



HAL
open science

Apports de la géochimie élémentaire et isotopique pour la compréhension des processus de serpentinisation : cas de la dorsale sud-ouest indienne

Lucile Dessimoulie

► **To cite this version:**

Lucile Dessimoulie. Apports de la géochimie élémentaire et isotopique pour la compréhension des processus de serpentinisation : cas de la dorsale sud-ouest indienne. Sciences de la Terre. Université de Lyon, 2019. Français. NNT : 2019LYSES013 . tel-02467017

HAL Id: tel-02467017

<https://theses.hal.science/tel-02467017v1>

Submitted on 4 Feb 2020

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

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



N° d'ordre NNT : 2019LYSES013

THESE de DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE LYON
opérée au sein du
Laboratoire Magmas et Volcans

Ecole Doctorale N° 488
Sciences Ingénierie et Santé

Spécialité de doctorat : Géologie
Discipline : Géochimie

Soutenue publiquement le 19/06/2019, par :
Lucile DESSIMOULIE

Apports de la géochimie élémentaire et isotopique pour la compréhension des processus de serpentinisation : cas de la dorsale sud-ouest indienne

Devant le jury composé de :

CEULENEER, Georges, Directeur de Recherche CNRS, GET (Rapporteur)
MÉNEZ, Bénédicte, Professeure, IPGP (Rapporteuse)
BUSIGNY, Vincent, Maître de conférences, IPGP (Examinateur, Président du jury)
GUILLAUME, Damien, Professeur, LMV Saint Etienne (Directeur de thèse)
DELACOUR, Adélie, Maîtresse de conférences, LMV Saint Etienne (Co-directrice de thèse)
MARIN-CARBONNE, Johanna, Assistant Professor, ISTE (Co-directrice de thèse)
COTTIN, Jean-Yves, Professeur Émérite, LMV Saint Etienne (Invité)

REMERCIEMENTS

Après plusieurs années de dur labeur, le voici enfin, le saint Graal du doctorat : le manuscrit de thèse.

Tâche ardue qu'est sa rédaction, peuplée de longues heures d'analyses et de traitement de données, de manip foireuses, de machines en panne, de syndrome de la page blanche, de réécritures en cascades, d'images trop floues, de tableaux trop larges, de mise en page récalcitrante... mais il est finalement là, et je peux dire avec fierté : « c'est moi qui l'ai fait ».

Mais évidemment, on n'est jamais seuls dans cette longue aventure qu'est la thèse.

Je voudrais tout d'abord remercier les membres du jury, Georges Ceuleneer, Bénédicte Ménez et Vincent Busigny, pour avoir accepté de juger mon travail et apporté leurs commentaires et suggestions dans son amélioration.

Ce manuscrit n'aurait évidemment pas vu le jour sans la participation de mes directeurs.

Jean-Yves, tu auras été mon premier directeur avant de partir en retraite, merci d'avoir accepté mon dossier de candidature alors que la poste avait égaré mes notes de master et que j'étais à l'autre bout du monde... Tu as commencé ta carrière scientifique avec une thèse sur les serpentinites, et la dernière thèse que tu as supervisée porte aussi sur les serpentinites... la boucle est bouclée. Merci d'avoir continué à corriger ce que j'écrivais même après avoir passé le relais. Profite bien de ta nouvelle maison, et fais attention à ton dos !

Adélie, même si n'as eu que le statut de co-directrice, officiellement tu resteras pour moi ma « maman » de thèse. J'allais constamment t'embêter pour discuter du planning et des données alors que tu avais milles choses à faire, mais tu faisais toujours en sorte de trouver un moment. Tu me renvoyais des pages et des pages de corrections sur mes premiers jets, qui d'abord me désespéraient mais finissaient toujours par payer. Tu t'es montrée patiente, pédagogue et compréhensive, et je t'en remercie énormément. Même si au final, je n'aurais pas fait autant que ce que le projet de thèse initial prévoyait, je suis contente d'avoir pu apporter ma pierre à l'édifice des serpentinites, et j'espère que tu auras l'occasion de superviser d'autres doctorants pour reprendre ce flambeau.

Johanna, que d'embûches sur l'acquisition des données fer ! Malheureusement, on n'aura eu que peu de données SIMS qui constituaient ton domaine de prédilection, pourtant tu as quand même pris le temps de relire et commenter les parties du manuscrit où tu étais le moins à l'aise. Tu travailles avec une rapidité redoutable et je te remercie d'avoir été aussi réactive lors de la rédaction de la partie isotopie du fer. Je te dois également une bonne partie de ma motivation, tu as toujours essayé de me faire voir les choses sous un angle positif quand c'était la galère et tu m'as encouragée jusqu'au bout.

Damien, arrivé dans l'aventure en cours de route, merci d'avoir endossé la casquette de directeur après le départ de Jean-Yves. Qui aurait cru que tu déménagerais de Toulouse à Saint Etienne la même année que moi et que tu deviendrais mon directeur de thèse ? Les serpentinites n'étaient pas ton domaine, mais tu m'auras appris à traiter les spectres de DRX.

Je remercie ensuite tous les techniciens, ingénieurs et chercheurs qui ont permis l'acquisition des données présentées dans ce manuscrit.

J'exprime toute ma reconnaissance à June Chevet pour m'avoir montré les ficelles du travail en salle blanche, et pour avoir passé des heures à réparer et faire tourner les spectros de Saint Etienne pour mes mesures de carbone. Merci également d'avoir supervisé la chimie du fer lorsqu'Adélie a été absente.

Un grand merci à Mouhcine Gannoun de Clermont Ferrand pour son aide sur le Neptune, qui m'a expliqué avec clarté le fonctionnement d'une machine aussi complexe, et nous a permis d'obtenir des données de qualité.

Je pense également à Maud Boyet et Chantal Bosq qui m'ont accueillie pendant un mois et demi dans la salle blanche de Clermont-Ferrand, leur pédagogie et leur gentillesse ont été grandement appréciées.

Enfin je remercie dans le désordre : Colette Guilbaud de Saint Etienne pour tout le travail de litholamellage ; Jean-Luc Devidal et Jean-Luc Piro du LMV de Clermont-Ferrand pour les analyses de microsonde électronique et d'ICP-MS ; Gilles Montagnac de l'ENS Lyon pour le RAMAN ; l'équipe du GET de Toulouse pour la DRX et l'équipe du SARM de Nancy pour les données en éléments majeurs. Merci également à Anne-Sophie Bouvier, de l'ISTE de Lausanne pour son aide lors des mesures SIMS en fer. Bien que ces données ne soient pas présentées dans ce manuscrit, elles contribueront à améliorer les mesures SIMS sur les serpentines dans le futur.

Sur une note plus personnelle, un grand merci à tous mes co-bureau successifs : l'ancienne génération, Adrien et Simon, qui m'auront fait découvrir le Smoking Dog et le mythique BUL ; et la nouvelle, Maud et Marion, avec qui il est toujours l'heure d'aller prendre un café pour discuter féminisme et races de vaches Normandes... Dédicace spéciale à ma Roumaine préférée (la seule que je connaisse en fait), Bogdana, merci pour les fous rires au bureau, les sorties au BUL et à Ursa Minor et le soutien psychologique, tu seras toujours la bienvenue sur mon canapé entre deux destinations internationales.

Sans oublier tous les stagiaires, thésards et post-docs de passage au LMV de Saint Etienne : Lucas, Matthew, Ratiba, Masa, Kathleen, Nicolas, Anaïs... qui ont tous apporté leur lot de bonne humeur et de nouvelles expériences.

Un bonjour également à toute l'équipe des thésards de Clermont, même si les visites à Aubière étaient souvent courtes et chargées en manips, il y avait toujours quelqu'un pour égayer les repas et les pauses café. Grand merci à Mélodie et Baptiste pour m'avoir accueillie chez eux pendant un mois et demi malgré leur rédaction de manuscrit.

Du côté non scientifique, merci à la famille et aux amis de longue date hors Saint Etienne : Sylvain, Clothilde, Solène, Prescilla... qui ont subi les appels/messages désespérés dès qu'une manip tournait mal ou qu'il y avait des coups de blues durant la rédaction. Parce qu'on a toujours besoin d'une oreille attentive en situation de crise.

Enfin, remerciements tout particuliers à Théo, qui m'a vu passer par tous les états émotionnels sur les deux dernières années, qui s'est plié à mon emploi du temps chargé, à ma fatigue et à mes coups de stress, mais s'est montré patient, compréhensif et attentionné jusqu'au bout. Merci d'avoir fait ce bout de chemin avec moi.

L. DESSIMOULIE, Juin 2019

RÉSUMÉ

Aux dorsales lentes à ultralentes (<40mm/an), le faible magmatisme conduit à la mise en place de failles de détachement qui viennent exhumer tectoniquement les péridotites composant le manteau océanique. L'altération de ces péridotites, la serpentinisation, réaction d'hydratation et d'oxydation, conduit à la formation du phyllosilicate serpentine. Bien que l'on sache que les serpentinites en contexte de dorsale lente (dorsale médio-atlantique MAR) sont un puits pour de nombreux éléments chimiques (ex : S, U, Pb, Cl, Li, C...) et sont responsables du recyclage de ces éléments dans le manteau supérieur (via les processus de subduction), les serpentinites en contexte ultra-lent (dorsale sud-ouest Indienne SWIR) n'ont pour le moment que peu été étudiées.

Dans cette thèse, nous étudions la composition en roche totale en éléments majeurs et traces d'échantillons de serpentinites de la zone du smooth seafloor de la SWIR (62-65°E), une zone considérée comme un *end-member* amagmatique du réseau global des dorsales océaniques et donc particulièrement indiquée pour étudier la serpentinisation en s'affranchissant des influences magmatiques. Nous tentons d'établir : 1) s'il existe un comportement systématique des éléments chimiques avec l'avancée de la serpentinisation, via des profils de distance à la dorsale ; et 2) si le régime magmatique d'une dorsale a une influence sur la composition finale de la lithosphère serpentinisée. Nous nous servons également de deux systèmes d'isotopie stable (^{56}Fe et ^{13}C) dans le but de tracer plus précisément les effets de l'oxydation.

Les serpentinites du smooth seafloor de la SWIR ont été fortement serpentinisées (50 à 100%) par des fluides relativement chauds (200-350°C), mais ayant une composition assez proche de l'eau de mer, c'est-à-dire riches en Mg et Na, pauvres en soufre et en métaux, avec présence d'une anomalie négative en Ce et absence d'anomalie en Eu. Une dizaine d'échantillons ont également subi une altération post-serpentinisation par un fluide oxydant, responsable de la formation d'hématite et de goethite tardives.

Les serpentinites du smooth seafloor sont de façon générale enrichies en Al et en quasiment tous les éléments traces par rapport aux serpentinites de contexte lent (MAR). Ceci est dû à la composition du protolithe, qui subit moins de fusion partielle au niveau du smooth seafloor et donc possède une composition plus riche en éléments compatibles.

Dans le couloir ouest du smooth seafloor (~63°E), le degré de serpentinisation visuelle, la perte au feu (LOI) et le degré d'oxydation du fer ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$) sont corrélés entre eux et augmentent avec la distance à la dorsale, permettant de tracer un profil de serpentinisation en fonction de la distance. Le long de ce profil, les éléments majeurs ne montrent aucun enrichissement ou appauvrissement, mais nous pouvons identifier une perte générale en MgO , un gain général en Na_2O et un gain en Ca dans les échantillons à carbonates. Nous observons également une augmentation des concentrations des serpentinites en certains éléments traces (Li, B, La, Pr, As, Sb, et Cd). Les enrichissements en Li et B sont liés à l'hydratation de la roche, tandis que les autres éléments sont dépendants du degré d'oxydation. L'altération oxydante post-serpentinisation est responsable à l'échelle de la roche d'une perte plus importante en Mg (et probablement Si) combinée à un enrichissement artificiel en Fe, et des enrichissements en Na, La, Pr, As, Sb et Cd.

Malgré une augmentation du degré d'oxydation du fer, la composition isotopiques en ^{56}Fe des serpentinites du smooth seafloor est globalement assez homogène ($+0,1 \pm 0,09\%$) et n'augmente avec aucun des indicateurs de l'avancée de la serpentinisation. Le $\delta^{56}\text{Fe}$ des serpentinites ne peut par conséquent pas servir de traceur des conditions rédox, comme initialement supposé. Ceci est lié à la nature des fluides serpentinisants, qui ne fournissent pas les conditions nécessaires à la mobilité du fer (haute température, riche en soufre et acide) hors

de la roche. Par ailleurs, les serpentinites SMS présentent des $\delta^{56}\text{Fe}$ enrichis par rapport aux valeurs chondritiques et aux compositions du manteau estimées jusqu'à présent, résultant probablement d'une hétérogénéité de composition du manteau du SMS.

Les analyses élémentaires et isotopiques du carbone indiquent que le $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$ des serpentinites SMS résulte d'un mélange entre un pôle inorganique de carbonates issus de l'eau de mer à 0‰ et un pôle de matière organique vers -28‰. Malgré un enrichissement en C des serpentinites par rapport aux péridotites, il n'existe pas de corrélation entre la teneur en carbone total (TC ou TOC) et la distance à la dorsale, comme cela a pu être observé pour la croûte océanique altérée. Ceci est très probablement dû à la formation de matière organique qui concurrence la précipitation de carbonates, en particulier dans les échantillons à hématite et goethite, où l'oxydation plus poussée du fer conduit à une nouvelle production de H_2 favorable à la production de nouvelles molécules organiques. Cependant, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$ n'est pas corrélé avec le degré de serpentinisation, la composition isotopique du C ne permet donc pas non plus de tracer les processus d'oxydation durant la serpentinisation.

ABSTRACT

At slow to ultraslow spreading ridges (<40mm/yr), the weak magmatic activity leads to the formation of detachment faults that tectonically exhume the peridotites that compose the oceanic mantle. Alteration of these peridotites, a.k.a. serpentinization, is a hydration and oxidation process that produces the phyllosilicate serpentine. Although serpentinites from slow spreading context (Mid-Atlantic Ridge MAR) are a sink for many chemical elements (e.g. S, U, Pb, Cl, Li, C...) and are responsible for the recycling of these elements in the upper mantle (through subduction processes), serpentinites in ultraslow spreading context (South West Indian Ridge SWIR) have been little studied so far.

In this work, we study the bulk rock composition in major and trace elements of serpentinites from the SWIR smooth seafloor (SMS) area (62-65°E), a region considered as an amagmatic end-member of the global system of mid-oceanic ridges, and thus particularly relevant to investigate serpentinization with no magmatic influences. We are trying to see: 1) if there is a systematical behavior of chemical elements through serpentinization, by setting distance profiles from the ridge; and 2) if the magmatic regime of a ridge has an influence on the final composition of the serpentinized lithosphere. We also use two stable isotopic systems (^{56}Fe and ^{13}C) in order to follow the effects of oxidation more precisely.

The SWIR SMS serpentinites were strongly serpentinized (50 to 100%) by relatively hot fluids (200-350°C), but with a composition quite similar to seawater, that is to say Mg and Na-rich, poor in sulfur and metals, with a negative anomaly in Ce and no Eu anomaly. Ten samples also underwent a post-serpentinization alteration by an oxidant fluid, leading to the formation of late hematite and goethite.

The SMS serpentinites are in general richer in Al and trace elements than serpentinites from the slow spreading ridge MAR. This is due to the protolithe composition, who experiences less partial melting at the ridge axis and is thus richer in compatible elements.

In the west corridor of the smooth seafloor (~63°E), the visual serpentinization degree, the loss on ignition and the iron oxidation degree ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$) correlate with each other and increase with the distance from the ridge, allowing us to draw a serpentinization profile with the distance. Along this profile, major elements are showing no constant enrichment or depletion, but we can identify a general loss in MgO, a general gain in Na₂O and a gain in CaO for serpentinites displaying carbonates. We also observe a clear increase of some trace elements concentrations (Li, B, La, Pr, As, Sb, et Cd). Li and B enrichments are linked to the rock hydration, while the other elements are related to the oxidation degree. Oxidant alteration is responsible for a more intense loss in MgO (and probably SiO₂) combined to an artificial Fe₂O₃ enrichment, and effective enrichments in Na, La, Pr, As, Sb and Cd.

Despite a clear increase of the iron oxidation degree, the SMS serpentinites isotopic composition in ^{56}Fe is rather homogeneous ($+0,1\pm 0,09\text{‰}$) and increases with none of the serpentinization proxies. Therefore, the serpentinites $\delta^{56}\text{Fe}$ cannot be used as a proxy of the redox conditions, as initially supposed. This is linked to the nature of the serpentinizing fluids, which are not favorable to Fe mobility out of the rock. Moreover, the SMS serpentinites display $\delta^{56}\text{Fe}$ values enriched compared to the chondritic values and the estimated isotopic composition of the mantle, resulting probably from a compositional heterogeneity of the SMS mantle.

Carbon elementary and isotopic analyses show that the $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$ of the SMS serpentinites is resulting from a mix between an inorganic pole of seawater derived carbonates at 0‰ and an organic pole around -28‰. Despite a C enrichment of serpentinites compared to peridotites, there is no correlation between the total carbon concentration (TC or TOC) and the distance from the ridge, as it was observed for the altered oceanic crust. This is very probably due to the

formation of organic matter that competes with the carbonates precipitation, in particular in hematite and goethite samples, where the iron further oxidation leads to a new production of H_2 , in favor of a new production of organic molecule. However, the $\delta^{13}C_{TC}$ values are not correlating with the serpentinization degree, carbon isotopic composition thus cannot trace oxidation during serpentinization either.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	25
I. LA SERPENTINISATION	33
I.1 LES PERIDOTITES ABYSSALES	34
I.1.1 <i>Classification des péridotites</i>	34
I.1.2 <i>Minéralogie primaire</i>	36
I.1.3 <i>Processus magmatiques secondaires d'interactions magma-roche</i>	38
I.2 LA SERPENTINISATION	39
I.2.1 <i>Réactions de serpentinisation</i>	40
I.2.2 <i>Minéralogie secondaire liée à la serpentinisation</i>	42
I.3 CONDITIONS DE SERPENTINISATION	56
I.3.1 <i>Stabilité des phases primaires</i>	57
I.3.2 <i>Stabilité des variétés de serpentine</i>	59
I.3.3 <i>Stabilité de l'assemblage magnétite + brucite</i>	62
I.3.4 <i>Stabilité des phases accessoires talc, trémolite et chlorite</i>	64
I.3.5 <i>Stabilité des sulfures et oxydes</i>	64
I.3.6 <i>Stabilité des carbonates et sulfates de calcium</i>	66
I.4 SYSTEMES HYDROTHERMAUX ET FLUIDES LIES A LA SERPENTINISATION	68
II. CONTEXTE GÉOLOGIQUE.....	73
II.1 GENERALITES SUR LA SWIR	74
II.1.1 <i>Morphologie et structure</i>	75
II.1.2 <i>Le plancher océanique</i>	75
II.1.3 <i>Vitesse et direction d'extension</i>	77
II.1.4 <i>Caractéristiques chimiques</i>	78
II.2 LA ZONE 62-65°E	82
II.3 SITE D'ETUDE : LE SMOOTH SEAFLOOR DE LA SWIR.....	83
III. PÉTROGRAPHIE DES PÉRIDOTITES SERPENTINISÉES	87
III.1 SELECTION DES ECHANTILLONS DE L'ETUDE	88
III.2 METHODE D'ANALYSES PETROGRAPHIQUES ET COMPOSITIONS IN SITU	88
III.3 PROTOLITHE ET MINERAUX PRIMAIRES	93
III.3.1 <i>Protolithe</i>	93
III.3.1 <i>Percolations de liquide magmatique</i>	95
III.3.2 <i>Olivine</i>	98
III.3.3 <i>Pyroxènes</i>	99
III.3.4 <i>Spinelle</i>	102
III.4 MINERAUX SECONDAIRES	104
III.4.1 <i>Serpentine</i>	104
III.4.2 <i>Magnétite</i>	109
III.4.3 <i>Amphibole et talc</i>	111
III.4.4 <i>Chlorite</i>	112
III.4.5 <i>Carbonates</i>	114
III.4.6 <i>Sulfures et alliages</i>	114
III.4.7 <i>Oxydes de fer amorphes</i>	116
III.5 CONDITIONS DE SERPENTINISATION DES ECHANTILLONS DU SMOOTH SEAFLOOR.....	118

III.5.1	<i>Températures de serpentinisation</i>	119
III.5.2	<i>Composition des fluides</i>	120
III.5.3	<i>Conditions rédox</i>	121
III.5.4	<i>Altération post-serpentinisation</i>	122
III.6	CONCLUSIONS.....	123
IV.	MÉTHODES D'ANALYSES ISOTOPIQUES STABLES	125
IV.1	DEFINITIONS, NOTATIONS ET TERMINOLOGIE.....	126
IV.1.1	<i>Les isotopes stables</i>	126
IV.1.2	<i>Terminologie, notations</i>	127
IV.2	LE FRACTIONNEMENT ISOTOPIQUE.....	129
IV.2.1	<i>Le fractionnement cinétique</i>	129
IV.2.2	<i>Le fractionnement à l'équilibre</i>	130
IV.3	ISOTOPIE DU FER.....	131
IV.3.1	<i>Préparation des échantillons</i>	132
IV.3.2	<i>Analyses des compositions isotopiques par spectrométrie de masse</i>	134
IV.4	ISOTOPIE DU CARBONE.....	138
IV.4.1	<i>Décarbonatation</i>	139
IV.4.2	<i>Analyses EA-IRMS</i>	139
V.	MAJOR AND TRACE ELEMENTS EXCHANGES AT ULTRA-SLOW SPREADING OCEANIC LITHOSPHERE (SWIR)	143
V.1	INTRODUCTION.....	145
V.2	GEOLOGICAL CONTEXT.....	146
V.3	METHODS.....	148
V.4	RESULTS.....	150
V.4.1	<i>Petrographic description of the investigated samples</i>	150
V.4.2	<i>Bulk rock chemical composition of serpentinites</i>	158
V.5	DISCUSSION.....	166
V.5.1	<i>Influence of melt-rock interactions on protolith compositions</i>	166
V.5.2	<i>Serpentinization and mass transfers versus distance from the ridge</i>	170
V.5.3	<i>Evolution of trace elements versus ridge distance</i>	174
V.6	CONCLUSIONS.....	180
VI.	INFLUENCE DE LA SERPENTINISATION SUR LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DU FER DE LA LITHOSPHERE AUX DORSALES ULTRA-LENTES	183
VI. PARTIE 1 - ÉTAT DE L'ART DE L'ISOTOPIE DU FER		186
VI.1	LES FRACTIONNEMENTS ISOTOPIQUES DU FER.....	186
VI.1.1	<i>A l'équilibre</i>	186
VI.1.2	<i>Fractionnements cinétiques</i>	191
VI.2	LES VARIATIONS ISOTOPIQUES DU FE DES ROCHES MAFIQUES ET ULTRA MAFIQUES.....	196
VI.2.1	<i>Basaltes</i>	196
VI.2.2	<i>Les péridotites mantelliques</i>	198
VI.3	COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DU FER LORS DE L'ALTERATION DE LA LITHOSPHERE OCEANIQUE	
	200	
VI.3.1	<i>Métabasaltes</i>	200
VI.3.2	<i>Les serpentinites</i>	200
VI.3.3	<i>Eau de mer et fluides hydrothermaux</i>	202

VI. PARTIE 2 - INFLUENCE OF SERPENTINIZATION ON IRON ISOTOPE COMPOSITION OF THE OCEANIC LITHOSPHERE AT ULTRA-SLOW SPREADING RIDGE	205
VI.1 INTRODUCTION	207
VI.2 GEOLOGICAL CONTEXT AND SAMPLES DESCRIPTION	209
VI.3 ANALYTICAL METHODS.....	211
VI.4 RESULTS	215
VI.5 DISCUSSION.....	216
<i>VI.5.1 Effect of serpentinization and alteration on Fe isotope composition.....</i>	<i>217</i>
<i>VI.5.1 Magmatic influence on Fe isotope compositions.....</i>	<i>219</i>
<i>VI.5.2 Implication for the mantle Fe isotope composition.....</i>	<i>224</i>
VI.6 CONCLUSIONS	225
VII. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES EN CARBONE DES SERPENTINITES DE LA SWIR	227
VII.1 SERPENTINISATION ET COMPOSITIONS ISOTOPIQUES EN CARBONE	228
<i>VII.1.1 Manteau et eau de mer.....</i>	<i>228</i>
<i>VII.1.2 Hydrothermalisme et serpentinites.....</i>	<i>231</i>
<i>VII.1.3 Carbone, serpentinisation et biologie.....</i>	<i>232</i>
VII.2 RESULTATS EA-IRMS	234
VII.3 INTERPRETATIONS ET DISCUSSION	237
VII.4 CONCLUSIONS	242
CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES.....	245
BIBLIOGRAPHIE	251
ANNEXES DU CHAPITRE III :.....	287
SPECTRES DE DIFFRACTION DES RAYONS X	287
ANNEXES DU CHAPITRE III.....	319
PHOTOGRAPHIES MACROSCOPIQUES ET MICROSCOPIQUES DES ECHANTILLONS DE SERPENTINITES DU SMOOTH SEAFLOOR DE LA SWIR	319
ANNEXES DU CHAPITRE III.....	353
ANALYSES MICROSONDE EN ELEMENTS MAJEURS DES MINERAUX DES SERPENTINITES DU SMOOTH SEAFLOOR DE LA SWIR	353
ANNEXES DU CHAPITRE V	405
ANNEX 1	406
ANNEX 2	407

TABLE DES FIGURES

Figure I-1 : Diagramme de classification des roches ultrabasiques (contenant moins de 10% de plagioclase) de Streckeisen (1976). Les croix rouges représentent les péridotites abyssales, compilation de Bodinier et Godard (2007) d'après les travaux de Dick and Bullen (1984), Michael and Bonatti (1985), Johnson and Dick (1992), Niu and Hékinian (1997), Parkinson and Pearce (1998), Pearce et al. (2000), et Ohara et al. (2002).....	35
Figure I-2 : Textures d'interactions liquide magmatique-roche dans les péridotites réactives. A) Plagioclase d'imprégnation altéré en hydrogrenat (Hg) et chlorite (Cl). Haut : microphotographie en lumière polarisée non analysée (LPNA). Bas : microphotographie en lumière polarisée analysée (LPA).	39
Figure I-3 : Structure des trois polymorphes majeurs de la serpentine. A) Empilement planaire de motifs T-O dans la lizardite. Les tétraèdres (verts) sont occupés au centre par un atome de silice, les octaèdres (beiges) sont occupés par un atome de magnésium (Rakovan, 2011, d'après Mellini et al., 2010). B) Structure cylindrique d'une fibre de chrysotile (Rakovan, 2011). C) Structure corruguée de l'antigorite (Capitani and Mellini, 2004).....	44
Figure I-4 : A) Structure de la serpentine polygonale. 1) Schéma explicatif (Middleton et Whittaker 1976), 2) Microphotographie MET (Dodony, 1997).	45
Figure I-5 : Textures de serpentinisation pseudomorphiques rencontrées dans les serpentinites abyssales. A) Texture maillée équante, les mailles sont polygonales, bordées de veines de magnétite, et présentent un cœur de serpentine (S) (microphotographie LPA). B) Texture maillée rubanée, présentant des mailles allongées, les cœurs des mailles sont occupés par des reliques d'olivine (Ol) (microphotographie LPNA). C) Texture bastite (B) remplaçant un orthopyroxène (OPX) (microphotographie LPA).	47
Figure I-6 : Texture en sablier de recristallisation de la serpentine. Photographie en lumière polarisée analysée d'après Rouméjon, 2014.	48
Figure I-7 : Textures non pseudomorphiques de recristallisation de la serpentine. A) Texture interpénétrative, composée de lattes/d'éventails de serpentine orientées aléatoirement. B) Texture entremêlée chaotique, composée de mailles irrégulières de petite taille. Microphotographies en LPA.....	49
Figure I-8 : Microphotographies en lumière polarisée analysée des différents types de veines de serpentine (S) rencontrées dans les péridotites abyssales. A) Veine isotrope de	

chrysotile présentant un cœur de magnétite (Mgt). B) Veine fibreuse de chrysotile bordée de magnétite. C) Veine rubanée traversant un orthopyroxène (OPX).....50

Figure I-9 : Veines tardives de serpentine. A) Veine à texture granulaire et sphérolitique, bordées de veines de talc. B) Veine à texture lamellaire et sphérolitique.....51

Figure I-10 : Texture maillée équante montrant la présence de brucite (couleur brune) en intercroissance avec de la serpentine au cœur des mailles (lumière naturelle). O=olivine, s=serpentine, b=brucite, v=veine de magnétite (Bach et al., 2006).....52

Figure I-11 : Carbonates présents dans les serpentinites abyssales. A) Carbonates (Cb) non cristallisés, formant des plages brunes sans forme définie (B= bastite, opx=orthopyroxène) (microphotographie en LPA). B) Veine de calcite (microphotographie en LPA).....55

Figure I-12 : Énergie libre de réaction (delta Gr) vs. température lors des réactions d'hydrolyse de l'olivine et de l'enstatite (500 bars) (Allen and Seyfried, 2003).58

Figure I-13 : Diagrammes de stabilité des principales variétés de serpentine en fonction de la pression et de la température. A) Diagramme de stabilité de la lizardite, du chrysotile et de l'antigorite pour des pressions < 10 kbar. Compilation de Andreani et al. (2007) d'après (1) Johannes (1968), (2) Chernosky (1973), (3) Evans et al. (1976), (4) Caruso and Chernosky (1979), (5) Chernosky et al. (1988), (6) O'Hanley and Wicks (1995) et (7) Evans (2004). A=antigorite ; B=brucite ; C=chlorite ; Chr=chrysotile ; L=lizardite ; F=forstérite ; T=talc ; W=eau. Les numéros entre parenthèses indiquent la proportion d'Al dans la lizardite (xAl=0,2 équivaut à 3,7 wt.% Al₂O₃ et xAl=0,5 équivaut à 9,2 wt.% Al₂O₃). B) Diagramme de stabilité de l'antigorite d'après Ulmer and Trommsdorff (1995) (U&T), Wunder and Schreyer (1997) (W&S) et Bromiley and Pawley (2003) (B&P). Le nombre accolé au nom des auteurs indique le contenu en Al₂O₃ dans l'antigorite (wt.%). Fo=forstérite ; En=enstatite ; Atg=antigorite ; V=vapeur (eau) ; Chl=chlorite.....60

Figure I-14 : A) Proportion de magnétite en fonction du degré de serpentinisation (Andreani et al., 2013, d'après Oufi et al., 2002). B) Diagramme de stabilité des phases magnésiennes en fonction de la température et de l'activité en silice (Seyfried et al, 2004)...63

