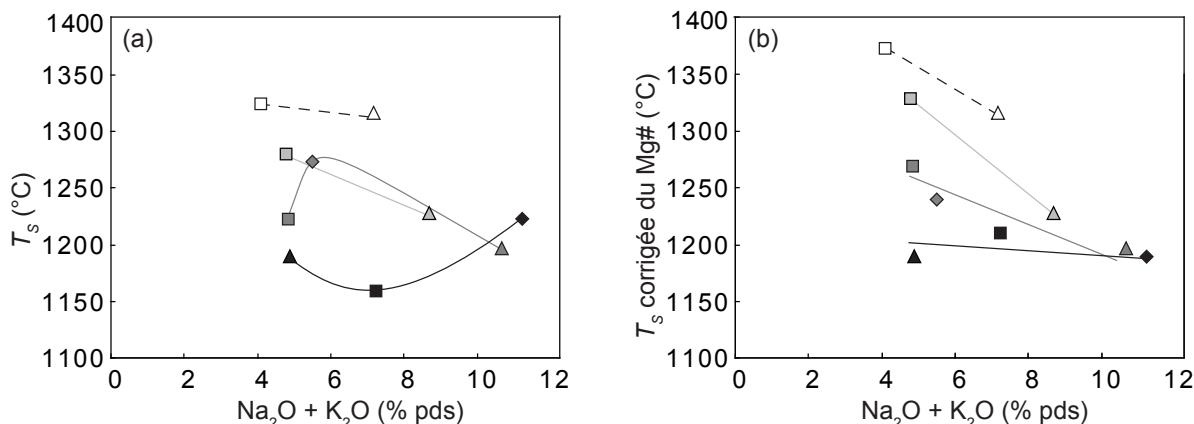


Figure III.39 (a) Températures de solidus T_s déterminées expérimentalement en fonction de la teneur en alcalins des « premiers » liquides issus des pyroxénites M5-103 (losanges), M5-40 (triangles) et M7-16 (carrés). (b) T_s corrigée de l'effet du Mg# en fonction de la teneur en alcalins du « premier » liquide. Les T_s sont ramenée aux température de solidus d'une roche avec un Mg# égal à celui de M5-40 (76.7) en considérant une diminution de 3°C par unité de Mg# (Gudfinnsson et Presnall, 2000). Les symboles en noir sont les liquides produits à 1 GPa, ceux en gris foncé à 1.5 GPa, ceux en gris clair à 2 GPa et ceux en blanc à 2.5 GPa.

En revanche, la composition M5-103 présente une T_s systématiquement plus élevée que M7-16 et M5-40, indépendamment de la teneur en alcalins des premiers liquides. En particulier à 1 GPa, la teneur en alcalins du premier liquide issu de M5-103 est nettement plus élevée que

les teneurs dans les liquides issus de M5-40 et M7-16 (Figure III.38). Le comportement déviant de M5-103 s'explique en grande partie par son Mg# anormalement élevé par rapport aux deux autres pyroxénites. Cette observation montre qu'une forte teneur en alcalins du liquide (et d'autant plus de la pyroxénite) ne signifie pas nécessairement une faible température de solidus à cause de l'effet important du Mg# sur T_s dans le système pyroxénitique.

Sur la Figure III.39b, j'ai reporté les T_s corrigée de l'effet du Mg# en fonction de la teneur en alcalins : j'ai considéré une variation de la température de solidus de 3°C par unité de Mg# et j'ai ramené les trois compositions au Mg# de M5-40 (76.9). Entre 1.5 et 2.5 GPa, on observe cette fois une diminution de la température de solidus avec l'augmentation de la teneur en alcalins du premier liquide. La T_s corrigée diminue entre 13 et 26 °C par pourcent poids d'alcalin ajouté dans le liquide. A 1 GPa la corrélation est moins évidente et la T_s corrigée reste environ constante avec l'évolution de la teneur en alcalins des premiers liquides. Les différences de pente observées sont sans doute en partie dues à l'erreur sur l'estimation de la teneur en alcalins dans les premiers liquides mais pourraient également être dues aux différences d'assemblage minéralogique.

III.4.2.4. Interdépendance des paramètres

Les considérations faites ci-dessus montrent que la température de solidus des pyroxénites est contrôlée par différents paramètres interdépendant les uns des autres. Ci-dessous, je résume les principaux résultats obtenus :

(1) Contrairement aux conclusions de Kogiso et Hirschmann (2001, 2006) et Kogiso et al. (2004a), l'assemblage minéralogique subsolidus d'une pyroxénite a une influence significative sur sa T_s .

(2) Les alcalins ont une forte influence sur la T_s des roches, mais le paramètre à prendre en considération est la concentration en alcalins des «premiers» liquides et non pas la concentration totale de la roche. En effet, le second paramètre ne prend pas en compte le rôle de l'assemblage minéralogique, notamment les proportions variables de plg et de cpx dans les assemblages subsolidus.

(3) La T_s des pyroxénites est très sensible au Mg# de la roche totale. L'augmentation de T_s avec Mg# semble être du même ordre dans les pyroxénites que dans les périclases : environ 3°C par unité de Mg# (Gudfinnsson et Presnall, 2000)

(4) L'anti-corrélation entre la teneur en alcalins des liquides et la température de solidus (Hirschmann, 2000) s'applique au système périclase où la gamme de Mg# reste relativement restreinte et dans lequel les alcalins sont extrêmement incompatibles. Dans le système

pyroxénitique, le rôle du Mg# n'est pas négligeable du fait de sa large gamme de variation (36-93). Il peut même devenir prépondérant sur le rôle des alcalins.

III.4.3 Effet de la composition des pyroxénites sur la température de liquidus.

Parallèlement à la T_s , la variation compositionnelle des pyroxénites a un effet important sur leur température de liquidus (Figure III.22). Les résultats expérimentaux montrent que la température de liquidus (T_L) augmente systématiquement dans l'ordre suivant : M7-16 → M5-40 → M5-103. L'origine de ces différences de T_L est discutée ci-après.

III.4.3.1 Séries à 2 et 2.5 GPa.

Les barrières thermiques n'influencent pas ou peu les températures de solidus (Yaxley, 2000 ; Kogiso et Hirschmann, 2006), mais peuvent affecter significativement les T_L (Yoder et Tilley, 1962 ; Yaxley et Green, 1998). A partir de 2 GPa, quand cpx et gt sont les principaux minéraux des assemblages résiduels des pyroxénites, le plan pyroxène Ca-Tschermak (CaTs) – Enstatite (En) – Diopside (Di) dans le système Fo – CaTs – Qz – Di définit une barrière thermique (Figure III.40a ; O'Hara et Yoder, 1967 ; O'Hara, 1968b) et doit donc être pris en considération : pour une projection à partir du diopside, les pyroxénites qui se placent à proximité du joint CaTs – En dans le diagramme CaTs – Fo – Qz ont des T_L plus élevées que les pyroxénites qui se placent loin du joint. Dans ce diagramme, M7-16 se projette légèrement plus loin du joint CaTs – En que M5-40 (Figure III.4), ce qui pourrait expliquer pourquoi ses températures de liquidus sont plus basses que celles de M5-40 (1425°C à 2 GPa et 1450°C à 2.5 GPa pour M7-16 versus 1460°C à 2 GPa et 1475°C à 2.5 GPa pour M5-40).

III.4.3.2 Séries à 1 et 1.5 GPa.

A $P \leq 1.5$ GPa, la barrière thermique n'existe plus et la T_L est contrôlée par d'autres facteurs. Sur la Figure III.40b, les trois compositions sont projetées à partir du Quartz dans le diagramme liquidus Fo – An – Di et sont comparées aux relations de phases liquidus déterminées par Presnall et al. (1978) dans le système simple CMAS. A 1.5 GPa, elles se trouvent dans le volume de phase de l'olivine. Ceci confirme le fait que l'olivine est la phase liquidus des trois pyroxénites à 1 et 1.5 GPa. Par ailleurs, M5-103 est significativement plus proche du pôle olivine et présente donc une température de liquidus plus élevée. De même, M5-40 est légèrement plus riche en composant Fo que M7-16 et sa température de liquidus doit être légèrement plus haute. Les relations de phases liquidus dans la Figure III.40b ont été déterminées dans le système simple CMAS (Presnall et al., 1978). Elles ne prennent donc pas en compte

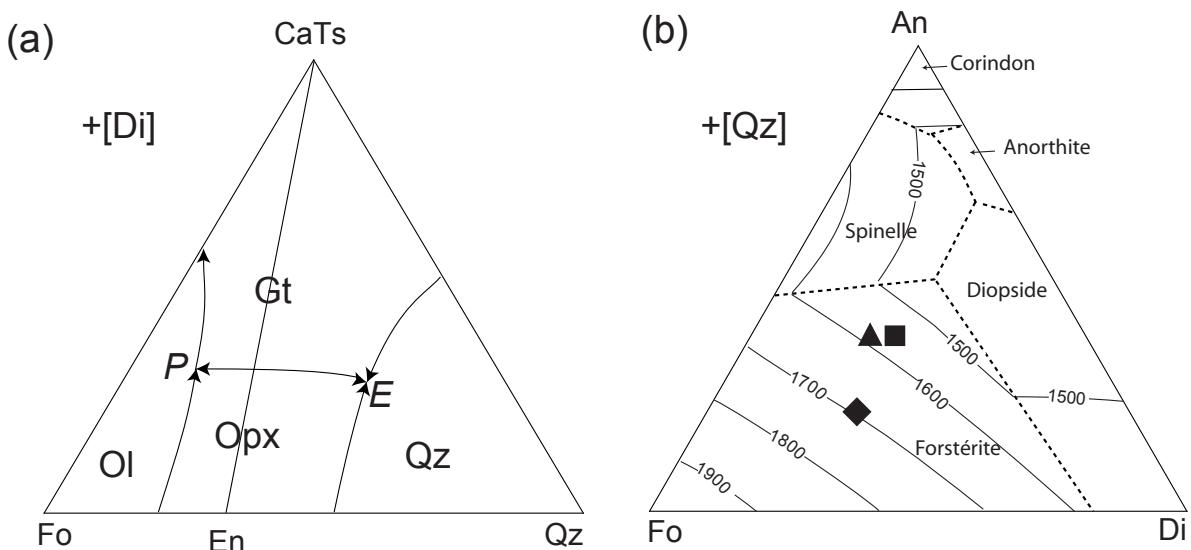


Figure III.40 (a) Illustration schématique des limites de phase liquides dans le diagramme Fo – CaTs – Qz projeté à partir du Di montrant l’effet de la barrière thermique CaTs – En – Di sur les températures de liquidus. Les flèches indiquent une diminution de la température. Modifié d’après de Kogiso et al. (2004a). (b) Projection des pyroxénites M5-103, M5-40 et M7-16 dans le diagramme liquidus Anorthite (An) – Forstérite (Fo) – Diopside (Di) à 1.5 GPa. Les lignes en tirets déterminent les limites des volumes de phase et les lignes continues sont les isothermes (d’après Presnall et al., 1978). Les compositions M5-103 (losange), M5-40 (triangle) et M7-16 (carré) ont été projetées à partir du Quartz [Qz] avec la méthode d’O’Hara (1972 – Annexe E).

l’effet potentiel des autres composants, comme le fer. Néanmoins, les observations sont qualitativement en accord avec les estimations des T_L réalisées à partir de nos résultats expérimentaux (Figure III.22) : à 1.5 GPa, les T_L de M5-103, M5-40 et M7-16 sont égales à 1530°C, 1375°C et 1350°C, respectivement.

III.4.4 Implication pour la productivité des pyroxénites

Si l’influence de la composition sur les températures de solidus des pyroxénites est encore sujette à débat, le problème est encore plus prononcé pour l’influence de la composition sur leur productivité. En effet, beaucoup d’études montrent que la productivité moyenne des pyroxénites est plus élevée que celle des périclases (Hirschmann et Stolper, 1996), mais les paramètres influençant les différences de productivité au sein des pyroxénites sont peu connus. Mon étude montre que les variations de T_s et de T_L en fonction de la composition aboutissent à des intervalles de fusion contrastés et donc à une productivité très variable en fonction de la composition (Tableau III.3). À 1 GPa, par exemple, les intervalles de fusion de M5-103, M5-40 et M7-16 sont de ~180°C, ~145°C et ~110°C, respectivement. Il est intéressant de remarquer que la taille de l’intervalle de fusion est corrélée à la température de liquidus, plus qu’à la température de solidus : l’intervalle de fusion de M7-16 est systématiquement plus petit que celui des deux autres compositions et parallèlement sa T_L de liquidus est la plus faible. Au contraire, entre 1.5 et 2.5 GPa, sa température de solidus est plus élevée que celle de M5-40 ; à 1 GPa, la

présence de plagioclase dans l'assemblage de M5-40 aboutit à une T_s de M7-16 plus faible que celle de M5-40. Par ailleurs nos résultats suggèrent que l'intervalle de fusion augmente entre 1 et 2 GPa puis diminue entre 2 et 2.5 GPa (Tableau III.3). L'intervalle de fusion de M7-16 augmente par exemple de 110°C à 145°C entre 1 et 2 GPa puis diminue jusqu'à 125°C à 2.5 GPa. La diminution de l'intervalle de fusion à des pressions supérieures à 2 GPa a été documentée dans de précédentes études sur la fusion des pyroxénites (e.g., Pertermann et Hirschmann, 2003a ; Keshav et al., 2004) mais n'est pas expliquée. J'attribue cette évolution à l'augmentation du volume de phase du grenat aux dépens du cpx. En effet, les résultats exposés ci-dessus (cf. § III.3.4.2) suggèrent qu'à une pression donnée, la productivité d'une roche en fonction de F augmente avec la participation du cpx à la réaction de fusion. La diminution de la stabilité du cpx au-dessus de 2 GPa entraîne donc une consommation plus rapide de ce dernier lors de la réaction de fusion et donc une productivité plus forte. Enfin, cette hypothèse conforte la corrélation entre T_L et intervalle de fusion en suggérant que la productivité est principalement contrôlée par les relations de phases au liquidus.

III.4.5 Comparaison pyroxénite/péridotite

Dans le système pyroxénitique, le cpx est la phase la plus stable (ou l'une des plus stables) : il est au liquidus à haute pression (2 et 2.5 GPa) et il disparaît seulement à un fort F à plus basse pression (1 et 1.5 GPa). Par exemple, à 1 GPa, le cpx disparaît à $F > 63\%$ dans M5-103 et à $F \sim 85\%$ et 95% dans M5-40 et M7-16 respectivement. Dans le système péridotitique, la disparition du cpx intervient au contraire à un F beaucoup plus faible. Par exemple, à 1 GPa il disparaît entre 17 et 20 % de fusion dans la composition MM3 (Baker et Stolper, 1994) et entre 8 et 10% de fusion dans DMM1 (Wasylenki et al., 2003).

La Figure III.21 montre que l'évolution de la productivité avec la température se fait par «paliers» séparés par des «sauts» de productivité, chaque palier correspondant à une réaction de fusion et chaque saut à un changement de réaction dû à la disparition d'une phase. Ces résultats suggèrent que la productivité augmente avec la contribution du cpx et est maximale pour des réactions du type $\text{cpx} + \text{sp} = \text{liquide} + \text{ol}$ (0.8-1.1 %/°C) ou $\text{cpx} + \text{sp} = \text{liquide}$ (1.0-3.4 %/°C). Au contraire, la réaction du type $\text{ol} = \text{liq}$ donne lieu à une productivité significativement plus faible (0.2-0.4 %/°C). La disparition du cpx dans les assemblages péridotitiques s'accompagne également d'une chute de la productivité en liquide (e.g., Hirschmann et al., 1999b).

La Figure III.41 montre l'évolution de la fraction de liquide dans les pyroxénites et dans les péridotites en fonction de la réaction de fusion à 1 GPa. Sur cette figure on voit que les

III. Relations de fusion des pyroxénites

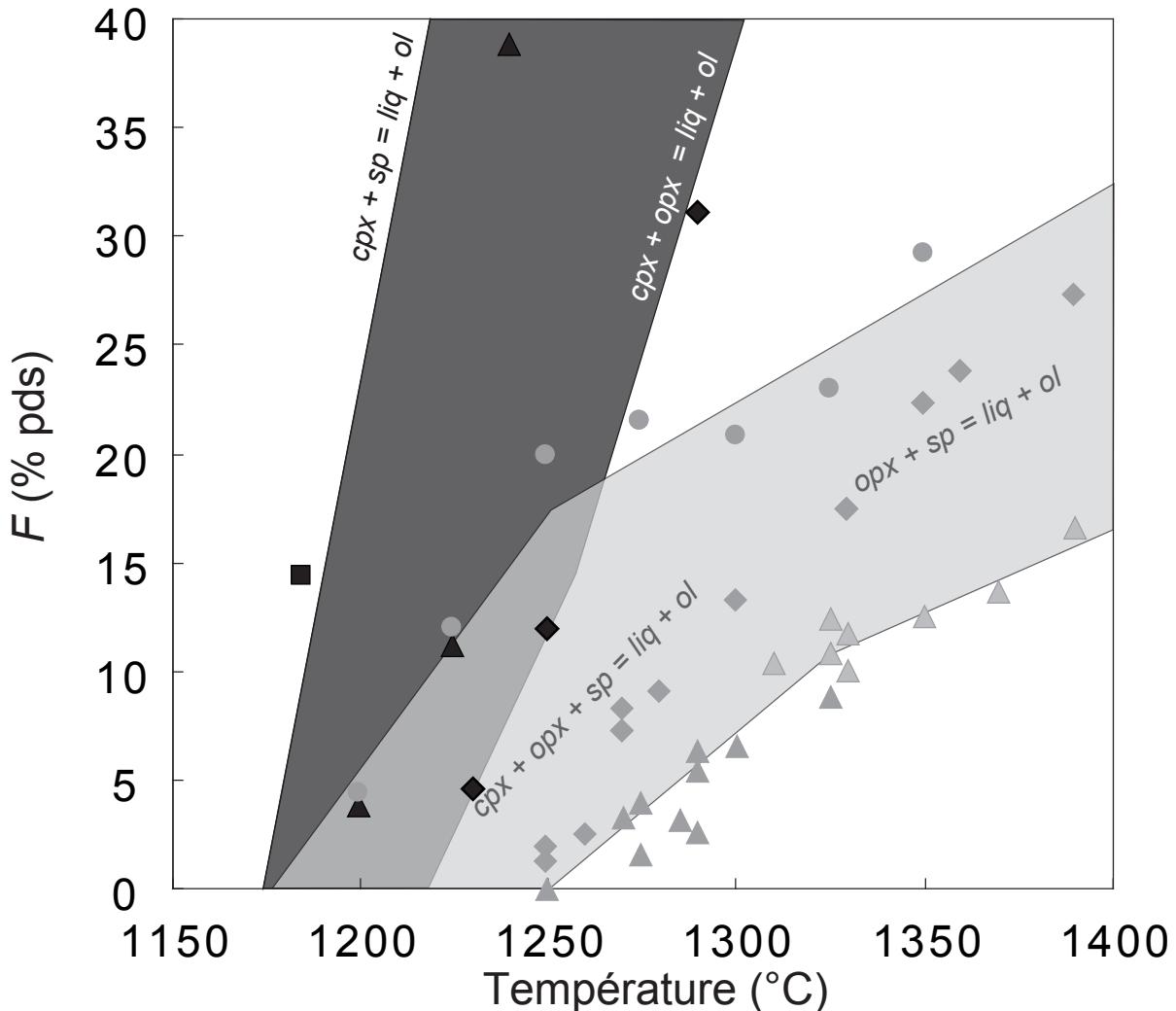


Figure III.41 Fraction de liquide en fonction de la température dans les expériences à 1 GPa pour les pyroxénites (symboles noirs ; losanges, M5-103 ; triangles, M5-40 ; carrés, M7-16) et pour les périclites (symboles gris ; cercles, PHN-1611 ; losanges, MM3 ; triangles, DMM1). Le champ gris foncé illustre la variation de productivité et de température de solidus pour les trois pyroxénites étudiées. Il est délimité à gauche par la droite F vs. T de M7-16 qui correspond à la réaction $cpx + sp = liq + ol$, et à droite par les droites F vs. T de M5-103 qui correspondent aux réactions $cpx + opx + sp = liq + ol$ et $cpx + opx = liq + ol$ (la réaction $cpx + opx + sp = liq + ol$ correspond à la branche de pente un peu plus faible en dessous de 14 % de fusion). Le champ gris clair illustre les gammes de T_s et de productivité des périclites. Il est délimité à gauche par l'évolution de la fraction de liquide avec la température de PHN-1611, la périclite la plus fertile, et à droite par l'évolution de DMM1, la périclite la plus réfractaire. Les réactions de fusion sont les mêmes dans les trois périclites : $cpx + opx + sp = liq + ol$ puis, après la disparition du cpx marquée par la rupture de pente, $opx + sp = liq + ol$. Sources des données sur les périclites : PHN-1611, Kushiro (1996) ; MM3, Baker et Stolper (1994), Baker et al. (1995) et Hirschmann et al. (1998) ; DMM1, Wasylewski et al. (2003).

les différences de productivité entre périclites et pyroxénites sont le résultat de deux facteurs :

(1) un facteur compositionnel : pour une réaction donnée, la productivité des pyroxénites est plus élevée que la productivité des périclites. Par exemple, pour la réaction du type $cpx + opx + sp = liq + ol$, M5-103 a une productivité de 0.37 %/°C tandis que la productivité des périclites est comprise entre 0.24 et 0.12 %/°C.

(2) un facteur modal : la disparition du cpx à un relativement faible F (10-20%) entraîne une chute significative de la productivité des périclites.

La disparition du cpx dans les assemblages pyroxénitiques, quand elle a lieu, se fait à un F significativement plus élevé. L'écart de productivité entre pyroxénites et périclases augmente donc significativement après la disparition du cpx dans le résidu périclase.

III.5 Conclusions

L'étude présentée met en lumière la complexité des relations de phases du système pyroxénitique, le rôle de la variation compositionnelle de ces roches sur leur comportement de fusion ainsi que l'importance du facteur lithologique sur le contrôle de la T_s et de la productivité des roches. Les principaux résultats concernant leur comportement de fusion peuvent être résumés ainsi :

(1) La corrélation entre T_s et teneur en alcalins de la roche est à considérer avec précaution car elle ne prend en compte ni le rôle de l'assemblage minéralogique, ni celui du Mg# sur le contrôle de la T_s . L'assemblage minéralogique a une influence importante sur la T_s car il contrôle la teneur en alcalins des liquides (et donc l'influence des alcalins sur la T_s). La large gamme de Mg# dans les pyroxénites a une influence non négligeable sur leur T_s : l'écart de T_s entre les pyroxénites les plus riches et les plus pauvres en fer pourrait atteindre près de 170°C.

(2) La productivité isobare des pyroxénites n'est pas linéaire : elle augmente avec F parallèlement à l'augmentation de la contribution du cpx à la réaction de fusion. De plus, la productivité moyenne des pyroxénites est en grande partie contrôlée par leurs relations de phases au liquidus. L'augmentation du volume de phase du cpx tend à diminuer la productivité des pyroxénites car la contribution du cpx à la réaction de fusion diminue en réponse à l'augmentation de la stabilité de ce dernier.

(3) La différence de productivité entre périclases et pyroxénites est contrôlée par deux facteurs : un facteur compositionnel qui fait que la même réaction a une productivité plus élevée dans les pyroxénites que dans les périclases ; et un facteur modal qui fait que le cpx disparaît à relativement faible F dans les périclases, ce qui entraîne une chute de productivité et une augmentation significative du contraste de productivité entre périclases et pyroxénites.

Pour finir, la Figure III.42 illustre les intervalles de fusion des pyroxénites et des périclases sur la base des résultats obtenus dans cette étude et dans les études expérimentales antérieures. Pour comparaison, j'ai reporté les trajets adiabatiques du manteau sous les ridges médio-océaniques pour des températures potentielles de 1280 et 1400°C. La figure montre que, dans le cas d'un manteau asthénosphérique subissant une décompression adiabatique, comme sous les ridges médio-océaniques, les pyroxénites sont susceptibles de commencer à fondre 50 ($T_p =$

1280 °C) à 65 km ($T_p = 1400^\circ\text{C}$) plus profondément que les péridotites. Elle souligne aussi que le rôle des pyroxénites est d'autant plus important que le manteau est «froid». En effet, le rapport entre l'intervalle de profondeur où les pyroxénites sont les seules à être partiellement fondues et l'intervalle de profondeur où les pyroxénites et les péridotites fondent ensemble augmente significativement quand la température potentielle du manteau diminue : entre $T_p = 1400^\circ\text{C}$ et $T_p = 1280^\circ\text{C}$, le rapport passe de 1.1 à 2.7. Pour une T_p de 1280°C, comme pour le manteau sous la dorsale sud-ouest indienne (Robinson et al., 2001), les pyroxénites seront les seules à fondre entre 1 et 3 GPa et sont donc susceptibles de contribuer à une part significative des basaltes qui arrivent en surface.

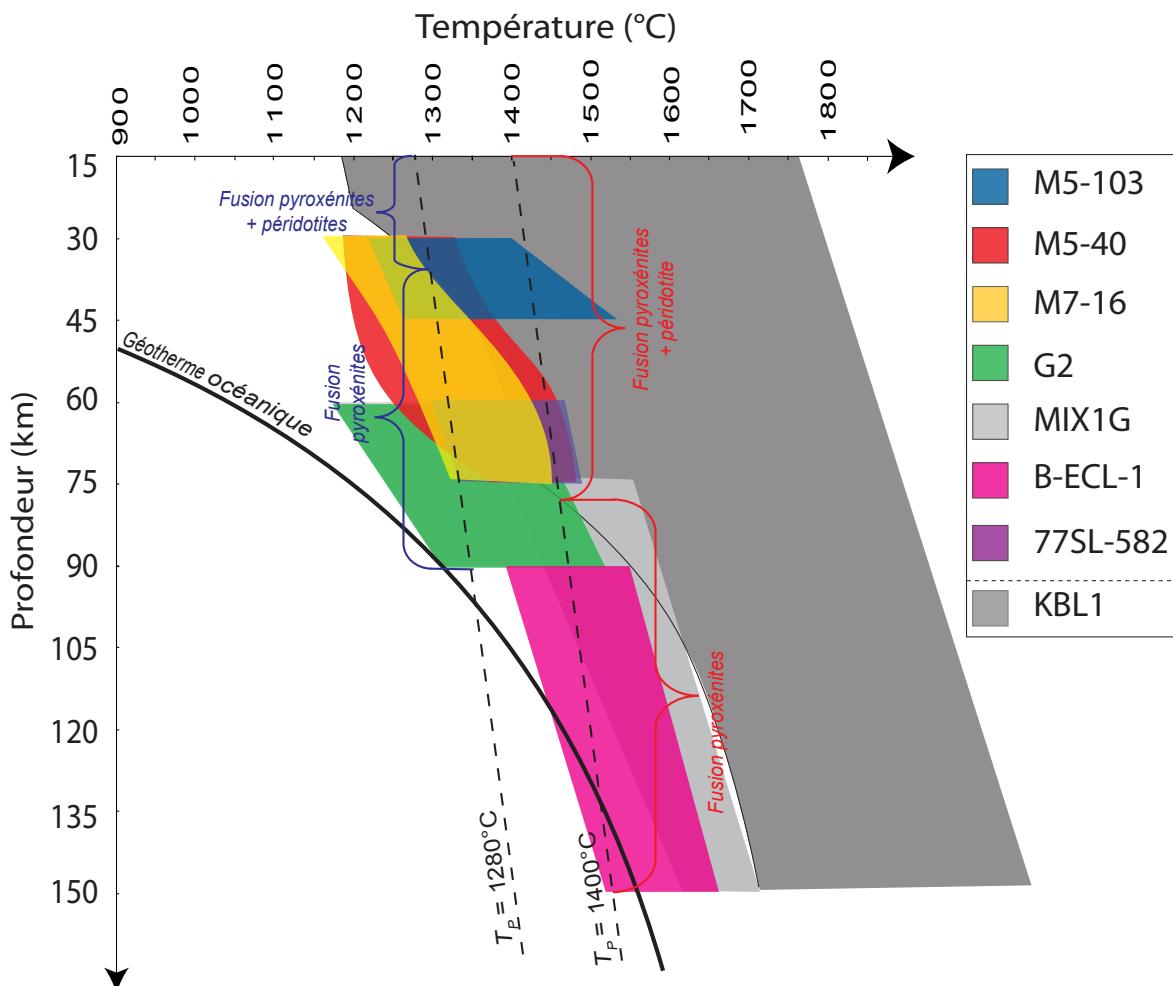


Figure III.42 Intervalles de fusion des pyroxénites étudiées dans cette étude et dans les études antérieures dans l'espace profondeur – température, comparés à l'intervalle de fusion de la péridotite KBL1 (en gris ; Takahashi, 1986). Les plages de couleur illustrent les intervalles de fusion déterminés pour différentes pyroxénites : M5-103 en bleu, M5-40 en rouge, M7-16 en jaune, G2 en vert (Pertermann et Hirschmann, 2003a), MIX1G en bleu clair (Hirschmann et al., 2003 ; Kogiso et al., 2003), BECL-1 en rose (Kogiso et Hirschmann, 2006) et 77SL-582 en violet (Keshav et al., 2004). La ligne noire représente le géotherme océanique moyen selon Green et Ringwood (1963). Les lignes en pointillés représentent les trajets adiabatiques du manteau pour des températures potentielles de 1280 et 1400°C.

PARTIE IV
ROLE DES PYROXENITES SUR LA COMPOSITION EN
ELEMENTS MAJEURS DES MORB :
CONTRAINTES EXPERIMENTALES

IV.1 Problématique

Beaucoup d'études récentes expliquent la composition des MORB par la présence de pyroxénite dans leurs sources mantelliques. En effet, Allègre et al. (1995) ont montré que la dispersion des compositions en éléments traces des MORB est supérieure à celle des OIB ; ils invoquent un manteau à deux composants (veines de pyroxénites dans une matrice périclinal) pour expliquer cette dispersion. Schiano et al. (1997) et Eiler et al. (2000) proposent un composant de type «croûte océanique recyclée» dans les régions-sources pour expliquer la composition isotopique en osmium et en oxygène des MORB. Les compositions en éléments majeurs ont également été utilisées comme argument pour mettre en évidence la présence d'hétérogénéités locales dans le manteau (e.g., Niu et Batiza, 1993 ; Le Roux et al., 2002b ; Niu et al., 2002). Comprendre le rôle des pyroxénites sur la composition en éléments majeurs des MORB nécessite de connaître la composition des liquides issus des pyroxénites dans les conditions de pression et de température appropriées. Les nombreuses études expérimentales sur la fusion partielle des pyroxénites ont permis de mieux comprendre le comportement de fusion de ces roches à des pressions ≥ 2 GPa et ont mis en évidence le rôle de la barrière thermique CaTs – En – Di sur la composition des liquides (cf. § III.2.1 ; Kogiso et al., 2004).

Il est important de rappeler que la barrière thermique n'existe que pour les assemblages constitués principalement de cpx et gt, à savoir à des pressions supérieures ou égales à ~ 2 GPa. À plus basse pression, les compositions des liquides pyroxénitiques pourraient être similaires

ou contrôlées par d'autres barrières thermiques créées sur d'autres joints minéralogiques. Par exemple, le plan Fo – anorthite (An) – Di est une barrière qui sépare les liquides à quartz et hypersthène normatifs, des liquides à néphéline normative à des pressions entre 0.1 et 0.8 GPa (O'Hara, 1968b). Néanmoins, les compositions des liquides issus des pyroxénites à des pressions inférieures à 2 GPa n'a pas encore fait l'objet d'une étude expérimentale détaillée.

Il est généralement admis que les magmas produits au niveau des ridges médiocéaniques sont le résultat du mélange des liquides créés selon un processus proche de la fusion continue sur un large intervalle de pressions, appelée colonne de fusion. La croûte océanique reflète donc une moyenne des pressions de formation de chaque liquide. Pour une croûte océanique normale (7 ± 1 km), la plupart des modèles pétrogénétiques (e.g., Klein et Langmuir, 1987 ; Kinzler et Grove, 1992b ; Langmuir et al., 1992 ; Kinzler, 1997) prédisent une pression moyenne de fusion \leq à 1.5 GPa (pour un manteau péridotitique). Déterminer le rôle des pyroxénites sur la composition en éléments majeurs des MORB nécessite donc de connaître la composition des liquides pyroxénitiques formés à ces pressions. Cette partie utilise les résultats des expériences à 1 et 1.5 GPa présentés dans la Partie III et se focalise sur la composition des liquides afin de discuter de l'influence potentielle des pyroxénites sur la composition en éléments majeurs des MORB. Elle est présentée sous forme d'un article récemment publié dans *Earth and Planetary Science Letters*.

IV.2 An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1.5 GPa: Implications for the major element composition of Mid-Ocean Ridge Basalts

Résumé. Pour mieux comprendre le rôle potentiel des pyroxénites dans la genèse des basaltes aux ridges médiocéaniques, nous avons réalisé des expériences de fusion partielle sur trois échantillons naturels (deux webstérites et une clinopyroxénite) représentatifs de la population mondiale des pyroxénites. Les expériences ont été réalisées à 1 et 1.5 GPa en piston-cylindre ; la technique des microdikes a été utilisée pour séparer le liquide des phases solides et obtenir des analyses de verre fiables même aux faibles degrés de fusion. Des comportements de fusion contrastés sont observés en fonction des phases présentes dans l'assemblage au solidus, en particulier en fonction de la proportion d'opx. (1) Si l'opx est abondant, la principale réaction est similaire à la réaction de fusion dans les péridotites ($cpx + opx \pm sp = liquide + ol$), et les liquides sont similaires aux liquides issus des péridotites pour la majorité des éléments majeurs (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , and Na_2O). (2) Si l'opx est absent, la principale réaction est $cpx + sp = liquide + ol$, créant des liquides qui sont fortement appauvris en SiO_2 par rapport aux

liquides produits par les webstérites et périclases. Cette faible teneur en SiO_2 peut être associée à une forte teneur en FeO, une combinaison généralement attribuée à une pression moyenne de fusion élevée (d'une source périclase).

En raison de leurs productivités plus fortes et de leurs températures de solidus plus basses, 5 % pds de pyroxénites dans un manteau hétérogène pourrait correspondre jusqu'à 40 % pds de la production totale de liquide. Dans certains cas, les liquides issus des pyroxénites diffèrent fortement des liquides périclastiques, aboutissant à une signature pyroxénitique distincte dans le magma (teneurs en TiO_2 , en alcalins et en SiO_2 plus faibles, teneurs en FeO plus fortes et/ou Mg# plus bas). Les critères classiques utilisés pour sélectionner les magmas primaires (inclusions magmatiques piégées à l'intérieur d'olivine avec un fort Mg# ou MORB avec un Mg# supérieur à 67) ou pour traquer les sources mantelliques enrichies (MORB avec de fortes teneurs en éléments incompatibles) doivent être considérés avec précaution ; dans le cas contraire, des liquides portant une signature pyroxénitique pourraient être éliminés. (2) En général cependant, la signature en éléments majeurs des pyroxénites est difficilement détectable dans les magmas due à la similitude de la plupart des liquides issus des pyroxénites avec les liquides périclastiques. Cette similarité pourrait expliquer pourquoi les MORB ont des compositions en éléments majeurs relativement homogènes, mais peuvent présenter des compositions isotopiques ou en éléments traces variables.



An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1.5 GPa: Implications for the major-element composition of Mid-Ocean Ridge Basalts

Sarah Lambert ^{*}, Didier Laporte, Pierre Schiano

Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal - CNRS - IRD, 5 rue Kessler, F-63038 Clermont-Ferrand Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 20 July 2009

Received in revised form 21 September 2009

Accepted 25 September 2009

Available online 17 October 2009

Editor: L. Stixrude

Keywords:

experimental petrology

pyroxenite

partial melting

primitive MORB

ABSTRACT

To better assess the potential role of pyroxenites in basalt generation at mid-ocean ridges, we performed partial melting experiments on two natural websterites and one clinopyroxenite representative of worldwide pyroxenites. The experiments were conducted at 1 and 1.5 GPa in a piston-cylinder apparatus; the microdike technique was used to separate the liquid from the solid phases and to obtain reliable glass analyses even at low degrees of melting. Contrasted melting behaviors were observed depending on the phase proportions at the solidus, especially the abundance of orthopyroxene. (1) If orthopyroxene is abundant, the main melting reaction is similar to the melting reaction in peridotites (clinopyroxene + orthopyroxene \pm spinel = liquid + olivine), and the liquids are similar to peridotite-derived melts for most major elements. (2) In the absence of orthopyroxene, the main melting reaction is clinopyroxene + spinel = liquid + olivine, yielding liquids that are strongly depleted in SiO₂ in comparison to peridotite-derived melts. This low-SiO₂ content can be associated with a high FeO content, a combination usually ascribed to a high average pressure of melting (of a peridotitic source). Because of their higher melt productivities and lower solidus temperatures, 5 wt.% of pyroxenites in a heterogeneous mantle may contribute up to 40 wt.% of the total melt production. (1) In some cases, pyroxenite-derived melts differ strongly from peridotite partial melts, leading to a distinct pyroxenite signature in the average melt (lower alkali and TiO₂ contents, lower SiO₂, higher FeO and/or lower Mg#). The classical criteria used to select primitive mantle-derived magmas (melt inclusions hosted into high Mg# olivine or MORB glasses with Mg# \geq 67) or to track down enriched mantle sources (MORB glasses with high incompatible element contents) must be considered with caution, otherwise melts carrying a pyroxenite signature may be eliminated. (2) In general, however, the major-element signature of pyroxenites should be hardly detectable in the average melt because of the similarity of most pyroxenite-derived melts with peridotite partial melts. This similarity may explain why MORB have relatively uniform major-element compositions, but may have variable trace element and/or isotopic compositions.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The main mechanism involved in the generation of Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB), the most voluminous rock type on the Earth's surface, is polybaric partial melting of the Iherzolitic mantle ascending beneath mid-ocean spreading centers. Assuming a homogeneous mantle, the major-element variability of MORB is generally explained in terms of variations of the potential temperature of the ascending mantle (Klein and Langmuir, 1987; McKenzie and Bickle, 1988; Langmuir et al., 1992) and low-pressure fractionation (Grove et al., 1992). There are, however, several aspects of MORB composition, including variations in abundance of trace elements (e.g., Allègre et al., 1995; Niu and Batiza, 1997), in volatile and halogen contents

(e.g., Michael and Schilling, 1989; Michael, 1995) and in isotope ratios (e.g., Dupré and Allègre, 1983; Blichert-Toft et al., 1999; Eiler et al., 2000) that cannot easily be explained in the case of a homogeneous source. Moreover several lines of evidence indicate that the mantle contains a significant fraction of pyroxenites (Schulze, 1989), which present a large spectrum of bulk-rock composition (Fig. 1) and modal proportions, and which may play an important role in controlling the chemical variability of mantle-derived melts (Sleep, 1984; Allègre and Turcotte, 1986; Sobolev et al., 2007). At last models based on trace elements and isotopic systematics (e.g., Hirschmann and Stolper, 1996) have emphasized the role of pyroxenites in MORB generation. Accordingly, one may wonder why pyroxenites would control isotopic and trace element systematics of MORB without significantly affecting their major-element compositions.

High-pressure experiments on a range of pyroxenite bulk compositions have allowed us to better constrain the melting relations of these rocks at pressure P higher than 2 GPa, and their role in the generation of oceanic island basalts (e.g., Yasuda et al.,

* Corresponding author. Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand. Tel.: +33 4 73 34 67 21; fax: +33 4 73 34 67 44.

E-mail address: S.Lambart@opgc.univ-bpclermont.fr (S. Lambert).

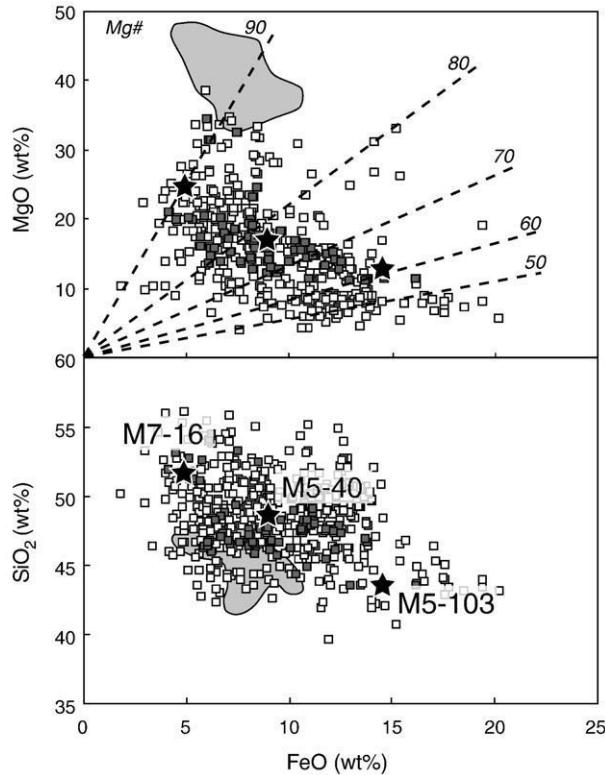


Fig. 1. Plots of MgO and SiO₂ vs. FeO for natural pyroxenites (small squares; pyroxenites from the Beni Bousera ultramafic massif are shown by the small grey squares); the stars are starting materials M5–103, M5–40 and M7–16. The grey area is the mantle peridotite field from GEOROC database (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>). The pyroxenite data come from compilation of Hirschmann and Stolper (1996) completed with analyses from Becker (1996), Bodinier et al. (2008), Dessai et al. (2004), Dickey (1970), Ducea (2002), Garrido and Bodinier (1999), Ghent et al. (1980), Jahn et al. (2003), Kornprobst (1970), Kumar et al. (1996), Kuno and Aoki (1970), Lee et al. (2006), Liu et al. (2005), Melcher et al. (2002), Porreca et al. (2006), Santos et al. (2002), Schmickler et al. (2004), Tang et al. (2007), Volkova et al. (2004), and Xu (2002).

1994; Kogiso et al., 1998; Hirschmann et al., 2003; Pertermann and Hirschmann, 2003b; Keshav et al., 2004; Kogiso and Hirschmann, 2006). Assuming a normal oceanic crust thickness (7 ± 1 km), most petrologic models (e.g., Langmuir et al., 1992; Kinzler and Grove, 1992) predict a mean pressure of melting less than 1.5 GPa (for peridotitic mantle). To constrain the role of pyroxenites on the major-element compositions of primitive MORB, it is therefore necessary to compare melt compositions and degrees of melting in peridotites and pyroxenites at $P < 2$ GPa. At present, very little is known about the melting behavior of pyroxenites at $P < 2$ GPa. Ito and Kennedy (1974) realized melting experiments on a pyroxenite between 1 atm and 2.5 GPa. However, they used Pt capsules without inner graphite container and so their charges may have suffered iron loss. Adam et al. (1992) investigated partial melting of two garnet pyroxenites at 1.3–2 GPa, but the presence of some water in their experiments led to the crystallization of amphibole.

We have selected three natural pyroxenites that cover the composition ranges of natural pyroxenites (Fig. 1), and we have determined experimentally their melting relations and phase compositions at 1 and 1.5 GPa. Although this contribution is primarily focused on intermediate to large degrees of melting, we also analysed liquid compositions at low degrees of melting, down to 2.6%. Comparing our data with previous studies on the peridotitic system (Hirose and Kushiro, 1993; Baker and Stolper, 1994; Baker et al., 1995; Kushiro, 1996; Robinson et al., 1998; Falloon and Danyushevsky, 2000; Wasylewski et al., 2003; Laporte et al., 2004), (1) we try to find discriminating features between pyroxenite-derived and peridotite-

derived melts, and (2) we discuss the relative contributions of pyroxenites and peridotites to basalt generation and the influence of pyroxenite-derived melts on the major-element composition of MORB. This work provides the first experimental study of the influence of pyroxenite on the major-element compositions of MORB. Moreover, it extends the database of pyroxenite partial melts from the literature, in which compositions at low degrees of melting were almost completely lacking up to now.

2. Experimental and analytical procedure

2.1. Selection of starting materials

In order to select representative compositions of pyroxenites, a principal component analysis was first performed on normalized major-element compositions of a worldwide pyroxenite dataset from the literature (see references in Fig. 1 caption). This technique gives the principal directions of the data cloud, expressed mathematically by the eigenvectors of the variance–covariance matrix of the data, and the associated principal variances, which are the corresponding eigenvalues. Three natural pyroxenites from the Beni Bousera ultramafic massif were selected to account for the dispersion of the data (Fig. 1). Sample M5–40 is a garnet websterite, which plots very close to the mean of the pyroxenite population. It contains 16.6 wt.% MgO, and its Mg# [that is, the molar ratio $100 \times \text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$] is equal to 76.7 (Table 1). The two other samples plot on the opposite sides of the first principal component axis, which expresses the largest linear dispersion of the data. Sample M5–103 is an olivine websterite with 24.6 wt.% MgO and Mg# = 89.8; compared with M5–40, it is enriched in SiO₂, and depleted in Al₂O₃, FeO, TiO₂, and Na₂O. Sample M7–16 is a garnet–olivine clinopyroxenite, with 12.5 wt.% MgO and a low Mg# (60.6); compared with M5–40, it is depleted in SiO₂ and Na₂O, and enriched in FeO, CaO, and TiO₂. The three pyroxenites are olivine (Ol) normative, but show different degrees of silica undersaturation: M7–16 is nepheline (Ne) normative (2.3%), M5–40 is hyperstene (Hy) normative (8.3%), and M5–103 is strongly Hy-normative (31.3%).

2.2. Experimental and analytical techniques

Pyroxenites were crushed in an agate mortar, and ground under ethanol to 2–4 μm using an agate micronizing mill. They were then fired for 6 h at 900 °C in a CO₂/H₂ atmosphere with an oxygen fugacity between the magnetite–wüstite and the iron–wüstite buffers ($f_{\text{O}_2} = 10^{-15.91}$ bar). All powders were stored under vacuum to minimize the adsorption of water. The experiments were made in a non-end-loaded, 3/4-inch piston-cylinder apparatus, using double containers made of graphite and platinum; containers, assemblages, and experimental techniques are similar to those described in Lambart et al. (2009).

To analyse the composition of liquids in equilibrium with mineral phases, we used the “microdike” technique (Laporte et al., 2004). In all the experiments, we observed a few microdikes (Fig. 2), both at the top and at the bottom of the graphite sample chamber, which vary from tens to hundreds of microns in length and from a few microns to hundreds of microns in width. Degrees of melting (from 2.6 to 95.0 wt.%) and run durations in our study (Table 2) are such that the liquid in the microdikes is in equilibrium with neighboring mineral phases (Laporte et al., 2004). Moreover, Lambart et al. (2009) showed that the average glass compositions measured at the top and at the bottom of the sample chamber are equal within error in a given experiment, indicating thus a small temperature gradient (~5 °C) in the sample chamber.

At the end of an experiment, the capsule was enclosed in epoxy, sectioned lengthwise, polished and carbon-coated. Textures, phase assemblages (Table 2) and compositions (Table 1) were characterized using a JEOL JSM-5910 LV scanning electron microscope and a Cameca SX100 electron microprobe. A 15-kV accelerating voltage, a 15-nA

Table 1
Compositions (wt.%) of starting materials M5–103, M5–40 and M7–16, and average compositions of liquid in partial melting experiments.^a

Run no.	Ph	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg# ^b	Ne/O/Hy/Di/Fds ^c
M5–103		51.64	0.09	7.17	0.60	4.97	0.10	24.57	10.13	0.71	0.02	89.8	0/18/31/27/22	
M5–40		48.53	0.52	12.37	0.12	9.02	0.20	16.64	10.89	1.65	0.06	76.7	0/28/8/22/41	
M7–16		43.58	0.75	13.73	0.04 (6)	14.51 (14)	0.30	12.52	13.77	0.75	0.03	60.6	2/32/0/28/36	
103-C1	gl (5)	52.57 (28)	0.21 (10)	19.71 (62)	0.07 (8)	7.92 (48)	0.07 (8)	8.90 (49)	4.70 (32)	0.37 (10)	0.02 (4)	72.0 (11)	2/18/0/10/69	
103-B1	gl (3)	51.62 (59)	0.17 (9)	17.99 (32)	0.16 (9)	6.43 (30)	0.11 (8)	9.79 (25)	10.42 (34)	3.16 (20)	0.16 (5)	96.1 (19)	0/16/8/14/62	
103-A1 ^d	gl (5)	51.14 (11)	0.14 (6)	15.05 (78)	0.25 (6)	6.04 (32)	0.13 (14)	12.72 (86)	12.61 (60)	1.63 (30)	0.04 (6)	97.7 (29)	0/8/21/23/48	
Cpx (8)		54.01 (38)	0.05 (4)	4.40 (52)	0.82 (14)	3.53 (34)	0.10 (4)	22.2 (16)	14.6 (21)	0.27 (6)	<dl	100.5 (5)	91.8 (2)	
Opx (8)		55.76 (62)	0.03 (4)	3.8 (13)	0.70 (20)	4.72 (24)	0.09 (4)	31.98 (76)	2.65 (22)	—	—	100.2 (3)	92.4 (2)	
ol (5)		41.57 (22)	0.01 (4)	0.08 (2)	0.21 (6)	7.76 (20)	0.10 (2)	50.04 (40)	0.37 (6)	—	—	99.3 (3)	92.0 (1)	
103-D1	gl (14)	52.56 (60)	0.12 (4)	10.28 (58)	0.47 (6)	4.37 (88)	0.11 (10)	17.2 (11)	13.96 (48)	0.91 (32)	0.02 (4)	97.4 (10)	87.5 (27)	
103-H2b	gl (7)	48.8 (83)	0.36 (11)	18.31 (41)	0.05 (9)	7.12 (31)	0.11 (10)	10.79 (27)	10.06 (38)	3.83 (22)	0.48 (9)	73.0 (5)	7/23/0/15/54	
103-R2a	gl (8)	49.77 (72)	0.33 (4)	17.21 (42)	0.07 (6)	7.23 (22)	0.11 (4)	11.34 (32)	10.21 (38)	3.37 (14)	0.38 (6)	73.2 (8)	3/24/0/16/56	
103-R2b	gl (9)	51.0 (16)	0.31 (6)	17.45 (48)	0.02 (6)	6.91 (36)	0.12 (6)	10.3 (11)	9.62 (56)	3.83 (28)	0.47 (14)	99.8 (2)	73.3 (16)	
103-C2	gl (6)	49.4 (12)	0.27 (14)	17.0 (13)	0.09 (4)	7.48 (70)	0.06 (14)	12.6 (12)	10.16 (98)	2.74 (6)	0.19 (10)	96.1 (34)	75.0 (10)	
103-E2	gl (3)	49.5 (12)	0.30 (2)	15.91 (32)	0.08 (0)	7.23 (2)	0.10 (2)	13.59 (62)	11.12 (8)	2.00 (76)	0.12 (2)	97.7 (22)	0/21/10/17/52	
103-D2	gl (6)	50.0 (12)	0.21 (18)	13.47 (54)	0.20 (18)	7.29 (64)	0.15 (16)	14.60 (60)	12.28 (72)	1.80 (24)	0.08 (14)	100.1 (12)	78.1 (47)	
103-F2	gl (8)	50.98 (36)	0.11 (4)	10.16 (24)	0.50 (6)	5.78 (20)	0.13 (10)	18.47 (30)	12.85 (34)	1.00 (12)	0.03 (6)	98.7 (11)	85.1 (6)	
40-C1	gl (2)	48.03 (70)	1.65 (2)	16.6 (13)	0.04 (10)	13.20 (80)	0.25 (14)	7.18 (42)	8.2 (10)	4.49 (52)	0.40 (2)	96.2 (38)	49.2 (3)	
40-D1	gl (8)	48.80 (54)	1.64 (32)	17.8 (19)	0.02 (10)	11.0 (29)	0.32 (16)	7.36 (146)	9.2 (13)	3.56 (90)	0.25 (16)	98.1 (21)	52.3 (66)	
40-E1	gl (10)	49.36 (34)	0.80 (10)	18.87 (30)	0.03 (4)	9.40 (24)	0.13 (12)	7.98 (36)	9.99 (28)	3.23 (22)	0.21 (6)	98.3 (1)	60.2 (10)	
40-B1n ^d	gl (5)	49.43 (80)	0.64 (8)	15.28 (76)	0.10 (4)	8.71 (42)	0.19 (12)	11.17 (48)	12.40 (66)	1.99 (14)	0.09 (8)	99.5 (12)	69.6 (9)	
Cpx (7)		52.25 (40)	0.15 (8)	4.32 (62)	0.45 (6)	5.16 (54)	0.17 (8)	20.8 (11)	15.4 (17)	0.33 (6)	0.00 (2)	100.0 (7)	87.8 (5)	
ol (13)		40.67 (20)	0.02 (4)	0.08 (2)	0.07 (4)	11.62 (14)	0.20 (6)	46.95 (20)	0.39 (8)	—	—	100.3 (4)	87.2 (1)	
40-A1 ^d	gl (8)	49.76 (40)	0.61 (12)	14.91 (34)	0.11 (4)	8.31 (32)	0.19 (8)	11.58 (34)	12.47 (40)	1.98 (14)	0.08 (4)	99.0 (5)	71.3 (12)	
Cpx (14)		53.46 (56)	0.18 (4)	3.91 (78)	0.31 (6)	5.08 (42)	0.18 (6)	21.15 (70)	15.43 (92)	0.30 (4)	0.01 (2)	99.9 (8)	88.1 (4)	
ol (10)		40.41 (64)	0.02 (4)	0.07 (4)	0.11 (6)	11.48 (50)	0.20 (4)	47.30 (28)	0.41 (8)	—	—	100.5 (6)	88.0 (2)	
Sp (4)		0.32 (6)	0.42 (4)	61.75 (40)	0.53 (4)	23.51 (24)	0.18 (8)	13.07 (22)	0.22 (6)	0.01 (2)	0.00 (0)	99.1 (7)	49.8 (3)	
40-B1	gl (13)	49.00 (34)	0.56 (10)	14.00 (18)	0.12 (8)	8.83 (22)	0.11 (10)	13.26 (26)	12.30 (56)	1.75 (12)	0.07 (2)	98.5 (9)	72.8 (3)	
ol (7)		40.91 (18)	0.01 (4)	0.06 (4)	0.10 (6)	9.70 (28)	0.19 (6)	48.70 (18)	0.33 (4)	—	—	100.1 (8)	91.1 (1)	
40-H2	gl (5)	52.66 (66)	1.09 (8)	20.19 (42)	0.02 (4)	7.51 (22)	0.13 (8)	4.29 (30)	5.73 (16)	6.74 (54)	—	100.1 (8)	91.5 (41)	
40-F2	gl (28)	52.63 (52)	1.06 (8)	19.79 (32)	0.02 (6)	8.15 (26)	0.14 (8)	4.68 (20)	5.78 (30)	6.43 (32)	1.32 (14)	98.5 (12)	50.6 (15)	
40-E2	gl (9)	50.62 (54)	1.08 (4)	19.67 (44)	0.00 (4)	10.01 (36)	0.15 (14)	5.78 (18)	6.74 (38)	5.40 (22)	0.53 (10)	98.0 (8)	62.1/0/5/66	
40-A2	gl (2)	47.37 (48)	1.08 (24)	17.78 (34)	0.03 (0)	11.3 (14)	0.20 (10)	9.10 (30)	3.68 (12)	0.26 (4)	0.07 (2)	95.1 (56)	52.7/0/12/55	
40-C2	gl (7)	48.21 (34)	0.93 (12)	16.77 (10)	0.01 (4)	11.53 (24)	0.30 (8)	9.38 (24)	9.33 (18)	3.37 (20)	0.16 (4)	99.2 (9)	22/7/0/13/56	
40-B2	gl (7)	47.86 (34)	0.81 (12)	16.46 (36)	0.00 (6)	10.89 (44)	0.21 (10)	10.61 (18)	10.08 (8)	2.93 (16)	0.15 (6)	99.0 (13)	63.5 (8)	
40-G2	gl (8)	48.49 (62)	0.65 (10)	14.62 (26)	0.10 (6)	9.34 (18)	0.20 (12)	12.89 (28)	11.66 (32)	1.96 (14)	0.10 (4)	99.6 (9)	71.1 (3)	
40-F2	gl (10)	48.82 (56)	0.52 (12)	12.77 (27)	0.13 (9)	8.50 (33)	0.19 (8)	15.65 (32)	11.72 (38)	1.62 (14)	0.07 (6)	99.0 (8)	76.6 (80)	
16-F1	gl (7)	44.71 (36)	1.46 (8)	15.78 (22)	0.04 (4)	19.85 (26)	0.33 (10)	5.45 (18)	9.71 (44)	2.52 (22)	0.17 (4)	98.2 (10)	32.9 (8)	
16-E1	gl (4)	44.04 (38)	1.33 (12)	15.32 (16)	0.01 (4)	18.40 (56)	0.37 (4)	7.43 (52)	11.58 (32)	1.46 (20)	0.08 (12)	98.8 (9)	41.8 (22)	
16-B1	gl (8)	43.58 (62)	1.05 (8)	15.24 (34)	0.03 (6)	17.34 (54)	0.36 (6)	8.29 (56)	12.74 (28)	1.31 (22)	0.06 (4)	98.5 (12)	45.7 (19)	
16-C1 ^d	gl (8)	44.25 (40)	0.81 (8)	14.19 (28)	0.07 (8)	13.81 (36)	0.29 (6)	10.91 (24)	14.79 (40)	0.82 (16)	0.06 (4)	99.4 (13)	52/7/0/32/38	
ol (26)		39.56 (38)	0.01 (2)	0.06 (2)	0.09 (2)	16.85 (26)	0.29 (6)	42.41 (30)	0.59 (8)	—	—	100.1 (6)	81.8 (3)	
16-D2	gl (9)	42.43 (56)	2.28 (10)	13.68 (14)	0.01 (4)	23.23 (24)	0.37 (12)	5.55 (42)	8.49 (38)	2.83 (52)	1.13 (12)	97.6 (11)	23/3/0/18/36	
16-A2	gl (9)	41.55 (54)	1.59 (16)	14.63 (29)	0.01 (8)	21.78 (49)	0.36 (12)	7.48 (22)	9.81 (35)	2.46 (19)	0.32 (10)	99.0 (13)	37.9/8/56	
16-B2	gl (6)	43.0 (11)	1.19 (14)	13.68 (92)	0.01 (6)	21.21 (86)	0.37 (24)	8.4 (18)	10.7 (11)	1.29 (74)	0.09 (12)	90.5 (38)	41.5 (52)	
16-E2	gl (14)	42.86 (38)	1.18 (8)	13.67 (30)	0.03 (4)	19.94 (26)	0.26 (12)	9.13 (14)	11.58 (40)	1.22 (10)	0.05 (4)	99.0 (12)	44.9 (4)	
16-C2	gl (10)	43.08 (32)	1.02 (8)	13.99 (24)	0.03 (6)	17.86 (32)	0.34 (6)	10.04 (18)	12.59 (30)	1.02 (10)	0.04 (6)	99.3 (10)	50.1 (7)	

^a Compositions of starting pyroxenes are given in lines 2 to 4, and phase compositions in the following lines (run numbers beginning with 103, 40, and 16 correspond to starting materials M5–103, M5–40, and M7–16, respectively). All compositions are normalized to a sum of 100% (the average original totals of electron probe analyses are reported in the column “Total”). Glass compositions were analysed in microtides; the low analytical totals are due to beam overlap onto graphite. For a given phase in a given sample, we calculated the statistical dispersion of the dataset (as measured by 2σ , where σ is the standard deviation) and the analytical error following Aney et al., 1978, and we selected the largest of these two values as an estimation of the error. The errors (in parentheses) are given in terms of least unit cited: e.g., 52.57 (28) and 14.63 (206) represent 5.257 ± 0.28 and 14.63 ± 2.06 , respectively. The number of analyses is given in parentheses in the second column.

^b Mg# is the molar ratio $100 \cdot \text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$; we considered that all iron was Fe^{2+} .

^c CIPW norms: nepheline (Ne)/olivine (Ol)/hypersthene (Hys)/diopside (Di)/anorthite + orthoite (Fds).

^d Compositions of solid phases are given for 5 selected experiments (103–A1, 40–B1, 40–A1, 40–C1, and 16 C1).

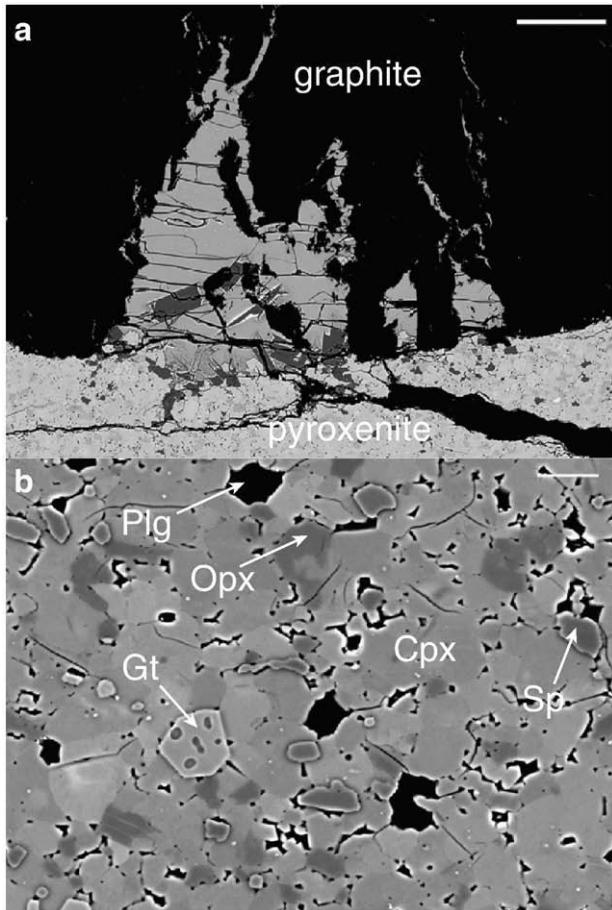


Fig. 2. Backscattered electron micrographs illustrating the melt extraction technique. (a) An overall view of the lower part of sample 40-F2, showing the graphite container (black), the partially molten pyroxenite (grey), and a basaltic microdike showing a large pool of glass. (b) Close-up view of the partially molten pyroxenite showing a small fraction of interstitial melt (3.4 wt.%) in equilibrium with Cpx, Opx, Plg, Sp and Gt. Scales: 100 µm in (a); 10 µm in (b).

beam current, counting times of 20 s for Ni, Cr and Ti, and of 10 s for other elements, and a focused beam were used for crystalline phases. For glass analyses, the beam current was lowered to 8 nA and a beam size of 5 µm was used whenever possible, otherwise 2 µm. Sodium loss was negligible, even for glass analyses with a 2 µm beam size (Laporte et al., 2004). In most cases, the analytical totals were good (98–100 wt.%), typical of basaltic glasses in nominally-anhydrous piston-cylinder experiments. Relatively low analytical totals (between 90 and 96 wt.%) were obtained in the case of very thin microdikes, due to beam overlap onto graphite. The proportions of liquid and solid phases best fitting the bulk composition of the starting material were calculated using a mass balance program modified from Albarède and Provost (1977).

3. Results

P-T conditions, run durations and phase proportions are summarized in Table 2. Melt compositions are reported in Table 1, as well as the compositions of mineral phases in selected experiments. Grain sizes in the run products range from 1 to 10 µm in subsolidus experiments up to ~150 µm near the liquidus. When present, Ol is homogeneous, both from core to rim of individual grains and throughout the capsule. In contrast, small relict cores are observed in some pyroxenes and garnets and reflect very low diffusional equilibration rates; microprobe analyses were carefully sorted to exclude residual core compositions. The low sums of squared residuals in mass balance calculations (Table 2)

indicate that relict cores only represent a small fraction of the total of phase compositions and the bulk composition was preserved during the experiments. The differences between the values of the partition coefficients of Fe²⁺ and Mg between Ol and liquid measured in Ol-bearing experiments and those computed using the thermodynamical model of Toplis (2005) are lower than 0.02: according to Toplis (2005), such a good agreement implies that equilibrium was attained in our experiments. At last, we used the cpx-liquid thermometer of Putirka (2008a) in Cpx-bearing experiments as a test for equilibrium. The difference between the experimental temperature and the calculated one is 13.6 °C in average, with a range from 0.2 to 33 °C: this is well within the uncertainty of the geothermometer. Therefore, we can conclude that chemical equilibrium was closely approached owing to the long run durations (76 to 164 h; Table 2) and the fine grain size of starting materials.

3.1. Phase relations and melting reactions

3.1.1. Parageneses at or close to the solidus

In all cases, clinopyroxene [Cpx] is the major phase near the solidus, with proportions ranging from 49 to 84 wt.% (Table 2). The nature and abundance of the other solid phases (orthopyroxene [Opx], Ol, plagioclase [Plg], garnet [Gt], and spinel [Sp]) vary strongly with bulk composition and to a lesser extent with pressure. Opx is the second major phase after Cpx in the silica-rich composition M5–103, and in M5–40 at 1.5 GPa, whereas it is absent in the Ne-normative composition M7–16. At 1 GPa, Ol is present in the three compositions, with mass fractions ranging from 10 to 23%; at 1.5 GPa, it is less abundant than at 1 GPa, and even absent in M5–40. Plagioclase is present at 1 GPa in the three compositions, reaching 31% in M5–40; at 1.5 GPa, it is only present in M5–40. Garnet occurs in compositions M5–40 and M7–16 at 1.5 GPa. Spinel is present as traces in M5–103 at 1 and 1.5 GPa and in M5–40 at 1 GPa; it is more abundant in M5–40 at 1.5 GPa and in M7–16. Note that, unlike peridotites, pyroxenites with compositions close to M7–16 and M5–40 may contain the three aluminous phases, Plg, Sp and Gt, at equilibrium (Fig. 2b). The phase relations show that the proportions of Ol and Plg decrease with increasing pressure, whereas those of pyroxenes and Sp (\pm Gt) increase (Table 2). This is consistent with previous experiments in the CMAS system (Presnall et al., 1978).

3.1.2. Solidus and liquidus temperatures; melt productivities

The solidi of M5–103, M5–40 and M7–16 are ~1220 °C, ~1190 °C and ~1160 °C at 1 GPa and ~1270 °C, ~1190 °C and ~1230 °C at 1.5 GPa, respectively. The liquidus temperature was not reached in all our run series. It is higher than 1350 °C and 1450 °C for M5–103 at 1 and 1.5 GPa, respectively. The liquidus of M5–40 is close to 1320 °C at 1 GPa and to 1375 °C at 1.5 GPa, and that of M7–16 close to 1270 °C at 1 GPa and higher than 1310 °C at 1.5 GPa. The mean isobaric productivities are 0.5%/°C at 1 GPa and 0.3%/°C at 1.5 GPa for M5–103, 0.9%/°C at 1 GPa and 0.5–0.6%/°C at 1.5 GPa for M5–40, and 1%/°C at 1 GPa and 0.7%/°C at 1.5 GPa for M7–16. For comparison, the isobaric productivity of peridotites at 1 GPa is close to 0.2%/°C below the Cpx-out temperature (e.g., Baker and Stolper, 1994), and even lower after Cpx exhaustion. Overall, pyroxenites have lower solidus temperatures, higher melt productivities, and smaller melting intervals than peridotites (Fig. 3).

3.1.3. Melting reactions

The evolution of proportions of solid phases with increasing degree of melting allows to identify the main phases consumed and produced in the melting reaction. In detail, the melting reactions change from one composition to the other (Fig. 4) or as a function of pressure, but the general trend is as follows: (1) Plg and/or Gt are the first phases exhausted with increasing temperature; (2) after the disappearance of Plg and/or Gt, Opx (when present) is rapidly consumed in a reaction of

Table 2A summary of run information: pressure, temperature, duration t , phase assemblages and modes.

Series	P	Run	T	t	Phases assemblages and modes (wt.%) ^a							$\sum r^2$ ^b
					Cpx	Opx	Ol	Plg	Sp	Gt	Liquid	
M5-103	1	103-E1	1200	123	48.9 (36)	36.6 (53)	10.0 (32)	3.9 (15)	0.7 (4)	0	0	0.280
		103-C1	1230	140	53.2 (33)	34.8 (50)	7.2 (27)	0	0.1 (9)	0	4.6 (17)	0.473
		103-B1	1250	88	52.4 (36)	28.0 (49)	7.6 (24)	0	0	0	12.0 (18)	0.446
		103-A1	1290	86	39.5 (36)	16.8 (44)	12.6 (18)	0	0	0	31.1 (15)	0.303
		103-D1	1350	89	17.7 (46)	0	13.7 (28)	0	0	0	68.6 (29)	0.488
	1.5	103-H2a	1270	144	63.1 (40)	29.2 (55)	7.2 (24)	0	0.5 (4)	0	0	0.392
		103-H2b	1280	92	66.7 (50)	25.2 (60)	5.5 (24)	0	0	0	2.6 (14)	0.400
		103-B2a	1290	114	62.2 (37)	27.8 (45)	6.4 (19)	0	0	0	3.6 (13)	0.353
		103-B2b	1290	91	57.7 (40)	34.6 (56)	5.4 (28)	0	0	0	2.4 (18)	0.527
		103-C2	1330	164	60.5 (36)	27.0 (49)	5.7 (23)	0	0	0	6.8 (18)	0.473
M5-40	1	40-F1	1175	96	46.4 (37)	0.0 (22)	22.7 (24)	30.9 (11)	0	0	0	0.315
		40-C1	1200	113	44.2 (21)	3.6 (35)	20.6 (23)	27.8 (17)	0	0	3.8 (13)	0.313
		40-D1	1225	101	44.1 (15)	2.1 (21)	19.6 (13)	23.0 (9)	0	0	11.2 (12)	0.207
		40-E1	1240	96	41.6 (32)	2.9 (43)	12.3 (33)	4.1 (32)	0.3 (7)	0	38.8 (28)	0.325
		40-B1n	1275	96	5.0 (11)	0	14.1 (4)	0	0	0	80.9 (9)	0.191
	1.5	40-A1	1290	76	0.6 (38)	0	14.4 (12)	0	0.4 (7)	0	84.6 (36)	0.392
		40-B1	1300	111	0	0	9.9 (5)	0	0	0	90.1 (9)	0.469
		40-H2	1200	139	71.3 (86)	14.1 (54)	0	3.8 (29)	4.1 (15)	3.1 (51)	3.0 (4)	0.245
		40-F2	1230	105	70.2 (66)	15.7 (41)	0	3.1 (24)	5.8 (19)	1.8 (68)	3.4 (10)	0.379
		40-E2	1250	97	72.7 (34)	11.2 (22)	0	0	2.7 (6)	0	13.5 (12)	0.444
M7-16	1	16-D1	1165	119	68.5 (49)	0	12.9 (24)	11.8 (32)	6.6 (12)	0	0	0.616
		16-F1	1185	102	73.3 (6)	0	4.6 (3)	0	7.7 (2)	0	14.4 (6)	0.187
		16-E1	1225	90	47.0 (9)	0	6.9 (4)	0	4.8 (3)	0	41.4 (10)	0.225
		16-B1	1250	115	37.2 (9)	0	6.2 (3)	0	4.0 (2)	0	52.7 (10)	0.197
		16-C1	1265	98	0	0	5.0 (5)	0	0	0	95.0 (9)	0.456
	1.5	16-A1	1290	83	0	0	0	0	0	0	100	
		16-D2	1230	125	84.2 (8)	0	2.6 (2)	0	8.6 (3)	1.8 (12)	2.9 (2)	0.138
		16-A2	1250	126	80.5 (10)	0	2.6 (5)	0	7.3 (4)	0	9.4 (9)	0.253
		16-B2	1270	149	59.6 (7)	0	2.1 (3)	0	6.2 (2)	0	32.2 (8)	0.165
		16-E2	1290	100	49.8 (3)	0	2.6 (1)	0	4.9 (1)	0	42.8 (30)	0.229
		16-C2	1310	103	33.9 (11)	0	3.1 (3)	0	3.5 (2)	0	59.5 (11)	0.093

^a Modes are calculated using a mass balance program modified from Albarède and Provost (1977). The numbers in parentheses are 2σ standard deviations, given in terms of the least unit cited: e.g., 48.9 (36) and 0.7 (4) represent 48.9 ± 3.6 and 0.7 ± 0.4 , respectively.

^b $\sum r^2$ is the sum of the squared residuals using the modes obtained from the mass balance program.

the form $\text{Cpx} + \text{Opx} \pm \text{Sp} = \text{liquid} + \text{Ol}$; (3) after the disappearance of Opx (at 50% maximum of melting), Cpx becomes the main contributor to melt production, in a reaction of the form $\text{Cpx} \pm \text{Sp} = \text{liquid} + \text{Ol}$; and (4) Ol is generally consumed with Plg at low F but, after Plg exhaustion, it is on the product side on the Opx- and Cpx-consuming melting

reactions in all series. As a result, Ol is the liquidus phase for the three compositions at both pressures (Fig. 4).

Contrasted melting behaviors are observed depending on the presence or absence of Opx at the solidus. If Opx is abundant, such as in the Ol websterite M5-103, the main melting reaction is similar to the melting reaction in peridotites: for instance, $0.61 \text{ Cpx} + 0.49 \text{ Opx} = 1 \text{ liquid} + 0.10 \text{ Ol}$ in M5-103 at 1 GPa (as Ol is a product, this reaction may also hold in the case of Ol-free websterites) vs. $0.71 \text{ Cpx} + 0.38 \text{ Opx} + 0.13 \text{ Sp} = 1 \text{ liquid} + 0.22 \text{ Ol}$ in fertile Iherzolite MM3 (Baker and Stolper, 1994). Accordingly, the chemical trends of melts from websterites should mimic those of peridotitic melts despite major differences in the modal fractions of solid phases, as discussed below. The main difference is that Opx disappears before Cpx in websterites such as M5-103, yielding a wherlitic residue, whereas Cpx disappears first in peridotites. For the Opx-free pyroxenite M7-16, the main melting reaction at 1 GPa (after Plg exhaustion) is $0.95 \text{ Cpx} + 0.10 \text{ Sp} = 1 \text{ liquid} + 0.05 \text{ Ol}$, and should give liquids strongly depleted in SiO₂ in comparison to liquids produced by Opx-bearing rock types.

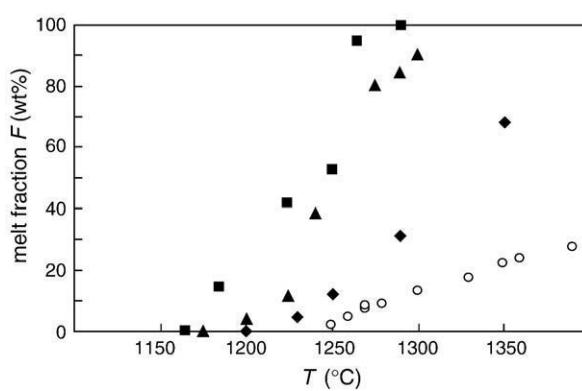


Fig. 3. Temperature–melt fraction curves for pyroxenites M5-103 (diamonds), M5-40 (triangles) and M7-16 (squares) at 1 GPa; the data for fertile Iherzolite MM3 (circles; Baker and Stolper, 1994; Baker et al., 1995) are shown for comparison. The uncertainties on melt percentages (1σ) are smaller than symbols.

3.2. Melt compositions

Oxide concentrations in melts are plotted as a function of F in Fig. 5. The evolutionary trends often show slope breaks or even

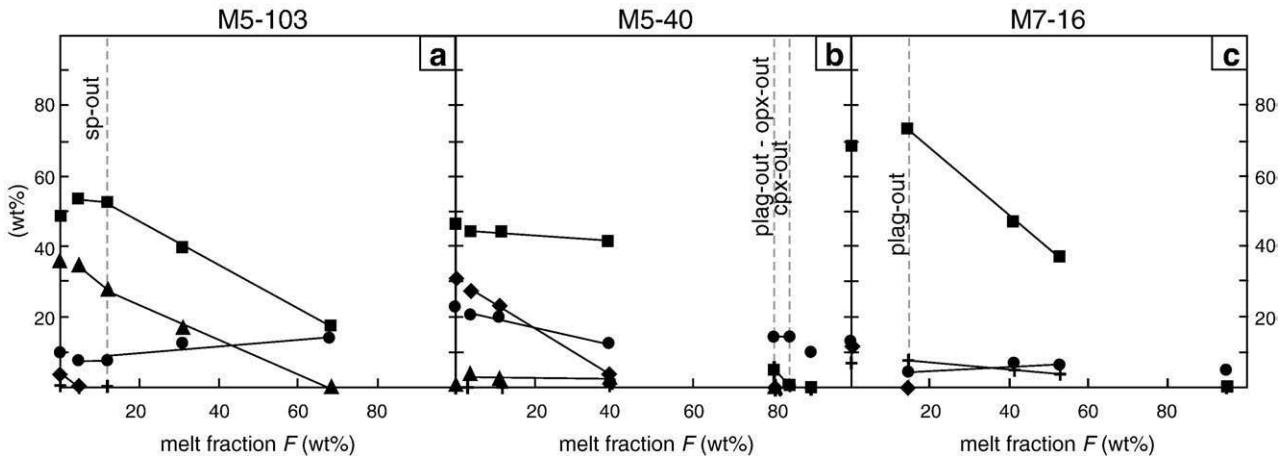


Fig. 4. Fractions (wt.%) of solid phases vs. melt fraction F for pyroxenites (a) M5–103, (b) M5–40, and (c) M7–16 at 1 GPa. The straight lines are the best fit lines used to compute the coefficients of the melting reactions. Symbols are as follows: squares for Cpx, triangles for Opx, circles for Ol, diamonds for Plg and crosses for Sp. The uncertainties on phase percentages are given in Table 2.

reversals that reflect exhaustion of a solid phase and change in the melting reaction. There is a distinct “source effect” for some oxides: their concentration in melts varies strongly from one pyroxenite to another in direct relation to variations in bulk composition. The main aspects of the evolution of melt compositions may be summarized as follows:

- (1) MgO increases with F , ranging from 4–5% in M5–40 and M7–16 at low F to 18.5% in M5–103 at high F .
- (2) FeO shows contrasted behaviors as a function of bulk composition, from large FeO contents that decrease continuously in FeO-rich composition M7–16, to low and nearly constant contents in FeO-poor composition M5–103. The combination of high FeO and low MgO leads to very low Mg# in M7–16 melts: from 30 at low F to 59 at high F , as compared to 49–77 in M5–40 melts and 72–88 in M5–103 melts (Table 1).
- (3) SiO₂ varies little in a given pyroxenite at a given pressure, but strongly from one pyroxenite to the other: in particular, the liquids produced in silica-poor composition M7–16 are strongly depleted in SiO₂ (41.6–44.7%) in comparison to those produced in silica-rich composition M5–103 (48.8–52.6%). These contrasted SiO₂ contents are due to the fact that the major contributors to melt production are Opx + Cpx in M5–103 (Fig. 4a) vs. Cpx + Sp in M7–16 (Fig. 4c).
- (4) Al₂O₃ behaves as a typical incompatible element in M5–103 at 1 and 1.5 GPa, and in M5–40 at 1.5 GPa, decreasing from 18–20% to ~10% in M5–103 and 13% in M5–40 with increasing F . In M5–40 at 1 GPa, Al₂O₃ first increases during melting due to the large coefficient of Plg in the melting reaction (Fig. 4), then it decreases after the exhaustion of Plg. Al₂O₃ content in liquids from M7–16 varies little with F (from 15.8 to 14.2% at 1 GPa, and from 14.6 to 13.7% at 1.5 GPa); this behavior is presumably due to the high mode of Sp (Table 2), which makes Al₂O₃ less incompatible in the residual assemblage and buffers the alumina content in the liquid at a high level.
- (5) CaO systematically increases with increasing F until the disappearance of Cpx at high degrees of melting (stage that is only attained in M5–40).
- (6) TiO₂, Na₂O, and K₂O behave as typical incompatible elements, with concentrations increasing with decreasing F . The Na₂O contents of near-solidus M5–103 liquids are higher at 1 GPa than at 1.5 GPa, indicating a slight decrease of Na incompatibility with increasing pressure; indeed, the bulk partition coefficient of Na₂O increases from 0.08 at 1 GPa to 0.12 at 1.5 GPa. In M5–40 at 1 GPa, Plg is abundant and Na₂O becomes

truly incompatible only after Plg exhaustion, at melt fractions exceeding 40%.