Figure I-15 : Diagramme de stabilité des sulfures dans les serpentinites en fonction de la concentration en soufre du système et de sa fugacité en oxygène (à 300°C, 2kbar). Les lignes pleines représentent les limites de stabilité des espèces, les lignes en pointillés représentent le log f_{S_2} dans le fluide. L'aire grisée correspond au champ de stabilité de la pentlandite. Py = pyrite, Mt = magnétite, Hm = hématite, Po = pyrrhotite, I = fer, Mi = millérite, Pd = polydymite, Va = vaesite (NiS₂), Hz = heazlewoodite, Aw = awaruite, Ta = taenite, Km = kamacite. D'après Frost, 1985 ; Alt et Shanks, 2003. La flèche bleue désigne l'évolution de la composition des

sulfures lors de la serpentinisation d'après Alt et Shanks (2003) et Delacour et al. (2008a,b).	66
.....	66
Figure I-16 : Stabilité des carbonates de calcium et magnésium pendant la serpentinisation. A) Diagramme de stabilité de la calcite, dolomite et magnésite en fonction des concentrations en ions Ca^{2+} , Mg^{2+} et CO_3^{2-} (Janecky and Seyfried, 1986). B) Concentrations en calcite (ca), magnésite (mgs), brucite (brc) (haut) et température du fluide (bas) en fonction du rapport eau de mer/fluide hydrothermal (Palandri and Reed, 2004). Autres minéraux : dsp=diaspore ; po=pyrrhotite ; ams=amésite ; py=pyrite ; chl-Mg=clinochlore.	67
Figure I-17 : Modèle de circulation des fluides hydrothermaux impliqués dans le processus de serpentinisation, d'après McCaig et al, 2007.	69
Figure II-1 : Carte de la dorsale Sud-Ouest Indienne (SWIR) et de ses principales failles transformantes.	74
Figure II-2 : Variation de la profondeur axiale le long de la dorsale SWIR. Sont repérées en rouge les failles d'Andrew Bain (AB), Gallieni (G) et Melville (M). D'après Cannat et al., 2008.	75
Figure II-3 : Schéma des différents modes d'accrétion océanique aux dorsales ultralentes selon l'activité magmatique de la ride A) Plancher volcanique ; B) Surface corruguée ; C) Smooth seafloor. Les modes A et B se mettent en place lorsque l'apport magmatique à l'axe est modéré à faible, ils se rencontrent donc également sur la dorsale MAR. Le mode C est présent uniquement en contexte de dorsale ultralente lorsque le magmatisme est quasi nul. Blanc=roches mantelliques ; gris clair=roches magmatiques cristallisées (basaltes/gabbros), gris sombre et noir=magmas. D'après Cannat et al., 2006.	77
Figure II-4 : Compositions en roche totale en éléments majeurs des serpentinites des dorsales MAR (Paulick et al., 2006; Jöns et al., 2010; Kodolányi et al., 2012; Andreani et al., 2013) et SWIR (Niu, 2004), et des serpentinites de la zone du smooth seafloor (Rouméjon, 2014).	79
Figure II-5 : Spectre en éléments traces (lanthanides (haut) et multiéléments (bas)) des serpentinites abyssales MAR et SWIR, normalisées au manteau primitif de Sun and McDonough (1989).	81
Figure II-6 : Carte bathymétrique de la zone 62-65°E de la SWIR. Le plancher océanique de la zone est partagé entre le plancher volcanique, le smooth seafloor et les surfaces corruguées. Carte simplifiée d'après Sauter et al. (2013).	82
Figure II-7 : Carte de localisation des 33 dragues de la campagne SMOOTH SEAFLOOR (2010) dans les deux zones du smooth seafloor de la SWIR entre 62 et 65°E, montrant la	

répartition spatiale des différentes textures du plancher océanique (plancher volcanique, surface corruguée et smooth seafloor) et les proportions en basalte, gabbros et péridotites récupérés à chaque drague. Modifiée d'après les <i>Supplementary Infos</i> de Sauter et al. (2013.)	85
Figure III-1 : Carte de localisation des échantillons de la zone Smooth seafloor, modifiée d'après Sauter et al., 2013.....	89
Figure III-2 : Spectres RAMAN des minéraux serpentineux. Spectres a, b et c d'après Schwartz et al. (2013), spectre d d'après Auzende et al. (2004).....	92
Figure III-3 : Classification des péridotites serpentinisées du smooth seafloor (d'après Streckeisen, 1976). Les échantillons SMS 5-4-17 et SMS 26-2-11 ne sont pas représentés car leurs proportions en clino et orthopyroxène ne peuvent être déterminées précisément.....	93
Figure III-4 : Photographies des serpentinites du smooth seafloor. A) Lherzolite serpentinisée, présentant du plagioclase d'imprégnation, B) Harzburgite serpentinisée à serpentine noire, C) Harzburgite serpentinisée à serpentine verte, D) Dunite serpentinisée riche en spinelle chromifère, E) Lherzolite serpentinisée oxydée à serpentine+oxydes de fer, F) Webstérite à olivine serpentinisée oxydée. S=serpentine, Mt=magnétite, Pl=plagioclase, Px=pyroxènes (serpentinisés ou non), Sp=spinelle, O _{XA} =oxydes de fer amorphes, Cl=chlorite, T=trémolite.	96
Figure III-5 : Textures et minéraux d'imprégnation des serpentinites du smooth seafloor. A) Plagioclase altéré en hydrogrenat (Hg) + chlorite (Cl) (LPNA). B) Plagioclase altéré (Hg) associé au spinelle (Sp) (LPNA). C) Olivine (Ol) interstitielle (LPA). D) Dissolution de l'orthopyroxène (Opx) et précipitation de clinopyroxène (Cpx) (limites de grains en cuspidés indiquées par les flèches) (LPA).....	97
Figure III-6 : Microphotographies de deux péridotites moyennement serpentinisée présentant des reliques d'olivine. A) Photo en LPA, les reliques d'olivine sont représentées en couleurs vives (violet, rouge, orange) et la serpentine en gris/bleu pâle. On peut observer des veines de magnétite (Mt) ainsi que de la serpentine bastite (B) remplaçant un pyroxène. B) Photo en LPNA de mailles de texture maillée équante, présentant des reliques d'olivine (Ol) au centre des mailles de serpentine (S) soulignées par un réseau de magnétite.....	99
Figure III-7 : Composition des olivines des serpentinites du smooth seafloor, comparées aux compositions des olivines des serpentinites SWIR (Komor et al., 1990; Johnson and Dick, 1992; Snow and Dick, 1995; Seyler et al., 2003; Rouméjon, 2014), MAR (Bonatti et al., 1992; Cannat et al., 1992; Johnson and Dick, 1992; Kodolányi et al., 2012) et EPR (Kodolányi et al., 2012) Les barres d'erreurs sont comprises dans la taille du point de marquage.	99

Figure III-8 : Composition des pyroxènes des serpentinites du smooth seafloor. Les barres d'erreur sont comprises dans la taille du point. Champs des serpentinites de la SWIR extrait de Snow & Dick (1995); Seyler et al. (2003); Warren & Shimizu (2010); Rouméjon (2014) et Frisby et al. (2016). Champs des serpentinites de la dorsale médio-Atlantique tiré de Komor et al. (1990) ; Cannat et al. (1992); Bonatti et al. (1992) et Kodolanyi et al. (2012). Champs des serpentinites de la dorsale Est Pacifique tiré de Früh-Green et al. (1996) et Kodolanyi et al. (2012).	101
Figure III-9 : Microphotographies d'un clinopyroxène déformé montrant une extinction roulante (LPA).	102
Figure III-10 : Microphotographie des spinelles et de la ferritchromite des serpentinites du smooth seafloor. A) Spinnelle (Sp) frais poecilitique présentant des inclusions de serpentine (S). De la magnétite opaque (Mt) se développe sur les bordures du grain et le long des cassures (Mt) (LPNA). B) Formation de chlorite (Cl) par altération du spinelle en ferritchromite (Ft) (LPA).	102
Figure III-11 : Composition des spinelles frais (Cr-spinelle) et altérés (ferritchromite) du smooth seafloor. Les gammes de compositions des dorsales MAR (bleue) (Komor et al., 1990; Cannat et al., 1992; Kodolányi et al., 2012), EPR (rouge) (Früh-Green et al., 1996; Kodolányi et al., 2012) et SWIR (vert) (Dick and Bullen, 1984; Seyler et al., 2003; Warren and Shimizu, 2010) comprennent à la fois les ferritchromites et les Cr-spinelles.	103
Figure III-12 : Spectres de diffraction des rayons X ayant permis l'identification de la lizardite, l'antigorite, la chlorite, et la trémolite. A) Spectre sur poudre totale de l'échantillon SMS 14-5-1. B) Spectre de lame orientée de l'échantillon SMS 5-4-17. Code couleur: noir=poudre normale, bleu=poudre saturée d'éthylène glycol, rouge=poudre chauffée à 550°C. Abréviations : A=antigorite, Lz=lizardite, Cl=chlorite, Tr=trémolite, Mgt=magnétite.	105
Figure III-13 : Spectres RAMAN de minéraux serpentineux des serpentinites du Smooth seafloor, sur la gamme basse (150 à 1150 cm ⁻¹) et la gamme haute (3600 à 3750 cm ⁻¹), montrant les pics caractéristiques de la lizardite, du chrysotile et d'un mélange lizardite-antigorite.	106
Figure III-14 : Textures de serpentine des serpentinites de la zone du smooth seafloor (SWIR) en lumière polarisée analysée. A) Lizardite maillée équante (mesh) remplaçant l'olivine et texture bastite (B) couronnant une relique d'orthopyroxène (opx) (LPA). B) Lizardite maillée rubanée avec microveines de magnétite (Mt) (LPA).	107
Figure III-15 : Microphotographies en LPA des différentes textures de serpentine dans les serpentinites du smooth seafloor. A) Veines secondaires fibreuses de chrysotile (Ct) (LPA). B) Déformations en tire-bouchon des veines de chrysotile (LPA). C) Veines rubanées et	

fibreuses de chrysotile, et lizardite recristallisée entremêlée (E) (LPA). D) Veines recristallisées sphérolitiques et interpénétratives de serpentine (LPA)..... 108

Figure III-16 : Compositions en éléments majeurs des serpentines du smooth seafloor obtenues à la microsonde électronique. Les barres d'erreur sont comprises dans la taille du point..... 110

Figure III-17 : Microphotographies en lumière réfléchie de la magnétite dans les serpentinites du Smooth seafloor. A) Magnétite (Mt) remplaçant un sulfure primaire (pentlandite Pn). B) Magnétite de l'échantillon SMS 15-3-16, précipitée en bordure d'une veine de serpentine recristallisée (V)..... 111

Figure III-18 : Microphotographies des amphiboles, de la chlorite et du talc des serpentinites du smooth seafloor, observés en lame mince. A) Veine de trémolite (Tr) (LPA). B) Trémolite et chlorite (Cl) pseudomorphiques après le pyroxène dans l'échantillon SMS 5-4-17, une veine de chlorite+serpentine (S) est visible au centre de l'image, l'olivine est remplacée par des oxydes de fer (Ox) opaques (LPA). C) Veines de serpentine, trémolite et clinochlore, associées à des oxydes de fer remplaçant l'olivine dans l'échantillon SMS 26-2-11 (LPA). D) Mélange de trémolite et ferroactinolite (At) (LPNA). E) Talc remplaçant l'orthopyroxène (opx) (LPA). F) Plagioclase altéré en hydrogrenat (Hg) + chlorite (LPA)..... 113

Figure III-19 : Carbonates des serpentinites du smooth seafloor. A) Microphotographie d'une veine de calcite (LPNA). B) Spectre RAMAN de veine d'aragonite dans l'échantillon SMS 17-4-32..... 114

Figure III-20 : Microphotographies des sulfures des serpentinites du smooth seafloor. A) Sulfure primaire (pentlandite Pn) altéré en millérite (Mi) et magnétite (Mt) (photo BSE). B) Sulfures secondaires (Sf) disséminés dans la matrice (LR). C) Pentlandite altérée en awaruite (Aw) et magnétite (LR). 115

Figure III-21 : Classification des sulfures des serpentinites du smooth seafloor 116

Figure III-22 : Oxydes de fer amorphes (Ox) des serpentinites oxydées du smooth seafloor, microphotographies en LPNA (A) et LR (B). Pxn=pyroxene, S=serpentine..... 116

Figure III-23 : A) Spectre DRX sur poudre totale de l'échantillon SMS 11-2-11 montrant la présence de goethite (G). La faible intensité du pic, ainsi que son allure bombée, sont dues au fait que la phase est peu cristallisée. B) Spectre RAMAN réalisé sur les oxydes de fer amorphes de l'échantillon SMS 11-2-11, montrant un faible pic à $\sim 400 \text{ cm}^{-1}$ pouvant correspondre au pic principal de la goethite 117

Figure III-24 : Oxydes de fer amorphes dans les serpentinites du smooth seafloor. A) Microphotographie en lumière réfléchie et spectre RAMAN de l'hématite dans l'échantillon

SMS 14-5-8, associée à des oxydes de fer amorphes (coloration rouge-orange). B) Microphotographie en lumière réfléchiée et spectre RAMAN de la goethite dans l'échantillon SMS 14-5-1. Abréviations : G=goethite, H=hématite, O_{XA}=oxydes de fer amorphes, Lz=lizardite. 118

Figure III-25 : Diagramme de stabilité des sulfures à 300°C et 2kbars. Les stades de serpentinisation ainsi que la flèche indiquant l'évolution lors de la serpentinisation sont tirés de Delacour et al., 2008b. Le champ bleu représente les échantillons du smooth seafloor. Le champs gris représente le champs de stabilité de la pentlandite (Delacour et al., 2008b; d'après Alt & Shanks, 1998 et Frost, 1985). Py: pyrite; Po: pyrrhotite; Pd: polydymite; Mt: magnetite; Mi: millerite; Hz: heazlewoodite; Aw: awaruite; Hm: hematite; Va: valleriite; Ta: taenite; Km: kamacite; I: iron. 122

Figure IV-1 : Carte des nucléides pour les éléments chimiques (de Z=1 à Z=118), le nombre de neutrons pour chaque élément chimique est donné par l'axe horizontale. (d'après The LIVE Chart of Nuclides - www-nds.iaea.org) 127

Figure IV-2 : Représentation schématique des cages de Faraday lors d'une analyse MC-ICP-MS des isotopes du fer à haute résolution de masse. Les faisceaux interférents d'argides (ArO et ArOH) (gris) ne pénètrent pas dans les détecteurs, tandis que les faisceaux du fer (rouge) entrent dans les cages à la limite de la fente de collection. D'après Weyer and Schwieters (2003)..... 135

Figure IV-3 : Exemple de scan de masse sur le standard IRMM-014 utilisé pour les réglages du MC-ICP-MS Neptune lors de la mesure des isotopes du fer (LMV Clermont Ferrand). Chaque couleur correspond à un isotope du fer (rouge ⁵⁸Fe, bleu ⁵⁷Fe, vert ⁵⁶Fe, violet ⁵⁴Fe). 136

Figure IV-4: Diagramme $\delta^{57}\text{Fe}$ vs. $\delta^{56}\text{Fe}$ des standards (IF-G, BCR-2, IRMM-014) durant les quatre sessions d'analyses MC-ICP-MS. 138

Figure V-1 Bathymetric map of the SWIR between 62° and 65°E, with localization of the dredges on the smooth seafloor. Modified from Sauter et al. (2013)..... 148

Figure V-2 : Photographs and microphotographs of the SWIR Smooth seafloor serpentinites. 153

Figure V-3 : Microphotograph of secondary minerals in Smooth seafloor serpentinites. 157

Figure V-4 : Bulk rock composition of the SMS serpentinites, compared to MAR serpentinites (Paulick et al., 2006; Jöns et al., 2010; Kodolányi et al., 2012; Boschi et al., 2013)

and SWIR serpentinites (Niu, 2004; Rouméjon, 2014; Rouméjon and Cannat, 2014). The terrestrial array is taken from Jagoutz et al. (1979) and Hart and Zindler (1986). 159

Figure V-5 : Evolution of the iron oxidation degree (Fe^{3+}/Fe_{total}) with the the loss on ignition (LOI.) and the visual serpentinization degree of the Smooth seafloor serpentinites. 164

Figure V-6 : Traces elements spidergrams of the SMS serpentinites compared to the composition of the serpentinites from the SWIR (Niu, 2004; Rouméjon, 2014; Rouméjon and Cannat, 2014) and the MAR (Paulick et al., 2006; Delacour et al., 2008d; Jöns et al., 2010; Kodolányi et al., 2012; Boschi et al., 2013). Values are normalized to the primitive mantle and chondrites values of Sun and McDonough (1989). 165

Figure V-7: Major element compositions of the Smooth seafloor serpentinites, plotted against TiO_2 concentrations as inverse proxy of the partial melting. Sample SMS 22-6-13 is systematically ignored for correlation trends (melt refertilized peridotite), CaO trend excludes the two calcite samples SMS 10-5-6 and 29-5-41, and Fe/Mg trend excludes all IOH samples. Error bars are comprised in the size of the marking point. References for the SWIR and MAR are the same as previous figures. 169

Figure V-8 : Distance profile from the ridge of the iron oxidation degree in the serpentinites from the SWIR smooth seafloor areas (west $62^{\circ}30'E$ and east $64^{\circ}40'$). Ridge axis is symbolized by the red line, detachment faults are symbolized by the dashed lines (position taken from Sauter et al., 2009). 170

Figure V-9 : Distance from the ridge profiles in the west corridor for major elements of the SWIR SMS serpentinites. Error bars are comprised in the size of the marking points. ... 173

Figure V-10 : REE spectra of the serpentinites from the SWIR SMS west corridor, compared to the MAR (Paulick et al., 2006; Delacour et al., 2008d; Jöns et al., 2010; Kodolányi et al., 2012; Boschi et al., 2013) and SWIR serpentinites (Niu, 2004; Rouméjon, 2014; Rouméjon and Cannat, 2014). The SMS west corridor serpentinites are characterized by a overall depletion in REE, an absence of Eu positive anomaly and a positive anomaly in Ce. Note that the stronger LREE concentrations (apart from Ce) belongs to the IOH-bearing samples. 175

Figure V-11 : Distance profiles for LREE La, Ce and Pr in the serpentinites from the SWIR SMS west corridor. Ce anomaly ($Ce/Ce^* = Ce_N / (La_N + Pr_N)^{0.5}$) is stable through serpentinization, while La and Pr are increasing. 176

Figure V-12: Distance profiles of FME for the serpentinites from the SWIR SMS west corridor. Lithium and boron concentrations are increasing with the serpentinization degree, regardless of the oxidation state. Uranium does not evolve with the serpentinization degree and

is only enriched in samples who are strongly oxidized or present strong proportions in carbonates. Antimony, arsenic and cadmium are increasing with the oxidation degree of the rock.....	178
Figure VI-1-1: Fractionnements isotopiques abiotiques des isotopes du fer lors des processus d'oxydo-réduction (Yoshiya et al., 2015).....	189
Figure VI-1-2 : Comparaison des fractionnements isotopiques à l'équilibre théoriques (données NRIXS et/ou calculs <i>ab initio</i>) et mesurés (point et courbe rouges) lors de l'oxydation du Fe(II) _{aq} en Fe(III) _{aq} . D'après Dauphas et al. (2017).....	190
Figure VI-1-3 : Diffusion des isotopes du fer dans un cristal d'olivine, d'après Sio and Dauphas, 2016. A) Profil isotopique du grain d'olivine, mesuré (cercles) vs. modélisé (lignes noires). Le meilleur profil modélisé est représenté en vert, les profils modélisés acceptables sont en jaune. B) Chemins temps-Température de refroidissement possibles de l'échantillon.	192
Figure VI-1-4: Fractionnements cinétiques des isotopes du fer lors de l'oxydo-réduction par les microorganismes (Yoshiya et al., 2015).....	195
Figure VI-1-5 : Valeurs des $\delta^{56}\text{Fe}$ mesurées dans différentes roches et dans les fluides hydrothermaux. Les cercles rouges représentent les valeurs moyennes. Voir texte pour les références de chaque gamme.	197
Figure VI-1-6 : Composition isotopiques en ^{56}Fe des minéraux des péridotites et des serpentines. Voir texte pour les références. Les valeurs extrêmes des magnétites n'ont pas été prise en compte dans la mesure des valeurs moyennes (cercles rouges).	199
Figure VI-2-1: Compilation of $\delta^{57}\text{Fe}$ vs $\delta^{56}\text{Fe}$ values of the two geostandards IF-G and BCR-2 analyzed during the several analysis sessions on the MC-ICP-MS Neptune Plus (LMV Clermont Ferrand). Regression line and factor are given for all the represented values.	213
Figure VI-2-2: Iron isotope compositions of the SWIR SMS serpentinites vs. Fe ₂ O ₃ total (anhydrous). A) SMS serpentinites compared to oceanic basalts (OIB, AIB), peridotites xenoliths and ophiolites, and serpentinites from the SWIR (see text for references). B) Detailed compositions of the SMS serpentinites according to their protolith and special mineralogy.	216
Figure VI-2-3: Iron isotope compositions of the SWIR SMS serpentinites vs. various indicators of the serpentinization stage (LOI, iron oxidation degree and visual serpentinization degree).	220
Figure VI-2-4: Iron isotope compositions of the SWIR SMS serpentinites vs. indicators of partial melting.	223

Figure VII-1 : Concentration en carbone élémentaire et compositions isotopiques en C ($\delta^{13}\text{C}$) des roches de la lithosphère océanique, des fluides océaniques, et des espèces carbonées rencontrées en contexte océanique. Références : xénolithes mantelliques (Mathez et al., 1984; Nadeau et al., 1990; Pineau and Mathez, 1990), basaltes et gabbros (Pineau and Javoy, 1983; Des Marais and Moore, 1984; Kelley and Früh-Green, 1999), serpentinites (Früh-Green et al., 2004; Kelemen et al., 2004; Delacour et al., 2008c; Schwarzenbach, 2011; Alt et al., 2007, 2012a, 2012b, 2013), metabasaltes et métagabbros (Delacour et al., 2008c; Shilobreeva et al., 2011), fluides hydrothermaux (Charlou et al., 1998, 2002; Kelley et al., 2001; Lang et al., 2006, 2010; Schmidt et al., 2007; Bennett et al., 2011; Seyfried et al., 2011; Chavagnac et al., 2013; Monnin et al., 2014), eau de mer (Druffel et al., 1992; Charlou et al., 2002; Lang et al., 2010), alcanes (Delacour et al., 2008c; Proskurowski et al., 2008; Konn et al., 2009), graphite (Pineau et al., 1987), méthane (Proskurowski et al., 2008), carbonates (Alt and Teagle, 2003; Alt and Shanks, 2006).....230

Figure VII-2 : Concentration en carbone en fonction de la composition isotopique pour le carbone total (A) et le carbone organique (B) des serpentinites du smooth seafloor.....235

Figure VII-3 : Variation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{total}}$ en fonction de la proportion en carbone organique (TOC/TC) des serpentinites du smooth seafloor. La composition isotopique en carbone des échantillons de cette étude varie entre un pôle inorganique (carbonates marins) à 0‰ et un pôle organique à -28‰. Légende identique à la figure VII-2.237

Figure VII-4 : Représentation schématique du cycle du carbone dans les serpentinites du smooth seafloor. Les fluides sous-saturés en CO_2 (type eau de mer) favorisent l'oxydation du protolithe et la production de H_2 , formant ainsi des serpentinites contenant peu de carbone inorganique et majoritairement du carbone organique (cas de la majorité des serpentinites du smooth seafloor). En cas d'altération de la serpentine et de la magnétite en serpentinites à hématite et goéthite, une nouvelle quantité de H_2 est produite (lors de l'oxydation de la magnétite en hématite par l'eau) et par extension de composés organiques. Les fluides riches en CO_2 favorisent au contraire la précipitation de carbonates.....239

Figure VII-5 : Variation de la teneur en carbone total dans les serpentinites du smooth seafloor en fonction de leur degré de serpentinisation (représenté par le ratio $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$) (gauche) et leur distance à la dorsale (droite). La valeur moyenne de la croûte océanique altérée (basaltes+gabbros) (697ppm) est tirée des données de Alt and Teagle (1999), Delacour et al. (2008c) et Shilobreeva et al. (2011). La position des failles est tirée de Sauter et al, 2013...241

Tableau I-1 : Principales réactions de serpentinitisation des péridotites (d’après Chernosky et al., 1988; Allen and Seyfried, 2003; Bach et al., 2006; Andreani et al., 2007)	41
Tableau III-1 : Localisation, protolithe, et degré de serpentinitisation des échantillons Smooth seafloor. Le degré de serpentinitisation est estimé grâce à la somme de toutes les phases secondaires visibles en lame mince.....	90
Tableau III-2 : Proportions modales des échantillons SMS (exprimées en %). Les tirets signalent une absence de la phase. « DRX » indique que la phase a été identifiée sur les spectres de diffraction des rayons X mais n’a pas été observée en lame mince. Abréviations : Ol=olivine ; Opx=orthopyroxène ; Cpx=clinopyroxène ; Sp=spinel ; Sm=serpentine maillée ; B _{opx} =bastite après opx ; B _{cpx} =bastite après cpx ; Sv=serpentine, veine secondaires ; Ct=chrysotile ; Mt=magnétite ; A=amphibole (trémolite ou actinote) ; Cl=chlorite ; Tl=talc ; Hg=hydrogrenat ; Cb=carbonates ; Of=oxydes de fer amorphes; Sf= sulfures ; M=métaux ; Ox=oxydes ; Ox _A =oxydes de fer amorphes ; pn=pentlandite ; mi=millérite ; cpy=chalcopyrite ; vt=violarite ; aw=awaruite, hm=hématite, gt=goethite, cpn=chalcopentlandite.	94
Tableau III-3 : Serpentinites du Smooth seafloor présentant des caractéristiques pétrologiques d’interaction magma-roche et nature de ces caractéristiques. Abréviations : ol=olivine, pxn= pyroxène, opx=orthopyroxène, cpx=clinopyroxène, cpb= <i>cusps boundaries</i> . 98	
Tableau IV-1 : Attaque acide des échantillons de serpentinites en salle blanche pour analyse isotopique du fer par MC-ICP-MS Neptune :	133
Tableau IV-2 : Éluion du fer sur résine anionique.....	133
Tableau IV-3 : Compositions isotopiques des standards IF-G, BCR-2 et IRMM-014 (relatif à IRMM-014) lors des analyses MC ICP-MS. Les valeurs de référence proviennent de Craddock and Dauphas (2011).....	137
Tableau IV-4: Reproductibilité des compositions isotopiques en carbone des standards du carbone lors des différentes session analytiques des serpentinites du smooth seafloor (non recalculés sur l’échelle internationale). NBS 19 a été remplacé par USGS 24 suite à un épuisement des stocks, mais a parfois présenté des problèmes de combustion (m.c.=mauvaise combustion).....	141
Table V-1: Characteristics and mineralogical assemblages of the smooth seafloor samples. ± indicates that the phase modal proportion is strictly inferior to 1%, dashes means absence. Serpentinization degrees were calculated as the sum of all the secondary phases modal proportions. Abbreviations: Ol=olivine, Opx=orthopyroxene, Cpx=clinopyroxene, Sp=spinel, M=mesh texture, B=bastite texture (after opx or cpx), Sv=secondary veins (lizardite), Ct=veins of chrysotile, V=veins of serpentine, Tr=tremolite, Cl=chlorite, Tl=talc, Cb=carbonates,	

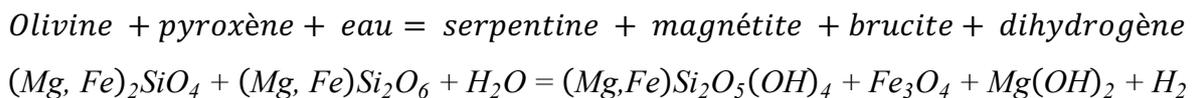
mt=magnetite, pn=pentlandite, mi=millerite, cpy=chalcopyrite, vt=violarite, aw=awaruite, cpn=chalcopentlandite, hm=hematite, gt=goethite.	152
Table V-2 : Major and trace elements bulk rock compositions of the SMS serpentinites.	
b.d.l.=below detection limit160Tableau VI-1-1 : Valeurs des $1000\ln\beta$ du fer de la littérature, dans les phases concernées par la serpentinisation, recalculés par Dauphas et al. (2017).	190
Table VI-2-1 : Average ^{56}Fe and ^{57}Fe compositions for IF-G, BCR-2 and IRMM-014, over the four analytical sessions on MC ICP-MS Neptune Plus.	213
Table VI-2-2 : Iron isotope compositions of the Smooth seafloor serpentinites. Serpentinization degree was obtained by summing the modal proportions of all secondary minerals (serpentine, magnetite, chlorite, tremolite, talc, carbonates, hydrogarnet)	214
Tableau VII-1 : Concentrations et compositions isotopiques en carbone total (TC) et organique (TOC) des serpentinites du smooth seafloor	236

INTRODUCTION

Contexte global et problématique

Au cours des 15 dernières années, de nombreuses études se sont intéressées au processus de serpentinisation des péridotites mantelliques dans l'optique de comprendre ses implications dans les processus géodynamiques (Hirth and Guillot, 2013), ses potentiels intérêts économiques (e.g., Ni ; Butt and Cluzel, 2013) et ses conséquences sur les transferts d'éléments chimiques (Alt and Shanks, 1998, 2003; Boschi et al., 2008; Craddock et al., 2013; Delacour et al., 2008a, 2008b, 2008c, 2008d; Debret et al., 2016; Deschamps et al., 2011; Vils et al., 2008); sur la formation abiotique de composés organiques (McCollom, 2013; Ménez et al., 2018) ; et sur le stockage du CO₂ via les réactions de carbonatation (Andreani et al., 2009; Neubeck et al., 2014; Teir et al., 2007).

La serpentinisation est un processus d'hydratation et d'oxydation qui transforme la péridotite, roche ultramafique composée d'olivine et de pyroxènes, en serpentinite, roche composée majoritairement de serpentine, un phyllosilicate hydraté ((Mg,Fe)Si₂O₅(OH)₄), et de magnétite. La réaction de serpentinisation (non équilibrée) peut se résumer de la façon suivante (Bach et al., 2006; Mével, 2003) :



La serpentinisation est un processus fréquent qui a lieu dans les zones où les péridotites entrent en contact avec un fluide aqueux (ex : eau de mer, fluide hydrothermal, fluide magmatique) et est observée dans différents contextes géodynamiques : zones d'extension océanique (e.g., MAR, SWIR), zones de subduction (e.g., Costa Rica, Himalaya), transition océan-continent (TOC ; e.g., Newfoundland-Iberian Margin), ophiolites (e.g., Oman, Chypre, Troodos), et également sur d'autres planètes telle que Mars (Ehlmann et al., 2009; Ehlmann et al., 2010; Michalski and Niles, 2010). En domaine océanique, les serpentinites sont présentes principalement au niveau des dorsales lentes et ultralentes (taux d'expansion < à 40mm/an) grâce à des processus tectoniques entraînant leur exhumation et mise à l'affleurement. Environ 1/3 du plancher océanique (Cannat et al., 2006) est constitué de

péridotites abyssales, plus ou moins serpentinisées, impliquant donc que les péridotites et leurs produits d'altération, les serpentinites, sont des composants majeurs de la lithosphère océanique.

La lithosphère océanique des dorsales lentes, illustrées par la dorsale médio-Atlantique (*Mid-Atlantic Ridge*, MAR) et dont le taux d'expansion varie entre 20 et 40 mm/an, présente des affleurements de péridotites au niveau de discontinuités axiales non-transformantes (e.g., zone MARK (Auzende et al., 1994; Cannat and Seyler, 1995; Gente et al., 1995)) et au niveau des mégamullions ou *Oceanic Core Complex* (OCC) (e.g., l'Atlantis Massif (Blackman et al., 1998; 2002; 2006; Cann et al., 1997)), qui sont des structures géologiques en forme de dôme mises en place par le jeu de grandes failles de détachement (Cannat et al., 2006; Escartín et al., 2003; Ildefonse et al., 2007; Miranda and Dilek, 2010; Tucholke et al., 1997).

Au niveau des dorsales ultralentes (< 20mm/an), représentées par la dorsale sud-ouest indienne (*South West Indian Ridge*, SWIR) et la dorsale arctique de Gakkel (Dick et al., 2003), la faible activité magmatique est compensée par une tectonique intense, produisant une lithosphère océanique particulièrement hétérogène. Elle est en effet composée d'une croûte basaltique fine et discontinue associée à des intrusions gabbroïques et des affleurements fréquents de péridotites (Cannat et al., 2003, 2006, 2008; Dick et al., 2003; Sauter et al., 2004). Les campagnes océanographiques menées sur la partie orientale de la SWIR (EDUL 1997, EDUL 2003, SMOOTH SEAFLOOR 2010, ROV-SMOOTH 2016-2017), une zone où l'activité magmatique est limitée (Cannat et al., 1999, 2003, 2008; Sauter et al., 2004) ont révélé la présence de structures morphologiques particulières. Le plancher océanique de cette région présente des zones baptisées « smooth seafloor » (plancher océanique lisse) (Cannat et al., 2006), dans lesquelles la lithosphère océanique se compose à 97% de péridotites serpentinisées associées à de rares basaltes et gabbros. Entre 62 et 65°E, ce smooth seafloor s'organise en deux couloirs quasi perpendiculaires à l'axe de la dorsale et est considéré comme un pôle amagmatique du système global des dorsales océaniques (Cannat et al., 2006; Sauter et al., 2013). Bien que pour l'instant, il n'ait été observé et étudié qu'au niveau de la SWIR, il est fortement supposé que le smooth seafloor est une structure spécifique des dorsales ultralentes.