4. Discussion

To explore the effects of source heterogeneity on MORB compositions, we considered a heterogeneous mantle made of pyroxenites (M5–103, M5–40, and M7–16 compositions) and peridotites, undergoing adiabatic decompression melting. For the peridotite end-member, we choose a series of fertile and depleted compositions previously used for experimental melting (see the caption of Fig. 6 for references). The difference of melting properties (solidus temperatures and melt productivities) of peridotites and pyroxenites renders difficult to model adiabatic decompression melting of such a heterogeneous mantle. For instance, assuming thermal equilibrium, the earlier melting of pyroxenites leads to delayed melting of peridotites (compared to pure peridotite mantle; e.g., Hirschmann and Stolper, 1996). In the same way, beginning of melting of more refractory domains (such as peridotites) may result in a decreased melt productivity in more fertile domains (such as pyroxenites; e.g., Phipps Morgan, 2001). In the following discussion, we assumed that pyroxenites and peridotites behave as closed systems until melt extraction, and we neglected thermal interactions between them during decompression melting. Two cases are discussed:

- (1) We suppose that pyroxenite-derived melts may be sampled directly, without experiencing interactions with neighboring peridotites or mixing with peridotite-derived melts. We can thus compare the melt compositions in our experiments with partial melts from peridotites from the literature to determine the major-element signature of pyroxenite-derived melts. The comparison is made at 1 GPa and temperatures of 1245 °C to 1305 °C. This is the range of temperatures expected at 1 GPa in a mantle undergoing adiabatic decompression melting, assuming a range of potential temperatures (T_p) from 1280 to 1400 °C and using the parameterization of McKenzie and Bickle (1988) and McKenzie and O’Nions (1991). This range of T_p was recently proposed by Herzberg et al. (2003) on the basis of new estimates of the parental magma compositions of MORB. It is consistent with the range proposed by Klein and Langmuir (1987) and Langmuir et al. (1992) for most MORB (1300–1400 °C), but competing models favor an ambient mantle temperature uniformly low ($T_p \approx 1260$ °C; Shen and Forsyth, 1995; Presnall et al., 2002), uniformly high ($T_p \approx 1400$ °C in Putirka, 2008b; $T_p \approx 1430$ °C in Green et al., 2001), or a range of

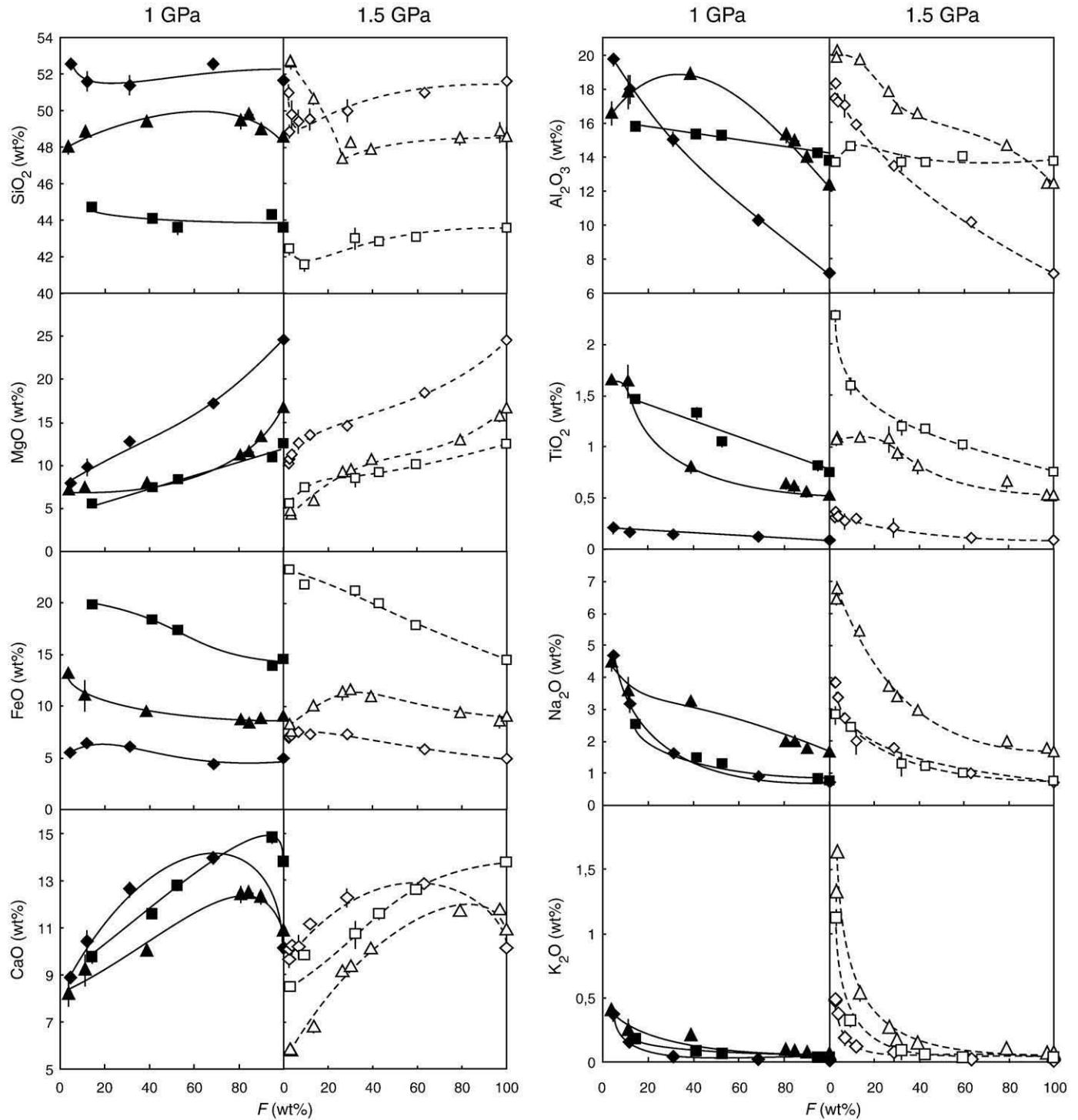


Fig. 5. Oxide concentrations in melts plotted as a function of melt fractions F . Symbols are as follows: diamonds for pyroxenite M5–103, triangles for M5–40, and squares for M7–16. The closed symbols are for the experiments at 1 GPa, the open symbols for the ones at 1.5 GPa. The data plotted at $F=100\%$ correspond to the bulk-rock composition. When not visible, the error bar (1σ) is smaller than the symbol.

temperatures with a high mean value ($T_p \approx 1450 \pm 85^\circ\text{C}$; Putirka et al., 2007).

- (2) We consider that pyroxenite- and peridotite-derived melts are mixed somewhere between their source region and the ridge, and we compute the average melt composition as a function of the proportion of pyroxenite in the mantle and the compositions of peridotite and pyroxenite. Despite its simplifications, this scenario provides an insight into the impact of source heterogeneity on the major-element composition of MORB.

4.1. Pyroxenite- vs. peridotite-derived melts: looking for discrimination features

The compositions of partial melts of pyroxenites and peridotites at 1 GPa are plotted as a function of temperature in Fig. 6. Despite the major chemical and lithological contrasts between pyroxenites and peridotites, these two rock types yield liquids with widely overlapping major-element compositions, especially in the temperature range of interest (1245–1305 °C; Fig. 6). In particular, SiO_2 , Al_2O_3 , CaO ,

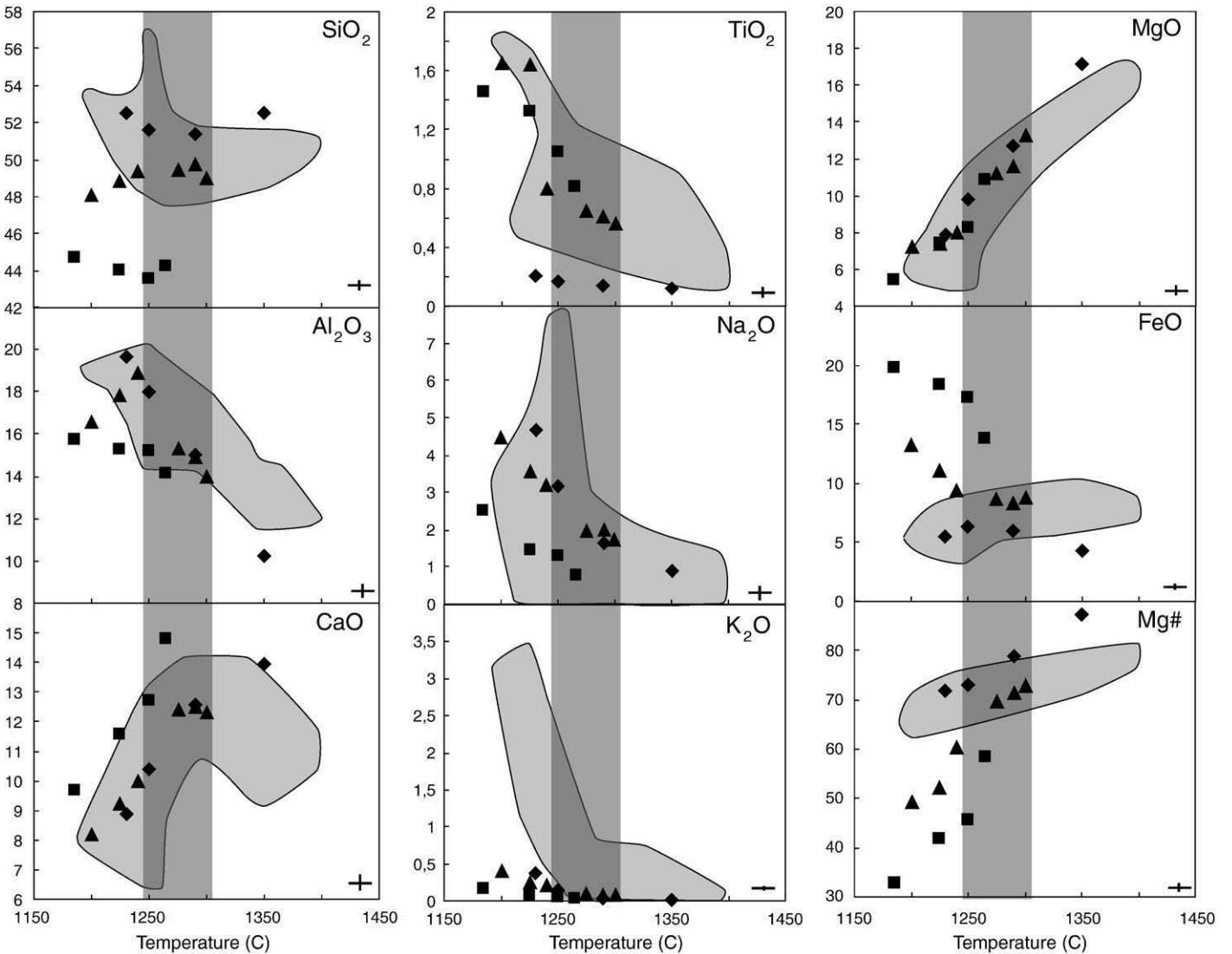


Fig. 6. Average melt compositions in pyroxenites M5-103, M5-40, and M7-16 at 1 GPa plotted as a function of temperature. The temperature interval of 1245–1305 °C represented by shaded boxes corresponds to the range of temperatures (at 1 GPa) of a mantle undergoing adiabatic decompression melting (assuming potential temperatures in the range 1280–1400 °C, McKenzie and Bickle (1988)). Symbols are as follows: diamonds, M5-103; triangles, M5-40; squares, M7-16. Grey fields correspond to liquids produced by peridotites PHN1611 (Kushiro, 1996), MM3 (Baker and Stolper, 1994; Baker et al., 1995; Hirschmann et al., 1998), DMM1 (Wasyljenki et al., 2003) and Depma (Laporte et al., 2004). Error bars (1σ on oxide concentrations; ± 5 °C on temperature) are shown in the bottom right corner of each diagram.

MgO, FeO, and Na₂O in liquids from Ol websterite M5-103 fall in the field of peridotitic melts at all degrees of melting except the highest; the same is true for liquids from websterite M5-40 at moderate to high degrees of melting. Some data plot, however, distinctly out of the field of peridotites: for instance, SiO₂ and FeO in M7-16, TiO₂ in M5-103, etc. As a matter of fact, some major elements have been considered in the past as markers of a heterogeneous mantle source for MORB. They include alkali oxides and TiO₂, which behave as incompatible elements (e.g., Niu et al., 1999, 2002), but also FeO (Shen and Forsyth, 1995). On the basis of our experimental data, we can evaluate the reliability of these markers in the context of mid-ocean ridges.

4.1.1. Alkali oxides and TiO₂

Pyroxenites contain 2 to 75 times more Na₂O than peridotites. However, partial melts from pyroxenites and peridotites have very similar Na₂O contents (Fig. 6), suggesting that Na₂O cannot be used to discriminate pyroxenite melts from peridotite melts. This result finds its explanation in two properties of pyroxenites. Firstly, at a given P and T , pyroxenites are expected to undergo much larger degrees of

partial melting than peridotites (Fig. 3). Accordingly, pyroxenite and peridotite may yield liquids with similar Na₂O concentrations despite the higher Na₂O concentration of the former. Secondly, Na₂O is less incompatible in pyroxenites than in peridotites because of the higher proportion of Cpx in pyroxenites. This results in an enrichment factor (the Na₂O content in the partial melt divided by the bulk Na₂O content) lower in pyroxenites (at most 6.6 in our experiments) than in peridotites (for instance, from 10 to 40 in depleted peridotite DMM1; Wasyljenki et al., 2003). The same reasoning can be done about K₂O. The much larger degrees of melting achieved in pyroxenites (and, to a lesser extent, the abundance of Plg, which makes potassium slightly less incompatible in pyroxenites than in peridotites) lead to the counterintuitive result that pyroxenite-derived melts are poorer in K₂O than peridotite-derived melts (Fig. 6).

TiO₂ behaves as a mildly incompatible element during partial melting. Natural pyroxenites show a wide range of TiO₂ contents, from $\leq 0.1\%$ to 2–3%, as compared to 0.1–0.3% in fertile peridotites. For pyroxenites with intermediate TiO₂ contents (such as M5-40 and M7-16), the large degrees of melting reached at 1 GPa and 1245–1305 °C yield liquids with TiO₂ contents indistinguishable from those

of peridotite-derived melts. Ti-poor pyroxenite M5–103 produced, however, partial melts depleted in TiO_2 compared to peridotite-derived melts (Fig. 6), and we anticipate that partial melts enriched in TiO_2 may be produced in the case of pyroxenites with 2–3% TiO_2 .

4.1.2. FeO contents and Mg# of pyroxenite-derived liquids

The trends of MgO content as a function of temperature for melts from pyroxenites and peridotites are almost perfectly superimposed (Fig. 6). On the contrary, the behavior of FeO, and therefore of Mg#, differs markedly between the two rock types, with many pyroxenite-derived liquids having much higher FeO contents and lower Mg#s than peridotite-derived melts. This result is illustrated in Fig. 7 where the liquid-Mg# is plotted as a function of mass fraction of melt F . Liquid-Mg# increases linearly with F , reaching the bulk-Mg# at $F = 1$.

$$\text{Liquid - Mg\#} = a(F - 1) + \text{bulk - Mg\#} \quad (1)$$

The slope a is strongly correlated with the bulk-Mg#, decreasing from 31.9 in M7–16 ($\text{Mg\#} = 60.6$), to 26.9 in M5–40 ($\text{Mg\#} = 76.7$), to 19.8 in M5–103 ($\text{Mg\#} = 89.8$), and to 16.0 in peridotite MM3 ($\text{Mg\#} = 90.5$; Baker and Stolper, 1994). Therefore, for a given melt fraction interval, the variations of liquid-Mg# in pyroxenite-derived melts may be up to twice larger than in peridotite-derived melts. The small variation of the FeO content in peridotite-derived melts at a given P is well documented in lherzolite melting experiment (e.g., Kinzler and Grove, 1992; Baker and Stolper, 1994; Kushiro, 1996; Gudfinnsson and Presnall, 2000) and is due to the olivine buffering effect. Indeed, because the olivine composition in an olivine-rich system remains nearly unchanged with increasing degree of melting, the Mg# of the melt evolves within a narrow range (Médard et al., 2006). Hence, while the FeO content of melt from peridotites evolves within a narrow band at a given P (≈ 4 to 10%; Fig. 6), our three pyroxenites produce liquids with FeO contents ranging from 4.4 wt.% to 19.9 wt%. Pyroxenites such as M7–16 are of special interest because

of their relatively low bulk-Mg#: even at high degrees of melting, they yield liquids strongly enriched in FeO, with Mg#s clearly out of the range of peridotite-derived melts. Such pyroxenites are not exceptions as compositions with a bulk-Mg# lower than 65 makes about 30% of natural pyroxenites (Fig. 1a).

4.1.3. SiO_2 as a tracer of pyroxenite-derived melts

Silica content is usually considered as a pressure indicator in basalt genesis (Klein and Langmuir, 1987). Indeed, the silica content of peridotite-derived melts increases with decreasing pressure, due to the expansion of the liquidus phase volume of Ol at the expense of pyroxenes. In the case of a heterogeneous mantle, our experiments show, however, that liquids with very different SiO_2 contents may be produced at a single pressure (Fig. 6): Opx-bearing pyroxenites M5–40 and M5–103 yield liquids with SiO_2 contents ($51 \pm 3\%$) in the range of peridotite-derived melts, whereas the Opx-free clinopyroxenite M7–16 produces liquids strongly depleted in SiO_2 ($\approx 44\%$ at 1 GPa). In fact, the silica content in partial melt is well correlated with the bulk silica content (51.6, 48.5, and 43.6% in M5–103, M5–40, and M7–16, respectively) in all our experiments, with a ratio (SiO_2 in liquid)/(bulk SiO_2) always close to unity. About 43% of natural pyroxenites have a bulk SiO_2 in the range $45 \pm 3\%$ (Fig. 1b); however, they may not all produce SiO_2 -poor liquids as melt compositions are controlled by modal composition and melting reaction. Primary basalts with low silica contents may be produced if the melting region contains a significant proportion of low- SiO_2 clinopyroxenites.

4.1.4. Summary

Although most pyroxenites produce melts with major-element compositions that are hardly distinguishable from peridotite-derived melts (Fig. 6), some pyroxenites yield melts with an identifiable signature, such as a low- SiO_2 content, a high FeO content (and a low Mg#), a low K_2O content or a low TiO_2 content. Interestingly, pyroxenites with low- SiO_2 and high FeO contents define a distinct end-member in the compositional cloud of natural pyroxenites (Fig. 1b).

The basis for the comparison shown in Fig. 6 is that pyroxenites evolve as closed systems and are equilibrated at the same P - T conditions as neighboring peridotites, implying thus that melt extraction from pyroxenites would only proceed at high degrees of melting. The entrapment of pyroxenite-derived melts into their parent body is conceivable before the onset of melting of surrounding peridotites, but not after, when the system is in a regime closer to polybaric near-fractional melting (e.g., Johnson et al., 1990; Langmuir et al., 1992). We stress, however, that our main conclusions are not sensitive to the exact timing of melt extraction, as the SiO_2 and the FeO signals would even be stronger in the case of melt extraction from pyroxenites at low to moderate degrees of melting (Fig. 6). This is even more true if the extraction occurs at high pressure as, at a given F and within the range of melting pressures beneath mid-ocean ridges, the FeO content of pyroxenite-derived melts is expected to increase and their SiO_2 content to decrease with increasing pressure (e.g., Hirschmann et al., 2003), as in peridotite-derived melts (e.g., Klein and Langmuir, 1987).

4.2. The contribution of pyroxenite-derived melts to basalt generation at mid ocean ridges

On the basis on their proportion in orogenic peridotite massifs, pyroxenites might constitute 2–5% of the upper mantle (Hirschmann and Stolper, 1996) and even more in hotspot-influenced regions of the convecting mantle (Spray, 1989). However, using isotopic considerations, Pertermann and Hirschmann (2003a) estimated that the abundance of pyroxenites in MORB mantle sources might be lower (<1–2%) than previously anticipated. As pyroxenites have higher melt productivities than peridotites, the proportion of pyroxenite melts in MORB must be higher than the proportion of pyroxenites in their

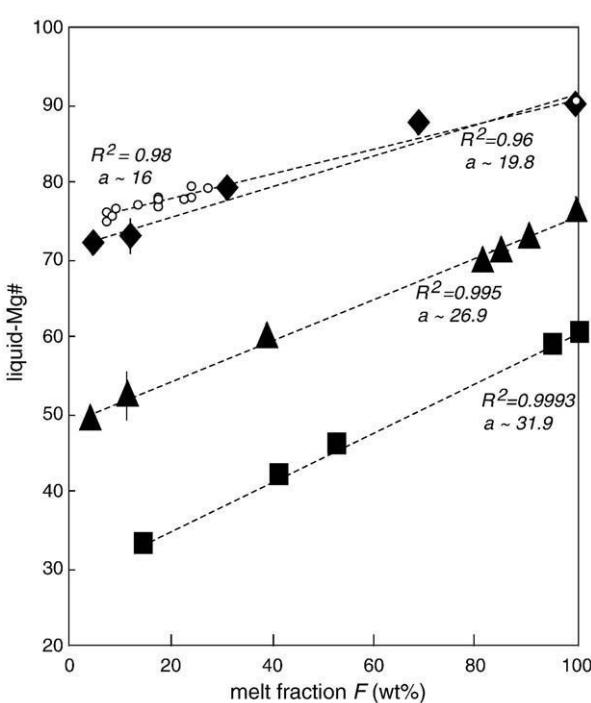


Fig. 7. Liquid-Mg# vs. melt fraction in pyroxenites M5–103, M5–40, and M7–16 at 1 GPa and in peridotite MM3 (Baker and Stolper, 1994). For each composition, the regression line is shown by the dashed line, and the correlation coefficient R^2 and the slope are given. Symbols are as follows: diamonds, M5–103; triangles, M5–40; squares, M7–16; empty circles, MM3. When not visible, the error bar (1σ) is smaller than the symbol.

sources: the enrichment factor (i.e., the proportion of melt derived from pyroxenites divided by the proportion of pyroxenites in the source) would vary from 3–4 (Hirschmann and Stolper, 1996) to 10 (Pertermann and Hirschmann, 2003a).

Current models of dynamic melting at mid-ocean ridges have shown that MORB are mixes of melts from all depths in the melting column (e.g., McKenzie and O’Nions, 1991; Langmuir et al., 1992). Let us consider a heterogeneous mantle made of a minor pyroxenitic component into a host peridotite; the mass fraction of pyroxenites in the heterogeneous source is Π_S . The mass fraction of pyroxenite-derived liquid in the average liquid, Π_L , is given by:

$$\Pi_L = (\Pi_S \times F_{Py}) / [(\Pi_S \times F_{Py}) + (1 - \Pi_S) \times F_{Pe}] \quad (2)$$

where F_{Py} and F_{Pe} are the mean degrees of melting in pyroxenites and in peridotites, respectively. For a normal crust thickness (7 ± 1 km), the mean pressure of melting is < 1.5 GPa (e.g., Langmuir et al., 1992; Kinzler and Grove, 1992) and the mean degree of melting is 9–14% (Kinzler and Grove, 1992; Kinzler, 1997). Using the experimental data on peridotite MM3 by Baker and Stolper (1994) and our data on pyroxenites, we can compute Π_L and the composition of the average liquid as a function of the composition and mass fraction Π_S of pyroxenites in the source. We chose a mean pressure of melting equal to 1 GPa, and a temperature of 1275 °C; these P - T conditions correspond to a potential temperature of 1325 °C beneath mid-ocean ridges (McKenzie and O’Nions, 1991). Our aim is not to simulate melting of a heterogeneous mantle at a spreading center (as previously underlined, this would need a sophisticated model of decompression melting), but rather to discuss the parameters that are likely to influence the relative contribution of pyroxenite-derived melts to basalt generation.

4.2.1. Effect of pyroxenite composition on Π_L

We first made a set of calculations with a heterogeneous mantle made of 98 wt.% MM3 and 2 wt.% ($\Pi_S = 0.02$) of M5–103, M5–40, or M7–16 to evaluate the effect of pyroxenite composition on Π_L . At 1 GPa and 1275 °C, the degree of melting F_{Py} in pyroxenites ranges from 26.3% in M5–103, to 80.4% in M5–40, and to 100% in M7–16 (Fig. 3), and the degree of melting F_{Pe} in lherzolite MM3 is equal to 7.8%. We computed the fraction of pyroxenite-derived liquids in the average liquid using Eq. (2): Π_L is small (0.064) for M5–103 due to its small degree of melting, and much larger for M5–40 and M7–16 ($\Pi_L = 0.174$ and 0.207, respectively) due to their large degrees of melting. As the fraction of pyroxenites in the source is small, the degree of melting averaged over the whole mantle is only slightly sensitive to the choice of pyroxenite composition: 8.2% for M5–103, 9.3% for M5–40, and 9.6% for M7–16.

4.2.2. Effect of Π_S on Π_L

We first consider a heterogeneous mantle made of lherzolite MM3 and a fraction of pyroxenite M5–40 ranging from 1 to 8%. In this case, the fraction of pyroxenite-derived liquids increases rapidly with increasing Π_S : from 0.09 at $\Pi_S = 0.01$ to 0.473 at $\Pi_S = 0.08$. More generally, if the upper mantle contains 2–5% of pyroxenites, the average liquid may contain from ~6% of pyroxenite melts (for 2% pyroxenites with a low melt productivity, such as M5–103) up to 35–40% (for 5% pyroxenites with high melt productivities, such as M5–40 and M7–16); in the latter case, the enrichment factor may reach very high values: $\Pi_L/\Pi_S \approx 7$ –8. Our values of Π_L are close to that reported by Sobolev et al. (2007) who used olivine phenocryst compositions in basalt to estimate the contribution of pyroxenite-derived melts in MORB (10–30%). If Π_S approaches 10% as it does locally in the Beni Bousera ultramafic massif (Pearson and Nixon, 1996), then the contribution of pyroxenites to the total melt production may exceed the contribution of peridotites. Several authors used a fixed value of the enhancement factor to estimate the fraction of pyroxenites into

mantle sources from isotopic and trace element compositions of basalts (e.g., Le Roux et al., 2002; Pertermann and Hirschmann, 2003a). The ratio Π_L/Π_S is, however, very variable as a function of the compositions and the relative abundances of peridotites and pyroxenites, and the use of a constant ratio may lead to biased estimates of Π_S .

4.2.3. Composition of average liquids

To evaluate the effect of the abundance and composition of a pyroxenitic component on the composition of average melts, we considered a peridotitic mantle (of type MM3) that contains 0 to 8% of pyroxenite M5–103, M5–40, or M7–16. At 1 GPa and 1275 °C, the average degree of melting of such a heterogeneous mantle ranges from 7.8% (for pure MM3) to 15.2% (for 8% of M7–16), in good agreement with the values (9–14%, Kinzler and Grove, 1992; Kinzler, 1997) expected for a normal oceanic crust. For a given value of Π_S and for a given pyroxenite, we “mixed” a fraction Π_L of pyroxenite-derived liquid and a fraction $(1 - \Pi_L)$ of MM3-derived liquid to obtain the composition of the average liquid. Composition of partial melt in MM3 at 1 GPa–1275 °C is interpolated from the data of Baker and Stolper (1994), Baker et al. (1995) and Hirschmann et al. (1998). The FeO and SiO₂ contents in the average melts are compared to those in MM3 partial melt in Fig. 8. As emphasized above, partial melts from pyroxenites M5–103 and M5–40 have SiO₂ contents (51.5 and 49.4%, respectively) and FeO contents (6.2 and 8.7%, respectively) close to peridotite melts (SiO₂ = 50.4% and FeO = 6.0% in MM3 at $F_{Pe} = 7.8\%$). Accordingly, addition of even a high fraction of these two pyroxenites has only a marginal effect on the SiO₂ and FeO contents of the average

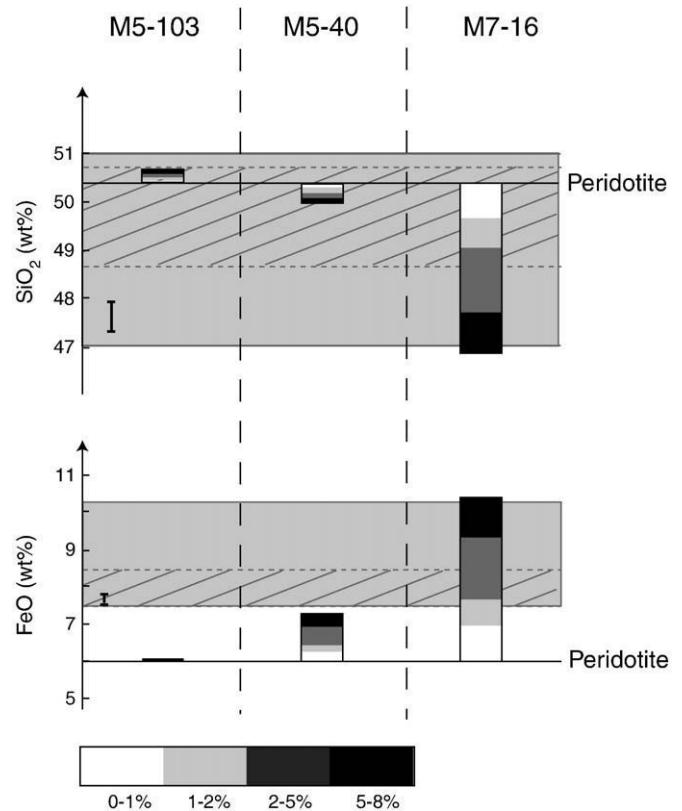


Fig. 8. SiO₂ and FeO contents in melt produced by peridotite MM3 at 1275 °C and 1 GPa (solid line; Baker and Stolper, 1994), and in the average melt of a heterogeneous mantle made of peridotite MM3 and 1 to 8% of pyroxenite M5–103, M5–40, or M7–16. The ranges of SiO₂ and FeO in MORBs with either MgO ≥ 9 wt.% (grey boxes) or Mg# ≥ 67 (hatched boxes) are shown for comparison. MORB data sources: Smithsonian Institution catalogue (Melson and O’Hearn, 2003; <http://www.petdb.org/petdbWeb/index.jsp>).

melt (Fig. 8; the same conclusion holds for MgO, CaO, and Al₂O₃). On the contrary, addition of pyroxenite M7–16, which yields melts strongly depleted in SiO₂ (43.6%) and enriched in FeO (14.5%), may change significantly the average melt composition: with the addition of 5% of M7–16 in the source, the SiO₂ content of the average melt decreases from 50.8 to 47.9%, and the FeO content increases from 6.0 to 9.4%.

4.2.4. Comparison with primitive MORB

Mid-Ocean Ridge Basalts with the highest Mg#’s are often considered as the most primitive, and therefore the closest to primary liquids (e.g., Mg# ≥68 in Presnall et al., 2002). The range of SiO₂, and FeO in MORB with Mg# ≥67 is shown in Fig. 8: 48.7 to 50.7% for SiO₂, and 7.5 to 8.5% for FeO. As discussed above, the presence of pyroxenites in mantle sources can strongly affect the FeO content of average liquids (Fig. 8), without changing their MgO content (Fig. 6), thus leading to primary compositions with anomalously low Mg#’s: selecting primitive MORB on the basis of a high Mg# eliminates such primary compositions. To circumvent this difficulty, we decided to make a second selection based on a MgO content ≥9%: the range of silica contents mainly extends toward lower values (down to 47%) and the range of iron contents extends toward much higher values (up to 10.3%). In Melson and O’Hearn’s database (2003), 15% of MORB with a MgO content ≥9% have both a FeO content higher than 8.5 wt.% (and a Mg# <67) and a SiO₂ content lower than 48.7 wt.%. Accordingly, there are distinct compositions of primitive MORB with high MgO (but Mg# <67), relatively low SiO₂, and relatively high FeO. These compositions are presumably not related to low-pressure fractionation as this process tends to increase the silica content of melts (Grove et al., 1992). The lower SiO₂ contents and the higher FeO contents are consistent with an increase of the average depth of melting (Klein and Langmuir, 1987; Langmuir et al., 1992), but not the lower Mg#’s as the Mg# of primary basalts is expected to increase with increasing pressure (Ulmer, 1989). Such compositions are therefore good candidates to be primitive MORB carrying a pyroxenite signature (of the type imparted by clinopyroxenites such as M7–16; Fig. 8) and, as such, deserve careful attention.

4.2.5. On the loss of the pyroxenite signal en route to the ridge

A major unknown is how well the chemical signature of pyroxenite-derived liquids can survive the interactions with neighboring peridotites during their transport to the surface. The answer is probably not unique as it will depend on many parameters, such as the size of pyroxenitic bodies in the heterogeneous mantle (Kogiso et al., 2004) and the transport mechanism (pervasive porous flow, focused flow in dunite channels, or magma transport in dikes). We can, however, distinguish two cases:

- (1) In many instances and for most major elements, pyroxenite-derived melts are similar to peridotite-derived melts (Fig. 6). They thus probably suffer minor interactions with the overlying peridotitic mantle and are likely to preserve their chemical signatures. This provides one possible explanation for an important result of the melt inclusion studies, namely the observation that primitive melt inclusions within a single phenocryst or a single lava sample have relatively uniform major-element compositions, but their trace element patterns may be highly variable (see Schiano, 2003, and references therein). It is generally believed that such a large range of trace-element abundances is due to a chemical disequilibrium between the host phase and all trapped melts, which thus may have their initial melt compositions modified by post-entrapment diffusion processes. An alternative hypothesis is that the inclusions isolate instantaneous compositions of primitive pyroxenite- and peridotite-derived melts in equilibrium with the host phase.

- (2) Some pyroxenites produce melts that are strongly out of equilibrium with mantle peridotites. For instance, M7–16 melts are too poor in silica to be in equilibrium with Opx, and have a too low Mg# to be in equilibrium with a peridotite with a bulk Mg# equal to ≈90. If magma migration occurs by pervasive porous flow, these liquids will react with overlying peridotites and dissolve pyroxene (e.g., Daines and Kohlstedt, 1994), so that their composition will approach that of peridotite-derived melt. Conversely, if magma moves by focused flow in dunite channels, then M7–16 melts and their analogues may preserve part of their specific signature because they all have Ol as the liquidus phase. In the case of M7–16, the liquidus Ol has a low Mg# (≈82; Table 1) compared to Ol in dunite channels (≈91; Kelemen et al., 1995). Accordingly, the liquid will equilibrate with the surrounding dunite and lose its low Mg# signature (partly or totally depending on the magma/rock ratio) whereas its low-SiO₂ signature should remain unchanged. Finally, both the low Mg# signature and the low-SiO₂ signature may be preserved if pyroxenite-derived liquids are transported in dikes, but such a mechanism would presumably require that pyroxenites form large isolated bodies into the heterogeneous mantle.

The persistence of a major-element signature distinctive of pyroxenite-derived melts up to the ridge seems plausible, at least in some instances. However, if this signature includes a low Mg-number, it may get lost “in the laboratory” due to the use of inappropriate criteria to select primary magmas. Let us assume, for example, that the melt from run 16-C1 is directly transported to the surface: it has a bulk Mg# of 58.5 and is in equilibrium with an Ol with Mg#=81.8 (Table 1), so it will not pass the usual tests made to identify primitive magmas in MORB studies (a bulk Mg# close to 70) and in melt inclusion studies (a host Ol with high Mg#). It has, however, a high MgO content (10.9%), which may be the only criterion to recognize its primary nature.

5. Conclusions

Using the 1–1.5 GPa phase relations and the melt compositions of two websterites and one clinopyroxenite representative of worldwide pyroxenite variability, we have compared the compositions of pyroxenite- and peridotite-derived melts in order to investigate the role of pyroxenites in basalt generation at mid-ocean ridges. The key results of our study are as follows:

- (1) Contrasted melting behaviors are observed depending on the abundance of Opx at the solidus. If Opx is abundant, such as in the Ol websterite M5–103, the main melting reaction is similar to the melting reaction in peridotites ($\text{Cpx} + \text{Opx} \pm \text{Sp} = \text{liquid} + \text{Ol}$), and the chemical trends of melts mimic those of peridotitic melts. In the absence of Opx, the main melting reaction is $\text{Cpx} + \text{Sp} = \text{liquid} + \text{Ol}$, yielding liquids that are strongly depleted in SiO₂ in comparison to liquids produced by websterites and peridotites.
- (2) Many pyroxenites produce liquids that are similar to peridotite-derived melts for most major elements (SiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO, and FeO). This may explain why MORB have relatively uniform major-element compositions, but may have variable trace element and isotopic compositions.
- (3) Due to the larger degrees of melting of pyroxenites at given P and T , their melts are not enriched (and may even be depleted) in incompatible elements (alkali oxides and TiO₂) in comparison to peridotite-derived melts. Therefore, the concentrations of these elements cannot be used as markers of pyroxenites in MORB mantle sources.
- (4) Some pyroxenites yield melts with a distinct signature, such as a low-SiO₂ content and/or a high FeO content, two features usually ascribed to a high average pressure of melting (of a peridotitic source).

- (5) Because of their higher melt productivities and lower solidus temperatures, 5% of pyroxenites in the source region may contribute up to 40% of the total melt production.
- (6) Partial melting of a heterogeneous mantle may produce primary liquids with anomalously low Mg# (≤ 60). The usual tests that are made to select primitive magmas (melt inclusions hosted into high Mg# Ol or MORB glasses with a Mg# ≥ 67) will eliminate these anomalous compositions.

Acknowledgments

The authors are grateful to Prof. Jacques Kornprobst for providing the three pyroxenites from Beni Bousera used in this study. This study has benefited from discussions with Sébastien Pilet, Etienne Médard and Marion Le Voyer. Special thanks are due to the following persons: Jean-Louis Fruquière and Franck Pointud for manufacturing the piston-cylinder assemblages and for maintenance operations; Jean-Luc Devidal and Jean-Marc Hénot for technical assistance with the electron microprobe and the scanning electron microscope; Ariel Provost for his mass-balance program; Mhammed Benbakkar for the ICP-AES analysis of the starting materials in Table 1. Keith Putirka and Marc M. Hirschmann are gratefully acknowledged for their constructive reviews. This study was supported by the program DyETI of the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU-CNRS), through grants to D. Laporte.

References

- Adam, J., Green, T.H., Day, R.A., 1992. An experimental study of two garnet pyroxenite xenoliths from the Bullenmerri and Gnotuk Maars of western Victoria, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 111, 505–514.
- Albarède, F., Provost, A., 1977. Petrological and geochemical mass-balance equations: an algorithm for least-square fitting and general error analysis. *Comput. Geosci.* 3, 309–326.
- Allègre, C.J., Turcotte, D.L., 1986. Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature* 323, 123–127.
- Allègre, C.J., Schiano, P., Lewin, E., 1995. Differences between oceanic basalts by multitrace element ratio topology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 129, 1–12.
- Ancy, M., Bastenaire, F., Tixier, R., 1978. Application des méthodes statistiques en microanalyse. In: Maurice, F., Meny, L., Tixier, R. (Eds.), *Microanalyse, microscopie à balayage*. Les éditions du Physicien, Orsay, pp. 323–347.
- Baker, M.B., Stolper, E.M., 1994. Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 2811–2827.
- Baker, M.B., Hirschmann, M.M., Ghiors, M.S., Stolper, E.M., 1995. Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations. *Nature* 375, 308–311.
- Becker, H., 1996. Crustal trace element and isotopic signatures in garnet pyroxenites from garnet peridotite massifs from lower Austria. *J. Petrol.* 37, 785–810.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F., Kornprobst, J., 1999. Lu-Hf isotope systematics of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: implications for basalt origin. *Science* 283, 1303–1306.
- Bodinier, J.-L., Garrido, C.J., Chanefo, I., Bruguier, O., Gervilla, F., 2008. Origin of pyroxenite-peridotite veined mantle by refertilization reactions: evidence from the Ronda Peridotite (Southern Spain). *J. Petrol.* 49, 999–1025.
- Daines, M.J., Kohlstedt, D.L., 1994. The transition from porous to channelized flow due to melt-rock reaction during melt migration. *Geophys. Res. Lett.* 21, 145–148.
- Dessai, A.G., Markwick, A., Vaselli, O., Downes, H., 2004. Granulite and pyroxenite xenoliths from the Deccan Trap: insight into the nature and composition of the lower lithosphere beneath cratonic India. *Lithos* 78, 263–290.
- Dickey, J.S., 1970. Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrania de la Ronda and other examples. *Miner. Soc. Am. Spec. Pap.* 3, 33–49.
- Ducea, M.N., 2002. Constraints on the bulk composition and root foundering rates of continental arcs: a California arc perspective. *J. Geophys. Res.* 107 (B11), 2304. doi:10.1029/2001JB000643.
- Dupré, B., Allègre, C.J., 1983. Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean Basalts and mixing phenomena. *Nature* 303, 142–146.
- Eiler, J.M., Schiano, P., Kitchen, N., Stolper, E.M., 2000. Oxygen-isotope evidence for recycled crust in the sources of mid-ocean-ridge basalts. *Nature* 403, 530–534.
- Falloon, T.J., Danyushevsky, L.V., 2000. Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H_2O -undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting. *J. Petrol.* 41, 257–283.
- Garrido, C.J., Bodinier, J.-L., 1999. Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: evidence for persuasive melt–rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere. *J. Petrol.* 40, 729–754.
- Ghent, E.D., Coleman, R.G., Hadley, D.G., 1980. Ultramafic inclusions and host alkali olivine basalts of the southern coastal plain of the Red Sea, Saudi Arabia. *Am. J. Sci.* 280, 499–527.
- Green, D.H., Falloon, T.J., Eggin, S.M., Yaxley, G.M., 2001. Primary magmas and mantle temperatures. *Eur. J. Mineral.* 13, 437–451.
- Grove, T.L., Kinzler, R.J., Bryan, W.B., 1992. Fractionation of Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB). *Geophys. Monogr.* 71, 281–310.
- Gudfinnsson, G.H., Presnall, D.C., 2000. Melting Behaviour of Model Lherzolite in the System $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-FeO$ at 0.7–2.8 GPa. *J. Petrol.* 41, 1241–1269.
- Herzberg, C., Asimow, P.D., Arndt, N., Ni, Y., Lesser, C.M., Fitton, J.G., Cheadle, M.J., Saunders, A.D., 2003. Temperature in ambient mantle and plumes: constraints from basalts, picrites and komatiites. *Geochim. Geophys. Geosyst.* 8. doi:10.1029/2006GC001390.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 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. *Contrib. Mineral. Petrol.* 124, 185–208.
- Hirschmann, M.M., Baker, M.B., Stolper, E.M., 1998. The effects of alkalis on the silica content of mantle-derived melts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 883–902.
- Hirschmann, M.M., Kogiso, T., Baker, M.B., Stolper, E.M., 2003. Alkaline magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. *Geology* 31, 481–484.
- Ito, K., Kennedy, G.C., 1974. The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressures. *J. Geol.* 82, 383–392.
- Jahn, B., Fan, Q., Yang, J.-J., Henin, O., 2003. Petrogenesis of the Maowu pyroxenite–eclogite body from the UHP metamorphic terrane of Dabieshan: chemical and isotopic constraints. *Lithos* 70, 243–267.
- Johnson, K.T., Dick, H.J.B., Schimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *J. Geophys. Res.* 95, 2661–2678.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Salters, V.J.M., 1995. Extraction of Mid-Ocean Ridge Basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature* 375, 747–753.
- Keshav, S., Gudfinnsson, G.H., Sen, G., Fei, Y., 2004. High-pressure melting experiments on garnet clinopyroxenite and the alkalic to tholeiitic transition in ocean-island basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 223, 365–379.
- Kinzler, R.J., 1997. Melting of a mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: applications to Mid-Ocean Ridge Basalt petrogenesis. *J. Geophys. Res.* 102, 853–874.
- Kinzler, R.J., Grove, T.L., 1992. Primary magmas of Mid-Ocean Ridge Basalts 2. Applications. *J. Geophys. Res.* 97, 6907–6926.
- Klein, E.M., Langmuir, C.H., 1987. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J. Geophys. Res.* 92, 8089–8115.
- Kogiso, T., Hirschmann, M.M., 2006. Partial melting experiments of bimimetic eclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 249, 188–199.
- Kogiso, T., Hirose, K., Takahashi, E., 1998. Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of ocean island basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 162, 45–61.
- Kogiso, T., Hirschmann, M.M., Reiners, P.W., 2004. Length scales of mantle heterogeneities and their relationship to ocean island basalt geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 345–360.
- Kornprobst, J., 1970. Les péridotites et les pyroxénolites du massif ultrabasique des Beni Bouchera: une étude expérimentale entre 1100 et 1550 °C sous 15 à 30 kilobars de pression seche. *Contrib. Mineral. Petrol.* 29, 290–309.
- Kumar, N., Reisberg, L., Zindler, A., 1996. A major and trace element and strontium, neodymium, and osmium isotopic study of a thick pyroxenite layer from the Beni Bousera ultramafic complex of northern Morocco. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1429–1444.
- Kuno, H., Aoki, K.-I., 1970. Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas. *Phys. Earth Planet. Int.* 3, 273–301.
- Kushiro, I., 1996. Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: an experimental study using aggregates of diamond. In: Basu, A., Hart, S. (Eds.), *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*: Geophysical Monograph, vol. 95, p. 437.
- Lambart, S., Laporte, D., Schiano, P., 2009. An experimental study of focused magma transport and basalt–peridotite interactions beneath mid-ocean ridges: implications for the generation of primitive MORB composition. *Contrib. Mineral. Petrol.* 157, 429–451.
- Langmuir, C.H., Klein, E.M., Plank, T., 1992. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. *Am. Geophys. Union Monogr.* 71, 183–280.
- Laporte, D., Toplis, M., 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. *Contrib. Mineral. Petrol.* 146, 463–484.
- Le Roux, P.J., Le Roex, A.P., Schilling, J.G., 2002. MORB melting processes beneath the southern mid-Atlantic ridge (40–55 degrees S): a role for mantle plume-derived pyroxenite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 144, 206–229.
- Lee, C.-T.A., Cheng, X., Horodyskyj, U., 2006. The development and refinement of continental arcs by primary basaltic magmatism, garnet pyroxenite accumulation, basaltic recharge and delamination: insights from the Sierra Nevada, California. *Contrib. Mineral. Petrol.* 151, 22–242.
- Liu, Y., Gao, S., Lee, C.-T.A., Hu, S., Liu, X., Yuan, H., 2005. Melt–peridotite interactions: links between garnet pyroxenite and high-Mg# signature of continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 234, 39–57.
- McKenzie, D., Bickle, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.* 29, 625–679.
- McKenzie, D., O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.* 32, 1021–1091.
- 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. *J. Petrol.* 47, 491–504.
- Melcher, F., Meisel, T., Puhl, J., Koller, F., 2002. Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. *Lithos* 65, 69–112.

- Melson, W.G., O'Hearn, T., 2003. Smithsonian Volcanic Glass File. PetDB database (<http://petdb.ldeo.columbia.edu>).
- Michael, P.J., 1995. Regionally distinctive sources of depleted MORB: evidence from trace elements and H₂O. *Earth Planet. Sci. Lett.* 131, 301–320.
- Michael, P.J., Schilling, J.-G., 1989. Chlorine in mid-ocean ridge magmas: evidence for assimilation of seawater-influenced components. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 3131–3143.
- Niu, Y., Batiza, R., 1997. Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 148, 471–483.
- Niu, Y., Collerson, K.D., Batiza, R., Wendt, I.J., Regelous, M., 1999. Origin of enriched-type Mid-Ocean Ridge Basalt at ridges far from mantle plumes: The East Pacific Rise at 11°20'N. *J. Geophys. Res.* 104, 7067–7087.
- Niu, Y., Regelous, M., Wendt, I.J., Batiza, R., O'Hara, M.J., 2002. Geochemistry of near-EPR seamounts: importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component. *Earth Planet. Sci. Lett.* 199, 327–345.
- Pearson, D.G., Nixon, P.H., 1996. Diamonds in young orogenic belts: graphitised diamonds from Beni Bousera, N. Morocco, a comparison with kimberlite-derived diamond occurrences and implications for diamond genesis and exploration. *Afr. Geosci. Rev.* 3, 295–316.
- Perpermann, M., Hirschmann, M.M., 2003a. Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenite between 2 and 3 GPa: constraints on the presence of pyroxenite in basalt source regions from solidus location and melting rate. *J. Geophys. Res.* 108 (B2), 2125. doi:[10.1029/2000JB000118](https://doi.org/10.1029/2000JB000118).
- Perpermann, M., Hirschmann, M.M., 2003b. Anhydrous partial melting experiments on a MORB-like eclogite: phase relations, phase compositions and mineral-melt partitioning of major elements at 2–3 GPa. *J. Petrol.* 44, 2173–2201.
- Phipps Morgan, J., 2001. Thermodynamics of pressure release melting of a veined plum pudding mantle. *Geochim. Geophys. Geosyst.* 2. doi:[10.1029/2000GC000049](https://doi.org/10.1029/2000GC000049).
- Porreca, C., Silverstone, J., Samuels, K., 2006. Pyroxenite xenoliths from the Rio Puerco volcanic field, New Mexico: melt metasomatism at the margin of the Rio Grande rift. *Geosphere* 2, 333–351.
- Presnall, D.C., Dixon, S.A., Dixon, J.R., O'Donnell, T.H., Brenner, N.L., Schrock, R.L., Ducus, D.W., 1978. Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite at 1 atm to 9 kbar; their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 203–220.
- Presnall, D.C., Gudfinnsson, G.H., Walter, M.J., 2002. Generation of Mid-Ocean Ridge Basalts at pressure from 1 to 7 GPa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 2073–2090.
- Putirka, K.D., 2008a. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev. Mineral. Geochem.* 69, 61–120.
- Putirka, K.D., 2008b. Excess temperatures at ocean islands: implications for mantle layering and convection. *Geology* 36, 283–286.
- Putirka, K.D., Perfit, M., Ryerson, F.J., Jackson, M.G., 2007. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chem. Geol.* 241, 177–206.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 155, 97–111.
- Santos, J.F., Schärer, U., Gil Ibarguchi, J.I., Girardeau, J., 2002. Genesis of pyroxenite-rich peridotite at Cabo Ortegal (NW Spain): geochemical and Pb-Sr-Nd isotope data. *J. Petrol.* 43, 17–43.
- Schiano, P., 2003. Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth-Sci. Rev.* 63, 121–144.
- Schmidkler, B., Jacob, D.E., Foley, S.F., 2004. Eclogite xenoliths from the Kuruman kimberlites, South Africa: geochemical fingerprinting of deep subduction and cumulate processes. *Lithos* 75, 173–207.
- Schulze, D.J., 1989. Constraints on the abundance of eclogite in the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 94 (B4), 4205–4212.
- Shen, Y., Forsyth, D.W., 1995. Geochemical constraints on initial and final depths of melting beneath mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.* 100 (B2), 2211–2237.
- Sleep, N.H., 1984. Tapping of magmas from ubiquitous mantle heterogeneities: an alternative to mantle plumes. *J. Geophys. Res.* 89, 10029–10041.
- Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Kuzmin, D.V., Yaxley, G.M., Arndt, N.T., Chung, S.-L., Danyshevsky, L.V., Elliott, T., Frey, F.A., Garcia, M.O., Gurenko, A.A., Kamenetsky, V.S., Kerr, A.C., Krivolutskaya, N.A., Matvienkov, V.V., Nikogosian, I.K., Rocholl, A., Sigurdsson, I.A., Sushchevskaya, N.M., Teklay, M., 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science* 316, 412–417.
- Spray, J.G., 1989. Upper mantle segregation processes: evidence from alpine-type peridotite. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins: Geol Soc Spec Publ.*, vol. 42, pp. 29–40.
- Tang, H.-F., Liu, C.-Q., Nakai, S., Orihashi, Y., 2007. Geochemistry of eclogites from the Dabie–Sulu terrane, eastern China: new insights into protoliths and trace element behaviour during UHP metamorphism. *Lithos* 95, 441–457.
- 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. *Contrib. Mineral. Petrol.* 149, 22–39.
- Ulmer, P., 1989. The dependence of the Fe²⁺-Mg cation partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101, 261–273.
- Volkova, N.I., Frenkel, A.E., Budanov, V.I., Lepezin, G.G., 2004. Geochemical signatures for eclogite protolith from the Maksyutov Complex, South Urals. *J. Asian Earth Sci.* 23, 745–749.
- Wasylewski, 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. *J. Petrol.* 44, 1163–1191.
- Xu, Y., 2002. Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms: pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China. *Chem. Geol.* 182, 301–322.
- Yasuda, A., Fujii, T., Kurita, K., 1994. Melting phase relations of an anhydrous Mid-Ocean Ridge Basalt from 3 to 20 GPa: implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle. *J. Geophys. Res.* 99 (B5), 9401–9414.

PARTIE V :

ROLE DES INTERACTIONS MAGMA/ROCHE DANS LA
GENESE DES MORB ET DANS L'HETEROGENEISATION
DU MANTEAU :

CONTRAINTES EXPERIMENTALES ET THEORIQUES

Comme introduit dans les Parties I et IV, l'extraction et l'ascension des liquides depuis leur source jusqu'à la surface et le rôle des interactions magma/roche sur la modification compositionnelle à la fois du manteau et du magma figurent parmi les processus les plus difficiles à modéliser et les moins compris. Les études pétrologiques de terrain suggèrent que les MORB sont extraits via un transport dans des chenaux dunitiques mais les mécanismes d'interaction à l'origine de la formation de ces chenaux sont peu connus.

Kelemen et al. (1995a) ont proposé une «origine mécanique» pour les chenaux dunitiques. Selon eux, la plupart des dunites se formeraient à basse pression (< 1.5 GPa) en réponse à un processus de focalisation des magmas ascendants dans des zones de haute perméabilité : la focalisation de magmas sous-saturés en pyroxènes (à cause de la chute de pression) aboutirait à la dissolution complète des pyroxènes dans les péridotites encaissantes. Dans ce modèle, les liquides se forment par fusion de péridotites et sont initialement à l'équilibre avec ol + opx ± cpx ± sp/gt : c'est la baisse de pression accompagnant leur ascension qui provoque la sous-saturation en pyroxènes, en relation avec l'extension du volume liquidus de l'olivine (cf. Figure III.5).

Au contraire, Lundstrom et al. (2000) suggèrent une «origine compositionnelle» pour la réaction de formation des dunites, en relation avec la présence de pyroxénites dans la source mantellique. Selon eux, les pyroxénites sont susceptibles de produire des liquides à néphéline normative qui réagissent avec la péridotite environnante en dissolvant des pyroxènes et en précipitant de l'olivine. Ce processus est invoqué dans plusieurs études pour expliquer le transport

des liquides pyroxénitiques depuis leur source jusqu'à la surface (e.g., Keshav et al., 2004 ; Kogiso et Hirschmann, 2006). Morgan et Liang (2003) ont en effet montré expérimentalement qu'un liquide ayant une composition de basalte alcalin peut former des dunites par interaction avec une péridotite. Parallèlement, Hellebrand et al. (2008) ont décrit des inclusions magmatiques très riches en alcalins et très sous-saturées en silice dans des dunites océaniques de la Ride Gakkel (Océan Arctique). Néanmoins, Peslier et al. (2002), dans une étude pétrologique de xénolites mantelliques riches en cpx (Cordillère canadienne), ont suggéré que la réaction entre la péridotite et le basalte alcalin hôte aboutit à une cristallisation importante de cpx ± opx.

Récemment, Mazzucchelli et al. (2009) ont réuni les modèles de Kelemen et al. (1995a) et Lundstrom et al. (2000) en suggérant un processus à deux étapes pour la formation des dunites du massif péridotitique de Balmuccia (Italie) : (1) une infiltration réactive des liquides issus des pyroxénites dans la péridotite et (2) la focalisation des liquides résultants de la réaction d'infiltration.

Dans cette partie, je teste les deux principales hypothèses (une origine compositionnelle et une origine mécanique) de formation des dunites. Le premier chapitre de cette partie est consacré à l'étude du devenir des liquides pyroxénitiques lors des interactions avec le manteau péridotitique et des implications pour le développement d'hétérogénéités au sein du manteau (« l'hétérogénéisation » du manteau). Le second chapitre, présenté sous la forme d'un article récemment publié dans *Contributions to Mineralogy and Petrology*, teste le modèle de focalisation de Kelemen et al. (1995a) et cherche à répondre à deux questions : (1) est-ce que la focalisation des magmas sous les rides médio-océaniques peut permettre la formation de dunites ? et (2) les transformations chimiques que subissent les magmas lors de leur transport dans des chenaux dunitiques sont-elles à l'origine de la composition des liquides primaires de MORB ?

V.1 Evolution des liquides issus des pyroxénites : implications pour l'hétérogénéité lithologique du manteau et les processus d'extraction des liquides.

V.1.1 Introduction

Le sujet de l'extraction et de l'ascension des liquides issus des pyroxénites est abordé dans plusieurs articles (Yaxley, 2000 ; Keshav et al., 2004 ; Tuff et al., 2005 ; Kogiso et Hirschmann, 2006). Cependant, le devenir de ces liquides durant leur passage à travers le manteau est peu connu. Morgan et Liang (2003, 2005) ont récemment réalisé des expériences cinétiques sur les interactions entre un liquide basaltique et une péridotite. Ils montrent que selon la composition du liquide, la réaction peut aboutir à une modification plus ou moins importante de l'assemblage péridotitique. Néanmoins, parce que ce sont des expériences cinétiques, elles ne sont pas à l'équilibre et elles sont réalisées au-dessus du solidus de la péridotite (afin d'accélérer la réaction). Par conséquent, il est difficile de quantifier les réactions dans leurs expériences et leur influence sur la composition des liquides résultants. De plus, l'état partiellement fondu de la péridotite peut potentiellement aboutir à des résultats différents de la réaction qui a lieu dans le manteau péridotitique subsolidus, quand les pyroxénites commencent à fondre. Yaxley et Green (1998) et Pilet et al. (2008) ont réalisé des expériences avec une charge expérimentale constituée d'un niveau de matériel ayant une faible température de solidus entre deux niveaux de péridotite subsolidus. Les travaux de Yaxley et Green (1998) ont été réalisés avec une éclogite de type MORB (GA1 ; Figure III.4) tandis que Pilet et al. (2008) ont utilisé une hornblendite (AG4 ; Figure III.4). Les deux séries d'expériences ont conduit à des résultats très différents : les liquides issus de GA1 sont consommés pour produire de l'opx, tandis que les liquides issus d'AG4 ont dissous les opx de la péridotite environnante. Ces deux études traitent principalement de l'influence de la réaction sur la composition du liquide résultant mais la comparaison de leurs résultats souligne le rôle de la composition initiale du liquide sur la réaction.

Dans beaucoup d'études théoriques (e.g., Lundstrom et al., 2000 ; Kogiso et al., 2004b), expérimentales (e.g., Keshav et al., 2004 ; Kogiso et Hirschmann, 2006) et pétrologiques (e.g., Griffin et al., 1999 ; Aulbach et al., 2007 ; Piccardo et Vissers, 2007), les auteurs considèrent qu'un liquide sous-saturé en silice, par interaction avec la péridotite, dissout *systématiquement* les pyroxènes de cette dernière et précipite de l'olivine. Parce que le volume de pyroxènes dissous est inférieur au volume d'olivines précipitées (Kelemen et al., 1990 ; Daines et Kohlstedt, 1994), ce mécanisme augmente la proportion de liquide et facilite sa percolation en augmentant la perméabilité. Ceci est décrit par la réaction (en unité de masse) :



consommée. Les études thermodynamique (Kelemen et al., 1990) et expérimentale (Daines et Kohlstedt, 1994) estiment que $n \sim 0.7$ à P et T constant et inférieur à 0.7 dans le cas d'une réaction durant une décompression adiabatique. La masse d'opx consommée est donc généralement supérieure à la masse d'olivine produite. Inversement, la cristallisation de pyroxène aux dépens de l'olivine entraîne une réduction de la porosité et peut aboutir à un arrêt de la percolation du magma. Ce phénomène a donc une influence significative sur le transport des magmas depuis leur région-source jusqu'à la surface. Parallèlement, il pourrait également avoir une influence importante sur la diversité lithologique dans le manteau. En effet, un certain nombre d'études récentes (e.g., Peslier et al., 2002 ; Liu et al., 2005 ; Sobolev et al., 2005, 2007 ; Downes, 2007) suggèrent que les pyroxénites peuvent être issues du métasomatisme des périclases. Garrido et Bodinier (1999) proposent que certaines pyroxénites du massif de Ronda (Espagne, Figure III.10) résultent de l'interaction entre un liquide alcalin (provenant d'une source pyroxénitique) avec une périclase.

Dans ce chapitre je cherche à évaluer le sort des liquides issus des pyroxénites durant leur passage à travers le manteau périclase en fonction de leur composition et des conditions $P-T$ du manteau environnant. Trois cas géodynamiques différents sont considérés :

- Cas 1 : en contexte lithosphérique, quel est le sort des liquides produits par la fusion des pyroxénites lorsque le manteau hétérogène subit une augmentation de température ? Si un manteau lithosphérique est affecté par une augmentation de température (due par exemple à un événement d'extension et d'amincissement), les pyroxénites — qui ont des températures de solidus plus basses que les périclases (Figure III.42) — seront les premières à être affectées par la fusion et infiltreront la périclase environnante. Mon but ici est de tester si, comme le suggère Garrido et Bodinier (1999), l'infiltration de liquide pyroxénitique peut conduire à la formation d'une nouvelle génération de pyroxénites avec des caractéristiques spécifiques et donc à l'augmentation de la diversité lithologique.

- Cas 2 : en contexte de ridges médio-océaniques, quel est le sort des liquides produits par la fusion des pyroxénites à haute pression dans un manteau périclase subsolidus ? En effet, les pyroxénites ayant des T_s plus basses que les périclases, elles commenceront à fondre à plus grande profondeur. Les interactions entre les liquides pyroxénitiques et la périclase hôte non fondues ont rarement été étudiées dans les articles expérimentaux (Yaxley et Green, 1998 ; Pilet et al., 2008) et les implications sur l'extraction des liquides depuis leurs sources restent peu comprises. Ici, mon principal objectif est de déterminer si la réaction entre le liquide pyroxénitique et la périclase hôte subsolidus facilite ou au contraire limite l'infiltration supplémentaire de liquide.

- Cas 3 : en contexte de rides médio-océaniques, quel est le sort des liquides issus des pyroxénites à plus basse pression après que le manteau péridotitique ait franchi son solidus ? Mon but ici est de tester une hypothèse que j'ai faite dans la Partie IV, à savoir que les compositions similaires des liquides issus des péridotites et des pyroxénites dans ces conditions permettent à ces derniers d'être extraits sans interaction significative avec le manteau.

Afin de modéliser ces trois situations, j'ai simulé les processus d'interaction en utilisant le programme thermodynamique pMELTS (Ghiorso et al., 2002 ; voir paragraphe II.3) implanté dans la version Adiabat-1ph (Smith et Asimow, 2005). Parallèlement, la validité des calculs a été vérifiée expérimentalement. Les approches théorique (données initiales, modèle d'interaction) et expérimentale (matériaux de départ, conditions P - T) sont présentées ci-dessous.

V.1.2 Stratégie expérimentale et théorique

V.1.2.1 Données du modèle et approche théorique

Modèles et conditions d'imprégnation. Pour les trois cas décrits ci-dessus, on considère que le liquide issu des pyroxénites réagit avec la péridotite environnante à température et pression constante. Les conditions P - T correspondent aux conditions de formation du liquide. Les interactions entre pyroxénites et péridotites sont d'abord négligées et les différents domaines sont supposés évoluer en système clos jusqu'à l'extraction du liquide pyroxénitique. Ce dernier imprègne alors la péridotite environnante et réagit avec elle.

Pour simuler le cas 1 (fusion partielle de pyroxénites dans un manteau lithosphérique subsolidus), j'ai considéré les liquides formés à 1250°C et 1.5 GPa par ~ 10 % de fusion des pyroxénites M7-16 et M5-40 (Tableau V.1). Ces conditions P - T correspondent aux conditions d'un manteau lithosphérique sous-continental subissant un épisode de relaxation thermique.

Pour les deux cas en contexte de ride médio-océanique (cas 2 et 3), je fais l'hypothèse que le manteau hétérogène remonte selon un trajet adiabatique avec une température potentielle T_p de 1350°C, c'est-à-dire proche de la T_p moyenne sous les rides médio-océaniques selon Herzberg et al. (2007). Dans le cas 2, j'ai considéré une pression de 2.5 GPa de telle sorte que les pyroxénites M5-40 et M7-16 soient partiellement fondues alors que le manteau péridotitique est subolidus. Pour ce cas, j'ai utilisé les compositions des liquides produits par les pyroxénites M5-40 et M7-16 à 2.5 GPa et 1400°C, un couple P - T qui correspond à $T_p \sim 1350^\circ\text{C}$ (McKenzie et O'Nions, 1991). Dans le cas 3, j'ai considéré une pression plus basse (1.0 GPa) où la péridotite hôte a franchi son solidus. Pour ce cas, j'ai utilisé les compositions des liquides issus de M5-103, M5-40 et M7-16 à 1 GPa et 1290°C, des conditions P - T qui correspondent également

V.1 Sort des liquides pyroxénitiques

à $T_p \sim 1350^\circ\text{C}$ (McKenzie et O’Nions, 1991).

Le Tableau V.1 donne la composition des liquides issus des pyroxénites M5-103, M5-40 et M7-16 (cf. partie III) aux conditions $P-T$ des trois cas exposés ci-dessus. Dans la Figure V.1, les compositions des liquides sélectionnés sont projetées dans le diagramme Néphéline (Ne) – Olivine (Ol) – Quartz (Qz) – Diopside (Di) – Plagioclase (Plg).

Tableau V.1 Compositions (% pds) de la péridotite et des liquides issus des pyroxénites et de la péridotite utilisées dans les modèles d’imprégnation^a

$P-T^b$	Cas 1		Cas 2		Cas 3			Bri2 ^e
	M5-40	M7-16	M5-40	M7-16	M5-103	M5-40	M7-16 ^d	
Pyroxénite ^b	40-E2	16-A2	40-C4	16-A4b	103-A1	40-A1	16-A1	-
Exp. ^b	40-E2	16-A2	40-C4	16-A4b	103-A1	40-A1	16-A1	-
F^c	13.5 (12)	9.4 (9)	4.5 (6)	21.8 (21)	31.1 (15)	84.6 (36)	100	7.2
assemblage ^c	cpx + opx + sp	cpx + ol + sp	cpx + gt	cpx + gt	cpx + opx + ol	cpx + ol	-	cpx + opx + ol + sp
SiO_2	50.6 (5)	41.6 (5)	48.7 (6)	39.1 (5)	51.4 (11)	49.8 (4)	43.6 (4)	50.1
TiO_2	1.08 (4)	1.59 (16)	1.90 (17)	2.36 (18)	0.14 (6)	0.61 (12)	0.75 (8)	0.59
Al_2O_3	19.7 (4)	14.6 (3)	14.6 (3)	10.4 (3)	15.1 (8)	14.9 (3)	13.7 (2)	16.0
Cr_2O_3	0.00 (4)	0.01 (8)	0.01 (8)	0.01 (8)	0.25 (6)	0.11 (4)	0.07 (0)	0.11
FeO	10.0 (4)	21.8 (5)	12.2 (4)	22.2 (5)	6.0 (3)	8.3 (3)	14.5 (3)	6.4
MnO	0.15 (14)	0.36 (12)	0.19 (8)	0.37 (14)	0.13 (14)	0.19 (8)	0.30 (2)	0.01
MgO	5.6 (2)	7.5 (2)	8.4 (2)	10.6 (4)	12.7 (9)	11.6 (3)	12.5 (3)	13.0
CaO	6.7 (4)	9.8 (4)	8.4 (3)	12.8 (4)	12.6 (6)	12.5 (4)	13.8 (3)	11.4
Na_2O	5.40 (2)	2.46 (19)	4.15 (25)	1.94 (16)	1.63 (30)	1.98 (14)	0.75 (11)	2.37
K_2O	0.53 (10)	0.32 (10)	1.42 (16)	0.18 (8)	0.04 (6)	0.08 (4)	0.03 (1)	0.01
Total	98.0 (8)	99.0 (13)	98.7 (6)	97.8 (8)	97.7 (29)	99.0 (5)	-	-
Mg# ^g	50.7 (11)	38.0 (6)	54.9 (10)	46.0 (14)	79.0 (12)	71.3 (12)	60.6	78.3
Norme CIPW ^h	Ne	5.7	8.3	8.3	8.9	0	0	2.0
	Ol	21.4	35.8	22.3	39.9	7.7	16.2	32.0
	Hy	0	0	0	0	21.0	9.2	0
	Di	4.7	17.6	20.5	20.7	23.3	24.6	28.0
	Fds	66.2	35.4	45.3	19.1	47.8	48.8	36.0
							53.2	8.1

^a Les compositions des liquides sont normalisées à 100 % pds (les totaux obtenus à la microsonde électronique sont reportés dans la ligne « Total »). Le nombre entre parenthèses correspond à l’erreur calculée sur la concentration (cf. Annexe C) exprimée en termes de la dernière unité citée.

^b Les conditions pression – température des expériences de fusion de pyroxénite, la composition de la pyroxénite de départ et le numéro de l’expérience sont donnés dans les lignes « $P-T$ », « Pyroxénite » et « Exp. », respectivement (cf. Tableau III.2).

^c Le degré de fusion de la pyroxénite ainsi que l’assemblage de phase solide à l’équilibre avec le liquide sont donnés dans les lignes « F » et « assemblage ».

^d La composition à 100 % de fusion a été déterminée par ICP-AES au Laboratoire Magmas et Volcans par Mhammed Ben-bakkar.

^e Composition de la péridotite utilisée dans les calculs et dans les expériences d’interactions (série Inter). Il s’agit d’un xénolite de péridotite du Mont Briançon (France) dont la composition est intermédiaire entre la péridotite fertile MM3 (Baker et Stolper, 1994) et la péridotite appauvrie DMM1 (Wasylenki et al., 2003). La composition a été déterminée par ICP-AES par le Service d’Analyses des Roches et Minéraux du CRPG de Nancy.

^f degré de fusion, composition et assemblage de phase à l’équilibre avec le liquide issu de Bri2 à 1350°C et 1 GPa selon pMELTS.

^g Rapport molaire $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ où tout le fer est considéré comme FeO.

^h Normes CIPW en % : Ne = néphéline, Ol = olivine, Hy = hypersthène, Di = diopside, Fds = anorthite + albite + orthose.

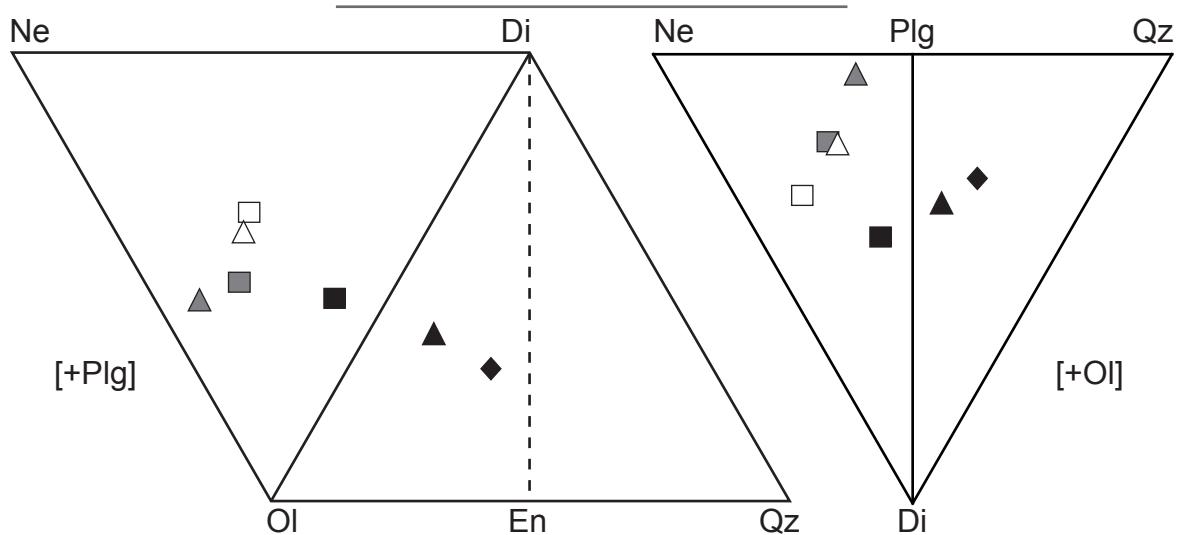


Figure V.1 Compositions des liquides sélectionnés pour l'étude des interactions magma/péridotite, projetées à partir du plagioclase [Plg] dans le diagramme pseudo-ternaire Olivine (Ol) – Quartz (Qz) – Diopside (Di) – Néphéline (Ne) et à partir de l'olivine [Ol] dans le diagramme Ne – Qz – Di, selon la méthode de Walker et al. (1979 – cf. Annexe E). Les compositions choisies correspondent à des liquides expérimentaux produits par la fusion des pyroxénites M5-103 (*losanges*), M5-40 (*triangles*) et M7-16 (*carrés* ; Partie III). Les *symboles noirs* correspondent aux liquides formés à 1 GPa et 1290°C, les *gris* aux liquides formés à 1.5 GPa et 1250°C et les *blancs* aux liquides formés à 2.5 GPa et 1400°C. Tous les liquides sont sous-saturés en silice (à olivine normative ; c-à-d., à gauche du joint Di – En dans la projection à partir du Plg). Les liquides qui se projettent à partir du Plg dans le triangle Ne – Ol – Di sont à néphéline normative. Les liquides qui se projettent à partir du Plg dans le triangle En – Ol – Di sont à hypersthène normatif.

Procédure numérique. Le processus d'imprégnation de la péridotite par les liquides issus de la pyroxénite a été simulé à P et T constantes en ajoutant de 0 à 100 g de liquide à la péridotite, par incrément de 5 g. Pour la péridotite, j'ai choisi la composition du xénolite de lherzolite à spinelle Bri2 (Tableau V.1) ; cet échantillon provient du Mont Briançon et a une composition intermédiaire entre la péridotite fertile MM3 (Baker et Stolper, 1994) et la péridotite appauvrie DMM1 (Wasylenki et al., 2003). Après chaque incrément d'imprégnation, pMELTS fournit les proportions massiques et la composition de chacune des phases de la péridotite imprégnée. A partir de ces résultats, j'ai calculé les réactions modales d'imprégnation par une méthode analogue à celle utilisée pour calculer les réactions de fusion (voir ci-dessous) et l'évolution de la composition de la péridotite durant l'imprégnation. Comme je l'ai expliqué dans la Partie II, pMELTS tend à surestimer fortement la température de fusion de la péridotite (Ghiorso et al., 2002). Pour compenser cet effet, les calculs n'ont pas été réalisés à la température de formation des liquides pyroxénitiques, mais à une température supérieure de 60°C.

V.1.2.2 Approche expérimentale

Parce que la validité des résultats obtenus par pMELTS peut être mise en question, notamment par le fait que ce programme n'est calibré que pour des compositions péridotitiques (cf. Partie II.3), j'ai tenu à vérifier certains des calculs par l'approche expérimentale. Ainsi j'ai

réalisé une série de quatre expériences en piston-cylindre pour reproduire le modèle d'imprégnation en contexte lithosphérique (cas 1) :

(1) Expérience Inter0. C'est une expérience d'équilibration de la composition Bri2 à 1.5 GPa et 1250°C, destinée à déterminer le mode de départ de la péridotite avant imprégnation. Comme dans les expériences précédentes (Partie III), la poudre de départ a été broyée très finement pour accélérer l'atteinte de l'équilibre.

(2) Expériences Inter40 et Inter16. Deux autres expériences ont été réalisées dans les mêmes conditions (1.5 GPa - 1250°C) pour simuler l'imprégnation d'une masse de péridotite par une masse équivalente d'un liquide issu de la pyroxénite M5-40 (Inter40) ou de la pyroxénite M7-16 (Inter16). Les matériaux de départ dans ces expériences sont des mélanges homogènes composés à 50 % de péridotite Bri2 et à 50 % d'un gel synthétique dont la composition est proche soit du liquide issu de M5-40 à 1.5 GPa et 1250°C (gel 40) soit du liquide issu de M7-16 à 1.5 GPa et 1250°C (gel 16) ; les compositions des gels 16 et 40 sont données dans le Tableau V.2. Ces expériences simulent le résultat final des calculs, après addition de 100% de liquide à la péridotite.

Tableau V.2 Compositions (% pds) des composants et mélanges de départ utilisés dans les expériences d'imprégnation^a

	Bri2 ^b	Gel 40 ^c	Inter40 ^d	Gel 16 ^e	Inter16 ^d
SiO ₂	45.13	52.17	48.66	39.82	42.48
TiO ₂	0.08	1.12	0.59	1.70	0.89
Al ₂ O ₃	2.67	18.41	11.71	11.8	7.23
Cr ₂ O ₃	0.27	0.00	0.14	0.03	0.15
FeO	7.60	11.07	9.21	24.64	16.12
MnO	0.122	0.16	0.14	0.28	0.201
MgO	41.72	5.32	23.18	8.49	25.11
CaO	2.22	5.93	3.51	12.06	7.14
Na ₂ O	0.19	5.24	2.62	1.01	0.60
K ₂ O	0.00	0.57	0.28	0.18	0.09
Ne/OI/Hy/ Di/Fds ^e		1/22/0/ 4/71		5/39/0/ 24/27	

^a Compositions sont normalisées à 100 %.

^b Composition de la péridotite naturelle Bri2 utilisée comme matériel de départ l'expérience Inter0.

^c Les gels 40 et 16 ont été réalisés par Jean-Luc Devidal pour reproduire des compositions proches des liquides formés à 1.5 GPa et 1250°C par la fusion partielle de M5-40 et M7-16, respectivement (Annexe D.a). Ils ont été analysés par ICP-AES au Laboratoire Magmas et Volcans.

^d Compositions des mélanges de départ dans les expériences d'imprégnation : pour l'expérience Inter40, j'ai utilisé un mélange 50:50 de Bri2 et du gel 40 ; pour les expériences Inter16 et Inter16BP, j'ai utilisé un mélange 50:50 de Bri2 et du Gel 16.

^e Norme CIPW : néphéline (Ne) / olivine (Ol) / hypersthène (Hy) / diopside (Di) / anorthite + albite + orthose (Fds)

(3) Expérience Inter16BP

Une expérience supplémentaire a été réalisée à la même température (1250°C) et avec le même mélange que dans l'expérience Inter16 (mélange 50:50 de péridotite et du gel 16), mais à une pression plus faible : 1 GPa au lieu de 1.5 GPa. Le but est d'observer la réaction entre un liquide à néphéline et une péridotite au-dessus de son solidus.

Les procédures expérimentales et analytiques sont décrites dans la Partie II. Le Tableau V.3 récapitule les conditions expérimentales, les proportions de phases et les compositions des liquides dans chaque expérience.

Tableau V.3 Conditions (pression P , température T et durée t), modes^a et compositions des liquides^b dans les expériences d'imprégnation, comparés aux modes obtenus par calculs^c dans pMELTS.

		Inter0	Inter40		Inter16		Inter0BP		Inter16BP	
		exp ^a	calc ^c	exp ^a	calc ^c	exp ^a	calc ^c	calc ^c ss Cr ^d	exp ^a	calc ^c
P (GPa) - T (°C)	1.5 - 1250	1.5 - 1310	1.5 - 1250	1.5 - 1310	1.5 - 1250	1.5 - 1310	1.0 - 1310	1.0 - 1310	1.0 - 1250	1.0 - 1250
t (h)	137		116		97				84	
Modes	ol	65.0 (35)	63.0	32.2 (20)	11.3	86.3 (13)	79.1	63.4	98.0 (6)	83.2
	opx	21.7 (48)	25.0	85.4 (33)	98.9	0.3 (29)	0	24.8	0	0
	cpx	13.1 (25)	10.3	13.3 (15)	24.6	93.1 (24)	101.9	7.7	19.0 (14)	35.5
	sp	0.2 (6)	1.7	5.6 (7)	9.1	7.1 (4)	8.9	1.6	0.2 (2)	1.8
	liq	-	-	63.5 (19)	56.1	13.3 (6)	10.1	2.5	3.9	82.7 (6)
SiO ₂		51.41 (58)		44.42 (55)		44.42 (55)			46.26 (71)	
TiO ₂		1.13 (14)		3.99 (20)		3.99 (20)			1.99 (17)	
Al ₂ O ₃		19.43 (41)		15.29 (30)		15.29 (30)			15.05 (77)	
Cr ₂ O ₃		0.05 (9)		0.02 (8)		0.02 (8)			0.10 (9)	
FeO		6.96 (31)		15.23 (42)		15.23 (42)			14.47 (57)	
MnO		0.09 (8)		0.16 (8)		0.16 (8)			0.19 (9)	
MgO		6.74 (40)		7.82 (28)		7.82 (28)			8.78 (11)	
CaO		5.84 (30)		8.52 (32)		8.52 (32)			11.33 (37)	
Na ₂ O		7.44 (43)		3.33 (20)		3.33 (20)			1.56 (14)	
K ₂ O		0.91 (13)		1.22 (16)		1.22 (16)			0.25 (8)	
Total ^e		98.1 (18)		97.3 (11)		97.3 (11)			98.9 (18)	
Mg# ^f		63.3 (17)		47.8 (12)		47.8 (12)			55.5 (40)	
Norme ^g		17/17/10/55		8/25/0/16/44		8/25/0/16/44			0/20/10/19/48	

^a Les modes ont été déterminés par bilan de masse avec une version modifiée du programme d'Albarède et Provost (1977). Ils sont exprimés de deux manières différentes selon le type d'expérience. Pour Inter0 (équilibration de la péridotite Br12 à 1.5 GPa-1250°C), on donne les masses des composants pour 100 g de roche. Pour Inter40, Inter16 et Inter16BP qui simulent l'imprégnation de 100 g de péridotite par 100 g de liquide, les modes sont exprimés en termes de masse des composants pour 200 g de roche.

^b Les compositions des liquides sont normalisées à 100 % pd. Les erreurs sont données entre parenthèses en terme de la dernière unité citée. L'erreur sur la proportion des phases est donnée à 2σ et prend en compte l'erreur sur la composition des phases et sur la composition totale. L'erreur sur les compositions des liquides a été déterminée en calculant la dispersion des données (2σ) et l'erreur analytique (selon Ancey et al., 1978). L'erreur estimée correspond à la plus grande de ces deux valeurs.

^c Les calculs ont été réalisés avec pMELTS à 60 °C au-dessus de la température expérimentale et pour une f_{O_2} à FQM-1

^d Le calcul a été fait sans Cr₂O₃, il correspond au mode initial utilisé pour calculer la réaction d'infiltration dans l'expérience Inter16BP (voir discussion dans le texte).

^e Total analytique brut obtenu à la microsonde électronique.

^f Rapport molaire 100*Mg/(Mg + Fe) où tout le fer est considéré comme FeO.

^g Norme ClPW : néphéline (Ne) / olivine (Ol) / hyperssthène (H) / diopside (Di) / anorthite + albite + orthose (Fd's)

V.1.3 Résultats théoriques : Réactions modales d'imprégnation et compositions modales des résidus

V.1.3.1 Préambule : calculs des réactions modales d'imprégnation

Le Tableau V.4 donne les proportions de phase des périclites hybrides issues de la réaction entre 100 g de périclite et 100 g de liquide ainsi que les réactions d'imprégnation et les Figures V.2, V.3 et V.4 illustrent les réactions d'imprégnation dans les cas 1, 2 et 3, respectivement.

Après chaque incrément d'imprégnation (i.e., 5 g de liquide ajouté), j'ai calculé, pour chaque phase, la différence entre la proportion modale de la périclite imprégnée et la périclite initiale. Pour chaque phase, cette différence est reportée en fonction de la quantité de liquide ajouté (Figures V.2-4). Comme pour les calculs des réactions de fusion, les réactions d'imprégnations sont déterminées sur des intervalles où les phases en présence ne changent pas. Dans ce type de représentation, les pentes des droites de régression correspondent aux coefficients de la réaction d'imprégnation. Quand la pente est négative, la phase est consommée et inversement, quand la pente est positive, la phase est produite. Considérons, par exemple, le cas 1 où la périclite est imprégnée par le liquide issu de M5-40 à 1.5 GPa. D'après les pentes obtenues dans la Figure V.2a, on voit que pour chaque incrément de liquide ajouté, on consomme beaucoup d'ol, et on produit de l'opx, du cpx, du liquide et un peu de sp, suivant la réaction :

$$100 \text{ liq}_0 + 37 \text{ ol} = 53 \text{ liq}_1 + 48 \text{ opx} + 29 \text{ cpx} + 7 \text{ sp}$$

Les ruptures de pentes indiquent un changement de la réaction d'imprégnation en relation avec la disparition d'une phase ou l'apparition d'une nouvelle phase. Dans la réaction d'imprégnation avec le liquide issu de M7-16 à 1.5 GPa (Figure V.2b), on constate que l'olivine est produite au début de la réaction quand l'opx est stable. Une fois l'opx disparu, l'olivine est alors consommée (Tableau V.4).

V.1.3.2 Résultats théoriques : Cas 1 (1.5 GPa-1250°C)

L'imprégnation de la périclite Bri2 entraîne de fortes modifications de la proportion des phases solides. Ces modifications sont bien visibles sur la Figure V.2 dans laquelle j'ai reporté les variations de la masse des phases lors de l'imprégnation de 100 g de périclite Bri2 par 0 à 100 g de liquide issu des pyroxénites M5-40 ou M7-16. Dans le cas du liquide issu de M5-40, l'imprégnation de la périclite s'accompagne de la dissolution de l'ol (dont la masse diminue) et de la production d'un peu de sp et de beaucoup de cpx et d'opx (dont les masses augmentent régulièrement). La réaction d'imprégnation s'écrit :

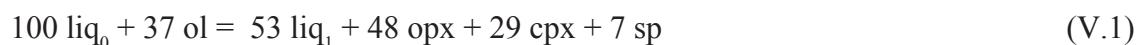


Tableau V.4 Proportions modales des mélanges péridotite-liquide et réactions d'imprégnation de la péridotite Bri2 par le liquide pour 0 à 100% de liquide ajouté

$P-T(T_c)^b$	Bri2 ^c	Cas 1 ^a			Cas 2 ^a			Cas 3 ^a		
		Bri2:M5-40	Bri2:M7-16	Bri2 ^c	Bri2:M5-40	Bri2:M7-16	Bri2 ^c	Bri2:M5-103	Bri2:M5-40	Bri2:M7-16
ol	63.0	25.6	65.6	63.1	40.4	86.6	64.4	54.6	63.0	78.8
gt	0	0	0	0	13.6	1.4	0	0	0	0
Modèle	opx	25.0	71.6	24.6	37.0	0	23.5	33.2	19.0	0
Modèle	cpx	10.3	35.4	100.2	10.6	73.6	3.7	23.8	16.0	24.6
Modèle	sp	1.7	8.0	6.6	1.7	2.6	5.4	1.2	2.4	1.6
Modèle	liq	0	55.4	26.0	0	35.4	19.4	7.2	85.8	95.0
Réaction ^d	Bri2:M5-40	Bri2:M7-16	Bri2:M5-40	Bri2:M7-16	Bri2:M5-103	Bri2:M5-40	Bri2:M5-103	Bri2:M5-40	Bri2:M7-16	
	de 0% opx-out :			de 0% à grenat-in :			de 0% à opx-out :			
	1 liq ₀ + 0,16 opx = 0,14 liq ₁ + 0,09 ol + 0,87 cpx + 0,06 sp ol = 0,53 liq ₁ + 0,48 opx + 0,29 cpx + 0,07 sp			1 liq ₀ + 0,20 ol = 0,27 liq ₁ + 0,28 opx + 0,60 cpx + 0,04 sp			1 liq ₀ + 0,53 opx = 0,05 liq ₁ + 0,36 ol + 1,09 cpx + 0,04 sp			
	1 liq ₀ + 0,37 ol = 0,53 liq ₁ + 0,48 opx + 0,29 cpx + 0,07 sp			1 liq ₀ + 0,10 ol = 0,78 liq ₁ + 0,21 opx + 0,10 cpx + 0,01 sp			1 liq ₀ + 0,04 opx + 0,01 ol = 0,93 liq ₁ + 0,13 cpx + 0,01 sp			
	de 0% opx-out à 100% :			de grenat-in à 100% :			de opx-out à 100% :			
	1 liq ₀ + 0,03 ol = 0,36 liq ₁ + 0,62 cpx + 0,04 sp			1 liq ₀ + 0,25 ol + 0,01 sp = 0,39 liq ₁ + 0,21 gt + 0,64 cpx + 0,02 opx			1 liq ₀ + 0,01 gt = 0,28 liq ₁ + 0,53 cpx + 0,16 ol + 0,04 sp			
	1 liq ₀ + 0,03 ol = 0,36 liq ₁ + 0,62 cpx + 0,04 sp			1 liq ₀ + 0,07 cpx + 0,00 sp = 0,96 liq ₁ + 0,11 ol			1 liq ₀ + 0,07 cpx + 0,00 sp = 0,96 liq ₁ + 0,11 ol			
	de 0% à opx-out :			de 0% à opx-out :			de 0% à opx-out :			
	1 liq ₀ + 0,37 ol = 0,53 liq ₁ + 0,48 opx + 0,29 cpx + 0,07 sp			1 liq ₀ + 0,20 ol = 0,78 liq ₁ + 0,21 opx + 0,10 cpx + 0,01 sp			1 liq ₀ + 0,04 opx + 0,01 ol = 0,93 liq ₁ + 0,13 cpx + 0,01 sp			
	de 0% à opx-out :			de 0% à opx-out :			de 0% à opx-out :			

^a Cas 1 : infiltration d'un liquide issu d'une pyroxénite à 1.5 GPa et 1250°C ; Cas 2 : infiltration d'un liquide issu d'une pyroxénite à 2.5 GPa et 1400°C ; Cas 3 : infiltration d'un liquide issu d'une pyroxénite à 1 GPa et 1290°C.

^b Comme pMELTS surestime significativement les températures de fusion, les calculs ont été réalisés à une température T_c supérieure de 60°C à la température expérimentale (7) de formation des liquides.

^c Proportions modales de la péridotite avant imprégnation (« Bri2 ») et après imprégnation par une masse équivalente de liquide issu des pyroxénites M5-40 (« Bri2:M5-40 »), M7-16 (« Bri2:M7-16 »), ou M5-103 (« Bri2:M5-103 »). Elles sont exprimées de deux manières différentes selon le type de calcul. Pour Bri2, on donne les masses des composants pour 100 g de roche. Pour les mélanges Bri2:M5-40, Bri2:M7-16 et Bri2:M5-103, qui correspondent à l'imprégnation de 100 g de péridotite par 100 g de liquide, les modes sont exprimés en termes de masse des composants pour 200 g de roche.

^d Réactions entre 100 g de péridotite et de 0 à 100 g de liquide liq₀ (les réactions sont données par g de liquide infiltré). J'appelle liq₁ le liquide final restant après équilibration de la péridotite et de liq₀. Les réactions ont été déterminées à partir des régressions linéaires dans les Figures V.2, V.3 et V.4, et sont calculées sur des intervalles où les phases en présence ne changent pas.

V.1 Sort des liquides pyroxénitiques

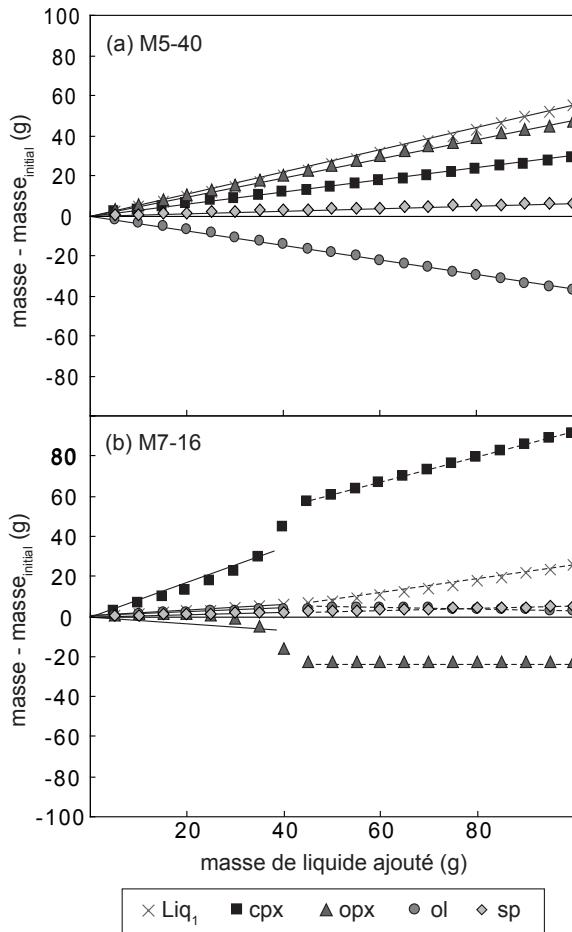


Figure V.2 Résultats des calculs d'imprégnation de 100 g de péridotite Bri2 par 0 à 100 g de liquide Liq₀ issu des pyroxénites **(a)** M5-40 ou **(b)** M7-16, à 1.5 GPa-1250°C (cas 1). La figure montre la variation de la masse des phases (masse – masse_{initial}) en fonction de la masse de liquide ajouté. Les symboles sont les suivants : croix, liquide restant après équilibration (Liq₁) ; carrés, cpx ; triangles, opx ; ronds, ol ; losanges, sp. Les lignes sont les régressions linéaires utilisées pour calculer les réactions modales d'imprégnation dans le Tableau V.4. Quand la pente est négative, la phase est consommée et inversement, quand la pente est positive, la phase est produite. Les ruptures de pentes indiquent un changement de la réaction d'infiltration en relation avec la disparition d'une phase ou l'apparition d'une nouvelle phase.

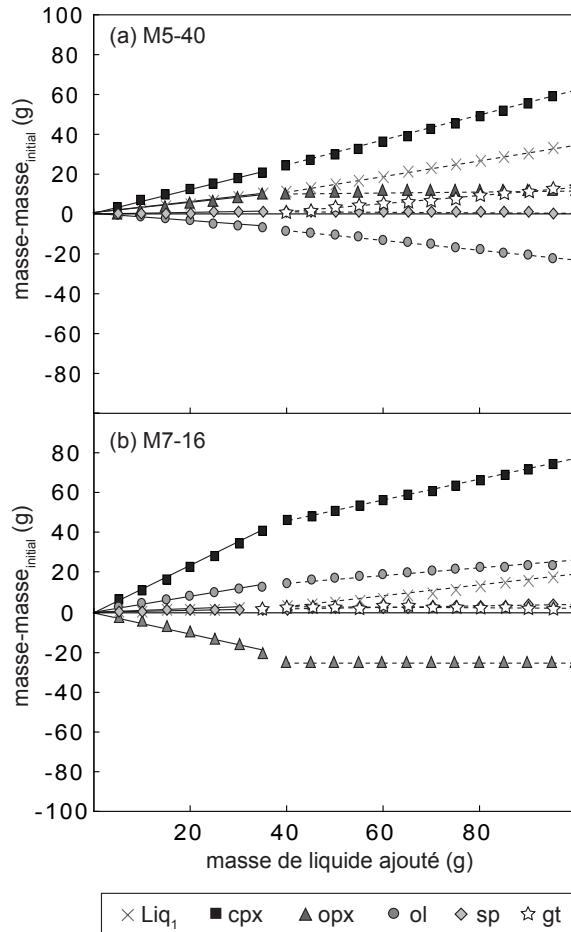
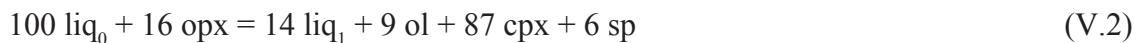


Figure V.3 Résultats des calculs d'imprégnation de 100 g de péridotite Bri2 par 0 à 100 g de liquide Liq₀ issu des pyroxénites **(a)** M5-40 ou **(b)** M7-16, à 2.5 GPa-1400°C (cas 2). La variation de la masse des phases (masse – masse_{initial}) est figurée en fonction de la masse de liquide ajouté. Les symboles sont les suivants : croix, liquide restant après équilibration (Liq₁) ; carrés, cpx ; triangles, opx ; ronds, ol ; losanges, sp ; étoiles, gt. Les lignes sont les droites de régression utilisées pour le calcul des réactions d'imprégnation (Tableau V.4).

où liq₀ est le liquide initial (issu de la pyroxénite) et liq₁ le liquide restant après équilibration. On constate que presque la moitié du liquide est consommée dans la réaction d'imprégnation.

Les évolutions enregistrées dans le cas de l'imprégnation par le liquide issu de M7-16 sont nettement différentes. Pour 0 à 40 g de liquide ajouté, il y a dissolution de l'opx, production de petites quantités d'ol et de sp et production massive de cpx, selon la réaction :



Après la disparition de l'opx (entre 40 g et 45 g de liquide ajouté), l'ol passe du côté des réactifs et la réaction d'imprégnation s'écrit :

$$100 \text{ liq}_0 + 37 \text{ ol} = 53 \text{ liq}_1 + 48 \text{ opx} + 29 \text{ cpx} + 7 \text{ sp} \quad (\text{V.1})$$

où liq_0 est le liquide initial (issu de la pyroxénite) et liq_1 le liquide restant après équilibration.

On constate que presque la moitié du liquide est consommée dans la réaction d'imprégnation.

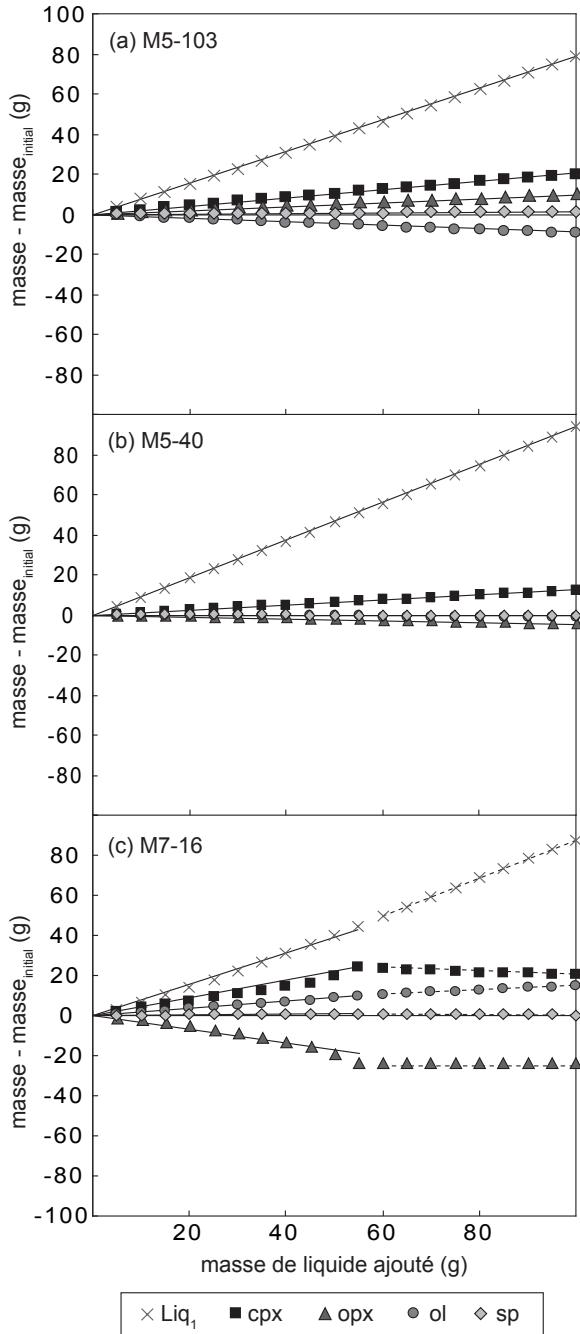
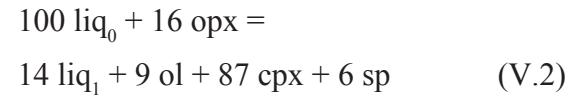
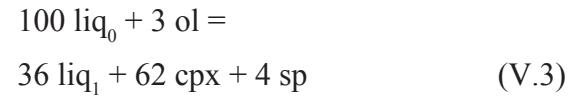


Figure V.4 Résultats des calculs d'imprégnation de 100 g de périclrite Bri2 par 0 à 100 g de liquide Liq_0 issu des pyroxénites (a) M5-103, (b) M5-40 et (c) M7-16 à 1 GPa-1290°C (cas 3). La variation de la masse des phases ($\text{masse} - \text{masse}_{\text{initial}}$) est donnée en fonction de la masse de liquide ajouté. Les symboles sont les suivants : croix, liquide restant après équilibration (Liq_1) ; carrés, cpx ; triangles, opx ; ronds, ol ; losanges, sp. Les lignes sont les droites de régression utilisées pour le calcul des réactions d'imprégnation (Tableau V.4).

Les évolutions enregistrées dans le cas de l'imprégnation par le liquide issu de M7-16 sont nettement différentes. Pour 0 à 40 g de liquide ajouté, il y a dissolution de l'opx, production de petites quantités d'ol et de sp et production massive de cpx, selon la réaction :



Après la disparition de l'opx (entre 40 g et 45 g de liquide ajouté), l'ol passe du côté des réactifs et la réaction d'imprégnation s'écrit :



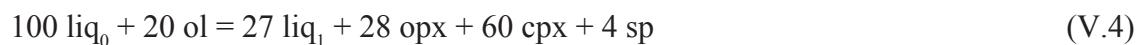
Les compositions modales des roches imprégnées ont été projetées dans le diagramme de Streckeisen (Figure V.5a). Dans le cas du liquide issu de M5-40, l'évolution est dominée par la chute du composant ol qui fait passer l'assemblage solide du champ des lherzolites au champ des webstérites à ol. Dans le cas du liquide issu de M7-16, l'évolution se fait en deux phases : on a d'abord une diminution importante de l'opx et moindre de l'ol qui amène le solide du champ des lherzolites au champ des wherlites, puis une diminution supplémentaire de l'olivine qui conduit au champ des clinopyroxénites à ol.

Dans ces deux exemples, les phases qui cristallisent durant l'infiltration sont les phases à l'équilibre avec le liquide lors de sa formation (Tableau V.1). En effet, le liquide issu de M7-16 est à l'équilibre avec ol, cpx et sp, alors que le liquide issu de M5-40 est à l'équilibre avec cpx, opx et sp. Le liquide tend donc à s'équilibrer avec la roche environnante en se rapprochant des conditions d'équilibre lors de sa formation. Il est important de souligner que les deux liquides sont à néphéline normative (Figure V.1). Cependant, ils présentent des teneurs en SiO₂ très différentes (50.6 % pds pour le liquide issu de M5-40 et 41.6 % pds pour le liquide de M7-16), ce qui suggère que la teneur en silice du liquide infiltrant, et non son degré de sous-saturation en silice, contrôle l'évolution des proportions des phases ol et opx durant la réaction.

Ces résultats montrent également que la réaction s'accompagne d'une consommation substantielle du liquide. En effet, pour l'addition de 100 g de liquide à 100 g de péridotite, la proportion de liquide restant, après réaction, est beaucoup plus faible : environ 55 g dans le cas du liquide issu de M5-40 et 26 g dans le cas du liquide issu de M7-16 (Tableau V.4). Par conséquent, dans ce cas, la réaction entre le liquide issu de la pyroxénite et la péridotite tend, d'une part, à diminuer la quantité de liquide susceptible d'être extraite et, d'autre part, à diminuer la perméabilité de la roche par cristallisation massive de pyroxènes, et par conséquent la capacité d'infiltration du liquide.

V.1.3.3 Résultats théoriques : Cas 2 (2.5 GPa-1400°C)

Les stabilités relatives des minéraux lors du processus d'infiltration ne sont pas uniquement contrôlées par l'équilibre de phases du liquide mais aussi par l'interaction du liquide avec la péridotite (Morgan et Liang, 2005). Le cas 2 est le plus approprié pour illustrer ce problème car, à la différence des deux autres cas, les phases à l'équilibre avec le liquide (cpx + gt seulement ; Tableau V.1) ne sont pas toutes présentes dans la péridotite initiale, qui est une lherzolite à spinelle à 2.5 GPa-1400°C (Tableau V.4). Dans le cas du liquide issu de M5-40, l'imprégnation s'accompagne de la cristallisation massive de cpx et, dans une moindre mesure, d'opx, de la dissolution de l'olivine, et de la précipitation de gt (à partir de 40 % de liquide ajouté ; Figure V.3a). Les réactions modales d'imprégnation s'écrivent (Tableau V.4) :



en dessous de 40 % de liquide ajouté, et :



au dessus de 40%. L'évolution des compositions modales des roches imprégnées (Figure V.5b) est marquée par la chute du composant ol et par une augmentation significative du rapport cpx/opx ; pour une addition d'environ 55 g de liquide, l'assemblage solide passe du champ des

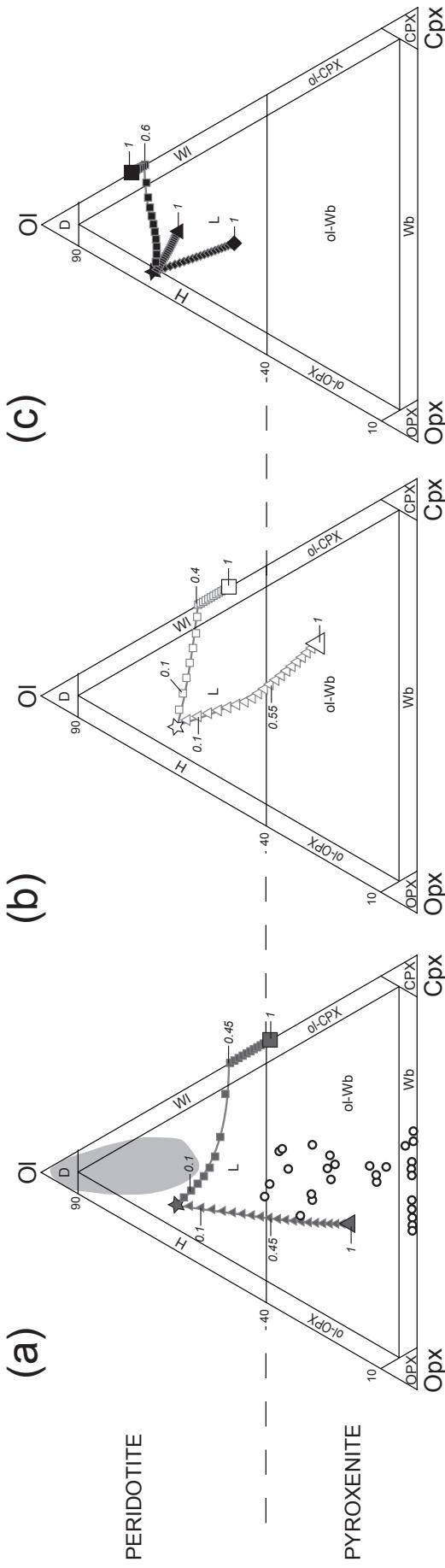
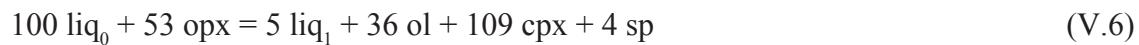


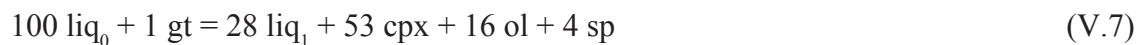
Figure V.5 Diagrammes de Streckeisen montrant la composition modale des péridotites imprégnées par 0 à 100 % de liquide (a) à 1.5 GPa (cas 2), (b) à 2.5 GPa (cas 2) et (c) à 1 GPa (cas 3). Les losanges sont les roches infiltrées par le liquide issu de M5-103, les triangles issus de M5-40 et les carrés sont les roches infiltrées par le liquide issu de M7-16. Chaque symbole représente l'ajout de 5% de liquide au système. Les rapports magma/roche correspondants sont indiqués en italique sur la figure. Dans (a), les ronds vides correspondent aux pyroxénites du groupe C de Ronda (Remaidi, 1999 ; Garrido et Bodnierz, 1999) et le champ gris clair correspond aux péridotites de Ronda (Remaidi, 1993 ; Van der Wal et Bodnierz, 1996). D = dunite, H = harzburgite, L = harzburgite, WI = wherolite, WI = wherolite, OPX = orthopyroxénite, CPX = clinopyroxénite, WB = websterite.

lherzolites au champ des webstérites à ol.

Dans le cas du liquide issu de M7-16, on retrouve des points communs avec le cas ci-dessus, à savoir la cristallisation massive de cpx et la précipitation du gt (à partir de 35 % de liquide ajouté). Par contre, les comportements de l'ol et de l'opx sont fondamentalement différents puisque l'on observe ici la dissolution de l'opx (jusqu'à sa disparition entre 35 et 40 % de liquide ajouté) et la production d'olivine (Figure V.3b). Les réactions d'imprégnation sont :



puis:



après la disparition de l'opx. L'évolution des compositions modales est similaire à celle décrite dans le cas 1 : on a d'abord une diminution importante de l'opx qui fait passer le solide du champ des lherzolites au champ des wherlites, puis une diminution de l'ol qui conduit au champ des clinopyroxénites à ol (Figure V.5b).

Pour les deux systèmes considérés, l'infiltration s'accompagne donc de la précipitation de gt et de cpx, qui sont les deux phases à l'équilibre avec les liquides initiaux. Cependant, on note que l'infiltration du liquide issu de M5-40 aboutit également à une précipitation d'opx et que l'infiltration du liquide issu de M7-16 entraîne une précipitation d'ol, c'est-à-dire, deux phases qui ne sont pourtant pas à l'équilibre avec les liquides lors de leur formation (Tableau V.1). Pour comprendre le comportement de l'ol et de l'opx dans les deux systèmes, il faut prendre en compte la différence de composition entre le liquide qui s'infiltra et les liquides normalement produits par la péridotite. Ici, la péridotite est subsolidus, donc on considère le premier liquide formé. La composition de ce dernier est inconnue et ne peut pas être précisément déterminée par pMELTS car le logiciel surestime fortement la teneur en alcalins des liquides de faible degré de fusion (cf. § II.3). Néanmoins, la composition des phases solides peut être calculée. D'autre part, à cette pression (2.5 GPa), la réaction de formation du premier liquide à partir de la péridotite (à savoir la réaction de fusion) est une réaction péritectique qui cristallise de l'opx (Davis, 1964 ; O'Hara et Yoder, 1967 ; Mysen et Kushiro, 1977 ; Kinzler, 1997 ; Walter, 1998) :



pour laquelle j'ai retenu les coefficients déterminés par Kinzler (1997) dans une étude expérimentale de la fusion d'une lherzolite fertile à 2.3 GPa.

Dans la Figure V.6a, les compositions des phases de la péridotite (calculées par pMELTS à 2.5 GPa et 1460°C) sont placées dans le système CMAS à l'aide du programme CMAS 3D développé par France et al. (2009). Avec la méthode de Kinzler et Grove (1992a), on en déduit

que la composition du premier liquide formé est sur une ligne (appelée «ligne liquide») qui part du pôle opx et qui recoupe le plan formé par les trois phases consommées durant la réaction de fusion (i.e., cpx, ol et sp). La position de l'intersection de la ligne liquide avec ce plan est déterminée par les coefficients de l'équation de fusion (V.8). Pour comparaison, les liquides issus des pyroxénites M5-40 et M7-16 sont placés dans le tétraèdre CMAS et projetés dans le plan CMS depuis le spinelle (Figure V.6a et b, respectivement).

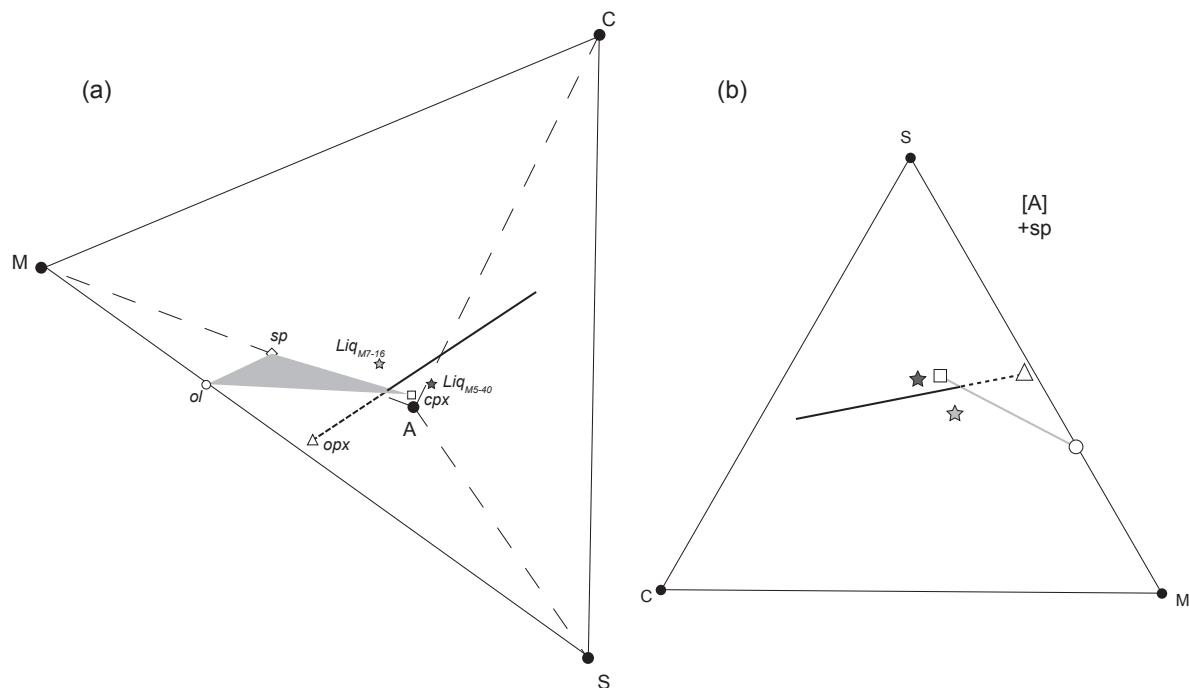


Figure V.6 (a) Représentation 3D dans le système CMAS (France et al., 2009) et (b) projection depuis le spinel [sp] sur le plan CMS de la réaction de fusion de la péridotite Bri2 à 2.5 GPa selon Kinzler (1997). Le plan et la ligne en gris relient les phases consommées lors de la fusion de la péridotite (cpx, ol et sp). La ligne noire relie les phases produites pendant la fusion (opx et liquide). Les compositions des phases solides ont été calculées avec pMELTS. La composition du liquide formé par la péridotite est sur la ligne pleine. La réaction de fusion est $0.08 \text{ ol} + 0.92 \text{ cpx} + 0.08 \text{ sp} = 1 \text{ liq} + 0.08 \text{ opx}$. Les compositions des liquides issus de M5-40 et de M7-16 à 2.5 GPa et 1400°C sont également indiquées (voir texte pour discussion). Les symboles sont les suivants : *carré*, cpx ; *triangle*, opx ; *rond*, olivine ; *losange*, spinelle ; *étoile gris-clair*, liquide issu de M7-16 ; *étoile gris-foncé*, liquide issu de M5-40.

Grâce à cette construction, on peut comparer la composition des liquides qui s'infiltrent avec la composition des liquides produits par la péridotite pour comprendre ce qui se passe en début d'imprégnation. Le liquide issu de M5-40 est enrichi en composant silice par rapport à la composition du liquide (situé sur la ligne liquide) issu de la péridotite. Durant l'imprégnation, le liquide va donc avoir tendance à s'appauvrir en composant silice pour se rapprocher de la composition du premier liquide issu de la péridotite : il dissout donc de l'ol et cristallise de l'opx. Inversement, le liquide issu de M7-16 est plus appauvri en composant silice que le liquide issu de la péridotite. Par conséquent, en s'infiltrant dans la péridotite, il va avoir tendance à dissoudre de l'opx et à cristalliser de l'ol. On peut remarquer que les deux liquides ont un pourcentage similaire de néphéline dans leur norme (8.3 et 8.9 %, pour les liquides issus de M5-40 et M7-16,

V.1 Sort des liquides pyroxénitiques

respectivement) mais qu'ils présentent, au contraire, des teneurs en silice contrastées (48.7 et 39.1 % pds pour les liquides issus de M5-40 et M7-16, respectivement). Il apparaît donc que (1) la sous-saturation en silice du liquide n'est pas une condition suffisante pour la dissolution de l'opx dans le résidu et (2) le devenir de l'ol et de l'opx durant la réaction dépend principalement de la teneur en silice du liquide.

V.1.3.4 Résultats théoriques : Cas 3 (1 GPa-1290°C)

La spécificité du cas 3 par rapport aux deux autres cas est que la péridotite est dans des conditions au-dessus de son solidus. Comme je l'ai montré dans la Partie IV (cf. Partie IV, Figure 6), la composition des liquides issus des pyroxénites dans les conditions *P-T* du cas 3 est proche de la composition des liquides d'origine péridotitique pour la majorité des oxydes. Sur la Figure V.7, la différence de composition entre les liquides produits par les pyroxénites M5-103, M5-40 et M7-16 à 1 GPa-1290°C et le liquide de la péridotite Bri2 (calculée avec pMELTS ; Tableau V.1) est donnée pour chaque oxyde. Les liquides issus de M5-103 et de M5-40 ont des teneurs en Al_2O_3 et Na_2O légèrement plus faibles et des teneurs en CaO légèrement plus élevées que le liquide de la péridotite, ce qui est dû aux plus forts degrés de fusion des pyroxénites. Néanmoins, leurs compositions restent voisines de celle du liquide de la péridotite pour la majorité des oxydes et ils sont, par conséquent, proches de l'équilibre avec la péridotite. Cette conclusion ne tient pas dans le cas du liquide issu de M7-16 qui se distingue du liquide d'origine péridotitique par une teneur en silice trop basse et une

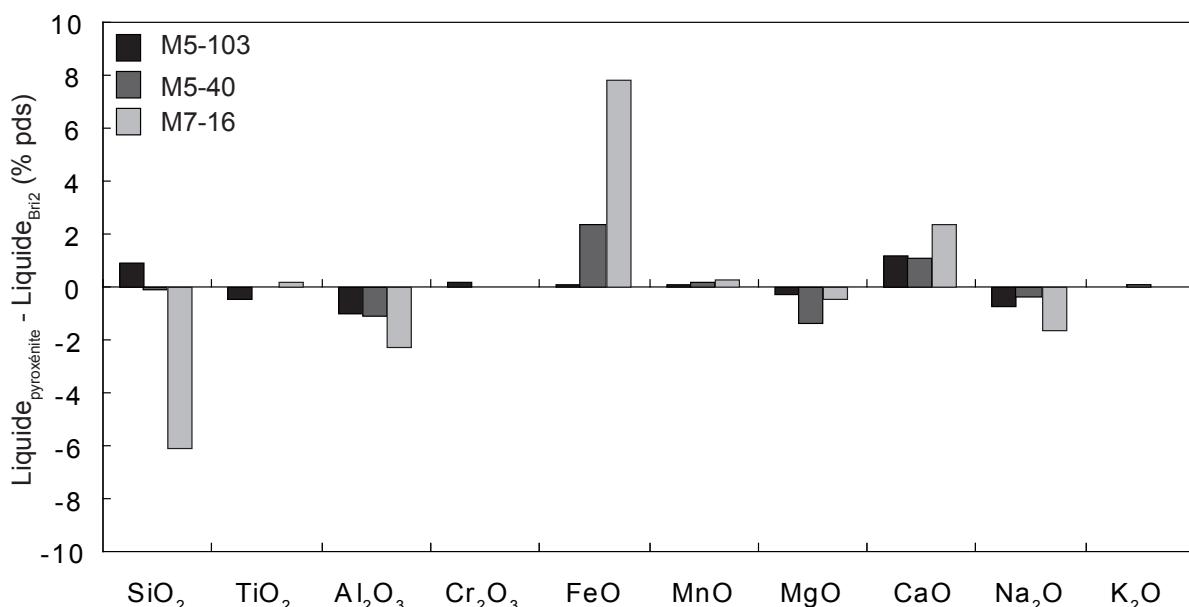


Figure V.7 Différences de composition entre les liquides issus des pyroxénites M5-103 (noir), M5-40 (gris foncé) et M7-16 (gris clair) et le liquide issu de la péridotite Bri2 à 1 GPa et 1290°C. La composition du liquide de la péridotite a été déterminée avec pMELTS (Tableau V.1). Seul le liquide issu de M7-16 se distingue nettement du liquide de la péridotite par des teneurs en silice nettement plus basse (moins 6.5 % pds) et en FeO nettement plus élevée (plus 8 % pds).

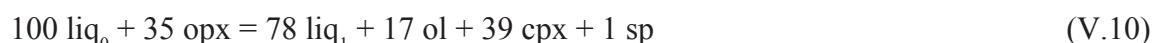
teneur en fer trop élevée (Figure V.7).

Les résultats obtenus avec pMELTS (Tableau V.4, Figure V.4) sont en accord avec le faible contraste compositionnel entre les liquides issus de M5-103 ou de M5-40 et le liquide de la péridotite. Les interactions entre le liquide issu de M5-40 et la péridotite Bri2 sont marquées par la dissolution de petites quantités d'ol et d'opx et par la précipitation d'un peu de cpx, selon la réaction :



Dans le cas du liquide issu de M5-103, les coefficients de la réaction modale sont un peu plus élevés (tout en restant très inférieurs à ceux calculés pour les cas 1 et 2 ; Tableau V.4). Comme les valeurs des coefficients dans les réactions sont faibles pour les phases solides, les proportions modales du solide changent peu au cours de l'imprégnation : la proportion de pyroxène et le rapport cpx/opx augmentent et la proportion d'ol diminue, mais le résidu final reste dans le champ des lherzolites (Figure V.5c).

Par comparaison aux liquides issus de M5-103 et M5-40, le liquide issu de M7-16 est plus éloigné de la composition du liquide de péridotite (Figure V.7). De fait, les calculs montrent des interactions plus importantes avec la péridotite. Ces interactions sont qualitativement similaires à celles décrites dans le cas 1 (dissolution de l'opx, précipitation de l'ol et du cpx), mais les coefficients des phases solides dans les réactions sont plus faibles (Tableau V.4, Figure V.4) :



jusqu'à la disparition de l'opx (entre 55 et 60 % de liquide ajouté), puis :



Dans le diagramme de Streckeisen (Figure V.5c), l'évolution des compositions modales est d'abord marquée par une diminution importante de l'opx, à ol presque constante, qui fait passer le solide du champ des lherzolites au champ des wherlites. Après la disparition de l'opx, le cpx passe du côté des réactifs dans la réaction d'imprégnation et le mode du solide se déplace légèrement vers le pôle ol du diagramme.

Pour les trois compositions, la proportion de liquide avant et après infiltration dans la péridotite change peu. En effet, au contraire des cas 2 et 3 où l'on observait une consommation importante du liquide, la consommation est ici très faible, voire presque nulle comme dans la réaction (V.11). Ainsi le processus d'imprégnation ne s'accompagne pas d'un colmatage significatif de la péridotite partiellement fondu. Ce résultat suggère que, dans les conditions où les péridotites encaissantes sont au dessus de leur solidus, le liquide pyroxénitique peut être extrait de sa source et percoler à travers le manteau.

V.1.4 Résultats expérimentaux

V.1.4.1 Paragénèses et textures des échantillons expérimentaux

Les textures et les paragénèses dans les échantillons Inter0, Inter40, Inter16 et Inter16BP sont illustrées dans la Figure V.8. Les proportions de phase des expériences sont données dans le Tableau V.3. Par analogie avec les résultats des calculs (Tableau V.4), j'ai choisi d'exprimer les modes de deux manières différentes en fonction du type d'expérience : pour Inter0 (équilibration de la péridotite Bri2 à 1.5 GPa-1250°C), je donne les masses des composants pour 100 g de roche ; pour Inter40, Inter16 et Inter16BP qui simulent l'imprégnation de 100 g de péridotite par 100 g de liquide, les modes sont exprimés en termes de masse des composants pour 200 g de roche. L'intérêt de ce choix est de bien visualiser si une phase est consommée au cours de l'imprégnation (masse décroissante) ou bien produite (masse croissante). De plus, la différence entre la masse finale d'une phase solide (sur 200 g ; expérience Inter40 ou Inter16) et sa masse initiale (sur 100 g ; expérience Inter0) correspond à son coefficient dans la réaction d'imprégnation. Notons que je parle ici d'une réaction « globale » pour l'addition de 100 g de liquide : en effet, à la différence des calculs illustrés dans les Figures V.2 à V.4, je ne connais que l'état initial et l'état final du système et pas les états intermédiaires, ce qui m'interdit, entre autres, de distinguer deux réactions successives comme dans la Figure V.2b.

La composition Bri2 équilibrée à 1.5 GPa-1250°C est une lherzolite à 65 % ol, 22 % opx, 13 % cpx et des traces de sp. L'échantillon Inter40 a un pourcentage pondéral de liquide assez élevé (1/3) ; il se distingue de la péridotite Bri2 par un appauvrissement très marqué en ol et par un fort enrichissement en opx et sp. L'échantillon Inter16 possède une fraction liquide faible (6.6 % pds) ; par comparaison à Bri2, on note une augmentation très importante des masses du cpx et du sp, moins importante de l'ol, et la quasi-disparition de l'opx.

Je n'ai pas fait d'expérience d'équilibration de la péridotite Bri2 à 1 GPa-1250°C. Le mode initial de la péridotite dans ces conditions a été extrapolé à partir des calculs de pMELTS. Les calculs ont été réalisés sans Cr₂O₃. En effet, pMELTS tend à surestimer la proportion de spinelle dans l'assemblage en présence de Cr₂O₃ car cet élément n'est pas pris en compte dans les compositions des pyroxènes (Asimow et al., 1995). Par rapport à 1.5 GPa, la composition modale de Bri2 à 1 GPa-1250°C (colonne « calc ss Cr » dans le Tableau V.3) se distingue par la présence de liquide (3.9 % pds) et par la faible fraction de cpx (7.2 % pds). Pour l'expérience Inter16BP, on a utilisé le même matériel de départ que pour Inter16, mais les conditions d'équilibration sont de 1 GPa-1250°C. Cet échantillon se caractérise par une fraction liquide élevée (> 40 % pds ; Figure V.8d). Par rapport à Inter0BP, les masses de l'ol et du cpx ont fortement

augmenté tandis que l'opx et le sp ont été totalement dissous ou presque.

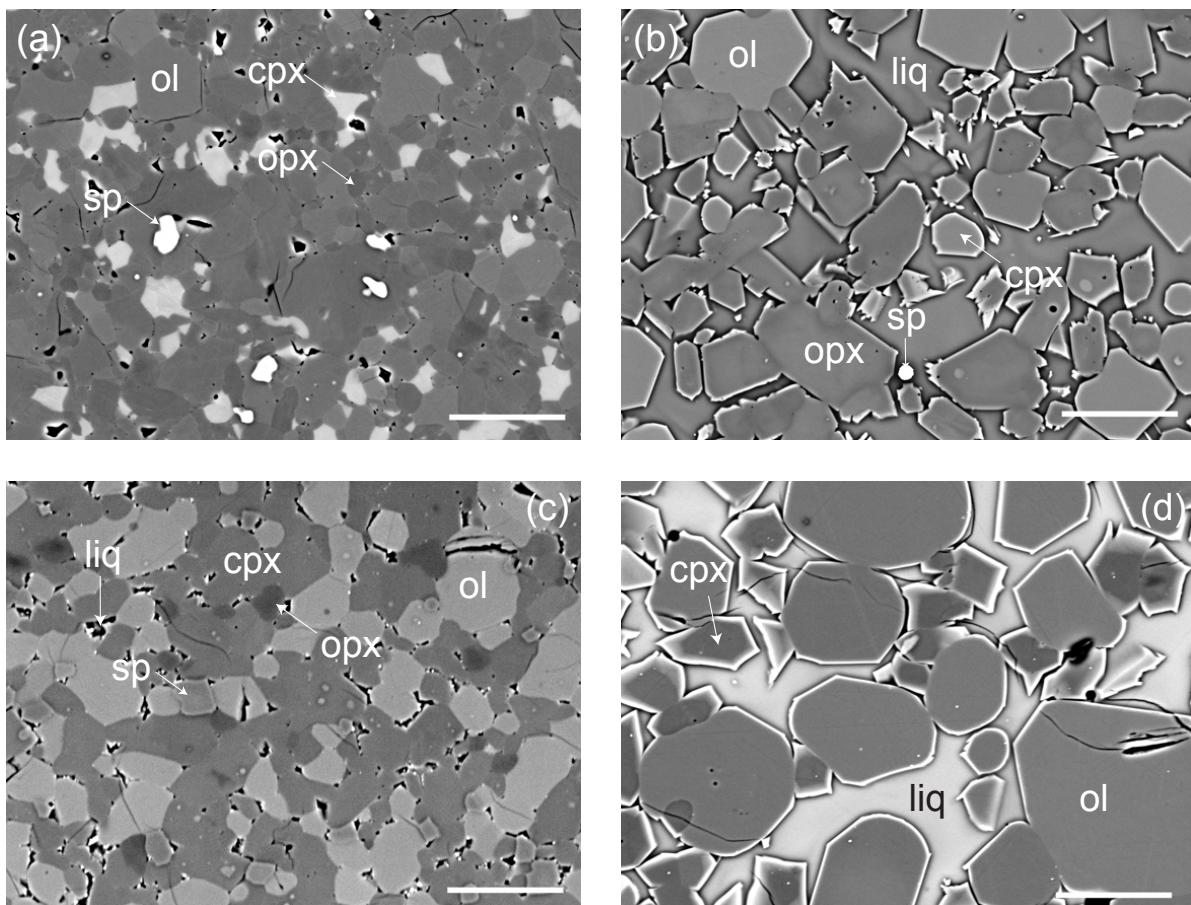


Figure V.8 Images MEB en électrons rétrodiffusés illustrant les textures et les assemblages de phases des expériences de la série Inter. **(a)** Inter0, **(b)** Inter40, **(c)** Inter16 et **(d)** Inter16BP. Barres d'échelle : 20 µm.

V.1.4.2 Validité des calculs

Le Tableau V.3 récapitule les résultats obtenus par pMELTS dans les conditions équivalentes aux conditions expérimentales. Comme les gels 16 et 40 ne correspondent pas exactement aux liquides issus de M5-40 et M7-16 à 1.5 GPa-1250°C (cf. Tableaux V.1 et V.2), j'ai refait des calculs d'imprégnation de la péridotite Bri2 par des liquides ayant la composition de ces deux gels. Sur la Figure V.9, les proportions modales expérimentales et théoriques sont projetées dans le diagramme de Streckeisen. Dans l'assemblage initial (Inter0), les proportions d'ol et d'opx sont identiques dans les expériences et dans les calculs (à l'erreur près), la proportion de cpx est légèrement plus faible et la proportion de sp est significativement plus forte dans les calculs. Pour les péridotites imprégnées Inter40, Inter16 et Inter-16BP, on note aussi une bonne correspondance entre les modes expérimentaux et théoriques, malgré des divergences systématiques (sous-estimation de l'ol et surestimation du cpx et du sp dans les calculs). La comparaison des réactions d'imprégnation déduites des expériences

avec celles déduites des calculs confirme cette correspondance :

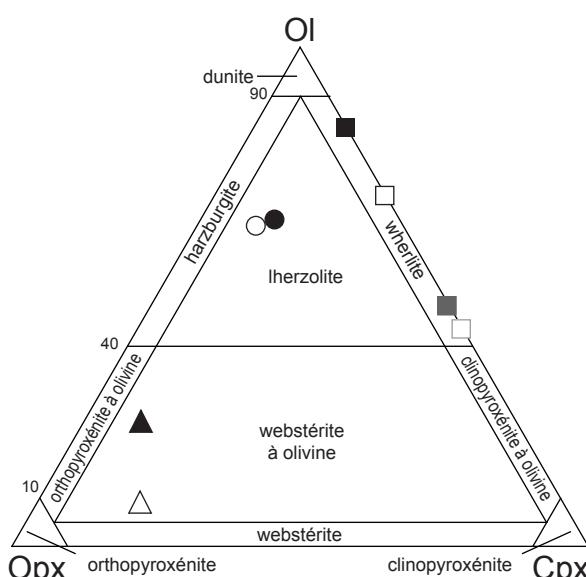
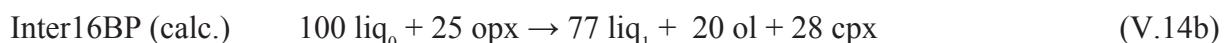
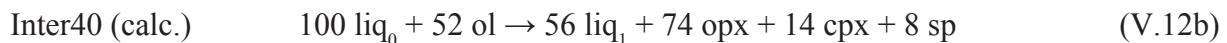
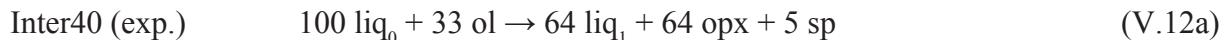


Figure V.9

Diagramme de Streckeisen comparant les compositions modales obtenues dans les expériences de la série Inter (symboles pleins) et dans les calculs de pMELTS (symboles vides). Les ronds correspondent à la péridotite Bri2 avant imprégnation, les triangles sont les roches imprégnées par le gel 40 et les carrés sont les roches infiltrées par le gel 16. Les symboles noirs représentent les expériences et calculs à 1.5 GPa (Inter0, Inter40 et Inter16), les symboles gris représentent l'expérience et le calcul à 1 GPa (Inter16BP).

Il est utile de remarquer que la production d'une phase durant la réaction d'infiltration n'est pas systématiquement liée à une augmentation de son pourcentage modal dans l'assemblage final : par exemple, dans l'échantillon Inter16, il y a eu production d'ol (équation V.13a) mais le mode de l'ol est passé de 65.0 à 43.1 % pds (les pourcentages modaux dans Inter40, Inter16 et Inter16BP sont égaux aux masses consignées dans le Tableau V.3 divisées par 2). L'évolution du pourcentage modal de la phase *A* au cours de l'imprégnation dépend (1) de son coefficient de réaction *c* et (2) de son pourcentage initial (avant infiltration) *M* dans la péridotite. Ainsi, pour $(c/M)_A < 1$, le pourcentage modal d'une phase *A* dans l'assemblage diminue, et inversement, pour $(c/M)_A > 1$, son pourcentage augmente. Par exemple, à 1.5 GPa, les pourcentages modaux d'ol et de cpx sont respectivement de 65.0 et 13.1 % dans l'expérience Inter0. Par conséquent, dans le cas de l'échantillon Inter16 (équation V.13a), les $(c/M)_{\text{ol}}$ et $(c/M)_{\text{cpx}}$ sont respectivement de $21/65 \approx 0.32$ et $80/13.1 \approx 6.1$, ce qui explique que le pourcentage d'ol dans la roche totale diminue de 65.0 à 43.1 % pds alors que le pourcentage de cpx augmente de 13.1 à 46.5 % pds.

Dans les réactions d'imprégnation calculées avec pMELTS, on observe (1) que les coefficients du cpx, de l'opx et du sp sont généralement surestimés par rapport aux expériences et (2), que la consommation en liquide de la réaction est également plus élevée dans les calculs. De plus, lorsque l'ol est consommée, le coefficient de réaction est surestimé, tandis que lorsqu'elle est produite, le coefficient est sous-estimé. Par conséquent, la proportion d'olivine dans le résidu est systématiquement sous-estimée dans les calculs par rapport aux expériences. Cette comparaison permet de mettre en évidence les limites de pMELTS pour cette application. Le logiciel donne cependant une estimation qualitative des réactions entre les liquides issus des pyroxénites et la péridotite environnante. En effet, malgré des différences de coefficients, les réactions sont de la même forme, i.e., les phases produites et consommées sont les mêmes que dans les expériences. Ce résultat renforce les conclusions basées sur les calculs des Figures V.2 à V.4 : (1) la composition du liquide détermine l'évolution de l'ol et de l'opx durant l'infiltration, (2) la sous-saturation en silice des liquides n'est pas une condition suffisante pour aboutir à la dissolution des opx de la roche infiltrée et (3) les liquides issus des pyroxénites, par interaction avec la péridotite subsolidus, sont en partie consommés et par conséquent la réaction tend à limiter une infiltration supplémentaire.

V.1.4.3 Composition des liquides

A la différence des calculs réalisés avec pMELTS, les expériences nous donnent une information précieuse sur l'évolution de la composition du liquide par interaction avec la péridotite. Les compositions des liquides dans les expériences Inter40, Inter16 et Inter16BP sont reportées dans le Tableau V.3 et sont projetées dans le diagramme Néphéline (Ne) – Olivine (Ol) – Quartz (Qz) – Diopside (Di) – Plagioclase (Plg) sur la Figure V.10. Par comparaison avec la composition initiale du liquide (gel 40 ; Tableau V.2), le liquide de Inter40 est très appauvri en FeO (– 4% pds) et enrichi en Al_2O_3 , MgO et surtout en alcalins (+2 % pds Na_2O) ; les teneurs en TiO_2 et CaO sont constantes. Par rapport à la composition initiale du gel 16, le liquide de Inter16 est très appauvri en FeO (– 9 % pds) et CaO (– 3.5 % pds), et nettement enrichi en SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 et en alcalins (+ 2.2 % Na_2O , + 1 % K_2O) ; en particulier, la teneur en TiO_2 atteint 4 % pds (contre 1.7 % dans le gel 16). Enfin, le liquide de Inter16BP est fortement enrichi en SiO_2 et Al_2O_3 , et appauvri en FeO. Dans tous les liquides, on observe une augmentation significative du Mg# : de 46.1 % dans le gel 40 à 63.3 % dans Inter40 ; de 38.1 % dans le gel 16 à 47.8 % dans Inter16 et 55.5 % dans Inter16BP.

V.1 Sort des liquides pyroxénitiques

Dans les paragraphes suivants, je discute de l'évolution des principaux oxydes en fonction des réactions d'imprégnation calculées ci-dessus :

(1) Les teneurs plus fortes en alcalins et en TiO_2 dans les liquides expérimentaux traduisent la consommation du liquide durant la réaction. En effet, ces éléments sont incompatibles et leurs teneurs augmentent dans le liquide durant la cristallisation. Cet effet est particulièrement marqué dans l'échantillon Inter16 à cause de la très faible quantité de liquide restant après équilibration (6.6 %).

(2) Al_2O_3 se comporte également comme un élément incompatible : sa teneur augmente dans le liquide durant la cristallisation.

(3) L'augmentation du Mg# des liquides est liée à la mise à l'équilibre du liquide avec la périclrite ($Mg\# = 90.7$) qui tend à diminuer la teneur en fer des liquides. Le Mg# plus élevé du liquide issu de Inter16BP par rapport au liquide issu de Inter16 est dû à la fraction plus importante de liquide à la fin de l'expérience Inter16BP.

(4) Les teneurs égales en CaO dans le liquide de Inter40 et dans le liquide initial (gel 40) s'expliquent par la participation pratiquement nulle du cpx à la réaction (équation V.12a). Inversement la précipitation très importante de cpx dans l'expérience Inter16 (équation V.13a) aboutit à une nette diminution de la teneur en CaO dans le liquide.

(5) L'enrichissement marqué en silice dans les liquides de Inter16 et Inter16BP est dû à la dissolution d'opx (équations V.13a et V.14a).

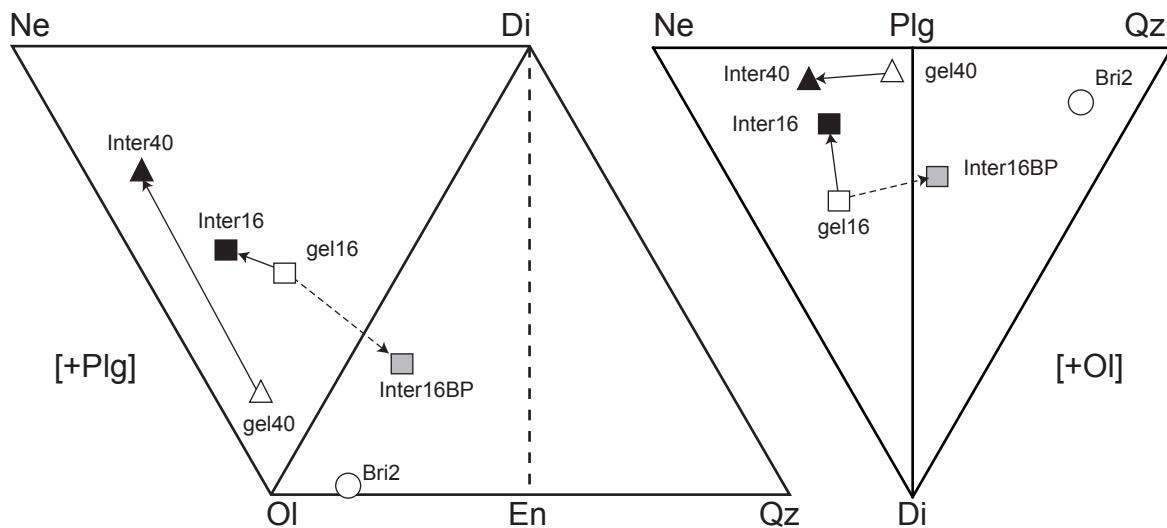


Figure V.10 Compositions du gel 40 (*triangle blanc*), du gel16 (*carré blanc*) et de la périclrite Bri2 (*rond blanc*) utilisés et des liquides expérimentaux obtenus dans les expériences de la série Inter (Inter40 : *triangle noir* ; Inter16 : *carré noir* ; Inter16BP : *carré gris*), projetées à partir du plagioclase [Plg] dans le diagramme pseudo-ternaire Olivine (OI) – Quartz (Qz) – Diopside (Di) – Néphéline (Ne) et à partir de l'olivine [OI] dans le diagramme Ne – Qz – Di (Walker et al., 1979- cf. Annexe E). Les flèches illustrent l'évolution de la composition du gel par interaction avec la périclrite.

Dans l'expérience Inter40, le liquide voit sa teneur en silice diminuer (légèrement) et sa teneur en alcalins augmenter sensiblement. Par conséquent, son degré de sous-saturation augmente fortement (de 1 à 17 % environ de néphéline dans la norme ; Figure V.10). Dans l'expérience Inter16, malgré l'augmentation de la teneur en silice du liquide, le degré de sous-saturation du liquide augmente légèrement (de 5 à 8 % environ de néphéline dans la norme). Cette augmentation est due à la consommation substantielle du liquide durant la réaction (équation V.13a) qui entraîne une augmentation significative de la teneur en alcalins dans le liquide (Tableau V.3). Au contraire, au cours de l'expérience Inter16BP, on passe d'un liquide à néphéline normative (le gel 16) à un liquide à hypersthène normatif ($\text{Hy} \approx 10\%$), ce que je mets en relation avec la consommation plus faible du liquide durant la réaction (équation V.14a) : l'augmentation significative de la teneur en SiO_2 du liquide ne s'accompagne pas d'une augmentation sensible de sa teneur en alcalins. Ces résultats suggèrent donc que l'évolution de la sous-saturation en silice du liquide est en partie contrôlée par les phases produites et consommées durant la réaction, mais que le taux de consommation du liquide a une influence non négligeable sur cette évolution.

V.1.4.4 Bilan de l'étude expérimentale

Je résume les principaux résultats obtenus dans les expériences et dans les calculs.

(1) La comparaison des expériences et des calculs montre que, si pMELTS tend à surestimer les modifications de la péridotite au cours de l'imprégnation, il donne cependant une estimation qualitativement correcte des réactions et il distingue convenablement les phases produites des phases consommées.

(2) L'infiltration du liquide dans un manteau subsolidus conduit à la consommation du liquide par cristallisation de cpx + opx ou cpx + ol quelles que soient la composition et la pression. Par conséquent, l'infiltration des liquides issus des pyroxénites dans le manteau péridotitique non fondu sera limitée. La remontée à la surface de ces liquides nécessite donc un processus annexe tel que la focalisation des liquides ou un transport par fractures.

(3) La sous-saturation en silice du liquide ne conduit pas forcément à la dissolution des opx de la péridotite infiltrée. La stabilité des minéraux dépend, d'une part, des phases à l'équilibre avec le liquide lors de sa formation et, d'autre part, de l'interaction entre le liquide et le manteau péridotitique environnant. Le liquide aura tendance à modifier sa composition pour s'approcher de la composition du liquide formé par le manteau péridotitique. Parallèlement, les proportions modales de la péridotite évolueront vers l'assemblage de phases à l'équilibre avec le liquide. Par conséquent, si la teneur en silice du liquide infiltrant est inférieure à la

teneur du liquide péridotitique, le liquide tend à s'enrichir en silice par dissolution des opx. Au contraire, si la teneur en silice du liquide infiltrant est supérieure, il y précipitation d'opx. Parallèlement, les phases à l'équilibre avec le liquide lors de sa formation ($\text{cpx} \pm \text{gt} \pm \text{sp}$) précipitent également.

(4) L'évolution du degré de sous-saturation en silice du liquide durant la réaction d'imprégnation dépend à la fois de la quantité de liquide restant après équilibration et du comportement (dissolution vs. précipitation) des phases solides (opx et ol) : le premier paramètre contrôle la teneur en alcalins du liquide, le second sa teneur en silice.

V.1.5 Discussion

V.1.5.1 Implications pour l'hétérogénéisation du manteau lithosphérique

Le massif de Ronda est un massif ultrabasique situé au Sud de l'Espagne et appartient, au même titre que le massif de Beni Bousera, à la ceinture Bétique-Rifaine, i.e, la partie la plus occidentale de l'orogenèse alpine (Figure III.7). A la différence du massif de Beni Bousera, il présente un zonage pétrologique et structural à l'échelle kilométrique et un front de recristallisation qui sépare le domaine dit des « tectonites à spinelle », c-à-d., le domaine le plus vieux et le plus déformé, des autres domaines (Van der Wal et Vissers, 1993). Les pyroxénites, nombreuses dans ce massif, ont été classées en 4 groupes (A, B, C, D ; Garrido et Bodinier, 1999). Les pyroxénites du groupe A sont situées dans le domaine des « tectonites à spinelle» et sont principalement des pyroxénites à grenat interprétées comme une ancienne lithosphère sous-continentale métasomatisée. Les autres groupes se sont formés lors d'un événement magmatique tardif à l'origine du zonage pétrologique du massif (e.g., Van der Wal et Bodinier, 1996). Le groupe C présente un intérêt particulier par rapport à notre étude : il est en effet composé de webstérites et de webstérites à ol qui, selon Garrido et Bodinier (1999), se seraient formées par réaction entre un liquide alcalin provenant de la fusion des pyroxénites du groupe A et la péridotite environnante. Les pyroxénites du groupe C possèdent quatre caractéristiques importantes : (i) elles ne présentent pas ou peu de déformation et recoupent la foliation des péridotites, (ii) les observations pétrographiques montrent que les pyroxènes sont d'origine secondaire et se sont formés après les olivines, (iii) leurs compositions en terres rares présentent un spectre concave vers le haut, et (iv) elles ont des forts rapports $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$. Pour réconcilier les données compositionnelles et de terrain, Garrido et Bodinier (1999) ont proposé un modèle qui s'appuie sur trois hypothèses. (1) La formation des pyroxénites du groupe C doit être plus récente que la mise en place crustale du massif (pour expliquer l'absence de déformation). (2) Comme les

pyroxènes se sont formés après les olivines, ces dernières doivent provenir de la péridotite hôte et les pyroxénites sont le résultat du remplacement des péridotites via des interactions magma/roche. (3) Le liquide doit être alcalin (pour expliquer les compositions en terre rares) et doit provenir d'une source avec des compositions fortement radiogéniques en osmium.

Afin de tester le modèle de Garrido et Bodinier (1999), les proportions modales des pyroxénites du groupe C du massif de Ronda sont reportées dans la Figure V.5a. Les proportions modales de la majorité des pyroxénites du groupe C peuvent être expliquées par l'imprégnation de péridotites par un liquide dont la composition est comprise entre les liquides issus des pyroxénites M5-40 et M7-16. Sur la Figure V.11, les compositions des pyroxénites de Ronda sont projetées à partir du diopside dans le diagramme Fo – CaTs – Qz et sont comparées aux compositions des pyroxénites de Beni Bousera et aux compositions des péridotites imprégnées par les liquides issus de M7-16 et M5-40. Cette figure montre que les compositions des pyroxénites du groupe C de Ronda sont beaucoup plus enrichies en composant ol que la majorité des pyroxénites de Beni Bousera.

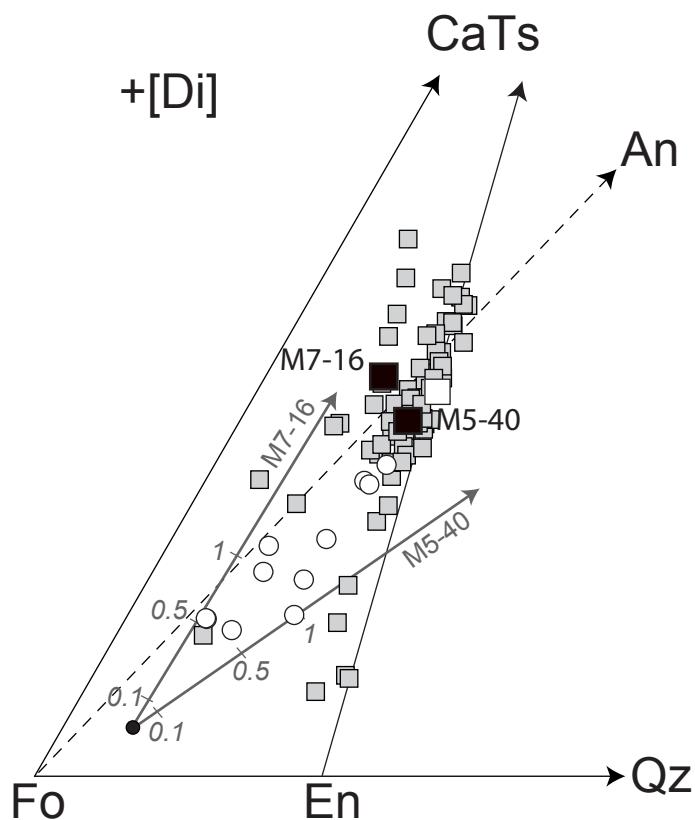


Figure V.11 Projections molaires (O'Hara, 1972 ; cf. Annexe E) à partir du diopside [Di] sur le diagramme pseudoternaire Forstérite (Fo) – pyroxène Calcium Tschermak (CaTs) – Quartz (Qz) des pyroxénites du groupe C de Ronda (*ronds blancs* ; Bodinier et al., 2008), de la composition moyenne des pyroxénites du groupe A de Ronda (*carré blanc* ; Garrido et Bodinier, 1999), des pyroxénites de Beni Bousera (*carrés gris* ; Kornprobst, 1970 ; Pearson et al., 1993 ; Kumar et al., 1996) et des pyroxénites M5-40 et M7-16 (*carrés noirs*). Les flèches annotées «M5-40» et «M7-16» illustrent les compositions calculées par pMELTS pour des péridotites imprégnées par les liquides issus de M5-40 et de M7-16 à 1.5 GPa et 1250°C. Les graduations correspondent aux rapports magma/roche dans le modèle. La composition de la péridotite Bri2 avant imprégnation est représentée par le *rond noir*.

Tableau V.5 Composition de la moyenne des pyroxénites du groupe A^a du massif de Ronda (Espagne) comparée aux compositions des pyroxénites M5-40 et M7-16

	Groupe A ^a	M5-40	M7-16
SiO ₂	47.1	48.53	43.58
TiO ₂	0.51	0.52	0.75
Al ₂ O ₃	13.79	12.37	13.73
Cr ₂ O ₃	-	0.12	0.07
FeO	9.76	9.02	14.51
MnO	0.20	0.20	0.30
MgO	14.05	16.64	12.52
CaO	11.91	10.89	13.77
Na ₂ O	1.32	1.65	0.75
K ₂ O	0.02	0.06	0.03
Mg# ^b	72.0	76.7	60.6

^a Référence : Garrido et Bodinier (1999)

^b Rapport molaire Mg/(Mg + Fe) où tout le fer est considéré comme FeO.

De plus, elle confirme que l'imprégnation par des liquides ayant une composition comprise entre le liquide issu de M7-16 et le liquide issu de M5-40 reproduit relativement bien les compositions des pyroxénites du groupe C. Enfin, sur la Figure V.11, j'ai également projeté la composition moyenne des pyroxénites du groupe A du massif de Ronda et les compositions des pyroxénites M7-16 et M5-40. Le Tableau V.3 compare la composition en éléments majeurs de ces trois pyroxénites. La moyenne des pyroxénites du groupe A de Ronda est légèrement plus pauvre en composant forstérite (Fo) que M5-40 et M7-16 mais présente une composition en éléments majeurs intermédiaire entre les

compositions de M7-16 et de M5-40. L'étude accrédite donc les interprétations de Garrido et Bodinier (1999) sur la formation des pyroxénites du groupe C par interaction entre un liquide alcalin issu d'une pyroxénite et la péridotite. Parallèlement, elle souligne la nécessité d'un fort rapport magma/roche pour expliquer les compositions des pyroxénites. En effet, nos résultats montrent que la formation des pyroxénites du groupe C par imprégnation de péridotites nécessite un rapport magma/roche compris entre 0.4 et 1 pour les webstérites à ol et significativement supérieur à 1 pour les webstérites. Pour estimer les rapports magma/roche nécessaires pour former les pyroxénites du groupe C, Bodinier et al. (2008) ont réalisé une modélisation de la distribution en éléments traces des cpx dans une péridotite subissant une interaction avec un liquide. À la différence de notre étude, les phases produites et consommées sont imposées : la réaction dissout l'ol et consomme le liquide pour produire cpx + opx. Cette réaction est proche de celle obtenue lors de l'infiltration du liquide issu de M5-40 (Tableau V.4). Les calculs de Bodinier et al. (2008) suggèrent des rapports magma/roche compris entre 0.5 et 1.7 : ces estimations sont en parfait accord avec celles qu'on peut tirer de la Figure V.11. Pour expliquer ces rapports magma/roche élevés, Bodinier et al. (2008) ont proposé que les pyroxénites du groupe C se sont formées au stade final de l'événement thermique, par la compaction du manteau péridotitique hôte et la focalisation des liquides lors du refroidissement de la lithosphère sous-continentale.

Cette étude conforte donc l'importance des interactions magma/roche comme mécanisme d'hétérogénéisation du manteau lithosphérique : les interactions entre les liquides qui circulent dans le manteau et leur encaissant sont susceptibles d'augmenter la diversité lithologique des péridotites et des pyroxénites.

V.1.5.2 Implications pour l'extraction des liquides à haute pression

Les pyroxénites ont des températures de solidus plus faibles que les périclases et sont donc susceptibles de commencer à fondre à plus haute pression. Cette propriété a souvent été mise en avant pour expliquer la pétrogenèse des MORB et notamment le paradoxe de la signature en grenat des MORB (Hirschmann et Stolper, 1996 ; cf. § I.3.4). Si l'on admet que cette signature en grenat est liée à la participation de liquides issus d'une source pyroxénitique, la réaction entre ces liquides, à l'équilibre avec cpx + gt, et les périclases environnantes doit être limitée afin que ces derniers puissent préserver leurs spécificités géochimiques. Ci-dessous, je considère le cas d'un corps de pyroxénite isolé dans une matrice périclase et je discute les mécanismes qui permettraient d'extraire et de transporter les liquides d'origine pyroxénitique avec un minimum d'interactions avec les périclases.

Cas où les périclases sont peu ou pas fondues. Dans le premier cas de figure considéré, la pyroxénite a un degré de fusion déjà assez élevé alors que le degré de fusion de la périclase est nul ou très faible (on se trouve dans une configuration de « haute » pression, proche du cas 2 dans le Tableau V.4). Dans ce cas, les interactions qui se produisent à l'interface du corps pyroxénitique et de son encaissant vont se traduire par la consommation d'une grande partie du liquide et la cristallisation de cpx + opx ou cpx + ol (selon le type de pyroxénite ; Figures V.3 et V.5b). La réaction d'interaction contribue donc à isoler la pyroxénite de la périclase en générant un horizon de faible perméabilité à l'interface entre les deux lithologies. Ainsi, le corps de pyroxénite peut continuer à évoluer en système (presque) fermé selon un processus proche de la fusion à l'équilibre, ce qui conduit à la formation de régions riches en liquide dans le manteau supérieur. Le contraste rhéologique entre ces régions et la périclase environnante (peu ou pas fondu) pourrait créer des instabilités mécaniques, même pour des accumulations de liquide de tailles modestes (de l'ordre du mètre ; Stevenson, 1989). Selon Kogiso et al. (2004b), de telles instabilités pourraient entraîner l'expulsion périodique de liquide à l'intérieur de veines ou de chenaux, un mécanisme qui permettrait le transport jusqu'à la surface des liquides issus des pyroxénites et la préservation de leur signature en grenat.

La cristallisation presque complète des liquides issus des pyroxénites par interaction avec la périclase ne remet pas en cause l'origine pyroxénitique de la signature en grenat des MORB proposée par Hirschmann et Stolper (1996). Les liquides issus des pyroxénites à 2.5 GPa sont fortement appauvris en terres rares lourdes à cause de la présence d'une proportion significative de grenat dans leurs sources (Tableau III.2). La réaction de ces liquides avec la périclase à sp environnante conduit à la formation de lithologies «hybrides», comme les

webstérites à ol contenant jusqu'à 7 % de grenat (Tableau V.4 ; Figure V.5b), qui seront également appauvries en HREE. Ces domaines composites (péridotites à sp + pyroxénites + roches hybrides) sont susceptibles de participer à la genèse des MORB : le rapport Sm/Yb des magmas produits dépendra des contributions relatives des trois types de lithologies. Un scénario de ce type a été proposé par Le Roux et al. (2002b) pour expliquer l'origine des rapports Sm/Yb particulièrement élevés de certains MORB échantillonnés au sud de la ride médio-atlantique.

Cas où les péridotites sont partiellement fondues. Dans le second cas de figure considéré, on fait l'hypothèse qu'avec l'avancement du processus de fusion, la perméabilité de la péridotite a augmenté suffisamment pour permettre la percolation des liquides produits par le corps pyroxénitique. On se trouve dans une configuration qui correspond aux pressions moyennes de fusion sous les rides médio-océaniques (1–1.5 GPa), avec un degré de fusion plus élevé de la péridotite (cas 3 du Tableau V.4). Mes résultats expérimentaux montrent que dans ces conditions, les pyroxénites subissent des degrés de fusion élevés à très élevés et que leurs liquides sont généralement similaires, en termes d'éléments majeurs, aux liquides issus des péridotites (cf. Partie IV, Figure 6). Dans les calculs d'interactions magma/roche, ce faible contraste compositionnel se traduit par une réactivité très limitée du liquide avec le solide, en particulier dans le cas de la pyroxénite M5-40 (faible cristallisation de cpx, pratiquement pas de réduction de la masse de liquide ; Figure V.4b). La faible réactivité des liquides d'origine pyroxénitique dans cette gamme de pression est propice à la conservation de leur signature isotopique.

Le cas particulier de la pyroxénite M7-16. Considérons le cas de l'interaction de liquides issus d'une pyroxénite de type M7-16 avec un encaissant péridotitique. La faible teneur en silice de ces liquides à 1 GPa aboutit à une dissolution des pyroxènes et à la formation d'une wherlite comme résidu solide (pour un rapport magma/roche de 1 ; Figure V.5c). Cette réaction sera sans doute accompagnée de changements compositionnels proches de ceux subis par le liquide dans l'expérience Inter16BP, à savoir un enrichissement en silice et un appauvrissement en fer. Néanmoins, l'infiltration supplémentaire de liquide peut aboutir à la formation de dunite. J'ai étendu les calculs de la Figure V.4c à des valeurs élevées du rapport magma/roche : un rapport de ~ 11 est nécessaire à la formation de dunite. Etant donné que pMELTS surestime la production de pyroxènes et sous-estime celle de l'olivine, cette valeur de 11 est sans doute significativement surestimée. Ainsi les dunites peuvent se former par circulation et focalisation de liquides très pauvre en silice d'origine pyroxénitique dans des péridotites. Une fois qu'un réseau continu de dunites est établi, la circulation du liquide peut se faire sans modification

significative de sa composition (Kelemen et al., 1995a).

V.1.6 Conclusions

J'ai réalisé une étude sur le sort des liquides pyroxénitiques durant leur passage à travers le manteau péricratique. Les principaux résultats sont les suivants :

(1) La sous-saturation en silice du liquide n'est pas un critère suffisant pour entraîner la dissolution de l'opx dans la péricratite environnante : la dissolution (ou production) d'opx durant la réaction d'imprégnation est contrôlée par la teneur en silice du liquide. Ainsi, l'interaction d'un liquide à néphéline normative avec une péricratite peut aboutir à la précipitation d'opx et à la dissolution de l'ol de la péricratite si sa teneur en silice est suffisamment élevée.

(2) L'interaction des liquides pyroxénitiques avec une péricratite subsolidus entraîne des réactions contrastées en fonction de la composition du liquide (notamment en fonction de sa teneur en silice) et peut être à l'origine d'une large gamme de nouvelles hétérogénéités lithologiques dans le manteau supérieur.

(3) La réaction entre le liquide pyroxénitique et le manteau péricratique subsolidus à haute pression sous les ridges médio-océaniques est susceptible d'entraîner un blocage des infiltrations dû à la consommation substantielle du liquide et à la cristallisation de cpx qui génèrent des horizons de faible perméabilité le long des interfaces péricratite/pyroxénite. Les corps pyroxénitiques ainsi isolés de l'encaissant péricratique peuvent donner naissance à des zones riches en liquide par décompression adiabatique. Le fort contraste rhéologique entre ces zones et leur encaissant peu ou pas fondu peut favoriser leur déstabilisation et permettre une remontée en surface rapide de liquides pyroxénitiques.