Les études précédemment menées en contexte de dorsale lente (MAR) et de subduction/obduction (ophiolites) ont montré que les serpentinites jouent un rôle majeur dans les cycles d'éléments chimiques entre la lithosphère océanique, l'océan et la biosphère. Les serpentinites sont enrichies en de nombreux éléments tels que le fluor (Stueber et al., 1968),

le chlore (Anselmi et al., 2000; Barnes et al., 2006; Bonifacie et al., 2008; Sharp and Barnes, 2004; Stueber et al., 1968), le soufre (Alt and Shanks, 1998, 2003; Alt et al., 2012a, 2012b; Delacour et al., 2008a, 2008b; Schwarzenbach et al., 2012), le carbone (Delacour et al., 2008c; Alt et al., 2012a, 2012b), et les éléments mobiles (*Fluid Mobile Elements* ou FME : B, As, Sb, Li, Cs, U, Pb) (Boschi et al., 2008; Decitre et al., 2002; Deschamps et al., 2011, 2012; Kodolányi et al., 2012; Seyfried and Dibble, 1979; Thompson and Melson, 1970; Vils et al., 2008), constituant donc un puit pour certains éléments chimiques contenus dans les fluides qui circulent au sein de la lithosphère et interagissent avec les péridotites, péridotites serpentinisées et serpentinites. Les éléments chimiques incorporés dans les serpentinites sont par la suite recyclés dans le manteau via les zones de subduction et les fluides libérés lors de la déshydratation de la plaque plongeante (Deschamps et al., 2012; Hattori and Guillot, 2003; Peters et al., 2017). En parallèle, l'eau de mer, initialement froide (2°C), neutre (pH 8) et oxydée (riche en oxygène dissout), va réagir avec les péridotites lors de la serpentinisation pour donner un fluide hydrothermal, à faible température (10 à 100°C), basique (pH 9-13), réduit (fortes concentrations en H₂ et CH₄) et enrichi en éléments alcalins (calcium et magnésium) (Allen and Seyfried, 2003, 2004; Kelley et al., 2001, 2005; Palandri and Reed, 2004; Seyfried et al., 2004).

Comprendre les flux d'éléments lors de la serpentinisation permet par conséquent de mieux contraindre les flux géochimiques et isotopiques entre les différentes enveloppes terrestres (manteau, croûte, océan et biosphère). Cependant, la serpentinisation de la lithosphère océanique au niveau des dorsales ultralentes n'a pour l'instant été que peu étudiée en termes de composition chimique et isotopique et de bilans d'éléments. Les travaux existants sur les serpentinites de la SWIR se sont jusqu'ici intéressés à la composition chimique des serpentinites à échelle globale sans distinguer entre les différents contextes magmatiques (Bonifacie et al., 2008; Niu, 2004; Snow and Dick, 1995). Les seules études mettant en comparaison des serpentinites de dorsale lente (MAR) et de dorsale ultralente (SWIR) se focalisent sur la circulation et les conditions physico-chimiques des fluides (Rouméjon and Cannat, 2014; Rouméjon et al., 2015). L'objectif de cette thèse sera par conséquent d'étudier les effets de la serpentinisation sur la composition chimique et isotopique des péridotites dans un contexte de dorsale ultralente, afin de mieux contraindre les transferts élémentaires et isotopiques.

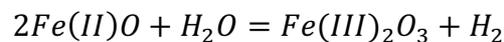
Approches et objectifs

Pour répondre à la problématique faisant l'objet de cette thèse, notre étude s'est focalisée sur des échantillons de serpentinites abyssales provenant de la dorsale ultralente SWIR. Ces échantillons ont été dragués sur les zones du smooth seafloor entre 62 et 65°E lors de la campagne SMOOTH SEAFLOOR de 2010 (chefs de mission : M. Cannat et D. Sauter) (Sauter et al., 2013). L'utilisation des serpentinites de la SWIR comme cible d'étude présente trois intérêts majeurs : 1) mieux comprendre la serpentinisation en s'affranchissant de l'influence du magmatisme ; 2) établir des profils de distance par rapport à la dorsale en suivant les directions d'écartement du smooth seafloor ; et 3) comprendre les processus de serpentinisation associés à un mode de mise en place spécifique mettant en jeu uniquement des failles de détachement.

La serpentinisation est un processus combinant une réaction d'hydratation et une réaction d'oxydation des péridotites. Afin de comprendre de manière exhaustive toutes les conséquences de ces deux processus sur la composition chimique des serpentinites du smooth seafloor, notre étude sera organisée en trois grands axes.

Un premier axe s'intéressera à la composition en éléments majeurs et traces en roche totale des serpentinites. Ces éléments chimiques ayant déjà été étudiés en contexte de dorsale lente, ils nous permettront d'évaluer l'influence du régime magmatique à l'axe de la dorsale sur la composition chimique de la lithosphère océanique lors des interactions fluide-roche.

Les deuxième et troisième axes auront pour but d'étudier plus précisément le processus d'oxydation en utilisant deux systèmes isotopiques stables : le fer (^{56}Fe) et le carbone (^{13}C). En effet, l'oxydation durant la serpentinisation se résume par la réaction :



Le Fe(II) est contenu majoritairement dans l'olivine (\pm pyroxène \pm spinelle) et le Fe(III) formé par oxydation précipite sous forme de magnétite + Fe-serpentine (\pm Fe-brucite), libérant du dihydrogène (H_2). Cet H_2 peut par la suite être utilisé dans les réactions de types Fischer-Tropsch conduisant à la formation de méthane (CH_4) et de composés organiques légers (e.g., éthane, butane, propane) s'échappant dans les fluides (Charlou et al., 2002; Douville et al., 2002; Kelley et al., 2001; Monnin et al., 2014; Schmidt et al., 2007; Seyfried et al., 2011), et de molécules organiques plus complexes de forme $\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$, présentes dans les roches (e.g.

Delacour et al., 2008c; McCollom and Seewald, 2006; McCollom et al., 1999; Ménez et al., 2018; Pasini et al., 2013).

La matière organique présente dans les serpentinites est caractérisée par une composition isotopique en ^{13}C ($\delta^{13}\text{C}$) autour de -25‰ (Alt et al., 2013; Delacour et al., 2008c), composition très appauvrie par rapport aux principaux réservoirs en carbone (manteau, DIC marin, atmosphère). La mesure des compositions isotopiques en carbone des serpentinites devrait donc permettre de suivre, de façon indirecte, les effets du rédox sur les péridotites et les serpentinites.

Les isotopes du fer constituent un excellent traceur des conditions redox et de leur changement. En effet, les nombreuses études expérimentales menées sur les oxydes de fer (magnétite, hématite, goethite...) (Beard et al., 2003, 2010; Bullen et al., 2001; Frierdich et al., 2014; Johnson et al., 2002; Reddy et al., 2015; Welch et al., 2003; Wiesli et al., 2004; Wu et al., 2011) ainsi que les calculs théoriques (Anbar et al., 2005; Domagal-Goldman and Kubicki, 2008; Fujii et al., 2014; Hill and Schauble, 2008; Ottonello and Zuccolini, 2009; Rustad and Dixon, 2009;) ont montré que les fractionnements isotopiques du fer 56 variaient de $+0,5$ à $+4,1\text{‰}$ lors de la transformation du Fe(II) en Fe(III), suggérant donc la possibilité de tracer l'oxydation des péridotites abyssales grâce aux compositions isotopiques en ^{56}Fe ($\delta^{56}\text{Fe}$).

Les objectifs de cette thèse seront donc, à partir de l'étude des serpentinites du smooth seafloor de la SWIR, d' :

- Observer l'évolution de la serpentinitisation avec la distance à la dorsale, en établissant des profils à la fois d'hydratation et d'oxydation ;
- Étudier les effets de cette serpentinitisation sur les éléments majeurs, traces et les isotopes du fer et du carbone ;

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit de thèse comporte sept chapitres.

Le premier chapitre résume l'état de l'art des connaissances sur la serpentinitisation. Il présente la composition des roches mantelliques affectées par la serpentinitisation, les réactions minéralogiques et chimiques de ces roches mantelliques, les minéraux communément

rencontrés dans les serpentinites (textures, composition, gamme de stabilité), ainsi que les paramètres physico-chimiques des fluides hydrothermaux.

Le second chapitre présente le cadre géologique des échantillons de cette étude. Après une description générale de la SWIR, puis de la région la plus orientale entre 62° et 65°E, la zone d'intérêt, le smooth seafloor, sera présentée. Ce chapitre abordera à la fois les caractéristiques tectoniques, lithologiques, et chimiques de la dorsale SWIR à l'échelle de la dorsale, de la zone 62-65°E et du smooth seafloor.

Le troisième chapitre présente une description pétrologique détaillée des échantillons de serpentinites utilisés dans cette étude. Ce chapitre inclut les différentes méthodes de caractérisation pétrologiques utilisées, les assemblages minéralogiques, ainsi que leurs textures et leurs compositions chimiques. L'ensemble de ces informations est interprété en termes de température, pression, fugacité en oxygène des réactions chimiques et minéralogiques afin de reconstituer les conditions de serpentinisation des échantillons du smooth seafloor de la SWIR.

Le quatrième chapitre décrit les méthodes analytiques utilisées pour l'analyse des compositions isotopiques stables en fer (MC-ICP-MS) et en carbone (EA-IRMS). Il présente les différents types de fractionnements isotopiques, la notion de facteur de fractionnement isotopique et la terminologie isotopique (facteur α , Δ et δ).

Le cinquième chapitre se présente sous la forme d'un article scientifique « *Major and trace elements exchanges at ultra-slow spreading oceanic lithosphere (SWIR)* » soumis en 2019 à la revue *Lithos*, dans lequel est étudié le comportement des éléments majeurs et traces dans les serpentinites du smooth seafloor. L'article présente les compositions chimiques en roche totale (éléments majeurs et traces) des serpentinites du smooth seafloor sous la forme de profils par rapport à la distance à la dorsale, et expose les différences notables de composition chimique entre ces serpentinites et celles de la dorsale MAR.

Le sixième chapitre s'intéresse à la composition isotopique du fer ($\delta^{56}\text{Fe}$) des échantillons. La première partie de ce chapitre est rédigée en français et présente les problématiques de l'isotopie du fer à l'échelle de la Terre, les fractionnements isotopiques à l'équilibre et cinétiques ainsi que les compositions isotopiques des principaux réservoirs du système lithosphère océanique-océan. La deuxième partie du chapitre est rédigée en anglais sous la

forme d'un article scientifique (en préparation) « *Influence of serpentinization on the iron isotope compositions of the oceanic lithosphere at ultra-slow spreading ridge* », article dans lequel est discuté le rôle de la serpentinisation sur les compositions isotopiques en fer des serpentinites du smooth seafloor.

Le septième et dernier chapitre est consacré à la présentation des compositions isotopiques du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) des serpentinites du smooth seafloor. Il est divisé en une première partie présentant les différents réservoirs en carbone dans le contexte géodynamique des dorsales océaniques et leurs compositions isotopiques en carbone, et une deuxième partie présentant les résultats EA-IRMS obtenus sur les serpentinites du smooth seafloor et les conclusions qui en découlent.

Ce manuscrit sera terminé par une conclusion générale reprenant les observations des chapitres IV à VII et incluant des perspectives de recherche future.

I. LA SERPENTINISATION

Ce chapitre a pour objectif de présenter les connaissances actuelles sur le processus de serpentinisation et sera divisé en quatre grandes parties. Tout d'abord les différents protolithes rencontrés aux dorsales ultralentes et concernés par la serpentinisation seront présentés, ainsi que leurs minéraux primaires. Puis nous aborderons les différentes réactions minéralogiques ayant lieu lors de la serpentinisation. La minéralogie secondaire et accessoire des serpentinites sera détaillée en termes de textures et de compositions chimiques. Nous nous intéresserons ensuite aux conditions de serpentinisation en exposant les gammes de stabilité des phases minéralogiques primaires et secondaires. Enfin, les différents types de fluides hydrothermaux associés aux serpentinites ainsi que leurs caractéristiques physico-chimiques seront exposés. Les compositions chimiques en roche totale des serpentinites (éléments majeurs et traces) sont reportées dans le chapitre II.

I.1 Les péridotites abyssales

I.1.1 Classification des péridotites

La roche initiale, i.e. protolithe, affectée par des réactions secondaires de serpentinisation au niveau des dorsales océaniques est la péridotite mantellique. En contexte de dorsale, le terme de péridotites abyssales est couramment utilisé, par opposition aux péridotites des ophiolites ou de subduction. Ces roches sont classées comme des roches dites ultramafiques, car riches en minéraux ferromagnésiens olivine et pyroxènes (>90%), et ultrabasiques, car pauvres en silice ($\text{SiO}_2 < 50 \text{ wt.}\%$). Les péridotites abyssales sont composées de trois minéraux principaux : olivine (ol), orthopyroxène (opx) et clinopyroxène (cpx), et d'une phase alumineuse qui dépend de la profondeur de cristallisation : plagioclase à moins de 30km, spinelle entre 30 et 80km et grenat au-delà de 80km. Parmi les roches mantelliques, les péridotites se différencient des pyroxénites par une proportion en pyroxènes (clino- et ortho-) inférieure à 40% (Streckeisen, 1976), elles sont alors réparties en quatre différents types (Figure I-1) :

- 1) les lherzolites, aussi appelées péridotites fertiles, qui composent le manteau supérieur et contiennent plus de 5% de clinopyroxène ;
- 2) les harzburgites, ou péridotites appauvries, qui sont des résidus de fusion partielle des lherzolites et contiennent moins de 5% de clinopyroxène. Elles sont théoriquement complémentaires des MORB, issus de la cristallisation des liquides de fusion de la lherzolite.
- 3) les dunites, constituées à plus de 90 % en volume total d'olivine;

4) les wehrlites, riches en clinopyroxène et contenant moins de 5% d'orthopyroxène.

Les lherzolites, les harzburgites et les dunites sont issues de la fusion partielle du manteau océanique supérieur, durant laquelle la proportion en pyroxènes diminue progressivement. La grande majorité des péridotites échantillonnées le long ou à proximité des dorsales sont des harzburgites à Cr-spinelle (Figure I-1), qui constituent l'essentiel du manteau lithosphérique. Les lherzolites à Cr-spinelle et les dunites à Cr-spinelle sont également présentes en proportions moindres (pour plus de détails se référer à la compilation de [Bodinier and Godard \(2007\)](#)). À noter que les dunites peuvent également se former par accumulation des grains d'olivine lors de la cristallisation fractionnée du magma (cumulat d'olivine). Les wehrlites sont rarement observées en contexte abyssal, il s'agit d'un mélange d'olivine et de clinopyroxène, trouvés généralement dans les zones de transition entre les péridotites et les gabbros sous la forme d'intrusions ([Cannat et al., 1990](#); [Francheteau et al., 1990](#); [Reid and Woods, 1978](#));).

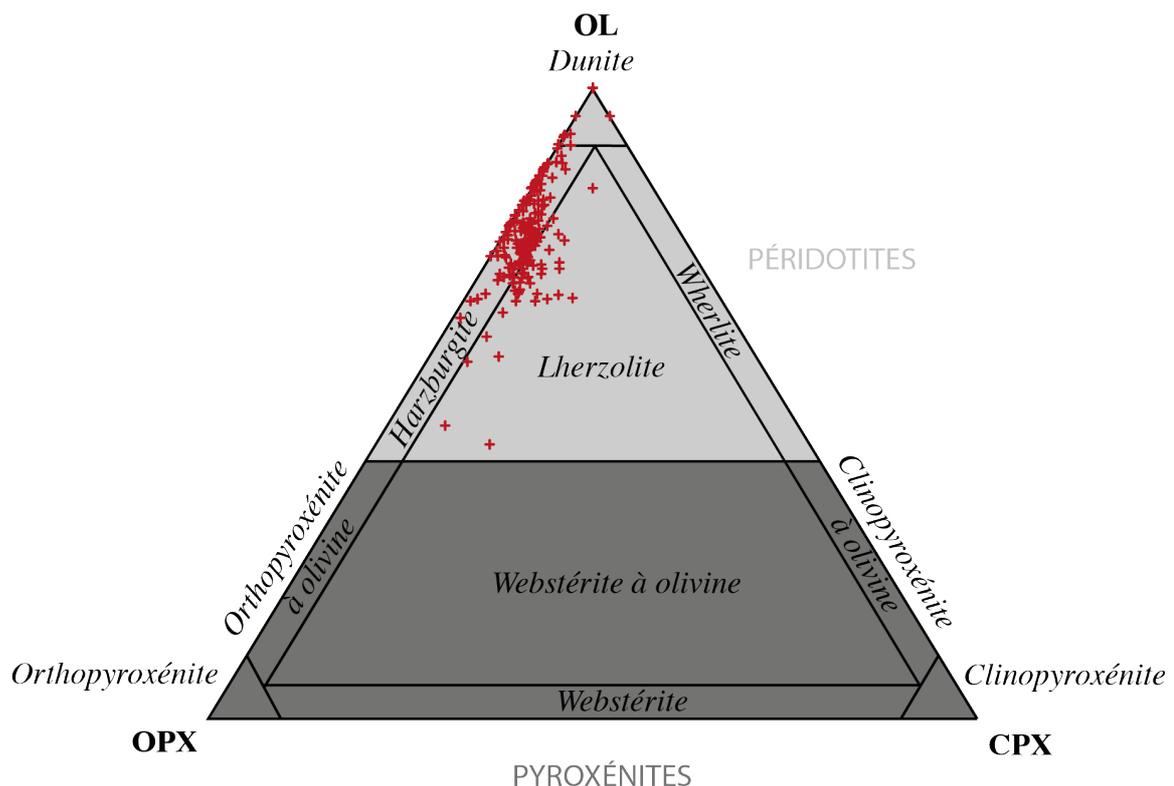


Figure I-1 : Diagramme de classification des roches ultrabasiques (contenant moins de 10% de plagioclase) de Streckeisen (1976). Les croix rouges représentent les péridotites abyssales, compilation de Bodinier et Godard (2007) d'après les travaux de Dick and Bullen (1984), Michael and Bonatti (1985), Johnson and Dick (1992), Niu and Hékinian (1997), Parkinson and Pearce (1998), Pearce et al. (2000), et Ohara et al. (2002).

I.1.2 Minéralogie primaire

I.1.2.1 Olivine

L'olivine, de formule $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$, est la phase primaire la plus abondante des péridotites abyssales. Elle est constituée d'une solution solide, entre un pôle magnésien, la forstérite ($\text{Fo}=\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ en cations), et un pôle ferreux, la fayalite ($\text{Fa}=\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ en cations). La composition moyenne des olivines abyssales est $\text{Fo}_{90}\text{Fa}_{10}$, les olivines sont donc majoritairement magnésiennes. Elles peuvent également contenir du nickel ($\text{NiO} < 0,4$ pds% (Johnson and Dick, 1992; Kodolányi et al., 2012; Komor et al., 1990; Rouméjon, 2014; Seyler et al., 2003; Snow and Dick, 1995). Lors de la serpentinisation, le pôle magnésien de l'olivine produit de la serpentine et/ou de la brucite, tandis que le pôle ferreux produit de la serpentine, de la magnétite et du dihydrogène.

I.1.2.2 Pyroxènes

Les pyroxènes sont le deuxième constituant majeur des péridotites abyssales. Leur formule générale est $\text{XY}(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$, où X et Y représentent Ca, Na, Fe ou Mg. Les deux variétés présentes dans les péridotites abyssales sont l'orthopyroxène (système cristallin orthorhombique) et le clinopyroxène (système monoclinique). L'orthopyroxène est l'espèce minérale la plus abondante après l'olivine (jusqu'à 45% modal), la proportion en clinopyroxène étant plus faible (< 6% pour les harzburgites et jusqu'à 15% pour les lherzolites).

Les pyroxènes sont des solutions solides entre plusieurs pôles : un pôle magnésien, enstatite (En , Mg_2SiO_6), un pôle ferreux, ferrosilite (Fs , Fe_2SiO_6), un pôle calcique, wollastonite (Wo , Ca_2SiO_6). Les pyroxènes des péridotites abyssales sont typiquement des pyroxènes ferromagnésiens et calciques, avec une composition majoritairement magnésienne ($\text{En}_{15-90}\text{Fs}_{3-45}\text{Wo}_{1-50}$) (Johnson and Dick, 1992; Kodolányi et al., 2012; Komor et al., 1990; Rouméjon, 2014; Seyler et al., 2003; Snow and Dick, 1995).

L'orthopyroxène classiquement rencontré dans les péridotites abyssales est l'enstatite, de composition moyenne $\text{En}_{87}\text{Fs}_9\text{Wo}_4$, tandis que le clinopyroxène est le diopside, de composition $\text{En}_{47}\text{Fs}_8\text{Wo}_{45}$. Les orthopyroxènes présentent fréquemment des exsolutions de clinopyroxène et les clinopyroxènes des exsolutions d'orthopyroxène, issues de la déstabilisation des minéraux à basse température (e.g. Nord et al., 1976 ; Robinson et al., 1977). L'enstatite et le diopside

des péridotites abyssales peuvent contenir de l'aluminium (jusqu'à 8 wt.% Al_2O_3), ainsi que de faibles concentrations en Na_2O (maximum 1,2 pds% dans le diopside), TiO_2 (maximum 0,5 pds% dans le diopside) et Cr_2O_3 (<1,7 pds%) (Johnson and Dick, 1992; Kodolányi et al., 2012; Komor et al., 1990; Rouméjon, 2014; Seyler et al., 2003; Snow and Dick, 1995).

Lors de la serpentinisation, les pyroxènes sont communément moins serpentinisés que les olivines, et il est fréquent de retrouver des clinopyroxènes frais (Wicks and Whittaker, 1977). Si le remplacement n'est pas total, les orthopyroxènes sont recoupés par des veines de serpentine qui progressent le long des plans de clivages et des fractures, donnant un aspect très craquelé aux cristaux. Lorsque la serpentinisation est bien avancée, le pyroxène est remplacé par une texture de serpentine pseudomorphique (qui conserve les limites initiales du grain) appelée bastite. La formule structurale de la serpentine $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ n'acceptant que peu de substitutions avec Al et Ca, le clinochlore (chlorite magnésienne) et la trémolite (amphibole calcique) s'ajoutent fréquemment à la serpentine en remplacement des pyroxènes pendant la serpentinisation.

1.1.2.3 Spinelle

Dans les péridotites abyssales, une phase alumineuse, le spinelle s'ajoute à l'olivine et aux pyroxènes. Le terme spinelle désigne une famille d'oxydes, de formule XY_2O_4 dans laquelle X représente les cations divalents (Fe^{2+} , Mg^{2+} ou Zn^{2+}), et Y les cations trivalents (Al^{3+} , Cr^{3+} , Fe^{3+}). On trouve par exemple dans cette catégorie la magnétite $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$, ou la chromite $\text{Fe}^{2+}(\text{Cr}^{3+})_2\text{O}_4$ (Sickafus et al., 1999).

Le spinelle présents dans les péridotites abyssales est plus précisément du spinelle chromifère ou Cr-spinel (en anglais), de formule $(\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+})(\text{Cr}^{3+}, \text{Al}^{3+})_2\text{O}_4$. Il est caractérisé par un Cr number, Cr# (=Cr/(Cr+Al) en proportion atomique) compris entre 0,1 et 0,7 et un Mg# (=Mg/(Mg+Fe²⁺) atomique) compris entre 0,6 et 0,8 (Barnes and Roeder, 2001; Dick and Bullen, 1984). L'altération du spinelle conduit à la formation de ferritchromite, de chlorite et de magnétite.

I.1.3 Processus magmatiques secondaires d'interactions magma-roche

Du fait de l'activité magmatique à l'axe de la ride, il est fréquent que des liquides magmatiques, généralement de composition basaltique, percolent dans les péridotites abyssales lors de leur remontée vers la surface (Bodinier and Godard, 2003; Niu and Hékinian, 1997; Piccardo et al., 2007), entraînant ainsi une refertilisation des péridotites, souvent réfractaires (Menzies et al., 1987). Deux grands processus conduisent à la refertilisation des péridotites : i) l'imprégnation qui entraîne la cristallisation de nouvelles phases minérales, ii) les interactions entre le liquide magmatique et la péridotite, produisant la dissolution de certains minéraux primaires et la cristallisation de nouvelles phases minérales (Drouin et al., 2009; Elthon, 1992; Le Roux et al., 2007; Paulick et al., 2006; Piccardo et al., 2007; Seyler et al., 2001).

L'imprégnation est un des processus conduisant à la refertilisation et se traduit fréquemment par la cristallisation de feldspath plagioclase au sein de la péridotite, désignée alors par le terme de péridotite imprégnée. Le plagioclase y est visible macroscopiquement par sa couleur blanc mat et sa forme vermiculaire, due à une précipitation interstitielle. La formation du plagioclase peut aussi résulter de la déstabilisation du spinelle en plagioclase par circulation de liquide magmatique, mais cela est plus rare (Warren and Shimizu, 2010). Si les péridotites imprégnées sont affectées par des interactions avec des fluides, le plagioclase est rarement conservé et est remplacé par un assemblage d'hydrogrenat ± prehnite ± épidote, souvent couronné de chlorite magnésienne si de l'olivine complète la paragenèse (Figure I-2A) (Blackman et al., 2006; Früh-Green et al., 1996; Honnorez and Kirst, 1975; Mével and Stamoudi, 1996).

Les interactions entre le magma et la roche se traduisent par des réactions de dissolution-précipitation (i.e., olivine, pyroxène), conduisant à la formation de péridotites dites réactives (*reactive peridotite*) (Piccardo et al., 2007). Dans ces péridotites, les interactions magma-roche s'initient par la dissolution des pyroxènes primaires, présentant alors des limites de grains en cuspidées (*cusp boundaries*) (Figure I-2B), et par la cristallisation de néo-olivines qui précipitent de façon interstitielle entre les grains de la péridotite (Figure I-2C).

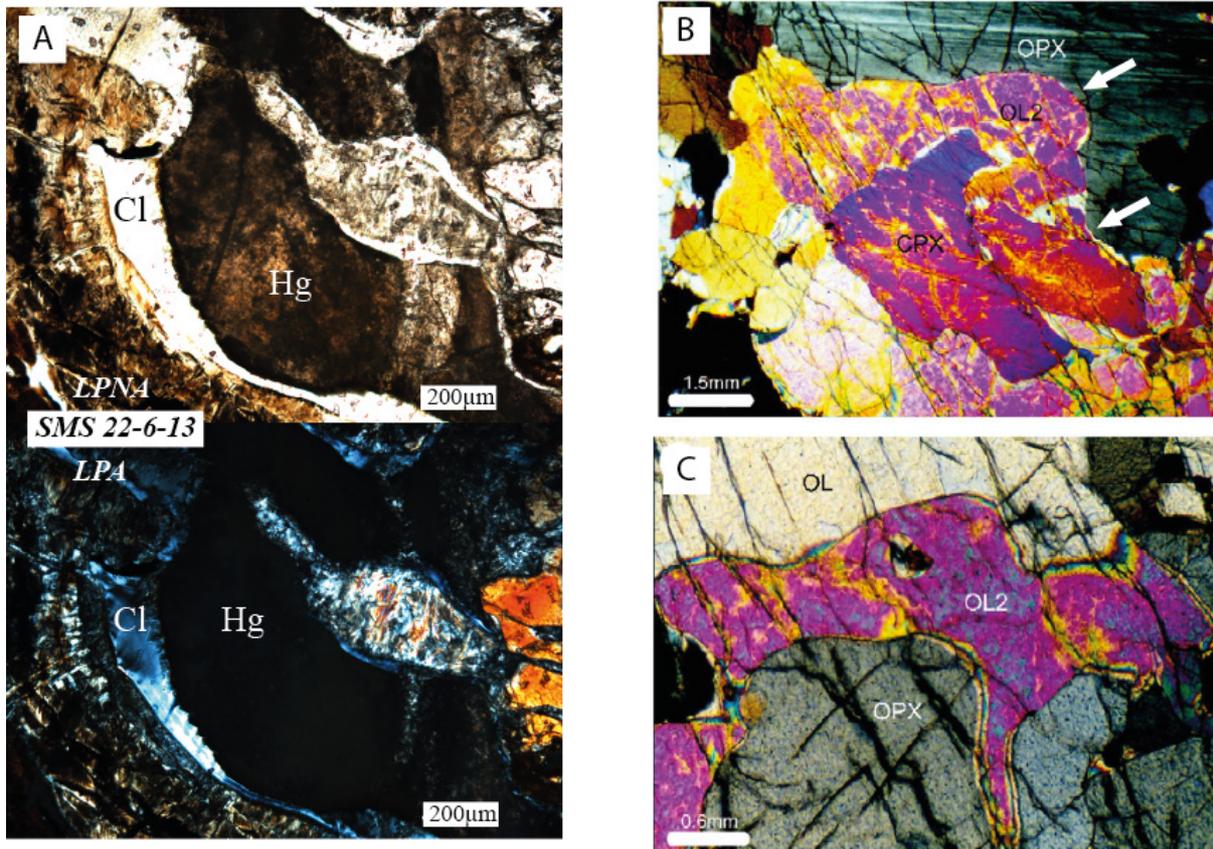


Figure I-2 : Textures d'interactions liquide magmatique-roche dans les péridotites réactives. A) Plagioclase d'imprégnation altéré en hydrogrenat (Hg) et chlorite (Cl). Haut : microphotographie en lumière polarisée non analysée (LPNA). Bas : microphotographie en lumière polarisée analysée (LPA). B) Olivine néoformée (OL2 sur la photo) remplaçant un orthopyroxène et un clinopyroxène mantellique. Les flèches blanches indiquent une limite de grain en cuspidés, caractéristique de la dissolution du minéral en place (microphotographie LPA) (Piccardo et al., 2007). C) Olivine interstitielle (noté OL2 sur la photo) (microphotographie LPA) (Piccardo et al., 2007).

Les interactions entre magma-roche peuvent également conduire à la dissolution complète des pyroxènes des péridotites initiales lors de la circulation focalisée d'un liquide sous-saturé en silice, formant ainsi des péridotites dites de remplacement (*replacive peridotite*). Ces péridotites sont typiquement des dunites à spinelle (Drouin et al., 2009, 2010; Piccardo et al., 2007).

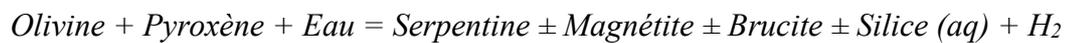
I.2 La serpentinisation

La serpentinisation est un processus d'hydratation et d'oxydation qui remplace les minéraux primaires de la péridotite (olivine, pyroxène, spinelle) en minéraux secondaires (serpentine, magnétite, brucite, trémolite, talc, chlorite) la nature des minéraux présents étant

fonction des paramètres physico-chimiques des fluides : flux de fluide (rapport eau/roche), température, composition chimique, conditions rédox, etc.... Ces paramètres sont eux-mêmes dépendants du contexte magmatique et de la nature des roches avoisinantes. Il a été observé en domaine océanique que les péridotites présentaient généralement un degré de serpentinisation supérieur à 50%, permettant donc d'avoir accès aussi bien à la minéralogie primaire qu'à la minéralogie secondaire (serpentine, magnétite, et autres minéraux).

I.2.1 Réactions de serpentinisation

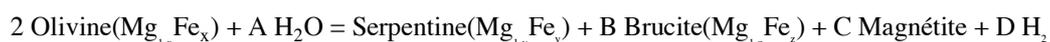
La réaction de serpentinisation classiquement présentée, ci-dessous ([Andreani et al., 2007](#); [Bach et al., 2006](#); [Mével, 2003](#)),



est une réaction « simple » d'hydratation et d'oxydation des minéraux primaires. Cependant, la serpentinisation est un processus complexe, regroupant plusieurs réactions, souvent interdépendantes. Dans le paragraphe suivant, les principales réactions minéralogiques du processus de serpentinisation, ainsi que les réactions fréquemment associées au processus de serpentinisation, sont présentées (Tableau I-1).

La serpentine est, par définition, le minéral majeur produit par l'hydratation de l'olivine et de l'orthopyroxène, cependant, en fonction de la composition de ces minéraux primaires, d'autres phases pourront être formées en complément ou en remplacement de la serpentine.