(4) Cette étude confirme que les compositions similaires des liquides issus des pyroxénites et des péricratites à 1-1.5 GPa permettent l'infiltration des liquides de pyroxénites sans ou avec peu d'interaction avec le manteau environnant. La faible réactivité des liquides d'origine pyroxénitique dans cette gamme de pression est propice à la conservation de leur signature compositionnelle, notamment isotopique.

(5) Notre étude met en évidence que l'infiltration réactive d'un liquide pyroxénitique peut conduire à la formation de dunites, mais uniquement en cas de forte focalisation. Même si ce processus a une portée limitée, il peut permettre d'initier un phénomène de focalisation à plus grande échelle en favorisant le développement d'instabilités, comme l'ont montré Daines et Kohlstedt (1994).

V.2 Processus de transport des magmas et interactions magma/roche : implications pour la genèse des MORB

V.2.1 Problématique

Nous avons montré que les liquides issus de pyroxénites et de périclases ont généralement des compositions en éléments majeurs similaires sous les ridges médio-océaniques. Les liquides sont donc susceptibles de remonter sans ou avec peu d'interaction avec le manteau périclastique. Ces résultats peuvent notamment expliquer les compositions en éléments majeurs relativement homogènes des MORB malgré des compositions isotopiques et en traces indiquant la présence de pyroxénites dans leurs sources (cf. § I.3.4).

Les MORB primitifs présentent cependant une caractéristique compositionnelle qui ne peut pas être satisfaite par un modèle d'écoulement en milieu poreux : ils sont systématiquement et fortement sous-saturés en opx (Stolper, 1980). Or, dans leur région source, les liquides issus des périclases sont à l'équilibre avec ol + opx \pm cpx \pm sp et sont donc saturés en opx. Certains liquides pyroxénitiques, tels que les liquides issus de M5-40 aux forts degrés de fusion ou les liquides issus de M7-16, sont fortement sous-saturés en opx. Leur mélange avec les liquides issus des périclases peut donc aboutir à des compositions hybrides qui sont sous-saturées en opx. Néanmoins, dans un modèle d'écoulement en milieu poreux, le liquide hybride remonte relativement lentement par rapport à la matrice solide périclastique et par conséquent, il tend de nouveau vers la saturation en opx (Navon et Stolper, 1987) : dans ces conditions, seul un mécanisme permettant de séparer physiquement les magmas ascendants du manteau périclastique permettrait de conserver leur caractère sous-saturé.

Kelemen et al. (1995a) ont proposé une hypothèse complètement différente pour expliquer la sous-saturation en opx des MORB. Selon eux, l'ascension des magmas sous les ridges médio-océaniques se fait par écoulement dans des chenaux duniques. Ainsi, les liquides sont à l'équilibre avec un assemblage à ol \pm sp et sont donc sous-saturés en opx. L'origine de ces dunites a été sujette à de nombreuses études. Kelemen et al. (1997) ont suggéré que la majorité des dunites est formée par la dissolution complète des pyroxènes de la périclaste par focalisation des magmas dans des chenaux de haute perméabilité. Ci-dessous, je présente une étude expérimentale du rôle de la focalisation des magmas à la fois sur la formation des dunites et sur la composition des liquides sous la forme d'un article publié dans *Contributions to Mineralogy and Petrology*.

V.2.2 An experimental study of focused magma transport and basalt-peridotite interactions beneath mid-ocean ridges: Implications for the generation of primitive MORB compositions

Résumé : Nous avons réalisé des expériences en piston-cylindre pour déterminer les effets du transport de magma par focalisation dans des chenaux de haute perméabilité sur (1) la composition chimique des basaltes ascendants et (2) les proportions et compositions des phases solides dans le manteau environnant. Dans nos expériences, la focalisation du magma est considérée comme un événement discret qui se produit de manière instantanée à une pression de 1.25 GPa. Nous avons tout d'abord déterminé la composition du liquide à l'équilibre avec un manteau fertile (FM) à 1.25 GPa et 1310°C. Cette composition a alors été synthétisée sous forme de gel et ajoutée en différentes proportions à la péridotite FM pour simuler des facteurs de focalisation Ω de 3 et 6 (par exemple, $\Omega = 3$ signifie que la masse totale du liquide dans le système est augmentée d'un facteur 3 par l'événement de focalisation). La péridotite FM et les deux compositions enrichies en basalte ont été équilibrées à 1 GPa - 1290°C, 0.75 GPa - 1270°C et 0.5 GPa - 1250°C pour contrôler l'évolution des proportions de phases et des compositions durant une fusion par décompression adiabatique. Nos principaux résultats peuvent être résumés ainsi :

(1) la focalisation du magma induit des changements majeurs dans les coefficients de la réaction de fusion par décompression, en particulier, une augmentation majeure de la consommation d'opx, avec pour conséquences la suppression complète de l'opx (et du cpx) et la formation d'un résidu dunitique. Un facteur de focalisation ≈ 4 – à savoir, un rapport magma/roche ≈ 0.26 – est suffisant pour produire une dunite à 0.5 GPa.

(2) les liquides à l'équilibre avec ol (\pm sp) à basse pression (0.5 GPa) ont des teneurs en SiO₂ plus basses et des concentrations en MgO, FeO et en éléments incompatibles (Na₂O, K₂O, TiO₂) plus hautes que les liquides produits par la fusion par décompression d'un manteau fertile. Dans le tétraèdre olivine – quartz – plagioclase – diopside, ces liquides se projettent dans le champ des MORB primitifs.

Notre étude confirme qu'il existe un lien génétique entre le transport des magmas par focalisation, les corps de dunite dans le manteau supérieur et la genèse des MORB primitifs.

An experimental study of focused magma transport and basalt–peridotite interactions beneath mid-ocean ridges: implications for the generation of primitive MORB compositions

Sarah Lambert · Didier Laporte · Pierre Schiano

Received: 17 March 2008 / Accepted: 4 September 2008 / Published online: 25 September 2008
© Springer-Verlag 2008

Abstract We performed experiments in a piston-cylinder apparatus to determine the effects of focused magma transport into highly permeable channels beneath mid-ocean ridges on: (1) the chemical composition of the ascending basalt; and (2) the proportions and compositions of solid phases in the surrounding mantle. In our experiments, magma focusing was supposed to occur instantaneously at a pressure of 1.25 GPa. We first determined the equilibrium melt composition of a fertile mantle (FM) at 1.25 GPa–1,310°C; this composition was then synthesised as a gel and added in various proportions to peridotite FM to simulate focusing factors Ω equal to 3 and 6 ($\Omega = 3$ means that the total mass of liquid in the system increased by a factor of 3 due to focusing). Peridotite FM and the two basalt-enriched compositions were equilibrated at 1 GPa–1,290°C; 0.75 GPa–1,270°C; 0.5 GPa–1,250°C, to monitor the evolution of phase proportions and compositions during adiabatic decompression melting. Our main results may be summarised as follows: (1) magma focusing induces major changes of the coefficients of the decompression melting reaction, in particular, a major increase of the rate of opx consumption, which lead to complete exhaustion of orthopyroxene (and clinopyroxene) and the formation of a dunitic residue. A focusing factor of ≈ 4 —that is, a magma/rock ratios equal to ≈ 0.26 —is sufficient to produce a dunite at 0.5 GPa. (2) Liquids in equilibrium with olivine (\pm spinel)

at low pressure (0.5 GPa) have lower SiO₂ concentrations, and higher concentrations in MgO, FeO, and incompatible elements (Na₂O, K₂O, TiO₂) than liquids produced by decompression melting of the fertile mantle, and plot in the primitive MORB field in the olivine–silica–diopside–plagioclase tetrahedron. Our study confirms that there is a genetic relationship between focused magma transport, dunite bodies in the upper mantle, and the generation of primitive MORBs.

Keywords Dunite · Peridotite · Partial melting · Focused magma transport · Primitive MORB · Magma/rock interactions

Introduction

In their source regions, basaltic liquids are in equilibrium with olivine (ol) + orthopyroxene (opx) \pm clinopyroxene (cpx) \pm spinel (sp) or garnet (grt) depending on pressure (O’Hara 1968; Elthon 1979; Green et al. 1979). However, primitive mid-ocean ridge basalts (MORBs), derived from magmas formed by partial melting of the upper mantle peridotites, are not in equilibrium with this assemblage at any pressure (e.g., O’Hara 1965; Stolper 1980): they are consistently undersaturated in opx and significantly too rich in cpx (diopside) component. Figure 1 shows the major element composition of $\sim 9,000$ glasses from the global MORB database, projected from plagioclase in the pseudo-ternary diagram olivine–diopside–silica. Liquids close to equilibrium with mantle olivine (that is, with a molar mg-number Mg# ≥ 67 [Mg# is the molar ratio Mg²⁺/(Mg²⁺+Fe²⁺)], as shown by the shaded field; e.g., Hess 1992) are consistently opx undersaturated, and plot either within the cpx field in the olivine–diopside–silica

Communicated by T.L. Grove.

S. Lambert (✉) · D. Laporte · P. Schiano
Laboratoire Magmas et Volcans, OPGC, Université Blaise Pascal, CNRS, IRD, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex, France
e-mail: S.Lambert@opgc.univ-bpclermont.fr

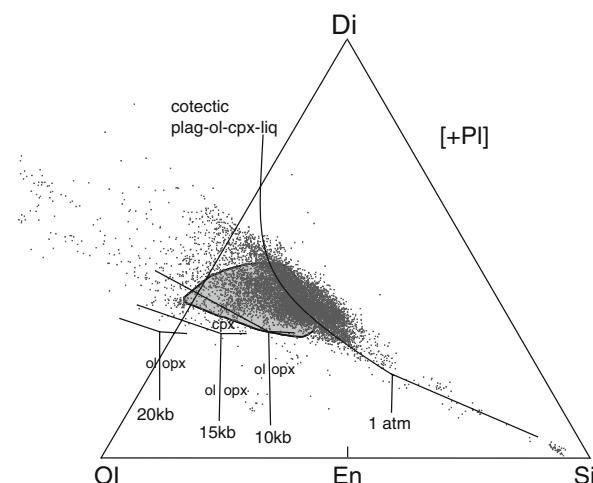


Fig. 1 A comparison of MORB compositions with the phase boundaries in a peridotite at 1 atm, 1, 1.5, and 2 GPa in the olivine–diopside–silica–plagioclase normative tetrahedron (liquid compositions are projected from plagioclase onto olivine–diopside–silica plane). Small dots correspond to 9,035 MORB glass analyses from the Smithsonian Institution catalogue (Melson and O’Hearn 2003: <http://www.petdb.org/petdbWeb/index.jsp>). The shaded field represents the range of primitive MORBs and corresponds to the 61 most primitive MORB glasses from the database with $Mg\# \geq 67$ (total Fe calculated as FeO). From Stolper (1980), with modifications; the algorithm used to calculate the projection is given in Walker et al. (1979)

plane (at high pressures, for instance 1 GPa in Fig. 1) or in the ol field at lower pressures. This observation reflects the fact that MORB compositions are probably not only controlled by partial melting processes deep in the mantle. Indeed, the following processes could modify the chemical composition of primary magmas: (1) magma-rock interactions en route to the surface (Quick 1981; Dick 1989), (2) low pressure crystallization (O’Hara 1965, 1977) and mixing processes that occur within the oceanic crust (O’Hara and Mathews 1981), and (3) high pressure crystallization of primary magmas during their ascent in the upper mantle (Elthon 1987). Although all the processes mentioned above may affect significantly the major element composition of primitive MORBs, in this study we limit our consideration to the effect of magma-rock interactions in the upwelling mantle. As the liquidus volume of olivine in the olivine–silica–diopside–plagioclase tetrahedron increases significantly with decreasing pressure (Stolper 1980; Fig. 1), liquids formed by partial melting at high pressure become increasingly undersaturated in pyroxene during their ascent and tend to dissolve pyroxenes in surrounding peridotites. The effect of magma-rock interactions and pyroxene dissolution will be particularly significant in the case of magma ascent by porous flow: it can result in the formation of high-porosity dunitic

channels, which may play a major role in magma transport beneath mid-ocean ridges (Kelemen et al. 1995).

Interaction processes between basalts and their host peridotites and the concomitant formation of dunite channels have been the subject of several geological (e.g., Kelemen et al. 1995; Suhr et al. 2003; Tommasi et al. 2004), theoretical (Asimow and Stolper 1999; Suhr 1999), and experimental (Kelemen et al. 1990; Daines and Kohlstedt 1994; Morgan and Liang 2003, 2005) studies. Some authors have proposed that dunite bodies in mantle peridotites are magmatic, which are formed by the precipitation of olivine into dikes during magma ascent (Quick 1981; Takahashi 1992). Others have suggested that they have a residual origin, and result either from the extraction of very high melt fractions (Jackson and Ohnenstetter 1981) or from melt-rock interactions (Kelemen et al. 1990). According to Kelemen et al. (1997), most dunite bodies were formed at low to moderate pressure (<1.5 GPa) by complete dissolution of pyroxene in peridotites due to focused magma ascent into highly permeable channels. Daines and Kohlstedt (1994) and Spiegelman et al. (2001) showed that the transition from pervasive porous flow to focused magma transport in a network of dunite channels is a consequence of reactive fluid flow and pyroxene dissolution, and is enhanced by solid compaction, which forms impermeable regions between channels. Magma transport beneath mid-ocean ridges would thus mainly occur in highly permeable channels rather than in dikes or by porous flow at low melt fraction in a homogeneous mantle. Such a model can account for both the occurrence of dunites with variable shapes and sizes in large peridotite massifs such as in the Oman ophiolite (e.g., Suhr et al. 2003) and the fact that MORBs are not in equilibrium with a lherzolitic or harzburgitic assemblage at low pressure. Accordingly, the final composition of mantle melts would be controlled by equilibrium with olivine only (or ol + sp) in the dunite channels. Phase compositions in dunites give further support to this hypothesis, as the mg-number of olivine [Ol-Mg#] and the cr-number of spinel [Sp-Cr#, that is the molar ratio $Cr^{3+}/(Cr^{3+}+Al^{3+})$ in sp] in dunites are in equilibrium with MORB compositions (e.g., Kelemen et al. 1995; Tommasi et al. 2004).

A few experimental studies have been carried out to better understand the interactions between basalt and host peridotite and the formation of dunites (Kelemen et al. 1990; Morgan and Liang 2003, 2005). They usually consisted in putting together a peridotite cylinder and a basalt cylinder and to determine the kinetics of interactions between the two components. These studies provided notably a better understanding of the processes operating at the interface between dunite and its host. For instance, Morgan and Liang (2003) showed that the sharp mineralogical front at the dunite–harzburgite interface, observed in a

lot of peridotite massifs and ophiolites (e.g., Kelemen et al. 1995; Takahashi 1992; Kubo 2002; Suhr et al. 2003; Braun and Kelemen 2002), results from a combined effect of orthopyroxene and olivine dissolution at the dunite-harzburgite interface, olivine re-precipitation within the dunite, as well as diffusive exchange between the crystals and the melts. Nevertheless, the application to natural cases is complicated by scaling problems. Morgan and Liang (2003) suggested that diffusive dissolution alone is unable to produce large dunite bodies and that prevalent melt percolation is required in the formation of large dunite channels in the mantle.

To constrain further the magma/rock ratios required to produce dunites during melt/rock interaction processes, we performed piston-cylinder experiments that simulate schematically focused magma transport beneath mid-ocean ridges. Due to the difficulty in reproducing experimentally a process as complex as continuous magma focusing in the ascending mantle (Asimow and Stolper 1999), we considered a simplified model of decompression melting, magma focusing and transport, whose main steps are (Fig. 2):

1. The mantle follows an adiabatic decompression path with a potential temperature of 1,350°C. We chose this value, because it is close to the potential temperature estimated for the source regions of N-MORBs (McKenzie and O’Nions 1991), and to the potential temperature (1,300°C) used by Asimow and Stolper (1999) in most of their calculations on steady-state mantle-melt interactions. From the solidus to 1.25 GPa (a value which corresponds to a degree of melting close to 10%), the mantle evolves as a closed system, and the degree of melting, f , increases steadily with decreasing pressure.
2. A single event of magma focusing is assumed to occur at $P = 1.25$ GPa and $T = 1,310^\circ\text{C}$, when the degree of melting is close to 10%; at this pressure, lateral migration of partial melt gives rise to channels enriched in liquid separated by domains depleted in liquid. Upon focusing, the total mass of partial melt in a “channel” is multiplied by a factor Ω , hereafter referred to as the ‘focusing factor’, that is, the mass fraction of liquid increases from f to $\Omega f / (\Omega f + 1 - f)$. The magma/rock ratio—defined as the mass of liquid added to a unit mass of partially molten peridotite at the focusing level—is equal to $(\Omega - 1)f$.
3. From 1.25 GPa to a pressure fixed to 0.5 GPa in the present set of experiments, the system evolves at chemical equilibrium and is closed. The degree of melting increases steadily with decreasing pressure as in step (1), but, at any pressure, f is much larger in the channels than in the original mantle composition due to the effect of focusing. As we show below, focusing

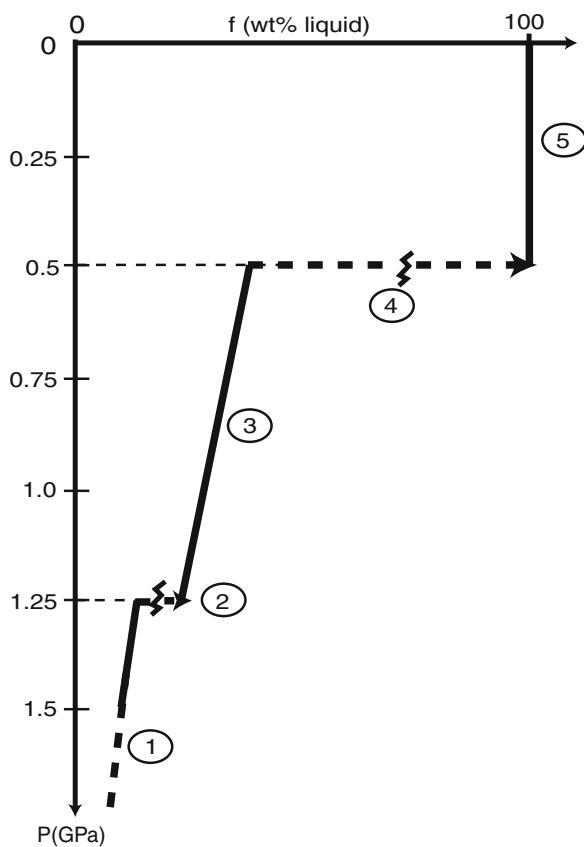


Fig. 2 Evolution of melt fraction, f , as a function of pressure in our simplified model of decompression melting, magma focusing and transport beneath mid-ocean ridges (steps 1–5 are explained in the text). There are two major discontinuities in this model: (1) a discrete event of magma focusing is assumed to occur at $P = 1.25$ GPa; and (2) at 0.5 GPa, the main transport mechanism is supposed to switch from permeable flow in high-porosity channels to magma transport in dikes. In this model, primitive MORB compositions are supposed to correspond to liquids last equilibrated with $\text{ol} \pm \text{sp}$ in the upper part of dunite channels, and then rapidly transported to the surface with minor modifications

- eventually leads to the disappearance of pyroxenes, and to the formation of $\text{ol} + \text{liquid} \pm \text{sp}$ assemblages, even for magma/rock ratios ≤ 0.5 .
4. At 0.5 GPa, we supposed that the liquid is extracted from the solid matrix to form dikes. Our assumption is that, at some low pressure, the main transport mechanism switches from permeable flow in high-porosity channels to magma transport in dikes, in relation to rheological and thermal changes associated with the transition from a convective regime in depth to a regime of conductive cooling towards the surface (e.g., Niu and Hékinian 1997). The choice of 0.5 GPa is somewhat arbitrary at this stage, and will be discussed later.

5. Finally, the last step of the model is a rapid ascent of magmas in dikes to a shallow chamber beneath the mid-ocean ridge; thus, primitive MORB compositions would correspond to liquids last equilibrated with ol ± sp in the upper part of the dunite channels, and then rapidly transported to the surface with minor modifications.

Due to technical requirements, we had to make the assumption of a closed system behaviour during step (3); this is the main limitation of our study because it implies an absence of relative movement of liquid and solid matrix in the highly permeable channels. Accordingly, the main objective of our work is not to reproduce exactly focused magma transport, but to equilibrate systems corresponding to different focusing factors at various P and T , in order to characterise the effect of magma/rock ratio on liquid compositions and modal percentages, assemblages, and compositions of solid phases. The ultimate goal is to constrain the magma/rock ratios required to consume all pyroxenes in host peridotites and produce primitive MORB-type liquids in equilibrium with ol ± sp.

Experimental and analytical techniques

Experimental rationale

We first ran an experiment using fertile mantle FM (Table 1) as starting material to determine the equilibrium melt composition at 1.25 GPa-1,310°C (experiment FM1); it enabled us to define the initial state of system, just before melt focusing. This melt composition was then synthesised as a gel and added in various proportions to FM to simulate focusing factors of 3 and 6 (compositions FF3 and FF6, respectively). Compositions FF3 and FF6 were equilibrated at three different P - T sets along an adiabatic decompression path: 1 GPa-1,290°C; 0.75 GPa-1,270°C and 0.5 GPa-1,250°C (Table 2). Three experiments were performed with composition FM at the same P and T conditions to characterise the evolution of the system in the absence of focusing ($\Omega = 1$).

Starting materials

Fertile mantle composition FM (Table 1) was prepared by adding 1.4 wt% of synthetic basalt to a powdered spinel peridotite from Mont Briançon, French Massif Central (Laporte et al. 2006). The mixture was first homogenised under ethanol in an agate mortar, and ground to a typical grain size of 2–4 μm using an agate micronizing mill. It was then fired for 6 h at 900°C in a CO₂/H₂ atmosphere with gas flow rates adjusted to yield an oxygen fugacity

Table 1 Compositions of starting materials (wt%)

	FM ^a	Syn B ^b	FF3 ^c	FF6 ^c
SiO ₂	44.8	48.52	45.42	45.99
TiO ₂	0.14	0.87	0.25	0.36
Al ₂ O ₃	4.08	16.57	5.95	7.90
Cr ₂ O ₃	0.48	0.12	0.43	0.37
FeO	8.01	7.16	7.89	7.75
MnO	0.13	0.14	0.13	0.13
MgO	38.62	11.42	34.55	30.30
CaO	3.26	11.69	4.52	5.84
Na ₂ O	0.35	3.01	0.75	1.16
K ₂ O	0.04	0.5	0.11	0.18

All compositions are normalised to a sum of 100%

^a Fertile mantle composition FM analysed by ICP-AES at the Service d'Analyses des Roches et Minéraux (CRPG, Nancy, France)

^b Composition of the synthetic basalt (analysed by ICP-AES at Laboratoire Magmas et Volcans) added to fertile mantle FM to produce starting compositions FF3 and FF6; Syn B matches the composition of the equilibrium partial melt analysed in run FM1 (1.25 GPa, 1,310°C; “gl_{bottom}” in Table 3)

^c Compositions produced by mixing mantle FM and synthetic basalt syn B in weight proportions 0.85:0.15 (FF3; $\Omega = 3$) and 0.69:0.31 (FF6; $\Omega = 6$)

between the magnetite-wüstite and the iron-wüstite buffers ($f_{\text{O}_2} = 10^{-15.91}\text{bar}$).

A basalt matching the composition of the equilibrium partial melt analysed in run FM1 at 1.25 GPa-1,310°C (Syn B in Table 1) was synthesised as a gel, fired at the same T and f_{O_2} as above, and finally added to powder FM to produce starting materials FF3 and FF6 (Table 1). All powders were stored under vacuum to minimise the adsorption of water.

Experimental techniques

The experiments were made in a non-end-loaded, 314-inch piston-cylinder apparatus; P - T and run durations are summarised in Table 2. We used double containers made of a graphite crucible fitted into a platinum capsule (see Fig. 1 in Laporte et al. 2004). The graphite container was loaded with 20.4–23.8 mg of starting powder, and then put into the platinum capsule and covered with a graphite lid. The platinum capsule was dried in an oven at 300°C for 24 h and then rapidly welded shut while still hot. From the outside to the inside, our piston-cylinder assemblages consist of a NaCl cell wrapped in a lead foil, an outer Pyrex cylinder, a graphite furnace, an inner Pyrex cylinder, a rod of crushable MgO above the platinum capsule, and a sheath of crushable MgO (below the capsule), into which the thermocouple is stuck. The thermocouple tip is separated from the platinum capsule

Table 2 A summary of run information: focusing factor, pressure, temperature, duration t , phase assemblages and modes

Run	Ω	P (GPa)	T (°C)	t (h)	Phase assemblage and mode (wt%) ^a				
					Liquid	OI	Opx	Cpx	Sp
FM-1	1	1.25	1,310	94	8.8 (9)	58.3 (19)	21.0 (41)	11.1 (30)	0.8 (3)
FM-2		1	1,290	72	15.3 (13)	59.8 (21)	19.6 (47)	4.7 (36)	0.6 (3)
FM-3		0.75	1,270	98.5	20.0 (7)	62.1 (12)	17.6 (17)	Absent	0.4 (1)
FM-4		0.5	1,250	119	22.4 (6)	65.3 (9)	12.1 (13)	Absent	0.2 (1)
FF3-0 ^b					22.4 (9)	49.6 (19)	17.9 (41)	9.4 (30)	0.7 (3)
FF3-3	3	1	1,290	97.3	26.5 (7)	52.7 (11)	14.0 (25)	6.5 (18)	0.3 (2)
FF3-2		0.75	1,270	99	33.6 (12)	57.9 (18)	8.1 (15)	Absent	0.4 (1)
FF3-1		0.5	1,250	107.5	36.4 (7)	62.1 (11)	1.2 (19)	Absent	0.3 (1)
FF6-0 ^b					36.7 (9)	40.5 (19)	14.6 (41)	7.7 (30)	0.5 (3)
FF6-3	6	1	1,290	109	44.1 (15)	46.8 (22)	5.2 (46)	3.7 (28)	0.2 (2)
FF6-2		0.75	1,270	100.5	47.5 (12)	50.7 (17)	0.1 (32)	1.5 (18)	0.4 (2)
FF6-1		0.5	1,250	113.5	51.0 (5)	49.0 (4)	Absent	Absent	Absent

^a Modes are calculated using a mass balance program modified from Albarède and Provost (1977). The numbers in parentheses are 2σ standard deviations, given in terms of the least unit cited: e.g., 8.8 (9) and 58.3 (19) represent 8.8 ± 0.9 and 58.3 ± 1.9 , respectively

^b The theoretical modes just after the focusing event at 1.25 GPa, 1,310°C are given in the lines FF3-0 and FF6-0. They were calculated from the modes in the partial melting experiment FM1, taking in account the addition of 2×0.088 mass of liquid to 1 mass of mantle FM in composition FF3, and 5×0.088 mass of liquid to 1 mass of FM in composition FF6

by a 0.5-mm thick hard alumina disc. To minimise the amount of adsorbed water, all pieces were fired at high temperature (8 h at 1,000°C, then 24 h at 400°C for crushable MgO; 1 h at 600°C for NaCl; \approx 24 h at 400°C for all other pieces), and then stored at 150°C. Just before an experiment, the full assemblage was fired a last time 24 h at 300°C. In all the experiments, the sample was placed at exactly the same height (to within 0.1 mm) into the graphite furnace to ensure good temperature reproducibility. Temperature was maximum at the bottom of the sample: \approx 5°C larger than at the sample top and at the thermocouple tip. The reader is referred to Laporte et al. (2004) for more information on P and T monitoring.

To analyse the composition of liquids in equilibrium with mineral phases, we used the “microdike” technique developed by Laporte et al. (2004), which consists of extracting small volumes of liquid into fractures of the graphite container that formed during experiments. In all the experiments, we observed a few microdikes (Fig. 3a, b), both at the top and at the bottom of the sample chamber varying from tens to hundreds of microns in length and from a few microns to a few tens of microns in width. For large melt fractions and long run durations, as in our study, the liquid into the microdikes is in perfect equilibrium with the neighbouring mineral phases (Laporte et al. 2004). In a given experiment, the average glass compositions measured at the top and at the bottom are equal within error, as exemplified by sample FM1 in Table 3. The alkali contents (especially Na₂O) at the top tend to be slightly larger than at the bottom (but still within error); this result implies a slightly lower degree of melting at the top, which is in

good agreement with the fact that the temperature at the top of the sample chamber is about 5°C lower than at the bottom.

Analytical techniques

At the end of an experiment, the capsule was enclosed in epoxy, sectioned lengthwise, polished and carbon-coated. Textures, phase assemblages and compositions (Tables 2, 3) were characterised using a JEOL JSM-5910 LV scanning electron microscope (SEM) and a Cameca SX100 electron microprobe. A 15-kV accelerating voltage, a 15-nA beam current, counting times of 10 s, and a focused beam were used for crystalline phases. For glass analyses, the beam current was lowered to 8 nA and a beam size of 5 μm was used whenever possible, otherwise 2 μm; sodium loss was negligible, even for glass analyses with a 2-μm beam size (Laporte et al., 2004). Relatively low analytical totals (between 93 and 96 wt%) were obtained in the case of very thin microdikes, due to beam overlap onto graphite. The proportions of liquid and solid phases best fitting the bulk composition of the starting material were calculated using a mass balance program modified from Albarède and Provost (1977).

Experimental results

In the presentation below, we do not follow the standard petrographic nomenclature, which places the boundary between Iherzolite and harzburgite at 5% cpx and that

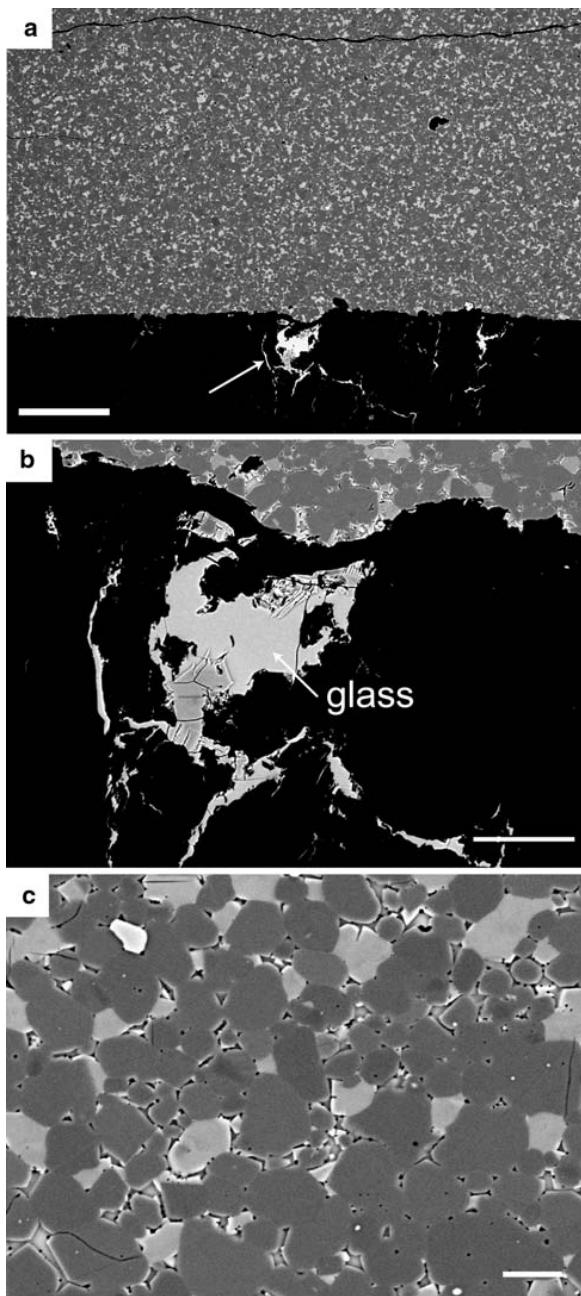


Fig. 3 Backscattered electron micrographs of a polished section of sample FM1. **a** An overall view of the lower part of the sample, showing the graphite container (black), the partially molten peridotite (grey), and a basaltic microdike (arrow). **b** Close-up view of the basaltic microdike showing a large pool of glass (arrow). **c** Close-up view of the partially molten peridotite showing a small fraction of interstitial melt (8.8 wt%) in equilibrium with ol (grey), opx (slightly darker than ol), cpx (light grey), and sp (white). Scales: 200 μm in **a**; 50 μm in **b**; 10 μm in **c**

between harzburgite and dunite at 10% opx + cpx. Following Asimow and Stolper (1999), we use instead the term harzburgite to refer to solid phase assemblages that

are opx-bearing but cpx-free, and the term dunite for assemblages that are free of both opx and cpx.

Partial melting experiments of fertile mantle FM

Textures and phase equilibria

Four experiments were performed using composition FM as starting material (Table 2). The texture of sample FM1 (1.25 GPa-1,310°C) is shown in Fig. 3c; the textures of samples FM2 (1 GPa-1,290°C), FM3 (0.75 GPa-1,270°C) and FM4 (0.5 GPa-1,250°C) are shown in Fig. 4a–c. The grain size of the final products is significantly larger than the grain size of starting material (2–4 μm): indeed some ol grains exceed 30 μm in diameter. The melt fraction increases from 8.8 wt% at 1.25 GPa-1,310°C to 22.4 wt% at 0.5 GPa-1,250°C (Fig. 5a; Table 2). The ol fraction increases slightly with decreasing P and T that is with increasing melt fraction, while the fractions of opx, cpx, and sp decrease (Fig. 5b–d). Clinopyroxene is stable at 1.25 and 1 GPa (e.g., Fig. 3c); it is not stable in the 0.75 and 0.5 GPa experiments, in which it only occurs as quench overgrowths around opx. Accordingly, the solid assemblage changes from lherzolitic (ol + opx + cpx + sp) to harzburgitic (ol + opx + sp) somewhere between 1 and 0.75 GPa.

Liquid compositions

Average oxide concentrations in melts are shown in Fig. 6. With decreasing P and T , MgO decreases from 11.4 to 10.9 wt%, Na₂O from 2.8 to 1.6 wt%, FeO from 7.2 to 6.3 wt%, K₂O from 0.5 to 0.2 wt%, TiO₂ from 0.8 to 0.5 wt%, and Al₂O₃ from 16.8 to 15.8 wt%. The concentrations of Cr₂O₃ and SiO₂ increase from 0.1 and 49 wt% at 1.25 GPa-1,310°C, to 0.3 and 51.9 wt% at 0.5 GPa-1,250°C, respectively. The CaO content shows a concave downward pattern whose maximum value (12.3 wt% at 0.75 GPa) coincides with the disappearance of cpx.

Compositions of solid phases

A complete account of the compositions of solid phases is given in Table 3. Olivine, opx and cpx show little compositional variability within a single experimental charge. On the contrary, sp grains have more variable compositions, probably due to an incomplete equilibration of this phase. In any case, the variations observed within a single charge are negligible in comparison to the variations from one sample to another, even for sp: between 1.25 and 0.5 GPa, Ol-Mg# increases from 89.8 to 90.6, Opx-Mg# from 90.1 to 91.0, and Sp-Cr# from 15.6 to 48.6 (Table 3).

Table 3 Average compositions (wt%) of liquid and solid phases

Run no.	Phase	η^a	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg# ^b	Cr# ^c
<i>FM</i>															
FM1 ^d	gl _{bottom}	12	49.01 (57)	0.84 (13)	16.80 (41)	0.12 (9)	7.17 (31)	0.14 (8)	11.35 (42)	11.27 (37)	2.81 (18)	0.50 (9)	97.93 (64)	73.83 (62)	—
	gl _{top}	3	48.62 (96)	0.94 (14)	17.08 (31)	0.08 (9)	7.15 (31)	0.16 (8)	11.37 (27)	11.01 (65)	3.04 (8)	0.54 (10)	95.87 (198)	73.94 (55)	—
ol	11	40.72 (35)	0.02 (3)	0.09 (3)	0.11 (6)	9.82 (18)	0.15 (7)	48.63 (27)	0.30 (7)	—	—	99.77 (56)	89.8 (53)	—	
opx	8	53.62 (60)	0.12 (6)	6.28 (67)	0.91 (22)	6.00 (12)	0.14 (5)	30.59 (29)	2.27 (11)	—	—	99.99 (47)	90.09 (17)	—	
cpx	9	51.83 (42)	0.23 (6)	6.70 (33)	1.14 (12)	4.23 (28)	0.13 (8)	19.91 (45)	15.29 (68)	0.53 (6)	—	100.09 (52)	89.35 (54)	—	
sp	7	0.24 (5)	0.15 (5)	54.29 (200)	19.91 (223)	9.02 (33)	0.13 (7)	21.21 (63)	0.04 (4)	0.01 (3)	—	98.26 (53)	80.73 (103)	15.56 (245)	
FM2	gl	6	49.83 (67)	0.66 (13)	16.47 (73)	0.16 (9)	7.00 (42)	0.16 (11)	11.33 (46)	12.08 (56)	2.00 (21)	0.30 (7)	94.73 (248)	74.26 (74)	—
ol	8	40.51 (17)	0.01 (2)	0.08 (3)	0.16 (4)	9.60 (18)	0.14 (5)	49.00 (20)	0.32 (6)	—	—	100.61 (81)	90.10 (18)	—	
opx	5	54.80 (43)	0.07 (5)	4.05 (54)	0.94 (24)	5.85 (22)	0.16 (5)	31.67 (31)	2.36 (30)	—	—	100.99 (52)	90.62 (30)	—	
cpx	10	52.10 (49)	0.18 (5)	5.63 (41)	1.33 (17)	4.16 (31)	0.12 (6)	20.40 (129)	15.69 (154)	0.38 (11)	—	100.84 (68)	89.74 (24)	—	
sp	5	0.23 (5)	0.16 (5)	45.45 (338)	24.35 (315)	9.68 (49)	0.10 (8)	19.93 (33)	0.09 (5)	0.02 (3)	—	97.97 (122)	78.59 (109)	26.46 (396)	
FM3	gl	10	51.10 (58)	0.58 (12)	16.04 (57)	0.20 (9)	6.48 (30)	0.11 (8)	11.14 (49)	12.29 (53)	1.82 (24)	0.23 (7)	98.18 (126)	75.40 (62)	—
ol	15	40.65 (29)	0.02 (3)	0.06 (3)	0.21 (5)	9.31 (19)	0.15 (5)	49.20 (30)	0.33 (14)	—	—	100.44 (55)	90.42 (20)	—	
opx	5	55.09 (38)	0.07 (3)	3.60 (37)	1.10 (15)	5.73 (11)	0.13 (2)	31.75 (45)	2.49 (30)	—	—	100.59 (35)	90.80 (27)	—	
sp	4	0.19 (5)	0.18 (9)	35.22 (91)	35.20 (95)	10.46 (27)	0.18 (6)	18.46 (27)	0.10 (10)	0.00 (3)	—	97.39 (121)	75.87 (13)	40.13 (126)	
FM4	gl	6	51.94 (93)	0.54 (17)	15.80 (60)	0.31 (9)	6.33 (73)	0.16 (12)	10.89 (92)	12.21 (58)	1.61 (66)	0.21 (8)	93.28 (439)	75.40 (56)	—
ol	10	40.83 (22)	0.01 (3)	0.06 (2)	0.27 (7)	9.11 (23)	0.14 (6)	49.30 (35)	0.27 (3)	—	—	100.35 (64)	90.61 (25)	—	
opx	5	55.36 (78)	0.09 (8)	3.17 (113)	1.21 (26)	5.67 (14)	0.14 (5)	32.05 (79)	2.29 (24)	—	—	100.64 (60)	90.97 (24)	—	
sp	4	0.17 (11)	0.21 (6)	29.47 (115)	41.55 (133)	10.74 (29)	0.16 (6)	17.58 (45)	0.11 (5)	0.01 (3)	—	96.94 (75)	74.48 (75)	48.61 (174)	
<i>FF3</i>															
FF3-3	gl	9	49.65 (63)	0.84 (12)	17.56 (37)	0.14 (8)	6.67 (43)	0.16 (11)	10.53 (31)	11.37 (23)	2.65 (10)	0.43 (7)	98.75 (95)	73.79 (43)	—
ol	5	40.62 (34)	0.02 (5)	0.04 (5)	0.13 (5)	9.63 (8)	0.16 (4)	49.11 (16)	0.27 (3)	—	—	99.66 (33)	90.09 (4)	—	
opx	3	53.73 (75)	0.15 (4)	5.15 (66)	1.33 (53)	5.86 (7)	0.10 (4)	31.06 (99)	2.60 (76)	—	—	99.92 (32)	90.44 (17)	—	
FF3-2	cpx	7	52.14 (42)	0.16 (8)	5.24 (56)	1.54 (26)	4.50 (40)	0.07 (8)	21.07 (89)	14.83 (130)	0.45 (9)	—	99.59 (71)	89.31 (59)	—
sp	3	0.25 (5)	0.15 (5)	44.44 (41)	25.76 (67)	9.66 (27)	0.12 (6)	19.52 (27)	0.10 (5)	0.00 (3)	—	97.98 (13)	78.26 (18)	28.00 (71)	
gl	5	51.74 (86)	0.73 (6)	15.97 (52)	0.22 (9)	6.62 (12)	0.16 (6)	10.40 (95)	11.71 (61)	2.11 (11)	0.34 (6)	99.08 (169)	73.50 (160)	—	
ol	7	41.10 (29)	0.02 (5)	0.06 (3)	0.20 (11)	9.23 (20)	0.15 (10)	48.91 (32)	0.31 (4)	—	—	100.46 (43)	90.42 (22)	—	
opx	4	54.98 (63)	0.12 (3)	3.94 (102)	1.12 (46)	5.71 (8)	0.14 (3)	31.45 (88)	2.53 (9)	—	—	100.78 (52)	90.76 (25)	—	
sp	6	0.27 (8)	0.25 (6)	37.51 (111)	32.56 (107)	10.31 (32)	0.14 (5)	18.79 (26)	0.15 (3)	0.02 (4)	—	97.81 (69)	76.46 (75)	36.81 (144)	
FF3-1	gl	7	53.41 (60)	0.64 (12)	15.96 (30)	0.31 (11)	5.92 (29)	0.11 (9)	10.00 (26)	11.32 (40)	1.98 (22)	0.34 (9)	99.11 (170)	75.07 (47)	—
ol	7	40.85 (39)	0.02 (6)	0.05 (3)	0.31 (8)	9.27 (27)	0.14 (6)	49.06 (26)	0.29 (7)	—	—	100.51 (48)	90.42 (28)	—	
opx	6	55.66 (52)	0.10 (5)	2.90 (78)	1.08 (24)	5.83 (28)	0.14 (6)	32.05 (69)	2.23 (69)	—	—	100.68 (96)	90.74 (44)	—	
sp	3	0.27 (7)	0.35 (6)	28.73 (112)	41.99 (105)	10.98 (40)	0.17 (5)	17.37 (27)	0.14 (13)	0.00 (3)	—	97.17 (138)	73.83 (87)	49.51 (158)	

Table 3 continued

Run no.	Phase	n^a	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg# ^b	Cr# ^c
<i>FF6</i>															
FF6-3	gl	4	50.46 (39)	0.79 (13)	16.31 (54)	0.23 (21)	7.08 (41)	0.19 (24)	10.71 (66)	11.33 (38)	2.47 (12)	0.45 (4)	94.37 (51)	72.90 (209)	—
ol		4	40.59 (51)	0.01 (2)	0.10 (3)	0.24 (9)	9.49 (26)	0.16 (7)	49.09 (36)	0.32 (6)	—	—	99.99 (75)	90.22 (14)	—
opx		4	53.87 (59)	0.14 (2)	5.31 (80)	1.16 (10)	5.77 (18)	0.16 (3)	31.06 (15)	2.51 (27)	—	—	100.19 (26)	90.57 (31)	—
cpx		5	52.09 (26)	0.22 (4)	5.67 (67)	1.45 (10)	4.23 (18)	0.14 (7)	20.71 (26)	15.00 (85)	0.49 (11)	—	100.17 (41)	49.71 (39)	—
sp		5	0.22 (6)	0.23 (4)	43.51 (312)	26.42 (316)	9.68 (66)	0.15 (7)	19.63 (84)	0.13 (4)	0.01 (2)	—	98.02 (86)	78.33 (176)	28.99 (393)
FF6-2	gl	14	52.00 (41)	0.73 (9)	15.94 (19)	0.26 (6)	6.47 (21)	0.12 (4)	10.33 (35)	11.47 (26)	2.28 (16)	0.41 (5)	98.23 (234)	74 (125)	—
ol		8	40.60 (39)	0.02 (5)	0.07 (5)	0.23 (8)	9.40 (28)	0.15 (6)	49.21 (26)	0.31 (6)	—	—	99.87 (19)	90.32 (25)	—
opx		4	54.54 (66)	0.14 (4)	4.39 (41)	1.11 (66)	5.85 (21)	0.13 (6)	31.50 (125)	2.35 (94)	—	—	100.38 (82)	90.57 (18)	—
cpx		5	51.93 (62)	0.37 (26)	5.77 (188)	1.29 (49)	3.99 (53)	0.13 (8)	19.37 (117)	16.73 (184)	0.43 (34)	—	100.47 (73)	89.67 (86)	—
sp		6	0.21 (8)	0.28 (6)	40.11 (246)	30.13 (278)	9.96 (33)	0.16 (9)	18.98 (20)	0.17 (11)	0.01 (3)	—	97.42 (87)	68.82 (97)	33.51 (109)
FF6-1	gl	5	51.26 (59)	0.66 (6)	15.16 (50)	0.37 (6)	6.62 (35)	0.10 (6)	12.12 (58)	11.10 (60)	2.22 (20)	0.40 (15)	99.03 (108)	74.75 (102)	—
ol		10	40.69 (39)	0.01 (2)	0.07 (3)	0.35 (7)	8.91 (25)	0.14 (6)	49.53 (36)	0.30 (9)	—	—	100.06 (52)	90.85 (24)	—

All compositions are normalised to a sum of 100% (original analytical totals are reported in the column “Total”). Glass compositions were analysed in microdikes using a 2-μm beam size (5 μm in runs FM-1, FF3-3 and FF3-1); the low analytical totals in FM-2, FM-4 and FF6-3 are due to beam overlap onto graphite. For a given phase in a given sample, we calculated the statistical dispersion of the data set (as measured by 2σ , where σ is standard deviation) and the analytical error (following Aney et al. 1978) and we selected the largest of these two values as an estimation of the error. The errors (in parentheses) are given in terms of least unit cited

^a Number of analyses

^b Mg# is the molar ratio 100 Mg²⁺/(Mg²⁺+Fe²⁺); we considered that all iron was as Fe²⁺

^c Cr# is the molar ratio 100 Cr³⁺/(Cr³⁺+Al³⁺)

^d Compositions of glasses analysed in microdikes at the bottom (gl_{bottom}) and at the top (gl_{top}) are given

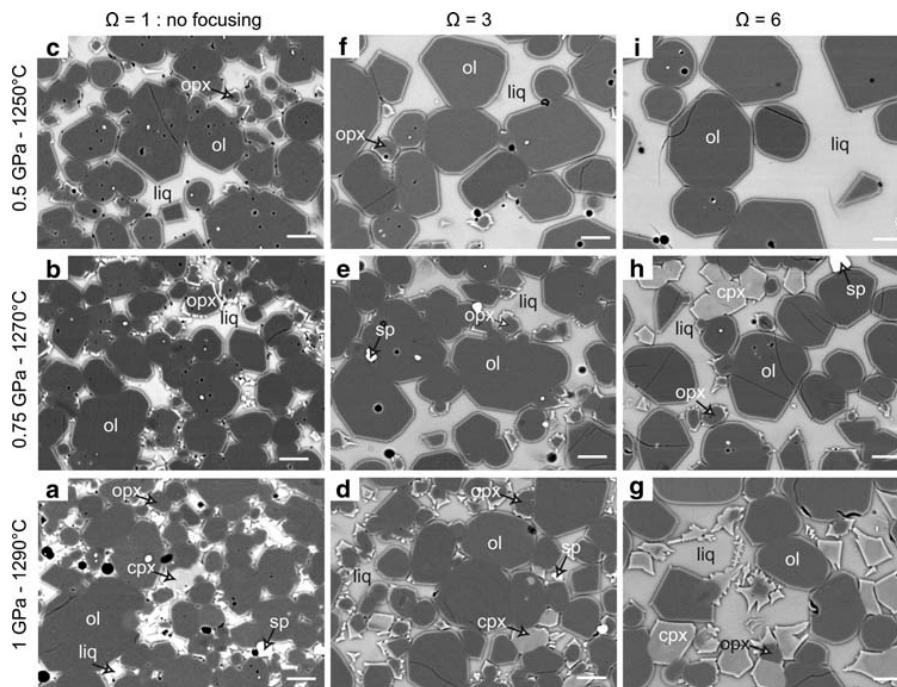


Fig. 4 Backscattered electron micrographs illustrating the textures and phase assemblages in the three experimental series. **a–c** Partial melting experiments of fertile mantle FM ($\Omega = 1$) at 1 GPa-1,290°C (**a**, FF2); 0.75 GPa-1,270°C (**b**, FF3); and 0.5 GPa-1,250°C (**c**, FF4). **d–f** Basalt–peridotite interaction experiments for $\Omega = 3$ (composition FF3), at 1 GPa-1,290°C (**d**, FF3-3); 0.75 GPa-1,270°C (**e**, FF3-2); and 0.5 GPa-1,250°C (**f**, FF3-1). **g–i** Basalt–peridotite

interaction experiments for $\Omega = 6$ (composition FF6), at 1 GPa-1,290°C (**g**, FF6-3); 0.75 GPa-1,270°C (**h**, FF6-2); and 0.5 GPa-1,250°C (**i**, FF6-1). Note that the opx fraction decreases systematically with increasing Ω at 0.5 GPa (from 12.1% at $\Omega = 1$, to 1.2% at $\Omega = 3$, to 0% at $\Omega = 6$), and that liquid is in equilibrium with ol only in run FF6-1 (**i**). Scale bars: 10 μm

Series FF3: focusing factor $\Omega = 3$

Textures and phase equilibria

Three experiments were performed using composition FF3 as starting material (Table 2). The textures of samples FF3-3 (1 GPa-1,290°C), FF3-2 (0.75 GPa-1,270°C) and FF3-1 (0.5 GPa-1,250°C) are shown in Fig. 4d–f. The modes of the run products are given in Table 2, as well as the theoretical mode of composition FF3 at 1.25 GPa-1,310°C. The melt fraction increases from 26.5 wt% at 1 GPa-1,290°C to 36.4 wt% at 0.5 GPa-1,250°C (Fig. 5a). The fractions of ol, opx, and cpx are plotted as a function of melt fraction in Fig. 5b–d: with increasing melt fraction, the ol fraction increases from 53 to 62 wt%, while the fractions of all other solid phases (opx, cpx, and sp) decrease. The rate of decrease is specially fast in the case of opx, in comparison to partial melting experiments FM1-4 (Fig. 5c): opx fraction drops from 14 wt% at 1 GPa to only 1 wt% at 0.5 GPa. At 1 GPa, cpx is stable in addition to ol, opx, and sp, and the solid assemblage is lherzolitic. At 0.75 and 0.5 GPa, cpx is only stable as quench overgrowths, and the stable assemblage is harzburgitic (ol + opx + sp);

there is, however, only 1.2 wt% opx for 62.1 wt% ol at 0.5 GPa, so that the solid residue is almost a dunite (Fig. 4f).

Liquid compositions

Oxide concentrations in glasses are plotted as a function of pressure in Fig. 6. The evolution of liquid compositions with decreasing P is the same as that observed in partial melting experiments FM1-4: (a) the concentrations in MgO, Al₂O₃, Na₂O, FeO, K₂O and TiO₂ decrease; (b) the concentrations in SiO₂ and Cr₂O₃ increase; and (c) the CaO content shows a concave downward pattern with a maximum (11.7 wt% at 0.75 GPa) coinciding with cpx exhaustion. The trends of liquid compositions in series FF3 may be extended to 1.25 GPa-1,310°C by noting that, just after the focusing event, the melt composition is theoretically the same as in partial melting experiment FM1. For all oxides except Al₂O₃, the data points at 1.25 GPa-1,310°C fit well into the trends defined by liquids in series FF3. The Al₂O₃ content at 1.25 GPa does not fit into the trend of decreasing alumina content with decreasing pressure, although it is nearly equal within error to the Al₂O₃

Fig. 5 **a** Plot of melt percentage as a function of P and T . **b–d** Weight percentages of ol (**b**), opx (**c**), and cpx (**d**) plotted as a function of melt percentage; the dashed lines are the best fit lines used to compute the coefficients of the melting reactions. Symbols are as follows: empty circles FM series, crosses FF3 series, solid circles FF6 series. The uncertainties on phase percentages are given in Table 2

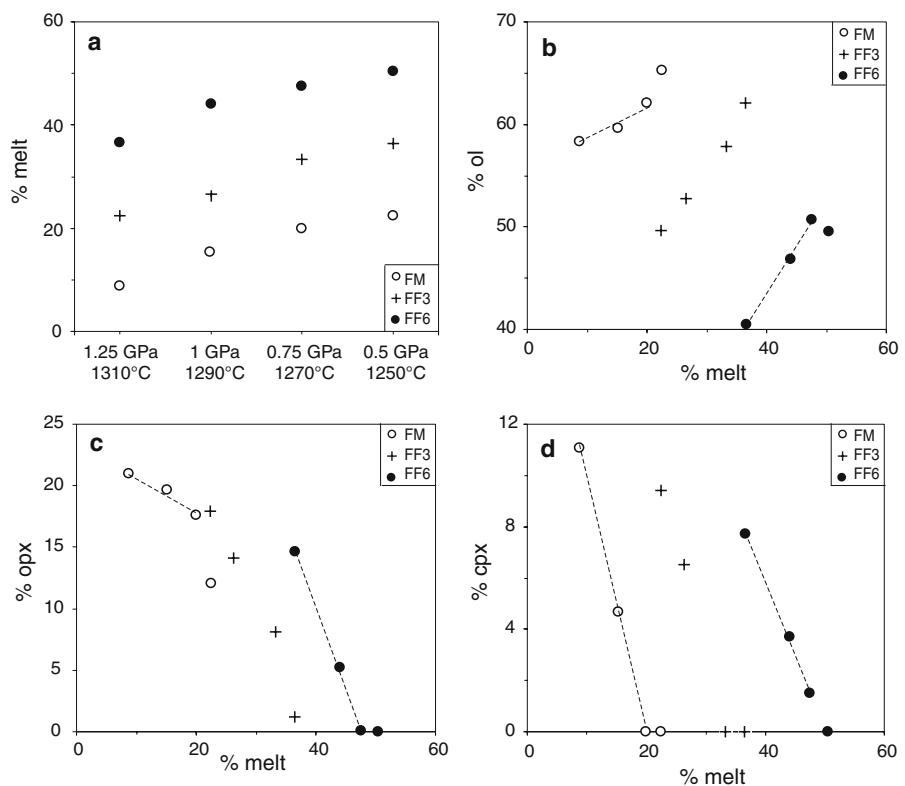
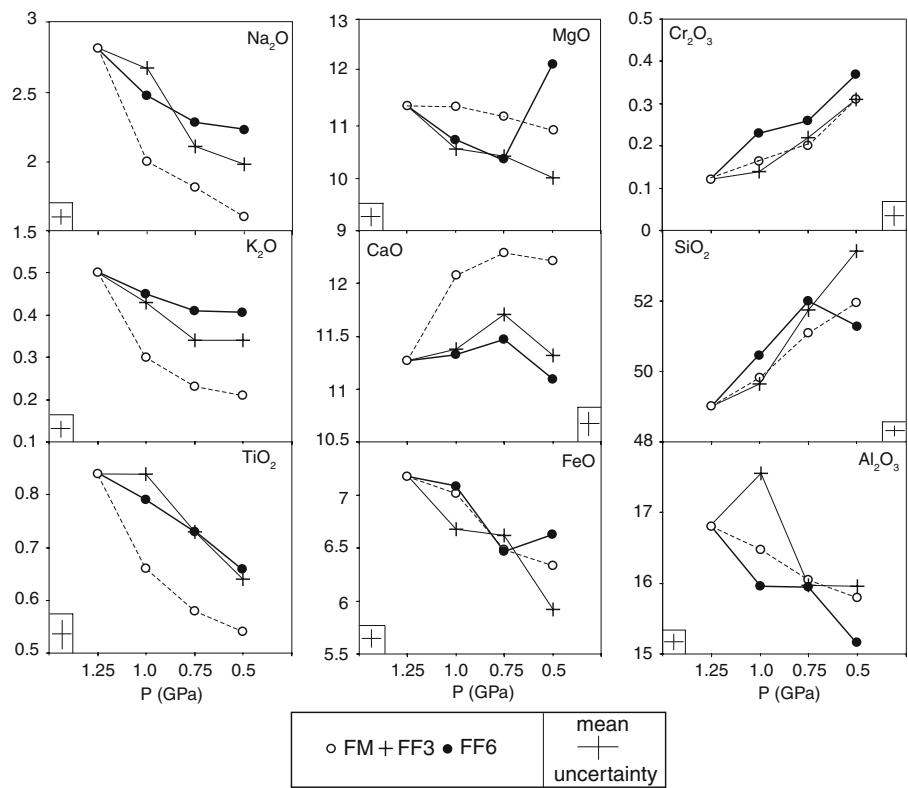


Fig. 6 Evolution of glass compositions (in wt%) as a function of pressure. Symbols are as follows: empty circles FM series, crosses FF3 series, solid circles FF6 series. Error bar on oxide concentrations are 1σ standard deviations on average glass analyses. Uncertainties in pressure are estimated to be ± 0.05 GPa



content at 1.0 GPa (16.8 ± 0.4 wt% at 1.25 GPa vs. 17.5 ± 0.4 wt% at 1 GPa; Table 3).

Compositions of solid phases

All solid phases are relatively homogeneous in a given sample. Ol-Mg# and Opx-Mg# show only very faint variations with decreasing P ; for instance, Ol-Mg# increases from 89.8 at 1.25 GPa to 90.1 at 1.0 GPa and 90.4 at 0.5 GPa (Table 3). On the contrary, the compositional variation of sp is much larger: Sp-Cr# increases from 15.6 at 1.25 GPa to 28.0 at 1.0 GPa and 49.5 at 0.5 GPa.

Series FF6: focusing factor $\Omega = 6$

Textures and phase equilibria

Three experiments were performed using composition FF6 as starting material (Table 2). The textures of samples FF6-3 (1 GPa-1,290°C), FF6-2 (0.75 GPa-1,270°C) and FF6-1 (0.5 GPa-1,250°C) are shown in Fig. 4g–i. The modes of the run products and the theoretical mode of composition FF6 at 1.25 GPa-1,310°C are given in Table 2. The three experiments of series FF6 are characterised by large melt fractions and mean grain sizes in comparison to partial melting experiments FM1-4. In terms of phase stability and mode, the main points may be summarised as follows (Fig. 5; Table 2): (a) the liquid fraction increases very regularly with decreasing P and T , from 36.7 wt% up to 51 wt%; (b) the ol fraction increases from 40.5 wt% at 1.25 GPa-1,310°C to 50.7 wt% at 0.75 GPa-1,270°C; but then it decreases to 49 wt% at 0.5 GPa-1,250°C; (c) opx is only stable down to 0.75 GPa, and, at a given P , its modal percentage (14.6 wt% at 1.25 GPa, only 0.1 wt% at 0.75 GPa) is lower than in the two previous series of experiments; and (d) the cpx fraction decreases relatively slowly with decreasing P so that cpx is still present at 0.75 GPa, whereas it is only stable down to 1 GPa in compositions FM and FF3; and (e) sp is not stable at 0.5 GPa. Accordingly, two types of phase assemblage may be distinguished as a function of pressure:

1. At 1.0 and 0.75 GPa, the equilibrium phase assemblage is ol + opx + cpx + sp + liquid. Unlike all lherzolitic phase assemblages reported so far, in which opx is more abundant than cpx, the cpx fraction is larger than the opx fraction in experiments FF6-3 and FF6-2.
2. At 0.5 GPa, the equilibrium phase assemblage is ol + liquid, and the solid residue is a dunite.

The transition from a lherzolitic assemblage to a dunite one is accompanied by a major change in the melting reaction, as shown by the evolution of the ol fraction in Fig. 5b: at $P \geq 0.75$ GPa, ol is on the product side of the

melting reaction and its fraction increases with decreasing P ; below 0.75 GPa, ol is consumed in the melting reaction and its fraction decreases from 50.7 wt% at 0.75 GPa to 49 wt% at 0.5 GPa.

Liquid compositions

Oxide concentrations in melts are shown in Fig. 6. For most elements, the evolution with decreasing pressure (and thus increasing melt fraction) is similar to that reported for compositions FM and FF3: in particular, Al₂O₃, K₂O, Na₂O, and TiO₂ decrease, and Cr₂O₃ increases. On the contrary, SiO₂ and MgO show very different patterns due to the fact that ol switches from a reaction product to a reactant between 0.75 and 0.5 GPa. Silica first increases up to 52.0 wt% at 0.75 GPa, then it decreases to 51.3 wt% at 0.5 GPa. MgO shows a symmetrical pattern; it first decreases down to 10.3 wt% at 1.0 and 0.75 GPa, then it increases to 12.1 wt% due to the dissolution of olivine into the liquid.

Compositions of solid phases

The main changes in mineral chemistry between 1.25 and 0.75 GPa are a strong increase of Cr# in sp and slight increases of Mg# in ol and opx (Table 3). Unlike series FF3, Ol-Mg# increases markedly between 0.75 and 0.5 GPa (from 90.3 to 90.9), in relation to the transition from a lherzolitic to a dunite solid residue.

pMELTS calculations

Theoretical approach

In order to extrapolate our data to larger focusing factors, we used the algorithm pMELTS (Ghiorso and Sack 1995; Asimow et al. 2001; Ghiorso et al. 2002) to calculate the equilibrium phase assemblages in a set of compositions covering a range of focusing factors from 1 to 23 at different P and T . This set comprised the three compositions used as starting materials in our experiments (FM, FF3, and FF6, for $\Omega = 1, 3$, and 6 , respectively), and five additional compositions FF4 ($\Omega = 4$), FF7 ($\Omega = 7$), FF11 ($\Omega = 11$), FF21 ($\Omega = 21$) and FF23 ($\Omega = 23$). A major advantage of pMELTS in comparison to the experimental approach is that it allows to evaluate rapidly the effect of the main parameters ($P-T$, Ω) on phase proportions and compositions. Despite periodic improvements, however, pMELTS still suffers a few important limitations. In the case of mantle melting, there are two main limitations: (a) the program underestimates the melt fraction at a given temperature; and (b) in the presence of Cr₂O₃, sp remains stable at temperatures much larger than the experimental stability limit.

In practice, we used the isobaric mode of the program to fully characterise the assemblage (paragenesis, modes and phase compositions) in a given bulk composition, at fixed P and T ranging from the liquidus to the solidus. The calculations were made in three steps. We first entered the bulk composition of system, the pressure and the oxygen fugacity. In the mantle beneath mid-ocean ridges as well as in our experiments, f_{O_2} lies somewhere between FMQ-1 and FMQ-2 (where FMQ stands for the buffer fayalite-magnetite-quartz; Christie et al. 1986; Laporte et al. 2004). Our calculations were made at FMQ-1; for comparison, we also performed a few calculations at FMQ-2, and we obtained similar results. The second step consisted in computing phase proportions and compositions over a range of temperatures, from the liquidus to the solidus temperature. Finally, in the third step, we compared pMELTS predictions for $\Omega = 1, 3$, and 6 to our experimental results for bulk compositions FM, FF3, and FF6. As the program underestimates the melt fraction at a given temperature, these comparisons were not made on the basis of temperature, but on the basis of melt fraction. The most representative results are reported in Table 4.

Partial melting of fertile mantle composition FM

Phase proportions

For composition FM at pressures and melt fractions similar to the experimental ones, pMELTS calculates the same assemblages as in runs FM1-4: Iherzolitic at 1.25 and 1.0 GPa, harzburgitic at 0.75 and 0.5 GPa (Fig. 7).

Liquid compositions

Oxide concentrations in experimental and theoretical melts are plotted as a function of melt fraction in Fig. 7. In the case of K_2O , Na_2O and TiO_2 , predicted melt compositions match well the compositions analysed in our samples. The exaggerated stability of spinel in pMELTS calculations leads to underestimated Cr_2O_3 and Al_2O_3 concentrations in melts. For the other oxides, the theoretical trends are qualitatively in good agreement with the experimental trends, albeit systematically steeper.

Theoretical constraints on the effects of magma focusing

The calculations were made for $\Omega = 3, 4, 6, 11$, and 21 , $P = 0.5$ GPa, and a range of temperatures from the liquidus to the solidus. For $\Omega = 3$ and 6 , we finally selected the temperature that yielded a melt fraction equal to the melt fraction in experiments FF3-1 and FF6-1 (36.4 and 51 wt%, respectively): 1,290°C for $\Omega = 3$, and 1,294°C for

$\Omega = 6$, as compared to an experimental temperature of 1,250°C (Table 4). As we had no experimental constraint to select temperature for $\Omega = 4, 11$ and 21 , we fixed T at 1,294°C as for $\Omega = 6$.

Phase proportions

At $P = 0.5$ GPa, pMELTS predicts the solid phase assemblages ol + opx + sp for $\Omega = 3$, and ol + sp for $\Omega \geq 4$. These predictions are in good agreement with our experiments, as the solid residue was harzburgitic in sample FF3-1, and dunitic in sample FF6-1 (Fig. 7). We did not observe sp in run FF6-1; the presence of sp in the calculated phase assemblages for $\Omega \geq 6$ is presumably due to an incorrect partitioning of Cr_2O_3 between sp and liquid in pMELTS.

Liquid compositions

Oxide concentrations in experimental and theoretical melts at $P = 0.5$ GPa and Ω ranging from 1 to 21 are plotted as a function of melt fraction in Fig. 7. In the case of K_2O , Na_2O and TiO_2 , the agreement between predicted melt compositions and the compositions measured in runs FM4, FF3-1, and FF6-1 is perfect. This agreement is mainly due to the fact that we compare theoretical and experimental results at a given melt fraction. The agreement is also perfect in the case of CaO while the agreement between the CaO concentrations computed for composition FM at $P \geq 1$ GPa and the concentrations measured in runs FM1-2 was not good. This means that pMELTS provides reliable estimates of the CaO concentrations in liquid when cpx is not stable. At $\Omega = 3$, the MgO and FeO contents in the liquid are underestimated and the SiO_2 content is overestimated because the opx fraction computed by pMELTS is too low and the ol fraction too large. For these three elements, the agreement between the calculated concentrations and the measured ones is much better at $\Omega = 6$ because opx is no longer stable. At all values of Ω , pMELTS yields very poor estimates of the Cr_2O_3 contents in the liquid. At last, FeO and CaO increase and SiO_2 and MgO decrease at high values of Ω ($\Omega \geq 11$). For these high values of Ω , the evolution of melt composition seems to be controlled by a dilution effect by the liquid added to the system at the focusing level. A discussion and a detailed analysis of the evolution of melt composition as a function of Ω will be presented below.

Focusing factors required to produce dunites at high pressure

A fundamental parameter in focused magma ascent is the pressure, hereafter referred to as P_{Dunite} , at which pyroxenes are exhausted from the solid residue and below which the liquid is in equilibrium with ol (\pm sp) only.

Table 4 Most representative results of pMELTS calculations

FM	P (GPa)	T (°C)	Ω^a	Phase proportions (wt%)			Liquid compositions (wt%)						Ol-Mg# ^d	Sp-Cr# ^d						
				Liq	O1	Opx	Cpx	Sp	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO ^b	MgO						
									Na ₂ O	K ₂ O	Mg# ^c									
FM-1	1.25	1,372	1	8.8	56.6	20.8	11.3	2.6	48.59	0.77	15.93	0.09	7.58	13.44	9.85	3.28	0.45	76.0	90.2	19.9
FM-2	1	1,351	15.4	59.5	17.9		5.4	1.9	50.12	0.66	15.71	0.10	6.94	12.74	11.32	2.14	0.26	76.6	90.5	27.3
FM-3	0.75	1,322	20.0	65.9	12.7	Absent	1.3	52.55	0.57	15.15	0.12	6.06	11.64	12.12	1.57	0.18	77.4	90.7	41.3	
FM-4	0.5	1,283	22.4	69.9	6.5	Absent	1.1	55.33	0.55	15.36	0.12	5.05	10.02	11.92	1.47	0.17	78.0	90.7	52.1	
FF																				
FF-23	1	1,344	23	76.0	23.4	Absent	0.6	49.64	0.81	15.83	0.11	6.87	12.02	11.46	2.77	0.46	75.7	90.2	27.4	
FF-7	0.75	1,307	7	50.8	48.3	Absent	0.9	52.00	0.76	15.84	0.13	6.00	10.63	11.73	2.50	0.40	76.0	90.2	36.28	
FF-3	0.5	1,290	3	36.4	62.5	0.2	Absent	0.9	55.47	0.70	16.27	0.16	4.53	9.00	11.39	2.17	0.31	78.0	90.3	47.2
FF-4		1,294	4	41.2	57.9	Absent	0.8	54.12	0.70	16.13	0.16	5.03	10.20	11.22	2.25	0.35	78.3	90.3	45.6	
FF-6		1,294	6	50.6	48.7	Absent	0.7	51.54	0.70	15.16	0.19	6.54	12.12	11.10	2.29	0.36	76.8	90.1	41.6	
FF-11		1,294	11	62.5	37.0	Absent	0.6	50.35	0.76	15.56	0.19	6.79	12.12	11.24	2.55	0.41	76.1	89.9	34.6	
FF-21		1,294	21	75.1	24.6	Absent	0.4	49.48	0.80	15.87	0.18	6.98	12.14	11.34	2.73	0.45	75.6	89.7	30.5	

The bulk compositions used in the calculations are given in the first column. Two sets of data are reported: (a) decompression melting of fertile mantle FM from 1.25 GPa to 0.5 GPa; and (b) basalt-peridotite interaction at $P = 1$, 0.75 and 0.5 GPa and for various values of Ω

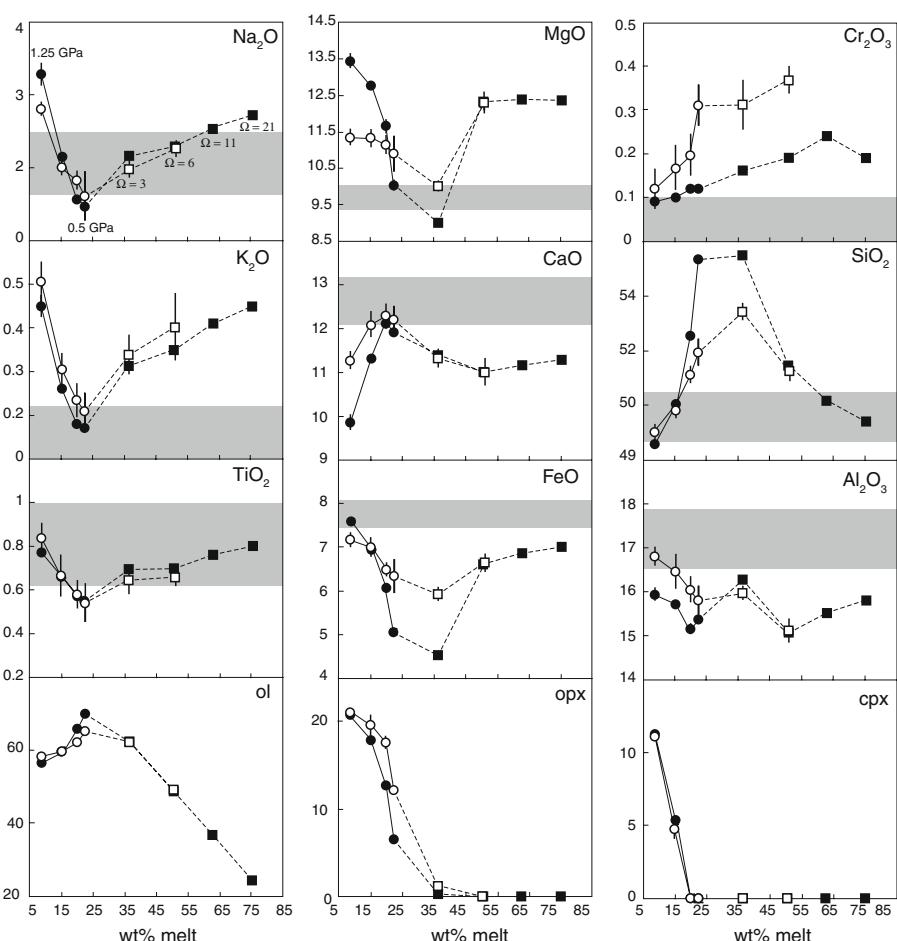
^a Bold values of Ω are the required values to produce a dunitic residue at 1, 0.75 and 0.5 GPa

^b all iron is considered as Fe²⁺

^c Mg# = 100 Mg²⁺/(Mg²⁺+Fe²⁺) in the liquid phase, where all iron is as Fe²⁺

^d Compositions of solid phases are indicated by the Ol-Mg# and by the Sp-Mg#

Fig. 7 Comparison of liquid compositions and weight percentages of ol, opx and cpx in our experiments with the compositions and modes calculated using pMELTS (oxide concentrations and modes in wt% are plotted as function of melt fraction). Two sets of data are compared: (1) decompression melting of fertile mantle FM at 1.25 GPa–1,310°C; 1 GPa–1,290°C; 0.75 GPa–1,270°C; 0.5 GPa–1,250°C; and (2) basalt–peridotite interaction at $P = 0.5$ GPa and $\Omega = 3, 6, 11$, and 21 (see the labels on the Na_2O plot). Symbols are as follows: circles for decompression melting, squares for basalt–peridotite interaction, empty symbols for experimental data, and solid symbols for theoretical data. When not visible, the error bar (1σ) is smaller than the symbol. The range of primitive MORB compositions (see Fig. 1) is indicated by the shaded boxes



Calculations were made to evaluate the values of Ω required to produce dunites at pressures equal to 0.5, 0.75, and 1 GPa. By analogy with calculations at 0.5 GPa, we selected the temperatures that yielded a melt fraction equal to that in experiment FF6-2 for the 0.75 GPa models, and to that in experiment FF6-3 for the 1 GPa models namely, 1,307°C at 0.75 GPa and 1,344°C at 1 GPa. Focusing factors of 4, 7, and 23 are required to yield $P_{\text{Dunite}} = 0.5$, 0.75 and 1 GPa, respectively (Table 4). Considering that the melt fraction f in fertile mantle FM at the focusing level is 0.088, these focusing factors correspond to magma/rock ratios ($\Omega - 1$) f equal to 0.26, 0.52, and 1.94.

Discussion and petrologic implications

Limitations of this study

Experimental limitations

In our simplified model, we supposed that, after the focusing event at 1.25 GPa, the system is closed and only

undergoes decompression melting down to 0.5 GPa (step no. 3 in Fig. 2). Accordingly, the experiments do not reproduce a fundamental aspect of focused magma transport; the fast ascent of liquid relative to the solid matrix into highly permeable channels. Also, a single focusing event is an oversimplification. In nature, focusing is presumably a continuous process, or it involves a succession of discrete events. Hart (1993) envisioned a branching network of highly permeable channels with a lot of small channels in depth, whose confluence gives rise to fewer and fewer, and larger and larger channels upwards. According to Asimow and Stolper (1999), this scenario is more effective with respect to the generation of dunites and the chemical processing of ascending magmas.

Despite these limitations, our experiments reproduce in the laboratory the reaction between liquids produced in the deeper part of the melting column and peridotite at low to intermediate pressure. This allows us to evaluate the effect of P - T , and magma/rock ratio on the reaction products, and, specially, to constrain the conditions required to produce primitive MORB-like liquids in equilibrium with ol ± sp. Similar experiments have been performed in the

past (e.g., Kogiso et al. 1998; Yaxley 2000), but they applied to intraplate settings, not to mid-ocean ridges.

Theoretical limitations

Figure 7 shows some discrepancies between experimental results and pMELTS calculations, except for Na₂O, K₂O and TiO₂, for which experimental and theoretical melts are always in perfect agreement whatever the conditions (P , F , Ω). The exaggerated stability of spinel in pMELTS calculations leads to underestimated Cr₂O₃ concentration in melts, conditions (P , Ω) aside. In the case of CaO, there is a poor agreement between predicted melt compositions for fertile mantle FM at $P \geq 1$ GPa and the concentrations measured in runs FM1-2. These conditions correspond to an assemblage where cpx is stable. The accord is also weak in the case of SiO₂, MgO and FeO as long as opx is stable in the assemblage (FM1-4 and FF3-1). On the contrary, when opx and cpx are not stable, predicted melt compositions agree perfectly with the measured compositions (Fig. 7). This means that pMELTS provides reliable estimates of CaO, MgO, FeO and SiO₂ contents in the case of liquids in equilibrium with ol (+sp). In addition, pMELTS predicts that focusing factor necessary to produce a dunite at 0.5 GPa is equal to 4, in perfect agreement with our experimental brackets ($3 < \Omega < 6$). Accordingly, we can rely on pMELTS to compute the magma-rock ratio required to produce a dunitic residue and the melt compositions in equilibrium with this residue.

Basalt-peridotite interactions: the solid side

Magma/rock ratios required to produce dunites

It has been proposed that most dunite bodies in mantle peridotites result from the interactions between ascending basalts and host peridotites (e.g., Kelemen et al. 1997). Our experiments confirm that dunites can be produced by such a process, and show that relatively low magma/rock ratios are required to dissolve all pyroxenes of a fertile peridotite composition. Indeed, for $\Omega = 6$, that is for a magma/rock ratio $(\Omega - 1)f = 0.44$, the residual assemblage changes from ol + opx + cpx + sp at 0.75 GPa to ol only at 0.5 GPa (runs FF6-2 and FF6-1, respectively). The Ol-Mg# in sample FF6-1 is equal to 90.9, thus just slightly larger than the values expected in the case of simple partial melting of a fertile mantle composition (from 89.8 to 90.6 in our experiments FM1-4). This observation is in good agreement with the numerical model of Asimow and Stolper (1999) and with the geological studies of Kelemen et al. (1995) and Suhr et al. (2003), in which dunites are characterised by values of Ol-Mg# in the range 90.8–91.9.

Primitive MORBs are not saturated with opx except at pressures greater than about 0.8 GPa (O’Hara 1968; Elthon and Scarfe 1980; Stolper 1980; Elthon 1989). A possible explanation for this observation is that their parental melts migrated via highly permeable channels into which the transition from a pyroxene-bearing residue to a dunite residue occurred at pressures ≥ 0.8 GPa. In this context, it is important to be able to constrain the magma/rock ratios that are required to exhaust opx (and cpx) from the residue at a pressure of about 0.8 GPa. Our experiments and pMELTS calculations indicate that a focusing factor of 8—that is, a magma/rock ratio of ≈ 0.62 —allows to generate dunites at ≈ 0.8 GPa: (a) in our experiments at $\Omega = 6$, the percentages of pyroxenes at 0.75 GPa are indeed very low (0.1 wt% opx, 1.5 wt% cpx; Table 2), implying that P_{Dunite} is close to 0.7 GPa; and (b) according to pMELTS, P_{Dunite} equals 0.75 GPa when the focusing factor is equal to 7. The calculations also show that the value of Ω required to produce dunites increases non-linearly with increasing P_{Dunite} from $\Omega = 4$ for $P_{\text{Dunite}} = 0.5$ GPa, to $\Omega = 7$ for $P_{\text{Dunite}} = 0.75$ GPa, and to $\Omega = 23$ for $P_{\text{Dunite}} = 1$ GPa (Table 4). Such a non-linear increase was also documented by Asimow and Stolper (1999), and can be qualitatively explained by the increase in opx stability relative to ol with increasing pressure (Yoder 1976; Elthon and Scarfe 1984). These calculations show that it is much easier to produce dunites at low pressure than at high pressure, because it requires much smaller magma/rock ratios. Note, however, that pMELTS tends to overestimate the stability of opx (Asimow and Stolper 1999), and so it probably overstates the difficulty of making dunite at high pressure.