A partir de l'olivine, il est possible de former de la brucite (hydroxyde de magnésium de formule $\text{Mg}(\text{OH})_2$) et/ou de la magnétite. La proportion relative de ces deux phases, en plus de la serpentine, dépend directement de la proportion en fer et magnésium de l'olivine primaire, selon la réaction ([Malvoisin et al., 2012a](#)) :



$$\text{Avec } A = 1 + 2B + 4C ; B = (1 - 4x + 3y)/(1 - z) ; C = (4x - 3y - Bz)/3 \text{ et } D = A - 2 - B$$

Tableau I-1 : Principales réactions de serpentinisation des péridotites (d'après Chernosky et al., 1988; Allen and Seyfried, 2003; Bach et al., 2006; Andreani et al., 2007)

Système magnésien	
<ul style="list-style-type: none"> • <u>Formation de serpentine</u> <ul style="list-style-type: none"> (1) 2 Forstérite + 3 H₂O = Serpentine + Brucite (2) 3 Enstatite + 2 H₂O = Serpentine + SiO_{2(aq)} (3) 6 Enstatite + 3 H₂O = Serpentine + Talc (4) 3 Forstérite + 4 H₂O + SiO_{2(aq)} = 2 Serpentine (5) 3 Brucite + 2 SiO_{2(aq)} = Serpentine + H₂O (6) 6 Enstatite + 2 Diopside + 3 H₂O = Trémolite + Serpentine • <u>Consommation de serpentine</u> <ul style="list-style-type: none"> (7) Serpentine + 2 SiO_{2(aq)} = Talc + H₂O • <u>Autres réactions associées</u> <ul style="list-style-type: none"> (8) Forstérite + H₂O = 2 Brucite + SiO_{2(aq)} (9) 3 Enstatite + H₂O + SiO_{2(aq)} = Talc (10) Forstérite + Enstatite + Spinelle + H₂O = Chlorite 	
Système ferreux/ferrique	
<ul style="list-style-type: none"> • <u>Formation de serpentine</u> <ul style="list-style-type: none"> (11) 3 Fayalite + 4 H₂O + SiO_{2(aq)} = 2 Serpentine • <u>Consommation de serpentine</u> <ul style="list-style-type: none"> (12) 2 Serpentine = 2 Magnétite + 4 SiO_{2(aq)} • <u>Autres réactions associées</u> <ul style="list-style-type: none"> (13) 3 Fayalite + 2 H₂O = 2 Magnétite + 3 SiO_{2(aq)} + 2 H₂ 	
Système ferromagnésien	
<ul style="list-style-type: none"> • <u>Formation de serpentine</u> <ul style="list-style-type: none"> (14) Olivine + Orthopyroxène + 2 H₂O = (Mg,Fe)Serpentine (15) 6 Olivine + 7 H₂O = 3 Serpentine + Magnétite + H₂ (16) 2(Mg_{1,8}Fe_{0,2})Olivine + 3H₂O = (Mg_{2,85}Fe_{0,15})Serpentine + (Mg_{0,75}Fe_{0,25})Brucite (17) 57(Mg_{0,75}Fe_{0,25})Brucite + 30SiO_{2(aq)} = 15(Mg_{2,85}Fe_{0,15}) Serpentine + 23H₂O + 4Magnétite + 4H₂ 	
<u>Formules chimiques des minéraux</u>	
Olivine	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄
Forstérite	Mg ₂ SiO ₄
Fayalite	Fe ₂ SiO ₄
Orthopyroxène	(Mg,Fe) ₂ Si ₂ O ₆
Enstatite	Mg ₂ Si ₂ O ₆
Clinopyroxène	(Mg,Fe,Ca) ₂ Si ₂ O ₆
Diopside	(Mg,Ca) ₂ Si ₂ O ₆
Brucite	Mg(OH) ₂
Magnétite	Fe ₃ O ₄
Serpentine	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄
Talc	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂
Trémolite	Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
Chlorite	(Mg, Fe, Al) ₆ [(Si,Al) ₄ O ₁₀](OH) ₈

La brucite purement magnésienne ne peut provenir que du pôle forstérite (Tableau I-1, réactions (4)). La brucite ferreuse, qui contient une proportion de Fe (Bach et al., 2006), est produite à la fois par le pôle forstérite et le pôle fayalite. La magnétite de son côté n'est produite que par le pôle fayalite (Tableau I-1, réaction (13)). Le dihydrogène (H₂) résulte de la dissociation de l'eau (H₂O) lors de l'oxydation du fer de l'olivine pour donner de la magnétite, sa production est donc directement liée à celle de la magnétite (Andreani et al., 2013; Klein and Bach, 2009; Malvoisin et al., 2012b).

Les pyroxènes présents dans les péridotites abyssales, ortho- et clinopyroxènes, contiennent à la fois du Mg, du Fe (pour les ortho-) et du Ca (pour les clinopyroxènes). Les orthopyroxènes s'altèrent en serpentine (i.e., bastite), alors que les clinopyroxènes ne peuvent directement être remplacés par de la serpentine, car le Ca ne peut être incorporé dans la structure du minéral. Ce Ca sera par conséquent soit évacué dans la phase fluide, soit précipité sous forme de minéraux calciques (carbonates, sulfates ou amphiboles calciques ; Tableau I-1, réaction (6)). Pour la même raison, l'Al, présent en concentrations faibles dans les pyroxènes mais en concentrations élevées dans le spinelle, est généralement réutilisé dans la formation de la chlorite (Tableau I-1, réaction (10)). La dissolution des pyroxènes est responsable d'une forte libération en silice aqueuse dans la phase fluide. Cette silice joue un rôle de catalyseur, en favorisant le remplacement de l'olivine et de la brucite en serpentine (Tableau I-1, réactions (4) (5) et (11)).

En revanche, à partir d'une certaine concentration dans le fluide, la silice entraîne la recristallisation de la serpentine en talc (Tableau I-1, réactions (7) et (9)). Le degré de serpentinisation d'une roche ne peut donc pas être estimé uniquement à partir des proportions en serpentine dans la roche, mais plus rigoureusement à partir des proportions de l'ensemble de la paragenèse secondaire, serpentine + magnétite + brucite + talc + trémolite + chlorite.

I.2.2 Minéralogie secondaire liée à la serpentinisation

La serpentinisation des péridotites abyssales conduit à la formation de péridotites plus ou moins serpentinisées en fonction du degré de serpentinisation, et donc de la quantité de fluides qui circulent au sein de la lithosphère, et de leurs interactions avec les péridotites. On utilise alors le terme de serpentinites qui sont constituées d'une minéralogie secondaire caractéristique : serpentine, magnétite, brucite, trémolite, chlorite, etc...

1.2.2.1 La serpentine

1.2.2.1.1 Définition et structure

Le minéral le plus abondant dans les serpentinites est la serpentine. Ce terme désigne une famille de phyllosilicates hydratés tri-octaédriques dont la structure est constituée par un empilement de feuillets de tétraèdres (T) et d'octaèdres (O) (motif T-O ; Figure 4). Les tétraèdres sont composés d'un cation central de silice (Si^{4+}) relié à 4 atomes d'oxygène (O^{2-}), tandis que les octaèdres sont formés d'un atome de magnésium (Mg^{2+}) lié à 6 atomes d'oxygène (O^{2-}) ou groupements OH^- . Les feuillets tétraédriques et octaédriques sont empilés à l'infini selon un motif T-O (ou de type 1:1) et reliés entre eux par des liaisons hydrogène (Figure I-3A). L'alternance des feuillets de tétraèdres et d'octaèdres plus larges est responsable d'un décalage latéral des couches les unes par rapport aux autres, appelé désaccord paramétrique. Ceci implique une instabilité structurale qui doit être compensée afin que le minéral soit stable. La compensation s'effectue de différentes manières et selon différentes structures qui définissent chacune une variété de serpentine. Il est en effet possible de compenser ce désaccord soit par des substitutions du Si^{4+} tétraédrique par des ions plus gros ou le Mg^{2+} octaédrique par des ions plus petits (Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+}) ou soit par des distorsions ou courbure des couches, définissant ainsi les trois variétés majeures de serpentine qui sont l'antigorite, le chrysotile et la lizardite. Deux variétés mineures à structure intermédiaire existent : la serpentine polygonale (Baronnet et al., 1994; Cressey et al., 2008; Dodony, 1997) et la serpentine polyédrique (Baronnet et al., 2007; Cressey et al., 2008; Zega et al., 2006).

La lizardite est la variété présentant la structure la plus simple. Elle compense le désaccord paramétrique par une légère rotation de ses tétraèdres, ce qui lui permet de conserver une structure plane (Figure I-3A) (Mellini and Zanazzi, 1987; Mellini et al., 2010; Wicks and Whittaker, 1977) ou par des substitutions du Si^{4+} et Mg^{2+} par Al^{3+} , entraînant une augmentation de la dimension des feuillets tétraédriques et une diminution de la dimension des feuillets octaédriques (Caruso and Chernosky, 1979). Cette variété est la plus fréquemment observée dans les serpentinites abyssales (Andreani et al., 2013; Augustin et al., 2008; Kodolányi et al., 2012; Mével, 2003; Moody, 1976; O'Hanley, 1996; Rouméjon et al., 2015). Suivant l'orientation des tétraèdres en rotation, on distingue plusieurs polytypes, dont le polytype 1-T qui présente une rotation très faible.

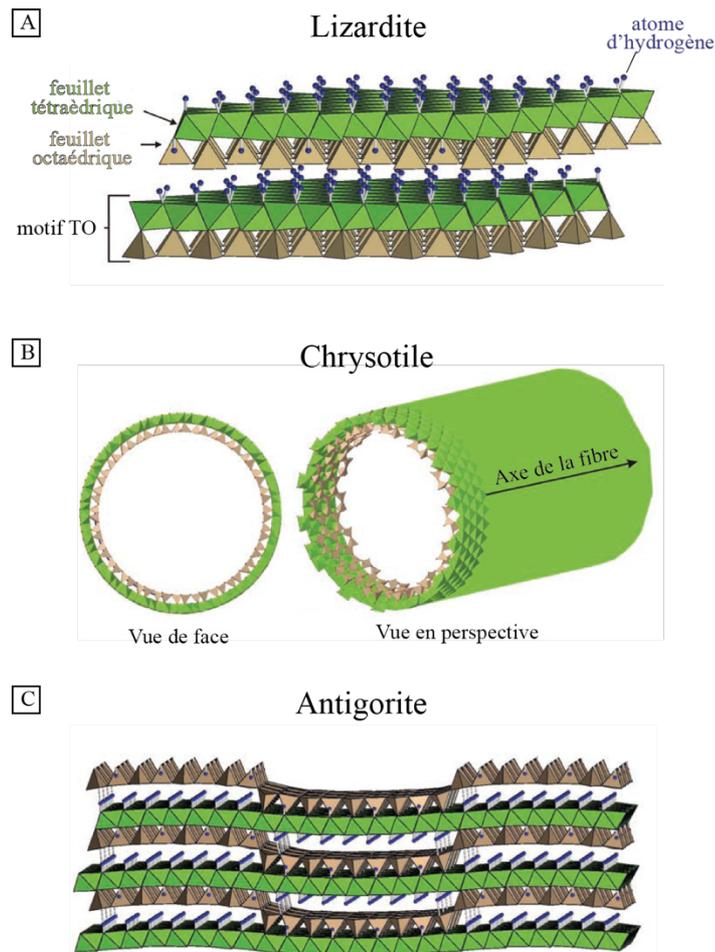


Figure I-3 : Structure des trois polymorphes majeurs de la serpentine. A) Empilement planaire de motifs T-O dans la lizardite. Les tétraèdres (verts) sont occupés au centre par un atome de silice, les octaèdres (beiges) sont occupés par un atome de magnésium (Rakovan, 2011, d'après Mellini et al., 2010). B) Structure cylindrique d'une fibre de chrysotile (Rakovan, 2011). C) Structure corruguée de l'antigorite (Capitani and Mellini, 2004).

Le chrysotile est une forme asbestiforme de serpentine et est plus connue sous le nom d'amiante. La compensation du désaccord paramétrique se fait par courbure et enroulement des feuillets sur eux-mêmes, les feuillets octaédriques étant situés à l'extérieur et produisant une structure cylindrique (Figure I-3B) ou hélicoïdale, ce qui lui donne un aspect fibreux. L'enroulement hélicoïdale peut se faire soit autour de l'axe cristallographique X, on distingue alors l'orthochrysotile à symétrie orthorhombique et le clinochrysotile à symétrie monoclinique ; soit autour de l'axe Y, on parle alors de parachrysotile (Whittaker, 1953; Yada, 1967).

La compensation du désaccord paramétrique de l'antigorite s'effectue par une incurvation et une inversion des tétraèdres de façon périodique, ce qui lui confère une forme ondulée ou corruguée (Figure I-3C) (Capitani and Mellini, 2004). La couche tétraédrique est toujours

située à l'intérieur de la courbure (Capitani and Mellini, 2004; Dodony et al., 2002; Grobéty, 2003; Viti and Mellini, 1996). L'antigorite n'est pas directement un polymorphe de serpentine car sa composition chimique n'est pas identique à celle de la lizardite ou du chrysotile, les inversions des tétraèdres entraînant un déficit d'octaèdres et de radicaux OH⁻ (Wicks and Whittaker, 1975). L'antigorite est majoritaire dans les serpentinites en contexte de subduction ou dans les zones de déformation (e.g. Auzende et al., 2004; Mellini et al., 1987; Scambelluri et al., 1995; Ulmer and Trommsdorff, 1995). Néanmoins plusieurs études rapportent également sa présence dans des péridotites abyssales serpentinisées (Beard et al., 2009; Früh-Green et al., 1996; Kodolányi et al., 2012; Rouméjon et al., 2015).

La serpentine polygonale présente les caractéristiques des deux précédents polymorphes que sont le chrysotile et la lizardite (Baronnet et al., 1994; Middleton and Whittaker, 1976). En effet, elle présente des feuillets enroulés en forme de tube comme le chrysotile. En coupe transversale, cette serpentine polygonale se compose de 15 à 30 secteurs plats de type lizardite formant un contour polygonal. Le centre du tube peut être constitué d'un centre de chrysotile (Figure I-4A). Le désaccord paramétrique est compensé par la courbure (chrysotile) et la rotation (lizardite).

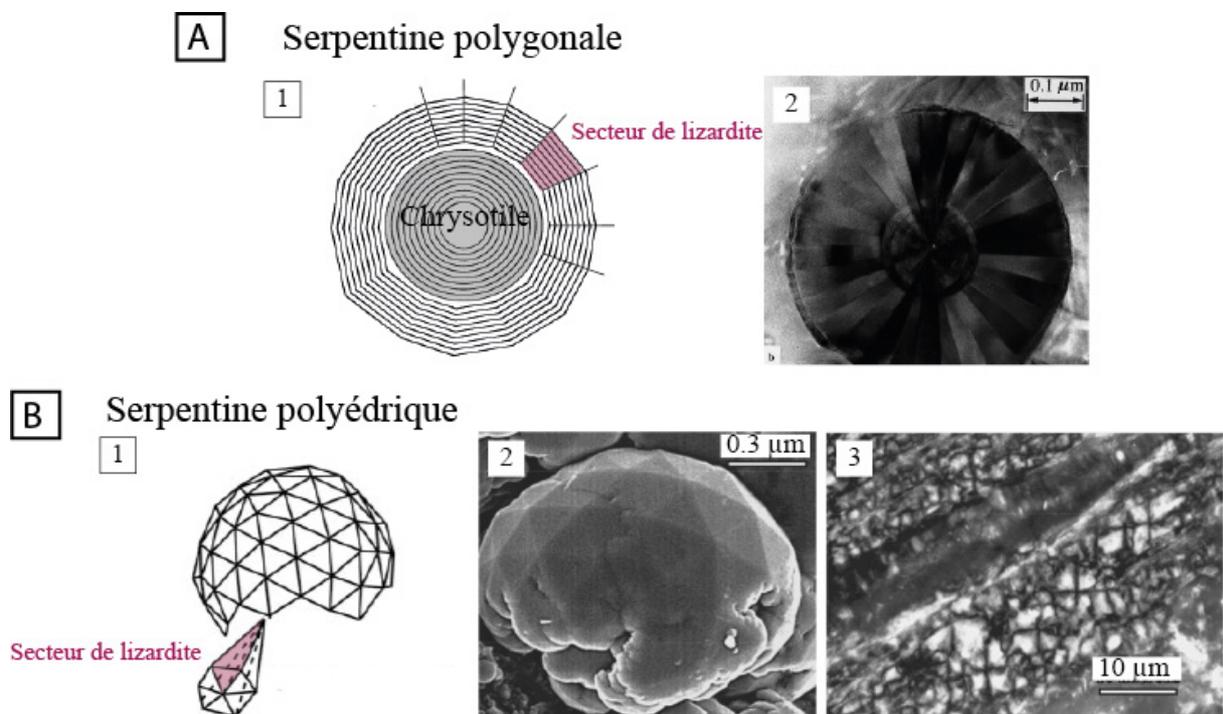


Figure I-4 : A) Structure de la serpentine polygonale. 1) Schéma explicatif (Middleton et Whittaker 1976), 2) Microphotographie MET (Dodony, 1997). B) Structure de la serpentine polyédrique. 1) Schéma explicatif (Andreani et al. 2007), 2) Microphotographie MET (Baronnet et al, 2007), 3) Microphotographie optique (Baronnet et al, 2007).

La serpentine polyédrique forme des sphères, d'environ 100µm de diamètre (Zega et al., 2006), composées de facettes triangulaires équilatérales (160 à 180, Figure I-4 B1 et B2 ; Andreani et al., 2007; Baronnet et al., 2007). Ces facettes correspondent au plan basal des feuillets de lizardite, qui s'empilent de l'intérieur vers l'extérieur, selon une organisation multicouches similaire à un oignon. Au microscope optique, elle se repère à ses croix noires en lumière polarisée analysée (Figure I-4 B3) (Andreani et al., 2007, 2008; Baronnet et al., 2007).

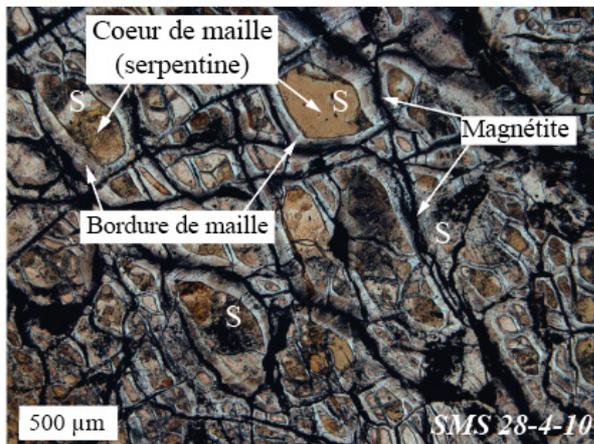
1.2.2.1.2 Textures de serpentine

Les textures des serpentinites sont variées et peuvent être divisées en trois catégories : les textures pseudomorphiques (textures maillée, bastite et en sablier, en remplacement des minéraux primaires olivine, pyroxènes, etc...), les textures non pseudomorphiques de recristallisation/déformation (interpénétration /enchevêtrement) et les veines.

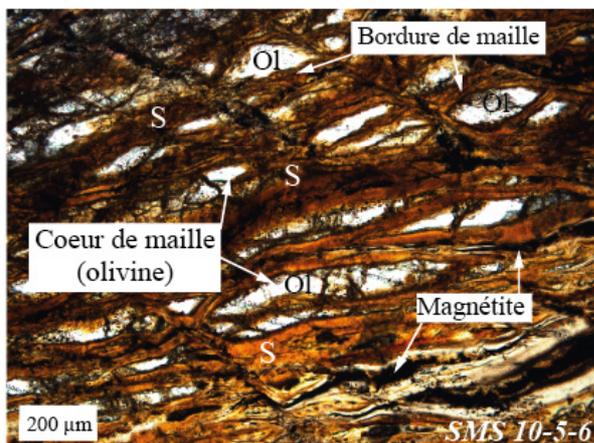
La texture pseudomorphique la plus répandue et la plus reportée dans la littérature est la texture maillée (*mesh texture* en anglais) qui se forme lors de la serpentinitisation de l'olivine (Wicks et al., 1977; Wicks and Whittaker, 1977). L'hydratation de l'olivine commence le long de fractures et des bords des grains formant une couronne de serpentine qui progresse vers le cœur du grain d'olivine au fur et à mesure de l'avancement de la réaction (Wicks et al., 1977) et formant ainsi des cellules ou mailles de serpentine avec un cœur et une bordure (Figure I-5A et B). La bordure de la maille est généralement composée de lizardite (Rouméjon and Cannat, 2014; Rumori et al., 2004; Viti and Mellini, 1998), l'antigorite étant possible mais plus rare (Beard et al., 2009; O'Hanley, 1991; Wicks et al., 1977). Dans les échantillons les moins serpentinisés, l'olivine est présente au cœur des cellules de serpentine, sous la forme de grains reliques subhédraux ou arrondis, de 50 à 5 µm de diamètre. Lorsque la serpentinitisation de l'olivine est totale, la composition du cœur est variable : la lizardite domine (Andreani et al., 2013; Augustin et al., 2008; Wicks et al., 1977), mais peut être associée à du chrysotile (Cressey and Zussman, 1976; O'Hanley, 1991) et de la serpentine polygonale (Cressey, 1979; Viti and Mellini, 1998). La limite entre les différentes mailles de serpentine est soulignée par la présence de veines de magnétite (Figure I-5A). En effet, la magnétite, sous formes de petits cristaux (<1µm), s'accumule dans les plans de microfractures que constituent les anciens joints de grains des olivines, formant un réseau de microveines opaques.

Deux types de texture maillée existent : la texture maillée équante et la texture maillée rubanée (Francis, 1956; Maltman, 1978; Wicks, 1984; Wicks and Whittaker, 1975). Dans le cas de la texture maillée équante, les cellules de serpentine sont de forme polygonale, avec des bordures de largeur et de longueur homogènes, et font entre 100 et 500 μm de large (Figure I-5A). Dans le cas de la texture rubanée, les mailles de serpentine ne sont plus polygonales mais rectangulaires ou en forme d'amande grossière et toutes orientées dans la même direction (Figure I-5B). Deux hypothèses ont été proposées pour l'origine de cette texture : soit par déformation de la texture équante sous l'action d'une contrainte tectonique (Maltman, 1978) ou lors de la serpentinisation selon un réseau différent de microfractures déjà en place dans le protolithe (Wicks, 1984).

A. Texture maillée équante



B. Texture maillée rubanée



C. Texture Bastite

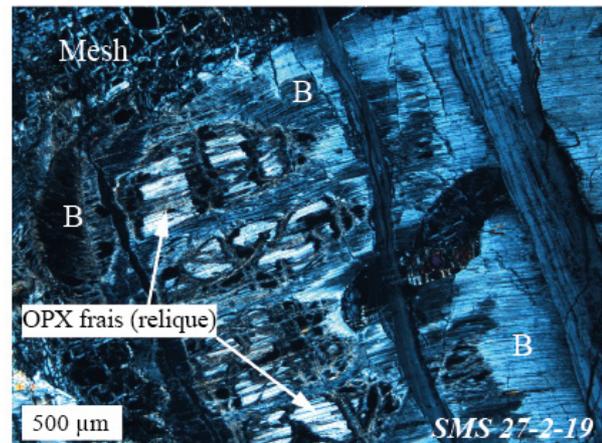


Figure I-5 : Textures de serpentinisation pseudomorphiques rencontrées dans les serpentinites abyssales. A) Texture maillée équante, les mailles sont polygonales, bordées de veines de magnétite, et présentent un cœur de serpentine (S) (microphotographie LPA). B) Texture maillée rubanée, présentant des mailles allongées, les cœurs des mailles sont occupés par des reliques d'olivine (Ol) (microphotographie LPNA). C) Texture bastite (B) remplaçant un orthopyroxène (OPX) (microphotographie LPA).

Les pyroxènes présents dans les péridotites sont remplacés par la texture pseudomorphique dite bastite (Wicks and Whittaker, 1977), généralement constituée de lizardite (Rouméjon et al., 2015; Viti and Mellini, 1996, 1998; Wicks et al., 1977) mélangée parfois à du chrysotile ou de la serpentine polygonale (Rouméjon et al., 2015; Viti and Mellini, 1998; Wicks et al., 1977). L'altération progressive en bastite suit souvent les plans de clivage et les microfractures, créant visuellement au microscope un aspect frangé ou hachuré (Figure I-5C). En fonction des conditions de serpentinisation du pyroxène (température, fluide riche en Si ou Ca), du talc ou de la trémolite peuvent être associés à la bastite.

La dernière texture pseudomorphique que l'on peut trouver chez les minéraux serpentineux porte le nom de texture en sablier (*hourglass texture*). Contrairement aux textures maillée et bastite, qui se forme directement à partir des phases primaires, la texture en sablier est une texture dite transitionnelle, car elle se forme par recristallisation de la texture maillée. Les bordures des mailles recristallisent et croissent vers le cœur, mais leur vitesse de recristallisation est plus rapide au niveau du centre des arrêtes de la maille (Wicks et al., 1977) (Figure I-6).

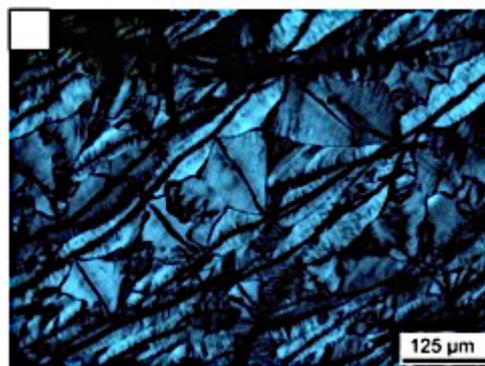


Figure I-6 : Texture en sablier de recristallisation de la serpentine. Photographie en lumière polarisée analysée d'après Rouméjon, 2014.

Les textures non-pseudomorphiques liées à la recristallisation de serpentine sont réparties en deux types : interpénétrative (*interpenetrating texture*) et entremêlée (*interlocking texture*) (Wicks and Whittaker, 1977). La texture interpénétrative présente des cristaux de serpentine allongés, en forme de lamelles ou lattes (ou anciennement de flammes (*flame texture*) (Francis, 1956) ou d'épines (*thorn texture*) (Green, 1961)), organisées en éventails et orientées aléatoirement (Figure I-7A). La texture entremêlée est composée de mailles irrégulières et de

petite taille, parfois sphérulitiques, donnant un aspect chaotique à la serpentine (Figure I-7B). Ces textures de recristallisation se composent en majorité de lizardite, parfois mêlée à du chrysotile (Wicks et al., 1977; Wicks and Whittaker, 1977).

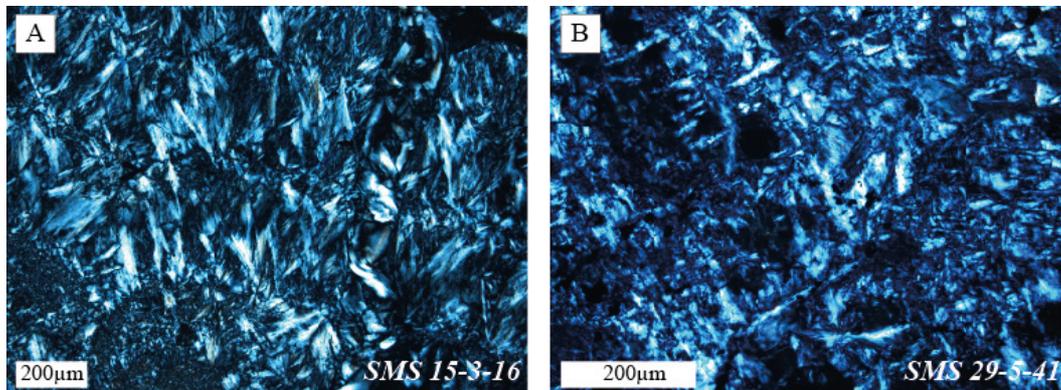


Figure I-7 : Textures non pseudomorphiques de recristallisation de la serpentine. A) Texture interpénétrative, composée de lattes/d'éventails de serpentine orientées aléatoirement. B) Texture entremêlée chaotique, composée de mailles irrégulière de petite taille. Microphotographies en LPA.

Les veines de serpentine ont été étudiées minutieusement par [Andreani et al. en 2007](#). Elles se répartissent en quatre catégories, qui représentent chacune une étape de serpentinisation.

Les premières veines à se former sont les veines dites isotropes (*isotropic vein*). Ces veines ont une forme continue, de même épaisseur sur toute leur longueur. Elles sont composées de fibres de chrysotile nanométrique, ce qui leur donne un aspect sombre isotrope en LPA. Elles présentent une forte concentration en magnétite et sont soulignées d'un halo d'altération, c'est-à-dire une zone constituée de serpentine et dépourvue de reliques d'olivine (Figure I-8A). Ces veines correspondent aux premières infiltrations de fluide par les fissures préexistantes dans la péridotite.

Le deuxième type de veine à apparaître sont les veines fibreuses (*fibrous vein*). De forme lenticulaire, de petite taille (max 1mm) et souvent interconnectées, elles forment un réseau majeur visible à l'œil nu. Elles se développent principalement aux limites entre les grains d'olivine et le long des clivages et des cassures des pyroxènes, là où les contraintes sont plus faibles. Comme leur nom l'indique, elles se composent de fibres de chrysotile parallèles entre elles et perpendiculaires aux bordures (Figure I-8B). Elles contiennent peu de magnétite, celle-ci étant localisée sur l'un des bords de la veine. Leur croissance se fait par dissolution-

précipitation des phases primaires et requiert une ouverture continue et un remplissage constant à partir d'un fluide sursaturé en serpentine.

Les veines rubanées (*banded vein*) ont également une forme de lentille mais sont composées de bandes de serpentine parallèles aux bordures (Figure I-8C). Elles peuvent présenter des figures en *slicken-fibers*, indicatrices d'une composante cisailante lors de leur formation (Fagereng et al., 2010). Les veines rubanées se forment par processus de fissure-comblement (*crack-seal*), qui reflètent l'étape de serpentinisation pendant laquelle le fluide est en excès et fait augmenter le volume de la roche.

Les veines isotropes, fibreuses et rubanées sont à relier à des taux de serpentinisation inférieurs à ~50% lorsque les échanges fluides-roche fonctionnent en système fermé (Andreani et al., 2007). Lorsque la serpentinisation dépasse 50%, la circulation hydrothermale commence à s'effectuer en système ouvert, ce qui permet de transporter les éléments chimiques dans et hors de la roche et autorise une serpentinisation plus poussée. Les veines formées durant cette phase sont non fibreuses et ont des textures variées. Elles peuvent être granulaires, composées de petits grains désorganisés de serpentine (Figure I-9A) ; sphérolitiques, similaire à une texture

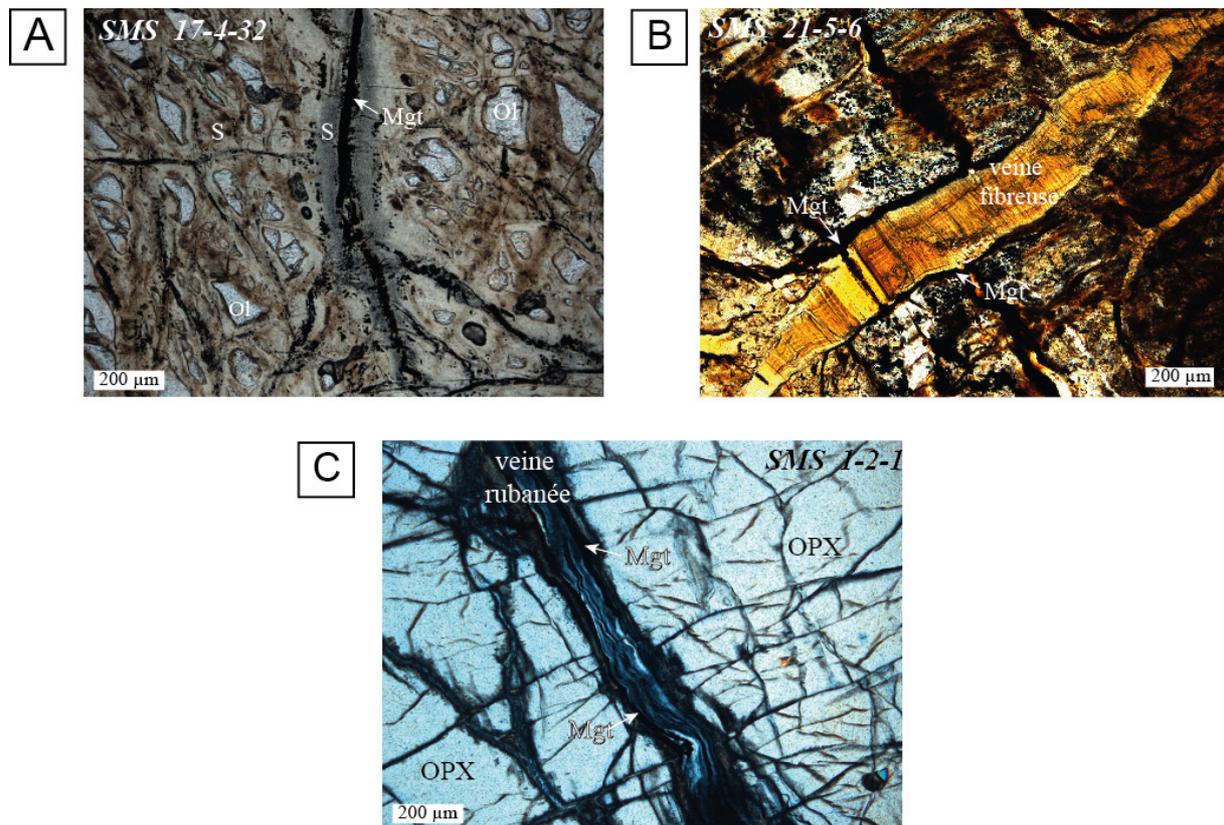


Figure I-8 : Microphotographies en lumière polarisée analysée des différents types de veines de serpentine (S) rencontrées dans les péridotites abyssales. A) Veine isotrope de chrysotile présentant un cœur de magnétite (Mgt). B) Veine fibreuse de chrysotile bordée de magnétite. C) Veine rubanée traversant un orthopyroxène (OPX).

granulaire très fine (Figure I-9A) ; lamellaires (Figure I-9B) ou isotropes. Il arrive également qu'elles soient composées de serpentine recristallisée (voir paragraphe précédent). Suivant la composition des fluides, les veines tardives peuvent être associées à des carbonates (fluide riche en CO₂), du talc (fluide riche en Si) ou des sulfures (fluide riche en métaux) (Figure I-9A) (Andreani et al., 2007).