Effect of the focusing factor on the melting reaction and on the modal composition of solid residues

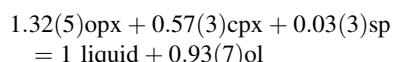
The coefficients of the melting reaction can be computed from the slope of the experimental trends in plots of the weight fraction of crystalline phases as a function of melt fraction (Fig. 5b–d; see Baker and Stolper 1994). The trends in Fig. 5b–d show important variations of slopes depending on the focusing factor, suggesting that the coefficients of the melting reaction change significantly due to magma focusing. To illustrate this point, we computed the melting reaction in the cpx stability field in compositions FM and FF6. The melting reaction in composition FM consumes opx, cpx, and sp to produce liquid + ol, in the following proportions:

$$\begin{aligned} 0.30(6)\text{opx} + 0.99(0)\text{cpx} + 0.04(0)\text{sp} \\ = 1 \text{ liquid} + 0.32(7)\text{ol} \end{aligned}$$

This reaction is close to that reported by Baker and Stolper (1994), except that the coefficients for cpx and ol

are a little bit larger. Note that their reaction corresponds to the case of isobaric (1 GPa) melting, whereas our reaction is for decompression melting: melting proceeds at increasing T in the former case, and at slightly decreasing T in the latter case. With the disappearance of cpx below 0.75 GPa, the melting reaction switches to $\text{opx} + \text{sp} = \text{liquid} + \text{ol}$, and the coefficients for opx and ol increase significantly, as indicated by the strong decrease of the opx fraction and increase of the ol fraction between 0.75 and 0.5 GPa (Fig. 5b, c).

Over the pressure range 1.25–0.75 GPa, the melting reaction in composition FF6 is



Accordingly, decompression melting in composition FF6 consumes much more opx and less cpx, and hence produces much more ol (Daines and Kohlstedt 1994; Braun 2004) than in mantle peridotite FM. This observation is consistent with numerical results of Asimow and Stolper (1999), which showed a progressive change of the stoichiometry of the melting reaction with increasing focusing: the mass of opx melted for a given melt fraction increases with Ω . This major effect of the focusing factor on the melting reaction is well illustrated by the changes in slopes of ol, opx, and cpx fractions as a function of Ω in Fig. 5b–d. At a pressure slightly lower than 0.75 GPa, the melting reaction in composition FF6 switches to $\text{ol} \rightarrow \text{liquid}$, and the ol fraction starts decreasing.

The changes of the coefficients of the melting reaction with increasing Ω have strong implications for the modal composition of the residual solid. In compositions FM and FF3, the ratio opx/cpx in the residue is always >1 , and increases with the degree of melting: in the FM series, for instance, it ranges from 1.9 at 1.25 GPa, to 4.2 at 1 GPa (the residue is cpx-free at lower pressure; Table 2). On the contrary, the opx/cpx ratio in composition FF6 decreases with increasing melt fraction, and drops below 1; it is equal to 1.4 at 1 GPa, and to 0.07 at 0.75 GPa. Accordingly, it is possible to produce residues with cpx $>$ opx, or even residues with a small fraction of cpx but no opx, at high focusing factors.

Basalt-peridotite interactions: effects on the bulk chemical composition of the solid matrix

In our experiments, the modal percentage of ol in the residue ranges from 64 wt% in run FM1 to 100% in run FF6-1, resulting in an increase of the bulk MgO content of the solid matrix from about 41 wt% to more than 49 wt%. The bulk CaO, FeO, Al₂O₃, and SiO₂ contents of

the solid (lherzolite and harzburgite) residues are plotted as a function of the bulk MgO content in Fig. 8. With increasing MgO, CaO decreases from 2.6 to 0.3 wt%, Al₂O₃ from 2.8 to 0.2 wt%, and SiO₂ from 44.7 to 40.7 wt%, and FeO increases slightly from 8.3 to 9.2 wt%. In comparison to partial melting in a closed system, basalt-peridotite interactions yield solid residues strongly enriched in olivine and MgO, and thus strongly depleted in CaO and Al₂O₃. In addition, the trends of decreasing SiO₂ and of increasing FeO are much steeper in the case of magma focusing (Ω increasing at fixed P and T) than in the case of closed-system partial melting, due to enhanced pyroxene dissolution. As a result, basalt-peridotite interactions may lead to solid residues significantly depleted in SiO₂ and enriched in FeO: for instance, the bulk solid contains ≈ 2 wt% less SiO₂ and ≈ 0.7 wt% more FeO in series FF6 than in series FM, at fixed MgO (Fig. 8).

Whole-rock compositions of ophiolitic peridotites from the Erro-Tobbio Unit (ET peridotites, Voltri Massif, Ligurian Alps; Rampone et al. 2004) and abyssal peridotites (Niu et al. 1997; Baker and Beckett 1999) are also plotted in Fig. 8. These data display positive FeO_{tot}–MgO, and negative SiO₂–MgO, Al₂O₃–MgO and CaO–MgO trends that are consistent with our experimental trends. The abyssal peridotite samples overlap both the basalt-peridotite interaction data and the partial melting data, but the compositions strongly depleted in CaO, Al₂O₃, and SiO₂ found in abyssal peridotites seem to bear the chemical signature of basalt-peridotite interactions. In fact, Niu and coworkers (Niu 1997; Niu et al. 1997) showed that abyssal peridotites display chemical features that are not consistent with various partial melting trends (polybaric near-fractional or isobaric batch melting). Moreover, according to Rampone et al. (2004), the ET peridotites cannot be interpreted as resulting from progressive partial melting, because constituent minerals from these peridotites have homogenous composition. Similar features observed in abyssal and ophiolitic peridotites by Kelemen et al. (1997) have been interpreted as the result of melt-peridotite reaction processes (e.g., Kelemen et al. 1995; Godard et al. 1995). In addition, the depleted ET peridotites exhibit nearly constant bulk-rock Mg#’s with increasing ol percentage (Fig. 9). Again, this observation is consistent with our experimental results: in our three series, the bulk Mg# of the solid residues (harzburgite and lherzolite) increases with increasing ol percentage, but the rate of increase is larger in the case of partial melting than in the case of basalt-peridotite interaction. In general, it is likely that the bulk chemical composition of the solid matrix is controlled by a combination of these two processes, partial melting and basalt-peridotite interaction: initially the mantle

Fig. 8 Abundances of CaO, Al_2O_3 , SiO_2 and FeO_{tot} versus MgO in the lherzolite and harzburgite residues of our experiments (empty stars partial melting experiments, solid stars basalt–peridotite interaction experiments) compared with the compositions of Erro-Tobbio (ET) peridotites (empty triangles, Rampone et al. 2004) and estimated compositions of abyssal peridotites (crosses data from Niu et al. 1997; empty squares or shaded field data from Baker and Beckett 1999). In the SiO_2 versus MgO and FeO versus MgO diagrams, the experimental data corresponding to same values of P and T and different focusing factors ($\Omega = 1, 3$, and 6) are fitted by straight lines labelled 1 (1 GPa–1,290°C), 2 (0.75–1,270°C), and 3 (0.5 GPa–1,250°C) (Sample FF6-1 is not plotted in this figure as it corresponds to a dunitic residue)

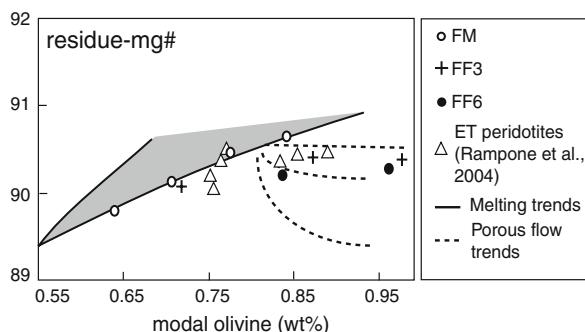
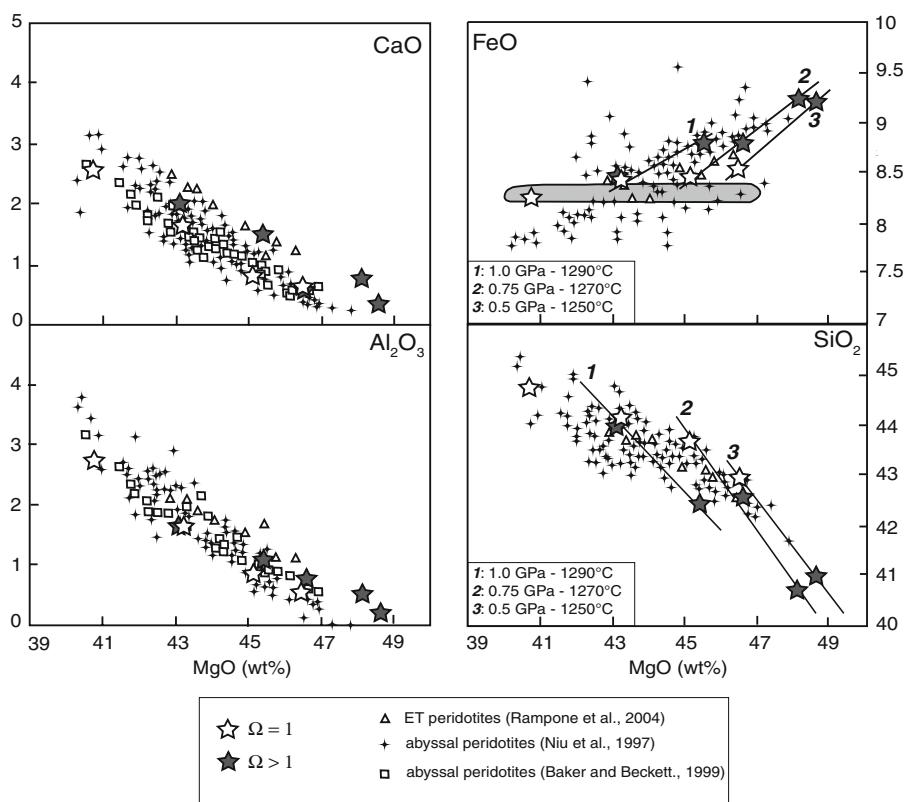


Fig. 9 Bulk magnesium number of the residue, as a function of the mass fraction of olivine in lherzolite and harzburgite residues from our experiments, and in peridotites from the Erro-Tobbio unit (Rampone et al. 2004). Symbols are as follows: empty circles FM series, crosses FF3 series, solid circles FF6 series, empty triangles Erro-Tobio peridotites. The shaded field shows the correlations between Mg# and olivine mass fraction in solid residues produced by partial melting, assuming different melting reactions in the spinel stability field (from Bedini et al. 2002). The dashed lines are trends computed assuming a reactive porous flow process, involving olivine crystallisation and pyroxene dissolution (the three lines correspond to three different compositions of percolating melt; from Bedini et al. 2002)

probably undergoes partial melting and the residue reflects this dominantly; as upwelling continues, more melts are produced and basalt–peridotite interactions are prevalent.

Basalt-peridotite interactions: the liquid side

Primitive MORB compositions versus partial melts of peridotites

The liquid compositions analysed in partial melting experiments FM1–4 are plotted in the two ternary projections of Fig. 10. The compositions computed in the case of batch melting of a mantle source at 1.5 and 1.0 GPa using Kinzler and Grove's (1992, 1993) model are plotted for comparison. Overall, there is a good agreement between our data and Kinzler and Grove's model, except that the liquids in equilibrium with ol + opx + cpx (+sp) in run FM1 at 1.25 GPa and FM2 at 1.0 GPa are slightly richer in diopside component and plot towards smaller melting degrees according to of Kinzler and Grove's (1992, 1993) parametrisation than the degrees measured in our experiments. This is probably due to the effect of source composition: our bulk composition FM has a higher CaO content and a smaller SiO_2 content than the MORB mantle source of Kinzler and Grove (1992, 1993). The main contribution of our experiments is to show that liquids in equilibrium with ol + opx (+sp) at low pressures (0.75 and 0.5 GPa; runs FM3 and FM4, respectively) plot even further away from the primitive MORB field, towards silica. The 0.5 GPa melt is indeed distinctly too rich in SiO_2 .

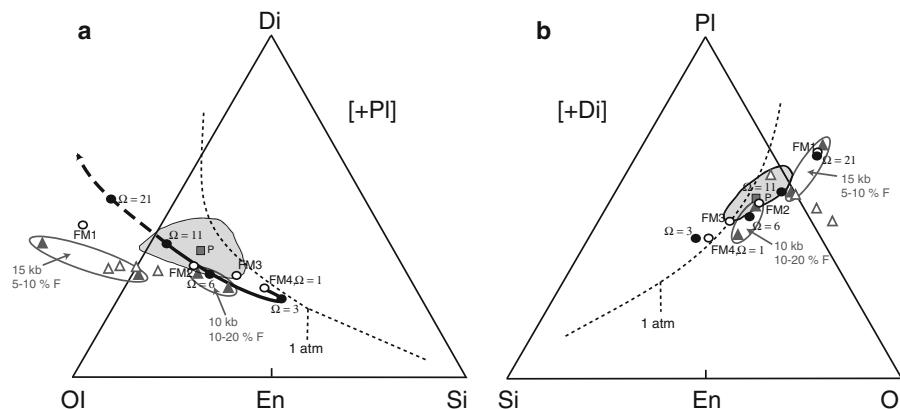


Fig. 10 Liquid compositions in partial melting experiments FM1 to FM4 (empty circles) and liquid compositions at $P = 0.5$ GPa and focusing factors equal to 3, 6, 11, and 21 (solid circles) projected in the olivine-diopside-silica-plagioclase tetrahedron. **a** Projection from plagioclase onto the plane olivine-diopside-silica; **b** projection from diopside onto the plane olivine-silica-plagioclase. The compositions at $\Omega = 11$ and 21 were computed with pMELTS. Liquid compositions produced by isobaric batch melting of spinel peridotite at 1.5 GPa and 1 are shown by empty triangles; they were computed using Kinzler and Grove's (1992, 1993) model for degrees of melting

equal to 5 and 10% (at 1.5 GPa), and 10 and 20% (at 1 GPa). Open triangles correspond to aggregate magma compositions from a spinel lherzolite computed in the case of polybaric near-fractional melting using Kinzler's (1997) model; the calculations were made for 4 different mantle temperatures and yield oceanic crust thicknesses of 13, 9, 6 and 3 km (corresponding to initial pressures of melting of 3, 2.5, 2 and 1.5 GPa, respectively). The shaded area is the field of primitive MORBs (see Fig. 1), and point P is one of the most primitive MORB composition (ALV-519-4-1, Famous zone; Stolper 1980)

(≈ 52 wt%), and too poor in incompatible elements (TiO_2 , Na_2O) in comparison to primitive MORBs (Fig. 7). Accordingly, equilibrium batch melting of mantle peridotite cannot produce primitive MORBs.

Current models of dynamic melting at mid-ocean ridges assume that MORBs are mixes of melts from all depths in the melting column, with an integrated total amount of melting around 10% (e.g., Klein and Langmuir 1987; McKenzie and Bickle 1988; Langmuir et al. 1992). Liquid compositions predicted in the case of polybaric, near-fractional melting of MORB mantle source (Kinzler 1997) are plotted in Fig. 10. The calculations correspond to various mantle temperatures (i.e., various initial pressures of melting) and yield with oceanic crust thicknesses ranging from 3 to 13 km. Kinzler's model shows that the major element variability of MORBs in terms of FeO , Na_2O and SiO_2 can be explained by a variable mantle temperature model. Nevertheless, it predicts aggregate melt compositions that are always too poor in diopside component in comparison with primitive MORBs (Fig. 10a) and it does not explain the opx undersaturation of MORBs. Indeed, as the instantaneous degrees of melting involved in dynamic melting models are relatively low, partial melts are saturated with opx over the whole depth of the melting column. Under certain circumstances, it is possible to mix opx-saturated liquids and obtain a liquid that is not saturated with opx (Asimow and Stolper 1999). However, this scenario is presumably not a general explanation to MORB

generation as primitive MORBs are systematically and strongly opx-undersaturated. Also, the opx-undersaturated mixture should be somehow physically separated from host peridotites, otherwise it would evolve back to opx-saturation. Models of magma ascent by porous flow cannot satisfy for this requirement. In the case of porous flow, the liquid would indeed ascend slowly relative to the solid matrix, and closely approach chemical equilibrium with the mineral phases (e.g., Navon and Stolper 1987). Accordingly, taken alone, dynamic melting models cannot account for the fact that primitive MORBs are systematically undersaturated in opx.

The role of basalt-peridotite interactions in the generation of primitive MORBs

A number of studies were aimed at understanding the origin of the chemical difference between primitive MORBs and partial melts of mantle peridotites. Stolper (1980) explained this difference by olivine fractionation during magma ascent, which would drive partial melts formed at high pressures along $ol + opx + cpx$ or $ol + opx$ cotectic boundaries into the field of primitive MORBs (Fig. 1). More recently, Asimow and Stolper (1999) suggested that opx-undersaturation in primitive MORB compositions is acquired during focused magma transport in connection with the formation of highly permeable dunite channels at pressures ≥ 0.8 GPa. Our

experiments give further support to their conclusion as we show below.

Comparative evolution of liquid compositions at $\Omega = 1$ and $\Omega = 6$

To evaluate the effect of basalt–peridotite interactions on liquid compositions, we first compared the liquids produced at $\Omega = 1$ and $\Omega = 6$ as a function of the degree of melting. Between 1.25 and 0.75 GPa, decompression melting in composition FF6 consumes more opx and less cpx, and produces more ol than in mantle peridotite FM (Fig. 5). As a result, the liquids produced at a given P are enriched in silica and depleted in MgO and CaO (Fig. 6), and would plot even further away from the primitive MORB field than primary melts FM2 and FM3 in Fig. 10. This evolution towards the silica apex stops slightly below 0.75 GPa, when both opx and cpx disappear and the melting reaction switches from $\text{opx} + \text{cpx} + \text{sp} = \text{liquid} + \text{ol}$ to $\text{ol} (\pm \text{sp}) = \text{liquid}$. Olivine dissolution results in a strong increase in MgO and decrease in SiO₂, CaO and Al₂O₃ concentrations in the liquid between 0.75 and 0.5 GPa (Fig. 6). Thus it drives the melt composition back towards the field of primitive MORBs (Fig. 10), suggesting a genetic relationship between the compositions of primitive MORBs and focused magma transport in dunite channels.

The behaviour of incompatible elements as a function of the focusing factor also indicates that basalt–peridotite interactions play a role in the formation of primitive MORBs. At all pressures between 1 and 0.5 GPa, Na₂O, TiO₂, and K₂O concentrations in liquids are much higher in series FF6 than in series FM, and approach the concentrations expected in primitive MORBs (Figs. 6, 7). To explain such enrichments, let us consider the case of K₂O, a focusing factor equal to 6, and let x be the mass fraction of K₂O in composition FM. Assuming that K₂O is perfectly incompatible, its mass fraction in the liquid in run FM1 is equal to x/f , where f is the melt fraction ($f = 0.088$; Table 2). Just after focusing, the mass of solid is equal to $1 - f$, and the mass of liquid to Ωf ; the mass fraction of K₂O is equal to 0 in the solid, and to x/f in the liquid. Thus the mass fraction of K₂O in bulk composition FF6 is $\Omega x/(1 - f + \Omega f)$, that is $\approx 4.2x$ for $f = 0.088$ and $\Omega = 6$. Melt fractions in series FF6 are larger than in series FM (Fig. 5a), but always by a factor much lower than 4.2 so the liquids in series FF6 are strongly enriched in K₂O. At 0.5 GPa, for instance, the melt fraction is equal to 0.224 in sample FM4, and 0.510 in sample FF6-1. Accordingly, the mass fraction of K₂O in liquid in FF6-1 should be 1.84 times larger than in FM4: $4.2x/0.510$ in FF6-1 versus $x/0.224$ in FM4. In fact, K₂O is 1.90 times larger in run FF6-1 (0.40 wt%; Table 3) than in run FM4 (0.21 wt%)

(Table 3), in perfect agreement with our theoretical estimate.

Evolution of 0.5 GPa liquid compositions with increasing Ω

In our model (Fig. 2), we assumed that the main transport mechanism switches from porous flow into highly permeable channels to magma transport in dikes at some low pressure (fixed to 0.5 GPa in the experiments). We also supposed that primitive MORBs correspond to liquids last equilibrated with ol ($\pm \text{sp}$) in the upper part of the highly permeable channels, and then rapidly transported to the surface without significant modifications. In this section, we try to constrain the range of focusing factors necessary to produce at 0.5 GPa liquids that match the compositions of primitive MORBs.

In the olivine–silica–diopside–plagioclase tetrahedron (Fig. 10), the liquid compositions at 0.5 GPa and Ω ranging from 1 to 21 show a complex evolutionary trend, with two fields:

1. For Ω increasing from 1 to 3, we notice a strong increase of SiO₂ from 51.9 to 53.4 wt% and decreases of MgO and CaO (Fig. 6), due to the growing contribution of opx to melting. As a result, the liquid moves away from the primitive MORB field towards the silica apex in Fig. 10. Also, opx is still stable at $\Omega = 3$ and $P = 0.5$ GPa. Accordingly, a focusing factor >3 is required to consume all opx at 0.5 GPa, and to produce liquids approaching primitive MORBs.
2. Orthopyroxene disappears at a value of Ω somewhere between 3 and 6 ($\Omega = 4$ according to pMELTS), and thereafter liquid is in equilibrium with ol only. A complete reversal of the liquid trend towards primitive MORBs is observed in connection with the disappearance of opx (Fig. 10), with major increases of MgO and FeO, and a decrease of SiO₂ due to the effect of ol dissolution at $\Omega = 6$. Nevertheless, the liquid at $\Omega = 6$ is again too rich in SiO₂ and too poor in FeO in comparison with primitive MORBs. This is mainly due to the low pressure of equilibration (0.5 GPa) considered in this study. Indeed, the compositions computed for liquid in equilibrium with ol ($\pm \text{sp}$) only at 0.75 GPa and 1 GPa (FF'7 and FF'23, respectively; Table 4) have lower SiO₂ and higher FeO contents. This is consistent with the strong control exerted by pressure on melt composition, especially the SiO₂ and FeO contents, as established by Langmuir et al. (1992). The liquid composition computed for $\Omega = 11$ plots right in the primitive MORB field (Fig. 10). Note also that Na₂O, K₂O, and TiO₂ increase continuously with increasing Ω , and that concentrations of Na₂O and

TiO_2 at $\Omega = 6$ and 11 are consistent with those expected for primitive MORBs (Fig. 7). For $\Omega \geq 11$, the liquid is always in equilibrium with ol only, but the melt composition seems to be mostly controlled by the dilution effect due to the added liquid in the system. Hence, oxide concentrations would evolve to the composition of synthetic basalt (Table 1): MgO , SiO_2 and Cr_2O_3 decrease and TiO_2 , Al_2O_3 and alkalis increase (Fig. 7) with increasing Ω . For $\Omega = 21$, liquid composition is nepheline-normative and plots well beyond the olivine–diopside join in the field of alkali basalts (Fig. 10).

In the ol + liquid field ($\Omega \geq 4$ at $P = 0.5$ GPa), the evolution of liquid composition is controlled by two vectors (Fig. 11): the focusing vector, which embodies the change of the bulk composition of the system from FM at $\Omega = 1$ to the composition of the “contaminant” (that is, the liquid added to the system at focusing level) at $\Omega \rightarrow \infty$; and the olivine fractionation vector. For $\Omega = 11$, for instance, the magma/rock ratio is equal to $(\Omega - 1)f = 0.88$. At any temperature between the olivine liquidus and the crystallization temperature of the next solid phase (cpx, sp or

plagioclase, depending on pressure and bulk composition), the system is composed of ol + liquid only, and the liquid composition lies somewhere along the ol fractionation vector: the lower the temperature, the further away from the ol apex. The main point is that the ol fractionation vector for bulk composition FF11 goes through the field of primitive MORBs. Using this construction, it is possible to bracket the magma/rock ratios required to produce primitive MORBs (Fig. 11): primitive MORBs with the highest normative hypersthene content should correspond to a magma/rock ratio of ≈ 0.32 ($\Omega = 4.6$), and those slightly nepheline-normative to a magma/rock ratio of ≈ 1.06 ($\Omega = 13.1$).

Summary and implications

Our experiments show that the interactions between ascending magmas and host peridotites can lead to conditions where liquids are in equilibrium with ol only and acquire compositions matching those of primitive MORBs. The effects of these interactions on phase relations and compositions, and on the generation of dunite rock-types may be summarised as follows:

1. Our experiments confirm that decompression melting of lherzolites cannot fully consume opx and produce dunite residues, even at 0.5 GPa. On the contrary, complete exhaustion of opx (and cpx) can readily be achieved in the case of focused magma ascent. Magma focusing induces indeed major changes of the coefficients of the melting reaction, in particular, a major increase of the rate of opx consumption.
2. The pressure P_{Dunite} , at which a dunite residue is formed, is strongly dependent on the focusing factor. In the investigated systems, factors equal to ≈ 4 and 8—that is, magma/rock ratios equal to ≈ 0.26 and 0.62—are required to form dunites at 0.5 and 0.8 GPa, respectively. Very large focusing factors would be necessary to produce a dunite at higher pressures ($\Omega = 23$ for $P_{\text{Dunite}} = 1$ GPa).
3. Basalt–peridotite interactions have strong effects on the modal and major element compositions of residues. They can yield residual rocks with low pyroxene abundances (and in some cases, cpx > opx) that are very depleted in SiO_2 , CaO , Al_2O_3 , and enriched in MgO and FeO , in comparison to the residues of closed-system partial melting of peridotites. The geochemical variability of some peridotite suites could result from a combination of partial melting, melt extraction, and magma-rock interactions.
4. Liquids produced in equilibrium with ol ($\pm \text{sp}$) at low pressure (0.5 GPa) in highly permeable channels have lower SiO_2 concentrations, and higher concentrations in MgO , FeO , and incompatible elements (Na_2O , K_2O ,

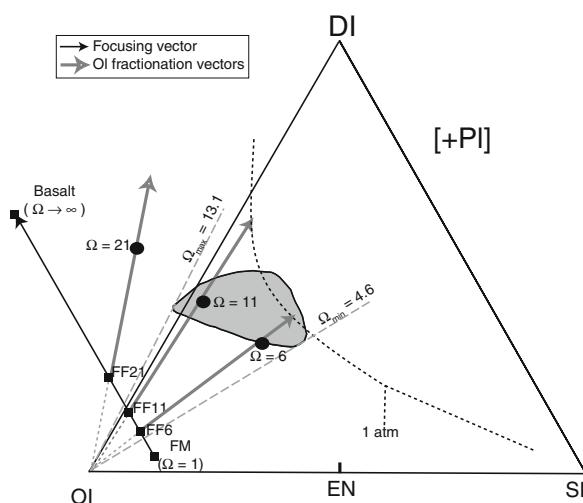


Fig. 11 Basalt–peridotite interactions and the genesis of primitive MORBs and dunite channels (compositions are projected from plagioclase onto the plane olivine–diopside–silica). At $P = 0.5$ GPa and $\Omega \geq 4$, liquid is in equilibrium with ol only and its evolution is controlled by two vectors: (1) the focusing vector, which encompasses the range of bulk compositions from FM at $\Omega = 1$ to the composition of the “contaminant” (the liquid in run FM1) at $\Omega \rightarrow \infty$; and (2) the olivine fractionation vector. The ol fractionation vector for bulk composition FF11 goes through the field of primitive MORBs (the position of the liquid along this vector depends on temperature, which controls the amount of olivine). Focusing factors ≤ 4.6 will yield compositions too rich in normative hypersthene to be primitive MORBs, and factors ≥ 13.1 compositions too rich in normative nepheline, such as the liquid computed for $\Omega = 21$

TiO_2) than liquids produced by decompression melting of the fertile mantle (at the same P – T conditions), and plot in the primitive MORB field in the olivine–silica–diopside–plagioclase tetrahedron. In this study, magma/rock ratios in the range 0.3–1.1 are required to produce primitive MORB compositions at 0.5 GPa. In nature, these ratios will depend on the pressure and melt composition at the focusing level(s), and on the final pressure at which the partial melt is extracted from the dunite residue to form dikes.

Hence, our experiments and calculations confirm that there is a genetic relationship between focused magma ascent, dunite bodies in the upper mantle, and the generation of primitive MORBs (Asimow and Stolper 1999). Dynamic melting and pervasive porous flow would dominate in the lower part of the melting zone beneath mid-ocean ridges, but focused magma transport into highly permeable channels would take place at some intermediate depth, as sketched in Fig. 2, and modify to a variable extent the composition of melts produced by dynamic melting. In this frame, the composition of primitive MORBs is controlled by two main mechanisms: (a) the change of the bulk composition of the system due to the addition of liquid at the focusing level (as represented by the focusing vector in Fig. 11); and (b) ol–liquid equilibrium into dunite channels (as represented by the ol fractionation vectors in Fig. 11). The implications for global variations of MORB compositions (Langmuir et al. 1992) are beyond the scope of this paper. Nevertheless, it is interesting to note that mechanism (a) can lead to significant geochemical changes, unrelated to variations of potential temperature, average degree of melting, or mantle composition. In particular, large variations of the concentrations in incompatible elements, such as Na_2O , can be produced by changes in the focusing factor, at constant potential temperature of the mantle (Fig. 6).

Finally, we want to point out a possible relationship between focused magma transport in dunite channels and the large ol phenocrysts containing geochemically contrasted melt inclusions that have been described in MORBs (e.g., Sobolev and Shimizu 1993; Shimizu 1998; Laubier et al. 2007). These melt inclusions have been interpreted as sampling a range of liquids coming from different sources and/or produced by different degrees of melting of a single source: almost all the liquids would be mixed and homogenised in a shallow magma chamber to yield the erupted lavas, but small liquid volumes would somehow get trapped into growing ol phenocrysts, and thus escape homogenisation. Interestingly, a single high-permeability channel—particularly in the case of a branching network of channels, as proposed by Hart (1993)—may focus liquids coming from different sources (or different degrees of melting of

the same source) and having contrasted major and trace element compositions or isotopic signatures: the only requirement is that all these liquids must be in equilibrium with a high Ol-Mg# (typically, 90–92). Accordingly, we suggest that the upper part of dunite channels, where the main magma transport mechanism switches from porous flow to dike ascent, is one place where large ol crystals containing geochemically contrasted melt inclusions may be produced and later incorporated into ascending magmas.

Conclusion

We performed piston-cylinder experiments to study the reaction between ascending magmas and host peridotites beneath mid-ocean ridges, and to evaluate the effect of P , T , and magma/rock ratio on the composition and proportions of reaction products. Our experiments show that basalt–peridotite interactions in highly permeable channels can lead to the formation of primitive MORB-like liquids in equilibrium with a dunitic residue. Hence our study gives further support to the assumption (e.g., Kelemen et al. 1995; Asimow and Stolper 1999) that magma transport by focused flow can explain both the formation of dunite channels beneath mid-ocean ridges and the generation of primitive MORBs. Accordingly, the degree of peridotite–melt interactions is an additional parameter that must be taken in account, in the interpretation of the chemical variability of MORBs.

Finally, we want to emphasise that more systematic experimental studies are required to better constrain the effects of basalt–peridotite interactions. In particular, one question that deserves more attention is how the focusing pressure, which controls the composition of liquid added to the fertile mantle, affects the evolution of liquid compositions with decreasing pressure and the formation of dunites.

Acknowledgments This study has benefited from discussions with Andréa Tommasi, Marguerite Godard and Muriel Laubier. Special thanks are due to the following persons: Jean-Luc Devidal for technical assistance with the electron microprobe; Jean-Marc Hénot for technical assistance with the scanning electron microscope; Ariel Provost for his mass-balance program; Kenneth Koga for assistance with algorithm pMELTS; Mhammed Benbakkar for the ICP-AES analysis of the synthetic basalt in Table 1. This study was supported by the program DyETI of the Institut National des Sciences de l’Univers (INSU-CNRS), through grants to D. Laporte and A. Tommasi. Many thanks to T. L. Grove and two anonymous reviewers for their constructive comments.

References

- Albarède F, Provost A (1977) Petrological and geochemical mass-balance equations: an algorithm for least-square fitting and general error analysis. Comput Geosci 3:309–326. doi:[10.1016/0098-3004\(77\)90007-3](https://doi.org/10.1016/0098-3004(77)90007-3)

- Ancéy M, Bastenaire F, Tixier R (1978) Application des méthodes statistiques en microanalyse. In: Maurice F, Meny L, Tixier R (eds) Microanalyse, microscopie électronique à balayage. Les éditions du Physicien, Orsay, pp 323–347
- Asimow PD, Stolper EM (1999) Steady-state mantle-melt interactions in one dimension: equilibrium, transport and melt focusing. *J Petrol* 40(3):475–494. doi:[10.1093/petrology/40.3.475](https://doi.org/10.1093/petrology/40.3.475)
- Asimow PD, Hirschmann MM, Stolper EM (2001) Calculations of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. IV. Adiabatic decompression and the composition and mean properties of Mid-ocean Ridge Basalts. *J Petrol* 42(5):963–998. doi:[10.1093/petrology/42.5.963](https://doi.org/10.1093/petrology/42.5.963)
- Baker MB, Stolper EM (1994) Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochim Cosmochim Acta* 58:2811–2827. doi:[10.1016/0016-7037\(94\)90116-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90116-3)
- Baker MB, Beckett JR (1999) The origin of abyssal peridotite: a reinterpretation of constraints based on primary bulk composition. *Earth Planet Sci Lett* 171:49–61. doi:[10.1016/S0012-821X\(99\)00130-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00130-2)
- Bedini RM, Bodinier JL, Vernieres J (2002) Numerical simulation of Mg–Fe partitioning during melting and melt-rock interactions in the shallow upper mantle. Orogenic Lherzolite Conference, Abstract Volume, Japan 2002
- Braun MG (2004) Petrologic and microstructural constraints on focused melt transport in dunites and the rheology of the shallow mantle. PhD Thesis, Massachusetts Institute of Technology
- Braun MG, Kelemen PB (2002) Dunite distribution in the Oman Ophiolite: implications for melt flux through porous dunite conduits. *Geochem Geophys Geosyst*. doi:[10.1029/2001GC000289](https://doi.org/10.1029/2001GC000289)
- Christie DM, Carmichael ISE, Langmuir CH (1986) Oxidation states of mid-ocean ridge basalt glasses. *Earth Planet Sci Lett* 79:397–411. doi:[10.1016/0012-821X\(86\)90195-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90195-0)
- Daines MJ, Kohlstedt DL (1994) The transition from porous to channelized flow due to melt/rock reaction during melt migration. *Geophys Res Lett* 21:145–148. doi:[10.1029/93GL03052](https://doi.org/10.1029/93GL03052)
- Dick HJB (1989) Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) Magmatism in the ocean basins. Geol Soc Spec Publ, London 42:71–105
- Elthon D (1979) High magnesia liquids as the parental magma for ocean floor basalts. *Nature* 278:514–518. doi:[10.1038/278514a0](https://doi.org/10.1038/278514a0)
- Elthon D (1987) Petrology of gabbroic rocks from the mid-Cayman Rise spreading center. *J Geophys Res* 92:658–682. doi:[10.1029/JB092iB01p00658](https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00658)
- Elthon D (1989) Pressure of origin of primary mid-ocean ridge basalts. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) Magmatism in the ocean basins. Geol Soc of Am, Boulder, pp 125–136
- Elthon D, Scarfe CM (1980) High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt: implications for the origin of mid-ocean ridge basalts. *Can Inst Wa Yrbk*, pp 277–281
- Elthon D, Scarfe CM (1984) High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts. *Am Mineral* 69:1–15
- Ghiorso MS, Sack RO (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib Mineral Petrol* 119(2/3):197–212. doi:[10.1007/BF00307281](https://doi.org/10.1007/BF00307281)
- Ghiorso MS, Hirschmann MM, Reiners PW, Kress VC (2002) The pMELTS: a revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochim Geophys Geosyst*. doi:[10.1029/2001GC000217](https://doi.org/10.1029/2001GC000217)
- Godard M, Bodinier JL, Vasseur G (1995) Effects of mineralogical reactions on trace element redistributions in mantle rocks during percolation processes: a chromatographic approach. *Earth Planet Sci Lett* 133:449–461. doi:[10.1016/0012-821X\(95\)00104-K](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00104-K)
- Green DH, Hibberson WO, Jaques AL (1979) Petrogenesis of mid-ocean ridge basalts. In: McElhinney MW (ed) The earth: its origin, structure and evolution. Academic Press, London
- Hart SR (1993) Equilibration during mantle melting: a fractal tree model. *Proc Natl Acad Sci USA* 90:11914–11918. doi:[10.1073/pnas.90.24.11914](https://doi.org/10.1073/pnas.90.24.11914)
- Jackson MD, Ohnenstetter M (1981) Peridotite and gabbroic structures in the Monte Maggiore Massif, Alpine Corsica. *J Geol* 89:703–719
- Hess PC (1992) Phase equilibria constraints on the Origin of Ocean Floor Basalts. *Am Geophys Union Monogr* 71:67–102
- Kelemen PB, Joyce DB, Webster JD, Holloway JR (1990) Reaction between ultramafic wall rock and fractionating basaltic magma: Part II, Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150 and 1050°C and 5 kbar. *J Petrol* 31:99–134
- Kelemen PB, Shimizu N, Salters VJM (1995) Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature* 375:747–753. doi:[10.1038/375747a0](https://doi.org/10.1038/375747a0)
- Kelemen PB, Hirth G, Shimizu N, Spiegelman M, Dick HJB (1997) A review of melts migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philos Trans R Soc Lond A* 355:283–318. doi:[10.1098/rsta.1997.0010](https://doi.org/10.1098/rsta.1997.0010)
- Kinzler RJ (1997) Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis. *J Geophys Res* 102:853–874. doi:[10.1029/96JB00988](https://doi.org/10.1029/96JB00988)
- Kinzler RJ, Grove TL (1992) Primary magmas of mid-ocean ridge basalts 2. Applications. *J Geophys Res* 97:6907–6926. doi:[10.1029/91JB02841](https://doi.org/10.1029/91JB02841)
- Kinzler RJ, Grove TL (1993) Corrections and further discussion of the primary magmas of mid-ocean ridge basalts, 1 and 2. *J Geophys Res* 98:22339–22347. doi:[10.1029/93JB02164](https://doi.org/10.1029/93JB02164)
- Klein EM, Langmuir CH (1987) Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J Geophys Res* 92:8089–8115. doi:[10.1029/JB092iB08p08089](https://doi.org/10.1029/JB092iB08p08089)
- Kogiso T, Hirose K, Takahashi E (1998) Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of ocean island basalts. *Earth Planet Sci Lett* 162:45–61. doi:[10.1016/S0012-821X\(98\)00156-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00156-3)
- Kubo K (2002) Dunite formation processes in highly depleted peridotite: Case study of the Iwanaidake, Hokkaido, Japan. *J Petrol* 43:423–448. doi:[10.1093/petrology/43.3.423](https://doi.org/10.1093/petrology/43.3.423)
- Langmuir CH, Klein EM, Plank T (1992) Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. *Am Geophys Union Monogr* 71:183–280
- Laporte D, Toplis MJ, Seyler M, Devidal JL (2004) A new experimental technique for extracting liquids from peridotite at very low degrees of melting: application to partial melting of depleted peridotite. *Contrib Mineral Petrol* 146:463–484. doi:[10.1007/s00410-003-0509-3](https://doi.org/10.1007/s00410-003-0509-3)
- Laporte D, Schiano P, Boivin P (2006) The composition of low degree melts of fertile peridotites at 1 and 1.3 GPa. EMPG XI (XII International Symposium on Experimental Mineralogy, Petrology and Geochemistry), Bristol
- Laubier M, Schiano P, Doucelance R, Ottolini L, Laporte D (2007) Olivine-hosted melt inclusions and melting processes beneath the famous zone (mid-atlantic ridge). *Chem Geol* 240:129–150. doi:[10.1016/j.chemgeo.2007.02.002](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.002)
- McKenzie D, Bickle MJ (1988) The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J Petrol* 29:625–697

- McKenzie D, O’Nions RK (1991) Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *J Petrol* 32:1021–1091
- Morgan Z, Liang Y (2003) An experimental study of the kinetics of harzburgite reactive dissolution with applications to dunite dike formation. *Earth Planet Sci Lett* 214:59–74. doi:[10.1016/S0012-821X\(03\)00375-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00375-3)
- Morgan Z, Liang Y (2005) An experimental study of the kinetics of lherzolite reactive dissolution with applications to dunite dike formation. *Contrib Mineral Petrol* 150:369–385. doi:[10.1007/s00410-005-0033-8](https://doi.org/10.1007/s00410-005-0033-8)
- Navon O, Stolper EM (1987) Geochemical consequences of melt percolation—the upper mantle as a chromatographic column. *J Geol* 95:285–307
- Niu Y (1997) Mantle melting and melt extraction processes beneath Ocean Ridges: evidence from abyssal peridotites. *J Petrol* 38:1047–1074. doi:[10.1093/petrology/38.8.1047](https://doi.org/10.1093/petrology/38.8.1047)
- Niu Y, Hékinian R (1997) Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature* 385:326–329. doi:[10.1038/385326a0](https://doi.org/10.1038/385326a0)
- Niu Y, Langmuir CH, Kinzler RJ (1997) The origin of abyssal peridotites: a new perspective. *Earth Planet Sci Lett* 152:251–265. doi:[10.1016/S0012-821X\(97\)00119-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00119-2)
- O’Hara MJ (1965) Primary magmas and the origin of basalts. *Scot J Geol* 1:19–40
- O’Hara MJ (1968) Are ocean floor basalts primary magma? *Nature* 220:683–686. doi:[10.1038/220683a0](https://doi.org/10.1038/220683a0)
- O’Hara MJ (1977) Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Nature* 266:503–507. doi:[10.1038/266503a0](https://doi.org/10.1038/266503a0)
- O’Hara MJ, Mathews RE (1981) Geochemical evolution in a advancing periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. *J Geol Soc Lond* 138:237–277. doi:[10.1144/gsjgs.138.3.0237](https://doi.org/10.1144/gsjgs.138.3.0237)
- Quick JE (1981) The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, northern California. *Contrib Mineral Petrol* 78:413–422. doi:[10.1007/BF00375203](https://doi.org/10.1007/BF00375203)
- Rampone E, Romairone A, Hofmann AW (2004) Contrasting bulk and mineral chemistry in depleted mantle peridotites: evidence for reactive porous flow. *Earth Planet Sci Lett* 218:491–506. doi:[10.1016/S0012-821X\(03\)00679-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00679-4)
- Shimizu N (1998) The geochemistry of olivine-hosted melt inclusions in a Famous basalt ALV519–4–1. *Phys Earth Planet Int* 107:183–201. doi:[10.1016/S0031-9201\(97\)00133-7](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(97)00133-7)
- Sobolev AV, Shimizu N (1993) Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature* 363:151–154. doi:[10.1038/363151a0](https://doi.org/10.1038/363151a0)
- Spiegelman M, Kelemen PB, Aharonov E (2001) Causes and consequences of flow organization during melt transport: The reaction infiltration instability in compactible media. *J Geophys Res* 106(B2):2061–2077. doi:[10.1029/2000JB900240](https://doi.org/10.1029/2000JB900240)
- Stolper E (1980) A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol* 74(1):13–27. doi:[10.1007/BF00375485](https://doi.org/10.1007/BF00375485)
- Suhr G (1999) Melt migration under oceanic ridges: inferences from reactive modelling of upper mantle hosted dunites. *J Petrol* 40:575–599. doi:[10.1093/petrology/40.4.575](https://doi.org/10.1093/petrology/40.4.575)
- Suhr G, Hellebrand E, Snow JE, Seck HA, Hofmann AW (2003) Significance of large, refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite. *Geochem Geophys Geosyst*. doi:[10.1029/2001GC000277](https://doi.org/10.1029/2001GC000277)
- Takahashi N (1992) Evidence for melt segregation towards fractures in Horoman mantle peridotite complex. *Nature* 359:52–58. doi:[10.1038/359052a0](https://doi.org/10.1038/359052a0)
- Tommasi A, Godard M, Coromina G, Dautria JM, Barsczus H (2004) Seismic anisotropy and compositionally induced velocity anomalies in the lithosphere above mantle plumes: a petrological and microstructural study of mantle xenoliths from French Polynesia. *Earth Planet Sci Lett* 227:539–556. doi:[10.1016/j.epsl.2004.09.019](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.09.019)
- Walker D, Shibata T, Delong SE (1979) Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone II. Phase equilibria and mixing. *Contrib Mineral Petrol* 71:111–125. doi:[10.1007/BF00374440](https://doi.org/10.1007/BF00374440)
- Yaxley (2000) Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt + peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts. *Contrib Mineral Petrol* 139:326–338
- Yoder HS (1976) Generation of basaltic magma. *Natl Acad Sci, Washington DC*, pp 143–144

V.3 Remarques conclusives

La sous-saturation en opx des MORB primitifs résulte de la mise à l'équilibre des liquides magmatiques avec un assemblage dunitique. La formation d'un réseau dunitique comme moyen de transport des magmas sous les rides médio-océaniques nécessite une focalisation relativement importante des liquides. La focalisation des magmas est elle-même généralement considérée comme le résultat de l'infiltration réactive d'un liquide dans la roche environnante (Daines et Kohlstedt, 1994 ; Spiegelman et al., 2001). Ainsi, la réaction d'un liquide issu d'une pyroxénite qui n'est pas à l'équilibre avec la péridotite environnante peut permettre d'initier le processus de focalisation. Enfin, le développement d'un réseau de chenaux dunitiques peut permettre le transport des liquides pyroxénitiques sans interaction avec le manteau péridotite environnant et expliquer les variations isotopiques des MORB. Cette boucle de causes et d'effets met en évidence l'interdépendance et les interactions complexes qui existent entre les différents processus mis en jeu dans la pétrogenèse des MORB.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Mon travail de thèse est une étude expérimentale du rôle des pyroxénites et des interactions magma/roche dans la genèse des MORB. J'ai réalisé deux types d'expériences : (1) des expériences de fusion partielle sur des compositions naturelles de pyroxénites sur un large intervalle de pressions (1-2.5 GPa) et de températures afin de comprendre le rôle potentiel de ces lithologies sur la composition en éléments majeurs des MORB ; (2) des expériences simulant les interactions magma/roche durant l'ascension des magmas à travers le manteau supérieur péricratique, et visant à quantifier l'effet de ces interactions sur la composition chimique des magmas et sur la composition chimique et minéralogique de leur encaissant. Ci-dessous, je résume les principaux résultats obtenus lors de cette étude.

(1) Influence des pyroxénites sur la composition en éléments majeurs des MORB.

Le but de cette étude était de dégager des critères permettant d'identifier la signature des pyroxénites dans les compositions en éléments majeurs des MORB. Les relations de fusion de trois pyroxénites représentatives de la diversité compositionnelle et lithologique de ces roches ont donc été étudiées à 1 et 1.5 GPa. Les expériences ont montré que les pyroxénites présentent des comportements contrastés lors de la fusion, selon les phases présentes dans l'assemblage subsolidus et en particulier l'opx. Si l'opx est présent dans l'assemblage subsolidus, la réaction de fusion principale est similaire à celle des péricratites ($\text{opx} + \text{cpx} \pm \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$) et les liquides ont des compositions semblables aux liquides dérivés des péricratites pour la plupart

des éléments majeurs. Si l'opx est absent, comme dans la composition M7-16, la principale réaction est cpx + sp = liq + ol, ce qui entraîne la formation de liquides très appauvris en silice par rapport aux liquides périclinitiques. De plus, ces faibles teneurs en SiO₂ peuvent être associées à de très fortes teneurs en FeO dans les liquides. Ainsi les MORB primitifs riches en fer et pauvres en silice (FeO > 8.5 % et SiO₂ < 48.7 % pds ; Figure III.34) pourraient devoir leurs compositions particulières à la présence de pyroxénites du type M7-16 dans leurs sources.

En général cependant, la signature en éléments majeurs des pyroxénites apparaît difficile à détecter dans les basaltes à cause de la similarité de composition entre la plupart des liquides issus des pyroxénites et les liquides d'origine périclinitique (Partie IV, Figure 6). Cette similitude pourrait expliquer pourquoi les MORB sont relativement homogènes en éléments majeurs mais peuvent avoir des compositions isotopiques et/ou en éléments traces variables.

Mes expériences de fusion de pyroxénites apportent également des contraintes supplémentaires dans le débat sur l'origine des inclusions magmatiques ultra-calciques. En effet, ces inclusions riches en CaO et avec un fort rapport CaO/Al₂O₃ sont souvent interprétées comme des liquides issus de la fusion de lithologies riches en clinopyroxène, telles que les wherlites ou les clinopyroxénites (e.g., Schiano et al., 2000 ; Sigurdson et al., 2000 ; Médard et al., 2004). La Figure C.1 montre la relation entre les rapports CaO/Al₂O de mes liquides expérimentaux et leurs teneurs en CaO ; pour comparaison, j'ai aussi reporté les liquides issus de lherzolites et de wherlites aux mêmes pressions ainsi que les inclusions riches en CaO. Si la fusion de wherlites est susceptible de produire des liquides très calciques, ce n'est pas le cas en général des pyroxénites : les compositions des liquides issus des pyroxénites et des lherzolites sont généralement similaires, même pour des pyroxénites relativement riches en CaO (13.8% dans M7-16 ; Figure III.2). La fusion des pyroxénites peut, dans de rares cas, produire des liquides avec des rapports CaO/Al₂O élevés (1.2-1.4), mais les teneurs en CaO sont généralement trop faibles pour expliquer la composition des inclusions. Par conséquent, la fusion des pyroxénites seule ne peut pas être à l'origine des inclusions ultra-calciques dans les phénocristaux des basaltes.

(2) Devenir des liquides pyroxénitiques

Cette étude et les études antérieures montrent que les températures de solidus des pyroxénites sont généralement plus basses que celles des périclinites et que leurs productivités sont plus fortes (Figures III.41-42). Cette observation suggère que, lors de la fusion d'un manteau hétérogène, les pyroxénites peuvent contribuer de manière significative à la production des basaltes. Plusieurs études ont été menées pour quantifier la participation des pyroxénites à la genèse des basaltes (e.g., Hirschmann et Stolper, 1996, Pertermann et Hirschmann, 2003b).

Conclusions

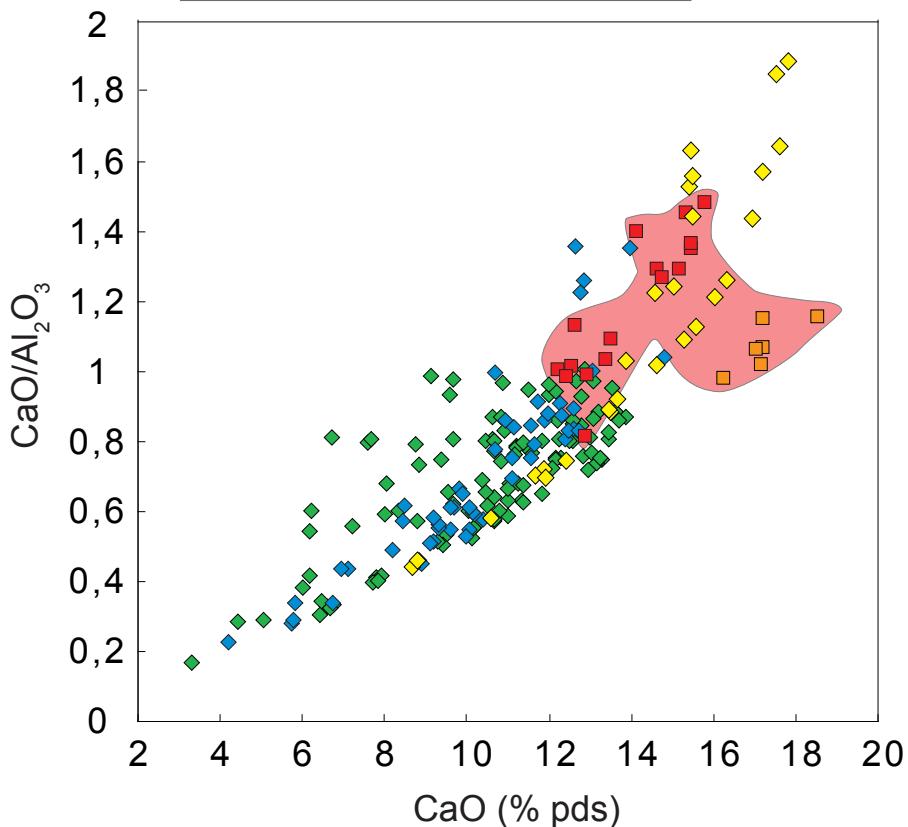


Figure C.1 CaO/Al₂O₃ versus CaO dans les liquides issus de la fusion partielle des pyroxénites M5-103, M5-40 et M7-16 (*losanges bleus*) comparés aux liquides issus des lherzolites (*losanges verts*), aux liquides issus des wherlites (*losanges jaunes*), et aux inclusions calciques (*champ rouge*) dans les spinelles d'une picrite prélevée au nord de l'Islande (*carrés rouges*) et dans des olivines d'un basalte calco-alcalin de l'île de Batan (*carrés oranges*). Sources des données : lherzolites : Takahashi (1986), Hirose et Kushiro (1993), Baker et Stolper (1994), Baker et al. (1995), Kushiro (1996), Hirschmann et al. (1998a), Robinson et al. (1998), Walter (1998), Falloon et Danyushevsky (2000), Wasylewski et al. (2003) et Laporte et al. (2004) ; wherlites : Pickering-Witter et Johnston. (2000), Schwab et Johnston (2001) et Médard et al. (2006) ; inclusions magmatiques : Schiano et al. (2000) et Sigurdsson et al. (2000).

Néanmoins, ces études ont généralement négligé les modifications que peuvent subir les liquides issus des pyroxénites par interaction avec le manteau péridotitique environnant. J'ai donc réalisé une étude théorique et expérimentale du devenir des liquides pyroxénitiques durant leur passage à travers le manteau péridotitique. Trois contextes ont été étudiés : l'infiltration de liquide pyroxénitique dans un manteau lithosphérique subsolidus, l'infiltration de liquide pyroxénitique dans un manteau asthénosphérique subsolidus et l'infiltration de liquide pyroxénitique dans un manteau asthénosphérique partiellement fondu.

Les résultats montrent que la teneur en silice du liquide pyroxénitique contrôle sa réaction avec la péridotite. Pour les liquides riches en silice (49-51 % pds), la réaction est du type $\text{liq}_1 + \text{ol} = \text{liq}_2 + \text{cpx} + \text{opx} \pm \text{sp} \pm \text{gt}$ et est susceptible d'entraîner la création de lithologies riches en cpx et en opx et pauvres en olivine, telles que des webstérites à olivine. Pour les liquides pauvres en silice (39-44% pds), la réaction est de la forme $\text{liq}_1 + \text{opx} = \text{liq}_2 + \text{cpx} + \text{ol} \pm \text{sp} \pm \text{gt}$ et peut donner naissance à des lithologies telles que des wherlites et des clinopyroxénites à

olivine. Les réactions contrastées entre les liquides pyroxénitiques et le manteau péricratique subsolidus peuvent donc être à l'origine d'une large gamme de nouvelles hétérogénéités lithologiques dans le manteau supérieur.

Par ailleurs, dans les deux cas, la réaction aboutit à une consommation substantielle du liquide et à une forte cristallisation de cpx qui génèrent des niveaux de faible perméabilité le long des interfaces péricratite/pyroxénite. Ces niveaux sont susceptibles de bloquer l'infiltration supplémentaire de liquide et contribuent à isoler la pyroxénite de la péricratite. Le corps de pyroxénite peut alors continuer à évoluer en système (presque) fermé selon un processus proche de la fusion à l'équilibre jusqu'à ce que le manteau péricratique environnant franchisse son solidus. Cette étude montre donc que, pour modéliser la fusion d'un manteau hétérogène et la contribution des pyroxénites dans la genèse des basaltes, il est important de prendre en considération les processus d'interactions magma/roche parce qu'ils ont des répercussions importantes sur la dynamique de fusion et d'extraction des magmas.

Enfin, les résultats suggèrent que l'extraction des liquides pyroxénitiques jusqu'à la surface nécessite que le manteau environnant soit partiellement fondu. Deux cas de figure doivent être distingués. (1) Dans le cas le plus fréquent (par exemple, les compositions M5-40 et M5-103), la similitude compositionnelle des liquides issus des pyroxénites et des péricratites à 1 et 1.5 GPa permet l'infiltration des liquides de pyroxénites sans, ou avec peu, d'interaction avec le manteau environnant. La faible réactivité des liquides d'origine pyroxénitique dans cette gamme de pression est propice à la conservation de leur signature compositionnelle, notamment isotopique. (2) Dans le cas d'une pyroxénite de type M7-16 qui produit des liquides très appauvris en silice, l'infiltration réactive du liquide pyroxénitique dans la péricratite peut conduire à la formation de dunites en cas de forte focalisation. La réaction s'accompagne de modifications importantes des premiers liquides infiltrés (augmentation de la teneur en silice et du Mg# du liquide). Cependant, une fois les chenaux de dunite formés, la conservation de la signature compositionnelle des liquides est possible.

(3) Rôle de la focalisation dans le transport des magmas

L'écoulement des liquides dans des chenaux dunitiques favorise la conservation de leur signature compositionnelle. Néanmoins, le mécanisme à l'origine de la formation des dunites et son impact sur la composition chimique des liquides sont mal déterminés. Kelemen et al. (1997) ont suggéré que la majorité des dunites est formée par la dissolution complète des pyroxènes de la péricratite par focalisation des magmas dans des chenaux de haute perméabilité. J'ai présenté

une étude expérimentale de l'effet de la focalisation des magmas sur le manteau environnant et sur la composition des liquides. Les résultats confirment que la focalisation peut expliquer à la fois la formation des chenaux dunitiques sous les rides médo-océaniques et la composition des MORB primitifs, en particulier leur sous-saturation en opx. En effet, la focalisation du magma induit des changements importants dans les coefficients de la réaction de fusion par décompression, en particulier, une augmentation majeure de la consommation d'opx, avec pour conséquences la suppression complète de l'opx (et du cpx) et la formation d'un résidu dunitique. Un rapport magma/roche de ~ 0.26 est suffisant pour produire une dunite à 0.5 GPa. Parallèlement, les liquides à l'équilibre avec ol (\pm sp) à basse pression (0.5 GPa) ont des teneurs en SiO₂ plus faibles et des concentrations en MgO, FeO et en éléments incompatibles (Na₂O, K₂O, TiO₂) plus fortes que les liquides produits par la fusion par décompression d'un manteau périclinal fertile et se projettent dans le champ des MORB primitifs dans le tétraèdre Fo – Di – Qz – Plg.

(4) Bilan et perspectives

Les données acquises au cours de cette thèse ont permis d'étendre notre connaissance des relations de fusion des pyroxénites, en particulier à des pressions peu étudiées (\leq 2 GPa). Elles contribuent aussi à enrichir la base de données expérimentales des compositions des liquides issus des pyroxénites, en particulier les compositions aux faibles degrés de fusion jusqu'à maintenant quasiment absentes de la littérature. Outre l'intérêt pour la constitution de base de données, ce travail permet de mieux comprendre la pétrogenèse des MORB et notamment le rôle des hétérogénéités mantelliques et des interactions magma/roche dans la genèse des MORB.

La Figure C.2 propose un scénario de genèse des MORB qui résume les principaux résultats obtenus dans cette étude :

- (0) Un manteau hétérogène constitué de lambeaux de pyroxénites dans un encaissant périclinal est entraîné dans un mouvement convectif ascendant sous une ride médo-océanique.
- (1) La fusion des pyroxénites à haute pression forme des liquides à néphéline normative.
- (2) La réaction de ces liquides avec le manteau périclinal subsolidus entraîne la formation de nouvelles hétérogénéités lithologiques (périclites et pyroxénites hybrides à grenat).
- (3) Ces nouvelles lithologies qui ont une faible perméabilité, bloquent l'infiltration supplémentaire de liquide et isolent les pyroxénites de leur encaissant. Lors de la décompression adiabatique, les corps de pyroxénites évoluent donc selon un processus proche de la fusion à l'équilibre jusqu'à ce que le manteau périclinal environnant franchisse son solidus.

Conclusions

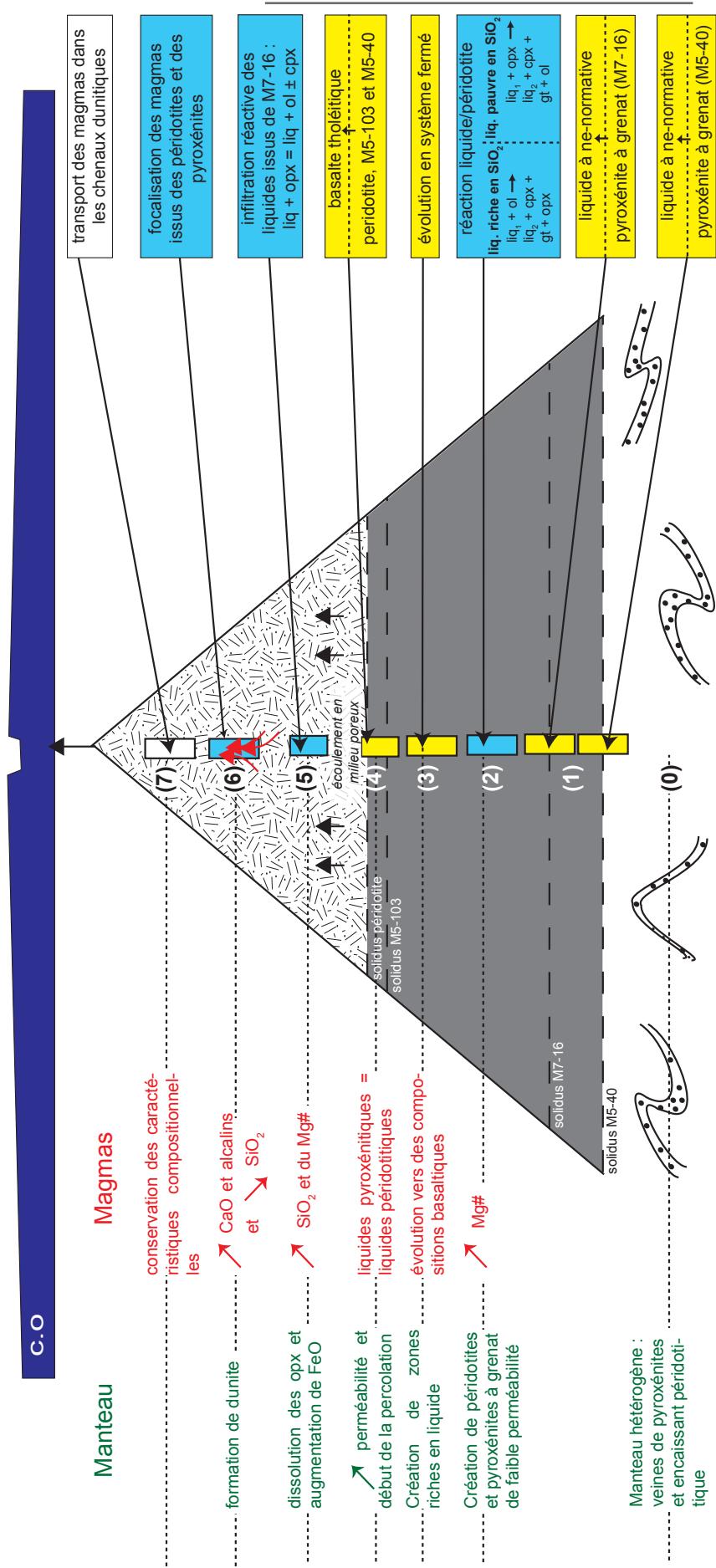


Figure C.2 Représentation schématique du scénario proposé pour la pétrogenèse des MORB à partir d'un manteau hétérogène (voir texte). Les processus de fusion sont en jaune et les processus d'interactions magma/roche sont en bleu. L'influence de chaque processus sur la composition chimique et minéralogique du manteau (en vert) et sur la composition chimique des liquides (en rouge) est indiquée à gauche de la figure. Le champ gris correspond à la zone où les pyroxénites sont fondues ; le champ hachuré correspond à la zone où les pyroxénites et péridotites sont partiellement fondues. c.o = croûte océanique.

(4) Une fois le solidus péricotitique franchit, un réseau interconnecté de liquide se forme à l'échelle du grain dans l'encaissant. Avec l'avancement du processus de fusion, la perméabilité augmente jusqu'à atteindre une valeur suffisante pour permettre la percolation des liquides produits par les corps pyroxénitiques.

(5) Les liquides issus des péricotites et des pyroxénites migrent alors vers la surface par écoulement en milieu poreux (*flèches noires verticales*). L'infiltration réactive de certains liquides pyroxénitiques, tels que ceux dérivés de M7-16, permet d'initier un processus de focalisation des liquides.

(6) La focalisation des magmas (*flèches rouges*) permet alors la formation d'un réseau de chenaux dunitiques.

(7) Le développement d'un réseau de dunites de haute perméabilité permet de drainer les magmas et de les isoler chimiquement des péricotites encaissantes, favorisant la conservation d'informations relatives au processus de fusion en profondeur (conditions de fusion, compositions des liquides, caractéristiques isotopiques de la source etc.).

Le travail réalisé au cours de cette thèse met en évidence l'importance des interactions magma/roche dans la compréhension de la pétrogenèse des MORB. La problématique est d'autant plus complexe dans le cas d'un manteau hétérogène puisque les réactions mises en jeu vont varier à la fois en fonction de l'origine des liquides et de la nature de la roche encaissante. Le défi scientifique est maintenant de réussir à incorporer ces processus d'interaction dans les modélisations de fusion d'un manteau hétérogène. Les outils tels que pMELTS peuvent aider à prendre en compte les réactions d'interaction dans les modèles de fusion mais les données expérimentales demeurent trop rares. Cette étude, ainsi que celles de Yaxley et Green (1998) et de Pilet et al. (2008), montrent que les réactions sont très contrastées en fonction de la composition des liquides, de la pression et du degré de fusion de la roche encaissante. A titre de perspective, je souhaiterais mettre l'accent sur la nécessité d'études expérimentales plus systématiques pour mieux comprendre les effets des interactions magma/roche.

La présence d'hétérogénéités dans les régions sources des basaltes est souvent déduite de leurs compositions isotopiques et en éléments traces. L'intérêt de l'extraction des liquides par microdikes est qu'elle permet d'obtenir des plages de liquide non affectées par la trempe et suffisamment larges pour permettre l'analyse de la composition en éléments traces des liquides, même pour des faibles degrés de fusion (Figures II.15-16). Au cours de cette thèse, j'ai analysé les compositions en éléments traces des liquides d'un certain nombre d'échantillons par ICP-MS à ablation laser à l'Institut de Minéralogie et de Géochimie de l'Université de Lausanne.

Faute de temps, ces analyses n'ont pas été présentées ici, mais je compte les exploiter rapidement pour déterminer les conditions de pression et de température dans lesquelles les liquides issus de pyroxénites peuvent reproduire les caractéristiques des MORB, telles que leur fort rapport Sm/Yb (e.g., Hirschmann et Stolper, 1996). Ces informations permettraient de définir plus précisément les mécanismes et les conditions de formation des MORB et donc de mieux contraindre les modèles de fusion du manteau hétérogène à l'aplomb des rideaux médio-océaniques.

Pour conclure, certaines pistes soulevées par les résultats expérimentaux mériteraient d'être explorées à l'aide de méthodes complémentaires :

- J'ai suggéré que les MORB primitifs riches en fer et pauvres en silice (Figure III.34) pourraient provenir d'une source contenant des hétérogénéités du type de la pyroxénite M7-16. Il serait intéressant d'étudier les caractéristiques isotopiques et en éléments traces de ces MORB « anormaux » pour savoir si elles révèlent la présence d'hétérogénéités dans la région-source de ces basaltes.

- Cette étude fournit de nouvelles données sur la composition des liquides issus des pyroxénites et notamment sur les compositions à faible degré de fusion. Ces données peuvent être utilisées pour étudier l'origine de certaines inclusions magmatiques. Par exemple, les inclusions dans les dunites océaniques de la Ride Gakkel décrites par Hellebrand et al. (2008) sont très sous-saturées en silice et très riches en alcalins, comme le sont les liquides de faible degré de fusion de M5-40. Il serait intéressant d'approfondir la comparaison pour déterminer si la fusion de pyroxénites du type de M5-40 est à l'origine de ces inclusions.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Adam J, Green TH, Day RA (1992)** An experimental study of two garnet pyroxenite xenoliths from the Bullenmerri and Gnotuk Maars of western Victoria, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111(4):505-514
- Albarède F, Provost A (1977)** Petrological and geochemical mass-balance equations: an algorithm for least-square fitting and general error analysis. *Computers & Geosciences* 3(2):309-326
- Allègre CJ, Schiano P, Lewin E (1995)** Differences between oceanic basalts by multitrace element ratio topology. *Earth and Planetary Science Letters* 129:1-12
- Allègre CJ, Turcotte DL (1986)** Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature* 323(6084):123-127
- Allègre CA, Minster JF (1978)** Quantitative model of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters* 38:1-25
- Ancey M, Bastenaire F, Tixier R (1978)** Application des méthodes statistiques en microanalyse. In: Maurice F, Meny L, Tixier R (eds) Microanalyse, microscopie à balayage, vol. *Les éditions du Physicien*, Orsay, pp 323-347
- Arndt NT, Goldstein SL (1989)** An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics* 161:201-212
- Asimow PD, Dixon JE, Langmuir CH (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(1): doi:10.1029/2003GC000568
- Asimow PD, Hirschmann MM, Stolper EM (2001)** Calculation of Peridotite Partial Melting from Thermodynamic Models of Minerals and Melts, IV. Adiabatic Decompression and the Composition and Mean Properties of Mid-ocean Ridge Basalts. *Journal of Petrology* 42(5):963-998
- Asimow PD, Stolper EM (1999)** Steady-state mantle-melt interactions in one dimension: equilibrium transport and melt focusing. *Journal of Petrology* 40(3):475-494
- Asimow PD, Ghiorso MS (1998)** Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist* 83:1127-1132
- Asimow PD (1997)** A thermodynamic model of adiabatic melting of the mantle. California Institute of Technology, Pasadena, p 370

Références

Asimow PD, Hirschmann MM, Ghiorso MS, O'Hara MJ, Stolper EM (1995) The effect of pressure-induced solid-solid phase transitions on decompression melting of the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(21):4489-4506

Aulbach S, Griffin WL, Pearson NJ, O'Reilly SY, Doyle BJ (2007) Lithosphere formation in the central Slave Craton (Canada): plume subcretion or lithosphere accretion? *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154:409-427

B

Baker MB, Beckett JR (1999) The origin of abyssal peridotites: a reinterpretation of constraints based on primary bulk compositions. *Earth and Planetary Science Letters* 171(1):49-61

Baker MB, Hirschmann MM, Ghiorso MS, Stolper EM (1995) Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations. *Nature* 375(6529):308-311

Baker MB, Stolper EM (1994) Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58(13):2811-2827

Barth M, Rudnick RL, Horn I, McDonough WF, Spicuzza M, Valley JW, Haggerty SE (2002) Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa: Part II. Origins the high MgO eclogites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66:4325-4345

Barth M, Rudnick RL, Horn I, McDonough WF, Spicuzza M, Valley JW, Haggerty SE (2001) Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa: Part I. A link between low MgO eclogites and Archean crust formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65:1499-1527

Batiza R (1984) Inverse relationship between Sr isotope diversity and rate of oceanic volcanism has implications for mantle heterogeneity. *Nature* 309:440-441

Beard BL, Fraracci KN, Taylor LA, Snyder GA, Clayton RN, Mayeda TK, Sobolev NV (1996) Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir Kimberlite, Yakutia, Russia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125:293-310

Beattie P (1993a) Geochemical and structural studies of the Lamont Seamount: seamounts as indicators of mantle processes. *Earth and Planetary Science Letters* 117:379-391

Beattie P (1993b) Uranium-Thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite. *Nature* 363:63-65

Becker H (1996) Crustal Trace Element and Isotopic Signatures in Garnet Pyroxenites from Garnet Peridotite Massifs from Lower Austria. *Journal of Petrology* 37(4):785-810

Bedini RM, Bodinier JL, Vernieres J (2002) Numerical simulation of Mg-Fe partitioning during melting and melt-rock interactions in the shallow upper mantle. In: *Orogenic Lherzolite Conference*, Japan

Bender JF, Langmuir CH, Hanson GH (1984) Petrogenesis of basalt glasses from the Tamayo region, East Pacific Rise. *Journal of Petrology* 25:213-254

Bird P (1979) Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res.* 84:7561-7571

Bizimis M, Sen G, Salters VJM, Keshav S (2005) Hf-Nd-Sr isotope systematics of garnet pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: evidence for a depleted component in Hawaiian volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69:2629-2646

Blichert-Toft J, Albarède F, Kornprobst J (1999) Lu-Hf Isotope Systematics of Garnet Pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: Implications for Basalt Origin. *Science* 283(5406):1303-1306

Bodinier J-L, Garrido CJ, Chanefo I, Brugruier O, Gerville F (2008) Origin of pyroxenite-peridotite veined mantle by refertilization reactions: evidence from the Ronda Peridotite (Southern Spain). *Journal of Petrology* 49(5):999-1025

Bodinier J-L, Godard M (2003) Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. In: *Carlson RW (ed) The Mantle and Core*, vol 2. Oxford, pp 103-170

Bodinier J-L (1988) Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, western Alps. *Tectonophysics* 149:67-88

Bodinier J-L, Guiraud M, Fabriès J, Dostal J, Dupuy C (1987) Petrogenesis of layered pyroxenites from the Lherz, Freychinède and Prades ultramafic bodies (Ariège, French pyrénées). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51:279-290

Bonatti E, Ligi M, Brunelli D, Cipriani A, Fabretti P, Ferrante V, Gasperini L, Ottolini L (2003) Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic Ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere. *Nature* 423:499-505

- Bourdon B, Zindler A, Elliot T, Langmuir CH (1996)** Constraints on mantle melting at mid-ocean ridges from global 238U-230Th disequilibrium data. *Nature* 384:231-235
- Bowen NL, Schairer JF (1935)** The system MgO-FeO-SiO₂. *American Journal of Science* 29:151-217
- Boyd FR, England JL (1960)** Apparatus for Phase-Equilibrium Measurements at Pressures up to 50 Kilobars and Temperatures up to 1750°C. *Journal of Geophysical Research* 65(2):741-748
- Braun MG (2004)** Petrologic and microstructural constraints on focused melt transport in dunites and the rheology of the shallow mantle. In: *Massachusetts Institute of Technology*, vol. Sc. B. Brown University, p 212
- Braun MG, Kelemen PB (2002)** Dunite distribution in the Oman Ophiolite: Implications for melt flux through porous dunite conduits. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 3(11): doi : 10.1029/2001GC000289

C

- Carmichael ISE, Turner FJ, Verhoogen J (1974)** Igneous Petrology, *New York and London*, pp.739
- Castillo PR, Klein EM, Bender JF, Langmuir CH, Shirey S, Batiza R, White W (2000)** Petrology and Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalt glasses from the 11°45'N to 15°00'N segment of the East Pacific Rise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1, 1999GC000024
- Cawthorn RG, Ford CE, Biggar GM, Bravo MS, Clarke DB (1973)** Determination of the liquid composition in experimental samples: discrepancies between microprobe analysis and other methods. *Earth and Planetary Science Letters* 21(1):1-5
- Chakraborty S (1997)** Rates and mechanisms of Fe-Mg interdiffusion in olivine at 980–1300°C. *Journal of Geophysical Research* 102:12317-12331
- Chakraborty S (1995)** Diffusion in silicate melts. In: Stebbins J, McMillan P, Dingwell D (eds) Structure, dynamics and properties of silicate melts, *Mineralogical Society of America*, Washington, pp. 411-503
- Chrifi-Aloaoui H (1997)** Thermométrie et Origine des Pyroxénites Peralumineuses : Cas des pyroxénites à Grenat-Corindon des Beni Bousera (Nord du Maroc). Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, pp 250
- Christie DM, Carmichael ISE, Langmuir CH (1986)** Oxidation states of mid-ocean ridge basalt glasses. *Earth and Planetary Science Letters* 79(3-4):397-411
- Cocker JD, Griffin BJ, Muehlenbachs K (1982)** Oxygen and carbon isotope evidence for seawater-hydrothermal alteration of the Macquarie Island ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters* 61:112-122
- Coleman RG, Wang X (1995)** Overview of the geology and tectonics of UHPM. In: Coleman RG, Wang X (eds) Ultrahigh Pressure Metamorphism. *Cambridge University Press*, Cambridge, pp 1-32
- Cooper KM, Eiler JM, Asimow PD, Langmuir CH (2004)** Oxygen isotope evidence for the origin of enriched mantle beneath the mid-Atlantic ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 220:297-316

D

- Daines MJ, Kohlstedt DL (1994)** The Transition from Porous to Channelized Flow Due to Melt/Rock Reaction During Melt Migration. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 21(2):145-148
- Dasgupta R, Hirschmann MM (2007)** A modified iterative sandwich method for determination of near-solidus partial melt compositions. II. Application to determination of near-solidus melt compositions of carbonated peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154:647-651
- Davies GR, Nixon PH, Pearson DG, Obata M (1993)** Tectonic implications of graphitised diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain. *Geology* 21:471-474
- Davis BTC (1964)** The system diopside-forsterite-pyrope at 40 kilobars. . In: *Carnegie Institution of Washington, Yearbook*, vol 63. pp 165-171
- Dessai AG, Markwick A, Vasellie O, Downes H (2004)** Granulite and pyroxenite xenoliths from the Deccan Trap: insight into the nature and composition of the lower lithosphere beneath cratonic India. *Lithos* 78:263-290
- Dick HJB (1989)** Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) Magmatism in the ocean basins., vol 42. *Geol Soc Spec Publ*, London, pp 71-105
- Dick HJB, Sinton JM (1979)** Compositional layering in Alpine peridotites: evidence for pressure solution creep in the mantle. *Journal of Geology* 87:403-416

- Dickey JS (1970)** Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrania de la Ronda and other examples. *Mineral Society American Special Paper* 3:33-49
- Donnelly KE, Goldstein SL, Langmuir CH, Spiegelman M (2004)** Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters* 226:347-366
- Downes H (2007)** Origin and significance of spinel and garnet pyroxenites in the shallow lithospheric mantle: Ultramafic massifs in orogenic belts in Western Europe and NW Africa. *Lithos* 99:1-24
- Ducea MN (2002)** Constraints on the bulk composition and root foundering rates of continental arcs: A California arc perspective. *Journal of geophysical Research* 107(B11):2304
- Dupré B, Allègre CJ (1983)** Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature* 303(5913):142-146

E

- Eiler JM, Schiano P, Kitchen N, Stolper EM (2000)** Oxygen-isotope evidence for recycled crust in the sources of mid-ocean-ridge basalts. *Nature* 403(6769):530-534
- Elthon D (1989)** Pressure of origin of primary mid-ocean ridge basalts. In: *Saunders A, Norry MJ (eds) Magmatism in Ocean Basins*, vol 42, pp 125-136
- Elthon D (1987)** Petrology of gabbroic rocks from the mid-Cayman Rise spreading center. *Journal of Geophysical Research* 92:658-682
- Elthon D, Scarfe CM (1984)** High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts. *American Mineralogist* 69:1-15
- Elthon D, Scarfe CM (1980)** High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt: Implications for the origin of mid-ocean ridge basalts. In: *Can Inst Wa Yrbk*, pp 277-281
- Elthon D (1979)** High magnesia liquids as the parental magma for ocean floor basalts. *Nature* 278(5704):514-518
- Engi M (1983)** Equilibria involving Al-Cr spinel: Mg-Fe exchange with olivine. Experiments, thermodynamic analysis, and consequences for geothermometry. *American Journal of Science* 283(A):29-71
- Escrig S, Schiano P, Schilling J-G, Allègre CJ (2005)** Rhenium-osmium isotope systematics in MORB from the Southern Mid-Atlantic Ridge (40°-50° S). *Earth and Planetary Science Letters* 235:528-548

F

- Falloon TJ, Green DH, Danyshevsky LV, McNeill AW (2008)** The composition of near-solidus partial melts of fertile peridotite at 1 and 1.5 GPa: Implications for the petrogenesis of MORB. *Journal of Petrology* 49(4):591-616
- Falloon TJ, Green DH, Danyushevsky LV (2001)** Peridotite melting at 1 GPa; reversal experiments on partial melt compositions produced by peridotite-basalt sandwich experiments. *Journal of Petrology* 42:2363-2390
- Falloon TJ, Danyushevsky LV (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(2):257-283
- Falloon TJ, Green DH, Danyushevsky LV, Faul UH (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(9):1343-1375
- Falloon TJ, Green DH, Hatton CJ, Harris KL (1988)** Anhydrous Partial Melting of a Fertile and Depleted Peridotite From 2 to 30 kb and Application to Basalt Petrogenesis. *Journal of Petrology* 29(6):1257-1282
- Faure F, Schiano P (2005)** Experimental investigation of equilibration conditions during forsterite growth and melt inclusion formation. *Earth and Planetary Science Letters* 236:882-898
- Fornari DJ, Perfit MR, Allan JF, Batiza R, Haymond R, Barone A, Ryan WBF, Smith T, Simkin T, Luckman MA (1988)** Geochemical and structural studies of the Lamont Seamount: seamounts as indicators of mantle processes. *Earth and Planetary Science Letters* 89:63-83
- France L, Ouillon N, Chazot G, Kornprobst J, Boivin P (2009)** CMAS 3D, a new program to visualize and project major elements compositions in the CMAS system. *Computers & Geosciences* 35:1304-1310

- Freer R, Carpenter MA, Long JVP, Reed SJB (1982)** «Null result» diffusion experiments with diopside: implications for pyroxene equilibria. *Earth and Planetary Science Letters* 58:285-292
- Frey FA, Walker N, Stakes D, Hart SR, Nielsen R (1993)** Geochemical characteristics of basaltic glasses from the AMAR and FAMOUS axial valleys, Mid-Atlantic Ridge (36°-37°N) petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 115:117-136
- Frey FA (1980)** The origin of pyroxenites and garnet pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: trace element evidence. *American Journal of Science* 280(A):427-449
- Fujii T, Scarfe CM (1985)** Composition of liquids coexisting with spinel lherzolite at 10 kbar and the genesis of MORBs. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 90(1):18-28

G

- Gamble RP, Taylor LA (1980)** Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate. *Earth and Planetary Science Letters* 47:21-33
- Gannoun A, Burton KW, Parkinson IJ, Alard O, Schiano P, Thomas LE (2007)** The scale and origin of the osmium isotope variations in mid-ocean ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 259(3-4):541-556
- Garlick GD, MacGregor ID, Vogel DE (1971)** Oxygen isotope ratios in eclogites from kimberlites. *Science* 172:1025-1027
- Garrido CJ, Bodinier J-L (1999)** Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: Evidence for persuasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere. *Journal of Petrology* 40:729-754
- Gast PW (1968)** Trace element fractionations and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32:1057-1086
- Ghent ED, Coleman RG, Hadley DG (1980)** Ultramafic inclusions and host alkali olivine basalts of the southern coastal plain of the Red Sea, Saudi Arabia. *American Journal of Science* 280(A):499-527
- Ghiorso MS, Hirschmann MM, Reiners PW, Kress III VC (2002)** The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 3(5): 10.1029/2001GC000217
- Ghiorso MS (1997)** Thermodynamic models of igneous processes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25:221-241
- Ghiorso MS, Sack RO (1995)** Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119(2):197-212
- Gill Ibarguchi I, Menda M, Girardeau J, Peucat J-J (1990)** Petrology of eclogites and clinopyroxene-garnet metabasites from the Cabo Ortegal Complex (northwestern Spain). *Lithos* 25:133-162
- Godard M, Bodinier JL, Vasseur G (1995)** Effects of mineralogical reactions on trace element redistributions in mantle rocks during percolation processes: a chromatographic approach. *Earth and Planetary Science Letters* 133:449-461
- Grand SP, van der Hilst R, Widjiantoro S (1997)** High resolution global tomography: a snapshot of convection in the Earth. *Geol. Soc. Am. Today* 7:1-7
- Green DH, Falloon TJ, Egging SM, Yaxley GM (2001)** Primary magmas and mantle temperatures. *Eur. J. Mineral.* 13:437-451
- Green DH, Hibberson WO, Jaques AL (1979)** Petrogenesis of mid-ocean ridge basalts. In: *McElhinney MW (ed) The Earth: Its Origin, Structure and Evolution*, London
- Green DH, Ringwood AE (1967)** The genesis of basaltic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 15(2):103-190
- Green DH, Ringwood AE (1963)** Mineral assemblage in a model for the upper mantle. *Journal of Geophysical Research* 70:5259-5268
- Gregory RT, Taylor HP (1981)** An oxygen isotope profile in a section of cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman: evidence for d₁₈O buffering of the oceans by deep (>5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research* 86(B4):2737-2755
- Griffin WL, O'Reilly SY, Ryan CG (1999)** The composition and origin of subcontinental lithospheric mantle. In: *Fei Y, Bertka CM, Mysen BO (eds) Mantle petrology: field observations and high-pressure experimentation*, Washington, pp 13-45

Références

- Grove TL, Kinzler RJ, Byan WB (1992)** Fractionation of Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB). *Geophysical Monograph* 71(281-310)
- Gu YJ, Dziewonski AM, Su W-J, Ekstrom G (2001)** Models of the mantle shear velocity and discontinuities in the pattern of lateral heterogeneities. *Journal of Geophysical Research* 106:11169-11199
- Gudfinnsson GH, Presnall DC (2000)** Melting Behaviour of Model Lherzolite in the System CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-FeO at 0.7-2.8 GPa. *Journal of Petrology* 41(8):1241-1269

\mathcal{H}

- Hart SR (1993)** Equilibration during mantle melting: a fractal tree model. *Proc. Nat. Acad. Sci.* 90:11,914-911,918
- Hart SR, Hauri HE, Oschmann LA, Whitehead JA (1992)** Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* 256:517-520
- Hart SR (1984)** A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* 309:753-757
- Hart SR, Schilling J-G, Powell JL (1973)** Basalts from Iceland and along the Reykjanes ridge: Sr isotope geochemistry. *Nature* 246:104-107
- Hauri E (1996)** Major-element variability in the Hawaiian mantle plume. *Nature* 382:415-419
- Helffrich G, Wood B (2001)** The Earth's Mantle. *Nature* 412:501-507
- Hellebrand E, Johnson KTM, Hammer JE, Suhr G, von der Handt A, Snow JE, Dick HJB (2008)** Chromite-Hosted Hydrous Melt Inclusions in Oceanic Dunites. *Eos Trans. AGU* 89(53), Abstract T42B-03
- Hémond C, Hofmann AW, Vlastelic I, Nauret F (2006)** Origin of MORB enrichment and relative trace element compatibilities along the Mid-Atlantic Ridge between 10° and 24°N. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7: doi:10.1029/2006GC001317.
- Herzberg C, Asimow PD, Arndt N, Niu Y, Lesher CM, Fitton JG, Cheadle MJ, Saunders AD (2007)** Temperature in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites and komatiites. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8(2): doi: 1029/2006GC001390
- Herzberg C, Raterron P, Zhang J (2000)** New experimental observations on the anhydrous solidus for peridotite KLB-1. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1(11): doi: 1029/2000GC000089
- Hess PC (1992)** Phase equilibria constraints on the Origin of Ocean Floor Basalts. *American Geophysical Union Monograph* 71:67-102
- Hills DV, Haggerty SE (1989)** Petrochemistry of eclogites from the Koidu Kimberlite Complex, Sierra Leone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103:397-422
- Hirose K, Fei Y, Ma Y, Mao H (1999)** The fate of subducted basaltic crust in the Earth's lower mantle. *Nature* 397:53-56
- 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(4):477-489
- Hirschmann MM, Ghiorso MS, Davis FA, Gordon SM, Mukherjee S, Grove TL, Krawczynski M, Medard E, Till CB (2008)** Library of experimental phase relations (LEPR): A database and Web portal for experimental magmatic phase equilibria data. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9(3): doi: 10.1029/2007GC001894
- Hirschmann MM, Dasgupta R (2007)** A modified iterative sandwich method for determination of near-solidus partial melt compositions. I. Theoretical considerations. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154:635-645
- Hirschmann MM, Kogiso T, Baker MB, Stolper EM (2003)** Alkaline magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. *Geology* 31(6):481-484
- Hirschmann MM (2000)** Mantle solidus: Experimental constraints and the effects of peridotite composition. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1(10): doi: 2000GC/000070
- Hirschmann MM, Asimow PD, Ghiorso MS, Stolper EM (1999a)** Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. III. Controls on isobaric melt production and effect of water on melt production. *Journal of Petrology* 40(5):831-851
- Hirschmann MM, Ghiorso MS, Stolper EM (1999b)** Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. II. Isobaric variations in melts near the solidus and owing to variable source composition. *Journal of Petrology* 40(2):297-313

- Hirschmann MM, Baker MB, Stolper EM (1998a)** The effect of alkalis on the silica content of mantle-derived melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62(5):883-902
- Hirschmann MM, Ghiorso MS, Wasylenki LE, Asimow PD, Stolper EM (1998b)** Calculation of Peridotite Partial Melting from Thermodynamic Models of Minerals and Melts. I. Review of Methods and Comparison with Experiments. *Journal of Petrology* 39(6):1091-1115
- Hirschmann MM, Stolper EM (1996)** A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the «garnet signature» in MORB. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 124(2):185-208
- Hoffer G (2008)** 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. Département des Sciences de la Terre, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, p 320
- Hofmann AW (2003)** Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and traces elements. In: Carlson RW (ed) *The Mantle and Core*, vol 2. Oxford, pp 61-101
- Holloway JR, Wood BJ (1988)** Simulating the Earth. In: *Experimental geochemistry*, Boston, Massachusetts, p 196

I, J

- Irving AJ (1980)** Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle. *American Journal of Science* 280(A):389-426
- Irving AJ (1974)** Geochemical and High Pressure Experimental Studies of Garnet Pyroxenite and Pyroxene Granulite Xenoliths from the Delegate Basaltic Pipes, Australia. *Journal of Petrology* 15(1):1-40
- Ito K, Kennedy GC (1974)** The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressures. *Journal of Geology* 82:383-392
- Iwamori H (1993)** A model for disequilibrium mantle melting incorporating melt transport by porous and channel flows. *Nature* 366:734-737
- Jackson MD, Ohnenstetter M (1981)** Peridotite and gabbroic structures in the Monte Maggiore Massif, Alpine Corsica. *Journal of Geology* 89:703-719
- Jacob DE (2004)** Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites. *Lithos* 77:295-316
- Jacob DE, Jagoutz E, Lowry D, Matthey D, Kudrjavtseva G (1994)** Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58:5191-5207
- Jahn B, Fan Q, Yang J-J, Henin O (2003)** Petrogenesis of the Maowu pyroxenite–eclogite body from the UHP metamorphic terrane of Dabieshan: chemical and isotopic constraints. *Lithos* 70:243-267
- Janney PE, Le Roex AP, Carlson RW (2005)** Hafnium Isotope and Trace Element Constraints on the Nature of Mantle Heterogeneity beneath the Central Southwest Indian Ridge (13°E to 47°E). *Journal of Petrology* 46(12):2427-2464
- Jaques AL, Green DH (1980)** Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73:287-310
- Johannes WJ, Bode B (1978)** Loss of iron to Pt-container in melting experiments with basalts and a method to reduce it. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 67:221-225
- Johannes WJ, Bell PM, Mao HK, Boettcher AL, Chipman DW, Hays JF, Newton RC, Seifert F (1971)** An interlaboratory comparison of piston-cylinder pressure calibration using the albite breakdown reaction. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 32:24-38
- Johnson KTM, Kushiro I (1992)** Segregation of high pressure partial melts from peridotite using aggregate of diamond: a new experimental approach. *Geophysical Research Letters* 19(16):1703-1706
- Johnson KTM, Dick HJB, Shimizu N (1990)** Melting in the Oceanic Upper Mantle: An Ion Microprobe Study of Diopsides in Abyssal Peridotites. *Journal of Geophysical Research* 95(B3):2661-2678
- Jull M, Kelemen PB (2001)** On the conditions for lower crustal convective instability. *Geophysical Research Letters* 106(B4):6423-6446

K

- Kamenetsky VS, Maas R (2002)** Mantle-melt Evolution (Dynamic Source) in the Origin of a Single MORB Suite: a Perspective from Magnesian Glasses of Macquarie Island. *Journal of Petrology* 43(10):1909-1922
- Kamenetsky VS, Eggin SM, Crawford AJ, Green DH, Gasparon M, Falloon TJ (1998)** Calcic melt inclusions in primitive olivine at 43°N MAR: evidence for melt-rock reaction/melting involving clinopyroxene-rich lithologies during MORB generation. *Earth and Planetary Science Letters* 160(1-2):115-132
- Karason H, van der Hilst R (2000)** Constraints on mantle convection from seismic tomography. In: Richards MR, Gordon R, van der Hilst R (eds) *The History and Dynamics of Global Plate Motion*. American Geophysical Union, vol 121. *Geophysical Monograph*, Washington, DC, pp 277-288
- Kawamoto T, Hirose K (1994)** Au-Pd sample containers for melting experiments on iron and water bearing systems. *Eur. J. Mineral* 6:381-385
- Kay RW, Kay SM (1988)** Petrology and geochemistry of the lower continental crust: an overview. In: Dawson JB, Carswell DA, Hall J, K.H W (eds) *The nature of the lower continental crust*, vol. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, London
- Kelemen PB, Hirth G, Shimizu N, Spiegelman M, Dick HJB (1997)** A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 355(1723):283-318
- Kelemen PB, Shimizu N, Salters VJM (1995a)** Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature* 375(6534):747-753
- Kelemen PB, Whitehead JA, Aharonov E, Jordahl KA (1995b)** Experiments on flow focusing in soluble porous media, with applications to melt extraction from the mantle. *Journal of Geophysical Research* 100:475-496
- Kelemen PB, Joyce DB, Webster JD, Holloway JR (1990)** Reaction Between Ultramafic Rock and Fractionating Basaltic Magma II. Experimental Investigation of Reaction Between Olivine Tholeiite and Harzburgite at 1150-1050°C and 5 kb. *Journal of Petrology* 31(1):99-134
- Kellogg LH (1992)** Mixing in the Mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 20:365-388
- Kellogg LH, Turcotte DL (1986)** Homogenization of the mantle by convective mixing and diffusion. *Earth and Planetary Science Letters* 81:371-378
- Kellogg LH, Turcotte DL (1987)** Homogenization of the mantle by convective mixing and diffusion. *Earth and Planetary Science Letters* 81:371-378
- Kerr AC, Saunders AD, Tarney AD, Berry NH, Hards VL (1995)** Depleted mantle-plume geochemical signatures: no paradox for plume theories. *Geology* 23:843-846
- Keshav S, Gudfinnsson GH, Sen G, Fei Y (2004)** High-pressure melting experiments on garnet clinopyroxenite and the alkalic to tholeiitic transition in ocean-island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 223(3-4):365-379
- Kinzler RJ (1997)** Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis. *Journal of geophysical Research* 102(B1):853-874
- Kinzler RJ, Grove TL (1993)** Corrections and further discussion of Primary magmas of Mid-Ocean Ridge Basalts, 1 and 2. *Journal of geophysical Research* 98(B12):22339-22347
- Kinzler RJ, Grove TL (1992a)** Primary magmas of Mid-Ocean Ridge Basalts 1. Experiments and Methods. *Journal of geophysical Research* 97(B5):6885-6906
- Kinzler RJ, Grove TL (1992b)** Primary magmas of Mid-Ocean Ridge Basalts 2. Applications. *Journal of geophysical Research* 97(B5):6907-6926
- Klein EM (2003a)** Earth science: spread thin in the Arctic. *Nature* 423:932-933
- Klein EM (2003b)** Geochemistry of the igneous oceanic crust. In: *Rudnick RL (ed) The crust*, vol 3. Oxford, pp 433-463
- Klein EM, Langmuir CH (1989)** Local Versus Global Variations in Ocean Ridge Basalt Composition: A Reply. *Journal of Geophysical Research* 94(B4):4241-4252
- Klein EM, Langmuir CH (1987)** Global Correlations of Ocean Ridge Basalt Chemistry with Axial Depth and Crustal Thickness. *Journal of Geophysical Research* 92(B8):8089-8115
- Klügel A, Klein EM (2005)** Complex storage and ascent at embryonic submarine volcanoes from the Madeira Archipelago. *Geology* 34:337-340
- Kogiso T, Hirschmann MM (2006)** Partial melting experiments of bimimetic eclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 249(3-4):188-199

Références

- Kogiso T, Hirschmann MM, Pertermann M (2004a)** High-pressure Partial Melting of Mafic Lithologies in the Mantle. *Journal of Petrology* 45(12):2407-2422
- Kogiso T, Hirschmann MM, Reiners PW (2004b)** Length scales of mantle heterogeneities and their relationship to ocean island basalt geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68(2):345-360
- Kogiso T, Hirschmann MM, Frost DJ (2003)** High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 216(4):603-617
- Kogiso T, Hirschmann M (2001)** Experimental study of clinopyroxenite partial melting and the origin of ultracalcic melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142(3):347-360
- Kogiso T, Hirose K, Takahashi E (1998)** Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 162(1-4):45-61
- Kohlstedt DL, Mackwell SJ (1998)** Diffusion of hydrogen and intrinsic points defects in olivine. *Z. Phys. Chem.* 207:147-162
- Kohlstedt DL (1991)** Structure, rheology, and permeability of partially molten rocks at low melt fractions. In: Phipps Morgan J, Blackman DK, Sinton JM (eds) *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges. Geophysical Monograph*, AGU vol 71, pp 103-122
- Kornprobst J, Piboule M, Roden M, Tabit A (1990)** Corundum-bearing Garnet Clinopyroxenites at Beni Bousera (Morocco): Original Plagioclase-rich Gabbros Recrystallized at Depth within the Mantle? *Journal of Petrology* 31(3):717-745
- Kornprobst J (1974)** Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc Septentrional). In: *Notes et Mémoires du service géologique du Maroc* N°251, vol., p 256
- Kornprobst J (1971)** Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif. Faculté des sciences de Paris, pp. 376
- Kornprobst J (1970)** Les peridotites et les pyroxénolites du massif ultrabasique des Beni Bouchera: une étude expérimentale entre 1100 et 1550°C sous 15 à 30 kilobars de pression seche. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 29:290-309
- Kornprobst J (1969)** Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc): Etude des peridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxénolites, à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 23(4):283-322
- Kubo K (2002)** Dunite Formation Processes in Highly Depleted Peridotite: Case Study of the Iwanaidake Peridotite, Hokkaido, Japan. *Journal of Petrology* 43(3):423-448
- Kumar N, Reisberg L, Zindler A (1996)** A major and trace element and strontium, neodymium, and osmium isotopic study of a thick pyroxenite layer from the Beni Bousera Ultramafic Complex of northern Morocco. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(8):1429-1444
- Kuno H, Aoki K-I (1970)** Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 3:273-301
- Kushiro I, Mysen BO (2002)** A possible effect of melt structure on the Mg-Fe²⁺ partitioning between olivine and melt. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 66:2267-2272
- Kushiro I, Walker MJ (1998)** Mg-Fe partitioning between olivine and mafic-ultramafic melts. *Geophysical Research Letters* 25:2337-2340
- Kushiro I (1996)** Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: an experimental study using aggregates of diamond. In: Basu A, Hart S (eds) *Earth Processes: Reading the Isotopic Code, Geophysical Monograph* vol 95, p 437
- Kushiro I (1969)** The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *American Journal of Science* 267(A):269-294



- La Tourette TK, Kennedy AK, Wassenburg GJ (1993)** Thorium-Uranium fractionation by garnet: evidence for a deep source and rapid rise of oceanic basalts. *Science* 261:739-742
- Lacroix A (1893)** Les enclaves des roches volcaniques, Paris, p 710
- Lambart S, Laporte D, Schiano P (2009)** An experimental study of focused magma transport and basalt-peridotite interactions beneath mid-ocean ridges: implications for the generation of primitive MORB composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 157(429-451)
- Langmuir CH, Klein EM, Plank T (1992)** Petrological Systematics of Mid-Ocean Ridge Basalts: Constraints on Melt Generation Beneath Ocean Ridges. *American Geophysical Union Monograph* 71:183-280

Références

- Langmuir CH, Bender JF, Bence AE, Hanson GN, Taylord SR (1977)** Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 36:133-156
- Laporte D, Schiano P, Boivin P (2006)** The composition of low degree melts of fertile peridotites at 1 and 1.3 GPa. In: *EMPG XI (XIth International Symposium on Experimental Mineralogy, Petrology and Geochemistry)*, Bristol
- Laporte D, Toplis M, 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(4):463-484
- Lassister JC, Hauri EH, Reiners PW, Garcia MO (2000)** Generation of Hawaiian post-erosional lavas by melting of a mixed lherzolite/pyroxenite source. *Earth and Planetary Science Letters* 178:269-284
- Laubier M, Schiano P, Doucelance R, Ottolini L, Laporte D (2007)** Olivine-hosted melt inclusions and melting processes beneath the FAMOUS zone (Mid-Atlantic Ridge). *Chemical Geology* 240(1-2):129-150
- Le Roux PJ, Le Roex AP, Schilling J-G, Shimizu N, Perkins WW, Pearce NJG (2002a)** Mantle heterogeneity beneath the southern Mid-Atlantic Ridge: trace element evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 203(1):479-498
- Le Roux PJ, Le Roex AP, Schilling J-G (2002b)** MORB Melting Processes Beneath the Southern Mid-Atlantic Ridge (40-55° S): A Role for Mantle Plume-Derived Pyroxenite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144:206-229
- Lee C-TA, Cheng X, Horodyskyj U (2006)** The development and refinement of continental arcs by primary basaltic magmatism, garnet pyroxenite accumulation, basaltic recharge and delamination: insights from the Sierra Nevada, California. . *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151:22-242
- Lesher CE, Walker D (1988)** Cumulate maturation and melt migration in a temperature gradient. *Journal of Geophysical Research* 93:10295-10311
- Lissenberg CJ, Dick HJB (2008)** Melt–rock reaction in the lower oceanic crust and its implications for the genesis of mid-ocean ridge basalt. *Earth and Planetary Science Letters* 271:311-325
- Liu T-C, Presnall DC (2000)** Liquidus phase relations in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ at 2.0 GPa: application to basalt formation, eclogites and igneous sapphirine. *Journal of Petrology* 41:3-20
- Liu Y, Gao S, Lee C-TA, Hu S, Liu X, Yuan H (2005)** Melt–peridotite interactions: Links between garnet pyroxenite and high-Mg# signature of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 234:39-57
- Longhi J, Bertka CM (1996)** Graphical analysis of pigeonite-augite liquidus equilibria. *American Mineralogist* 81:682-695
- Longhi J, Walker D, Hays JF (1978)** The distribution of Fe and Mg between olivine and lunar basaltic liquids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42:1545-1558
- Loubet M, Allègre CJ (1982)** Trace elements in orogenic lherzolites reveal the complex history of the upper mantle. *Nature* 298:809-814
- Lundstrom CC, Gill J, Williams Q (2000)** A geochemically consistent hypothesis for MORB generation. *Chemical Geology* 162(2):105-126
- Luth WC, Ingamells CO (1965)** Gel preparation of starting materials for hydrothermal experimentation. *American Mineralogist* 50:255-258



- Macdonald K, Sempere JC, Fox PJ (1984)** East Pacific Rise from Siqueiros to Orozco fracture zones: along-strike continuity of axial neovolcanic zone and structure and evolution of overlapping spreading centers. *Journal of Geophysical Research* 89:6049-6069
- MacGregor ID, Carter JL (1970)** The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor Mine, South Africa. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 3:391-397
- Magnani M, Fujii T, Orihashi Y, Yasuda AY, Hirata T (2006)** Evidence of primitive melt heterogeneities preserved in plagioclase-hosted melt inclusions of South Atlantic MORB. *Geochemical Journal* 40:227-290
- Mattey D, Lowry D, Macpherson C (1994)** Oxygen isotope composition of mantle peridotite. *Earth and Planetary Science Letters* 128:231-241
- Mattey D, Macpherson C (1993)** High-precision oxygen isotope microanalysis of ferromagnesian minerals by laser-fluorination. *Earth and Planetary Science Letters* 105:305-318

Références

- Mazzucchelli M, Rivalenti G, Brunelli D, Zanetti A, Boari E (2009)** Formation of Highly Refractory Dunite by Focused Percolation of Pyroxenite-Derived Melt in the Balmuccia Peridotite Massif (Italy). *Journal of Petrology* 50(7):1205-1233
- McDade P, Wood BJ, Van Westrenen W, Brooker R, Gudmundsson G, Soulard H, Najorka J, Blundy J (2002)** Pressure corrections for a selection of piston-cylinder cell assemblies. *Mineral Mag* 66(6):1021-1028
- McKenzie D, O'Nions RK (1991)** Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations. *Journal of Petrology* 32(5):1021-1091
- McKenzie D, Bickle MJ (1988)** The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere. *Journal of Petrology* 29(3):625-679
- McKenzie D, O'Nions RK (1983)** Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature* 301:229-331
- McKenzie D, Roberts J, Weiss N (1973)** Numerical models of convection in the Earth's mantle. *Tectonophysics* 19:89-103
- Médard E, Schmidt MW, Schiano P, Ottolini L (2006)** Melting of Amphibole-bearing Wehrlites: an Experimental Study on the Origin of Ultra-calcic Nepheline-normative Melts. *Journal of Petrology* 47(3):481-504
- Médard E, Schmidt MW, Schiano P (2004)** Liquidus surfaces of ultra-calcic primitive melts: formation conditions and sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148:201-215
- Meibom A, Anderson DL (2003)** The statistical upper mantle assemblage. *Earth and Planetary Science Letters* 217:123-139
- Melcher F, Meisel T, Puhl J, Koller F (2002)** Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. *Lithos* 65:69-112
- Melson WG, O'Hearn T (2003)** Smithsonian volcanic glass file. Petrological Database of the Ocean Floor
- MELT seismic team (1998)** Imaging the deep seismic structure beneath a mid-ocean ridge. *Science* 280:1216-1218
- Merrill RB, Wyllie PJ (1973)** Absorption of iron by platinum capsules in high pressure rock melting experiments. *American Mineralogist* 58:16-20
- Meysen CM, Ludden JN, Humler E, Luais B, Toplis MJ, Mével C, Storey M (2005)** New insights into the origin and distribution of the DUPAL isotope anomaly in the Indian Ocean mantle from MORB of the Southwest Indian Ridge. *Geochemistry Geophysical Geosystems* 6(11):doi:10.1029/2005GC000979
- Michael PJ (1995)** Regionally distinctive sources of depleted MORB: evidence from trace elements and H₂O. *Earth and Planetary Science Letters* 131:301-320
- Michael PJ, Schilling J-G (1989)** Chlorine in mid-ocean ridge magmas: evidence for assimilation of seawater-influenced components. *Geochimica Cosmochimica Acta* 53:3131-3143
- Milholland CS, Presnall DC (1998)** Liquidus phase relations in the CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ system at 3.0 GPa; the aluminous pyroxene thermal divide and high pressure fractionation of picrite and komatiitic magmas. *Journal of Petrology* 39:3-27
- Montanini A, Tribuzio R, Thirlwall M (2006)** Garnet pyroxenite layers from the mantle peridotites of the Northern Apennine ophiolites, Italy: Evidence for recycling of crustal material? *Geochimica and Cosmochimica Acta* 70(18-1):A426
- Morgan Z, Liang Y (2005)** An experimental study of the kinetics of lherzolite reactive dissolution with applications to melt channel formation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150(4):369-385
- Morgan Z, Liang Y (2003)** An experimental and numerical study of the kinetics of harzburgite reactive dissolution with applications to dunite dike formation. *Earth and Planetary Science Letters* 214(1-2):59-74
- Mysen BO, Kushiro I (1977)** Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *American Mineralogist* 62:843-865

- Nauret F, Abouchami W, Galer SJG, Hofmann AW, Hémond C, Chauvel C, Dymant J (2006)** Correlated trace element-Pb isotope enrichments in Indian MORB along 10°–20°S, Central Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 245:137-152
- Navon O, Stolper EM (1987)** Geochemical consequences of melt percolation - the upper mantle as a chromatographic column. *Journal of Geology* 95:285-307
- Neal CR, Taylor LA, Davidson JP, Holden P, Halliday AN, Nixon PH, Paces JB, Clayton RN, Mayeda TK (1990)** Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, Part 2: Sr, Nd, and O isotope geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters* 99:362-379

Références

- Niu Y, Regelous M, Wendt IJ, Batiza R, O'Hara MJ (2002)** Geochemistry of near-EPR seamounts: importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component. *Earth and Planetary Science Letters* 199:327-345
- Niu Y, Collerson KD, Batiza R, Wendt JI, Regelous M (1999)** Origin od enriched-type mid-ocean ridge basalt at ridges far from mantle plumes: The East Pacific Rise at 11°20'N. *Journal of Geophysical Research* 104(B4):7067-7087
- Niu Y (1997)** Mantle Melting and Melt Extraction Processes beneath Ocean Ridges: Evidence from Abyssal Peridotites. *Journal of Petrology* 38(8):1047-1074
- Niu Y, Batiza R (1997)** Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 148(3-4):471-483
- Niu Y, Hekinian R (1997)** Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature* 385(6614):326-329
- Niu Y, Langmuir CH, Kinzler RJ (1997)** The origin of abyssal peridotites: a new perspective. *Earth and Planetary Science Letters* 152(1-4):251-265
- Niu Y, Waggoner DG, Sinton JM, Moahoney JJ (1996)** Mantle source heterogeneity and melting processes beneath seafloor spreading centers: The East Pacific Rise, 18°-19°S. *Journal of Geophysical Research* 101(B12):27711-27733
- Niu Y, Batiza R (1993)** Chemical Variation Trends at Fast and Slow Spreading Mid-Ocean Ridges. *Journal of Geophysical Research* 98(B5):7787-7902
- Niu Y, Batiza R (1991)** An Empirical Method for Calculating Melt Compositions Produced Beneath Mid-Ocean Ridges: Application for Axis and Off-Axis (Seamounts) Melting. *Journal of Geophysical Research* 96(B13):21753-21777
- Nolet G, Allen R, Zhao D (2007)** Mantle plume tomography. *Chemical Geology* 241:248-263

O

- O'Hara MJ, Mathews RE (1981)** Geochemical evolution in a advancing periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. *Journal of the Geological Society* 138(3):237-277
- O'Hara MJ (1977)** Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Nature* 266:503-507
- O'Hara MJ (1972)** Data reduction and projection schemes for complex compositions. In: *Universities EaM (ed) Progress in experimental petrology - third progress report of research*, NERC, pp 103-126
- O'Hara MJ (1968a)** Are Ocean Floor Basalts Primary Magma? *Nature* 220(5168):683-686
- O'Hara MJ (1968b)** The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth-Science Reviews* 4:69-133
- O'Hara MJ, Yoder HS (1967)** Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. *Scottish Journal of Geology* 3:67-117
- O'Hara MJ (1965)** Primary magmas and the origin of basalts. *Scot. J Geol* 1:19-40
- Obata M (1980)** The Ronda peridotite: garnet-spinel and plagioclase lherzolite facies and the P-T trajectories of a high temperature mantle intrusion. *Journal of Petrology* 21:533-572
- Obata M, Dickey JS (1976)** Phase relations of mafic layers in the Ronda peridotite. *Carnegie Institution of Washington Yearbook* 75:562-566
- Oxburgh ER (1980)** Heat flow and magma genesis. In: Hargraves RB (ed) *Physics of Magmatic Processes*, vol. *Princeton University Press*, Princeton, pp 161-199

P

- Pearson DG, Nowell GM (2004)** Re-Os and Lu-Hf Isotope Constraints on the Origin and Age of Pyroxenites from the Beni Bousera Peridotite Massif: Implications for Mixed Peridotite-Pyroxenite Mantle Sources. *Chemical Geology* 208:29-59
- Pearson DG, Canil D, Shirey S (2003)** Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. In: *Carlson RW (ed) The Mantle and Core*, vol 2. Oxford, pp 171-276

Références

- Pearson DG, Nixon PH (1996)** Diamonds in young orogenic belts: graphitised diamonds from Beni Bousera, N. Morocco, a comparison with kimberlite-derived diamond occurrences and implications for diamond genesis and exploration. *Journal of Petrology* 45(2):439-455
- Pearson DG, Davies GR, Nixon PH (1993)** Geochemical Constraints on the Petrogenesis of Diamond Facies Pyroxenites from the Beni Bousera Peridotite Massif, North Morocco. *Journal of Petrology* 34(1):125-172
- Pearson DG, Davies GR, Nixon PH, Greenwood PB, Matthey DP (1991)** Oxygen isotope evidence for the origin of pyroxenites in Beni Bousera peridotite massif, North Morocco; derivation from subducted oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 102:289-301
- Pearson DG, Davies GR, Nixon PH, Milledge HJ (1989)** Graphitized diamonds from a peridotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences. *Nature* 338:60-62
- Pertermann M, Hirschmann MM (2003a)** Anhydrous Partial Melting Experiments on MORB-like Eclogite: Phase Relations, Phase Compositions and Mineral-Melt Partitioning of Major Elements at 2-3 GPa. *Journal of Petrology* 44(12):2173-2201
- Pertermann M, Hirschmann MM (2003b)** Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenite between 2 and 3 GPa: Constraints on the presence of pyroxenite in basalt source regions from solidus location and melting rate. *Journal of Geophysical Research* 108.(B2): doi: 10.1029/2000JB000118
- Peslier AH, Francis D, Ludden J (2002)** The lithospheric mantle beneath continental margins: melting and melt-rock reaction in Canadian Cordillera xenoliths. *Journal of Petrology* 43(11):2013-2047
- Phipps Morgan J (2001)** Thermodynamics of pressure release melting of a veined plum pudding mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2(4): doi: 10.1029/2000GC000049
- Phipps Morgan J, Forsyth DW (1988)** Three-dimensional flow and temperature perturbations due to a transform offset: Effects on oceanic crustal and upper mantle structure. *Journal of Geophysical Research* 93:2955-2966
- Piccardo GB, Vissers RLM (2007)** The pre-oceanic evolution of the Erro-Tobbio peridotite (Voltri Massif, Ligurian Alps, Italy). *Journal of Geodynamics* 43(4-5):417-449
- Pickering-Witter J, Johnston AD (2000)** The effects of variable bulk composition on the melting systematics of fertile peridotitic assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140(2):190-211
- Pilet S, Baker MB, Stolper EM (2008)** Metasomatized Lithosphere and the Origin of Alkaline Lavas. *Science* 320(5878):916-919
- Pilet S, Hernandez J, Sylvester P, Poujol M (2005)** The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters* 236:148-166
- Plank T, Langmuir CH (1992)** Effects of the Melting Regime on the Composition of the Oceanic Crust. *Journal of Geophysical Research* 97(B13):19749-19770
- Polv   M, Allègre CJ (1980)** Orogenic lherzolite complexes studied by 87Rb-87Sr: a clue to understand the mantle convection processes? *Earth and Planetary Science Letters* 51:71-93
- Porreca C, Selverstone J, Samuels K (2006)** Pyroxenite xenoliths from the Rio Puerco volcanic field, New Mexico: Melt metasomatism at the margin of the Rio Grande rift. *Geosphere* 2:333-351
- Presnall DC, Gudfinnsson GH, Walter MJ (2002)** Generation of mid-ocean ridge basalts at pressure from 1 to 7 GPa. *Geochimica Cosmochimica Acta* 66:2073-2090
- Presnall DC, Dixon SA, Dixon JR, O'Donnell TH, Brenner NL, Schrock RL, Ducus DW (1978)** Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite at 1 atm to 20 kbar; their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66:203-220
- Putirka KD (2008a)** Excess temperatures at ocean islands: Implications for mantle layering and convection. *Geology* 36:283-286
- Putirka KD (2008b)** Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Rev. Mineral. Geochem* 69:61-120
- Putirka KD, Perfit MR, Ryerson FJ, Jackson MG (2007)** Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chemical Geology* 241:177-206
- Putirka KD, Ryerson FJ, Mikaelian H (2003)** New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria. *American Mineralogist* 88:1542-1554
- Putirka KD (1999)** Clinopyroxene+liquid equilibrium to 100 kbar and 2450 K. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135:151-163
- Putirka KD, Johnson M, Kinzler RJ, Walker D (1996)** Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123:92-108

Q, R

Quick JE (1981) Petrology and petrogenesis of the Trinity Peridotite, an upper mantle diapir in the Eastern Klamath Mountains, Northern California. *Journal of Geophysical Research* 86(B12):11,837-811,863

Rampone E, Romairone A, Hofmann AW (2004) Contrasting bulk and mineral chemistry in depleted mantle peridotites: evidence for reactive porous flow. *Earth and Planetary Science Letters* 218(3-4):491-506

Reid I, Jackson HR (1981) Oceanic spreading rate and crustal thickness. *Mar. Geophys. Res.* 5:165-172

Remaïdi M (1993) Etude pétrologique et géochimique d'une association de péridotites refractaires-pyroxénites dans le Massif de Ronda (Espagne). Université de Montpellier II, pp. 437

Reverdatto VV, Selyatitskiy AY, Carswell DA (2008) Geochemical distinctions between "crustal" and mantle-derived peridotites/pyroxenites in high/ultrahigh pressure metamorphic complexes. *Russian Geology and Geophysics* 49:73-90

Rhodes JM, Dungan MA, Blanchard DP, Long PE (1979) Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22°N on the mid-Atlantic ridge. *Tectonophysics* 55:35-61

Ritsema J, Jan van Heijst H, Woodhouse JH (1999) Complex Shear Wave Velocity Structure Imaged Beneath Africa and Iceland. *Science* 286(5446):1925-1928

Robertson GS, Woodhouse JH (1999) Constraints on lower mantle physical properties from seismology and mineral physics. *Earth and Planetary Science Letters* 143:197-205

Robinson CJ, Bickle MJ, Minshull TA, White RS, Nichols ARL (2001) Low degree melting under the Southwest Indian Ridge: the roles of mantle temperature, conductive cooling and wet melting. *Earth and Planetary Science Letters* 188:383-398

Robinson JAC, Wood BJ, Blundy JD (1998) The beginning of melting of fertile and depleted peridotite at 1.5 GPa. *Earth and Planetary Science Letters* 155(1-2):97-111

Roeder PL, Emslie RF (1970) Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 19:275-289

Rubie DC, van der Hilst R (2001) Processes and consequences of deep subduction: introduction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 127:1-7

S

Salter VJM, Bourdon B, Elliott TE (1994) Constraints on the MORB melting regime based on the Lu-Hf, Sm-Nd and U-Th systematics. *Mineralogical Magazine* 58A: 799-800

Salter VJM, Dick HJB (2002) Mineralogy of the mid-ocean-ridge basalt source from neodymium isotopic composition of abyssal peridotites. *Nature* 418(6893):68-72

Santos JF, Schärer U, Gil Ibarguchui JI, Girardeau J (2002) Genesis of pyroxenite-rich peridotite at Cabo Ortegal (NW Spain): geochemical and Pb-Sr-Nd isotope data. *Journal of Petrology* 43(1):17-43

Schairer JF, Yoder HS (1962) Pyroxenes : The system diopside-enstatite-silica. In: *Washington CI (ed) Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab., 1961-1962*, pp 75-82

Schiano P (2003) Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth-Science Reviews* 63:121-144

Schiano P, Eiler JM, Hutcheon ID, Stolper EM (2000) Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: Evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1(5): 1999GC000032

Schiano P, Birck J-L, Allègre CJ (1997) Osmium-strontium-neodymium-lead isotopic covariations in mid-ocean ridge basalt glasses and the heterogeneity of the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 150(3-4):363-379

Schmickler B, Jacob DE, Foley SF (2004) Eclogite xenoliths from the Kuruman kimberlites, South Africa: geochemical fingerprinting of deep subduction and cumulate processes. *Lithos* 75(1-2):173-207

Schulze DJ (1989) Constraints on the abundance of eclogite in the upper mantle. *Journal of Geophysical Research* 94(B4):4205-4212

Références

- Schulze DJ, Valley JW, Viljoen KS, Spicuzza MJ (2003)** Oxygen isotope composition of mantle eclogites. *Kimberlite Conference*.
- Schwab BE, Johnston AD (2001)** Melting Systematics of Modally Variable, Compositionally Intermediate Peridotites and the Effects of Mineral Fertility. *Journal of Petrology* 42(10):1789-1811
- Scott DR (1992)** Small-scale convection and mantle melting beneath mid-ocean ridges. *Geophysical Monograph* (AGU) 71(327-352)
- Sen G, Leeman WP (1991)** Iron-rich lherzolitic xenoliths from Oahu: origin and implications from hawaiian magma sources. *Earth and Planetary Science Letters* 102:45-57
- Seyler M, Mattson PH (1993)** Gabbroic and pyroxenite layers in the Tinaquillo, Venezuela, peridotite: succession of melt intrusions in a rising mantle diapir. *Journal of Geology* 101:501-511
- Shaw CSJ (1999)** Dissolution of orthopyroxene in basanitic magma between 0.4 and 2 GPa: further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135:114-132
- Shaw DM (1970)** Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34:237-243
- Shen Y, Forsyth DW (1995)** Geochemical constraints on initial and final depths of melting beneath mid-ocean ridges. *Journal Geophysical Research* 100(B2):2211-2237
- Shervais JW, Mukasa SB (1991)** The Balmuccia orogenic lherzolite massif, Italy. *Journal of Petrology Special Lherzolites Issue*:155-176
- Shimizu N (1998)** The geochemistry of olivine-hosted melt inclusions in a FAMOUS basalt ALV519-4-1. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 107(1-3):183-201
- Sigurdsson IA, Steinthorsson S, Grönvold K (2000)** Calcium-rich melt inclusions in Cr-spinels from Borgarhraun, northern Iceland. *Earth and Planetary Science Letters* 183(1-2):15-26
- Simmons NA (2007)** Mantle heterogeneity and flow from seismic and geodynamic constraints. Faculty of the Graduate School of the University of Texas, Austin, p 262
- Sims KWW, Goldstein SJ, Blachert-Toft J, Perfit MR, Kelemen PB, Fornari DJ, Michael P, Murrell MT, Hart SR, DePaolo DJ, Layne G, Ball L, Jull M, Bender J (2002)** Chemical and isotopic constraints on the generation and transport of magma beneath the East Pacific Rise. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66(19):3481-3504
- Sleep NH (1984)** Tapping of magmas from ubiquitous mantle heterogeneities: An alternative to mantle plumes. *Journal Geophysical Research* 89:10029-10041
- Smith PM, Asimow PD (2005)** Adiabat_1ph: A new public front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6(1): doi:10.1029/2004GC000816
- Sobolev AV, Hofmann AW, Kuzmin DV, Yaxley GM, Arndt NT, Chung S-L, Danyushevsky LV, Elliott T, Frey FA, Garcia MO, Gurenko AA, Kamenetsky VS, Kerr AC, Krivolutskaya NA, Matvienkov VV, Nikogosian IK, Rocholl A, Sigurdsson IA, Sushchevskaya NM, Teklay M (2007)** The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. *Science* 316(5823):412-417
- Sobolev AV, Hofmann AW, Sobolev SV, Nikogosian IK (2005)** An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature* 434(7033):590-597
- Sobolev AV, Shimizu N (1993)** Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature* 363(6425):151-154
- Spandler C, Yaxley G, Green DH, Rosenthal A (2008)** Phase Relations and Melting of Anhydrous K-bearing Eclogite from 1200 to 1600°C and 3 to 5 GPa. *Journal of Petrology* 49(4):771-795
- Sparks DW, Parmentier EM (1991)** Melt extraction from the mantle beneath spreading centers. *Earth and Planetary Science Letters* 105(4):368-377
- Spiegelman M, Kelemen PB, Aharonov E (2001)** Causes and consequences of flow organization during melt transport: The reaction infiltration instability in compactible media. *Journal Geophysical Research* 106(B2):2061-2077
- Spiegelman M, Reynolds JR (1999)** Combined dynamic and geochemical evidence for convergent melt flow beneath the East Pacific Rise. *Nature* 402(6759):282-285
- Spiegelman M, Elliot T (1993)** Consequences of melt transport for uranium series disequilibrium in young lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 118:1-20
- Spiegelman M, Kenyon P (1992)** The requirements for chemical disequilibrium during magma migration. *Earth and Planetary Science Letters* 109:611-620
- Spiegelman M, McKenzie D (1987)** Simple 2-D models for melt extraction at mid-ocean ridges and island arcs *Earth and Planetary Science Letters* 83:137-152
- Spray JG (1989)** Upper mantle segregation processes: evidence from alpine-type peridotite. In: Saunders AD, M.J. N (eds) Magmatism in the ocean basins., vol 42. *Geol Soc Spec Publ*, pp 29-40

- Stevenson DJ (1989)** Spontaneous small-scale melt segregation in partial melts undergoing deformation. *Geophysical Research Letters* 16:1067-1070
- Stolper EM, Asimow PD (2007)** Insights into mantle melting from graphical analysis of one-component systems. *American Journal of Science* 307:1051-1139
- Stolper E (1980)** A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: Preliminary results and implications for petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74(1):13-27
- Streckeisen AL (1976)** Classification of the common igneous rocks by means of their chemical compositions: a provisional attempts. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, p 1-15
- Su W-J, Dziewonski AM (1997)** Simultaneous inversion for 3-D variations in shear and bulk velocity in the mantle. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 100:135-156
- Suen CJ, Frey FA (1987)** Origins of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda peridotite. *Earth and Planetary Science Letters* 85(1-3):183-202
- Suhr G, Hellebrand E, Snow JE, Seck HA, Hofmann AW (2003)** Significance of large, refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4(3): doi: 10.1029/2001GC000277
- Suhr G (1999)** Melt migration under oceanic ridges: Inferences from reactive modelling of upper mantle hosted dunites. *Journal of Petrology* 40:575-599

T

- Takahashi E, Nakajima K, Wright TL (1998)** Origin of the Columbia River basalts: melting model of a heterogeneous plume head. *Earth and Planetary Science Letters* 162:63-80
- Takahashi N (1992)** Evidence for melt segregation towards fractures in the Horoman mantle peridotite complex. *Nature* 359(6390):52-55
- Takahashi E (1986)** Melting of a Dry Peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the Origin of Peridotitic Upper Mantle. *Journal Geophysical Research* 91(B9):9367-9382
- Takahashi E, Kushiro I (1983)** Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist* 68(859-879)
- Tang H-F, Liu C-Q, Nakai S, Orihashi Y (2007)** Geochemistry of eclogites from the Dabie-Sulu terrane, eastern China: New insights into protoliths and trace element behaviour during UHP metamorphism. *Lithos* 95:441-457
- Taylor LA, Neal CR (1989)** Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellbank Kimberlite, South Africa, Part 1. Mineralogy, petrography, and whole rock chemistry. *Journal of Geology* 97:551-567
- Thibault Y, Edgar AD, Lloyd FE (1992)** Experimental investigation of melts from a carbonated phlogopite Iherzolite: implications for metasomatism in the continental lithospheric mantle. *American Mineralogist* 77:784-794
- Thompson RN (1975)** Primary basalts and magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 52(3):213-232
- Thompson RN (1974)** Primary basalts and magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 45(4):317-341
- Tommasi A, Godard M, Coromina G, Dautria J-M, Barsczus H (2004)** Seismic anisotropy and compositionally induced velocity anomalies in the lithosphere above mantle plumes: a petrological and microstructural study of mantle xenoliths from French Polynesia. *Earth and Planetary Science Letters* 227(3-4):539-556
- Toplis MJ (2005)** The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid: criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149(1):22-39
- Tsuruta K, Takahashi E (1998)** Melting study of an alkali basalt JB-1 up to 12.5 GPa: behavior of potassium in the deep mantle. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 107(1-3):119-130
- Tuff J, Takahashi E, Gibson SA (2005)** Experimental Constraints on the Role of Garnet Pyroxenite in the Genesis of High-Fe Mantle Plume Derived Melts. *Journal of Petrology* 46(10):2023-2058
- Turcotte DL, Morgan JP (1992)** The physics of magma migration and mantle flow beneath a mid-ocean ridge. *Geophysical Monograph (AGU)* 71(155-182)

Références

- Turcotte DL (1989)** Geophysical processes influencing the lower continental crust. In: *Mereu RF, Mueller S, D.M. F eds) IUGG, Geophysical Monograph vol 6. Properties ans processes of the Earth's lower crust*, pp. 321-330
- Turcotte DL, Oxburgh ER (1967)** Finite amplitude convection cells and continental drift. *Journal of Fluid Mechanics* 28:29-42

U, V

Ulmer P (1989) The dependence of the Fe²⁺-Mg cation partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101:261-273

Van der Hilst R, Widjiantoro S, Engdahl ER (1997) Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature* 386:578-584

Van der Hilst R (1995) Complex morphology of subducted lithosphere in the mantle beneath the Tonga trench. *Nature* 374(6518):154-157

Van der Hilst R, Engdahl ER, Spakman ER, Nolet G (1991) Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs. *Nature* 353:37-42

Van der Wal D, Bodinier JL (1996) Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 122:387-405

Van der Wal D, Vissers RLM (1993) Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology* 21:1119-1121

Volkova NI, Frenkel AE, Budanov VI, Lepezin GG (2004) Geochemical signatures for eclogite protolith from the Maksyutov Complex, South Urals. *Journal of Asian Earth Sciences* 23:745-759

W

Walker D, Shibata T, DeLong S (1979) Abyssal tholeites from the Oceanographer Fracture Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70(2):111-125

Wallace ME, Green DH (1988) An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature* 335:343-346

Walter MJ (1998) Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere. *Journal of Petrology* 39(1):29-60

Walter MJ, Presnall DC (1994) Melting behavior of simplified lherzolite in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Na₂O from 7 to 35 kbar. *Journal of Petrology* 35(2):329-359

Wasyljenki LE, Baker MB, Kent AJR, Stolper EM (2003) Near-solidus Melting of the Shallow Upper Mantle: Partial Melting Experiments on Depleted Peridotite. *Journal of Petrology* 44(7):1163-1191

Wasyljenki LE (1999) Partial melting of depleted peridotite in the Earth's upper mantle and implications for generation of mid-ocean ridge basalts. California Institute of Technology, Pasadena, p 158

Watson E, Wark D, Price J, Van Orman J (2002) Mapping the thermal structure of solid-media pressure assemblies. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142(6):640-652

Weaver J, Langmuir CH (1990) Calculation of phase equilibrium in mineral-melt systems. *Computers & Geosciences* 16:1-19

White RS, McKenzie D, O'Nions RK (1992) Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journal of Geophysical Research* 97:19683-19715

Wilshire HG, Shervais JW (1975) Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from the western United States. *Physics and Chemistry of the Earth* 9:267-272

Wilson M (1989) Igneous petrogenesis. A global tectonic approach., vol., London, p 466

Wood DA (1979) A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology* 7:499-503

X, Y

Xu Y (2002) Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms: pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China. *Chemical geology* 182:301-322

Yasuda A, Fujii T, Kurita K (1994) Melting phase relations of an anhydrous mid-ocean ridge basalt from 3 to 20 GPa: Implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle. *Journal of geophysical Research* 99(B5):9401–9414

Yaxley GM (2000) Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt + peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139(3):326-338

Yaxley G, Green DH (1998) Reactions between eclogite and peridotite: mantle refertilisation by subduction of oceanic crust. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 78(2):243 - 255

Yoder HS (1976) Generation of basaltic magma. *Nat. Acad Sci*, Washington, DC, pp 143-144

Yoder HS, Tilley CE (1962) Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock system. *Journal of Petrology* 3:342-532

Z

Zamora D (2000) Fusion partielle de la croûte océanique subductée : approche expérimentale et géochimique. Département des Sciences de la Terre, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, p 314

Zeck HP, Albat F, Hansen BT, Torres-Roldan RN, Garcia-Casco A (1989) Alpine tourmaline-bearing muscovite leucogranites, intrusion age and petrogenesis, Betic Cordilleras, SE Spain. *N. Jahrb. Mineral., Monatsh.*, pp. 513-520

Zhang J, Herzberg C (1994) Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1 from 5.0 to 22.5 GPa. *Journal of Geophysical Research* 99(B9):17,729–717,742

Zhang Y, Stolper EM (1991) Water diffusion in basaltic melt. *Nature* 351:306-309

Zhao D (2004) Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 146:3-34

Zindler A, Hart SR (1986) Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 14:493-571
Zindler A, Staudigel H, Hart SR, Endres R, Goldstein SL (1983) Nd and Sr isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex. *Nature* 304:226-230

ANNEXES

Annexe A : Vérification de l'équilibre thermodynamique

Annexe A.a. Modèle prédictif de Toplis (2005) pour le $Kd_{Fe/Mg}^{ol/liq}$

L'expression décrite ici est la formule utilisée pour calculer le coefficient d'échange du fer et du magnésium entre l'olivine et le liquide ($Kd_{Fe/Mg}^{ol/liq}$) selon le modèle de Toplis (2005). Cette formule s'applique pour des conditions anhydres, dans le cas où la teneur en silice du liquide est inférieure à 60 % mol et que le système contient des alcalins (Na_2O et K_2O).

$$Kd_{Fe/Mg}^{ol/liq} = \exp \left[\left(\frac{-6766}{RT} - \frac{7.34}{R} \right) + \ln(0.036SiO_2^* - 0.22) + \left(\frac{3000 - (1 - 2X_{Fo})}{RT} \right) + \left(\frac{0.035(P-1)}{RT} \right) \right] \quad (A1)$$

avec R , la constante des gaz parfaits ($R = 8.31 \text{ J/K/mol}$), T la température en degré kelvin, P , la pression en bar, $X_{Fo} = Mg/(Mg+Fe)$ molaire de l'olivine (comprise entre 0 et 1) et SiO_2^* , le % molaire du liquide corrigée des effets des alcalins telle que :

$$SiO_2^* = SiO_2 + \Psi(Na_2O + K_2O) \quad (A2)$$

$$\text{avec } \Psi = \left[0.46 \left(\frac{100}{100 - SiO_2} \right) - 0.93 \right] (Na_2O + K_2O) + \left[-5.33 \left(\frac{100}{100 - SiO_2} \right) + 9.69 \right] \quad (A3)$$

SiO_2 , Na_2O et K_2O sont les teneurs en % molaires dans le liquide.

Annexe A.b. Calculs des composants du liquide et du clinopyroxène dans le géothermomètre de Purtika (1996 ,2003)

Nous décrivons ici la méthode donnée par Purtika (2003) pour calculer les différents composants du liquide et du clinopyroxène nécessaire pour l'utilisation du thermomètre d'échange Jd-DiHd de Purtika (1996, 2003).

Les composants des clinopyroxènes sont calculés à partir des algorithmes suivants :

$$\begin{cases} X_{Al(IV)}^{cpx} = 2 - X_{Si}^{cpx} \\ X_{Al(VI)}^{cpx} = X_{Al}^{cpx} - X_{Al(IV)}^{cpx} \\ X_{Fe^{3+}}^{cpx} = X_{Na}^{cpx} + X_{Al(IV)}^{cpx} - X_{Al(VI)}^{cpx} - 2X_{Ti}^{cpx} - X_{Cr}^{cpx} \end{cases} \quad (A4)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} X_{Jd}^{cpx} = \min(X_{Al(VI)}^{cpx}, X_{Na}^{cpx}) \\ \text{pour } X_{Al(VI)}^{cpx} > X_{Na}^{cpx}, X_{CaTs}^{cpx} = X_{Al(VI)}^{cpx} - X_{Jd}^{cpx} \\ \text{si } X_{Al(IV)}^{cpx} > X_{CaTs}^{cpx}, X_{CaTi}^{cpx} = [X_{Al(IV)}^{cpx} - X_{CaTs}^{cpx}] / 2 \\ \quad X_{CrCaTs}^{cpx} = X_{Cr}^{cpx} / 2 \\ X_{DiHd}^{cpx} = X_{Ca}^{cpx} - X_{CaTi}^{cpx} - X_{CaTs}^{cpx} - X_{CrCaTs}^{cpx} \\ X_{EnFs}^{cpx} = [X_{Fe}^{cpx} + X_{Mg}^{cpx} - X_{DiHd}^{cpx}] / 2 \end{array} \right. \quad (\text{A5})$$

Le Tableau A.1 donne un exemple de calcul pour les composants du cpx et du liquide dans l'expérience 40-E1 (1240°C – 1 GPa). La température calculée avec le géothermomètre (équation II.4) est de 1240°C.

Tableau A.1 Exemple de calculs pour les composants du liquide et du clinopyroxène dans le géothermomètre de Purtika (2003) :

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	Total
1) % pds.	51.10	0.47	7.84	6.93	0.21	17.84	14.91	0.49	0.01	0.20	
2) M. mol.	60.08	79.9	101.96	71.85	70.94	40.3	56.08	61.98	94.2	152	
3) fract. mol.	0.8505	0.0059	0.0768	0.0965	0.0029	0.4428	0.2660	0.0079	0.0001	0.0013	
4) # Ox.	1.7010	0.0118	0.2305	0.0965	0.0029	0.4428	0.2660	0.0079	0.0001	0.0039	2.76
Cations sur la base de 6 oxygènes											
Cpx ^a	X_{Si}^{cpx}	X_{Ti}^{cpx}	X_{Al}^{cpx}	X_{Fe}^{cpx}	X_{Mn}^{cpx}	X_{Mg}^{cpx}	X_{Ca}^{cpx}	X_{Na}^{cpx}	X_K^{cpx}	X_{Cr}^{cpx}	
5) Cations / 6 O	1.8467	0.0128	0.3337	0.2094	0.0063	0.9614	0.5774	0.0345	0.0003	0.0057	3.99
Composants du clinopyroxènes											
	$X_{Al(IV)}^{cpx}$	$X_{Al(VI)}^{cpx}$	$X_{Fe^{3+}}^{cpx}$	X_{CaTs}^{cpx}	X_{CaTi}^{cpx}	X_{CrCaTs}^{cpx}	X_{DiHd}^{cpx}	X_{EnFs}^{cpx}	X_{Jd}^{cpx}		
6) comp.	0.1533	0.1804	-0.0238	0.1458	0.0037	0.0028	0.4250	0.3729	0.0345		0.98
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total	
7) % pds.	49.36	0.80	18.87	9.40	0.13	7.98	9.99	3.23	0.21		
	SiO_2	TiO_2	$\text{AlO}_{1.5}$	FeO	MnO	MgO	CaO	$\text{NaO}_{0.5}$	$\text{KO}_{0.5}$		
8) M. mol.	60.08	79.9	50.98	71.85	70.94	40.3	56.08	30.99	47.1		
9) Prop. de cations	0.8215	0.0100	0.3701	0.1309	0.0019	0.1980	0.1782	0.1041	0.0045		1.82
	$X_{SiO_2}^{liq}$	$X_{TiO_2}^{liq}$	$X_{AlO_{1.5}}^{liq}$	X_{FeO}^{liq}	X_{MnO}^{liq}	X_{MgO}^{liq}	X_{CaO}^{liq}	$X_{NaO_{0.5}}^{liq}$	$X_{KO_{0.5}}^{liq}$		
10) Frac. de cations	0.4516	0.0055	0.2035	0.07194	0.0010	0.1088	0.0979	0.0572	0.0025		1

^a Pour obtenir 5), on calcule la fraction molaire de chaque oxyde dans le cpx (ligne 3 = ligne1 / ligne2). On multiplie ensuite le % molaire par le nombre d'oxygènes dans chaque formule unité (ligne 4). Pour obtenir le nombre de cation sur la base de 6 oxygènes (ligne 5), on multiplie chaque % molaire par le RFO (Facteur de Renormalisation de l'Oxygène). RFO = 6 / somme des oxygènes = 6 / 2.76 = 2.17. La somme des cations doit être proche de 4 (ici 3.99) fournissant un test pour la qualité de l'analyse du cpx. La ligne 6 donne les composants du cpx pour l'exemple présenté calculés avec les algorithmes (A4) et (A5). La somme des composants du cpx dans 6) doit être proche de 1 (ici 0.98).

^b La proportion de cations (ligne 9) est calculée en divisant la teneur en % pds. de chaque oxyde (ligne 7) par ma masse molaire de chaque oxyde exprimé en unité de cation (ligne 8). La fraction de cations est la proportion de cation normalisée à 1 (ligne 10 = ligne 9 / 1.82).

Annexe B : Compositions des phases

Les compositions dans les Tableaux ci-dessous sont les moyennes calculées après élimination des analyses défectueuses. Les concentrations sont données en % pds et les compositions sont normalisées à 100 %. Le nombre entre parenthèses correspond à l'erreur calculée sur la concentration (voir Annexe C) exprimée en termes de la dernière unité citée. Ex. : 54.21 (59) correspond à $54.21 \pm 0.59\%$ pds ; 0.04 (5) correspond à $0.04 \pm 0.05\%$ pds.

Les expériences dont les numéros commencent par 103-, 40- et 16- sont les expériences de fusion partielle des pyroxénites M5-103, M5-40 et M7-16 (cf. Parties III et IV). Les expériences dont les numéros commencent par FM, FF3-, FF6- et Inter (en bas des tableaux) sont discutées dans la Partie V.

^a n est le nombre d'analyses utilisées pour le calcul de la moyenne

^b le total correspond au total analytique avant normalisation

^c le Mg# correspond au rapport molaire Mg/(Mg+Fe) où tout le fer est considéré comme FeO.

^d le Cr# correspond au rapport molaire Cr/(Cr+Al)

^e norme CIPW néphéline (Ne) / olivine (Ol) / hypersthène (Hy) / diopside (Di) / albite + anorthite + orthose (Fds).

Annexes

Tableau B.1 Compositions moyennes des orthopyroxènes dans les expériences

	n ^a	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total ^b	Mg# ^c
103-E1	10	54.21 (59)	0.04 (5)	6.2 (10)	0.45 (13)	6.56 (46)	0.11 (6)	31.20 (93)	1.2 (11)	100.3 (5)	89.4 (6)
103-C1	2	54.1 (13)	0.03 (5)	6.5 (26)	0.54 (8)	6.35 (65)	0.10 (9)	30.85 (28)	1.6 (17)	99.8 (10)	89.7 (10)
103-B1	6	54.78 (46)	0.05 (5)	5.65 (27)	0.55 (21)	5.90 (56)	0.13 (6)	31.52 (91)	2.0 (14)	100.2 (5)	99.5 (6)
103-A1	8	55.76 (62)	0.03 (4)	3.8 (13)	0.70 (20)	4.72 (24)	0.09 (4)	31.98 (76)	2.65 (22)	100.2 (3)	92.4 (2)
103-H2a	8	54.19 (57)	0.04 (5)	6.43 (92)	0.47 (8)	6.14 (26)	0.11 (8)	30.68 (30)	1.93 (21)	100.0 (8)	89.9 (4)
103-H2b	4	53.62 (59)	0.05 (5)	7.07 (18)	0.52 (8)	5.94 (21)	0.10 (6)	30.60 (34)	2.17 (12)	99.8 (6)	90.2 (3)
103-B2a	7	54.25 (64)	0.05 (5)	6.26 (87)	0.49 (8)	5.83 (27)	0.11 (9)	30.91 (43)	2.10 (44)	99.8 (6)	90.4 (4)
103-B2b	9	54.37 (89)	0.05 (5)	5.9 (13)	0.49 (8)	6.12 (60)	0.11 (8)	30.77 (35)	2.17 (14)	99.7 (6)	90.0 (9)
103-C2	10	54.69 (46)	0.04 (6)	5.57 (60)	0.51 (8)	5.66 (20)	0.10 (6)	31.17 (30)	2.26 (29)	100.4 (7)	90.8 (2)
103-E2	7	54.70 (55)	0.03 (6)	5.82 (78)	0.01 (4)	5.29 (19)	0.11 (7)	31.03 (46)	2.48 (14)	100.6 (3)	91.3 (2)
103-D2	13	55.62 (53)	0.02 (5)	4.21 (63)	0.01 (4)	4.70 (18)	0.09 (8)	31.99 (45)	2.75 (16)	100.5 (7)	92.4 (3)
40-F1	8	53.5 (15)	0.22 (13)	4.4 (26)	0.09 (9)	13.61 (64)	0.31 (9)	27.0 (12)	0.85 (62)	100.2 (7)	78.0 (6)
40-C1	8	53.1 (11)	0.20 (12)	5.0 (18)	0.08 (8)	13.51 (89)	0.30 (15)	27.0 (12)	0.92 (46)	100.0 (7)	78.1 (16)
40-D1	4	53.0 (14)	0.19 (6)	4.5 (26)	0.03 (4)	14.3 (15)	0.33 (25)	26.87 (87)	0.75 (28)	99.6 (4)	77.0 (12)
40-E1	8	53.02 (78)	0.22 (10)	6.0 (17)	0.12 (10)	11.3 (25)	0.26 (9)	27.5 (11)	1.6 (14)	100.4 (6)	81.3 (35)
40-H2	5	53.6 (17)	0.18 (6)	4.9 (29)	0.08 (6)	12.79 (34)	0.22 (8)	27.2 (12)	1.02 (25)	99.5 (4)	79.1 (8)
40-F2	9	53.4 (18)	0.20 (6)	5.3 (29)	0.06 (7)	12.88 (79)	0.24 (6)	26.8 (14)	1.13 (95)	99.5 (9)	78.8 (7)
40-E2	5	53.1 (11)	0.21 (8)	5.73 (26)	0.05 (6)	12.53 (95)	0.25 (8)	26.95 (72)	1.23 (20)	99.6 (8)	79.3 (2)
40-A2	5	53.31 (21)	0.15 (6)	6.54 (24)	0.16 (15)	9.81 (61)	0.19 (7)	28.07 (72)	1.76 (30)	100.4 (4)	83.6 (6)
FM1	8	53.62 (60)	0.12 (6)	6.28 (67)	0.91 (22)	6.00 (12)	0.14 (5)	30.59 (29)	2.27 (11)	100.0 (5)	90.1 (2)
FM2	5	54.80 (43)	0.07 (5)	4.05 (54)	0.94 (24)	5.85 (22)	0.16 (5)	31.67 (31)	2.36 (30)	101.0 (5)	90.6 (3)
FM3	5	55.09 (38)	0.07 (3)	3.60 (37)	1.10 (15)	5.73 (11)	0.13 (2)	31.75 (45)	2.49 (30)	100.6 (4)	90.8 (3)
FM4	5	55.36 (78)	0.09 (8)	3.2 (11)	1.21 (26)	5.67 (14)	0.14 (5)	32.05 (79)	2.29 (24)	100.6 (6)	91.0 (2)
FF3-3	3	53.73 (75)	0.15 (4)	5.15 (66)	1.33 (53)	5.86 (7)	0.10 (4)	31.06 (99)	2.60 (76)	99.9 (3)	90.4 (2)
FF3-2	4	54.98 (63)	0.12 (3)	3.9 (10)	1.12 (46)	5.71 (8)	0.14 (3)	31.45 (88)	2.53 (9)	100.8 (5)	90.8 (3)
FF3-1	6	55.66 (52)	0.10 (5)	2.90 (78)	1.08 (24)	5.83 (28)	0.14 (6)	32.05 (69)	2.23 (69)	100.7 (10)	90.7 (4)
FF6-3	4	53.87 (59)	0.14 (2)	5.31 (80)	1.16 (10)	5.77 (18)	0.16 (3)	31.06 (15)	2.51 (27)	100.2 (3)	90.6 (3)
FF6-2	4	54.54 (66)	0.14 (4)	4.39 (41)	1.11 (66)	5.85 (21)	0.13 (6)	31.5 (13)	2.35 (94)	100.4 (8)	90.6 (2)
Inter0	7	54.23 (66)	0.12 (6)	5.86 (90)	0.78 (11)	5.70 (20)	0.12 (6)	31.25 (60)	1.85 (41)	100.0 (5)	90.7 (2)
Inter40	6	52.70 (78)	0.35 (12)	7.4 (12)	0.19 (8)	9.38 (26)	0.16 (7)	27.80 (72)	1.99 (34)	100.1 (7)	84.1 (5)
Inter16	6	51.7 (15)	0.51 (20)	6.6 (15)	0.21 (8)	13.27 (88)	0.20 (7)	25.5 (13)	2.02 (40)	100.0 (9)	77.4 (29)

Annexes

Tableau B.2 Compositions moyennes des olivines dans les expériences

	n ^a	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total ^b	Mg# ^c
103-E1	4	41.12 (40)	0.03 (4)	0.08 (8)	0.09 (6)	10.67 (29)	0.14 (10)	47.56 (25)	0.31 (8)	99.4 (7)	88.8 (3)
103-C1	2	41.10 (40)	0.01 (4)	0.15 (14)	0.72 (7)	10.23 (35)	0.15 (6)	47.89 (39)	0.40 (6)	99.4 (1)	89.3 (4)
103-B1	4	41.00 (42)	0.00 (6)	0.09 (8)	0.09 (6)	9.44 (26)	0.09 (6)	48.99 (40)	0.37 (3)	99.8 (7)	90.3 (2)
103-A1	5	41.57 (22)	0.01 (4)	0.08 (2)	0.21 (6)	7.76 (20)	0.10 (2)	50.04 (40)	0.37 (6)	99.9 (3)	92.0 (1)
103-D1	9	41.80 (40)	0.01 (3)	0.06 (3)	0.33 (7)	4.60 (24)	0.09 (6)	52.70 (28)	0.37 (7)	100.4 (6)	95.2 (2)
103-H2a	6	40.98 (39)	0.01 (2)	0.12 (4)	0.07 (7)	10.22 (27)	0.13 (6)	48.13 (27)	0.33 (9)	99.3 (5)	89.4 (2)
103-H2b	5	40.83 (40)	0.01 (2)	0.13 (6)	0.05 (6)	9.94 (27)	0.11 (6)	48.57 (38)	0.35 (10)	99.4 (2)	89.7 (2)
103-B2a	6	41.02 (43)	0.01 (2)	0.10 (6)	0.09 (6)	9.75 (27)	0.14 (6)	48.54 (53)	0.34 (7)	99.3 (4)	89.9 (2)
103-B2b	6	41.12 (40)	0.01 (2)	0.12 (6)	0.08 (6)	10.02 (52)	0.10 (6)	48.21 (44)	0.34 (6)	99.5 (9)	89.6 (6)
103-C2	4	41.17 (40)	0.02 (4)	0.10 (5)	0.12 (6)	9.31 (40)	0.11 (6)	48.81 (40)	0.36 (6)	100.4 (3)	90.3 (4)
103-E2	2	41.22 (40)	0.02 (4)	0.14 (5)	0.00 (6)	8.79 (39)	0.12 (14)	49.22 (26)	0.38 (6)	100.1 (0)	90.9 (4)
103-D2	12	41.36 (40)	0.01 (2)	0.12 (4)	0.01 (5)	7.90 (24)	0.10 (6)	50.02 (27)	0.35 (6)	100.2 (8)	91.9 (2)
103-F2	9	41.64 (40)	0.01 (2)	0.09 (4)	0.29 (7)	5.57 (22)	0.09 (6)	51.93 (27)	0.38 (8)	100.0 (8)	94.3 (2)
40-F1	6	38.56 (38)	0.02 (4)	0.06 (5)	0.01 (5)	22.57 (34)	0.36 (6)	38.05 (27)	0.37 (6)	99.4 (10)	75.0 (3)
40-C1	4	38.74 (20)	0.00 (13)	0.07 (9)	0.00 (31)	21.35 (9)	0.27 (5)	39.25 (38)	0.32 (5)	99.2 (2)	75.9 (4)
40-D1	7	39.16 (39)	0.02 (5)	0.10 (7)	0.03 (5)	19.95 (26)	0.29 (6)	40.01 (27)	0.44 (15)	99.7 (7)	78.1 (2)
40-E1	6	39.58 (57)	0.02 (3)	0.10 (8)	0.02 (5)	16.66 (42)	0.23 (8)	43.28 (56)	0.38 (6)	99.7 (11)	82.2 (4)
40-B1n	13	40.67 (20)	0.02 (4)	0.08 (2)	0.07 (4)	11.62 (14)	0.20 (6)	46.95 (20)	0.39 (8)	100.3 (4)	87.2 (1)
40-A1	10	40.41 (64)	0.02 (4)	0.07 (4)	0.11 (6)	11.48 (50)	0.20 (4)	47.30 (28)	0.41 (8)	100.5 (6)	88.0 (2)
40-B1	7	40.91 (18)	0.01 (4)	0.06 (4)	0.10 (6)	9.70 (28)	0.19 (6)	48.70 (18)	0.33 (4)	100.1 (8)	91.1 (1)
40-G2	7	40.72 (39)	0.01 (2)	0.11 (3)	0.06 (6)	11.52 (29)	0.19 (7)	46.93 (36)	0.33 (9)	100.1 (6)	87.9 (1)
40-D2a	14	40.87 (39)	0.01 (2)	0.10 (3)	0.09 (6)	9.15 (26)	0.16 (9)	49.29 (26)	0.33 (6)	100.0 (6)	90.6 (2)
16-D1	8	35.89 (65)	0.07 (10)	0.24 (32)	0.01 (5)	35.0 (12)	0.49 (8)	27.76 (66)	0.54 (10)	99.7 (10)	58.6 (14)
16-F1	6	36.33 (40)	0.04 (4)	0.11 (7)	0.01 (5)	34.58 (20)	0.49 (7)	28.22 (38)	0.55 (6)	99.6 (5)	59.3 (4)
16-E1	2	37.53 (38)	0.02 (6)	0.15 (10)	0.01 (5)	27.26 (68)	0.42 (6)	33.56 (18)	0.62 (20)	100.4 (1)	68.7 (5)
16-B1	6	37.86 (38)	0.01 (2)	0.09 (4)	0.04 (6)	24.82 (40)	0.41 (6)	36.18 (38)	0.59 (6)	100.4 (8)	72.2 (5)
16-C1	26	39.56 (38)	0.01 (2)	0.09 (2)	0.06 (2)	16.85 (26)	0.29 (6)	42.41 (30)	0.59 (8)	100.1 (6)	81.8 (3)
16-D2	7	36.20 (37)	0.07 (5)	0.15 (7)	0.02 (5)	35.69 (41)	0.46 (6)	27.19 (23)	0.61 (6)	99.4 (4)	57.6 (5)
16-A2	6	36.62 (37)	0.04 (3)	0.13 (12)	0.02 (7)	31.91 (46)	0.43 (6)	30.33 (39)	0.51 (6)	99.5 (10)	62.9 (6)
16-B2	9	37.22 (38)	0.04 (6)	0.12 (3)	0.02 (5)	28.11 (94)	0.42 (6)	33.41 (90)	0.65 (30)	100.4 (9)	67.9 (13)
16-E2	7	37.72 (41)	0.04 (1)	0.13 (5)	0.02 (5)	25.94 (16)	0.40 (10)	34.85 (37)	0.60 (12)	100.3 (8)	72.0 (5)
16-C2	7	38.42 (38)	0.03 (6)	0.19 (15)	0.03 (5)	21.92 (64)	0.36 (7)	37.97 (25)	0.58 (11)	100.5 (6)	75.5 (6)
16-E3	4	36.73 (37)	0.05 (6)	0.15 (8)	0.02 (5)	33.81 (50)	0.40 (7)	28.56 (16)	0.64 (6)	99.4 (7)	60.1 (3)
16-B3	7	37.57 (38)	0.05 (3)	0.24 (23)	0.04 (7)	28.48 (53)	0.34 (6)	33.07 (65)	0.64 (22)	99.3 (3)	67.4 (8)
16-A3	5	37.46 (50)	0.03 (6)	0.17 (5)	0.00 (4)	28.89 (59)	0.37 (14)	32.51 (90)	0.56 (16)	100.0 (6)	66.7 (11)
16-D4	3	36.51 (37)	0.07 (5)	0.27 (25)	0.01 (5)	33.1 (16)	0.39 (9)	28.92 (99)	0.70 (26)	99.7 (12)	60.9 (20)
16-B4	6	37.42 (53)	0.05 (3)	0.18 (5)	0.02 (5)	27.16 (36)	0.33 (7)	34.24 (52)	0.61 (13)	100.0 (8)	69.2 (5)
FM1	11	40.72 (35)	0.02 (3)	0.09 (3)	0.11 (6)	9.82 (18)	0.15 (7)	48.63 (27)	0.30 (7)	99.8 (6)	89.8 (5)
FM2	8	40.51 (17)	0.01 (2)	0.08 (3)	0.16 (4)	9.60 (18)	0.14 (5)	49.00 (20)	0.32 (6)	100.6 (8)	90.1 (2)
FM3	15	40.65 (29)	0.02 (3)	0.06 (3)	0.21 (5)	9.31 (19)	0.15 (5)	49.20 (30)	0.33 (14)	100.4 (6)	90.4 (2)
FM4	10	40.83 (22)	0.01 (3)	0.06 (2)	0.27 (7)	9.11 (23)	0.14 (6)	49.30 (35)	0.27 (3)	100.4 (6)	90.6 (3)
FF3-3	5	40.62 (34)	0.02 (5)	0.04 (5)	0.13 (5)	9.63 (8)	0.16 (4)	49.11 (16)	0.27 (3)	99.7 (3)	90.1 (0)
FF3-2	7	41.10 (29)	0.02 (5)	0.06 (3)	0.20 (11)	9.23 (20)	0.15 (10)	48.91 (32)	0.31 (4)	100.5 (4)	90.4 (2)
FF3-1	7	40.85 (39)	0.02 (6)	0.05 (3)	0.31 (8)	9.27 (27)	0.14 (6)	49.06 (26)	0.29 (7)	100.5 (5)	90.4 (3)
FF6-3	4	40.59 (51)	0.01 (2)	0.10 (3)	0.24 (9)	9.49 (26)	0.16 (7)	49.09 (36)	0.32 (6)	100.0 (8)	90.2 (1)
FF6-2	8	40.60 (39)	0.02 (5)	0.07 (5)	0.23 (8)	9.40 (28)	0.15 (6)	49.21 (26)	0.31 (6)	99.9 (2)	90.3 (3)
FF6-1	10	40.69 (39)	0.01 (2)	0.07 (3)	0.35 (7)	8.91 (25)	0.14 (6)	49.53 (36)	0.30 (9)	100.1 (5)	90.9 (2)
Inter0	6	41.08 (40)	0.01 (2)	0.08 (4)	0.10 (6)	9.30 (26)	0.13 (6)	49.1 (44)	0.21 (5)	100.2 (12)	90.4 (3)
Inter40	5	40.31 (39)	0.05 (6)	0.10 (4)	0.11 (9)	12.98 (30)	0.14 (6)	46.10 (24)	0.20 (7)	100.5 (5)	86.3 (3)
Inter16	7	38.47 (39)	0.07 (6)	0.09 (4)	0.03 (9)	23.04 (30)	0.25 (6)	37.72 (24)	0.35 (7)	99.8 (13)	74.5 (1)
Inter16BP	14	38.95 (39)	0.03 (4)	0.08 (4)	0.10 (6)	20.27 (32)	0.22 (8)	39.99 (31)	0.36 (6)	100.3 (6)	77.9 (4)