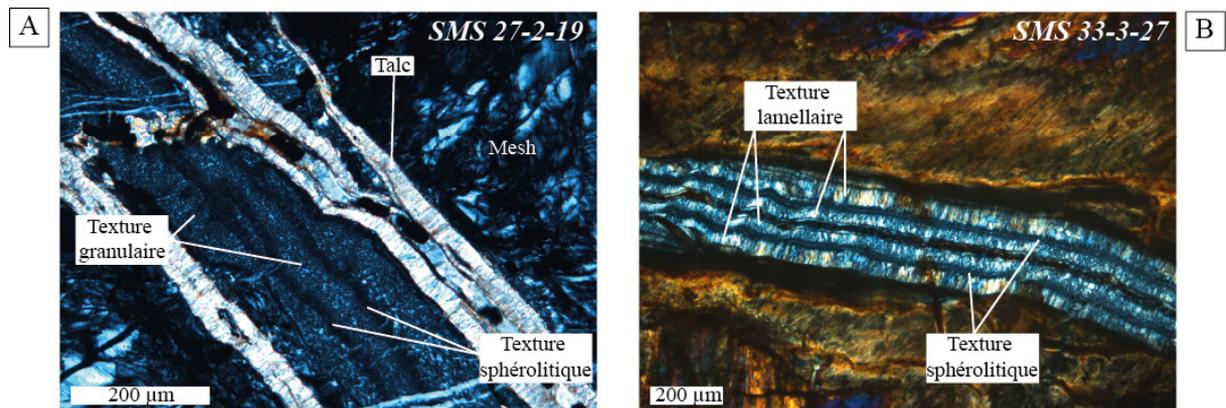


Figure I-9 : Veines tardives de serpentine. A) Veine à texture granulaire et sphérolitique, bordées de veines de talc. B) Veine à texture lamellaire et sphérolitique.

1.2.2.1.3 Composition chimique des serpentines

La formule idéale de la serpentine est $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$. Cependant les substitutions sont fréquentes, les plus communes étant le remplacement de Si^{4+} par Fe^{3+} ou Al^{3+} dans les sites tétraédriques et de Mg^{2+} par Fe^{2+} , Fe^{3+} et Al^{3+} dans les sites octaédriques (Andreani et al., 2013; Auzende et al., 2004; Bishop et al., 2002; D'Antonio and Kristensen, 2004; Dungan, 1979; Evans, 2008; Whittaker and Wicks, 1970). Des substitutions de Mg par Cr et Mn sont également possibles mais restent mineures (D'Antonio and Kristensen, 2004; Dungan, 1979; Whittaker and Wicks, 1970). La structure ondulée de l'antigorite autorise des substitutions du Si^{4+} par l' Al^{3+} , entraînant par conséquent une concentration en Al et également en Si plus grande dans l'antigorite que dans le chrysotile ou la lizardite (Auzende et al., 2004; Bailey, 1988; Uehara and Shirozu, 1985; Wicks and Whittaker, 1975).

Les serpentines abyssales (tous polymorphes confondus) ont une composition classiquement comprise entre 40 et 50 wt.% de SiO₂, 30 et 45 wt.% de MgO et 2 à 10 wt.% de FeO. Leur contenu en eau est estimé à 13 wt.%. L'aluminium des pyroxènes étant très peu mobile lors de la serpentinisation, les textures bastites sont généralement plus riches en Al₂O₃

que les autres textures, jusqu'à 7 wt.% (Viti and Mellini, 1998; Wicks and Plant, 1979). Elles peuvent également contenir jusqu'à 2 wt.% CaO. Leur contenu en Na₂O et en NiO est respectivement inférieur à 0,3 et 0,7 wt.% (Andreani et al., 2013; Bonifacie et al., 2008; Deschamps et al., 2012; Frisby et al., 2016; Kodolányi et al., 2012; Rouméjon et al., 2015). En parallèle, il a été observé que les serpentines étaient également des puits de stockage pour le chlore (Cl), le fluor (F), le strontium (Sr) et les éléments mobiles (*Fluid Mobile Elements* ou FME : B, As, Sb, Li, Cs, U, Pb) (Deschamps et al., 2012, 2013; Kodolányi et al., 2012).

1.2.2.2 Brucite et magnétite

La brucite est un hydroxyde de magnésium Mg(OH)₂ qui résulte de la serpentinisation du pôle magnésien de l'olivine. Elle ne forme pas de cristaux bien définis, mais précipite en intercroissance avec les cristaux de serpentine (Bach et al., 2006; Wicks and Whittaker, 1977). Elle est bien souvent indiscernable de la serpentine en microscopie optique (Wicks and Whittaker, 1977), mais peut parfois lui donner un aspect grisâtre à brunâtre (Bach et al., 2006) (Figure I-10). Comme pour la serpentine, les substitutions par Fe²⁺ sont fréquentes, mais limitées à une certaine quantité/concentration de fer. Elle n'est présente qu'aux premiers stades de la serpentinisation, car la silice aqueuse dégagée lors de la dissolution des pyroxènes la déstabilise rapidement en serpentine (Bach et al., 2006, voir paragraphe I.3.3).

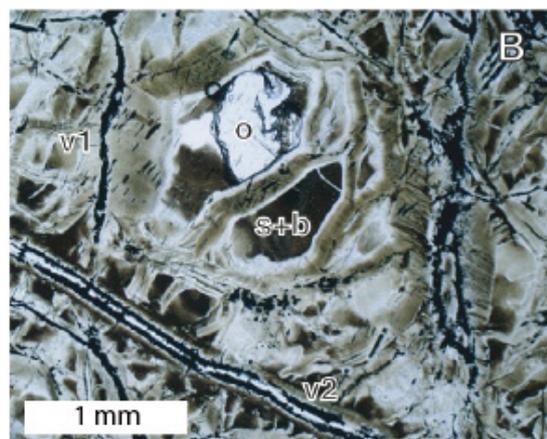


Figure I-10 : Texture maillée équante montrant la présence de brucite (couleur brune) en intercroissance avec de la serpentine au cœur des mailles (lumière naturelle). O=olivine, s=serpentine, b=brucite, v=veine de magnétite (Bach et al., 2006).

La magnétite est un oxyde de fer de formule Fe_3O_4 , contenant à la fois du Fe^{2+} (~30% FeO) et du Fe^{3+} (~70% Fe_2O_3). Elle se forme lors de la serpentinisation, en utilisant le Fe^{2+} présent dans le pôle ferreux de l'olivine, sous forme de microveines en bordure des cellules de serpentine (Figure I-5 et Figure I-10). Sa formation au sein des serpentinites est caractéristique de stades avancés de serpentinisation, lorsque la brucite et la serpentine ne peuvent plus accommoder tout le fer contenu dans l'olivine (Andreani et al., 2013; Klein et al., 2014; Oufi et al., 2002). La magnétite se forme également en bordures des grains et le long des cassures du spinelle chromifère. Elle se forme soit directement en surcroissance du spinelle chromifère (Barnes, 2000), soit par remplacement du Mg et de l'Al du spinelle par du Fe, contenant dans ce cas une certaine proportion en Cr (Hodel et al., 2017). La magnétite est aussi présente dans les péridotites serpentinisées lors de l'oxydation des sulfures primaires (notamment la pentlandite) (Karthe et al., 1993; Legrand et al., 2005; Lorand and Luguet, 1998; Richardson and Vaughan, 1989).

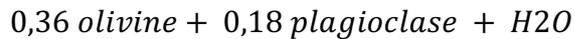
1.2.2.3 Amphibole, talc et chlorite

Des phases minérales hydratées telles que l'amphibole, le talc ou la chlorite peuvent être associées à la serpentine et à la magnétite en fonction des conditions de température de la serpentinisation.

Le talc, de formule $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ est issu de l'hydratation du pôle magnésien des orthopyroxènes (Tableau I-1 (3)) (Allen and Seyfried, 2003) qu'il remplace avec la serpentine. Le talc présent dans les serpentinites peut également se former suite à des circulations de fluides riches en Si qui sont issus de la serpentinisation des pyroxènes à haute température (>350°C). La formation de talc au dépend de la serpentine est responsable d'une perte en bore et en strontium dans les serpentinites (Boschi et al., 2008; Harvey et al., 2014). Des veines secondaires de talc sont également fréquentes et peuvent être associés à des carbonates.

L'amphibole communément présente dans les serpentinites est la trémolite, de formule $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, qui résulte de la réaction d'hydratation combinée de l'enstatite et du diopside (Tableau I-1 (6)) (Allen and Seyfried, 2003). Elle est principalement pseudomorphique après les pyroxènes. Ses cristaux se présentent sous forme de baguettes prismatiques (100–200 μm) ou de plages fibreuses à croissance radiale. La trémolite peut également cristalliser dans des veines recoupant la serpentinite lors de la circulation de fluides

riches en Si et Ca. Il est également possible de trouver de la trémolite résultant de l'altération combinée de l'olivine et du plagioclase selon la réaction (Mével and Stamoudi, 1996) :



Le terme chlorite désigne une famille de phyllosilicates de formule générale $(\text{Fe,Mg,Al})_6(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. La chlorite présente dans les serpentinites est le clinochlore, une variété magnésienne de formule $(\text{Mg,Fe}^{2+})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ qui résulte de la réaction du spinelle chromifère et de l'orthopyroxène à haute température (Tableau I-1 (10)) (Chernosky et al., 1988; Kimball, 1990). Elle se retrouve également sous forme de couronnes d'altération autour du spinelle (en lumière polarisée analysée) et en couronne de réaction entre les plagioclases et les olivines (cf. réaction précédente, Mével and Stamoudi, 1996).

1.2.2.4 Ferritchromite

L'altération du spinelle chromifère entraîne un remplacement progressif du Mg^{2+} par du Fe^{2+} , et de l' Al^{3+} et du Cr^{3+} par du Fe^{3+} en conditions oxydantes, augmentant alors progressivement le Cr# tout en diminuant le Mg# (Barnes, 2000; Hodel et al., 2017; Kimball, 1990; Saumur and Hattori, 2013). La phase d'altération est reportée dans la littérature sous le nom de ferritchromite, bien que ce nom ne soit pas tout à fait exact puisqu'il implique une composition uniquement fer-chrome. Le spinelle altéré est aussi fréquemment associé à de la magnétite, qui se développe en surcroissance aux limites de grains (voir paragraphe I.2.2.2), et à des couronnes de clinochlore (voir paragraphe I.2.2.3).

1.2.2.5 Carbonates et sulfates de calcium

Le calcium libéré lors de la serpentinitisation des pyroxènes peut être incorporé sous forme de carbonates. Les minéraux présents dans les serpentinites sont classiquement de la calcite (CaCO_3), de l'aragonite (polymorphe de CaCO_3), de la dolomite $((\text{Mg,Ca})(\text{CO}_3)_2)$ et de la magnésite (MgCO_3) (Bach et al., 2011; Bonatti et al., 1980; Delacour et al., 2008c; Kelley et al., 2001, 2005; Lafay et al., 2014; Ludwig et al., 2006). En microscopie optique, ils se présentent soit sous la forme de grandes plages brunâtres et opaques sans forme définie (Figure I-11A), soit sous la forme de veines micrométriques à centimétriques (Figure I-11B).

La présence de sulfates dans les roches a été mise en évidence par les nombreuses études portant sur la minéralogie des sulfures (cf. paragraphe I.2.2.6) (Alt and Shanks, 1998, 2003; Alt et al., 2007, 2012a, 2012b; Delacour et al., 2008a, 2008b; Schwarzenbach et al., 2012) et par des études expérimentales (Seyfried and Dibble, 1979). Ces sulfates seraient incorporés dans la roche depuis l'eau de mer riche en SO_4^{2-} , néanmoins la nature et la composition de ces sulfates n'a pour le moment pas pu être précisée.

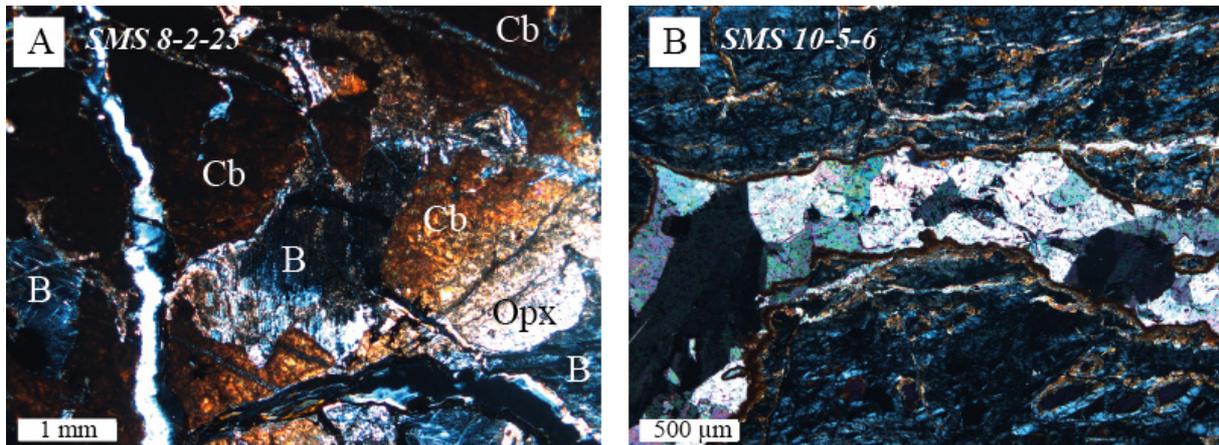


Figure I-11 : Carbonates présents dans les serpentinites abyssales. A) Carbonates (Cb) non cristallisés, formant des plages brunes sans forme définie (B= bastite, opx=orthopyroxène) (microphotographie en LPA). B) Veine de calcite (microphotographie en LPA).

1.2.2.6 Sulfures, métaux et alliages

Les sulfures présents dans les serpentinites peuvent être d'origine primaire ou secondaire. Les sulfures primaires sont issus de la rééquilibration sub-solidus à haute température d'une solution solide de monosulfures au sein de la péridotite (Lorand, 1990), produisant un assemblage constitué de pentlandite ($(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$), de pyrrhotite (FeS) et de chalcopryrite (CuFeS_2) (Garuti et al., 1984; Lorand, 1987, 1991; Parat et al., 2011). Ces sulfures sont de grande taille (100-500 μm), sub-automorphes et leur proportion modale est globalement très inférieure à 1%, les péridotites étant des roches pauvres en soufre (entre 60 et 250 ppm en fonction du degré de fertilité de la péridotite (Alt et Anderson, 1989; Lorand, 1991)).

Les sulfures secondaires peuvent avoir la même taille et morphologie que les sulfures primaires ou bien se présenter sous la forme de cristaux arrondis et de petite taille ($\sim 10\mu\text{m}$). Il s'agit de : pentlandite, chalcopryrite, pyrite (FeS_2), millérite (NiS), heazlewoodite (Ni_3S_2), chalcopentlandite ($(\text{Cu,Fe,Ni})_9\text{S}_8$), valleriite ($(\text{Fe,Cu})_4\text{S}_4(\text{Mg,Al})_3(\text{OH})_2$), marcasite (FeS_2),

mackinawite ((Fe,Ni)S), covellite (CuS), bornite (Cu₅FeS₄) (Alt, 1994; Alt and Shanks, 1998; Alt et al., 1989, 2003, 2007; Alt et al., 2012a, 2012b, 2013; Eckstrand, 1975; Frost, 1985; Moody, 1976; Schwarzenbach et al., 2012). Associés à ces sulfures sont également présents des alliages Fe-Ni, tels que l'awaruite (FeNi₃), la taenite (γ Fe,Ni), ou la kamacite (α Fe,Ni) et même parfois des métaux purs (fer ou cuivre) (Chamberlain, 1965; Eckstrand, 1975; Kanehira et al., 1975; Frost, 1985). La nature et la proportion de sulfures présents dans les serpentinites va dépendre de leur mode de formation (Alt and Shanks, 1998, 2003; Alt et al., 2007; Delacour et al., 2008b; Schwarzenbach et al., 2012). Dans le cas d'un système hydrothermal de haute température (type Rainbow, voir paragraphe I.4), les fluides hydrothermaux, résultant de l'interaction avec des roches mafiques et ultramafiques, sont chargés en H₂S et en métaux et vont précipiter des sulfures hydrothermaux lors de leur circulation dans les serpentinites (Andreani et al., 2014; Alt and Shanks, 1998, 2003; Alt et al., 2007, 2012a, 2013; Früh-Green et al., 1996, 2004; Kelemen et al., 2004). Dans le cas d'un système hydrothermal de basse température (type Lost City, voir paragraphe I.4), l'interaction entre les fluides hydrothermaux, dépourvus de H₂S et métaux mais enrichis en sulfate, entraînent la formation de sulfures soit par précipitation abiotique du SO₄²⁻, soit par oxydation des sulfures primaires, soit par réduction microbienne des sulfates (Alt and Shanks, 1998; Alt et al., 2007; Delacour et al., 2008a, 2008b; Schwarzenbach, 2011; Schwarzenbach et al., 2012). L'oxydation et/ou la désulfurisation (perte en soufre) pendant la serpentinisation s'accompagne par la formation de magnétite, qui cristallise en couronne autour des sulfures, et éventuellement de goethite (FeO(OH)) ou d'hématite (Fe₂O₃) lors des stades très avancés de serpentinisation et/ou d'altération (Karthe et al., 1993; Klein and Bach, 2009; Legrand et al., 2005; Lorand and Luguet, 1998; Nordstrom, 1982).

I.3 Conditions de serpentinisation

La nature et la composition des phases minérales secondaires formées lors de la serpentinisation vont dépendre des propriétés physico-chimiques, composition chimique, température, pH, rédox (fO_2 , fS_2), du(des) fluide(s) interagissant avec les péridotites. Les assemblages minéralogiques des serpentinites et leurs compositions chimiques permettent par conséquent de retracer les conditions de serpentinisation, les caractéristiques du fluide ainsi que le degré de serpentinisation de la roche.

I.3.1 Stabilité des phases primaires

La stabilité des minéraux primaires dépend en premier lieu des conditions de température des interactions entre les fluides et ces minéraux. Les minéraux des péridotites commencent à se serpentiniser à des températures autour de 150°C (limite basse de stabilité de la serpentine, (Andreani et al., 2007), voir paragraphe I.3.2).

A des températures inférieures à 250°C, en système magnésien, l'énergie libre de la réaction (ΔG_r) de dissolution de l'olivine est inférieure à celle de la dissolution de orthopyroxène (Figure I-12) (Allen and Seyfried, 2003), l'olivine se serpentinise par conséquent plus rapidement que l'orthopyroxène, sa vitesse de dissolution étant maximale autour de 250°C (Malvoisin et al., 2012a; Martin and Fyfe, 1970). Le taux de dissolution des clinopyroxènes est inférieur à celui de l'olivine et de l'orthopyroxène pour des températures $\leq 300^\circ\text{C}$ (Janecky and Seyfried, 1986; Seyfried et al., 2007), il se serpentinise par conséquent le plus lentement. Ce cas de figure est le plus représenté dans les serpentinites abyssales, dans lesquelles les reliques d'olivine sont moins nombreuses que les reliques d'orthopyroxènes, elles-mêmes moins nombreuses que les reliques de clinopyroxènes (e.g. Bach et al., 2004; Boschi et al., 2013; Rouméjon et al., 2015).

Passés 250°C, la vitesse d'hydrolyse de l'olivine ralentit par rapport à celle de l'orthopyroxène (Figure I-12) (Allen and Seyfried, 2003), les deux minéraux continuent à se serpentiniser mais les pyroxènes sont plus rapidement transformés en bastite que l'olivine en mesh (Allen and Seyfried, 2003; Janecky and Seyfried, 1986; Seyfried and Dibble, 1979).

Au-delà d'environ 350°C, le ΔG_r de la dissolution de l'olivine est positif, la serpentinisation de l'olivine est alors thermodynamiquement inhibée, tandis que celle des orthopyroxènes est toujours possible (Figure I-12) (Allen and Seyfried, 2003). Ce cas de serpentinisation à haute température s'illustre par les serpentinites du Hess Deep (dorsale Pacifique) qui présentent des pyroxènes serpentinisés et des olivines intactes (Stamoudi, 2002).

Si l'on ne considère que la température du fluide, la minéralogie primaire de la péridotite a par conséquent une importance majeure dans la vitesse de serpentinisation. L'olivine étant le composant majeur des péridotites abyssales (>50%), même à fortes températures ce sont les dunités qui présentent les plus forts taux de serpentinisation par rapport aux harzburgites et lherzolites.

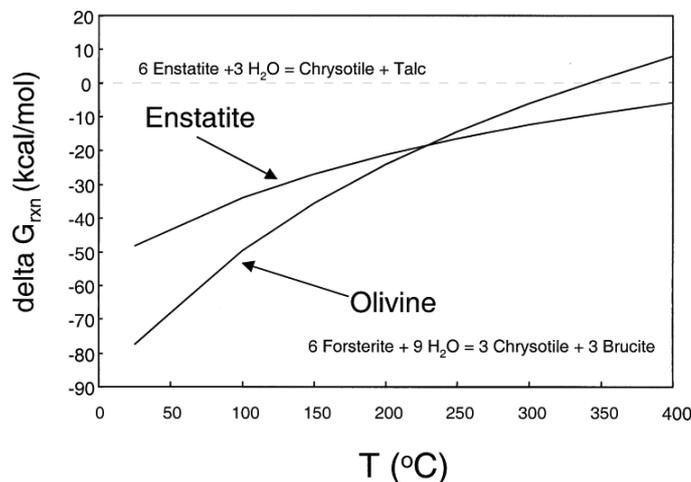


Figure I-12 : Énergie libre de réaction (delta Gr) vs. température lors des réactions d'hydrolyse de l'olivine et de l'enstatite (500 bars) (Allen and Seyfried, 2003).

A des températures inférieures à 100°C, la dissolution de l'olivine est toujours favorisée par des pH plus forts ou plus faibles que celui de l'eau de mer (autour de 6-7), le pH neutre étant le moins propice à la dissolution de l'olivine (Chen and Brantley, 2000; Hänchen et al., 2006; Schott and Berner, 1985; Stopar et al., 2006; Van Herk et al., 1989; Wogelius and Walther, 1991). Lafay et al. (2012) ont montré que la serpentinisation de l'olivine était cinq fois plus rapide à pH 13,5 que pour des conditions plus neutres (pH = 5,5 à 8,5, Allen and Seyfried, 2004; Normand et al., 2002; Seyfried et al., 2007).

La composition des fluides serpentinisants joue également un rôle. Les études menées jusqu'ici portent principalement sur la dissolution de l'olivine à pH acides.

L'effet de la concentration en NaCl des fluides montrent pour l'instant des résultats contradictoires. Hänchen et al. (2006) et Prigobbe et al. (2009) observent que la dissolution de l'olivine n'est pas influencée par la teneur en NaCl et ne dépend que du pH en condition acides ; tandis que Johnson et al. (2014), observent au contraire une diminution du taux de dissolution pour une concentration en NaCl de 0,5M.

La présence de chlore (Rucklidge et al., 1977) ou de liants organiques (Hänchen et al., 2006; Wogelius and Walther, 1991, 1992) facilitent également la dissolution de l'olivine à pH acide.

La concentration en Al du fluide lors de la serpentinisation a un effet contrasté : en dessous de 200°C, l'activité en Al n'a quasiment aucun effet sur la serpentinisation ; en revanche à T=340°C, la vitesse de dissolution de l'orthopyroxène chute de près de 25% alors que celle de l'olivine s'accélère considérablement (Andreani et al., 2013; Pens et al., 2016).

La vitesse de serpentinisation est également fonction de la taille des grains d'olivine : les grains ayant une taille importante (>56µm) mettent plus de temps à se serpentiniser que les grains de petite taille (<30µm) (Lafay et al., 2012; Malvoisin et al., 2012b).

Les rapports eau/roche élevés maintiennent la sous-saturation des fluides sur de plus longues périodes de temps, retardant ainsi la précipitation de serpentine et favorisant la dissolution de l'olivine (Normand et al., 2002).

I.3.2 Stabilité des variétés de serpentine

De nombreuses études ont été réalisées afin de déterminer les gammes de stabilité en température des polymorphes de serpentine à basse pression (Andreani et al., 2007 et références incluses).

Le rôle de la pression sur la stabilité relative des différents polymorphes est limitée lorsqu'elle est inférieure à 1GPa (Andreani et al., 2007 et références incluses) (Figure I-13A). En contexte océanique pour des pressions faibles (< 3kbar), la lizardite est la variété de serpentine la plus communément observées dans les serpentinites (Augustin et al., 2008; Andreani et al., 2013; Kodolányi et al., 2012; Mével, 2003; Moody, 1976; O'Hanley, 1996; Rouméjon et al., 2015). En revanche, dans les contextes géodynamiques de haute pression (serpentinites de subduction et dans les ophiolites), l'antigorite est la variété de serpentine la plus stable (Auzende et al., 2004; Mellini et al., 1987; Scambelluri et al., 1995). Des études expérimentales ont montré que la pression maximale atteinte par l'antigorite avant sa déshydratation est de 7,5 GPa à 500°C (Ulmer and Trommsdorff, 1995) (Figure I-13B). Elle peut cependant être également observée en contexte de dorsale (Beard et al., 2009; Früh-Green et al., 1996; Kodolányi et al., 2012; Rouméjon et al., 2015, 2018), et possède donc une certaine stabilité à basse pression (Evans et al., 1976, 2004) (Figure I-13A).

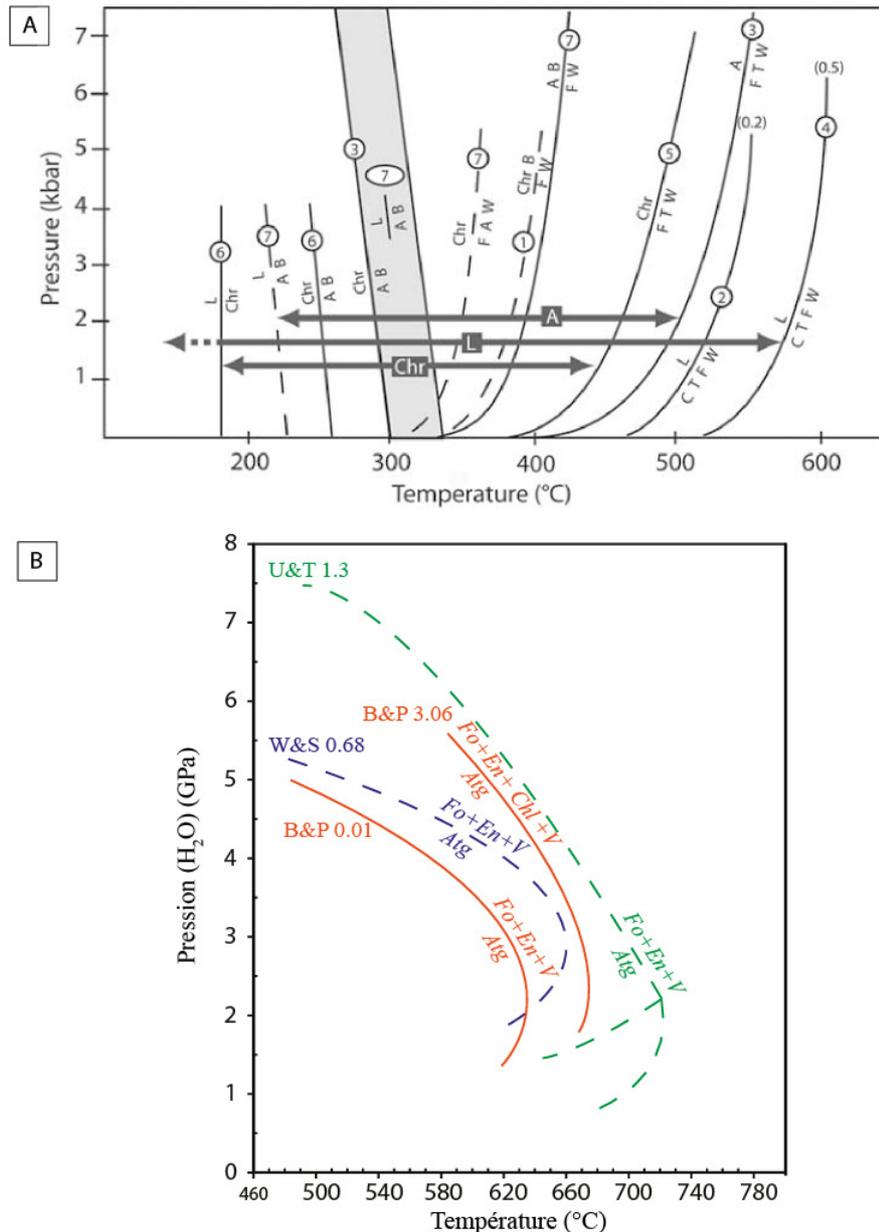


Figure I-13 : Diagrammes de stabilité des principales variétés de serpentine en fonction de la pression et de la température. A) Diagramme de stabilité de la lizardite, du chrysotile et de l'antigorite pour des pressions < 10 kbar. Compilation de Andreani et al. (2007) d'après (1) Johannes (1968), (2) Chernosky (1973), (3) Evans et al. (1976), (4) Caruso and Chernosky (1979), (5) Chernosky et al. (1988), (6) O'Hanley and Wicks (1995) et (7) Evans (2004). A=antigorite ; B=brucite ; C=chlorite ; Chr=chrysotile ; L=lizardite ; F=forstérite ; T=talc ; W=eau. Les numéros entre parenthèses indiquent la proportion d'Al dans la lizardite ($x_{Al}=0,2$ équivaut à 3,7 wt.% Al_2O_3 et $x_{Al}=0,5$ équivaut à 9,2 wt.% Al_2O_3). B) Diagramme de stabilité de l'antigorite d'après Ulmer and Trommsdorff (1995) (U&T), Wunder and Schreyer (1997) (W&S) et Bromiley and Pawley (2003) (B&P). Le nombre accolé au nom des auteurs indique le contenu en Al_2O_3 dans l'antigorite (wt.%). Fo=forstérite ; En=enstatite ; Atg=antigorite ; V=vapeur (eau) ; Chl=chlorite

La température a un rôle beaucoup plus important sur la stabilité des différentes variétés de serpentine. Les températures d'équilibre, estimées à partir des données isotopiques de l'oxygène, sont de 130°C pour la lizardite, 185°C pour le chrysotile et de 235°C pour

l'antigorite ($P < 4\text{kbar}$) (Wenner and Taylor, 1971). Des températures similaires ont été proposées par O'Hanley and Wicks (1995) avec une transition lizardite-chrysotile à $\sim 180^\circ\text{C}$ et chrysotile-antigorite à $\sim 250^\circ\text{C}$ (Figure I-13A). D'autres travaux expérimentaux ont indiqué que la formation d'antigorite est favorisée pour des températures supérieures à 250°C , sa limite supérieure de stabilité étant de 700°C pour des pressions autour de 3GPa (Ulmer and Trommsdorff, 1995; Wunder and Schreyer, 1997) (Figure I-13B). Néanmoins, la lizardite a été observée dans des serpentinites du Hess Deep (EPR) (Agrinier et al., 1995) et de Logatchev (MAR) (Augustin et al., 2008) où les températures de serpentinisation sont supérieures à 300°C . Une étude expérimentale a ultérieurement démontré que la lizardite pouvait être stable jusqu'à 300°C pour une pression $< 0,7\text{ GPa}$ et une composition purement magnésienne (Evans, 2004).

Le chrysotile montre un champ de stabilité identique à celui de la lizardite mais avec une limite supérieure à 400°C (Chernosky et al., 1988) (Figure I-13A). *De facto*, il est fréquent de rencontrer lizardite et chrysotile en association dans les cellules de la texture maillée (Cressey, 1979; O'Hanley and Wicks, 1995; Viti and Mellini, 1998; Wicks and Plant, 1979). Le chrysotile est le polymorphe nécessitant la plus grande sursaturation de fluide en Mg et Si (Evans, 2004; Normand et al., 2002). Il se forme préférentiellement à fort rapport eau/roche, lorsque la roche est déjà complètement hydratée, c'est pourquoi on le retrouve principalement sous forme de veines secondaires. Il a par ailleurs été proposé que le chrysotile soit la variété de serpentine qui cristallise préférentiellement lors de contraintes cisailantes en présence de fluide (Evans, 2004).

La présence de serpentine polygonale en association avec la lizardite (Cressey, 1979; Viti and Mellini, 1998) indique que celle-ci serait stable pour les mêmes gammes de pressions et de températures, limitée à 300°C (Grauby et al., 1998). La serpentine polyédrique quant à elle pourrait être stable jusqu'à 200°C pour des conditions faibles de pression (Andreani et al., 2007).

D'autres paramètres, comme la teneur en Al ou en Si du minéral, ont une influence sur la stabilité P-T de chaque polymorphe. Les substitutions du Mg^{2+} et Si^{4+} par Al^{3+} dans l'antigorite et la lizardite réduisent le désaccord paramétrique entre les feuillets, permettant d'étendre leur gamme de stabilité en température jusqu'à 675°C pour l'antigorite si $X_{\text{Al}} = 3$ (Bromiley and Pawley, 2003) et jusqu'à 600°C pour la lizardite si $X_{\text{Al}} = 0,5$, et ce à basse pression (Caruso and Chernosky, 1979; O'Hanley et al., 1989) (Figure I-13A et B). Par ailleurs, la formation d'antigorite aux dépens de la lizardite et du chrysotile serait favorisée pour des activités en Si

élevées (O'Hanley and Wicks, 1995; Schwartz et al., 2013). Cependant, si l'activité en SiO_2_{aq} dépasse ~ 2 mmol/kg, du talc est formé à partir de la serpentine (Tableau I-1, réaction (7)) (à 400°C, Allen and Seyfried, 2003). Andreani et al. (2007) montrent par ailleurs que la serpentine polyédrique contient plus d'aluminium que les autres polymorphes, une forte concentration en Al dans le fluide pourrait donc être favorable à sa formation.

I.3.3 Stabilité de l'assemblage magnétite + brucite

La magnétite est globalement plus répandue que la brucite dans les serpentinites. En termes de température, il a été montré expérimentalement que des températures de serpentinisation supérieures à 200°C étaient favorables à la formation de textures riches en magnétite, accompagnée d'une brucite pauvre en fer (Klein and Bach, 2009; Klein et al., 2014; Lafay et al., 2012; Malvoisin et al., 2012a; Seyfried et al., 2007), alors qu'en dessous de 200°C, la magnétite est absente et remplacée par de la brucite riche en Fe (Lafay et al., 2012; Klein et al., 2014; Seyfried et al., 2007).

La magnétite est représentative de conditions oxydantes, elle est présente pour des pressions partielles en oxygène ($f\text{O}_2$) moyennes à fortes ($-36 < \log f\text{O}_2 < -29$) et une activité en soufre dans le fluide faible à moyenne ($-4 < \log S < -1$) (Alt and Shanks, 1998; Delacour, al., 2008a, 2008b; Frost, 1985; Klein and Bach, 2009). La gamme de stabilité de la magnétite étant assez large, on utilise préférentiellement les autres sulfures et alliages métalliques qui lui sont associés pour contraindre plus précisément les conditions rédox durant la serpentinisation (voir paragraphe I.3.5). Puisque la serpentinisation est une réaction d'oxydation, la présence de magnétite est révélatrice de stades serpentinisation moyens à avancés, lorsque l'hydrolyse de l'olivine ne produit plus assez de H_2 pour maintenir des conditions réductrices (Andreani et al., 2013; Frost, 1985; Klein and Bach, 2009; Malvoisin et al., 2012b; McCollom and Bach, 2009). Oufi et al. (2002) et Andreani et al. (2013) ont montré que la quantité de magnétite formée est faible au début de la serpentinisation et qu'elle augmente de façon exponentielle avec le degré de serpentinisation (Figure I-14A).

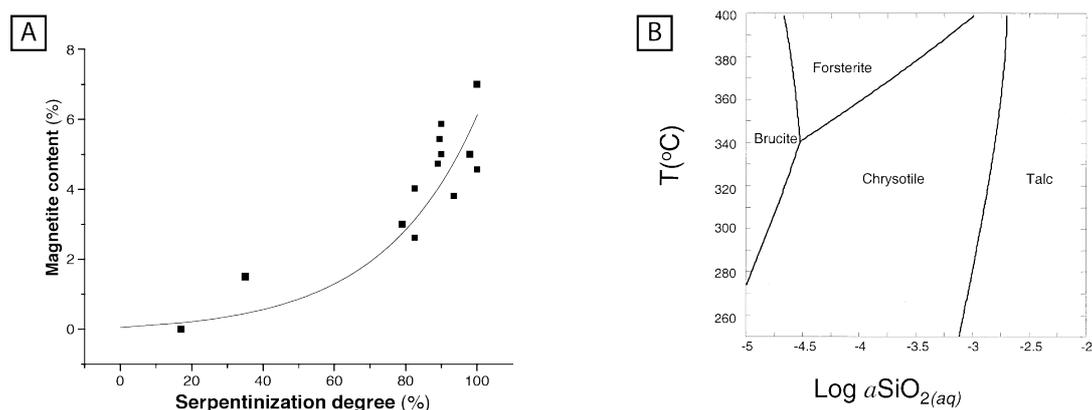


Figure I-14 : A) Proportion de magnétite en fonction du degré de serpentinisation (Andreani et al., 2013, d'après Oufi et al., 2002). B) Diagramme de stabilité des phases magnésiennes en fonction de la température et de l'activité en silice (Seyfried et al, 2004).

La brucite accommode le fer de l'olivine lorsque la magnétite ne peut pas se former. Elle est par conséquent surtout présente lorsque la fugacité en H_2 est forte (Andreani et al., 2013; Frost, 1985; Klein and Bach, 2009; Malvoisin et al., 2012b; McCollom and Bach, 2009) et le rapport eau/roche faible (McCollom and Bach, 2009; Palandri and Reed, 2004; Sader et al., 2007). A plus forts taux de serpentinisation, lorsque la magnétite entre en jeu, la brucite est plus restreinte et appauvrie en fer (Klein and Bach, 2009; Klein et al., 2014; Lafay et al., 2012; Malvoisin et al., 2012a; Seyfried et al., 2007). La brucite est particulièrement sensible au SiO_2 aqueux, libéré par la dissolution des phases primaires, qui a tendance à faire recristalliser son pôle Fe en magnétite et son pôle Mg en serpentine ou talc (Figure I-14B) (Allen and Seyfried, 2003; Bach et al., 2006; Beard et al., 2009; Shervais et al., 2005), c'est pourquoi on la retrouve peu dans les échantillons fortement serpentinisés. Concernant la température, la brucite est stable sur une gamme très large. Elle est présente majoritairement dans des échantillons serpentinisés à basse température (Frost et al., 2013; Katayama et al., 2010; Lafay et al., 2012; Malvoisin et al., 2012; Sader et al., 2007; Seyfried et al., 2007) et dans les systèmes hydrothermaux tels que Lost City ou la baie de Prony ($<100^\circ\text{C}$) (Delacour et al., 2008c; Kelley et al., 2005; Ludwig et al., 2006; Monnin et al., 2014). Cependant, les études expérimentales ont montré que la brucite pouvait se former au-delà de 200°C (Klein and Bach, 2009; Klein et al., 2014; Lafay et al., 2012; Malvoisin et al., 2012a; Seyfried et al., 2004, 2007), les fortes températures de serpentinisation ne sont donc théoriquement pas opposées à sa présence.

I.3.4 Stabilité des phases accessoires talc, trémolite et chlorite

Le talc présent dans les serpentinites se forme soit par recristallisation de la serpentine (7) lors de circulations de fluides riches en SiO₂ (Boschi et al., 2006; Harvey et al., 2014), soit par déstabilisation de l'orthopyroxène (9). La formation de talc à partir de Mg²⁺, SiO₂ et H₂O produit des ions H⁺ qui contribue à l'augmentation de l'acidité du fluide pendant la serpentinisation (Seyfried, 1987). Le talc se forme à partir de l'énstatite à des températures supérieures à 300°C (Allen and Seyfried, 2003), cependant il a été observé dans le contexte de basse température de Lost City (<100°C) (Boschi et al., 2006; Delacour et al., 2008c) et peut expérimentalement être stable jusqu'à 600°C (1kbar) (Hemley et al., 1977; Wunder and Schreyer, 1997). Sa gamme de température est donc très large, il ne permet pas de contraindre seul la température.

La trémolite se forme principalement à partir des pyroxènes et est typique du faciès schiste vert, indiquant par conséquent des températures d'interaction fluide-roche comprises entre 300° et 500° C (Winkler, 1976). Elle peut également être formée par déstabilisation du talc en présence de Ca²⁺ selon la réaction : $2\text{Ca}^{2+} + 1,66\text{Talc} + 1,33\text{H}_2\text{O} + 1,33\text{SiO}_2 = \text{Trémolite} + 4\text{H}^+$ (Seyfried et al., 2004).

La chlorite est un minéral index du métamorphisme schiste vert (300–400°C) (Winkler, 1976). Elle est présente en couronne d'altération autour des spinelles et/ou des plagioclases d'imprégnation et s'est alors formée par remobilisation locale de l'aluminium de ces phases minérales (Kimball, 1990; Mellini et al., 2005; Mével and Stamoudi, 1996). Elle est également présente sous forme de veines, l'aluminium nécessaire à sa formation ayant été apporté par des fluides ayant préalablement interagi avec des roches mafiques. Si des fluides acides circulent et interagissent avec la chlorite, ils contribueront à son altération et à la formation d'argiles riches en Al (Brandt et al., 2003; Caillaud et al., 2004; Kim et al., 2017).

I.3.5 Stabilité des sulfures et oxydes

Le type de sulfures et de métaux natifs présents dans les serpentinites est la conséquence de deux paramètres majeurs qui sont le degré d'oxydation et la concentration en soufre du système. Le degré d'oxydation du fluide est estimé soit par la fugacité en dioxygène ($f\text{O}_2$), soit par l'activité en dihydrogène aqueux ($a\text{H}_{2\text{aq}}$). L'activité de toutes les espèces soufrées présentes dans le système s'exprime sous la forme du log ΣS (Alt and Shanks, 2003; Delacour et al., 2008a, 2008b; Frost, 1985). Les champs de stabilité des différents sulfures, métaux et alliages

Fe-Ni dans les serpentinites sont représentés en fonction de la concentration en soufre et de la fO_2 sur la Figure I-15 d'après les travaux de [Delacour et al. \(2008a, 2008b\)](#), à 300°C et 2kbar.

Au début de la serpentinisation, l'oxydation du fer de l'olivine produit de fortes concentrations en H_2 , générant des conditions réductrices ([Frost, 1985](#); [Klein and Bach, 2009](#); [Malvoisin et al., 2012b](#)). Les phases métalliques caractéristiques de ces premiers stades sont les alliages Fe-Ni (awaruite, kamacite, taenite), ainsi que les métaux natifs (Fe, Cu) ([Alt and Shanks, 1998](#); [Eckstrand, 1975](#); [Frost, 1985](#)).

A des degrés de serpentinisation plus avancés, la production de H_2 s'arrête lorsque l'olivine a été totalement consommée. Les conditions sont plus oxydantes, favorables à la précipitation de pentlandite, pyrrhotite et millérite, comme on peut l'observer dans les serpentinites moyennement à fortement altérées de l'Atlantis Massif et de la zone MARK ([Alt and Shanks, 2003](#); [Alt et al., 2007](#); [Delacour et al., 2008a, 2008b](#)). A ce stade, la pentlandite primaire ou secondaire peut être déstabilisée pour donner de la millérite, de la pyrite, de la violarite et/ou de l'heazlewoodite ([Alt and Shanks, 2003](#); [Alt et al., 2007](#); [Klein and Bach, 2009](#); [Legrand et al., 2005](#)).

Les stades les plus tardifs de la serpentinisation sont caractérisés par de fortes fugacités en oxygène, le sulfure typique est alors la pyrite et l'on voit apparaître de l'hématite ([Alt and Shanks, 2006](#); [Delacour et al., 2008a, 2008b](#); [Schwarzenbach, 2011](#)). Les sulfures précipités précédemment sont de leur côté oxydés en magnétite, voire en hématite et/ou goethite ([Karthé et al., 1993](#); [Legrand et al., 2005](#); [Lorand and Luguet, 1998](#); [Richardson and Vaughan, 1989](#)).

Si la serpentinisation est suivie d'une altération à basse température (<100°C) (*seafloor weathering*) ([Augustin et al., 2008](#); [Snow and Dick, 1995](#)), les conditions deviennent encore plus oxydantes, serpentine et magnétite sont alors conjointement consommées pour donner hématite, goethite, maghémite et des phyllosilicates (smectite, palygorskite) ([Caillaud et al., 2004, 2006](#); [Destrigneville et al., 1998](#)).

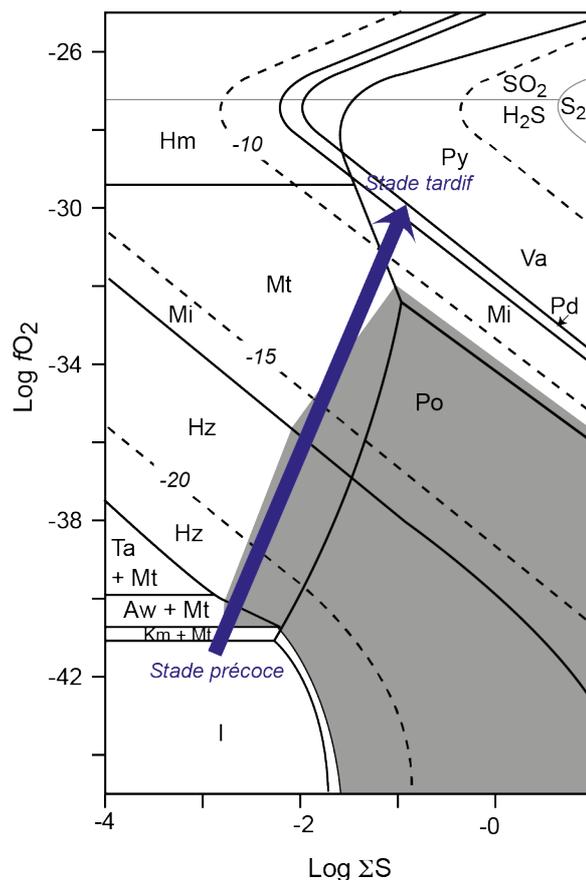


Figure I-15 : Diagramme de stabilité des sulfures dans les serpentinites en fonction de la concentration en soufre du système et de sa fugacité en oxygène (à 300°C, 2kbar). Les lignes pleines représentent les limites de stabilité des espèces, les lignes en pointillés représentent le $\log f_{S_2}$ dans le fluide. L'aire grisée correspond au champ de stabilité de la pentlandite. Py = pyrite, Mt = magnétite, Hm = hématite, Po = pyrrhotite, I = fer, Mi = millérite, Pd = polydymite, Va = vaesite (NiS₂), Hz = heazlewoodite, Aw = awaruite, Ta = taenite, Km = kamacite. D'après Frost, 1985 ; Alt et Shanks, 2003. La flèche bleue désigne l'évolution de la composition des sulfures lors de la serpentinisation d'après Alt et Shanks (2003) et Delacour et al. (2008a,b).

I.3.6 Stabilité des carbonates et sulfates de calcium

La précipitation des carbonates et sulfates de Ca dans les serpentinites a lieu lors du mélange entre le fluide hydrothermal chargé en Ca et l'eau de mer, riche en HCO₃⁻ et SO₄²⁻ (Kelley et al., 2001; Palandri and Reed, 2004).

Les carbonates s'observent surtout dans les contextes de serpentinisation à basse températures, où ils précipitent sur une gamme allant de 10°C à 100°C (Kelley et al., 2005; Ludwig et al., 2006; Monnin et al., 2014; Ribeiro Da Costa et al., 2008). Expérimentalement, il a été montré qu'ils pouvaient être formés jusqu'à 300°C (Grozeva et al., 2017). La calcite est caractérisée par un champ de stabilité entre 20 et 50°C (Kelley et al., 2005; Palandri and Reed, 2004; Wray and Daniels, 1957;), alors que l'aragonite est le polymorphe présent pour des températures supérieures à 50°C (Kelley et al., 2005; Wray and

Daniels, 1957). La teneur en magnésium de la calcite peut également être un indicateur de la température de précipitation : plus la température est élevée, plus la calcite contient du Mg (substitué au Ca, 5 wt.% à 5°C) (Burton and Walter, 1987).

Les fortes concentrations en Ca^{2+} dans le fluide vont être favorables à la précipitation de calcite (Figure I-16A). En revanche une forte concentration en Mg^{2+} va être compatible avec la présence de carbonates magnésiens, magnésite (faible concentration en Ca^{2+}) et dolomite (forte concentration en Ca^{2+}) (Janecky and Seyfried, 1986) (Figure I-16A). En terme de pH, les carbonates, étant rapidement dissouts à pH acide (Pokrovsky et al., 2009), indiquent des conditions basiques (pH 9 à 13) et alcalines (Kelley et al., 2001; Ludwig et al., 2006; Monnin et al., 2014; Palandri and Reed, 2004).

Le degré de mélange entre le fluide hydrothermal et l'eau de mer influe également sur la nature des carbonates. La magnésite est l'espèce dominante lorsque le rapport eau de mer/fluide hydrothermal (*seawater/hydrothermal fluid* SW/HF) est compris entre 3 et 5 ou supérieur à 40, tandis que la calcite domine pour des rapports SW/HF variant de 5 à 38. Pour des rapports $\text{SW}/\text{HF} < 3$, les carbonates ne sont pas présents car les concentrations en Ca^{2+} et HCO_3^- ne sont pas suffisantes, avec pour conséquence une prédominance de la brucite (Palandri and Reed, 2004) (Figure I-16B).

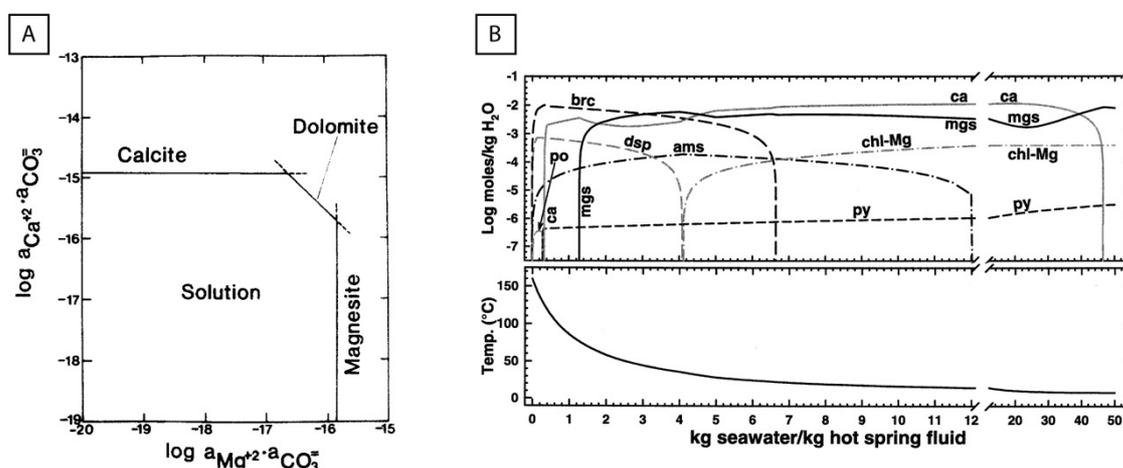


Figure I-16 : Stabilité des carbonates de calcium et magnésium pendant la serpentinisation. A) Diagramme de stabilité de la calcite, dolomite et magnésite en fonction des concentrations en ions Ca^{2+} , Mg^{2+} et CO_3^{2-} (Janecky and Seyfried, 1986). B) Concentrations en calcite (ca), magnésite (mgs), brucite (brc) (haut) et température du fluide (bas) en fonction du rapport eau de mer/fluide hydrothermal (Palandri and Reed, 2004). Autres minéraux : dsp=diaspore ; po=pyrrhotite ; ams=amésite ; py=pyrite ; chl-Mg=clinochlore.

La présence du sulfate de calcium anhydrite est à relier à la circulation de fluides de haute température. Elle précipite en effet lorsque le fluide saturé en calcium dépasse une température

de 150°C, ceci étant lié à sa solubilité rétrograde (Bischoff and Seyfried, 1978). Elle peut aussi exister à des températures plus basses (jusqu'à 60°C ; Alt et al., 1983) mais est instable en-dessous de 30°C et se déstabilise en calcite. La précipitation de l'anhydrite à haute température peut par ailleurs être bloquée pour des concentrations élevées en NaCl, qui augmentent sa solubilité et maintiennent la sous-saturation des fluides (Blount and Dickson, 1969).

I.4 Systèmes hydrothermaux et fluides liés à la serpentinisation

En contexte océanique, le fluide impliqué dans la réaction de serpentinisation des péridotites est l'eau de mer, dont les caractéristiques physico-chimiques sont les suivantes : basse température (~4°C), oxydant et pH ~8. Au cours du processus de serpentinisation, l'eau de mer va être transformée en un fluide hydrothermal dont la composition chimique, la température et le pH seront fonction du contexte géologique (position à la dorsale, régime magmatique), des lithologies rencontrées lors de la circulation du fluide au sein de la lithosphère océanique, et de la température des interactions entre fluides et roches. Dans ce paragraphe, nous ne nous intéresserons qu'aux fluides impliqués dans les réactions de serpentinisation, les fluides type Rainbow et type Lost City (McCaig et al., 2007). A noter qu'il existe un troisième type de fluide hydrothermal, le type TAG, qui correspond à la circulation hydrothermale sur substrat basaltique (McCaig et al., 2007) et ne concerne donc pas le sujet de cette thèse.

Les fluides hydrothermaux associés à la serpentinisation, quel que soit leur contexte géodynamique (océanique ou ophiolitique), sont enrichis en dihydrogène (H₂) (jusqu'à 20 mM) et en méthane (CH₄) (jusqu'à 50 mM) (Boulart et al., 2013; Charlou et al., 2002; Kelley et al., 2001; German et al., 2010; Lang et al., 2006; Monnin et al., 2014; Schmidt et al., 2007; Seyfried et al., 2011) caractérisant donc des conditions réduites.

Le dihydrogène provient de la réduction de l'eau lors de l'oxydation du fer des minéraux primaires (Andreani et al., 2013; Bach et al., 2006; Klein and Bach, 2009; Oufi et al., 2002; Malvoisin et al., 2012b), et sa concentration dans les fluides évolue au cours de la serpentinisation. Elle est généralement très élevée lors des premiers stades de serpentinisation, ceci étant lié à l'altération de l'olivine (Allen and Seyfried, 2003), tandis qu'aux stades intermédiaires et avancés de serpentinisation, la silice produite par l'altération des pyroxènes et le mélange progressif avec l'eau de mer oxydante vont venir tamponner la concentration en

H₂, diminuant progressivement le caractère réducteur des fluides (Alt and Shanks, 1998; Delacour et al. 2008b; Frost, 1985; Schwarzenbach et al., 2012).

Le méthane de son côté est formé à partir du H₂, soit abiotiquement par recombinaison avec du carbone présent dans le milieu (e.g. le CO₂ dissout dans l'eau de mer) via des réactions de type Fisher-Tropsch (Berndt et al., 1996; McCollom and Seewald, 2001, 2006, 2007; McCollom et al., 1999; Neubeck et al., 2016), soit biotiquement par les organismes méthanogènes lors de leur respiration (Martin et al., 2008; McCollom and Seewald, 2013; Orcutt et al., 2011; Schrenk et al., 2013; Suzuki et al., 2014).

Deux grands types de fluides hydrothermaux liés aux réactions de serpentinisation ont été mis en évidence : les fluides de type Rainbow (36°14'N, MAR), et les fluides de type Lost City (30°N MAR). Les systèmes hydrothermaux produisant ces deux grands types de fluides sont tous localisés sur des substrats mafiques et ultramafiques mais diffèrent par leur localisation par rapport à la dorsale, qui influe sur la température, le pH et la composition chimique des fluides.

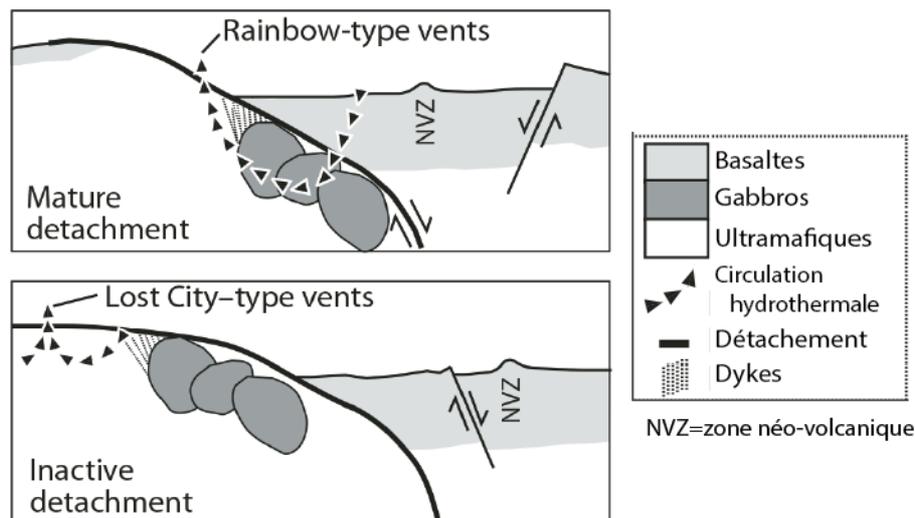


Figure I-17 : Modèle de circulation des fluides hydrothermaux impliqués dans le processus de serpentinisation, d'après McCaig et al, 2007.

Les fluides de type Rainbow sont associés à des systèmes hydrothermaux localisés proches de l'axe de la dorsale, en contexte de détachement actif avec exhumation de manteau (e.g. Rainbow, Ashadze, Logatchev...) (Figure I-17). Ces fluides se forment par réchauffement de l'eau de mer infiltrée dans la croûte par interaction à haute température avec des intrusions gabbroïques (Allen and Seyfried, 2004; McCaig et al., 2007), et sont donc caractérisés par

des températures supérieures à 350°C (Andreani et al., 2014; Charlou et al., 2002; Douville et al., 2002; German et al., 2010; Seyfried et al., 2011). Ces fortes températures favorisent la dissolution des pyroxènes et la précipitation de chlorite (Allen and Seyfried, 2003), ce qui consomme rapidement les ions OH⁻ issus de la dissolution des minéraux primaires (Palandri and Reed, 2004) : les fluides de type Rainbow sont donc typiquement acides, avec un pH inférieur à 4 (Charlou et al., 2002; Douville et al., 2002; Schmidt et al., 2007; Seyfried et al., 2011). Acidité et haute température, associées aux conditions réduites, sont favorables à la dissolution du soufre et des métaux chalcophiles contenus dans les gabbros, les fluides type Rainbow sont par conséquent riches en H₂S (jusqu'à 3 mM), en fer, nickel, cuivre, zinc, cobalt, arsenic... (Charlou et al., 2002; Douville et al., 2002; Schmidt et al., 2007; Seyfried et al., 2011). Les serpentinites associées contiennent donc une forte proportion en minéraux de haute température (trémolite, chlorite) (Allen and Seyfried, 2003; Andreani et al., 2014; Marques et al., 2006), ainsi qu'une grande quantité de sulfures hydrothermaux (Alt and Shanks, 1998, 2003; Alt et al., 2007, 2012a, 2013; Andreani et al., 2014; Fouquet et al., 2008; Früh-Green et al., 1996, 2004; Kelemen et al., 2004).

Les fluides hydrothermaux de type Lost City sont associés à la circulation de fluides dérivés de l'eau de mer au sein de roches mafiques et ultramafiques, localisés en position hors axe, en contexte de détachement inactif (McCaig et al., 2007) (Figure I-17). Loin de la dorsale, l'apport de chaleur se limite à la présence d'unités lithosphériques de haute température en profondeur (Allen and Seyfried, 2004), à une source de chaleur magmatique proche de l'axe, et/ou à la cristallisation des corps gabbroïques présents, conduisant à la formation de fluides de basse température (<100°C) (Boulart et al., 2013; Kelley et al., 2001, 2005; Charlou et al., 2002; Chavagnac et al., 2013; Monnin et al., 2014; Neal and Stanger, 1984;). La serpentinitisation étant une réaction hautement exothermique (Fyfe, 1974), certains auteurs indiquent que la serpentinitisation peut apporter suffisamment de chaleur pour initier le système hydrothermal (Emmanuel and Berkowitz, 2006), tandis que d'autres suggèrent la nécessité d'avoir des apports externes (Allen and Seyfried, 2004). La dissolution de l'olivine et des pyroxènes est responsable de la libération dans le fluide de silice aqueuse et d'ions Mg²⁺, Fe²⁺, OH⁻ et Ca²⁺, ce dernier provenant uniquement des clinopyroxènes (Allen and Seyfried, 2003; Palandri and Reed, 2004). Les ions Fe²⁺ (oxydés en Fe³⁺) vont être progressivement extraits du fluide par la précipitation de magnétite + serpentine ± Fe-brucite. Les ions OH⁻, qui confèrent au fluide une forte basicité dans les premiers stades de serpentinitisation (pH~13), vont de leur côté être consommés par la précipitation de la serpentine (Palandri and Reed, 2004),

menant à une diminution du pH pour atteindre une valeur finale entre 9 et 11 (Allen and Seyfried, 2003; Palandri and Reed, 2004). Les fluides issus de la serpentinisation des roches ultramafiques à basse température sont par conséquent basiques et ont des concentrations élevées en Mg^{2+} et Ca^{2+} (fluide alcalin). La différence de pH entre les fluides de type Rainbow et les fluides de type Lost City tient du fait que la chlorite peut précipiter à des pH relativement neutres en contexte de haute température (Palandri and Reed, 2004), elle consomme donc très rapidement les OH^- . A l'inverse, la serpentine ne se forme que lorsque le pH est déjà élevé (Palandri and Reed, 2004), sa précipitation est donc trop tardive pour pouvoir contrebalancer les fortes concentrations en ions OH^- en contexte de basse température. Ces conditions hyperalcalines sont défavorables à la mobilité du soufre, les fluides type Lost City sont donc pauvres en H_2S et en métaux (Charlou et al., 2002; Kelley et al., 2001, 2005; Monnin et al., 2014; Neal and Stanger, 1984). Les concentrations élevées Mg^{2+} et Ca^{2+} conduisent à la précipitation de carbonates et hydroxydes de calcium et magnésium, qui sont les principaux composants des cheminées hydrothermales associées (Delacour et al., 2008c; Früh-Green et al., 2003; Haggerty, 1987; Kelley et al., 2005; Ludwig et al., 2006; Monnin et al., 2014).

II. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

II.1 Généralités sur la SWIR

La dorsale Sud Ouest Indienne s'étend dans l'océan Indien entre le point triple de Bouvet au sud-ouest ($1^{\circ}5'W$) jusqu'au point triple de Rodrigue au nord-est ($70^{\circ}00'E$), et sépare la plaque Africaine au Nord de la plaque Antarctique au Sud (Figure II-1). Classée dans la catégorie des dorsales ultralentes (Dick et al., 2003), elle représente un intermédiaire entre la dorsale Atlantique lente et la dorsale la plus lente connue à ce jour, la dorsale arctique de Gakkel. Les études magnétiques, bathymétriques et sismiques ont montré que la dorsale SWIR présente d'importantes variations le long de son axe. Elle peut ainsi être séparée en quatre segments majeurs : la zone s'étendant du point triple de Bouvet à la zone de fracture d'Andrew Bain ($30^{\circ}E$), la zone entre Andrew Bain et la zone de fracture de Gallieni ($52^{\circ}20' E$), la zone comprise entre la fracture de Gallieni et la fracture de Melville ($52^{\circ}20'E$ à $60^{\circ}45'E$) et l'est de la fracture de Melville jusqu'au point triple de Rodrigue.