Annexes

Tableau B.3 Compositions moyennes des clinopyroxènes dans les expériences

	n ^a	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total ^b	Mg# ^c
103-E1	7	51.88 (65)	0.13 (7)	6.97 (67)	0.65 (9)	3.1 (13)	0.08 (8)	16.4 (32)	19.9 (36)	0.89 (42)	0.01 (3)	100.2 (9)
103-C1	6	52.16 (57)	0.12 (5)	7.0 (11)	0.68 (9)	3.78 (22)	0.09 (6)	18.23 (76)	17.30 (59)	0.67 (13)	0.01 (2)	100.3 (5)
103-B1	6	52.57 (11)	0.08 (6)	6.05 (77)	0.76 (9)	3.89 (31)	0.10 (6)	20.12 (86)	16.0 (10)	0.46 (6)	-	100.0 (5)
103-A1	8	54.01 (38)	0.05 (4)	4.40 (52)	0.82 (14)	3.53 (34)	0.10 (4)	22.2 (16)	14.6 (21)	0.27 (6)	-	100.5 (5)
103-D1	19	57.23 (57)	0.01 (5)	1.40 (33)	0.76 (12)	3.35 (32)	0.10 (7)	32.7 (29)	4.5 (35)	-	-	100.4 (1)
103-H2a	10	52.33 (43)	0.10 (5)	7.75 (31)	0.66 (9)	3.96 (40)	0.09 (7)	18.4 (14)	16.1 (19)	0.93 (8)	0.01 (3)	100.2 (7)
103-H2b	6	51.85 (60)	0.09 (8)	7.46 (72)	0.65 (9)	4.39 (46)	0.07 (6)	20.2 (14)	14.6 (18)	0.74 (11)	0.01 (3)	100.1 (5)
103-B2a	8	52.19 (52)	0.10 (5)	7.33 (57)	0.66 (9)	4.12 (30)	0.10 (6)	19.74 (59)	15.0 (14)	0.79 (7)	0.01 (2)	99.9 (5)
103-B2b	14	51.89 (63)	0.12 (4)	7.77 (5)	0.64 (7)	4.01 (21)	0.15 (5)	18.7 (11)	16.1 (12)	0.80 (9)	0.02 (2)	99.8 (6)
103-C2	12	52.52 (95)	0.09 (5)	6.8 (11)	0.67 (9)	4.12 (29)	0.10 (6)	20.35 (69)	14.78 (71)	0.60 (7)	0.01 (2)	99.9 (7)
103-E2	10	52.77 (64)	0.06 (5)	6.55 (58)	0.66 (9)	4.28 (42)	0.08 (7)	21.9 (15)	13.2 (17)	0.48 (6)	0.00 (1)	100.4 (5)
103-D2	17	54.17 (53)	0.03 (5)	4.78 (50)	0.76 (10)	4.02 (18)	0.11 (7)	24.7 (11)	11.0 (13)	0.33 (6)	0.01 (2)	100.1 (8)
103-F2	12	56.42 (52)	0.02 (5)	1.98 (26)	0.77 (10)	3.49 (18)	0.10 (8)	30.74 (73)	6.34 (85)	0.12 (5)	0.00 (1)	99.9 (7)
40-F1	7	50.11 (73)	0.78 (17)	7.25 (82)	0.24 (10)	8.6 (13)	0.28 (8)	16.4 (19)	15.7 (26)	0.63 (16)	0.01 (2)	100.2 (13)
40-C1	5	50.10 (70)	0.73 (11)	7.46 (58)	0.29 (6)	8.30 (41)	0.27 (6)	16.55 (55)	15.7 (10)	0.55 (7)	0.00 (1)	99.8 (4)
40-D1	6	49.88 (41)	0.64 (14)	8.12 (53)	0.28 (7)	7.94 (61)	0.25 (6)	16.75 (83)	15.7 (16)	0.50 (11)	0.00 (1)	99.8 (6)
40-E1	7	51.10 (42)	0.47 (9)	7.84 (50)	0.20 (10)	6.93 (70)	0.21 (6)	17.84 (66)	14.9 (13)	0.49 (7)	0.01 (2)	100.3 (6)
40-B1n	7	53.25 (40)	0.15 (8)	4.32 (62)	0.45 (6)	5.16 (54)	0.17 (8)	20.8 (11)	15.4 (17)	0.33 (6)	0.00 (2)	100.0 (7)
40-A1	14	53.46 (56)	0.18 (4)	3.91 (78)	0.31 (6)	5.08 (42)	0.18 (6)	21.15 (70)	15.43 (92)	0.30 (4)	0.01 (2)	99.9 (8)
40-H2	5	50.73 (55)	0.58 (11)	9.45 (26)	0.10 (8)	7.62 (50)	0.20 (10)	15.24 (58)	14.6 (14)	1.45 (11)	0.01 (2)	99.6 (6)
40-F2	13	50.22 (71)	0.55 (6)	10.19 (86)	0.11 (7)	8.24 (51)	0.20 (8)	15.51 (81)	13.6 (12)	1.43 (12)	0.01 (2)	99.6 (7)
40-E2	12	50.14 (70)	0.51 (11)	10.02 (58)	0.12 (4)	8.27 (41)	0.20 (6)	16.31 (55)	13.3 (10)	1.18 (8)	0.00 (1)	99.8 (7)
40-A2	8	50.50 (44)	0.36 (8)	9.49 (46)	0.17 (5)	7.53 (49)	0.22 (10)	18.12 (68)	12.78 (96)	0.83 (9)	0.01 (1)	99.8 (8)
40-C2	6	50.78 (44)	0.32 (6)	9.03 (30)	0.15 (6)	7.37 (30)	0.22 (6)	18.61 (40)	12.75 (71)	0.77 (7)	0.01 (2)	100.3 (8)
40-B2	5	50.86 (71)	0.30 (6)	9.01 (65)	0.19 (5)	6.84 (55)	0.20 (8)	18.79 (70)	13.11 (90)	0.70 (13)	0.01 (2)	100.0 (10)
40-G2	18	52.34 (63)	0.17 (5)	6.75 (93)	0.33 (6)	5.40 (34)	0.17 (6)	21.13 (78)	13.25 (87)	0.45 (6)	0.01 (2)	100.4 (7)
40-J3	9	51.88 (43)	0.55 (6)	8.66 (90)	0.12 (5)	7.67 (54)	0.17 (6)	15.53 (58)	13.45 (72)	1.96 (16)	0.01 (2)	99.9 (8)
40-H3	8	51.86 (47)	0.52 (7)	8.52 (64)	0.13 (4)	7.55 (64)	0.16 (6)	15.57 (74)	13.8 (12)	1.92 (15)	0.01 (1)	100.4 (5)
40-F3	6	51.54 (73)	0.49 (8)	9.14 (85)	0.14 (6)	7.64 (95)	0.16 (7)	15.6 (12)	13.5 (22)	1.76 (22)	0.01 (3)	100.1 (9)
40-G3	16	50.87 (42)	0.31 (6)	9.89 (38)	0.17 (6)	7.13 (40)	0.20 (9)	17.28 (44)	12.92 (41)	1.23 (12)	0.01 (2)	99.8 (6)
40-C3	8	50.90 (45)	0.30 (8)	9.78 (66)	0.20 (6)	7.20 (34)	0.19 (6)	17.56 (50)	12.76 (42)	1.09 (8)	0.01 (2)	99.1 (7)
40-D3	9	50.72 (82)	0.30 (7)	10.1 (11)	0.17 (6)	7.12 (21)	0.18 (6)	17.46 (63)	12.79 (50)	1.13 (10)	0.01 (2)	99.9 (4)

Annexes

Tableau B.3 Suite

n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total ^b	Mg# ^c
40-E3b	8	51.54 (54)	0.15 (5)	8.3 (10)	0.28 (7)	5.41 (22)	0.18 (6)	20.71 (91)	12.71 (52)	0.71 (11)	0.02 (4)	99.8 (8)
40-E4	8	51.29 (42)	0.53 (9)	8.95 (36)	0.13 (6)	7.83 (51)	0.16 (13)	15.53 (57)	13.69 (87)	1.88 (16)	0.01 (2)	99.5 (7)
40-C4	8	51.44 (42)	0.45 (6)	8.83 (70)	0.14 (7)	7.74 (38)	0.19 (6)	16.03 (87)	13.38 (58)	1.79 (16)	0.00 (0)	99.3 (6)
40-D4	6	51.0 (10)	0.36 (10)	9.5 (29)	0.16 (11)	7.09 (25)	0.21 (6)	16.7 (30)	13.43 (51)	1.48 (73)	0.01 (2)	99.6 (4)
40-F4	9	52.2 (13)	0.13 (5)	8.2 (16)	0.29 (11)	4.6 (11)	0.20 (6)	21.1 (23)	12.4 (13)	0.84 (10)	0.00 (2)	100.2 (7)
16-D1	11	48.12 (67)	0.82 (12)	8.91 (80)	0.04 (4)	11.49 (55)	0.30 (6)	12.53 (48)	17.28 (82)	0.49 (6)	0.01 (3)	100.1 (9)
16-F1	6	48.14 (61)	0.76 (13)	9.10 (72)	0.04 (7)	11.42 (56)	0.28 (8)	12.80 (18)	16.95 (71)	0.42 (7)	0.01 (2)	100.0 (10)
16-E1	6	48.53 (86)	0.54 (15)	9.2 (12)	0.05 (5)	8.63 (56)	0.24 (7)	13.69 (68)	18.77 (55)	0.32 (6)	0.02 (3)	100.0 (5)
16-B1	5	49.0 (11)	0.51 (11)	8.4 (13)	0.10 (9)	8.42 (58)	0.26 (6)	14.15 (82)	18.88 (58)	0.29 (5)	0.01 (3)	100.2 (6)
16-D2	15	48.37 (48)	0.75 (6)	9.24 (58)	0.04 (4)	12.31 (42)	0.31 (7)	12.41 (28)	15.81 (43)	0.76 (7)	0.00 (1)	99.9 (7)
16-A2	5	47.66 (93)	0.73 (13)	9.73 (11)	0.06 (6)	12.27 (27)	0.30 (11)	12.53 (26)	15.97 (42)	0.75 (7)	0.00 (0)	99.8 (10)
16-B2	12	48.58 (56)	0.57 (9)	9.20 (81)	0.06 (4)	9.69 (65)	0.27 (7)	13.88 (55)	17.30 (51)	0.45 (8)	0.01 (2)	100.0 (12)
16-E2	7	48.66 (40)	0.47 (6)	9.64 (32)	0.05 (4)	8.90 (23)	0.25 (7)	13.89 (29)	17.73 (33)	0.40 (6)	0.01 (3)	100.2 (4)
16-C2	11	48.67 (54)	0.43 (11)	9.71 (48)	0.07 (4)	8.19 (85)	0.22 (8)	14.31 (51)	18.03 (55)	0.35 (5)	0.01 (1)	99.9 (6)
16-E3	8	48.60 (40)	0.99 (9)	9.43 (48)	0.07 (4)	9.39 (19)	0.16 (6)	11.22 (27)	19.00 (34)	1.14 (8)	0.01 (2)	100.3 (5)
16-B3	10	48.39 (49)	0.74 (10)	9.39 (75)	0.06 (8)	9.91 (23)	0.22 (8)	12.28 (40)	18.12 (44)	0.88 (14)	0.01 (2)	99.7 (6)
16-A3	10	48.23 (39)	0.49 (7)	9.79 (44)	0.07 (3)	9.61 (35)	0.25 (8)	13.10 (19)	17.79 (36)	0.66 (7)	0.01 (3)	100.0 (7)
16-F3	9	48.68 (50)	0.40 (6)	9.94 (38)	0.07 (4)	9.27 (25)	0.25 (6)	14.08 (34)	16.78 (33)	0.53 (6)	0.00 (1)	100.4 (6)
16-C3	18	48.57 (40)	0.37 (6)	10.11 (39)	0.06 (5)	8.46 (63)	0.25 (6)	14.59 (33)	17.12 (33)	0.47 (6)	0.00 (1)	99.9 (11)
16-D4	6	48.37 (80)	0.88 (13)	9.9 (13)	0.07 (5)	8.75 (46)	0.15 (12)	11.21 (24)	19.50 (73)	1.20 (9)	0.02 (4)	100.5 (3)
16-B4	8	48.75 (39)	0.67 (7)	9.33 (44)	0.07 (3)	9.29 (35)	0.16 (8)	12.03 (19)	18.68 (36)	1.02 (7)	0.01 (3)	99.8 (9)
16-A4	8	48.66 (60)	0.54 (6)	9.80 (78)	0.09 (3)	8.31 (34)	0.16 (6)	12.74 (43)	18.80 (38)	0.90 (9)	0.00 (1)	100.2 (8)
16-C4b	7	49.29 (39)	0.36 (7)	9.70 (46)	0.10 (3)	6.38 (35)	0.22 (8)	14.56 (19)	18.72 (36)	0.67 (7)	0.00 (3)	99.7 (11)
FM1	9	51.83 (42)	0.23 (6)	6.70 (33)	1.14 (12)	4.23 (28)	0.13 (8)	19.91 (45)	15.29 (68)	0.53 (6)	-	100.1 (5)
FM2	10	52.10 (49)	0.18 (5)	5.63 (41)	1.33 (17)	4.16 (31)	0.12 (6)	20.4 (13)	15.7 (15)	0.38 (11)	-	100.8 (7)
FF3-3	7	52.14 (42)	0.16 (8)	5.24 (56)	1.54 (26)	4.50 (40)	0.07 (8)	21.07 (89)	14.8 (13)	0.45 (9)	-	99.6 (7)
FF6-3	5	52.09 (26)	0.22 (4)	5.67 (67)	1.45 (10)	4.23 (18)	0.14 (7)	20.71 (26)	15.00 (85)	0.49 (11)	-	100.2 (4)
FF6-2	5	51.93 (62)	0.37 (26)	5.8 (19)	1.29 (49)	3.99 (53)	0.13 (8)	19.4 (12)	16.7 (18)	0.43 (34)	-	100.5 (7)
Inter0	8	51.91 (63)	0.33 (8)	6.78 (51)	1.12 (20)	3.55 (50)	0.11 (10)	18.1 (13)	17.0 (20)	1.09 (12)	0.01 (1)	100.3 (6)
Inter40	6	51.45 (42)	0.68 (8)	9.28 (22)	0.28 (7)	6.86 (21)	0.16 (6)	18.17 (26)	11.55 (40)	1.54 (11)	0.01 (2)	100.3 (7)
Inter16	10	49.28 (68)	1.21 (17)	8.77 (81)	0.22 (5)	9.80 (40)	0.20 (6)	16.19 (86)	13.5 (13)	0.86 (8)	0.01 (2)	100.0 (10)
Inter16BP	14	49.84 (68)	0.65 (15)	7.35 (91)	0.73 (15)	8.47 (56)	0.17 (8)	17.14 (65)	15.33 (95)	0.32 (7)	0.00 (2)	100.3 (9)

Tableau B.4 Compositions moyennes des plagioclases dans les expériences

	n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total ^b
	103-E1	2	52.4 (12)	0.03 (8)	29.54 (39)	0.10 (14)	0.47 (57)	0.04 (8)	0.7 (13)	12.53 (72)	4.12 (30)	0.06 (7)
	40-F1	7	53.9 (15)	0.05 (8)	28.81 (96)	0.03 (8)	0.53 (11)	0.02 (7)	0.15 (8)	11.7 (13)	4.62 (8)	0.20 (6)
	40-C1	3	54.0 (25)	0.04 (8)	28.6 (16)	0.00 (7)	0.49 (14)	0.01 (7)	0.13 (5)	11.8 (20)	4.6 (11)	0.15 (5)
	40-D1	8	53.3 (20)	0.04 (8)	29.1 (12)	0.01 (7)	0.49 (11)	0.02 (7)	0.15 (8)	12.2 (15)	4.56 (8)	0.12 (5)
	40-E1	6	51.47 (58)	0.04 (8)	30.30 (40)	0.01 (7)	0.44 (10)	0.04 (8)	0.17 (6)	13.63 (40)	3.67 (19)	0.05 (4)
	40-H2	8	56.81 (94)	0.03 (8)	26.7 (12)	0.02 (7)	0.55 (21)	0.02 (7)	0.39 (59)	9.17 (75)	6.07 (34)	0.22 (9)
	40-F2	10	56.7 (18)	0.03 (8)	26.9 (13)	0.01 (7)	0.47 (16)	0.02 (7)	0.14 (13)	9.5 (12)	5.92 (74)	0.31 (10)
	16-D1	7	50.60 (57)	0.07 (8)	30.3 (10)	0.02 (7)	0.87 (28)	0.02 (7)	0.35 (48)	14.33 (48)	3.41 (25)	0.07 (4)
												99.8 (7)

Tableau B.5 Compositions moyennes des grenats dans les expériences

	n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total ^b	Mg# ^a	
	40-H2	7	41.03 (34)	0.45 (5)	23.12 (25)	0.11 (5)	13.05 (39)	0.42 (10)	16.22 (23)	5.58 (21)	0.00 (4)	0.01 (4)	100.7 (5)	68.9 (6)
	40-F2	7	41.03 (52)	0.34 (12)	23.19 (21)	0.13 (5)	12.93 (44)	0.42 (9)	16.77 (30)	5.18 (34)	0.01 (2)	0.01 (2)	100.6 (7)	69.8 (10)
	40-J3	6	41.27 (30)	0.35 (8)	23.11 (30)	0.16 (6)	12.72 (19)	0.34 (6)	16.94 (66)	5.08 (79)	0.02 (3)	0.01 (4)	101.0 (4)	70.4 (9)
	40-H3	7	41.48 (30)	0.39 (14)	23.11 (31)	0.14 (5)	12.35 (22)	0.35 (9)	16.78 (34)	5.38 (48)	0.03 (3)	0.00 (2)	100.9 (6)	70.8 (14)
	40-F3	10	41.2 (12)	0.38 (11)	23.27 (89)	0.18 (8)	12.17 (38)	0.33 (7)	16.93 (39)	5.46 (56)	0.03 (4)	0.01 (3)	100.9 (6)	71.3 (10)
	40-G3	6	41.80 (39)	0.37 (11)	23.32 (30)	0.17 (5)	10.37 (40)	0.33 (8)	18.01 (42)	5.63 (47)	0.01 (2)	0.01 (3)	100.5 (6)	75.6 (10)
	40-C3	8	41.43 (20)	0.36 (4)	23.39 (35)	0.20 (7)	10.49 (42)	0.32 (3)	18.03 (23)	5.76 (44)	0.01 (2)	0.00 (1)	99.9 (3)	75.4 (9)
	40-D3	8	41.22 (33)	0.53 (15)	23.17 (33)	0.16 (8)	11.30 (30)	0.36 (5)	17.17 (32)	6.06 (44)	0.02 (3)	0.01 (2)	100.6 (4)	73.0 (9)
	40-E4	9	40.99 (44)	0.45 (13)	22.91 (20)	0.23 (21)	12.23 (39)	0.32 (6)	16.93 (75)	5.90 (97)	0.04 (4)	0.01 (1)	100.6 (6)	71.2 (13)
	40-C4	6	41.24 (95)	0.38 (13)	23.1 (11)	0.17 (18)	11.58 (30)	0.32 (5)	17.22 (74)	5.90 (76)	0.09 (21)	0.01 (3)	100.5 (5)	72.6 (13)
	40-D4	5	41.32 (30)	0.40 (7)	23.17 (30)	0.21 (3)	10.66 (20)	0.32 (12)	18.26 (12)	5.63 (15)	0.02 (4)	0.01 (2)	100.9 (3)	75.3 (4)
	16-D2	7	39.76 (18)	0.21 (11)	22.00 (31)	0.06 (6)	19.82 (20)	0.43 (6)	11.34 (75)	6.4 (12)	0.02 (4)	0.01 (2)	100.0 (8)	50.5 (17)
	16-E3	9	39.88 (66)	0.28 (36)	22.10 (32)	0.05 (7)	19.2 (19)	0.49 (12)	11.27 (73)	6.7 (22)	0.01 (3)	0.01 (2)	101.1 (6)	51.2 (25)
	16-B3	7	39.68 (36)	0.39 (31)	22.52 (15)	0.07 (4)	18.1 (32)	0.50 (11)	11.77 (91)	7.0 (20)	0.01 (2)	0.01 (2)	100.7 (5)	53.8 (31)
	16-A3	6	39.83 (38)	0.50 (5)	22.65 (28)	0.07 (3)	16.24 (39)	0.55 (13)	12.45 (50)	7.68 (35)	0.02 (1)	0.01 (2)	100.7 (5)	57.7 (15)
	16-F3	3	40.25 (54)	0.43 (10)	22.87 (23)	0.07 (4)	15.22 (60)	0.54 (3)	13.42 (67)	7.20 (44)	0.00 (0)	0.00 (0)	101.0 (20)	61.1 (21)
	16-D4	6	39.94 (24)	0.42 (40)	22.19 (22)	0.06 (5)	17.6 (27)	0.50 (5)	11.24 (11)	8.0 (17)	0.02 (5)	0.00 (1)	100.8 (7)	53.2 (18)
	16-B4	6	39.94 (39)	0.25 (40)	22.30 (30)	0.06 (10)	17.9 (14)	0.49 (5)	12.38 (40)	6.7 (13)	0.01 (2)	0.01 (2)	100.7 (4)	55.3 (20)
	16-A4	5	40.26 (39)	0.38 (31)	22.80 (25)	0.07 (3)	14.8 (17)	0.45 (5)	13.10 (94)	8.1 (17)	0.01 (2)	0.01 (3)	100.9 (7)	61.3 (18)
	16-C4b	6	40.56 (38)	0.28 (26)	22.7 (27)	0.10 (13)	14.1 (23)	0.49 (15)	14.70 (95)	7.1 (18)	0.02 (2)	0.01 (2)	100.7 (8)	65.1 (23)

Tableau B.6 Compositions moyennes des spinelles dans les expériences

n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Total ^b	Mg# ^c	Cr# ^d
103-E1	2	0.13 (5)	0.04 (9)	61.5 (33)	8.1 (30)	8.8 (87)	0.12 (6)	21.25 (68)	0.14 (6)	0.01 (3)	97.8 (7)	81.1 (22)
103-C1	3	0.19 (7)	0.03 (5)	64.6 (12)	5.1 (12)	8.06 (20)	0.07 (6)	21.80 (28)	0.10 (3)	0.00 (1)	98.4 (9)	82.8 (2)
103-H2a	1	0.28 (6)	0.06 (8)	58.72 (34)	10.21 (31)	8.81 (26)	0.09 (16)	21.60 (27)	0.23 (10)	0.00 (10)	97.6	81.4
40-E1	5	0.21 (6)	0.15 (5)	65.68 (42)	1.72 (45)	11.81 (44)	0.11 (7)	20.18 (29)	0.13 (6)	0.00 (3)	98.8 (12)	75.3 (9)
40-H2	7	0.15 (11)	0.18 (7)	65.47 (36)	0.86 (31)	15.66 (39)	0.13 (6)	17.39 (37)	0.16 (5)	0.00 (3)	98.4 (10)	66.4 (10)
40-F2	7	0.28 (5)	0.20 (6)	64.78 (37)	1.05 (51)	15.88 (34)	0.13 (7)	17.54 (27)	0.14 (10)	0.00 (3)	97.7 (8)	66.3 (6)
40-E2	5	0.25 (7)	0.18 (5)	65.58 (39)	1.01 (34)	14.45 (27)	0.12 (6)	18.22 (27)	0.16 (5)	0.01 (3)	98.8 (7)	69.2 (6)
40-A2	6	0.25 (5)	0.17 (5)	65.57 (35)	1.27 (33)	13.26 (28)	0.13 (7)	19.18 (27)	0.14 (5)	0.02 (3)	98.4 (6)	72.1 (2)
40-C2	9	0.25 (5)	0.17 (6)	65.42 (53)	1.36 (49)	12.59 (28)	0.12 (7)	19.96 (27)	0.13 (5)	0.01 (3)	98.8 (8)	73.9 (4)
40-B2	7	0.30 (8)	0.14 (5)	65.61 (39)	1.68 (32)	11.17 (28)	0.09 (10)	20.86 (35)	0.12 (7)	0.01 (3)	98.9 (7)	76.9 (6)
16-D1	2	0.37 (5)	0.36 (6)	62.48 (34)	0.55 (9)	22.95 (17)	0.21 (6)	12.74 (24)	0.32 (20)	0.00 (3)	99.0 (7)	49.7 (5)
16-F1	1	0.25 (7)	0.38 (6)	61.53 (34)	0.48 (9)	22.39 (17)	0.18 (6)	13.73 (25)	0.28 (20)	0.01 (3)	97.8	52.2
16-E1	4	0.29 (14)	0.25 (6)	63.91 (37)	0.58 (12)	18.78 (37)	0.18 (10)	15.72 (32)	0.25 (10)	0.02 (3)	99.1 (8)	59.9 (9)
16-B1	4	0.25 (5)	0.21 (6)	64.26 (50)	0.94 (18)	16.92 (27)	0.16 (6)	17.10 (27)	0.14 (6)	0.01 (3)	99.0 (6)	64.3 (4)
16-D2	5	0.57 (31)	0.59 (6)	60.32 (38)	0.51 (16)	25.23 (41)	0.18 (6)	12.23 (40)	0.35 (15)	0.01 (3)	97.7 (8)	46.4 (12)
16-A2	5	0.31 (7)	0.40 (6)	61.83 (50)	0.53 (7)	23.42 (42)	0.18 (8)	13.10 (25)	0.22 (5)	0.01 (3)	99.0 (6)	49.9 (7)
16-B2	5	0.32 (11)	0.29 (6)	63.47 (47)	0.53 (7)	19.17 (20)	0.19 (6)	15.81 (36)	0.20 (5)	0.01 (3)	99.4 (8)	59.5 (7)
16-E2	6	0.30 (6)	0.25 (6)	63.10 (65)	0.50 (7)	18.29 (22)	0.18 (6)	16.19 (27)	0.20 (5)	0.01 (3)	99.0 (6)	61.2 (2)
16-C2	8	0.32 (7)	0.19 (5)	65.04 (35)	0.72 (18)	15.24 (30)	0.16 (6)	18.13 (41)	0.18 (7)	0.00 (3)	98.9 (9)	68.0 (7)
16-B3	3	0.81 (49)	0.77 (19)	57.6 (11)	1.3 (15)	24.99 (51)	0.18 (6)	13.93 (25)	0.46 (54)	0.00 (0)	98.9 (7)	49.8 (7)
16-A3	5	0.32 (5)	0.34 (6)	61.35 (58)	0.92 (14)	21.72 (25)	0.17 (7)	14.98 (27)	0.20 (6)	0.00 (3)	99.7 (7)	55.1 (3)
16-F3	7	0.37 (5)	0.22 (6)	63.06 (35)	0.87 (9)	18.64 (31)	0.20 (15)	16.36 (27)	0.23 (9)	0.03 (5)	99.6 (10)	61.0 (6)
16-C3	8	0.38 (5)	0.20 (5)	63.66 (25)	0.90 (41)	16.60 (36)	0.18 (6)	17.86 (27)	0.21 (5)	0.00 (2)	98.1 (5)	65.7 (7)
FM1	7	0.24 (5)	0.15 (5)	54.3 (20)	19.9 (22)	9.02 (33)	0.13 (7)	21.21 (63)	0.04 (4)	0.01 (3)	98.3 (5)	80.7 (10)
FM2	5	0.23 (5)	0.16 (5)	45.5 (34)	24.4 (32)	9.68 (49)	0.10 (8)	19.93 (33)	0.09 (5)	0.02 (3)	98.0 (12)	78.6 (11)
FM3	4	0.19 (5)	0.18 (9)	35.22 (91)	35.20 (95)	10.46 (27)	0.00 (18)	18.46 (27)	0.10 (10)	0.00 (3)	97.4 (12)	75.9 (13)
FM4	4	0.17 (11)	0.21 (6)	29.5 (12)	4.15.5 (13)	10.74 (29)	0.16 (6)	17.58 (45)	0.11 (5)	0.01 (3)	96.9 (8)	74.5 (8)
FF3-3	3	0.25 (5)	0.15 (5)	44.44 (41)	25.76 (67)	9.66 (27)	0.12 (6)	19.52 (27)	0.10 (5)	0.00 (3)	98.0 (1)	78.3 (2)
FF3-2	6	0.27 (8)	0.25 (6)	37.5 (11)	32.6 (11)	10.31 (32)	0.14 (5)	18.79 (26)	0.15 (3)	0.02 (4)	97.8 (7)	76.5 (8)
FF3-1	3	0.27 (7)	0.35 (6)	28.7 (11)	42.0 (11)	10.98 (40)	0.17 (5)	17.37 (27)	0.14 (13)	0.00 (3)	97.2 (14)	73.8 (9)
FF6-3	5	0.22 (6)	0.23 (4)	43.5 (31)	26.4 (32)	9.68 (66)	0.15 (7)	19.63 (84)	0.13 (4)	0.01 (2)	98.0 (9)	78.3 (18)
FF6-2	6	0.21 (8)	0.28 (6)	40.1 (25)	30.1 (28)	9.96 (33)	0.16 (9)	18.98 (20)	0.17 (11)	0.01 (3)	97.4 (9)	68.8 (10)
Inter0	3	0.32 (7)	0.18 (9)	55.1 (28)	13.8 (32)	8.72 (38)	0.11 (7)	21.70 (79)	0.03 (5)	0.01 (3)	98.0 (8)	81.6 (12)
Inter40	2	0.22 (5)	0.35 (12)	59.4 (37)	8.5 (41)	11.19 (85)	0.14 (7)	20.1 (16)	0.05 (5)	0.00 (0)	98.7 (9)	76.2 (28)
Inter16	4	0.31 (12)	0.85 (17)	58.0 (43)	4.7 (42)	19.35 (88)	0.12 (6)	16.46 (72)	0.11 (7)	0.01 (3)	98.5 (9)	60.3 (20)
Inter16BP	6	0.19 (9)	0.44 (6)	56.8 (18)	9.2 (18)	16.36 (25)	0.13 (10)	16.78 (27)	0.13 (9)	0.01 (3)	99.8 (4)	64.7 (3)

Annexes

Tableau B.7 Compositions moyennes des liquides dans les expériences

	n ^a	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total ^b	Mg# ^c	Net O/Hy/Di/Fds ^e	
103-C1	5	52.57 (28)	0.21 (10)	19.71 (62)	0.04 (6)	5.48 (14)	0.07 (8)	7.92 (48)	8.90 (40)	4.70 (32)	0.37 (10)	95.4 (26)	72.0 (11)	2/18/0/10/69
103-B1	3	51.62 (59)	0.17 (9)	17.99 (32)	0.16 (9)	6.43 (30)	0.11 (8)	9.79 (25)	10.42 (34)	3.16 (20)	0.16 (5)	96.1 (19)	73.1 (23)	0/16/8/14/62
103-A1	5	51.4 (11)	0.14 (6)	15.05 (78)	0.25 (6)	6.04 (32)	0.13 (14)	12.72 (86)	12.61 (60)	1.63 (30)	0.04 (6)	97.7 (29)	79.0 (12)	0/8/21/23/48
103-D1	14	52.56 (60)	0.12 (4)	10.28 (58)	0.47 (6)	4.37 (88)	0.11 (10)	17.2 (11)	13.96 (48)	0.91 (32)	0.02 (4)	97.4 (10)	87.5 (27)	0/6/26/36/32
103-H2b	7	48.8 (83)	0.36 (11)	18.31 (41)	0.05 (9)	7.12 (31)	0.11 (10)	10.79 (27)	10.06 (38)	3.83 (22)	0.48 (9)	98.4 (11)	73.0 (5)	7/23/0/15/54
103-B2a	8	49.77 (72)	0.33 (4)	17.21 (42)	0.07 (6)	7.23 (22)	0.11 (4)	11.34 (32)	10.21 (38)	3.37 (14)	0.38 (6)	98.2 (20)	73.7 (8)	3/24/0/16/56
103-B2b	9	51.0 (16)	0.31 (6)	17.45 (48)	0.02 (6)	6.91 (36)	0.12 (6)	10.3 (11)	9.62 (56)	3.83 (28)	0.47 (14)	99.8 (2)	73.3 (16)	3/22/0/15/60
103-C2	6	49.4 (12)	0.27 (14)	17.0 (13)	0.09 (4)	7.48 (70)	0.06 (14)	12.6 (12)	10.16 (98)	2.74 (6)	0.19 (10)	96.1 (34)	75.0 (10)	0/27/1/14/58
103-E2	3	49.5 (12)	0.30 (2)	15.91 (32)	0.08 (0)	7.23 (2)	0.10 (2)	13.59 (62)	11.12 (8)	2.00 (76)	0.12 (2)	97.7 (22)	76.7 (7)	0/21/10/17/52
103-D2	6	50.0 (12)	0.21 (18)	13.47 (54)	0.20 (18)	7.29 (64)	0.15 (16)	14.60 (60)	12.28 (72)	1.80 (24)	0.08 (14)	100.1 (12)	78.1 (47)	0/20/9/26/44
103-F2	8	50.98 (36)	0.11 (4)	10.16 (24)	0.50 (6)	5.78 (20)	0.13 (10)	18.47 (30)	12.85 (34)	1.00 (12)	0.03 (6)	98.7 (11)	85.1 (6)	0/15/20/32/32
40-C1	2	48.03 (70)	1.65 (2)	16.6 (13)	0.04 (10)	13.20 (80)	0.25 (14)	7.18 (42)	8.2 (10)	4.49 (52)	0.40 (2)	96.2 (38)	49.2 (3)	7/24/0/14/52
40-D1	8	48.80 (54)	1.64 (32)	17.8 (19)	0.02 (10)	11.0 (29)	0.32 (16)	7.36 (146)	9.2 (13)	3.56 (90)	0.25 (16)	98.1 (21)	52.3 (66)	1/23/0/11/62
40-E1	10	49.36 (34)	0.80 (10)	18.87 (30)	0.03 (4)	9.40 (24)	0.13 (12)	7.98 (36)	9.99 (28)	3.23 (22)	0.21 (6)	98.9 (1)	60.2 (10)	0/22/1/11/65
40-B1n	5	49.43 (80)	0.64 (8)	15.28 (76)	0.10 (4)	8.71 (42)	0.19 (12)	11.17 (48)	12.40 (66)	1.99 (14)	0.09 (8)	99.5 (12)	69.6 (9)	0/17/8/24/50
40-A1	8	49.76 (40)	0.61 (12)	14.91 (34)	0.11 (4)	8.31 (32)	0.19 (8)	11.58 (34)	12.47 (40)	1.98 (14)	0.08 (4)	99.0 (5)	71.3 (12)	0/16/9/25/49
40-B1	13	49.00 (34)	0.56 (10)	14.00 (18)	0.12 (8)	8.83 (22)	0.11 (10)	13.26 (26)	12.30 (56)	1.75 (12)	0.07 (2)	98.5 (9)	72.8 (3)	0/21/8/25/45
40-H2	5	52.66 (66)	1.09 (8)	20.19 (42)	0.02 (4)	7.51 (22)	0.13 (8)	4.29 (30)	5.73 (16)	6.74 (54)	1.63 (10)	95.1 (41)	50.5 (21)	12/14/0/7/65
40-F2	28	52.63 (52)	1.06 (8)	19.79 (32)	0.02 (6)	8.15 (26)	0.14 (8)	4.68 (20)	5.78 (30)	6.43 (32)	1.32 (14)	98.5 (12)	50.6 (15)	9/16/0/6/66
40-E2	9	50.62 (54)	1.08 (4)	19.67 (44)	0.00 (4)	10.01 (36)	0.15 (14)	5.78 (18)	6.74 (38)	5.40 (22)	0.53 (10)	98.0 (8)	50.7 (11)	6/21/0/5/66
40-A2	2	47.37 (48)	1.08 (24)	17.78 (34)	0.03 (0)	11.3 (14)	0.20 (10)	9.2 (10)	9.10 (30)	3.68 (12)	0.26 (4)	97.8 (15)	59.1 (56)	5/27/0/12/55
40-C2	7	48.21 (34)	0.93 (12)	16.77 (10)	0.01 (4)	11.53 (24)	0.30 (8)	9.38 (24)	9.33 (18)	3.37 (20)	0.16 (4)	99.2 (9)	60.1 (9)	2/27/0/13/56
40-B2	7	47.86 (34)	0.81 (12)	16.46 (36)	0.00 (6)	10.89 (44)	0.21 (10)	10.61 (18)	10.08 (8)	2.93 (16)	0.15 (6)	99.0 (13)	63.5 (8)	2/28/0/15/54
40-G2	8	48.49 (62)	0.65 (10)	14.62 (26)	0.10 (6)	9.34 (18)	0.20 (12)	12.89 (28)	11.66 (32)	1.96 (14)	0.10 (4)	99.6 (9)	71.1 (3)	0/24/5/22/48
40-D2a	10	48.82 (56)	0.52 (12)	12.77 (27)	0.13 (9)	8.50 (33)	0.19 (8)	15.65 (32)	11.72 (38)	1.62 (14)	0.07 (6)	99.0 (8)	76.64 (80)	0/25/8/25/42
40-J3	6	53.31 (67)	1.22 (15)	18.48 (32)	0.01 (8)	7.42 (41)	0.08 (8)	4.39 (22)	4.21 (23)	6.29 (36)	4.58 (40)	97.4 (11)	51.3 (11)	1/7/13/0/10/57
40-H3	9	50.35 (58)	1.65 (16)	17.10 (34)	0.01 (8)	9.96 (44)	0.10 (10)	6.07 (20)	5.80 (27)	6.46 (27)	2.50 (19)	97.9 (8)	52.1 (16)	1/8/17/0/15/46
40-F3	9	49.13 (83)	1.65 (16)	16.32 (47)	0.01 (8)	11.52 (38)	0.18 (8)	7.46 (22)	7.13 (30)	5.0 (14)	1.61 (15)	98.2 (18)	53.6 (8)	1/12/2/0/15/49
40-G3	11	47.04 (55)	1.35 (15)	16.45 (40)	0.02 (8)	12.31 (39)	0.22 (11)	9.87 (26)	9.33 (32)	3.18 (21)	0.24 (6)	98.4 (11)	58.8 (8)	3/28/0/14/52
40-C3	4	47.31 (55)	1.09 (14)	15.74 (30)	0.03 (8)	12.25 (39)	0.23 (10)	10.42 (26)	9.21 (51)	3.46 (27)	0.26 (7)	96.8 (22)	60.3 (8)	5/29/0/16/49
40-C3b	9	47.29 (55)	1.06 (14)	15.62 (30)	0.03 (8)	12.19 (39)	0.23 (9)	10.64 (26)	9.60 (32)	3.11 (20)	0.23 (8)	98.2 (11)	60.9 (7)	3/29/0/16/48
40-E3b	8	47.50 (59)	0.67 (13)	14.70 (43)	0.07 (9)	9.92 (36)	0.24 (15)	13.69 (31)	11.11 (37)	2.01 (16)	0.10 (8)	99.1 (10)	71.1 (8)	0/30/0/20/45
40-E4	9	48.30 (67)	2.08 (9)	15.76 (47)	0.00 (8)	11.7 (10)	0.19 (5)	7.28 (20)	6.95 (28)	5.52 (17)	2.24 (18)	98.1 (9)	52.7 (27)	1/7/20/0/19/40

Tableau B.7 Suite

n°	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Cr₂O₃	FeO	MnO	CaO	Na₂O	K₂O	Total^b	Mg#^c	Ne/O/Hy/Dfds^e
40-C4	10	48.69 (56)	1.90 (17)	14.61 (29)	0.01 (8)	12.22 (39)	0.19 (8)	8.36 (24)	4.15 (25)	1.42 (16)	98.7 (6)	54.9 (10)
40-D4	7	47.86 (56)	1.39 (15)	15.10 (29)	0.03 (8)	11.30 (37)	0.25 (9)	10.81 (27)	9.88 (44)	3.06 (19)	0.34 (8)	97.2 (11)
40-F4	9	47.70 (57)	0.59 (12)	13.78 (45)	0.11 (9)	9.28 (29)	0.23 (8)	14.61 (31)	11.87 (38)	1.74 (15)	0.07 (6)	98.0 (10)
16-F1	7	44.71 (36)	1.46 (8)	15.78 (22)	0.04 (4)	19.85 (26)	0.33 (10)	5.45 (18)	9.71 (44)	2.52 (22)	0.17 (4)	98.2 (10)
16-E1	4	44.04 (38)	1.33 (12)	15.32 (16)	0.01 (4)	18.40 (56)	0.37 (4)	7.43 (52)	11.58 (32)	1.46 (12)	0.08 (4)	98.8 (9)
16-B1	8	43.58 (62)	1.05 (8)	15.24 (34)	0.03 (6)	17.34 (54)	0.36 (6)	8.29 (56)	12.74 (28)	1.31 (22)	0.06 (4)	98.5 (12)
16-C1	8	44.25 (40)	0.81 (8)	14.19 (28)	0.07 (8)	13.81 (36)	0.29 (6)	10.91 (24)	14.79 (40)	0.82 (16)	0.06 (4)	99.4 (13)
16-D2	9	42.43 (56)	2.28 (10)	13.68 (14)	0.01 (4)	23.23 (24)	0.37 (12)	5.55 (42)	8.49 (38)	2.83 (52)	1.13 (12)	97.6 (11)
16A2	9	41.55 (54)	1.59 (16)	14.63 (29)	0.01 (8)	21.78 (49)	0.36 (12)	7.48 (22)	9.81 (35)	2.46 (19)	0.32 (10)	99.0 (13)
16-B2	6	43.0 (11)	1.19 (14)	13.68 (92)	0.01 (6)	21.21 (86)	0.37 (24)	8.4 (18)	10.7 (11)	1.29 (74)	0.09 (12)	90.5 (38)
16-E2	14	42.86 (38)	1.18 (8)	13.67 (30)	0.03 (4)	19.94 (26)	0.36 (12)	9.13 (14)	11.58 (40)	1.22 (10)	0.05 (4)	99.0 (12)
16-C2	10	43.08 (32)	1.02 (8)	13.99 (24)	0.03 (6)	17.86 (32)	0.34 (6)	10.04 (18)	12.59 (30)	1.02 (10)	0.04 (6)	99.3 (10)
16-B3	2	38.15 (52)	3.33 (19)	10.68 (25)	0.02 (8)	25.50 (53)	0.39 (8)	8.20 (25)	10.70 (54)	2.53 (42)	0.48 (9)	94.0 (12)
16-A3	17	40.41 (49)	1.72 (16)	12.67 (27)	0.03 (8)	23.44 (50)	0.35 (11)	8.75 (24)	10.95 (36)	1.55 (20)	0.13 (6)	97.5 (13)
16-F3	19	41.42 (50)	1.42 (15)	13.17 (28)	0.01 (8)	21.68 (49)	0.38 (12)	9.56 (30)	11.13 (37)	1.16 (14)	0.07 (7)	98.5 (11)
16-C3	10	42.61 (51)	1.19 (15)	13.58 (28)	0.02 (8)	18.53 (59)	0.38 (14)	10.59 (26)	11.97 (38)	1.08 (12)	0.06 (4)	98.5 (5)
16-B4	3	36.68 (46)	2.69 (29)	9.29 (23)	0.00 (8)	25.50 (89)	0.35 (8)	9.92 (26)	12.63 (52)	2.70 (28)	0.25 (7)	95.0 (9)
16-A4b	12	39.09 (48)	2.36 (18)	10.39 (25)	0.01 (8)	22.23 (49)	0.37 (14)	10.63 (43)	12.78 (39)	1.94 (16)	0.18 (8)	98.1 (8)
16-C4b	3	42.29 (69)	0.95 (15)	14.31 (39)	0.05 (9)	16.87 (39)	0.31 (15)	10.92 (28)	13.15 (56)	1.09 (16)	0.06 (7)	96.4 (8)
FM1	12	49.01 (57)	0.84 (13)	16.80 (41)	0.12 (9)	7.17 (31)	0.14 (8)	11.35 (42)	11.27 (37)	2.81 (18)	0.50 (9)	97.9 (6)
FM2	3	48.62 (96)	0.94 (14)	17.08 (31)	0.08 (9)	7.15 (31)	0.16 (8)	11.37 (27)	11.01 (65)	3.04 (8)	0.54 (10)	95.9 (20)
FM3	6	49.83 (67)	0.66 (13)	16.47 (73)	0.16 (9)	7.00 (42)	0.16 (11)	11.33 (46)	12.08 (56)	2.00 (21)	0.30 (7)	94.7 (25)
FM4	10	51.10 (58)	0.58 (12)	16.04 (57)	0.20 (9)	6.48 (30)	0.11 (8)	11.14 (49)	12.29 (53)	1.82 (24)	0.23 (7)	98.2 (13)
FF3-3	9	49.65 (63)	0.84 (12)	17.56 (37)	0.14 (8)	6.67 (43)	0.16 (11)	10.53 (31)	11.37 (23)	2.65 (10)	0.43 (7)	98.8 (10)
FF3-2	5	51.74 (86)	0.73 (6)	15.97 (52)	0.22 (9)	6.62 (12)	0.16 (6)	10.40 (95)	11.71 (61)	2.11 (11)	0.34 (6)	99.1 (17)
FF3-1	7	53.41 (60)	0.64 (12)	15.96 (30)	0.31 (11)	5.92 (29)	0.11 (9)	10.00 (26)	11.32 (40)	1.98 (22)	0.34 (9)	99.1 (17)
FF6-3	4	50.46 (39)	0.79 (13)	16.31 (54)	0.23 (21)	7.08 (41)	0.19 (24)	10.71 (66)	11.33 (38)	2.47 (12)	0.45 (4)	94.4 (5)
FF6-2	14	52.00 (41)	0.73 (9)	15.94 (19)	0.26 (6)	6.47 (21)	0.12 (4)	10.33 (35)	11.47 (26)	2.28 (16)	0.41 (5)	98.2 (23)
FF6-1	5	51.26 (59)	0.66 (6)	15.16 (50)	0.37 (6)	6.62 (35)	0.10 (6)	12.12 (58)	11.10 (60)	2.22 (20)	0.40 (15)	99.0 (11)
Inter40	9	51.41 (58)	1.13 (14)	19.43 (41)	0.05 (9)	6.96 (31)	0.09 (8)	6.74 (40)	7.44 (43)	0.91 (13)	0.34 (6)	98.1 (18)
Inter16	10	44.42 (55)	3.99 (20)	15.29 (30)	0.02 (8)	15.23 (42)	0.16 (8)	7.82 (28)	8.52 (32)	3.33 (20)	1.22 (16)	97.3 (11)
Inter16BP	6	46.26 (71)	1.99 (17)	15.05 (77)	0.10 (9)	14.47 (57)	0.19 (9)	8.78 (11)	11.33 (37)	1.56 (14)	0.25 (8)	98.9 (18)

Annexe C : Formules structurales et critères de sélection des minéraux

Tableau C.1 Formules structurales et seconde étape de sélection des orthopyroxènes

	Si	Ti	Al	Cr	Fe ²⁺ ^b	Mn	Mg	Ca	M1+M2 ^a	Al IV	Al VI	Charge ^b	En ^c	Fs ^c
103-E1	1.876	0.017	0.253	0.012	0.190	0.003	1.610	0.046	2.007	0.124	0.129	0.034	89.25	10.75
103-C1	1.872	0.001	0.263	0.015	0.184	0.003	1.591	0.058	1.987	0.128	0.136	0.025	89.54	10.46
103-B1	1.885	0.001	0.229	0.015	0.170	0.004	1.617	0.072	1.993	0.115	0.114	0.016	90.28	9.72
103-A1	1.926	0.001	0.156	0.019	0.136	0.003	1.647	0.098	1.986	0.074	0.082	0.029	92.26	7.74
103-H2a	1.875	0.001	0.262	0.013	0.178	0.003	1.583	0.072	1.987	0.125	0.137	0.027	89.68	10.32
103-H2b	1.855	0.001	0.288	0.014	0.172	0.003	1.578	0.081	1.992	0.145	0.143	0.014	90.07	9.93
103-B2a	1.886	0.001	0.240	0.013	0.166	0.001	1.596	0.083	1.986	0.114	0.126	0.027	90.48	9.52
103-B2b	1.882	0.001	0.242	0.013	0.177	0.003	1.588	0.080	1.986	0.118	0.125	0.022	89.82	10.18
103-C2	1.885	0.001	0.241	0.014	0.164	0.003	1.595	0.084	1.987	0.115	0.126	0.027	90.58	9.42
103-E2	1.895	0.001	0.238	-	0.153	0.003	1.603	0.092	1.985	0.105	0.133	0.030	91.13	8.87
103-D2	1.925	0.001	0.172	-	0.136	0.003	1.650	0.102	1.989	0.075	0.097	0.024	92.28	7.72
40-F1	1.912	0.006	0.184	0.002	0.406	0.009	1.438	0.033	1.990	0.088	0.095	0.021	77.56	22.44
40-C1	1.895	0.005	0.208	0.002	0.403	0.009	1.435	0.035	1.992	0.105	0.103	0.010	77.71	22.29
40-D1	1.900	0.005	0.192	0.001	0.428	0.010	1.435	0.029	2.000	0.100	0.091	0.002	76.63	23.37
40-E1	1.877	0.006	0.249	0.003	0.335	0.008	1.453	0.059	1.990	0.123	0.126	0.018	80.85	19.15
40-H2	1.906	0.005	0.207	0.002	0.380	0.007	1.439	0.039	1.985	0.094	0.113	0.031	78.75	21.25
40-F2	1.898	0.005	0.224	0.002	0.383	0.007	1.422	0.043	1.984	0.102	0.122	0.032	78.48	21.52
40-E2	1.886	0.006	0.240	0.001	0.372	0.007	1.428	0.047	1.987	0.114	0.126	0.025	78.98	21.02
40-A2	1.874	0.004	0.271	0.005	0.289	0.006	1.471	0.066	1.986	0.126	0.145	0.032	83.33	16.67
FM1	1.862	0.003	0.257	0.025	0.174	0.004	1.584	0.084	1.993	0.138	0.119	0.012	89.90	10.10
FM2	1.903	0.002	0.166	0.026	0.170	0.005	1.640	0.088	2.000	0.097	0.069	0.002	90.41	9.59
FM3	1.912	0.002	0.147	0.030	0.166	0.004	1.643	0.093	1.997	0.088	0.060	0.006	90.62	9.38
FM4	1.920	0.002	0.130	0.033	0.164	0.004	1.657	0.085	1.995	0.080	0.050	0.007	90.80	9.20
FF3-3	1.870	0.004	0.211	0.037	0.171	0.003	1.611	0.097	2.004	0.130	0.081	-0.004	90.26	9.74
FF3-2	1.908	0.003	0.161	0.031	0.166	0.004	1.627	0.094	1.994	0.092	0.069	0.014	90.53	9.47
FF3-1	1.930	0.003	0.119	0.030	0.169	0.004	1.657	0.083	1.995	0.070	0.048	0.014	90.49	9.51
FF6-3	1.872	0.004	0.217	0.032	0.168	0.005	1.609	0.093	2.000	0.128	0.089	0.001	90.34	9.66
FF6-2	1.893	0.004	0.180	0.030	0.170	0.004	1.630	0.087	1.998	0.107	0.073	0.004	90.35	9.65
Inter0	1.877	0.003	0.239	0.021	0.165	0.003	1.612	0.069	1.989	0.123	0.116	0.020	90.56	9.44
Inter40	1.851	0.009	0.307	0.005	0.275	0.005	1.455	0.075	1.982	0.149	0.158	0.032	83.87	16.13
Inter16	1.864	0.012	0.258	0.007	0.391	0.006	1.386	0.068	1.992	0.136	0.122	0.017	77.78	22.22

^a Test sur le remplissage des sites M1 et M2 : la somme des cations – 2 doit être comprise entre 1.98 et 2.02

^b Test sur la balance des charge. 2Ti + Cr + Al(VI) – Al(IV) doit être compris entre -0.33Fe²⁺ et 0.04.

^c Composants Enstatite (En) et Ferrosilite (Fs) normalisés à 100%

Annexes

Tableau C.2 Formules structurales et seconde étape de sélection des olivines

	Si^a	Ti	Al	Cr	Fe²⁺	Mn	Mg	Ca	Somme – Si^b
103-E1	1.010	0.001	0.002	0.002	0.219	0.003	1.742	0.008	1.977
103-C1	1.003	-	0.004	0.014	0.209	0.003	1.743	0.010	1.983
103-B1	1.002	-	0.003	0.002	0.193	0.002	1.785	0.010	1.995
103-A1	1.007	-	0.002	0.004	0.157	0.002	1.807	0.010	1.982
103-D1	1.001	-	0.002	0.006	0.092	0.002	1.882	0.009	1.993
103-H2a	1.005	-	0.003	0.001	0.210	0.003	1.760	0.009	1.986
103-H2b	1.001	-	0.004	0.001	0.204	0.002	1.775	0.009	1.995
103-B2a	1.004	-	0.003	0.002	0.200	0.003	1.772	0.009	1.989
103-B2b	1.007	-	0.003	0.002	0.205	0.002	1.761	0.009	1.982
103-C2	1.006	-	0.003	0.002	0.190	0.002	1.778	0.009	1.984
103-E2	1.006	-	0.004	-	0.179	0.002	1.790	0.010	1.985
103-D2	1.005	-	0.003	-	0.161	0.002	1.812	0.009	1.987
103-F2	1.001	-	0.003	0.006	0.112	0.002	1.862	0.010	1.995
40-F1	1.004	-	0.002	-	0.492	0.008	1.478	0.010	1.990
40-C1	1.003	-	0.002	-	0.462	0.006	1.514	0.009	1.993
40-D1	1.007	-	0.003	0.001	0.429	0.006	1.533	0.012	1.984
40-E1	0.999	-	0.003	-	0.352	0.005	1.629	0.010	1.999
40-B1n	1.005	-	0.002	0.001	0.240	0.004	1.729	0.010	1.986
40-A1	0.999	-	0.002	0.002	0.237	0.004	1.743	0.011	1.999
40-B1	1.002	-	0.002	0.002	0.199	0.004	1.778	0.009	1.994
40-G2	1.006	-	0.003	0.001	0.238	0.004	1.729	0.009	1.984
40-D2a	0.999	-	0.003	0.002	0.187	0.003	1.796	0.009	2.000
16-D1	0.997	0.001	0.008	-	0.813	0.012	1.150	0.016	2.000
16-F1	1.003	0.001	0.003	-	0.798	0.012	1.161	0.016	1.991
16-E1	1.006	-	0.005	-	0.611	0.010	1.341	0.018	1.985
16-B1	0.999	-	0.003	0.001	0.548	0.009	1.423	0.017	2.001
16-C1	1.004	-	0.003	0.001	0.358	0.006	1.605	0.016	1.989
16-D2	1.004	0.002	0.005	0.001	0.828	0.011	1.124	0.018	1.989
16-A2	1.001	0.001	0.004	0.001	0.729	0.010	1.236	0.015	1.996
16-B2	0.999	0.001	0.004	-	0.631	0.010	1.336	0.019	2.001
16-E2	1.004	0.001	0.006	0.001	0.479	0.008	1.479	0.016	1.990
16-C2	1.003	0.001	0.004	-	0.577	0.009	1.382	0.017	1.990
16-E3	1.008	0.001	0.005	-	0.776	0.009	1.169	0.019	1.979
16-B3	1.003	0.001	0.007	0.001	0.636	0.008	1.317	0.018	1.988
16-A3	1.007	0.001	0.005	-	0.649	0.009	1.303	0.016	1.983
16-D4	1.004	0.001	0.009	-	0.761	0.009	1.185	0.021	1.986
16-B4	0.998	0.001	0.006	-	0.606	0.007	1.362	0.017	1.999
FM1	1.000	-	0.003	0.002	0.202	0.003	1.780	0.008	1.998
FM2	0.995	-	0.002	0.003	0.197	0.003	1.794	0.008	2.007
FM3	0.996	-	0.002	0.004	0.191	0.003	1.797	0.009	2.006
FM4	0.998	-	0.002	0.005	0.186	0.003	1.797	0.007	2.000
FF3-3	0.996	-	0.001	0.003	0.197	0.003	1.795	0.007	2.006
FF3-2	0.996	-	0.002	0.004	0.187	0.003	1.800	0.008	2.004
FF3-1	0.999	-	0.001	0.006	0.190	0.003	1.789	0.008	1.997
FF6-3	0.995	-	0.003	0.005	0.194	0.003	1.793	0.008	2.006
FF6-2	0.994	-	0.002	0.004	0.193	0.003	1.797	0.008	2.007
FF6-1	0.994	-	0.002	0.007	0.182	0.003	1.805	0.008	2.007
Inter0	1.004	-	0.002	0.002	0.190	0.003	1.788	0.005	1.990
Inter40	1.002	0.001	0.003	0.002	0.270	0.003	1.708	0.005	1.992
Inter16	1.004	0.001	0.003	0.001	0.503	0.005	1.467	0.010	1.990
Inter16BP	1.003	0.001	0.003	0.002	0.436	0.005	1.535	0.010	1.992

a Si doit être compris entre 0.99 et 1.01

b La somme des cations – Si doit être comprise entre 1.98 et 2.02

Annexes

Tableau C.3 Formules structurales et seconde étape de b

	Si	Ti	Al	Cr	Fe ²⁺ b	Mn	Mg	Ca	Na	M1+M2 ^a	Al/V	Charge ^b	En ^c	Fs ^c	Wo ^c
103-E1	1.871	0.003	0.296	0.018	0.094	0.003	0.883	0.768	0.062	1.998	0.129	0.168	0.00	54.50	5.92
103-C1	1.872	0.003	0.294	0.019	0.113	0.003	0.975	0.665	0.047	1.991	0.128	0.166	0.02	60.10	7.14
103-B1	1.880	0.002	0.255	0.021	0.116	0.003	1.073	0.612	0.032	1.994	0.120	0.135	0.01	63.73	7.13
103-A1	1.919	0.001	0.184	0.023	0.105	0.003	1.175	0.557	0.019	1.986	0.081	0.103	0.03	67.28	6.18
103-D1	1.971	-	0.057	0.021	0.096	0.003	1.678	0.165	-	1.991	0.029	0.027	0.02	87.67	5.22
103-H2a	1.862	0.003	0.327	0.019	0.119	0.003	0.982	0.616	0.065	1.996	0.138	0.189	0.01	62.15	7.72
103-H2b	1.853	0.002	0.314	0.018	0.131	0.002	1.073	0.558	0.051	2.002	0.147	0.167	-0.01	66.21	8.26
103-B2a	1.864	0.003	0.308	0.019	0.123	0.003	1.051	0.573	0.054	1.998	0.136	0.172	0.01	65.14	7.82
103-B2b	1.852	0.003	0.328	0.018	0.120	0.005	1.001	0.616	0.056	1.999	0.148	0.180	0.00	62.74	7.78
103-C2	1.873	0.002	0.284	0.019	0.123	0.003	1.082	0.565	0.041	1.992	0.127	0.158	0.01	65.90	7.67
103-E2	1.874	0.002	0.274	0.019	0.127	0.002	1.160	0.503	0.033	1.994	0.126	0.149	0.01	69.80	7.82
103-D2	1.909	0.001	0.199	0.021	0.119	0.003	1.300	0.417	0.023	1.992	0.091	0.108	0.02	74.71	7.01
103-F2	1.956	0.001	0.081	0.021	0.101	0.003	1.589	0.236	0.008	1.996	0.044	0.037	0.01	84.29	5.52
40-F1	1.836	0.021	0.313	0.007	0.263	0.009	0.894	0.617	0.045	2.005	0.164	0.149	-0.01	54.51	16.59
40-C1	1.832	0.020	0.321	0.008	0.254	0.008	0.902	0.616	0.042	2.003	0.168	0.153	-0.01	55.27	16.05
40-D1	1.820	0.018	0.349	0.008	0.242	0.008	0.911	0.612	0.035	2.003	0.180	0.169	0.00	56.59	15.55
40-E1	1.847	0.013	0.334	0.006	0.209	0.006	0.961	0.577	0.035	1.988	0.153	0.180	0.02	59.98	13.47
40-B1n	1.912	0.004	0.183	0.013	0.155	0.005	1.112	0.592	0.023	1.999	0.088	0.094	0.00	62.54	9.00
40-A1	1.918	0.005	0.165	0.009	0.152	0.005	1.131	0.593	0.021	1.999	0.082	0.083	0.00	62.68	8.75
40-H2	1.839	0.016	0.404	0.003	0.231	0.006	0.824	0.568	0.102	1.993	0.161	0.243	0.02	55.75	16.10
40-F2	1.821	0.015	0.435	0.003	0.250	0.006	0.838	0.526	0.100	1.994	0.179	0.256	0.01	57.71	17.63
40-E2	1.816	0.014	0.428	0.003	0.251	0.006	0.881	0.515	0.083	1.997	0.184	0.244	0.01	59.62	17.34
40-A2	1.820	0.010	0.403	0.005	0.227	0.007	0.973	0.493	0.058	1.996	0.180	0.223	0.01	63.83	15.33
40-C2	1.828	0.009	0.333	0.004	0.222	0.007	0.999	0.492	0.053	1.997	0.172	0.211	0.01	64.39	14.71
40-B2	1.828	0.008	0.362	0.005	0.205	0.006	1.007	0.505	0.049	1.995	0.172	0.209	0.01	64.74	13.64
40-G2	1.869	0.005	0.284	0.009	0.161	0.005	1.125	0.507	0.031	1.996	0.131	0.153	0.01	67.47	9.96
40-J3	1.875	0.015	0.389	0.003	0.232	0.005	0.837	0.521	0.137	1.994	0.125	0.243	0.01	56.56	16.10
40-H3	1.875	0.014	0.363	0.004	0.228	0.005	0.839	0.533	0.134	1.995	0.125	0.238	0.01	56.38	15.70
40-F3	1.861	0.013	0.389	0.004	0.231	0.005	0.842	0.521	0.123	1.989	0.139	0.250	0.02	57.51	16.12
40-G3	1.830	0.008	0.419	0.005	0.215	0.006	0.926	0.498	0.086	1.993	0.170	0.249	0.01	62.82	14.93
40-C3	1.830	0.008	0.415	0.006	0.217	0.006	0.941	0.492	0.076	1.991	0.170	0.245	0.02	63.48	14.96
40-D3	1.823	0.008	0.428	0.005	0.214	0.005	0.936	0.493	0.078	1.990	0.177	0.252	0.02	63.59	14.95
40-E3b	1.839	0.004	0.348	0.008	0.161	0.005	1.102	0.486	0.049	2.002	0.161	0.187	-0.01	68.96	10.39
40-E4	1.857	0.014	0.332	0.004	0.237	0.005	0.838	0.531	0.132	2.000	0.143	0.239	0.00	56.55	16.33

Annexes

Tableau C 3 Suite

	Si	Ti	Al	Cr	Fe ²⁺ b	Mn	Mg	Ca	Na	M1+M2 ^a	Al/V	Charge ^b	En ^c	Fs ^c	Wo ^c
40-C4	1.860	0.012	0.376	0.004	0.234	0.006	0.864	0.519	0.125	2.000	0.140	0.236	0.00	57.83	16.06
40-D4	1.839	0.010	0.405	0.004	0.214	0.006	0.898	0.519	0.104	1.999	0.161	0.244	0.00	60.51	14.82
40-F4	1.853	0.003	0.343	0.008	0.137	0.006	1.117	0.472	0.058	1.997	0.147	0.196	0.01	70.54	8.98
16-D1	1.795	0.023	0.332	0.001	0.359	0.009	0.697	0.691	0.035	2.002	0.205	0.187	-0.01	44.22	23.38
16-F1	1.793	0.021	0.399	0.001	0.356	0.009	0.711	0.676	0.038	2.004	0.207	0.193	-0.01	45.40	23.27
26-E1	1.792	0.015	0.401	0.002	0.267	0.007	0.754	0.743	0.023	2.004	0.208	0.193	-0.01	47.78	17.36
16-B1	1.809	0.014	0.364	0.003	0.260	0.008	0.778	0.746	0.021	2.003	0.191	0.173	-0.01	48.14	16.58
16-D2	1.803	0.021	0.406	0.001	0.384	0.010	0.689	0.631	0.055	2.000	0.197	0.209	0.00	44.81	25.58
16-A2	1.779	0.020	0.428	0.002	0.383	0.009	0.697	0.639	0.054	2.011	0.221	0.207	-0.03	45.68	25.65
16-B2	1.795	0.016	0.401	0.002	0.299	0.008	0.765	0.685	0.032	2.003	0.205	0.196	-0.01	48.72	19.64
16-E2	1.789	0.012	0.420	0.002	0.252	0.007	0.784	0.710	0.025	2.001	0.211	0.209	0.00	50.52	16.62
16-C2	1.792	0.013	0.419	0.001	0.274	0.008	0.763	0.700	0.028	1.998	0.208	0.211	0.00	49.22	18.22
16-E3	1.804	0.028	0.443	0.002	0.291	0.005	0.621	0.756	0.082	2.002	0.196	0.217	0.00	41.30	19.65
16-B3	1.796	0.021	0.411	0.002	0.308	0.007	0.680	0.721	0.063	2.009	0.204	0.207	-0.02	44.39	20.50
16-A3	1.785	0.014	0.427	0.002	0.297	0.008	0.723	0.706	0.047	2.009	0.215	0.212	-0.02	47.20	19.95
16-F3	1.791	0.011	0.431	0.002	0.285	0.008	0.772	0.662	0.038	2.000	0.209	0.222	0.00	50.46	19.22
16-C3	1.783	0.010	0.437	0.002	0.260	0.008	0.798	0.673	0.034	2.005	0.217	0.220	-0.01	52.09	17.49
16-D4	1.794	0.024	0.431	0.002	0.271	0.005	0.620	0.775	0.086	2.008	0.206	0.225	-0.02	41.67	18.55
16-B4	1.807	0.019	0.407	0.002	0.288	0.005	0.664	0.741	0.073	2.006	0.193	0.214	-0.01	43.57	19.29
16-A4	1.795	0.015	0.426	0.003	0.256	0.005	0.700	0.743	0.065	2.008	0.205	0.221	-0.02	46.24	17.31
16-C4b	1.800	0.010	0.448	0.003	0.195	0.007	0.793	0.732	0.047	2.004	0.200	0.217	-0.01	51.56	13.15
FM1	1.857	0.006	0.283	0.032	0.127	0.004	1.064	0.587	0.037	1.997	0.143	0.140	0.00	64.80	7.92
FM2	1.870	0.005	0.238	0.038	0.125	0.004	1.092	0.603	0.026	2.001	0.130	0.108	0.00	64.24	7.53
FF3-3	1.871	0.004	0.222	0.044	0.135	0.002	1.127	0.570	0.031	2.006	0.129	0.093	-0.02	65.35	8.00
FF6-3	1.868	0.006	0.240	0.041	0.127	0.004	1.107	0.576	0.034	2.003	0.132	0.107	-0.01	65.33	7.78
FF6-2	1.930	0.010	0.253	0.038	0.124	0.004	1.073	0.467	0.031	1.930	0.070	0.183	0.14	69.65	8.30
Inter0	1.866	0.009	0.287	0.032	0.107	0.003	0.969	0.655	0.076	2.004	0.134	0.153	-0.01	60.25	6.83
Inter40	1.843	0.018	0.392	0.008	0.206	0.005	0.970	0.443	0.107	1.992	0.157	0.235	0.02	65.72	14.23
Inter16	1.804	0.033	0.378	0.006	0.300	0.006	0.884	0.528	0.061	2.000	0.196	0.182	0.00	56.81	19.67
Inter16BP	1.823	0.018	0.347	0.021	0.259	0.005	0.935	0.601	0.023	2.002	0.177	0.140	0.00	56.95	16.10

^a Test sur le remplissage des sites M1 et M2 : la somme des cations – 2 doit être comprise entre 1.98 et 2.02^b Test sur la balance des charge. 2Ti + Cr + Al(VI) – Na – Al(IV) doit être compris entre -0.33Fe²⁺ et 0.04.^c Composants Enstatite (En), Femasilite (Fs) et Wollastonite (Wo) normalisés à 100%

Tableau C.4 Formules structurales des plagioclases

	Si	Ti	Al	Cr	Fe²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total	An^a	Ab^a	Or^a
103-E1	9.521	0.004	6.326	0.014	0.071	0.007	0.189	2.439	1.453	0.015	20.039	63.8	35.8	0.4
40-F1	9.759	0.006	6.152	0.004	0.080	0.003	0.041	2.276	1.624	0.047	19.993	59.1	39.7	1.2
40-C1	9.781	0.005	6.110	-	0.074	0.002	0.035	2.281	1.704	0.035	20.028	58.2	40.9	0.9
40-D1	9.666	0.005	6.230	0.001	0.074	0.003	0.041	2.376	1.604	0.028	20.029	60.7	38.6	0.7
40-E1	9.389	0.005	6.516	0.001	0.067	0.006	0.045	2.663	1.300	0.011	20.003	68.3	31.4	0.3
40-H2	10.224	0.004	5.665	0.003	0.083	0.003	0.104	1.769	2.119	0.050	20.023	46.4	52.3	1.3
40-F2	10.209	0.004	5.702	0.001	0.071	0.003	0.038	1.839	2.067	0.072	20.005	47.6	50.5	1.9
16-D1	9.263	0.010	6.529	0.003	0.133	0.003	0.096	2.811	1.210	0.016	20.074	70.8	28.8	0.4

^a Composants Anorthite (An), Albite (Ab) et Orthose (Or) des plagioclases**Tableau C.5** Formules structurales des grenats

	Si	Ti	Al	Cr	Fe²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total	Py^a	Alm^a	Gro^a
40-H2	2.981	0.024	1.979	0.007	0.793	0.026	1.757	0.435	-	0.001	8.003	60.30	26.12	13.58
40-F2	2.976	0.018	1.983	0.007	0.784	0.026	1.813	0.402	0.001	0.001	8.011	62.25	25.26	12.49
40-J3	2.988	0.019	1.971	0.009	0.770	0.021	1.828	0.394	0.003	0.001	8.005	62.65	24.92	12.44
40-H3	2.999	0.021	1.969	0.008	0.746	0.021	1.808	0.417	0.005	-	7.994	61.71	24.53	13.75
40-F3	2.982	0.021	1.983	0.010	0.736	0.020	1.825	0.423	0.005	0.001	8.004	62.35	24.69	12.97
40-G3	2.996	0.020	1.970	0.009	0.621	0.020	1.925	0.432	0.002	0.001	7.996	65.70	20.21	14.09
40-C3	2.975	0.020	1.979	0.011	0.630	0.020	1.930	0.443	0.001	-	8.011	66.28	20.09	13.63
40-D3	2.975	0.029	1.971	0.009	0.682	0.022	1.848	0.468	0.003	0.001	8.008	63.77	21.83	14.40
40-E4	2.972	0.024	1.957	0.013	0.741	0.020	1.830	0.458	0.006	0.001	8.022	63.70	22.33	13.97
40-C4	2.979	0.021	1.966	0.010	0.700	0.019	1.854	0.457	0.012	0.001	8.019	63.99	21.83	14.18
40-D4	2.970	0.021	1.964	0.012	0.641	0.020	1.957	0.433	0.003	0.001	8.022	67.91	18.80	13.30
16-D2	2.992	0.012	1.951	0.003	1.248	0.027	1.272	0.512	0.003	0.001	8.021	44.07	38.81	17.11
16-E3	2.995	0.016	1.956	0.003	1.206	0.031	1.262	0.540	0.002	0.001	8.011	43.59	38.18	18.23
16-B3	2.988	0.022	1.985	0.004	1.131	0.032	1.313	0.559	0.002	0.001	8.016	45.28	36.78	17.94
16-A3	2.924	0.010	2.023	0.005	1.281	0.029	1.284	0.497	-	-	8.052	44.52	39.03	16.45
16-F3	2.971	0.021	1.984	0.004	1.006	0.033	1.431	0.564	0.001	-	8.015	49.34	32.50	18.16
16-D4	2.990	0.024	1.957	0.004	1.104	0.031	1.255	0.640	0.004	-	8.008	43.43	35.14	21.43
16-B4	2.982	0.014	1.962	0.003	1.116	0.031	1.378	0.534	0.001	-	8.023	47.77	34.61	17.62
16-A4	2.975	0.021	1.985	0.004	0.911	0.028	1.443	0.640	0.002	0.001	8.011	49.54	29.79	20.67
16-C4b	2.977	0.016	1.960	0.006	0.863	0.030	1.609	0.561	0.002	0.001	8.026	55.97	25.63	18.4

^a Composants Pyrope (Py), Almandin (Alm) et Grossulaire (Gro) des grenats normalisés à 100%

Annexes

Tableau C.6 Formules structurales des spinelles

	Si	Ti	Al	Cr	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
103-E1	0.003	0.001	1.835	0.162	0.186	0.003	0.803	0.004	0.001	-	2.997
103-C1	0.005	0.001	1.902	0.102	0.168	0.001	0.812	0.003	-	-	2.993
103-H2a	0.007	0.001	1.769	0.206	0.188	0.002	0.823	0.006	-	-	3.004
40-E1	0.005	0.003	1.947	0.034	0.249	0.002	0.757	0.004	-	-	3.001
40-A1	0.008	0.008	1.933	0.011	0.522	0.004	0.517	0.006	0.001	-	3.011
40-H2	0.004	0.003	1.971	0.017	0.334	0.003	0.662	0.004	-	-	2.999
40-F2	0.007	0.004	1.954	0.021	0.340	0.003	0.669	0.004	-	-	3.002
40-E2	0.006	0.004	1.964	0.020	0.307	0.003	0.690	0.004	-	-	2.998
40-A2	0.006	0.003	1.955	0.025	0.280	0.003	0.723	0.004	0.001	-	3.001
40-C2	0.006	0.003	1.945	0.027	0.266	0.002	0.751	0.004	-	-	3.005
40-B2	0.008	0.003	1.940	0.033	0.234	0.002	0.780	0.003	-	0.001	3.004
16-D1	0.010	0.007	1.949	0.012	0.508	0.005	0.503	0.009	-	-	3.003
16-F1	0.007	0.008	1.933	0.010	0.499	0.004	0.546	0.008	0.001	-	3.015
16-E1	0.007	0.005	1.954	0.012	0.407	0.004	0.608	0.007	0.001	-	3.006
16-B1	0.006	0.004	1.948	0.019	0.364	0.003	0.656	0.004	-	-	3.006
16-D2	0.015	0.012	1.907	0.011	0.566	0.004	0.489	0.010	0.001	-	3.015
16-A2	0.007	0.008	1.926	0.010	0.517	0.004	0.538	0.006	-	-	3.017
16-B2	0.008	0.006	1.944	0.011	0.417	0.004	0.613	0.006	0.001	-	3.009
16-E2	0.008	0.004	1.954	0.015	0.325	0.003	0.689	0.005	-	-	3.004
16-C2	0.008	0.005	1.945	0.010	0.400	0.004	0.631	0.006	-	-	3.010
16-B3	0.022	0.016	1.829	0.027	0.563	0.004	0.560	0.013	-	-	3.034
16-A3	0.008	0.007	1.908	0.019	0.479	0.004	0.589	0.006	-	-	3.021
16-F3	0.010	0.004	1.930	0.018	0.405	0.004	0.634	0.006	0.001	-	3.013
16-C3	0.010	0.004	1.929	0.018	0.357	0.004	0.685	0.006	-	-	3.013
FM1	0.006	0.003	1.603	0.394	0.189	0.003	0.792	0.001	-	-	2.992
FM2	0.006	0.003	1.448	0.521	0.219	0.002	0.803	0.003	0.001	-	3.007
FM3	0.005	0.004	1.176	0.788	0.248	0.004	0.780	0.003	-	-	3.009
FM4	0.005	0.005	1.011	0.956	0.261	0.004	0.762	0.003	0.001	-	3.008
FF3-3	0.007	0.003	1.423	0.553	0.219	0.003	0.791	0.003	-	-	3.002
FF3-2	0.008	0.005	1.239	0.721	0.242	0.003	0.785	0.005	0.001	-	3.008
FF3-1	0.008	0.008	0.988	0.969	0.268	0.004	0.756	0.004	-	-	3.006
FF6-3	0.006	0.005	1.398	0.570	0.221	0.003	0.798	0.004	0.001	-	3.005
FF6-2	0.006	0.006	1.309	0.660	0.231	0.004	0.784	0.005	0.001	-	3.004
Inter0	0.008	0.003	1.682	0.283	0.189	0.002	0.837	0.001	-	-	3.006
Inter40	0.006	0.007	1.800	0.173	0.240	0.003	0.772	0.001	-	-	3.001
Inter16	0.008	0.017	1.811	0.099	0.429	0.003	0.650	0.003	-	-	3.020
Inter16BP	0.005	0.009	1.770	0.191	0.362	0.003	0.662	0.004	-	-	3.006

Annexe D : Calculs d'erreurs

Annexe D.a. Erreurs sur les compositions des matériaux de départ

Annexe D.a.1 Erreur sur les échantillons naturels.

Les compositions des échantillons naturels ont été déterminées par ICP-AES au CRPG de Nancy ou au Laboratoire Magmas et Volcans. Le Tableau D.1 donne les incertitudes en pourcentages relatifs sur chaque oxyde correspondant à 1σ .

Tableau D.1 Pourcentages relatifs d'erreur sur les compositions des matériaux de départ analysée à l'ICP-AES

oxyde	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃
%	< 1	< 1	< 2	< 5	< 2	< 2	< 15	> 25	< 10	< 5

Données du SARM (Service d'Analyses des Roches et Minéraux) situé au CRPG de Nancy, France

Annexe D.a.2 Erreur sur les compositions synthétiques.

Les compositions synthétiques utilisées dans cette étude sont constituées en totalité ou en partie de gels préparés par Jean-Luc Devidal au Laboratoire Magmas et Volcans. Les gels correspondent à des compositions de liquide dans des expériences analysées précédemment à la microsonde électronique.

Le Tableau D.2 donne les compositions des gels analysés à l'ICP-AES et les compositions des liquides analysés à la microsonde électronique ainsi que la différence relative entre les deux compositions. Les compositions des gels 40 et 16 montrent des différences significatives avec les compositions des verres analysés dans les expériences (40-E2 et 16-A2 respectivement). Malgré plusieurs tests pour expliquer ces différences de compositions (analyses multiple à l'ICP-AES, analyse sur un échantillon au liquidus à la microsonde électronique, correction sur les dosages utilisés), elles sont restées inexpliquées. Néanmoins, le gel et le verre correspondant ont les mêmes caractéristiques principales : basaltes riches en alcalins et à néphéline normative pour le gel 40 et le verre 40-E2 ; compositions basanitiques pour le gel 16 et le verre 16-A2.

Tableau D.2 Compositions des gels synthétiques et des verres expérimentaux correspondant

	FM1			40-E2			16-A2		
	Verre exp. ^a	Syn B. ^b	D.R. ^c (%)	Verre exp. ^a	Gel 40 ^b	D.R. ^c (%)	Verre exp. ^a	Gel 16 ^b	D.R. ^c (%)
SiO ₂	49.01 (57)	48.52	1.0	50.62 (54)	52.17	3.1	41.9 (16)	39.82	5.0
TiO ₂	0.84 (13)	0.87	3.6	1.08 (4)	1.12	3.7	1.82 (35)	1.70	6.6
Al ₂ O ₃	16.80 (41)	16.57	1.4	19.67 (44)	18.41	6.4	12.4 (20)	11.8	4.8
Cr ₂ O ₃	0.12 (9)	0.12	0.0	0.00 (4)	0.00	0.0	0.02 (8)	0.03	50
FeO	7.17 (31)	7.16	0.1	10.01 (36)	11.07	10.6	25.0 (31)	24.64	1.4
MnO	0.14 (8)	0.14	0.0	0.15 (14)	0.16	6.7	0.30 (35)	0.28	7.1
MgO	11.35 (42)	11.42	0.6	5.78 (18)	5.32	8.0	7.2 (20)	8.49	15.2
CaO	11.27 (37)	11.69	3.7	6.74 (38)	5.93	12.0	9.3 (16)	12.06	22.9
Na ₂ O	2.81 (18)	3.01	7.1	5.40 (22)	5.24	2.3	1.8 (11)	1.01	43.9
K ₂ O	0.50 (9)	0.5	0.0	0.53 (10)	0.57	7.5	0.18 (11)	0.18	0.0
Mg#	73.8 (6)	74.0	0.3	50.7 (11)	46.1	9.1	33.9 (66)	38.1	12.4

Les compositions sont normalisées à 100 % pds.

^a moyennes des analyses à la microsonde électronique des verre expérimentaux (en % pds.). L'incertitude sur l'erreur est donnée entre parenthèse en terme de dernière unité citée : e.g., 49.01 (57) correspond à 49.01 ± 0.57

^b Compositions des gels synthétiques analysés par ICP-AES par Mhammed Benbakkar au Laboratoire Magmas et Volcans

^c Différence relative entre la composition du verre expérimental et la composition du gel synthétique correspondant en %.

^d Le Magnésium-number est le rapport molaire de 100 Mg²⁺ / (Mg²⁺+Fe²⁺). Il a été calculé en considérant en considérant que tout le fer est sous la forme FeO.

Annexe D.b. Calcul d'erreurs sur la composition chimique des phases analysée à la microsonde électronique

Tableau D.3 Formule pour le calcul de l'incertitude analytique (α) en % relatifs.

	Verre	Olivine	Opx	Cpx
SiO ₂	$\alpha = -0.0071x + 1.5013$	$\alpha = -0.0127x + 1.484$	$\alpha = -0.0109x + 1.4352$	$\alpha = 0.817$
TiO ₂	$\alpha = 13.991x^{-0.7393}$	$\alpha = 5.557x^{0.9561}$	$\alpha = 6.8095x^{0.9052}$	$\alpha = 6.3548x^{0.9122}$
Al ₂ O ₃	$\alpha = 8.1333x^{0.527}$	$\alpha = 3.4014x^{0.924}$	$\alpha = -0.1392x + 2.2659$	$\alpha = -0.262x + 3.1586$
Cr ₂ O ₃	$\alpha = 10.027x^{0.949}$	$\alpha = 7.7138x^{0.8959}$	$\alpha = 8.8447x^{0.8278}$	$\alpha = 10.77x^{0.54}$
FeO	$\alpha = 13.985x^{-0.5932}$	$\alpha = -0.138x + 4.0801$	$\alpha = -0.234x + 4.9226$	$\alpha = -0.4414x + 6.0458$
MnO	$\alpha = 8.1367x^{1.0021}$	$\alpha = 5.8808x^{1.0079}$	$\alpha = 5.6198x^{1.0256}$	$\alpha = 6.0204x^{0.9758}$
MgO	$\alpha = 8.4982x^{-0.5196}$	$\alpha = 0.527$	$\alpha = -0.0098x + 0.9437$	$\alpha = -0.0193x + 1.6851$
CaO	$\alpha = 12.109x^{-0.5399}$	$\alpha = 7.0264x^{0.8062}$	$\alpha = 8.7181x^{0.5751}$	$\alpha = -0.078x + 3.2488$
Na ₂ O	$\alpha = 11.456x^{0.5395}$			$\alpha = 7.9116x^{-0.6371}$
K ₂ O	$\alpha = 12.625x^{-0.5795}$			
	Plagioclase	Spinelle	Grenat	
SiO ₂	$\alpha = -0.0101x + 1.6381$	$\alpha = 6.0484x^{0.8607}$	$\alpha = -0.0092x + 1.3131$	
TiO ₂	$\alpha = 9.4162x^{-0.9565}$	$\alpha = 6.6838x^{0.8773}$	$\alpha = -62.344x + 43.457$	
Al ₂ O ₃	$\alpha = 8.133x^{0.527}$	$\alpha = -0.0055x + 0.8951$	$\alpha = -0.026x + 1.7548$	
Cr ₂ O ₃	$\alpha = 10.027x^{0.949}$	$\alpha = 9.8813x^{0.5039}$	$\alpha = -3.0135x + 12.701$	
FeO	$\alpha = 13.985x^{-0.5932}$	$\alpha = -0.18x + 4.4915$	$\alpha = -0.1759x + 4.4572$	
MnO	$\alpha = 8.1367x^{1.0021}$	$\alpha = 5.4901x^{1.0762}$	$\alpha = -83.206x + 48.244$	
MgO	$\alpha = 8.4982x^{-0.5196}$	$\alpha = -0.0745x + 2.8551$	$\alpha = -0.0345x + 2.2039$	
CaO	$\alpha = 12.109x^{-0.5399}$	$\alpha = 6.6999x^{0.8413}$	$\alpha = -0.02416x + 4.7178$	
Na ₂ O	$\alpha = 11.456x^{0.5395}$	$\alpha = 5.2964x^{0.8947}$	$\alpha = 2.7561x^{1.0751}$	
K ₂ O	$\alpha = 12.625x^{-0.5795}$			

x = concentration de l'élément en % pds. ; les calculs ont été faits selon la méthode de Ancey et al. (1978).