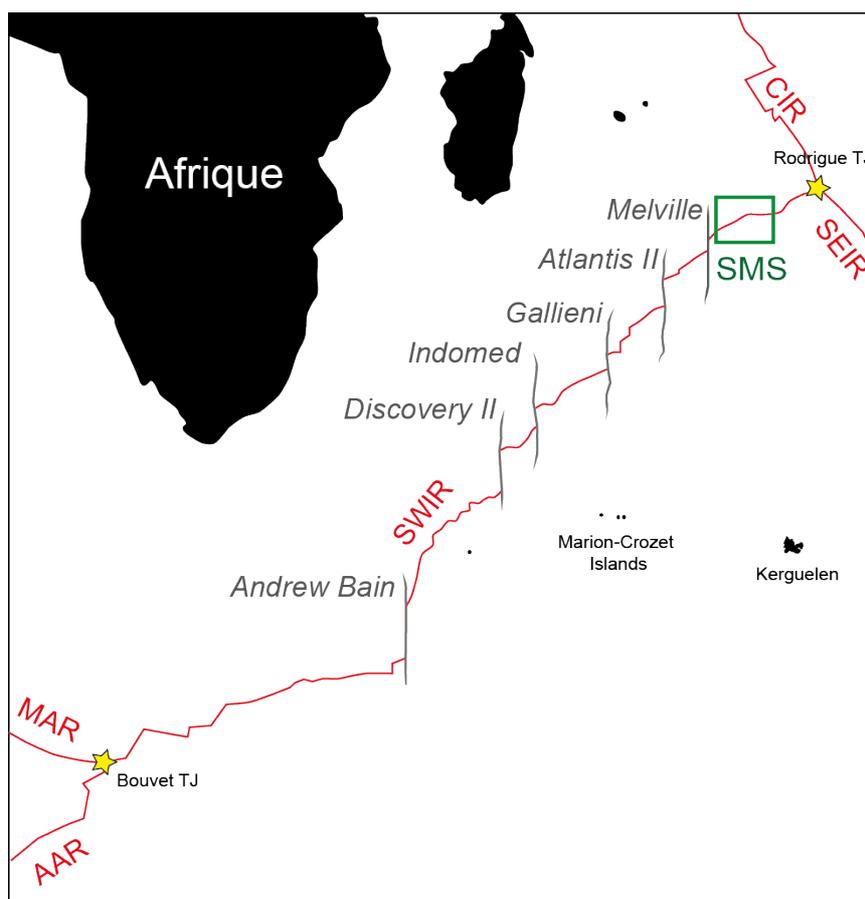


Figure II-1 : Carte de la dorsale Sud-Ouest Indienne (SWIR) et de ses principales failles transformantes. CIR=Dorsale Centrale Indienne, SEIR=Dorsale Sud-Est Indienne, MAR=Dorsale Médio-Atlantique, AAR=Dorsale Amérique-Antarctique. Les points triples (TJ) sont repérés par les étoiles, et la zone du smooth seafloor (SMS) est repérée par le cadre vert.

II.1.1 Morphologie et structure

L'axe de la dorsale se caractérise par une morphologie classique de dorsale ultralente en vallée axiale. La profondeur de cette vallée est variable tout au long de l'axe : 4 km en moyenne à l'ouest de de la fracture d'Andrew Bain, environ 3 km entre les fractures d'Andrew Bain et Gallieni, 4 km entre Gallieni et Melville, et enfin ~4,7 km à l'est de la fracture de Melville (Cannat et al., 1999, 2008) (Figure II-2). Cette profondeur axiale est corrélée à trois paramètres : l'épaisseur de croûte magmatique, l'épaisseur de manteau lithosphérique et le taux de fusion partielle (Cannat et al., 1999, 2008; Klein and Langmuir, 1987; Muller et al., 1997). Il a ainsi été montré que les segments les plus profonds de la SWIR possédaient une croûte fine (2,7 km), un manteau lithosphérique épais (3km) et des taux de fusion partielle bas (6%). A l'inverse, le segment de la SWIR situé entre les zones de fractures de Gallieni et Melville, montre une croûte relativement épaisse (6,7 km), un manteau plus fin (2 km) et des taux de fusion partielle plus importants (11%). Ces trois paramètres ont été interprétés comme la conséquence d'un manteau froid au niveau de la SWIR (Debayle and Lévêque, 1997). Le matériel mantellique plus froid conserve ses propriétés cassantes sur une plus grande épaisseur et implique que la température de fusion des roches n'est atteinte que localement. Le segment le plus magmatique de la SWIR (entre Gallieni et Melville) est interprété comme une anomalie résultant de l'influence thermique du point chaud Marion-Crozet (Cannat et al., 2008; Sauter et al., 2009).

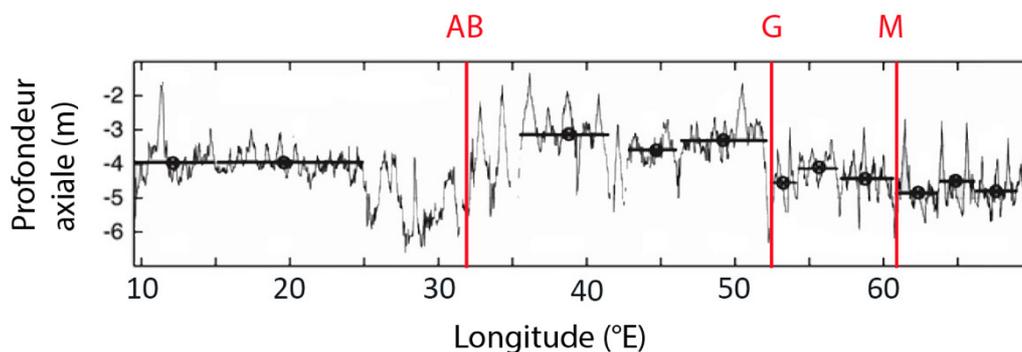


Figure II-2 : Variation de la profondeur axiale le long de la dorsale SWIR. Sont repérées en rouge les failles d'Andrew Bain (AB), Gallieni (G) et Melville (M). D'après Cannat et al., 2008.

II.1.2 Le plancher océanique

Le faible magmatisme combiné à un manteau plus dense empêche le développement de chambres magmatiques à l'axe de la dorsale, l'extension de la SWIR est donc majoritairement tectonique. Trois types de plancher océaniques peuvent être observés. Le plancher volcanique

(Figure II-3A) est composé essentiellement de basaltes. Il est parsemé de nombreux cônes volcaniques et parfois de volcans aplatis au sommet. Sa formation résulte d'un apport magmatique conséquent au niveau de la dorsale, qui permet le développement de dykes et de lentilles de gabbros en profondeur, ainsi que de failles normales, comme on peut en observer sur la dorsale MAR. L'accrétion du plancher se fait alors de façon symétrique sur les deux plaques divergentes (Cannat et al., 2006).

Les surfaces corruguées (Figure II-3B) se présentent sous la forme de dômes ou de surfaces subhorizontales, larges de 4 à 73 km, longues de 4 à 30 km dans la direction d'expansion, et présentant des stries parallèles à la direction d'expansion, appelées corrugations. Les corrugations peuvent atteindre jusqu'à 20 km de long, sur seulement 1 km de large, et sont issues de la friction entre le plan de faille et le mur du détachement. Les zones corruguées correspondent à la partie inactive du mur des failles de détachement, qui porte également le nom de paléosurface. Leur mise en place se fait en vis-à-vis avec le plancher volcanique qui constitue le toit de la faille (Cannat et al., 2006). Il s'agit des surfaces typiques que l'on peut voir sur les OCC des dorsales lentes lorsque le magmatisme est plus réduit et que la tectonique prend le dessus sur le volcanisme.

Enfin, le "smooth seafloor" (plancher océanique lisse) (Figure II-3C) se met en place lorsque l'apport magmatique est quasi nul. À l'échelle des images sonar du fond océanique, dont la résolution est de 3m, le smooth seafloor apparaît comme une surface lisse, dépourvue de striations ou de cônes volcaniques, d'où son nom (Sauter et al., 2013). Il se forme par la succession de détachements à grande échelle, qui génère des recouvrements entre différentes générations de failles et forme de larges reliefs inter-failles parallèles à l'axe de la dorsale (Figure II-3C) (Cannat et al., 2006). Ce type de plancher n'a pour le moment été observé qu'au niveau de la SWIR et est fortement supposé d'être une morphologie spécifique des dorsales ultralentes.

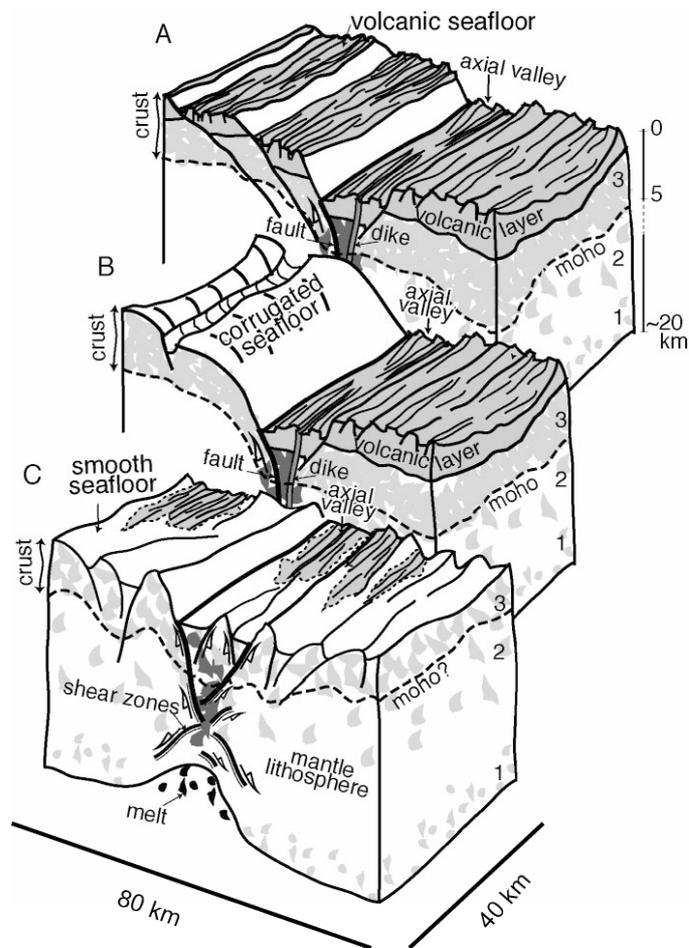


Figure II-3 : Schéma des différents modes d'accrétion océanique aux dorsales ultralentes selon l'activité magmatique de la ride A) Plancher volcanique ; B) Surface corruguée ; C) Smooth seafloor. Les modes A et B se mettent en place lorsque l'apport magmatique à l'axe est modéré à faible, ils se rencontrent donc également sur la dorsale MAR. Le mode C est présent uniquement en contexte de dorsale ultralente lorsque le magmatisme est quasi nul. Blanc=roches mantelliques ; gris clair=roches magmatiques cristallisées (basaltes/gabbros), gris sombre et noir=magmas. D'après Cannat et al., 2006.

II.1.3 Vitesse et direction d'extension

Le taux d'expansion de la SWIR a été estimé en moyenne à 14 mm/an (Patriat et al., 2008), mais il apparaît que ce taux n'est pas constant le long de l'axe. Il existe en effet une forte asymétrie des structures observées de part et d'autre de la ride. L'épaisseur de croûte, ainsi que l'orientation des failles et des reliefs abyssaux ne coïncident pas des deux côtés de la dorsale, signe que l'accrétion à l'axe est hétérogène et s'effectue majoritairement de façon unilatérale par le jeu de failles de détachement (Cannat et al., 2003; Mendel et al., 2003; Sauter et al., 2009). Par ailleurs, on constate que la direction de l'extension est elle aussi très variable, on observe des zones à extension orthogonale à l'axe de la dorsale, reliées à un magmatisme relativement important, et des zones à extension oblique, présentant des structures

d'exhumation du manteau et peu d'apports magmatiques (Dick et al., 2003; Cannat et al., 2008). Obliquité de la ride et production magmatique semblent être deux phénomènes interdépendants : les segments obliques se forment lorsque le volcanisme est très réduit/localisé, et l'obliquité elle-même influe sur la migration des magmas en profondeur et limite leur remonté vers la surface. Cependant l'obliquité seule n'est pas suffisante pour produire des segments totalement amagmatiques (Dick et al., 2003; Cannat et al., 2008). La SWIR a ainsi connu régulièrement des changements de direction et de vitesse d'écartement, suivant les variations locales de l'apport magmatique. On estime que la vitesse d'expansion générale de la SWIR a diminué sur les 26 derniers millions d'années, en passant de 30 mm/an à 16 mm/an vers 24 Ma, puis de 16 à 14 mm/an vers 20 Ma (Cannat et al., 2006; Patriat and Segoufin, 1988).

II.1.4 Caractéristiques chimiques

Si le manteau de la SWIR est considéré comme plus froid à l'échelle globale, il présente également de fortes variations en termes de composition chimique. La SWIR se différencie par ce que l'on appelle l'anomalie DUPAL (d'après ses découvreurs Dupré et Allègre) qui se caractérise par des rapports isotopiques extrêmes en néodyme ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), hafnium ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$), strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et plomb ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) dans les MORB (Dupré and Allègre, 1983; Hart, 1984). Cette anomalie est présente sur le réseau de dorsales indiennes de 26°E à 126°E, englobant l'entièreté des dorsales Centrale Indienne et de Carlsberg, et une partie de la Mer Rouge au nord (Klein et al., 1988; Mahoney et al., 1992; Schilling et al., 1992). L'origine de cette anomalie est encore mal connue, elle serait attribuable à la présence dans le manteau supérieur : 1) de morceaux de croûte continentale inférieure, arrachés et intégrés lors d'une ancienne convergence (Meyzen et al., 2005; Nishio et al., 2007) ; 2) de matériaux à bas point de fusion comme des éclogites ou des pyroxénites (Mallick et al., 2015; Salters and Dick, 2002) ; 3) de manteau lithosphérique continental, introduit avant et/ou pendant la rupture du Gondwana (Mahoney et al., 1992) ; ou 4) de croûte continentale issue du craton Gondwanien (Hanan et al., 2004). L'anomalie DUPAL est donc, bien que sujette à débat, la preuve certaine d'une forte hétérogénéité mantellique sous la dorsale SWIR et ses proches ramifications.

La présence du point chaud de Crozet a également des conséquences au niveau de la composition du manteau de la SWIR. Les rapports isotopiques en He des MORB amènent à penser que le manteau contient localement une source plus appauvrie, constituée d'un mélange

de harzburgites et de matériaux profonds, ramenés lors de la remontée du panache (Breton et al., 2013; Gautheron et al., 2015; Sauter et al., 2009).

En termes de d'éléments majeurs, les gammes de composition en SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ et CaO des serpentinites de la SWIR (Niu, 2004; Rouméjon, 2014) sont similaires à celle des serpentinites MAR (Jöns et al., 2010; Kodolányi et al., 2012; Paulick et al., 2006), tandis que leur compositions en Al_2O_3 , Na_2O et TiO_2 , bien qu'elles se superposent en majorité à la gamme des serpentinites MAR, tendent à être enrichies (Figure II-4). Ces enrichissements en roche totale sont dus à la présence de pyroxènes (ortho et clino) plus riches en Na_2O , TiO_2 et Al_2O_3 (Frisby et al., 2016; Rouméjon, 2014; Seyler et al., 2003; Snow and Dick, 1995; Warren and Shimizu, 2010) que ceux des serpentinites des dorsales MAR (Bonatti et al., 1992; Cannat et al., 1992; Kodolányi et al., 2012; Komor et al., 1990) et EPR (Früh-Green et al., 1996; Kodolányi et al., 2012) (Figure II-). Les serpentinites de la SWIR présentent également des rapports MgO/SiO_2 et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ plus faibles que ceux de la dorsale MAR, indicateurs de plus faibles taux de fusion partielle (Figure II-).

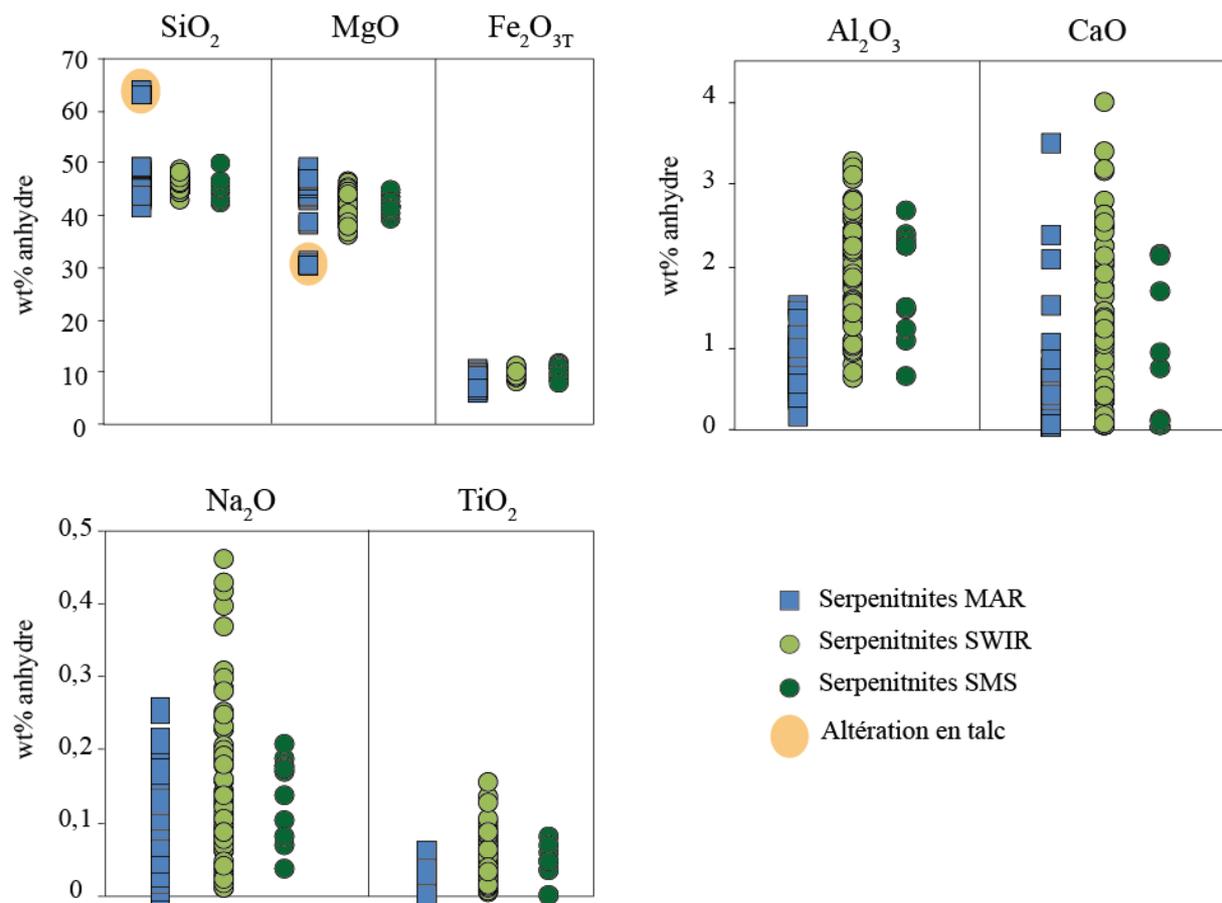


Figure II-4 : Compositions en roche totale en éléments majeurs des serpentinites des dorsales MAR (Paulick et al., 2006; Jöns et al., 2010; Kodolányi et al., 2012; Andreani et al., 2013) et SWIR (Niu, 2004), et des serpentinites de la zone du smooth seafloor (Rouméjon, 2014).

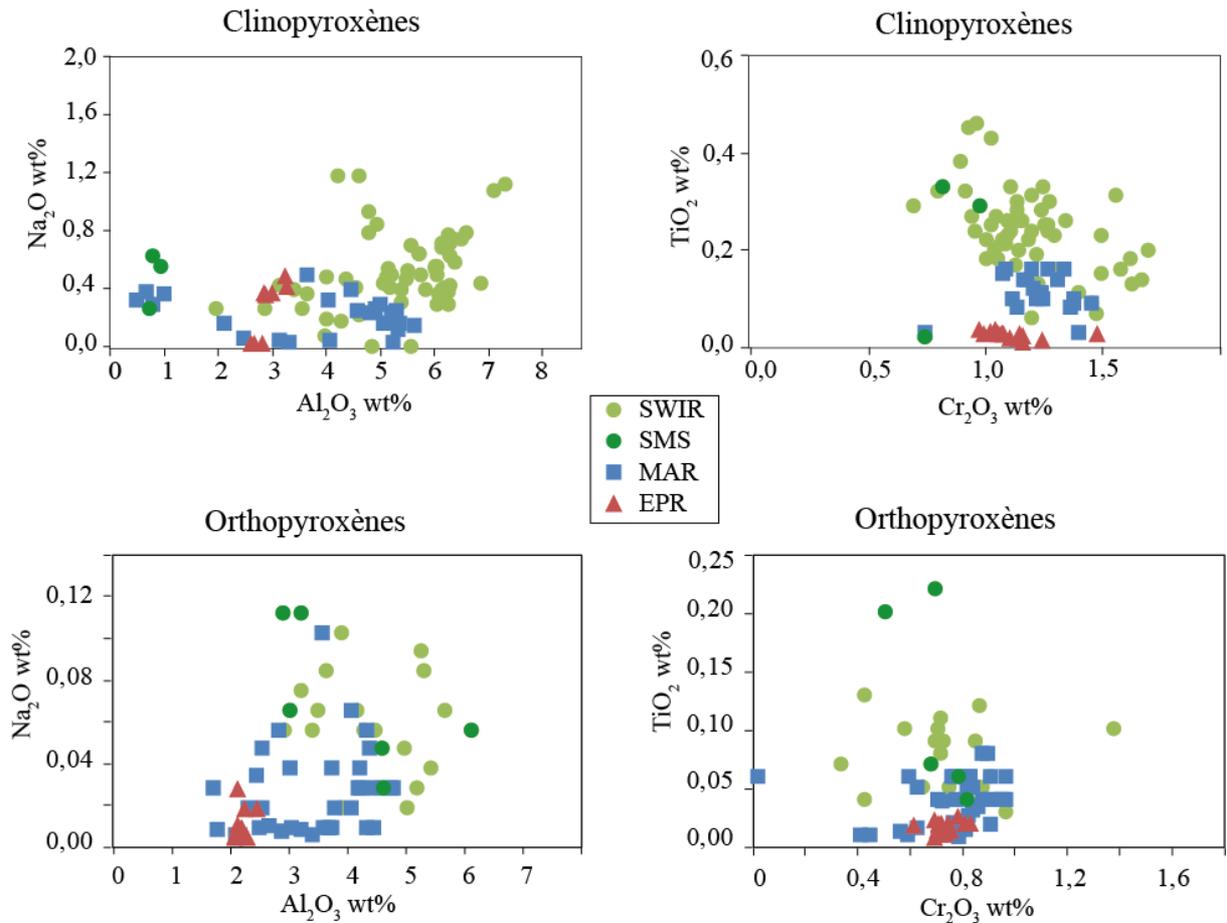


Figure II-5 : Compositions des clinopyroxènes et orthopyroxènes (reliques) des péridotites de la SWIR (Snow & Dick, 1995 ; Seyler et al., 2003 ; Warren & Shimizu, 2010 ; Frisby et al, 2016) et du SMS (Rouméjon, 2014), comparées aux compositions des clinopyroxènes des dorsales MAR (Komor et al, 1990 ; Cannat et al., 1992 ; Bonatti et al., 1992 et Kodolanyi et al., 2012) et EPR (Früh-Green et al., 1996 et Kodolanyi et al., 2012).

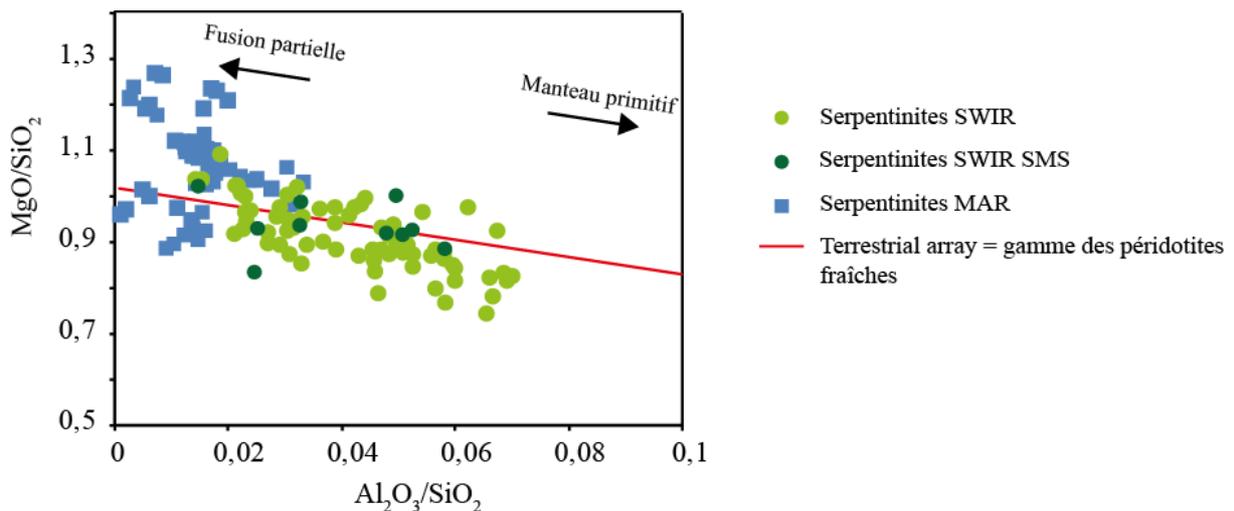


Figure II-6 : Composition en MgO, SiO₂ et Al₂O₃ des serpentinites abyssales des dorsales MAR et SWIR, et du SMS (références identiques à la Figure 4). La « terrestrial array » est tirée des données du manteau primitif de Jagoutz et al. (1979) et de Hart and Zindler (1986).

Concernant les éléments traces, les serpentinites de la SWIR sont plus riches que les serpentinites MAR : elles possèdent des spectres REE plats ou convexes avec un appauvrissement en LREE, et ne présentent pas d'anomalie positive en Eu caractéristique de la circulation des fluides hydrothermaux (Deschamps et al., 2013) (Figure II-5).

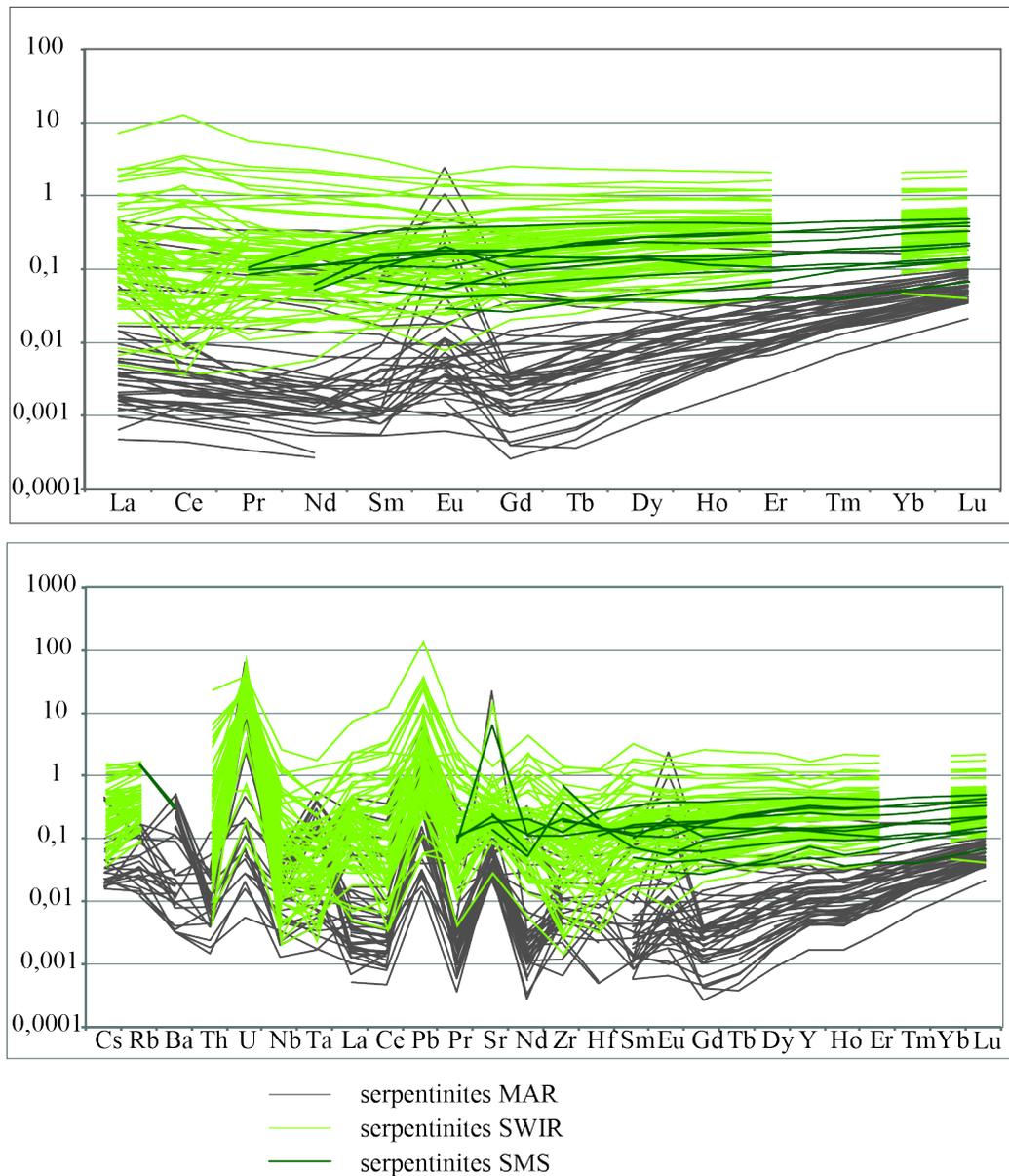
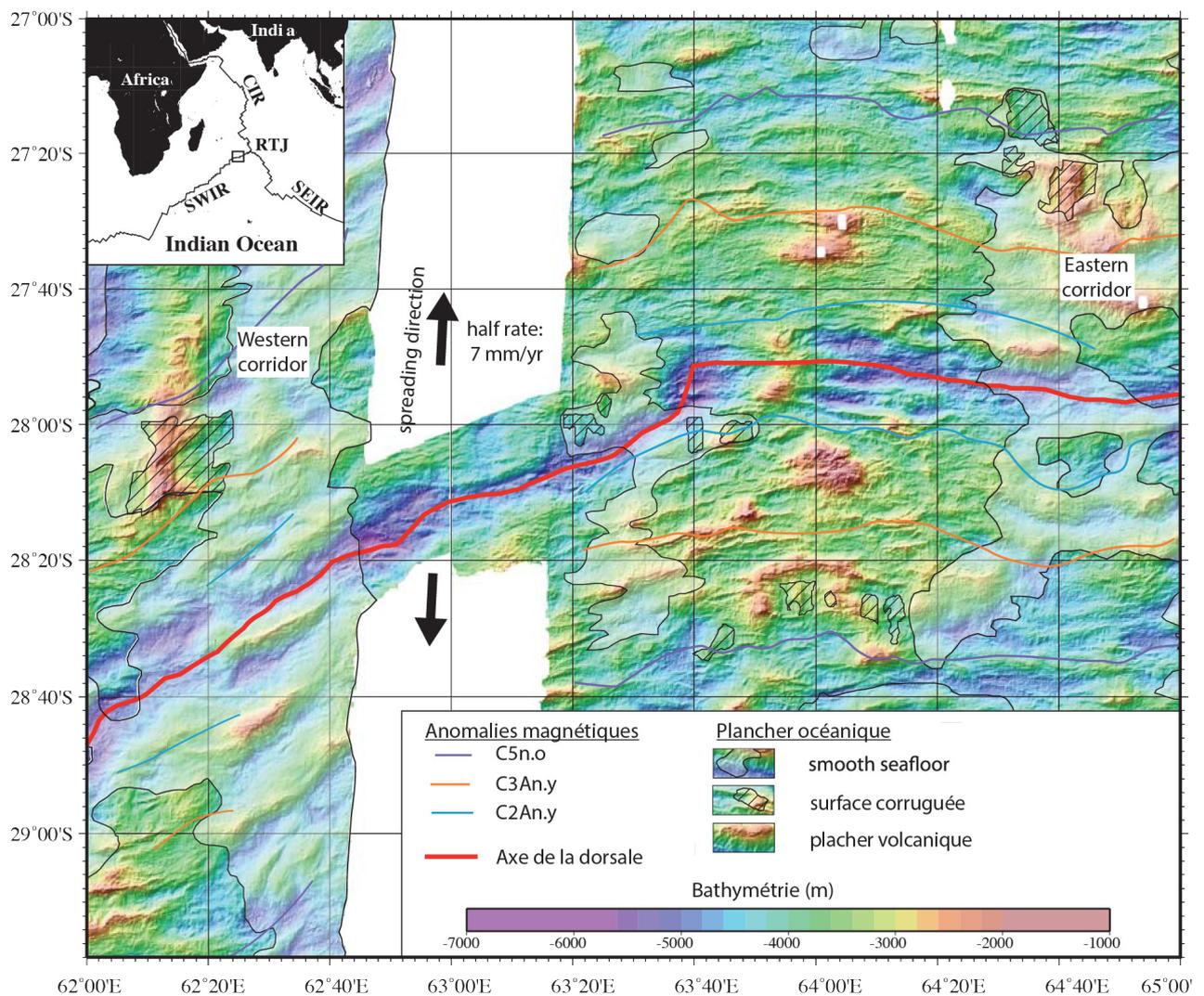


Figure II-5 : Spectre en éléments traces (lanthanides (haut) et multiéléments (bas)) des serpentinites abyssales MAR et SWIR, normalisées au manteau primitif de Sun and McDonough (1989).