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 D.3) ;
 - la dispersion statistique, exprimée par l'écart-type σ d'une population de n analyses.
- L'erreur retenue sera la valeur maximale du couple ($\alpha, 2\sigma$).

Annexe D.c. Calculs d'erreurs sur les fractions modales

L'erreur calculée à partir de l'algorithme d'Albarède et Provost (1977) est obtenue par propagation d'erreur sur les compositions chimiques des phases et du matériel de départ. Elle est exprimée sous la forme de 2σ .

Annexe D.d. Erreurs dans adiabat_1ph

Tableau D.4 Incertitude moyenne du taux de fusion F pour chaque série expérimentale

Série	Incert. Moy. sur F (% pds)
FM	0.88
FF3	0.88
FF6	1.03
103-1	1.98
103-2	1.86
40-1	1.78
40-2	1.56
40-3	2.05
40-4	1.81
16-1	0.88
16-2	1.20
16-3	0.70
16-4	1.76
Inter	1.25

Parce que l'estimation de la température par le logiciel est mauvaise, c'est le taux de fusion qui est toujours pris comme référence dans les calculs. L'erreur dans les calculs de compositions des phases du logiciel a donc été déterminée en prenant également le taux de fusion et l'incertitude dans les expériences comme référence. Par exemple, pour une incertitude moyenne de 1 % pds. sur le taux de fusion dans nos expériences, les barres d'erreurs sur les compositions des phases dans les calculs de adiabat_1ph donnent les intervalles de compositions entre $F - 1$ % pds. et $F + 1$ % pds. Les incertitudes moyennes ont été calculées par série d'expérience (Tableau D.4).

Annexe E : Projections

Pour des raisons de représentations graphiques, le nombre maximal de composants visualisable dans un diagramme est au nombre de 4, avec une représentation tétraédrique 3D. Il faut donc réduire le nombre de composants égal à 10 dans cette étude (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O). Deux méthodes de projections ont été utilisées dans cette thèse : la méthode de O'Hara (1972) pour projeter les compositions dans le diagramme Forstérite (Fo) – Pyroxène Calcium Tschermak (CaTs) – Quartz (Qz) – Diopside (Di) et la méthode de Walker et al. (1979) pour projeter les compositions dans le tétraèdre Diopside (Di) – Olivine (Fo) – Quartz (Qz) – Plagioclase (Plg). Dans les deux méthodes, les compositions sont projetées en moles d'oxydes simples.

Annexe E.a Méthode de O'Hara (1972)

La méthode de O'Hara (1972) consiste tout d'abord réduire le nombre de composants pour les réécrire sous forme de quatre composants principaux: CMAS. Le calcul proposé par O'Hara est le suivant :

$$C = \text{CaO} + 2 \text{Na}_2\text{O} + 2 \text{K}_2\text{O}$$

$$M = \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO} - \text{TiO}_2$$

$$A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$$

$$S = \text{SiO}_2 - 2 \text{Na}_2\text{O} - 2 \text{K}_2\text{O}$$

Une fois les données recalculées dans le système CMAS, elles peuvent être converties dans n'importe quel sous-système mieux adapté aux données. Cette méthode est utilisée ici pour les projections dans le diagramme Fo – CaTs – Qz – Di. La matrice de conversion des données dans ce système est :

	C	M	A	S
Fo	-1,5	1,5	1,5	0
CaTs	0	0	3	0
Qz	-1,5	-0,5	0,5	1
Di	4	0	-4	0

Annexe E.b Méthode de Walker et al. (1979)

La méthode de Walker et al. (1979) est une projection des compositions molaires selon l'algorithme :

$$\text{Plg} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3$$

$$\text{Di} = \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$$

$$\text{Ol} = (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}) / 2$$

$$\text{Si} = \text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + 3 \text{CaO} + 11 \text{Na}_2\text{O} + 11 \text{K}_2\text{O}) / 2$$

Pour les projections dans le plan Di – Ol – Ne depuis le Plg, le quartz négatif est recalculé en terme de néphéline puis la somme Ne + Di + Ol est normalisée à 100%.

Cette méthode de projection permet d'avoir une plus forte dispersion de données dans les diagrammes afin de mieux visualiser les différentes variations.

Annexe F : Liste des Figures

Partie I : Les Basaltes de Rides Médio-Océaniques (MORB) : Définition et modèles pétrogénétiques.

Figure I.1 Compositions en éléments majeurs de 9035 verres de MORB [compilés par Melson et O'Hearn (2003) à partir de la base de données de la Smithsonian Institution (<http://www.petdb.org/petdbWeb/index.jsp>)] en fonction de leur teneur en MgO. FeO* est le fer total dans la composition (FeO + Fe₂O₃). Mg# est le rapport molaire de Mg/(Mg + Fe) avec tout le fer considéré sous la forme Fe²⁺. p.25

Figure I.2 (a) Teneurs en MgO versus Na₂O des MORB de cinq segments de rides médio-océaniques [Mid-Cayman Rise (*triangles pleins*), près de la Kane Fracture Zone à 23.22-23.67°N (*carrés vides*), dans la région AMAR à 36.42-36.79°N sur la ride médio-Atlantique (*ronds vides*), près de la Clipperton Fracture Zone sur la ride Est Pacifique (*carrés pleins*) et sur la ride Kolbeinsey au nord de l'Islande (*ronds pleins*) ; Melson et O'Hearn, 1977 ; Lehnert et al., 2000 ; Schilling et al., 1983]. Les lignes montrent les pentes utilisées par Klein et Langmuir (1987) pour calculer Na₈ (Na₂O à 8 % pds de MgO) : Na_{8,0} = Na₂O + 0.373 × MgO - 2.98. (b) Les mêmes données avec les lignes de fractionnement calculées pour chacun des 5 segments en utilisant le programme de Weaver et Langmuir (1990) à 50 MPa. Les barres verticales indiquent le point à partir duquel le cpx rejoint l'olivine (ol) et le plagioclase (plg) comme phases fractionnées. *Modifiée d'après Langmuir et al. (1992)*. p.26

Figure I.3 (a) Teneurs en terres rares (REE) normalisées aux chondrites des cpx provenant des péridotites de Vulcan Fracture Zone (*carrés*) comparées aux teneurs dans les cpx résiduels produits par la fusion à l'équilibre d'une péridotite à spinelle (*domaine grisé*) : l'appauvrissement en terres rares légères (LREE) dans les échantillons est trop extrême pour être modélisé par fusion à l'équilibre même avec des taux de fusion atteignant 25%. (b) Les mêmes données comparées aux cpx résiduels produits par un modèle de fusion incrémentale : les cpx résiduels formés par la fusion et la ségrégation répétée d'incrément de 0.1% de liquide, pour une fusion totale de 5-10%, montrent un bon accord avec les cpx naturels. *Modifié d'après Johnson et al. (1990)*. p.27

Figure I.4 (a) et (b) Corrélations globales entre les moyennes régionales de la profondeur axiale des rides médio-océaniques et les concentrations normalisées Na_{8,0} et Fe_{8,0} des MORB et entre Na_{8,0} et Fe_{8,0} (*d'après Langmuir et al., 1992*). Dans ce diagramme, chaque donnée de MORB est une moyenne d'échantillons provenant d'un segment individuel de ride. Les *carrés pleins* représentent des MORB provenant de segments de ride «normaux» ; les *losanges* sont des échantillons de bassins arrière-arcs ; les *carrés vides* correspondent aux segments de ride influencés par des points chauds (Galapagos, Açores, Jan Mayen, Tristan, Islande et Bouvet) ; les *croix* correspondent aux segments adjacents à ces points chauds. (c) Moyennes régionales des épaisseurs crustales déterminées par données sismiques versus Na_{8,0} (*d'après Klein, 2003a*). Les sources pour les épaisseurs crustales sont données dans Klein et Langmuir (1987) et Klein (2003a). Les analyses chimiques proviennent de la Ridge Petrological Database (Lehnert et al., 2000). (d) Al_{8,0} et Ca_{8,0}/Al_{8,0} dans les MORB en fonction du taux d'expansion global (*d'après Niu et Hékinian, 1997*). Les barres verticales et horizontales correspondent à la déviation standard. Les corrélations sont décrites par des fonctions puissances (*courbes en tiretés*). p.28

Figure I.5 Moyennes régionales du (a) Sc, (b) Ce_{8,0} et (c) Ba_{8,0} versus Na_{8,0}. Chaque point représente la moyenne des échantillons provenant d'une région individuelle [Kolbeinsey Ridge (Kb) ; 17°N dans la mer Rouge (Red) ; proche de la faille transformante Tamayo sur la ride Est Pacifique (Tam) ; la microplaque Juan Fernandez (JF) ; proche de la Kane Fracture Zone sur la ride Médio-Atlantique (Kn) ; 13-14°N sur la ride Est Pacifique (13-14) ; 8-9°N sur la ride Est Pacifique (8-9) ; sud de la ride Explorer (EXP) ; zones A, B, C de la discordance Antarctique-Australienne (ZA, ZB, ZC) ; proche de Rodriguez, la jonction triple dans l'Océan Indien (RTJ) ; autour de 30°S sur la ride Indienne Sud-Ouest (SWIR)] ; les barres d'erreur correspondent à la déviation standard (1σ) des valeurs. *Modifiée d'après Klein (2003b)*. p.29

Figure I.6 Illustration schématique des principales corrélations entre paramètres physiques et paramètres chimiques des rides d'après les observations de Klein et Langmuir (1987) et Niu et Hékinian (1997). p.30

Figure I.7 Deux modèles de magmatogénèse à l'aplomb des rides médio-océaniques (P₀, pression de début de fusion ; P_f, pression de fin de fusion ; c.o, croûte océanique ; voir texte pour des explications détaillées). (a) Dans le modèle de Klein et Langmuir (1987, 1989), la principale variable est la pression de début de fusion, qui est contrôlée par la température du manteau ascendant (trajet X : manteau chaud ; trajet Y : manteau froid). (b) Dans le modèle de Shen et Forsyth (1995), la principale variable est la pression de fin de fusion qui est contrôlée par la vitesse d'ouverture de la ride (X : ride rapide ; Y : ride lente) : le régime de refroidissement conductif s'étend à plus grande profondeur dans le cas d'une ride lente, d'où une pression de fin de fusion plus élevée. p.31

Figure I.8 Projection dans le diagramme pseudo ternaire Forstérite (Fo) –Pyroxène Ca-Tschermaks ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$) – Quartz (Qz) à partir du Diopside [Di] de la composition molaire de 2974 OIB [carrés] et de 9035 analyses de verres de MORB [ronds]. Les MORB avec un Mg# ≥ 67 (tout le fer est calculé comme FeO) sont en noir, ceux avec un Mg# < 67 sont en gris. Sources des données : (1) Les OIB proviennent de la base de données GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>) et correspondent à des îles océaniques sélectionnées pour leur signatures isotopiques extrêmes ; (2) les MORB ont été compilés par Melson et O'Hearn (2003) à partir de la base de données de the Smithsonian Institution (<http://www.petdb.org/petdbWeb/index.jsp>). La projection a été réalisée par la méthode préconisée par O'Hara (1972). p.32

Figure I.9 Structure des plaques subductées illustrées par des sections tomographiques verticales à travers : (A) l'arc hellénique (ou égéen) ; (B) l'arc des Kouriles Sud ; (C) l'arc Izu-Bonin ; (D) le plateau de Sunda ; (E) Arc de Tonga Nord ; (F) l'Amérique centrale. La profondeur est indiquée en kilomètres et CMB correspond à la limite manteau-noyau. Les localisations des sections sont précisées sur la carte. *Modifiée d'après Rubie et van der Hilst (2001).* p.33

Figure I.10 Cinq sections tomographiques verticales du manteau déduites du modèle tomographique global de Zhao (2004) : (A) Hawaï ; (B) Pacifique Sud ; (C) Islande ; (D) îles Kerguelen ; (E) Afrique. La profondeur est indiquée en kilomètres. L'échelle de couleur illustrant les anomalies de vitesses varie de - 0.5 % à + 0.5 % pour les sections A, C et D et de - 1 % à + 1 % pour les sections B et E. Les sections sont localisées sur la carte. Les triangles solides indiquent les localisations en surface des points chauds. *Modifié d'après Nolet et al. (2007).* p.34

Figure I.11 Compositions isotopiques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\epsilon(\text{Nd})$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des MORB issus des trois bassins océaniques majeurs [Atlantique (losanges) ; Pacifique (carrés) ; Indien (ronds)]. $\epsilon(\text{Nd})$ est une mesure de la déviation du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ par rapport à la valeur chondritique qui est supposée identique à la valeur actuelle dans la terre silicatée globale : $\epsilon(\text{Nd}) = 10^4 * (\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}_{\text{mesuré}}} - \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}_{\text{chondrite}}}) / \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}_{\text{chondrite}}}$. La valeur chondritique utilisée est $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{chondrite}} = 0.512638$. Les données proviennent d'une compilation de Hofmann (2003) à partir de la base de données PetDB. *Modifié d'après Hofmann (2003).* p.35

Figure I.12 Teneurs en éléments traces de 315 MORB entre 40 et 55° S le long de la ride Médio-atlantique (Le Roux et al., 2002a). Chaque échantillon est représenté par une ligne. Les données sont normalisées au manteau primitif (PM) de McDonough et Sun (1995). p.36

Figure I.13 Représentation schématique de deux modèles de la structure chimique du manteau supérieur : (a) modèle du manteau stratifié ou lité ; (b) modèle de type «plum-pudding» ou «marble-cake». *Modifié d'après Meibom et Anderson (2003).* p.37

Figure I.14 Schéma d'une région de fusion dans un manteau composé de périclases et pyroxénites sous une ride médio-océanique montrant les relations entre les profondeurs des solidus des périclases (Z) et des pyroxénites (Z') et la limite de stabilité du grenat dans les pyroxénites. Le diagramme situé à droite de la zone triangulaire de fusion représente pour chaque lithologie (périclase et pyroxénite) la variation du degré de fusion (F) avec la pression. *Modifié d'après Hirschmann et Stolper (1996).* p.39

Figure I.15 Représentation schématique des deux cas extrêmes de régime d'écoulement sous les rides médio-océaniques à deux dimensions : (a) régime passif ; (b) régime actif. Pour les deux régimes, deux cas de fusion opposés sont considérés (fusion fractionnée à gauche et fusion à l'équilibre à droite). Les points à partir duquel le liquide est extrait du résidu sont indiqués par des cercles ouverts. P_0 est la profondeur initiale de fusion, P_m est la pression moyenne de fusion, P_f est la profondeur finale de fusion, F_B est le taux de fusion moyen sur l'ensemble de la colonne de fusion et F_{\max} est le taux de fusion maximal dans la colonne de fusion. L'épaisseur crustale est approximativement proportionnelle au produit de F_B et de $(P_f - P_0)$. *Modifié d'après Asimow (1997).* p.40

Figure I.16 Section schématique de la Ride Est Pacifique à 17 °S. La région asymétrique de faible vitesse sismique (pointillés) est interprétée comme la zone de production de liquide. Même si les trajectoires de l'écoulement sont peu contraintes (trajectoires hypothétiques indiquées par les flèches), le déplacement plus rapide de la plaque Pacifique crée sans doute un cisaillement plus important dans le manteau supérieur, induisant une anisotropie plus forte. Cette dernière est représentée par les petites ellipses qui matérialisent les directions d'alignement préférentiel de l'axe a des olivines. *Modifié d'après Melt Seismic Team (1998).* p.41

Figure I.17 Illustration d'un réseau coalescent de chenaux dunitiques sous une ride médico-océanique (modèle basé sur les observations de l'ophiolite d'Oman). Les dunites sont en gris foncé et le liquide est présent partout dans la région en pointillés. *Modifié d'après Braun et Kelemen (2002).* p.42

Partie II : Méthodes expérimentales, analytiques et théoriques.

Figure II.1 Géométries des capsules platine-graphite utilisées : (a) pour le piston-cylindre 1/2" et (b) pour le piston-cylindre 3/4". Notez la différence de position de la pointe du thermocouple entre les deux configurations : au dessus de la capsule en piston-cylindre 1/2" ; sous la capsule en piston-cylindre 3/4". p.47

Figure II.2 Schéma des assemblages pour piston-cylindre (a) 1/2" (12.7 mm) et (b) 3/4" (19.1 mm). La capsule est placée au centre de la chambre à échantillon. p.48

Figure II.3 Photographie légendée (a) et schéma (b) du piston-cylindre 1/2" avec contre-pression du Laboratoire Magmas et Volcans (*modifié d'après Zamora, 2000*). Le système comporte deux vérins : (1) un vérin interne qui pousse sur le piston (matérialisé par la grosse flèche) ; et (2) un vérin externe, sous la colonne du piston-cylindre (non visible ; matérialisé par les petites flèches en bas du schéma), qui exerce une contre-pression sur le cylindre en carbure de tungstène et sa frette d'acières traités. p.50

Figure II.4 Photographie légendée (a) et schéma (b) d'un piston-cylindre 3/4" sans contre-pression du Laboratoire Magmas et Volcans. L'assemblage est placé dans le cylindre de carbure de tungstène. La pression est générée en écrasant l'assemblage entre le piston et le support de base. p.51

Figure II.5 Procédure de pressurisation et de chauffage des expériences en piston-cylindre : la température est en tirets rouges ; la pression sur l'échantillon, P, est figurée par le trait noir ; la contre-pression CP, en tirets bleus, est donnée en psi (psi = Pound per Square Inch ; 1 psi = 6894.8 Pa). (a) Cas d'une expérience en piston-cylindre 3/4" sans contre-pression à 1 GPa – 1300°C ; (b) Cas d'une expérience à 2 GPa – 1300°C en piston-cylindre 1/2" avec contre-pression ; (c) Cas d'une expérience à 2.5 GPa – 1300°C en piston-cylindre 1/2" avec contre-pression. Dans les expériences en piston-cylindre 1/2", la contre-pression finale (recalculée en GPa) est égale au 1/3 de la pression sur l'échantillon. Pour garder un rapport P/CP proche de 3 pendant la phase de pressurisation, on augmente CP par palier (1 palier pour les expériences à P = 2 GPa ; 2 paliers pour les expériences à P = 2.5 GPa). p.52

Figure II.6 Variation de la température à l'intérieur du four en graphite dans un assemblage 3/4" ; cas d'une expérience réalisée à une température nominale de 1400°C (d'après Watson et al., 2002). p.53

Figure II.7 Comparaison des profils de température dans les assemblages 3/4" et 1/2". Les mesures ont été faites à 1.0 GPa et 1000°C pour l'assemblage 1/2" (*tirets gris* ; Médard, 2004) et à 1.0 GPa et 900 °C pour l'assemblage 3/4" (*trait continu noir* ; Laporte, 2004). Le cercle numéroté 1 marque la position de la pointe du thermocouple ; les cercles numérotés 2 et 3 matérialisent la position de l'échantillon par rapport au thermocouple (2 pour la partie proximale de l'échantillon ; 3 pour la partie distale). La variation de température est exprimée sous la forme de l'écart ΔT par rapport à la température à la pointe du thermocouple. La distance est donnée par rapport à la position de la pointe du thermocouple. p.54

Figure II.8 Comparaison entre les valeurs des coefficients d'échange Fe-Mg entre l'olivine et le liquide mesurées ($K_{D\text{mes}}$) dans nos expériences contenant de l'olivine et les valeurs calculées ($K_{D\text{th}}$) avec le modèle thermodynamique de Toplis (2005). Les expériences de fusion partielle des pyroxénites sont représentées par des cercles. La zone gris foncé correspond à un écart de ± 0.01 et la zone gris clair correspond à un écart de ± 0.02 par rapport à la ligne 1:1. p.55

Figure II.9 Comparaison entre les températures expérimentales et les températures calculées par le géothermomètre de Putirka et al. (1996, 2003) dans nos expériences contenant du clinopyroxène. Les expériences de fusion partielle des pyroxénites sont représentées par des carrés, les expériences concernant les interactions magma/roche sont représentées par des cercles. La zone grise correspond à un écart de $\pm 45^\circ\text{C}$ entre la température mesurée et la température calculée. p.56

Figure II.10 Durée expérimentale (en heures) en fonction de l'inverse de la température (en K) : les expériences de la base de données LPER (Hirschmann et al., 2008) sont représentées par les cercles, celles de cette étude par des losanges rouges (expériences avec olivine) ou gris (expériences sans olivine). Les lignes 10 μm et 4 μm se réfèrent au temps caractéristique (défini par $x^2/2D$, où x est la largeur caractéristique du cristal et D le coefficient de diffusion pour l'interdiffusion Fe-Mg) pour la diffusion de Fe^{2+}/Mg dans des cristaux d'olivine de 10 μm et de 4 μm dans des conditions anhydres (Chakraborty, 1997). p.57

Figure II.11 (a) Images MEB en électrons rétrodiffusés de l'expérience 103-B1 (1.0 GPa, 1250 °C, t = 88 h). Certains clinopyroxènes (cpx) contiennent des coeurs hérités. **(b)** Images MEB en électrons rétrodiffusés de l'expérience 16-A3 (2.0 GPa, 1330 °C, t = 118 h). Les grenats (gt) contiennent des coeurs hérités. Barres d'échelle : 20 μm . p.58

Figure II.12 Exemples de ségrégation des cristaux liée à un gradient thermique. **(a)** Dans une expérience piston-cylindre 3/4" (40-B1n ; $F \sim 81\%$ pds). Les cristaux d'olivine sont rassemblés au toit et à la base de la charge pour une différence de température entre le point chaud (au centre de l'échantillon) et les extrémités de 5°. **(b)** Dans une expérience 1/2" (40-E3b ; $F \sim 69\%$ pds). Les cristaux sont rassemblés au sommet de la charge et le liquide à la base (le liseré gris à l'interface correspond à une frange de clinopyroxénies de trempe) ; la différence de température entre le haut et le bas est de 2 degrés environ (Figure II.7). Ces expériences permettent de déterminer la structure thermique de la charge et de localiser approximativement les isothermes ; les signes + et - indiquent les zones chaudes et froides, respectivement. Barres d'échelle : 500 μm . p.59

Figure II.13 Cristaux formés par croissance rapide lors de la trempe. Les cristaux de trempe qui se forment à partir des clinopyroxénies (cpx) forment des dendrites. On observe également une bordure plus claire autour des olivines (ol) qui correspond à la croissance pendant la trempe. **(a)** Image MEB en électrons rétrodiffusés d'une expérience en piston 3/4" (40-B1n). **(b)** Image MEB en électrons rétrodiffusés d'une expérience en piston-cylindre 1/2" (16-A3bis). La photographie est prise au sommet de la charge ; le noir correspond au graphite du conteneur. Barres d'échelle : 20 μm . p.60

Figure II.14 Images MEB en électrons rétrodiffusés de sections longitudinales des échantillons **(a)** 103-H2 et **(b)** FM1. Les flèches (1) pointent vers les filons centraux contenant du verre, et les flèches (2) vers des «filons de coin» totalement cristallisés. Le conteneur en graphite en noir entoure la charge expérimentale. Barres d'échelle : 500 μm . p.65

Figure II.15 Images MEB en électrons rétrodiffusés de microdikes bien développés dans des expériences en 3/4". **(a)** 16-A2 : 1.5 GPa – 1250°C, $F = 9.4\%$ pds. ; **(b)** 103-H2b : 1.5 GPa – 1270°C, $F = 2.6\%$ pds. ; **(c)** 40-E2 : 1.5 GPa – 1250°C, $F = 13.5\%$ pds. Barres d'échelle : 100 μm . p.66

Figure II.16 (a-c) Images MEB en électrons rétrodiffusés présentant l'adaptation de la technique des microdikes aux expériences en assemblage 1/2". **(a)** Section longitudinale de l'expérience 16-A3 (2 GPa, 1330°C) dans la première configuration testée : un chapeau de graphite de 500 μm . On observe une déformation importante de la capsule, la base du conteneur et le chapeau de graphite sont fracturés et l'échantillon touche largement le platine de la capsule externe. En plus de la large perte en fer due au contact de la poudre d'échantillon avec le platine, la charge expérimentale n'est pas du tout à l'équilibre thermodynamique comme en témoigne la présence d'énormes grenats poecilitiques (soulignés par les traits blancs). Ces cristaux renferment de nombreuses inclusions de clinopyroxène et de verre montrant qu'ils se sont formés par cristallisation rapide et tardive. Barre d'échelle : 500 μm . **(b)** Section longitudinale de l'expérience 16-A3 dans la dernière configuration : un chapeau de graphite de 1.1 mm. Le conteneur en graphite est beaucoup moins déformé et les filons n'atteignent plus le platine de la capsule externe. Barre d'échelle : 500 μm . **(c)** Microdike dans l'expérience 40-H3 (2 GPa – 1275°C, $F = 2.3\%$ pds.). Les points numérotés de 1 à 10 indiquent la position des mesures à la microsonde électronique. Barre d'échelle : 100 μm . **(d)** Analyse de la teneur en fer du liquide dans le microdike de l'expérience 40-H3 comparée à la teneur en fer moyenne du liquide dans la charge (*trait continu* ; 9.96 % pds). La teneur moyenne a été déterminée à partir de 13 analyses dans deux filons (dont celui-ci) à la base de la charge. Les lignes en tirets représentent l'incertitude sur la valeur. La teneur en fer reste constante (à l'intérieur de l'incertitude) dans le filon et est indépendante de la position de l'analyse dans le filon. p.67

Figure II.17 Photographie et schéma légendés d'une microsonde électronique Cameca SX100. Le faisceau d'électrons est canalisé et stabilisé dans la colonne électronique par plusieurs lentilles. Les lentilles à la sortie de la colonne permettent de déterminer la taille du faisceau sur l'échantillon. La zone excitée émet un spectre de Rayons X qui est caractéristique de sa composition ; le spectre est analysé par les 4 spectromètres. p.69

Figure II.18 Données expérimentales (symboles ponctuels) de la fusion partielle à 1 GPa des péridotites MM3 (Baker et al., 1995 ; Baker et Stolper, 1994 ; Hirschmann et al., 1998a) et DMM1 (Wasyljenki et al., 2003) comparées aux données calculées par pMELTS pour une fixée à FQM-1 (courbes) : **(a)** composition des liquides en fonction du taux de fusion ; **(b)** proportion des phases minérales résiduelles en fonction du taux de fusion ; **(c)** taux de fusion en fonction de la température. p.74

Partie III : Relation de fusion des pyroxénites

Figure III.1 Classification de Streckeisen (1976) (**a**) des roches ultramafiques et (**b**) des roches gabbroïques. Dans les roches gabbroïques, un gabbro contient moins de 5 % d'opx, une norite contient moins de 5% de cpx et une gabbronorite contient plus de 5% de chaque pyroxène. p.79

Figure III.2 Teneurs des principaux oxydes en fonction (**a-e**) de MgO et (**f**) du Mg# dans les pyroxénites mantelliques. Les *carrés de couleurs vives* correspondent aux pyroxénites provenant des massifs ultrabasiques [Trinity (Quick, 1981) ; Lherz (Bodinier et al., 1987) ; Tinaquillo (Seyler et Mattson, 1993) ; Alpes (Bodinier, 1988 ; Melcher et al., 2002 ; Shervais et Mukasa, 1991) ; Rif bétique : Ronda et Beni Bousera (Bodinier et al., 2008 ; Dickey, 1970 ; Garrido et al., 1999 ; Kornprobst, 1970 ; Kumar et al., 1996 ; Pearson et al., 1993; Suen et Frey, 1987) ; Cabo Ortegal (Gil Ibarguchi et al., 1990 ; Santos et al., 2002)]. Les *cercles de couleurs pastels* correspondent aux pyroxénites provenant des suites de xénolites mantelliques [Hawaï (Frey, 1980 ; Sen et Leeman, 1991) ; Rio Puerco (Porreca et al., 2006) ; Sierra Nevada (Ducea, 2002 ; Ghent et al. 1980 ; Lee et al., 2006) ; Hannuoba (Liu et al., 2005 ; Xu, 2002) ; Afrique du Sud (Hills et Haggerty, 1989 ; Schmickler et al., 2004 ; Taylor et Neal, 1989)]. Les champs des périclites (*zone grise* ; de la base de donnée GEOROC) et des MORB (*zone hachurée*) sont aussi tracés ; le champ des MORB correspond à des analyses compilées par Melson et O'Hearn (2003) à partir de la base de données de la Smithsonian Institution. Les compositions de pyroxénites sélectionnées pour l'expérimentation sont indiquées par des gros carrés noirs (M5-103 : 24.6 % pds MgO ; M5-40 : 16.6 % pds MgO ; M7-16 : 12.5 % pds MgO). p.80

Figure III.3 Compositions isotopiques de l'oxygène des minéraux des pyroxénites (clinopyroxènes et grenats) provenant des ophiolites de Samail (Gregory et Taylor, 1981), des îles Marquises (Cocker et al., 1982) et d'Oman (Gregory et Taylor, 1981), des massifs orogéniques des Pyrénées (Downes, 2007) et de Beni Bousera (Pearson et al., 1991) et de suites de xénolites d'Afrique du Sud (Garlick et al., 1971 ; Neal et al., 1990 ; Schulze et al., 2003), de Sierra Leone (Barth et al., 2001, 2002) et de Yakutia (Beard et al. 1996 ; Jacob et al., 1994). La bande verticale donne la valeur de référence des périclites et correspond à la moyenne des olivines pour une périclite mantellique et son erreur à 2σ ($5.5 \pm 0.4 \text{ ‰}$; Matthey et al., 1994). *Modifié d'après Pearson et al. (2003) et Jacob et al. (2004)*. p.82

Figure III.4 Projections en moles d'oxydes simples à partir du diopside [Di] sur le diagramme pseudoternaire Forstérite (Fo) – Pyroxène Calcium Tschermak (CaTs ; $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$) – Quartz (Qz) des compositions de pyroxénites sélectionnées pour mes expériences (*carrés*). Pour comparaison, j'ai aussi reporté les compositions utilisées dans les études antérieures de fusion partielle de pyroxénites (*cercles*), ainsi que le champ des périclites en *gris clair* (de la base de données GEOROC). La méthode utilisée pour les projections est celle de O'Hara (1972 ; Annexe E). Par comparaison au tétraèdre des basaltes de Yoder et Tilley (1962), (1) le plan Fo-An-Di est le plan critique de sous-saturation en silice qui sépare les compositions à néphéline normative (à gauche) des compositions à hyperstène normatif (à droite), et (2) le plan En-An-Di est le plan de saturation en silice qui sépare les compositions à olivine et hyperstène normatifs (à gauche) des compositions à quartz et hyperstène normatifs (à droite). Selon la classification de Kogiso et al. (2004a), les pyroxénites à gauche du joint CaTs – En sont déficientes en silice et les pyroxénites à droite du joint ont un excès de silice. Les références pour les études antérieures sont : MIX1G, Hirschmann et al. (2003) et Kogiso et al. (2003) ; NAM-7, Yasuda et al. (1994) ; G2, Pertermann et Hirschmann (2003a, 2003b) ; 77SL-582, Keshav et al. (2004) ; KG1 et KG2, Kogiso et al. (1998) ; B-ECL1 et B-ECL1-OL, Kogiso et Hirschmann (2006) ; 35090, Yoder et Tilley (1962) ; eclogite, Ito et Kennedy (1974) ; JB1, Tutsura et Takahashi (1998) ; AG4, Pilet et al. (2008) ; GA1, Yaxley et Green (1998) ; GA2, Spandler et al. (2008). p.84

Figure III.5 Comparaison des relations de phase liquidus à 1, 2 et 3 GPa (**a-c**) pour le joint Anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) – Forstérite (Mg_2SiO_4) – Diopside ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) et (**d-f**) pour le joint Anorthite – Forstérite – Quartz (SiO_2). Sa = sapphirine, An = anorthite. *Modifié d'après Presnall et al. (1978) et Milholland et Presnall (1998)*. p.85

Figure III.6 Projections de la population des pyroxénites mantelliques dans l'espace \mathfrak{R}^3 en éléments majeurs (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO et Na_2O) sur les trois principales composantes. Les *petits carrés* représentent les pyroxénites issus des massifs ultrabasiques, les pyroxénites du massif de Beni Bousera sont en *gris clair*, les autres en *gris foncé*. Les *petits cercles* correspondent aux xénolites de pyroxénites. Les *grosses cercles noirs* correspondent aux compositions sélectionnées (M5-103, M5-40 et M7-16), les *grosses cercles noirs* correspondent aux études antérieures. Les sources sont les mêmes que dans les Figures III.2 et III.4. La contribution relative de chaque composante à la variance totale est indiquée en %. La projection de chaque variable est représentée par une flèche en bas à droite de la figure. Les projections quasi-identiques de FeO , TiO_2 , Al_2O_3 et Na_2O sur la première composante reflètent la très forte corrélation entre toutes ces variables. p.90

Figure III.7 Carte géologique régionale de la zone Ouest Méditerranéenne montrant la localisation du massif ultramafique de Beni Bousera. *Modifié d'après Pearson et Nowell (2004)*. p.92

Figure III.8 Représentation schématique des divers types de bancs, simples et complexes, de pyroxénites observés dans le massif de Beni Bousera (opx : orthopyroxène ; cpx : clinopyroxène ; sp : spinelle ; gt : grenat ; graph : graphite ; ol : olivine ; crn : corindon). Les zones blanches correspondent aux périclites encaissantes. *Modifié d'après Chrifi-Alaoui (1997) et Kornprobst (1971). p.92*

Figure III.9 Images MEB en électrons rétrodiffusés illustrant les textures et les assemblages de phases des expériences sur M5-103. **a-c** Expériences à 1 GPa : 1200°C (a, 103-E1 – $F \sim 0\%$), 1250°C (b, 103-B1 – $F \sim 12\%$) et 1350°C (c, 103-D1 – $F \sim 69\%$). **d-f** Expériences à 1.5 GPa : 1270°C (d, 103-H2a – $F \sim 0\%$), 1400°C (e, 103-D2 – $F \sim 29\%$) et 1450°C (f, 103-F2 – $F \sim 63\%$). Les degrés de fusion cités sont les valeurs globales calculées par bilan de masse : certaines expériences à fort degré de fusion ont subi un processus de migration thermique avec séparation plus ou moins poussée du liquide et des cristaux, d'où une fraction liquide apparente nettement inférieure à la fraction globale dans les zones enrichies en cristaux (en f, par exemple). *Barres d'échelle : 20 µm. p.99*

Figure III.10 Images MEB en électrons rétrodiffusés illustrant les textures et les assemblages de phases des expériences sur M5-40. **a-c** Expériences à 1 GPa : 1200°C (a, 40-C1 – $F \sim 4\%$), 1240°C (b, 40-E1 – $F \sim 39\%$) et 1275°C (c, 40-B1N – $F \sim 81\%$). **d-f** Expériences à 1.5 GPa : 1230°C (d, 40-F2 – $F \sim 3\%$), 1310°C (e, 40-A2 – $F \sim 26\%$) et 1360°C (f, 40-G2 – $F \sim 79\%$). **g-i** Expériences à 2 GPa : 1300°C (g, 40-F3 – $F \sim 4\%$), 1375°C (h, 40-C3a – $F \sim 25\%$) et 1450°C (i, 40-E3b – $F \sim 69\%$). **j-l** Expériences à 2.5 GPa : 1375°C (j, 40-E4 – $F \sim 3\%$), 1450°C (k, 40-D4 – $F \sim 20\%$) et 1460°C (l, 40-F4 – $F \sim 76\%$). *Barres d'échelle : 20 µm. p.100-101*

Figure III.11 Images MEB en électrons rétrodiffusés illustrant les textures et les assemblages de phases des expériences sur M7-16. **a-c** Expériences à 1 GPa : 1165°C (a, 16-D1 – $F \sim 0\%$), 1185°C (b, 16-F1 – $F \sim 14\%$) et 1250°C (c, 16-B1 – $F \sim 63\%$). **d-f** Expériences à 1.5 GPa : 1230°C (d, 16-D2 – $F \sim 3\%$), 1250°C (e, 16-A2 – $F \sim 9\%$) et 1310°C (f, 16-C2 – $F \sim 60\%$). **g-i** Expériences à 2 GPa : 1250°C (g, 16-E3 – $F \sim 0\%$), 1330°C (h, 16-A3 – $F \sim 16\%$) et 1375°C (i, 16-C3 – $F \sim 51\%$). **j-l** Expériences à 2.5 GPa : 1325°C (j, 16-D4 – $F \sim 0\%$), 1400°C (k, 16-A4b – $F \sim 22\%$) et 1425°C (l, 16-C4 – $F \sim 39\%$). *Barres d'échelle : 20 µm. p.102-103*

Figure III.12 **(a)** Image MEB en électrons rétrodiffusés d'un microdike bien développé dans l'expérience 16-A2 avec une large plage de verre facilement analysable. Le rectangle blanc situé environ 300 µm sous le microdike correspond à la zone où les phases cristallines ont été analysées. **(b)** Agrandissement du rectangle blanc montrant la texture de la pyroxénite partiellement fondu et la faible fraction de liquide interstitiel ($F \sim 9\%$). *Barres d'échelle : 100 µm dans (a), 20 µm dans (b). p.104*

Figure III.13 Images MEB en électrons rétrodiffusés illustrant le phénomène de migration thermique. **(a)** Section longitudinale de l'échantillon 16-C3 (2 GPa – 1375°C – $F \sim 50.7\%$). Le liquide est concentré sur un côté de l'échantillon. Le rectangle blanc correspond à la zone où l'image **(b)** a été prise. **(b)** Vue de détail du «cumulat» : malgré un taux global de fusion élevé dans l'expérience 16-C3 (50.7%), le liquide n'est présent ici que sous forme de petites plages de liquide interstitielles. *Barres d'échelle : 500 µm dans (a), 20 µm dans (b). p.104*

Figure III.14 **(a)** Image MEB en électrons rétrodiffusés de la section longitudinale de l'échantillon 40-E1 (1 GPa – 1240°C – $F \sim 39\%$). La fourchette de température dans la charge chevauche la température de disparition du plagioclase dans le résidu : les cristaux de plagioclase ($\sim 12\% \text{ pds}$) sont localisés au sommet de la charge. La ligne en tirets blancs localise l'isograde «plagioclase-out». **(b)** Vue de détail de la zone à plagioclase. **(c)** Vue de détail de la zone sans plagioclase. *Barres d'échelle : 500 µm dans (a), 50 µm dans (b) et (c). p.105*

Figure III.15 Diagramme de phases pour la composition M5-103 : données expérimentales ; *ronds pleins* : expériences superliquides. Les lignes grises en pointillés correspondent à l'interprétation des limites de stabilité des phases. *p.106*

Figure III.16 Evolution des proportions de phases en fonction de P et T dans la composition de départ M5-103. Couleurs : vert, cpx ; jaune, opx ; rouge, sp ; bleu clair, plg ; bleu foncé, ol ; noir, liquide. *p.106*

Figure III.17 Diagramme de phases pour la composition M5-40 : données expérimentales ; *ronds pleins* : expériences superliquides. Les lignes grises en pointillés correspondent à l'interprétation des limites de stabilité des phases. *p.107*

Figure III.18 Evolution des proportions de phases en fonction de P et T dans la composition de départ M5-40. Couleurs : vert, cpx ; jaune, opx ; rouge, sp ; bleu clair, plg ; bleu foncé, ol ; noir, liquide ; rose, grenat. *p.108*

Figure III.19 Evolution des proportions de phases en fonction de P et T dans la composition de départ M7-16. Couleurs : vert, cpx ; rouge, sp ; bleu clair, plg ; bleu foncé, ol ; noir, liquide ; rose, grenat. *p.108*

Figure III.20 Diagramme de phases pour la composition M7-16 : données expérimentales ; *ronds pleins* : expériences superliquides. Les lignes grises en pointillés correspondent à l'interprétation des limites de stabilité des phases. p.109

Figure III.21 Fraction de liquide en fonction de la température dans les expériences à 1, 1.5, 2 et 2.5 GPa pour les pyroxénites M5-103 (*losanges*), M5-40 (*triangles*) et M7-16 (*carrés*). Les barres d'erreur sur F sont plus petites que les symboles (Tableau III.2). Les lignes relient les points où la réaction de fusion est la même. Les ruptures de pente correspondent à des changements de réaction de fusion. Les correspondances entre les lignes et les réactions de fusion sont indiquées sur la figure. Les chiffres en italiques indiquent la productivité (dF/dT) correspondante en % pds/ $^{\circ}\text{C}$. p.111

Figure III.22 Températures de solidus (T_s – *symboles pleins*) et températures de liquidus (T_L – *symboles ouverts*) des pyroxénites M5-103 (*losanges*), M5-40 (*triangles*) et M7-16 (*carrés*) déterminées expérimentalement. L'erreur sur les T_L déterminées par extrapolation linéaire a été fixée à $\pm 25^{\circ}\text{C}$. Quand il n'y a pas de barre d'erreur, cette dernière est plus petite que le symbole. p.112

Figure III.23 Pourcentages pondéraux des phases résiduelles en fonction de la fraction de liquide F dans les expériences de fusion des pyroxénites M5-103, M5-40 et M7-16. Les lignes sont les droites de régression utilisées pour calculer les coefficients des réactions de fusion dans le Tableau III.3. Les couleurs sont les mêmes que dans les Figures III.16,18 et 20. Les *carrés* correspondent au cpx, les *triangles* à l'opx, les *cercles* à l'olivine, les *losanges* au plagioclase, les *hexagones* au spinelle et les *étoiles* au grenat. Les incertitudes sur les pourcentages de phase sont données dans le Tableau III.2. p.114

Figure III.24 Teneurs en CaO, Al_2O_3 et Na_2O en fonction du degré de fusion F dans les clinopyroxènes expérimentaux, comparées à la teneur totale de la roche (*ligne en tirets*). Les symboles sont indiqués dans l'encart en bas à gauche. p.118

Figure III.25 Variation de la composition des cpx et des opx en fonction de la température dans les expériences à 1.5 GPa : les données expérimentales sont projetées dans le diagramme $T_{\text{exp}} - T_s$ (température expérimentale – température de solidus) vs. rapport molaire Ca / (Ca + Mg + Fe) des pyroxènes. Les pyroxènes des expériences sur M5-103 sont représentés par des *losanges*, ceux de M5-40 par des *triangles* et ceux de M7-16 par des *carrés*. Les lignes pleines connectent les cpx (à droite) et les opx (à gauche) qui coexistent dans les expériences sur M5-103. La zone grisée matérialise l'ampleur de l'immiscibilité des pyroxènes dans les expériences sur M5-103 qui diminue avec l'augmentation de température (Longui et Bertka, 1996). p.119

Figure III.26 Evolution du Mg# en fonction du degré de fusion F pour les liquides et les phases solides (cpx, ol, sp, opx et gt), comparées au Mg# de la roche. Les symboles sont indiqués dans l'encart en bas à gauche. p.120

Figure III.27 Compositions des grenats expérimentaux projetés dans le diagramme Pyrope (Py) – Almandin (Al) – Grossulaire (Gro). Les symboles sont indiqués dans l'encart à gauche. p.121

Figure III.28 Compositions des plagioclases projetées dans le diagramme Orthose (Or) – Anorthite (An) – Albite (Ab). Les symboles sont indiqués dans l'encart à droite. p.122

Figure III.29 Compositions des liquides expérimentaux en fonction du degré de fusion F . Les symboles utilisés pour les trois pyroxénites sont les suivants : *losanges*, M5-103 ; *triangles*, M5-40 ; *carrés*, M7-16. Quand elle ne se voit pas, la barre d'erreur (1σ) est plus petite que le symbole. p.124-125

Figure III.30 Compositions des liquides dans les pyroxénites partiellement fondues **(a)** M5-103, **(b)** M5-40 et **(c)** M7-16 projetées à partir du Plagioclase [Plg] et de l'Olivine [Ol] sur les plans Ol – Néphéline (Ne) – Diopside (Di) – Quartz (Qz) et Ne – Qz – Di, respectivement. Les flèches indiquent la direction d'augmentation du taux de fusion. Les compositions initiales sont représentées par des étoiles. Les symboles sont les mêmes que dans la Figure III.26 et sont reproduits dans l'encart en bas de la figure. Les projections ont été réalisées selon le schéma de Walker et al. (1979 ; Annexe E) en recalculant le Qz négatif sous la forme de Ne. p.127

Figure III.31 Compositions des liquides issus de M5-103 en fonction du degré de fusion F . Les données à 1 GPa sont en noir et les données à 1.5 GPa sont en gris. Les données expérimentales ont été ajustées par des polynômes du second ordre pour SiO_2 , FeO , MgO , CaO et Al_2O_3 , des lois de puissance pour TiO_2 , Na_2O et K_2O , et des droites pour le Mg#. La ligne verticale en pointillés est à $F = 20\%$. p.128

Figure III.32 Compositions des liquides issus de M5-40 à 1, 1.5 et 2.5 GPa en fonction du degré de fusion F. Les données à 1 GPa sont en *noir*, les données à 1.5 GPa sont en *gris* et les données à 2.5 GPa sont en *blanc*. Les données expérimentales ont été ajustées par des polynômes du second ordre pour SiO_2 , FeO , MgO , CaO et Al_2O_3 , des lois de puissance pour TiO_2 , Na_2O et K_2O , et des droites pour le Mg#. Pour plus de clarté, les données à 2 GPa (qui correspondent à un assemblage similaire à celui à 2.5 GPa, i.e. cpx + gt) ne sont pas reportées. La ligne verticale en pointillé est à $F = 20\%$. p.129

Figure III.33 Compositions des liquides issus de M7-16 à 1, 1.5 et 2.5 GPa en fonction du degré de fusion F. Les données à 1 GPa sont en *noir*, les données à 1.5 GPa sont en *gris* et les données à 2.5 GPa sont en *blanc*. Les données expérimentales ont été ajustées par des polynômes du second ordre pour SiO_2 , FeO , MgO , CaO et Al_2O_3 , des lois de puissance pour TiO_2 , Na_2O et K_2O , et des droites pour le Mg#. Pour plus de clarté, les données à 2 GPa (qui correspondent à un assemblage similaire à celui à 2.5 GPa, i.e. cpx + gt) ne sont pas reportées. La ligne verticale en pointillé est à $F = 20\%$. p.131

Figure III.34 (a) Teneurs en FeO des MORB en fonction de leurs teneurs en MgO. **(b)** FeO en fonction de SiO_2 pour les MORB avec plus de 9 % pds de MgO. Les *symboles rouges* correspondent aux MORB avec $\text{Mg}\# \geq 67$, et les *jaunes* dans **(b)** aux MORB avec $\text{FeO} > 8.5\%$ et $\text{SiO}_2 < 48.7\%$ pds. Source des compositions de MORB : base de données PetDB de Melson et O'Hearn (2003). p.132

Figure III.35 Coefficients de partage du titane **(a)** du sodium **(b)** du potassium **(c)** entre le cpx et le liq dans les trois compositions en fonction de la pression. Les cpx de M5-103 sont représentés par des *losanges*, les cpx de M5-40 par des *triangles* et les cpx de M7-16 par des *carrés*. p.134

Figure III.36 Températures de solidus de pyroxénites et péridotites en fonction de la teneur en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ en % pds) de la roche. Les pressions des études expérimentales sont visualisées par les symboles : *hexagones*, 1 GPa ; *carrés*, 1.5 GPa ; *étoiles*, 2 GPa ; *circles*, 2.5 GPa ; *ellipses*, 3 GPa ; *plus*, 5 GPa ; *croix*, 7 GPa. Pour les péridotites (DMM1 et MM3, à gauche du diagramme), on a utilisé des symboles en *gris*, et pour les pyroxénites des symboles en *noir*. Le Mg# de chaque roche est donné en haut du diagramme. Sources des données : cette étude (M5-103, M5-40 et M7-16) ; Keshav et al., 2004 (77-SL-582) ; Hirschmann et al., 2003 et Kogiso et al., 2003 (MIX1G) ; Kogiso et Hirschmann, 2006 (BECL-1) ; Yasuda et al., 1994 (NAM7) ; Pertermann et Hirschmann, 2003b (G2) ; Spandler et al., 2008 (GA2) ; Tsuruta et Takahashi, 1998 (JB1) ; Pilet et al., 2008 (AG4) ; Wasyljenki et al., 2003 (DMM1) ; Baker et Stolper, 1994 (MM3). p.136

Figure III.37 Domaines de stabilité des phases dans un diagramme température vs. composition à 1 atm pour les systèmes binaires **(a)** Forstérite ($\text{Fo} - \text{Mg}_2\text{SiO}_4$) – Fayalite ($\text{Fa} - \text{Fe}_2\text{SiO}_4$), d'après Bowen et Schairer (1935) et **(b)** Diopside ($\text{Di} - \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) – Hedenbergite ($\text{Hd} - \text{CaFeSi}_2\text{O}_6$), d'après Schairer et Yoder (1962). ss = solution solide. p.137

Figure III.38 Teneur en alcalins du « premier » liquide ($F \rightarrow 0$) issu des pyroxénites M5-103 (*losanges*), M5-40 (*triangles*) et M7-16 (*carrés*) en fonction de la pression (P). Les teneurs en alcalins à $F \rightarrow 0$ ont été estimées à partir de l'équation de fusion de Shaw (1970) en utilisant les coefficients de partage du sodium et du potassium estimés aux faibles degrés de fusion et les assemblages minéralogiques subsolidus (ou proches du solidus en l'absence d'expérience subsolidus). p.140

Figure III.39 (a) Températures de solidus T_s déterminées expérimentalement en fonction de la teneur en alcalins des « premiers » liquides issus des pyroxénites M5-103 (*losanges*), M5-40 (*triangles*) et M7-16 (*carrés*). **(b)** T_s corrigée de l'effet du Mg# en fonction de la teneur en alcalins du « premier » liquide. Les T_s sont ramenée aux température de solidus d'une roche avec un Mg# égal à celui de M5-40 (76.7) en considérant une diminution de 3°C par unité de Mg# (Gudfinnsson et Presnall, 2000). Les symboles en *noir* sont les liquides produits à 1 GPa, ceux en *gris foncé* à 1.5 GPa, ceux en *gris clair* à 2 GPa et ceux en *blanc* à 2.5 GPa. p.140

Figure III.40 (a) Illustration schématique des limites de phase liquidus dans le diagramme $\text{Fo} - \text{CaTs} - \text{Qz}$ projeté à partir du Di montrant l'effet de la barrière thermique $\text{CaTs} - \text{En} - \text{Di}$ sur les températures de liquidus. Les flèches indiquent une diminution de la température. *Modifié d'après de Kogiso et al. (2004a)*. **(b)** Projection des pyroxénites M5-103, M5-40 et M7-16 dans le diagramme liquidus Anorthite (An) – Forstérite (Fo) – Diopside (Di) à 1.5 GPa. Les lignes en tirets déterminent les limites des volumes de phase et les lignes continues sont les isothermes (d'après Presnall et al., 1978). Les compositions M5-103 (*losange*), M5-40 (*triangle*) et M7-16 (*carré*) ont été projetées à partir du Quartz [Qz] avec la méthode d'O'Hara (1972 – Annexe E). p.143

Figure III.41 Fraction de liquide en fonction de la température dans les expériences à 1 GPa pour les pyroxénites (*symboles noirs* ; losanges, M5-103 ; triangles, M5-40 ; carrés, M7-16) et pour les périclédites (*symboles gris* ; cercles, PHN-1611 ; losanges, MM3 ; triangles, DMM1). Le *champ gris foncé* illustre la variation de productivité et de température de solidus pour les trois pyroxénites étudiées. Il est délimité à gauche par la droite F vs. T de M7-16 qui correspond à la réaction $\text{cpx} + \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$, et à droite par les droites F vs. T de M5-103 qui correspondent aux réactions $\text{cpx} + \text{opx} + \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$ et $\text{cpx} + \text{opx} = \text{liq} + \text{ol}$ (la réaction $\text{cpx} + \text{opx} + \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$ correspond à la branche de pente un peu plus faible en dessous de 14 % de fusion). Le *champ gris clair* illustre les gammes de T_s et de productivité des périclédites. Il est délimité à gauche par l'évolution de la fraction de liquide avec la température de PHN-1611, la périclédite la plus fertile, et à droite par l'évolution de DMM1, la périclédite la plus réfractaire. Les réactions de fusion sont les mêmes dans les trois périclédites : $\text{cpx} + \text{opx} + \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$ puis, après la disparition du cpx marquée par la rupture de pente, $\text{opx} + \text{sp} = \text{liq} + \text{ol}$. Sources des données sur les périclédites : PHN-1611, Kushiro (1996) ; MM3, Baker et Stolper (1994), Baker et al. (1995) et Hirschmann et al. (1998) ; DMM1, Wasylenski et al. (2003). p. 145

Figure III.42 Intervalles de fusion des pyroxénites étudiées dans cette étude et dans les études antérieures dans l'espace profondeur – température, comparés à l'intervalle de fusion de la périclédite KBL1 (*en gris* ; Takahashi, 1986). Les plages de couleur illustrent les intervalles de fusion déterminés pour différentes pyroxénites : M5-103 *en bleu*, M5-40 *en rouge*, M7-16 *en jaune*, G2 *en vert* (Pertermann et Hirschmann, 2003a), MIX1G *en bleu clair* (Hirschmann et al., 2003 ; Kogiso et al., 2003), BECL-1 *en rose* (Kogiso et Hirschmann, 2006) et 77SL-582 *en violet* (Keshav et al., 2004). La *ligne noire* représente le géotherme océanique moyen selon Green et Ringwood (1963). Les *lignes en pointillés* représentent les trajets adiabatiques du manteau pour des températures potentielles de 1280 et 1400 °C. p. 147

Partie IV : Rôle des pyroxénites sur la composition en éléments majeurs des MORB : contraintes expérimentales

Fig. 1. Plots of MgO and SiO₂ vs. FeO for natural pyroxenites (*small squares*; pyroxenites from the Beni Bousera ultramafic massif are shown by the small *grey squares*); the *stars* are starting materials M5–103, M5–40 and M7–16. The *grey area* is the mantle peridotite field from GEOROC database (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>). The pyroxenite data come from compilation of Hirschmann and Stolper (1996) completed with analyses from Becker (1996), Bodinier et al. (2008), Dessai et al. (2004), Dickey (1970), Ducea (2002), Garrido and Bodinier (1999), Ghent et al. (1980), Jahn et al. (2003), Kornprobst (1970), Kumar et al. (1996), Kuno and Aoki (1970), Lee et al. (2006), Liu et al. (2005), Melcher et al. (2002), Porreca et al. (2006), Santos et al. (2002), Schmickler et al. (2004), Tang et al. (2007), Volkova et al. (2004), and Xu (2002). p. 153

Fig. 2. Backscattered electron micrographs illustrating the melt extraction technique. **(a)** An overall view of the lower part of sample 40-F2, showing the graphite container (black), the partially molten pyroxenite (grey), and a basaltic microdike showing a large pool of glass. **(b)** Close-up view of the partially molten pyroxenite showing a small fraction of interstitial melt (3.4 wt.%) in equilibrium with Cpx, Opx, Plg, Sp and Gt. Scales: 100 µm in **(a)**; 10 µm in **(b)**. p. 155

Fig. 3. Temperature–melt fraction curves for pyroxenites M5–103 (*diamonds*), M5–40 (*triangles*) and M7–16 (*squares*) at 1 GPa; the data for fertile Iherzolite MM3 (*circles*; Baker and Stolper, 1994; Baker et al., 1995) are shown for comparison. The uncertainties on melt percentages (1σ) are smaller than symbols. p. 156

Fig. 4. Fractions (wt.%) of solid phases vs. melt fraction F for pyroxenites **(a)** M5–103, **(b)** M5–40, and **(c)** M7–16 at 1 GPa. The *straight lines* are the best fit lines used to compute the coefficients of the melting reactions. Symbols are as follows: *squares* for Cpx, *triangles* for Opx, *circles* for Ol, *diamonds* for Plg and *crosses* for Sp. The uncertainties on phase percentages are given in Table 2. p. 157

Fig. 5. Oxide concentrations in melts plotted as a function of melt fractions F . Symbols are as follows: *diamonds* for pyroxenite M5–103, *triangles* for M5–40, and *squares* for M7–16; the *closed symbols* are for the experiments at 1 GPa, the *open symbols* for the ones at 1.5 GPa. The data plotted at $F=100\%$ correspond to the bulk-rock composition. When not visible, the error bar (1σ) is smaller than the symbol. p. 158

Fig. 6. Average melt compositions in pyroxenites M5–103, M5–40, and M7–16 at 1 GPa plotted as a function of temperature. The temperature interval of 1245–1305 °C represented by shaded boxes corresponds to the range of temperatures (at 1 GPa) of a mantle undergoing adiabatic decompression melting (assuming potential temperatures in the range 1280–1400 °C, McKenzie and Bickle (1988)). Symbols are as follows: *diamonds*, M5–103; *triangles*, M5–40; *squares*, M7–16. *Grey fields* correspond to liquids produced by peridotites PHN1611 (Kushiro, 1996), MM3 (Baker and Stolper, 1994; Baker et al., 1995; Hirschmann et al., 1998), DMM1 (Wasylenski et al., 2003)

and Depma (Laporte et al., 2004). Error bars (1σ on oxide concentrations; ± 5 °C on temperature) are shown in the bottom right corner of each diagram. p.159

Fig. 7. Liquid-Mg# vs. melt fraction in pyroxenites M5–103, M5–40, and M7–16 at 1 GPa and in peridotite MM3 (Baker and Stolper, 1994). For each composition, the regression line is shown by the dashed line, and the correlation coefficient R^2 and the slope a are given. Symbols are as follows: diamonds, M5–103; triangles, M5–40; squares, M7–16; empty circles, MM3. When not visible, the error bar (1σ) is smaller than the symbol. p.160

Fig. 8. SiO_2 and FeO contents in melt produced by peridotite MM3 at 1275 °C and 1 GPa (solid line; Baker and Stolper, 1994), and in the average melt of a heterogeneous mantle made of peridotite MM3 and 1 to 8% of pyroxenite M5–103, M5–40, or M7–16. The ranges of SiO_2 and FeO in MORBs with either $\text{MgO} \geq 9\text{wt.\%}$ (grey boxes) or $\text{Mg\#} \geq 67$ (hatched boxes) are shown for comparison. MORB data sources: Smithsonian Institution catalogue (Melson and O'Hearn, 2003: <http://www.petdb.org/petdbWeb/index.jsp>). p.161

Partie V : Rôle des interactions magma/roche dans la genèse des MORB et dans l'hétérogénéisation du manteau : contraintes expérimentales et théoriques.

Figure V.1 Compositions des liquides sélectionnés pour l'étude des interactions magma/péridotite, projetées à partir du plagioclase [Plg] dans le diagramme pseudo-ternaire Olivine (Ol) – Quartz (Qz) – Diopside (Di) – Néphéline (Ne) et à partir de l'olivine [Ol] dans le diagramme Ne – Qz – Di, selon la méthode de Walker et al. (1979 – cf. Annexe E). Les compositions choisies correspondent à des liquides expérimentaux produits par la fusion des pyroxénites M5–103 (losanges), M5–40 (triangles) et M7–16 (carrés ; Partie III). Les symboles noirs correspondent aux liquides formés à 1 GPa et 1290°C, les gris aux liquides formés à 1.5 GPa et 1250°C et les blancs aux liquides formés à 2.5 GPa et 1400°C. Tous les liquides sont sous-saturés en silice (à olivine normative ; c-à-d., à gauche du joint Di – En dans la projection à partir du Plg). Les liquides qui se projettent à partir du Plg dans le triangle Ne – Ol – Di sont à néphéline normative. Les liquides qui se projettent à partir du Plg dans le triangle En – Ol – Di sont à hypersthène normatif. p.171

Figure V.2 Résultats des calculs d'imprégnation de 100 g de péridotite Bri2 par 0 à 100 g de liquide Liq_0 issu des pyroxénites (a) M5–40 ou (b) M7–16, à 1.5 GPa–1250°C (cas 1). La figure montre la variation de la masse des phases (masse – masse_{initiale}) en fonction de la masse de liquide ajouté. Les symboles sont les suivants : croix, liquide restant après équilibration (Liq_1) ; carrés, cpx ; triangles, opx ; ronds, ol ; losanges, sp. Les lignes sont les régressions linéaires utilisées pour calculer les réactions modales d'imprégnation dans le Tableau V.4. Quand la pente est négative, la phase est consommée et inversement, quand la pente est positive, la phase est produite. Les ruptures de pentes indiquent un changement de la réaction d'infiltration en relation avec la disparition d'une phase ou l'apparition d'une nouvelle phase. p.176

Figure V.3 Résultats des calculs d'imprégnation de 100 g de péridotite Bri2 par 0 à 100 g de liquide Liq_0 issu des pyroxénites (a) M5–40 ou (b) M7–16, à 2.5 GPa–1400°C (cas 2). La variation de la masse des phases (masse – masse_{initiale}) est figurée en fonction de la masse de liquide ajouté. Les symboles sont les suivants : croix, liquide restant après équilibration (Liq_1) ; carrés, cpx ; triangles, opx ; ronds, ol ; losanges, sp ; étoiles, gt. Les lignes sont les droites de régression utilisées pour le calcul des réactions d'imprégnation (Tableau V.4). p.176

Figure V.4 Résultats des calculs d'imprégnation de 100 g de péridotite Bri2 par 0 à 100 g de liquide Liq_0 issu des pyroxénites (a) M5–103, (b) M5–40 et (c) M7–16 à 1 GPa–1290°C (cas 3). La variation de la masse des phases (masse – masse_{initiale}) est donnée en fonction de la masse de liquide ajouté. Les symboles sont les suivants : croix, liquide restant après équilibration (Liq_1) ; carrés, cpx ; triangles, opx ; ronds, ol ; losanges, sp. Les lignes sont les droites de régression utilisées pour le calcul des réactions d'imprégnation (Tableau V.4). p.177

Figure V.5 Diagrammes de Streckeisen montrant la composition modale des péridotites imprégnées par 0 à 100 % de liquide (a) à 1.5 GPa (cas1), (b) à 2.5 GPa (cas 2) et (c) à 1 GPa (cas 3). Les losanges sont les roches infiltrées par le liquide issu de M5–103, les triangles sont les roches infiltrées par le liquide issu de M5–40 et les carrés sont les roches infiltrées par le liquide issu de M7–16. Chaque symbole représente l'ajout de 5% de liquide au système. Les rapports magma/roche correspondants sont indiqués en italique sur la figure. Dans (a), les ronds vides correspondent aux pyroxénites du groupe C de Ronda (Remaïdi, 1993 ; Garrido et Bodinier, 1999 ; Bodinier et al., 2008) et le *champ gris clair* correspond aux péridotites de Ronda (Remaïdi, 1993 ; Van der Wal et Bodinier, 1996). D = dunite, H = harzburgite, L = Iherzolite, WI = wherlite, OPX = orthopyroxénite, CPX = clinopyroxénite, Wb = webstérite. p.179

Figure V.6 (a) Représentation 3D dans le système CMAS (France et al., 2009) et **(b)** projection depuis le spinel [sp] sur le plan CMS de la réaction de fusion de la péridotite Bri2 à 2.5 GPa selon Kinzler (1997). Le plan et la ligne en gris relient les phases consommées lors de la fusion de la péridotite (cpx, ol et sp). La ligne noire relie les phases produites pendant la fusion (opx et liquide). Les compositions des phases solides ont été calculées avec pMELTS. La composition du liquide formé par la péridotite est sur la ligne pleine. La réaction de fusion est $0.08 \text{ ol} + 0.92 \text{ cpx} + 0.08 \text{ sp} = 1 \text{ liq} + 0.08 \text{ opx}$. Les compositions des liquides issus de M5-40 et de M7-16 à 2.5 GPa et 1400°C sont également indiquées (voir texte pour discussion). Les symboles sont les suivants : *carré*, cpx ; *triangle*, opx ; *rond*, olivine ; *losange*, spinelle ; *étoile gris-clair*, liquide issu de M7-16 ; *étoile gris-foncé*, liquide issu de M5-40. *p.181*

Figure V.7 Différences de composition entre les liquides issus des pyroxénites M5-103 (*noir*), M5-40 (*gris foncé*) et M7-16 (*gris clair*) et le liquide issu de la péridotite Bri2 à 1 GPa et 1290°C. La composition du liquide de la péridotite a été déterminée avec pMELTS (Tableau V.1). Seul le liquide issu de M7-16 se distingue nettement du liquide de la péridotite par des teneurs en silice nettement plus basse (moins 6.5 % pds) et en FeO nettement plus élevée (plus 8 % pds). *p.182*

Figure V.8 Images MEB en électrons rétrodiffusés illustrant les textures et les assemblages de phases des expériences de la série Inter. **(a)** Inter0, **(b)** Inter40, **(c)** Inter16 et **(d)** Inter16BP. Barres d'échelle : 20 µm. *p.185*

Figure V.9 Diagramme de Streckeisen comparant les compositions modales obtenues dans les expériences de la série Inter (*symboles pleins*) et dans les calculs de pMELTS (*symboles vides*). Les *ronds* correspondent à la péridotite Bri2 avant imprégnation, les *triangles* sont les roches imprégnées par le gel 40 et les *carrés* sont les roches infiltrées par le gel 16. Les *symboles noirs* représentent les expériences et calculs à 1.5 GPa (Inter0, Inter40 et Inter16), les *symboles gris* représentent l'expérience et le calcul à 1 GPa (Inter16BP). *p.186*

Figure V.10 Compositions du gel 40 (*triangle blanc*), du gel16 (*carré blanc*) et de la péridotite Bri2 (*rond blanc*) utilisés et des liquides expérimentaux obtenus dans les expériences de la série Inter (Inter40 : *triangle noir* ; Inter16 : *carré noir* ; Inter16BP : *carré gris*), projetées à partir du plagioclase [Plg] dans le diagramme pseudo-ternaire Olivine (Ol) – Quartz (Qz) – Diopside (Di) – Néphéline (Ne) et à partir de l’olivine [Ol] dans le diagramme Ne – Qz – Di (Walker et al., 1979- cf. Annexe E). Les flèches illustrent l’évolution de la composition du gel par interaction avec la péridotite. *p.188*

Figure V.11 Projections molaires (O'Hara, 1972 ; cf. Annexe E) à partir du diopside [Di] sur le diagramme pseudo-ternaire Forstérite (Fo) – pyroxène Calcium Tschermak (CaTs) – Quartz (Qz) des pyroxénites du groupe C de Ronda (*ronds blancs* ; Bodinier et al., 2008), de la composition moyenne des pyroxénites du groupe A de Ronda (*carré blanc* ; Garrido et Bodinier, 1999), des pyroxénites de Beni Bousera (*carrés gris* ; Kornprobst, 1970 ; Pearson et al., 1993 ; Kumar et al., 1996) et des pyroxénites M5-40 et M7-16 (*carrés noirs*). Les flèches annotées «M5-40» et «M7-16» illustrent les compositions calculées par pMELTS pour des péridotites imprégnées par les liquides issus de M5-40 et de M7-16 à 1.5 GPa et 1250°C. Les graduations correspondent aux rapports magma/roche dans le modèle. La composition de la péridotite Bri2 avant imprégnation est représentée par le *rond noir*. *p.191*

Fig. 1 A comparison of MORB compositions with the phase boundaries in a peridotite at 1 atm, 1, 1.5, and 2 GPa in the olivine–diopside–silica–plagioclase normative tetrahedron (liquid compositions are projected from plagioclase onto olivine–diopside–silica plane). Small dots correspond to 9,035 MORB glass analyses from the Smithsonian Institution catalogue (Melson and O'Hearn 2003: <http://www.petdb.org/petdbWeb/index.jsp>). The shaded field represents the range of primitive MORBs and corresponds to the 61 most primitive MORB glasses from the database with Mg# C 67 (total Fe calculated as FeO). From Stolper (1980), with modifications; the algorithm used to calculate the projection is given in Walker et al. (1979). *p.199*

Fig. 2 Evolution of melt fraction, *f*, as a function of pressure in our simplified model of decompression melting, magma focusing and transport beneath mid-ocean ridges (steps 1–5 are explained in the text). There are two major discontinuities in this model: (1) a discrete event of magma focusing is assumed to occur at $P = 1.25 \text{ GPa}$; and (2) at 0.5 GPa, the main transport mechanism is supposed to switch from permeable flow in high-porosity channels to magma transport in dikes. In this model, primitive MORB compositions are supposed to correspond to liquids last equilibrated with ol ± sp in the upper part of dunite channels, and then rapidly transported to the surface with minor modifications. *p.200*

Fig. 3 Backscattered electron micrographs of a polished section of sample FM1. **a** An overall view of the lower part of the sample, showing the graphite container (*black*), the partially molten peridotite (*grey*), and a basaltic microdike (*arrow*). **b** Close-up view of the basaltic microdike showing a large pool of glass (*arrow*). **c** Close-up view of the partially molten peridotite showing a small fraction of interstitial melt (8.8 wt%) in equilibrium with ol (*grey*), opx (*slightly darker than ol*), cpx (*light grey*), and sp (*white*). Scales: 200 µm in **a**; 50 µm in **b**; 10 µm in **c**. *p.203*

Fig. 4 Backscattered electron micrographs illustrating the textures and phase assemblages in the three experimental series. **a–c** Partial melting experiments of fertile mantle FM ($\Omega = 1$) at 1 GPa-1,290°C (**a**, FM2); 0.75 GPa-1,270°C (**b**, FM3); and 0.5 GPa-1,250°C (**c**, FM4). **d–f** Basalt–peridotite interaction experiments for $\Omega = 3$ (composition FF3), at 1 GPa-1,290°C (**d**, FF3-3); 0.75 GPa-1,270°C (**e**, FF3-2); and 0.5 GPa-1,250°C (**f**, FF3-1). **g–i** Basalt–peridotite interaction experiments for $\Omega = 6$ (composition FF6), at 1 GPa-1,290°C (**g**, FF6-3); 0.75 GPa-1,270°C (**h**, FF6-2); and 0.5 GPa-1,250°C (**i**, FF6-1). Note that the opx fraction decreases systematically with increasing Ω at 0.5 GPa (from 12.1% at $\Omega = 1$, to 1.2% at $\Omega = 3$, to 0% at $\Omega = 6$), and that liquid is in equilibrium with ol only in run FF6-1 (**i**). Scale bars: 10 μm . p.206

Fig. 5 **a** Plot of melt percentage as a function of P and T . **b–d** Weight percentages of ol (**b**), opx (**c**), and cpx (**d**) plotted as a function of melt percentage; the dashed lines are the best fit lines used to compute the coefficients of the melting reactions. Symbols are as follows: empty circles FM series, crosses FF3 series, solid circles FF6 series. The uncertainties on phase percentages are given in Table 2. p.207

Fig. 6 Evolution of glass compositions (in wt%) as a function of pressure. Symbols are as follows: empty circles FM series, crosses FF3 series, solid circles FF6 series. Error bar on oxide concentrations are 1σ standard deviations on average glass analyses. Uncertainties in pressure are estimated to be ± 0.05 GPa. p.207

Fig. 7 Comparison of liquid compositions and weight percentages of ol, opx and cpx in our experiments with the compositions and modes calculated using pMELTS (oxide concentrations and modes in wt% are plotted as function of melt fraction). Two sets of data are compared: (1) decompression melting of fertile mantle FM at 1.25 GPa-1,310°C; 1GPa-1,290°C; 0.75 GPa-1,270°C; 0.5 GPa-1,250°C; and (2) basalt–peridotite interaction at $P = 0.5$ GPa and $\Omega = 3, 6, 11$, and 21 (see the labels on the Na_2O plot). Symbols are as follows: circles for decompression melting, squares for basalt–peridotite interaction, empty symbols for experimental data, and solid symbols for theoretical data. When not visible, the error bar (1σ) is smaller than the symbol. The range of primitive MORB compositions (see Fig. 1) is indicated by the shaded boxes. p.211

Fig. 8 Abundances of CaO , Al_2O_3 , SiO_2 and FeO_{tot} versus MgO in the lherzolite and harzburgite residues of our experiments (empty stars partial melting experiments, solid stars basalt–peridotite interaction experiments) compared with the compositions of Erro-Tobbio (ET) peridotites (empty triangles, Rampone et al. 2004) and estimated compositions of abyssal peridotites (crosses data from Niu et al. 1997; empty squares or shaded field data from Baker and Beckett 1999). In the SiO_2 versus MgO and FeO versus MgO diagrams, the experimental data corresponding to same values of P and T and different focusing factors ($\Omega = 1, 3$, and 6) are fitted by straight lines labelled 1 (1 GPa-1,290°C), 2 (0.75-1,270°C), and 3 (0.5 GPa-1,250°C) (Sample FF6-1 is not plotted in this figure as it corresponds to a dunitic residue). p.214

Fig. 9 Bulk magnesium number of the residue, as a function of the mass fraction of olivine in lherzolite and harzburgite residues from our experiments, and in peridotites from the Erro-Tobbio unit (Rampone et al. 2004). Symbols are as follows: empty circles FM series, crosses FF3 series, solid circles FF6 series, empty triangles Erro-Tobio peridotites. The shaded field shows the correlations between Mg# and olivine mass fraction in solid residues produced by partial melting, assuming different melting reactions in the spinel stability field (from Bedini et al. 2002). The dashed lines are trends computed assuming a reactive porous flow process, involving olivine crystallisation and pyroxene dissolution (the three lines correspond to three different compositions of percolating melt; from Bedini et al. 2002). p.214

Fig. 10 Liquid compositions in partial melting experiments FM1 to FM4 (empty circles) and liquid compositions at $P = 0.5$ GPa and focusing factors equal to 3, 6, 11, and 21 (solid circles) projected in the olivine–diopside–silica–plagioclase tetrahedron. **a** Projection from plagioclase onto the plane olivine–diopside–silica; **b** projection from diopside onto the plane olivine–silica–plagioclase. The compositions at $\Omega = 11$ and 21 were computed with pMELTS. Liquid compositions produced by isobaric batch melting of spinel peridotite at 1.5 GPa and 1 are shown by empty triangles; they were computed using Kinzler and Grove's (1992, 1993) model for degrees of melting equal to 5 and 10% (at 1.5 GPa), and 10 and 20% (at 1 GPa). Open triangles correspond to aggregate magma compositions from a spinel lherzolite computed in the case of polybaric near-fractional melting using Kinzler's (1997) model; the calculations were made for 4 different mantle temperatures and yield oceanic crust thicknesses of 13, 9, 6 and 3 km (corresponding to initial pressures of melting of 3, 2.5, 2 and 1.5 GPa, respectively). The shaded area is the field of primitive MORBs (see Fig. 1), and point P is one of the most primitive MORB composition (ALV-519-4-1, Famous zone; Stolper, 1980). p.215

Fig. 11 Basalt–peridotite interactions and the genesis of primitive MORBs and dunite channels (compositions are projected from plagioclase onto the plane olivine–diopside–silica). At $P = 0.5$ GPa and $\Omega \geq 4$, liquid is in equilibrium with ol only and its evolution is controlled by two vectors: (1) the focusing vector, which encompasses the range of bulk compositions from FM at $\Omega = 1$ to the composition of the “contaminant” (the liquid in run FM1) at $\Omega \rightarrow \infty$; and (2) the olivine fractionation vector. The ol fractionation vector for bulk composition FF11 goes through the field of primitive MORBs (the position of the liquid along this vector depends on temperature, which controls the amount of olivine). Focusing factors ≤ 4.6 will yield compositions too rich in normative hyperstene to be primitive MORBs, and factors ≥ 13.1 compositions too rich in normative nepheline, such as the liquid computed for $\Omega = 21$. p.217

Conclusions générales et perspectives

Figure C.1 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus CaO dans les liquides issus de la fusion partielle des pyroxénites M5-103, M5-40 et M7-16 (*losanges bleus*) comparés aux liquides issus des lherzolites (*losanges verts*), aux liquides issus des wherlites (*losanges jaunes*), et aux inclusions calciques (*champ rouge*) dans les spinelles d'une picrite prélevée au nord de l'Islande (*carrés rouges*) et dans des olivines d'un basalte calco-alcalin de l'île de Batan (*carrés oranges*). Sources des données : lherzolites : Takahashi (1986), Hirose et Kushiro (1993), Baker et Stolper (1994), Baker et al. (1995), Kushiro (1996), Hirschmann et al. (1998a), Robinson et al. (1998), Walter (1998), Falloon et Danyushevsky (2000), Wasylewski et al. (2003) et Laporte et al. (2004) ; wherlites : Pickering-Witter et Johnston. (2000), Schwab et Johnston (2001) et Médard et al. (2006) ; inclusions magmatiques : Schiano et al. (2000) et Sigurdsson et al. (2000). p.225

Figure C.2 Représentation schématique du scénario proposé pour la pétrogenèse des MORB à partir d'un manteau hétérogène (voir texte). Les processus de fusion sont en *jaune* et les processus d'interactions magma/roche sont en *bleu*. L'influence de chaque processus sur la composition chimique et minéralogique du manteau (en *vert*) et sur la composition chimique des liquides (en *rouge*) est indiquée à gauche de la figure. Le *champ gris* correspond à la zone où les pyroxénites sont les seules à fondre ; le *champ hachuré* correspond à la zone où pyroxénites et péridotites sont partiellement fondues. c.o = croûte océanique. p.228

Annexe G : Liste des Tableaux

Partie II : Méthodes expérimentales, analytiques et théoriques.

Tableau II.1 Comparaison des données expérimentales avec les calculs réalisés avec MELTS et pMELTS pour deux pyroxénites. *p.76*

Partie III : Relation de fusion des pyroxénites

Tableau III.1 Compositions (en % pds) et normes CIPW des pyroxénites sélectionnées dans cette étude et dans trois études récentes sur la fusion partielle des pyroxénites. *p.91*

Tableau III.2. Résumé des informations sur les expériences de fusion partielle de pyroxénites de 1 à 2.5 GPa : pression (P), température (T), durée (t), assemblages de phases et modes^{a,b}. *p.96-97*

Tableau III.3. Températures de solidus (T_s), intervalles de fusion ($T_L - T_s$) et réactions de fusion des trois pyroxénites à chaque pression (P). *p.113*

Partie IV : Rôle des pyroxénites sur la composition en éléments majeurs des MORB : contraintes expérimentales

Table 1 Compositions (wt.%) of starting materials M5–103, M5–40 and M7–16, and average compositions of liquid in partial melting experiments^a. *p.154*

Table 2 A summary of run information: pressure, temperature, duration t , phase assemblages and modes. *p.156*

Partie V : Rôle des interactions magma/roche dans la genèse des MORB et dans l'hétérogénéisation du manteau : contraintes expérimentales et théoriques.

Tableau V.1 Compositions (% pds) de la péridotite et des liquides issus des pyroxénites et de la péridotite utilisées dans les modèles d'imprégnation^a. *p.170*

Tableau V.2 Compositions (% pds) des composants et mélanges de départ utilisés dans les expériences d'imprégnation^a. *p.172*

Tableau V.3 Conditions (pression P , température T et durée t), modes^a et compositions des liquides^b dans les expériences d'imprégnation, comparés aux modes obtenus par calculs^c dans pMELTS. *p.173*

Tableau V.4 Proportions modales des mélanges péridotite-liquide et réactions d'imprégnation de la péridotite Bri2 par le liquide pour 0 à 100% de liquide ajouté. *p.175*

Tableau V.5 Composition de la moyenne des pyroxénites du groupe A^a du massif de Ronda (Espagne) comparée aux compositions des pyroxénites M5-40 et M7-16. *p.192*

Table 1 Compositions of starting materials (wt%). *p.201*

Table 2 A summary of run information: focusing factor, pressure, temperature, duration t , phase assemblages and modes. *p.202*

Table 3 Average compositions (wt%) of liquid and solid phases. *p.204-205*

Table 4 Most representative results of pMELTS calculations. *p.210*