II.2 La zone 62-65°E

La zone la plus orientale de la SWIR, située à l'Est de la fracture de Melville, a fait l'objet de deux campagnes océaniques : la campagne EDUL en 1997 et la campagne SMOOTH SEAFLOOR en 2010, durant lesquelles ont été réalisés des cartes bathymétriques, des profils TOBI et des dragages.

Le plancher océanique s'y compose en majorité de plancher volcanique, de 37% de zones du smooth seafloor et d'environ 5% de surfaces corruguées (Cannat et al., 2006; Sauter et al., 2013) (Figure II-6). Ces textures, combinées à une croûte magmatique discontinue est très fine (2,7 km), une forte profondeur axiale (4 km) et un épais manteau lithosphérique (2 km) font



que la zone est considérée comme une des plus amagmatiques du réseau des dorsales océaniques.

Dans cette zone 62-65°, au sein même de l'anomalie DUPAL, des particularités chimiques ont été constatées dans les MORB et les péridotites de la SWIR par comparaison avec les lithologies des autres dorsales. D'un côté, [Meyzen et al. \(2003\)](#) ont mis en évidence que les verres basaltiques et les basaltes y sont plus riches en $\text{Na}_{8,0}$, Al_2O_3 et Sr, et plus pauvres en HREE par rapport à leur quantité en TiO_2 . Et de l'autre côté, [Seyler et al. \(2003\)](#) ont constaté que les péridotites résiduelles sont anormalement pauvres en clinopyroxènes (5 à 6% modal) par rapport à leur taux de fusion partielle (5 à 12%, ce qui devrait normalement conduire à un résidu solide avec 8 à 10% de clinopyroxène d'après [Johnson et al. \(1990\)](#) et [Niu and Hékinian, \(1997\)](#)) et que ces clinopyroxènes reflètent des compositions très appauvries (fort Cr et Al, faible Ti) mais sont paradoxalement enrichis en Na_2O (Figure II-). Ceci indique que les basaltes et les péridotites de cette région de la SWIR ne sont pas le résultat d'une simple fusion partielle de manteau supérieur appauvri. Les auteurs favorisent l'idée d'une première fusion partielle du manteau profond, qui expliquerait l'appauvrissement en HREE et en clinopyroxènes, suivie d'une refertilisation par un magma, à l'origine de fortes concentrations en Na_2O des clinopyroxènes. Ces deux processus auraient lieu avant le magmatisme tholéiitique, d'où les anomalies chimiques constatées dans les MORB *in fine*. L'origine du magma refertilisant est encore incertaine, l'hypothèse la plus étayée est la présence dans le manteau supérieur de matériaux à température de fusion plus basse, plus précisément des pyroxénites à grenats ([Brunelli et al., 2014](#); [Meyzen et al., 2003](#); [Seyler et al., 2003](#)).

II.3 Site d'étude : le smooth seafloor de la SWIR

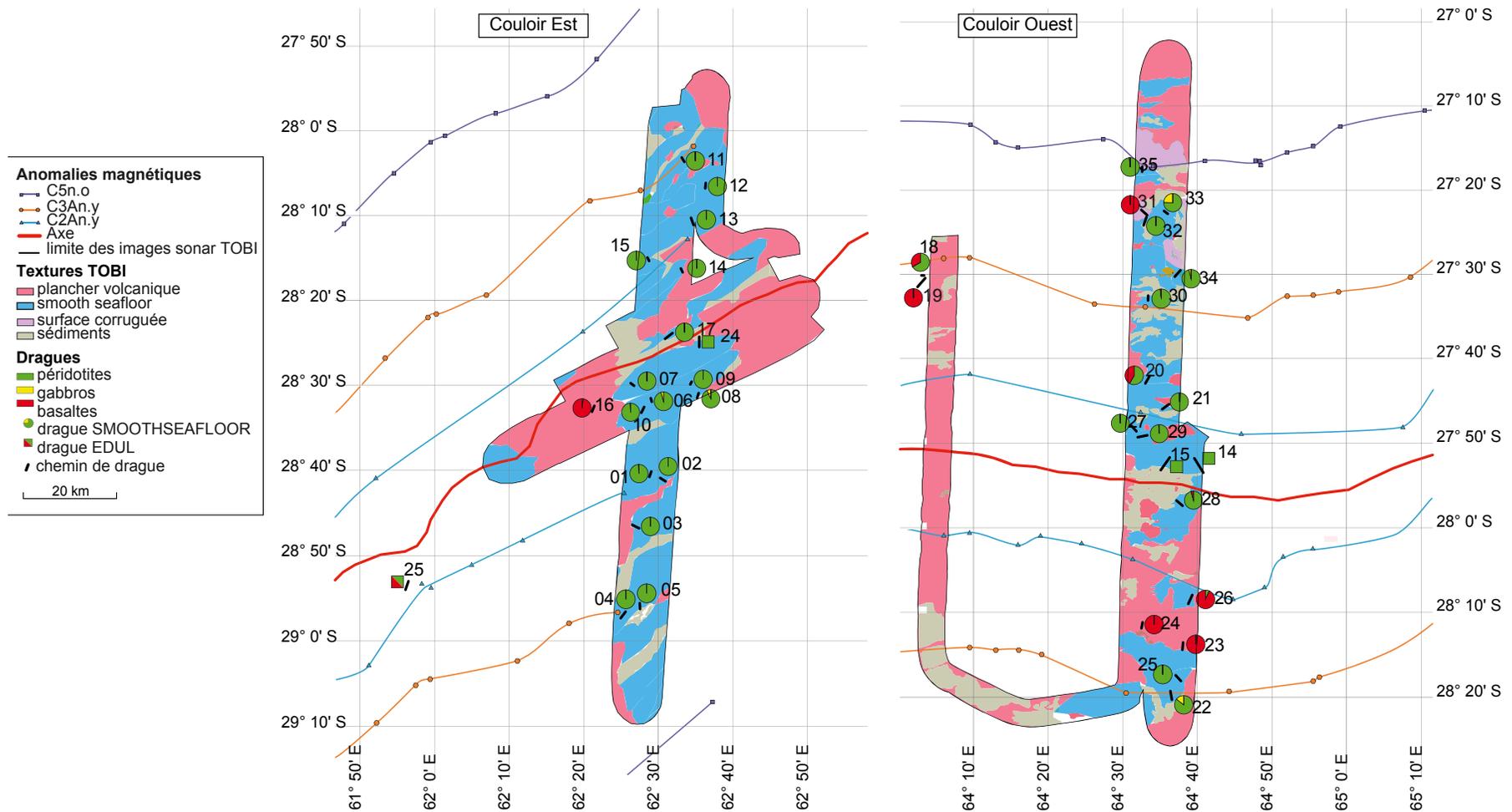
Dans ces travaux de thèse, nous nous intéressons aux zones du smooth seafloor de la SWIR, localisés dans la zone 62-65°E, et étudiés par la campagne SMOOTHSEAFLOOR sous la direction de Daniel Sauter et Mathilde Cannat en 2010.

Le smooth seafloor de la SWIR se présente comme deux couloirs orientés NS, quasi perpendiculaires à l'axe de la dorsale, longs de 15 à 30 km, à 62°30'E (couloir ouest) et 64°30'E (couloir est) (Figure II-6) ([Sauter et al., 2013](#)). Le couloir ouest se développe obliquement par rapport à la dorsale à une vitesse de 6 mm/an (ESR *Effective Spreading Rate* : vitesse de demi-expansion rapportée de façon perpendiculaire à la ride), tandis que le couloir est croît de façon quasi orthogonale à la dorsale à 7 mm/an ([Cannat et al., 2006, 2008](#); [Sauter et al., 2013](#)).

Lors de la campagne, 33 dragages ont été effectués sur ces deux couloirs du smooth seafloor à l'axe, sur les flancs et hors-axe de la dorsale, jusqu'à l'anomalie magnétique C5n.o, qui limite l'âge des roches à ~11 Ma maximum. Environ 1200 échantillons de basaltes, gabbros et péridotites ont ainsi été remontés. Sur les 33 dragues effectuées, 24 dragues ne contiennent que des péridotites serpentinisées, deux dragues ne contiennent que des basaltes, et sept autres sont composées d'au moins 50% de péridotites serpentinisées plus des basaltes ou des gabbros (Figure II-7) (Sauter et al., 2013), confirmant l'idée d'un très faible magmatisme dans la zone.

Les seules études chimiques effectuées jusqu'à présent dans la zone du smooth seafloor se trouvent dans les travaux de S. Rouméjon (Rouméjon, 2014; Rouméjon and Cannat, 2014; Rouméjon et al., 2015) sur les serpentinites et de Paquet et al. (2016) sur les basaltes. Les serpentinites du Smooth seafloor présentent ainsi des compositions chimiques en éléments majeurs et traces semblables à celles que l'on a pu observer sur le reste de la SWIR (Figure II- et Figure II-5). Les basaltes quant à eux montrent de plus faibles proportions en CaO et Al₂O₃ pour un MgO donné par rapport à la plupart des MORB (Paquet et al., 2016). Ceci serait dû à la circulation des magmas dans la lithosphère qui dissout les olivines des roches encaissantes. Les auteurs estiment que ces interactions magma-roche ont beaucoup plus d'impact sur la composition des MORB au niveau des zones très peu magmatiques des dorsales car les rapports magma/roche sont très faibles.

Figure II-7 : Carte de localisation des 33 dragues de la campagne SMOOTH SEAFLOOR (2010) dans les deux zones du smooth seafloor de la SWIR entre 62 et 65°E, montrant la répartition spatiale des différentes textures du plancher océanique (plancher volcanique, surface corruguée et smooth seafloor) et les proportions en basalte, gabbros et péridotites récupérés à chaque drague. Modifiée d'après les *Supplementary Infos* de Sauter et al. (2013.)



III. PÉTROGRAPHIE DES PÉRIDOTITES SERPENTINISÉES

III.1 Sélection des échantillons de l'étude

Les échantillons étudiés dans le cadre de cette thèse ont été récoltés sur la SWIR lors de la campagne SMOOTH SEAFLOOR de 2010 (chefs de mission : Daniel SAUTER et Mathilde CANNAT), le long des deux couloirs est et ouest des zones du smooth seafloor (Figure III-1). Comme expliqué au chapitre précédent, ces zones correspondent aux paléosurfaces de failles de détachement et sont des zones d'affleurement du manteau lithosphérique. L'âge des échantillons est donné par l'anomalie magnétique C5n.o, c'est à dire un âge maximal de 11 Ma. La sélection des échantillons a été faite selon trois critères : 1) un protolithe péridotitique, les échantillons basaltiques ou gabbroïques n'ont pas été inclus, 2) les échantillons devaient présenter macroscopiquement différents degrés de serpentinisation et/ou oxydation, et 3) une position variable par rapport à la dorsale afin de voir l'évolution des conditions de serpentinisation perpendiculairement à l'axe et donc en fonction de l'âge. Trente et une serpentinites ont ainsi été choisies, provenant de 23 dragues différentes (Figure III-1). Les échantillons sont labellisés de la façon suivante : un préfixe SMS (pour Smooth seafloor), suivis de trois numéros séparés par des tirets (ex : SMS 1-2-35). Le premier numéro du label correspond au numéro de la drague (ex : SMS 1-2-35 provient de la drague numéro 1). La distance entre chaque site de drague et la dorsale a été mesurée d'après les cartes de localisation de [Sauter et al. \(2013\)](#), perpendiculairement à la dorsale pour le couloir ouest et obliquement pour le couloir est. Il est important de signaler que pour des échantillons provenant d'une même drague, il n'y aura pas de distinction de distance entre eux (ex : SMS 14-5-1 et 14-5-8 proviennent tous deux de la drague n°14). La liste des échantillons étudiés dans le cadre de cette thèse, ainsi que leurs caractéristiques (protolithe, localisation, âge) est donnée dans le Tableau III-1.

III.2 Méthode d'analyses pétrographiques et compositions in situ

Les minéraux présents dans les serpentinites ont été identifiés et caractérisés par différentes méthodes.

Premièrement, la majorité des phases a pu être identifiée grâce à l'observation pétrographique détaillée de lames minces au microscope optique (lumière polarisée non analysée, polarisée analysée, lumière réfléchie) au LMV Saint-Etienne. Cette observation détaillée s'est accompagnée d'une évaluation des proportions modales. Ces proportions

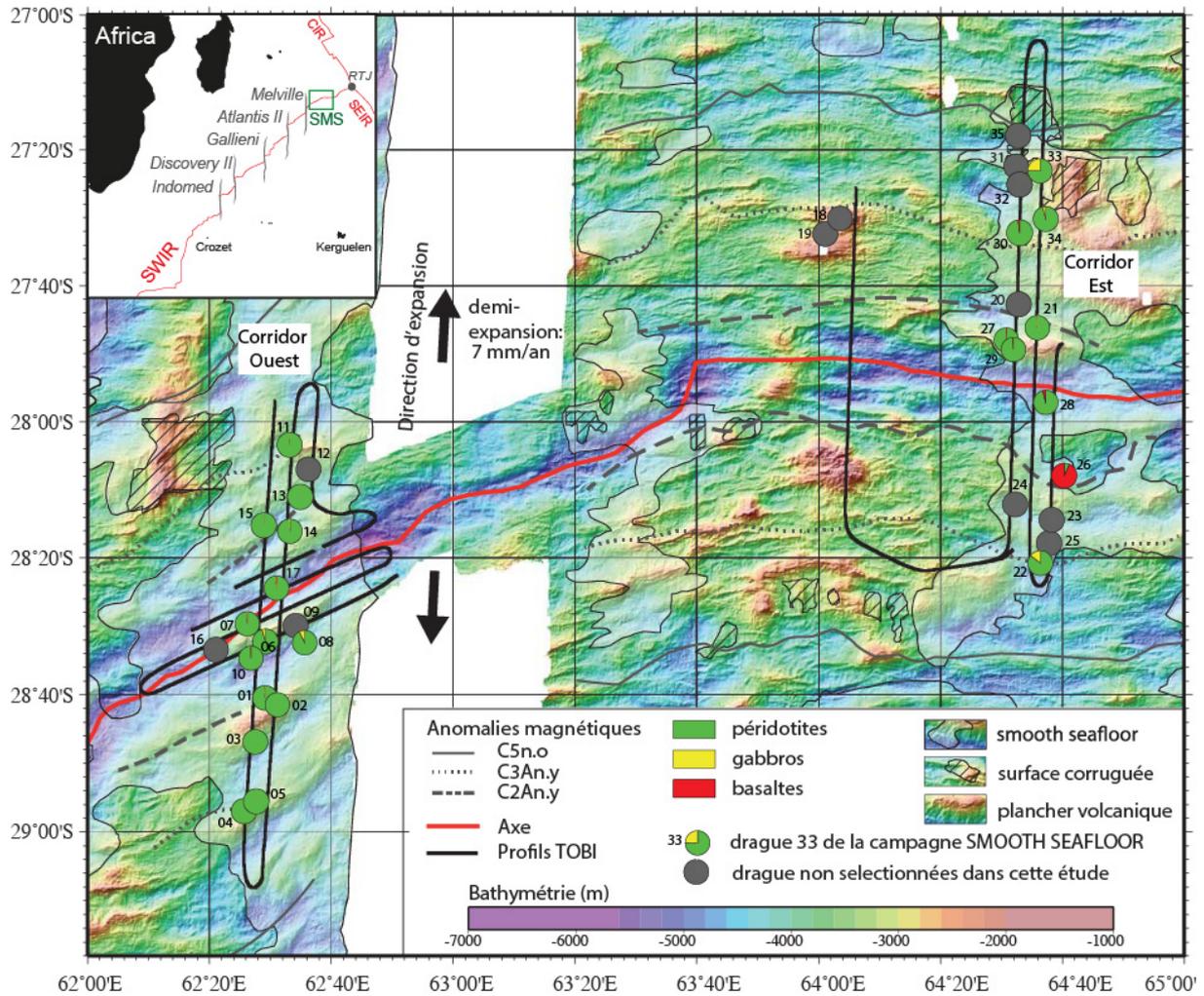


Figure III-1 : Carte de localisation des échantillons de la zone Smooth seafloor, modifiée d'après Sauter et al., 2013

modales ont été estimées à partir de scans de lames minces réalisés en lumière polarisée analysée et non analysée, sur lesquels a été appliquée une reconnaissance optique par couleur à l'aide du logiciel Photoshop[®]. Dans le cas où plusieurs minéraux étaient indifférenciables sur les scans, une sélection à la main des phases a été réalisée, en comparant avec la lame mince originelle. L'erreur de mesure sur le pourcentage modal obtenu est au maximum 0,5 % (obtenue par répétition des mesures 20 fois sur un même scan de lame mince).

Tableau III-1 : Localisation, protolithe, et degré de serpentinitisation des échantillons Smooth seafloor. Le degré de serpentinitisation est estimé grâce à la somme de toutes les phases secondaires visibles en lame mince.

Nom de l'échantillon	Localisation par rapport à la dorsale	Protolithe	Distance à la dorsale (km)	Couleur de serpentine	Degré de serpentinitisation (%)
Couloir Est					
SMS 01-02-01	Nord	harzburgite	26,7	gris orangé	69
SMS 01-02-35	Nord	lherzolite	26,7	gris orangé	74
SMS 02-02-11	Nord	harzburgite	28,5	noire/grise	90
SMS 02-02-17	Nord	harzburgite	28,5	vert clair	98
SMS 03-02-01	Nord	lherzolite	36,4	noire/grise	93
SMS 04-02-01	Nord	lherzolite	55,2	orange	94
SMS 05-04-14	Nord	harzburgite	53,9	vert orangé	91
SMS 05-04-17	Nord	webstérite à olivine	53,9	orange	99
SMS 06-03-14	Nord	harzburgite	9,7	vert orangé	60
SMS 07-03-07	Sud	harzburgite	4,2	orange/grise	66
SMS 08-02-17	Sud	harzburgite	14,2	noire/grise	100
SMS 08-02-25	Sud	lherzolite	14,2	orange/grise	63
SMS 10-05-06	Sud	harzburgite	11,2	vert orangé	52
SMS 11-02-04	Sud	lherzolite	40,6	orange	85
SMS 11-02-11	Sud	harzburgite	40,6	orange	74
SMS 13-04-11	Sud	harzburgite	25,5	noire/grise	96
SMS 14-05-01	Sud	dunite	12,7	grise-beige	98
SMS 14-05-08	Sud	dunite	12,7	verte	99
SMS 15-03-16	Sud	harzburgite	21,2	vert clair	96
SMS 17-04-02	Sud	dunite	2,4	vert clair	92
SMS 17-04-19	Sud	harzburgite	2,4	noire/grise	81
SMS 17-04-32	Sud	harzburgite	2,4	grise	51
Couloir Ouest					
SMS 21-05-06	Nord	lherzolite	16,4	orange/grise	90
SMS 22-06-13	Sud	harzburgite	45,5	noire	89
SMS 26-02-11	Sud	webstérite à olivine	24,2	noire/grise	90
SMS 27-02-19	Nord	harzburgite	11,2	noire/grise	98
SMS 28-04-10	Sud	harzburgite	3,9	noire/grise	80
SMS 29-05-41	Nord	harzburgite	10,6	noire/grise	94
SMS 29-06-13	Nord	harzburgite	10,6	noire/grise	95
SMS 30-02-02	Nord	harzburgite	39,4	noire/grise	100
SMS 33-03-27	Nord	lherzolite	57,9	orange/grise	76
SMS 34-02-17	Nord	harzburgite	44,8	noire/grise	95

Secondairement, la diffraction des rayons X (DRX) a permis l'identification des phyllosilicates (phases argileuses, chlorite, talc, trémolite), ainsi que la discrimination entre les différentes variétés de serpentine. Les spectres DRX ont été obtenus à partir de poudres de roche totale, broyées au mortier en agate au LMV Saint-Etienne, poudres qui ont ensuite été utilisées pour l'ensemble des analyses géochimiques. Les analyses de DRX ont été réalisées sur le diffractomètre INEL G3000 du Géosciences Environnement Toulouse (GET, France), muni d'un détecteur courbe CPS 120. Les mesures ont été effectuées avec une anode en cuivre, en utilisant une radiation $\text{CuK}\alpha$ à 1.5406 nm et un pas de 57.6 s. Un premier spectre de diffraction a été obtenu sur poudre totale non orientée entre 1,2 et 44 Å, et un deuxième sur poudre orientée (ou lame orientée) entre 2,5 et 44 Å. Les analyses sur lame orientée ne sont réalisées que sur les parties les plus fines du broyat et permettent de mettre en évidence la nature des argiles présentes dans la lame (Thiry et al., 2013). La fraction fine a été utilisée trois fois afin d'obtenir un premier spectre normal, un deuxième spectre après saturation à l'éthylène glycol (EG) et un troisième après chauffage à 500° C. L'utilisation de l'EG et l'augmentation de température permettent de discriminer entre les différentes argiles qui possèdent des pic de diffraction similaires pour le plan d(001) (ex : smectite, vermiculite et chlorite à 14 Å). L'EG se substitue à l'eau inter-feuillets dans la smectite, ce qui décale le pic à 17 Å, tandis que la chauffe déstabilise la smectite et la vermiculite, déplaçant leur pic à 10 Å. La chlorite conserve son pic à 14 Å dans tous les cas, mais son pic à 7 Å disparaît lors du chauffage.

Troisièmement, les minéraux secondaires de huit serpentinites ont été analysés par spectroscopie/spectrométrie RAMAN au Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure (ENS) de Lyon (France) sur un spectromètre confocal Horiba Jobin-Yvon™ LabRam HR800. La source lumineuse est un laser à argon ionisé, utilisant une longueur d'onde de 514,5 nm (visible). L'intensité du rayon choisie était de 6 mW pour les minéraux silicatés et oxydes et de 600 µW pour les sulfures. Les mesures ont été effectuées dans la gamme basse des longueurs d'onde entre 150 et 1200 cm^{-1} , ainsi que dans la gamme haute entre 3600 et 3800 cm^{-1} , afin d'observer la vibration des liaisons OH. Cette méthode est tout particulièrement indiquée pour différencier in situ les différents polymorphes de la serpentine : antigorite, chrysotile et lizardite. L'antigorite se reconnaît à ses quatre pics majeurs situés à 230, 375, 685 et 1044 cm^{-1} dans la gamme basse, et ses deux pics distincts à ~3667 et ~3696 dans la gamme haute (Figure III-2a). La lizardite et le chrysotile sont indifférenciables sur la gamme basse, car ils possèdent les mêmes pics majeurs à ~230, ~390, et ~690 cm^{-1} . La distinction entre les deux se fait sur les pics de la gamme haute : la lizardite montre deux pics distincts à 3685 et

3704 cm^{-1} , tandis que le chrysotile ne montre qu'un seul pic majeur à 3699 cm^{-1} avec un épaulement à ~ 3690 cm^{-1} (Figure III-2b et d) (Andreani, 2003; Auzende et al., 2004; Debret et al., 2013; Schwartz et al., 2013). Toutes ces indications ne sont valables que pour les phases pures des polymorphes, Schwartz et al. (2013) indiquent qu'un mélange entre la lizardite et l'antigorite conduit à des spectres où l'on observe un décalage des pics à 390, 3685 et 3704 cm^{-1} de la lizardite vers 385, 3680 et 3700 cm^{-1} , des positions intermédiaires avec celles des pics de l'antigorite (Figure III-2c).

Dernièrement, les compositions in situ en éléments majeurs et quelques éléments mineurs (Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ni, S, Cu, Pb, Co, Zn, As) des minéraux primaires,

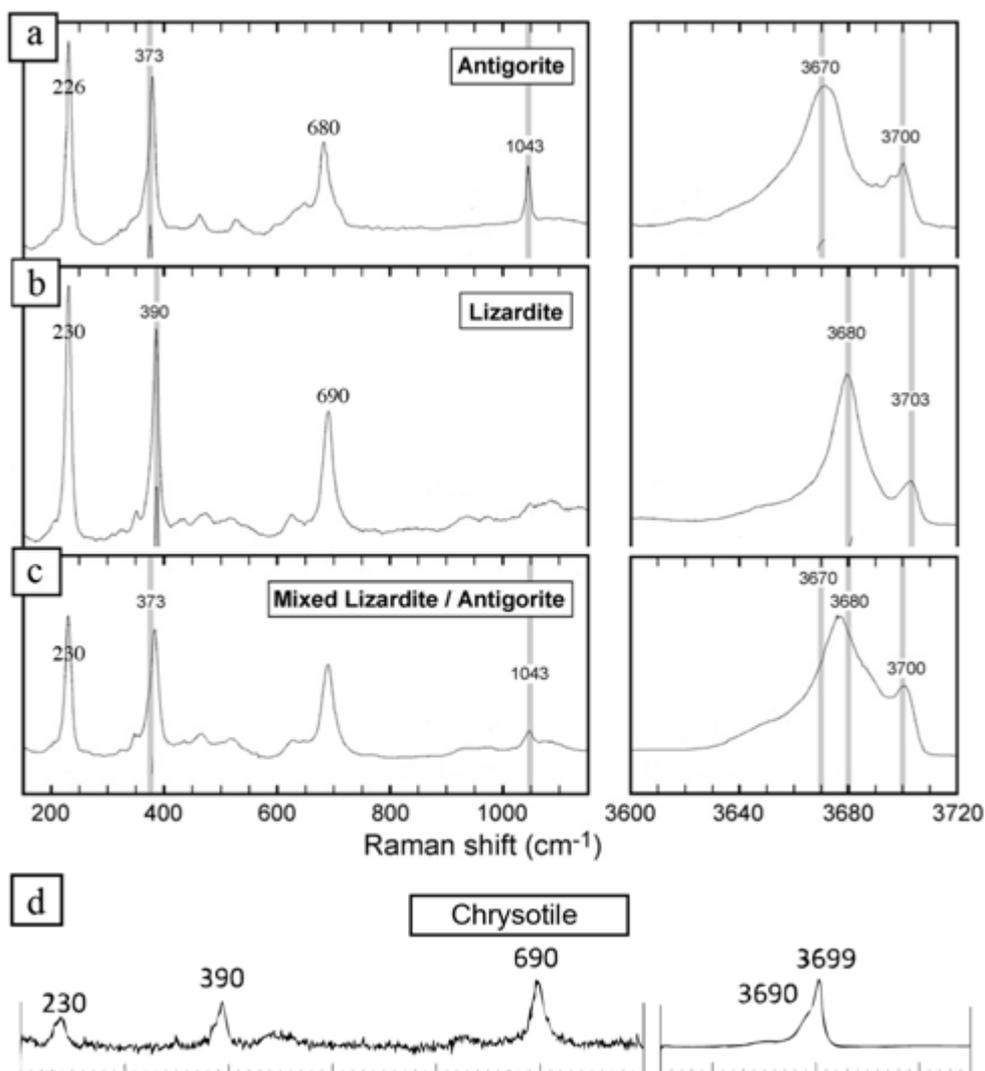


Figure III-2 : Spectres RAMAN des minéraux serpentiniteux. Spectres a, b et c d'après Schwartz et al. (2013), spectre d d'après Auzende et al. (2004).

secondaires et des sulfures ont été obtenus à la microsonde électronique CAMECA SX100 du Laboratoire Magmas et Volcan (LMV), de Clermont-Ferrand (France). Des lames minces de 30 μm d'épaisseur ont été analysées sous un faisceau d'électron de 15 kV et 15 nA. La taille du point d'analyse était de 5 μm et le temps de comptage de 10 s. Les compositions détaillées des minéraux analysés à la microsonde électronique sont présentées en annexe.

III.3 Protolithe et minéraux primaires

III.3.1 Protolithe

Le protolithe des échantillons sélectionnés est en majorité harzburgitique (20 échantillons), avec une minorité de lherzolites (7 échantillons) et trois dunites (Figure III-3), d'après la classification des roches ultramafiques de [Streckeisen \(1976\)](#). Dans deux échantillons, SMS 5-4-17 et 26-2-11, les pyroxènes ont été complètement remplacé par des assemblages de serpentine + chlorite + trémolite, rendant difficile la détermination du type de pyroxène. En supposant que l'assemblage serpentine + chlorite + trémolite remplace uniquement les pyroxènes primaires, nous pouvons estimer une proportion initiale en pyroxènes supérieure à 70 %, le protolithe se place donc dans la catégorie des webstérites à olivine.

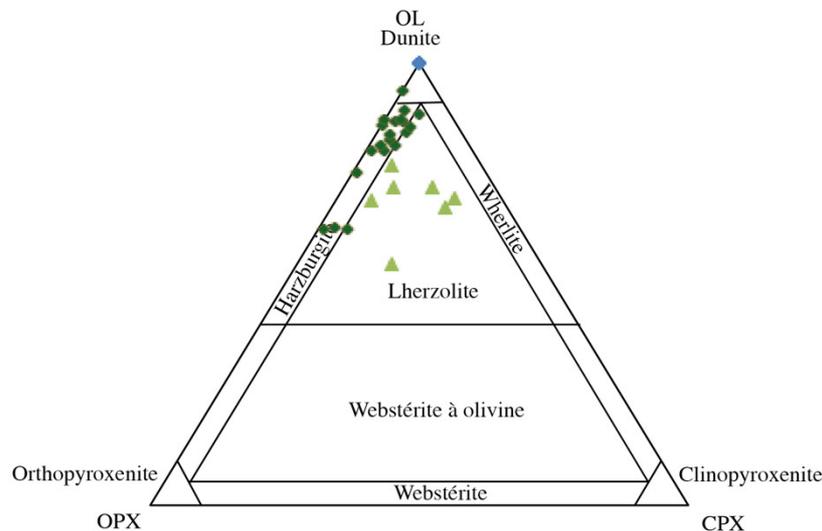


Figure III-3 : Classification des péridotites serpentinisées du smooth seafloor (d'après Streckeisen, 1976). Les échantillons SMS 5-4-17 et SMS 26-2-11 ne sont pas représentés car leurs proportions en clino et orthopyroxène ne peuvent être déterminées précisément.

Tableau III-2 : Proportions modales des échantillons SMS (exprimées en %). Les tirets signalent une absence de la phase. « DRX » indique que la phase a été identifiée sur les spectres de diffraction des rayons X mais n'a pas été observée en lame mince. Abréviations : Ol=olivine ; Opx=orthopyroxène ; Cpx=clinopyroxène ; Sp=spinelle ; Sm=serpentine maillée ; B_{opx}=bastite après opx ; B_{cpx}=bastite après cpx ; Sv=serpentine, veine secondaires ; Ct=chrysotile ; Mt=magnétite ; A=amphibole (trémolite ou actinote) ; Cl=chlorite ; Tl=talc ; Hg=hydrogrenat ; Cb=carbonates ; Sf= sulfures ; M=métaux ; O_x=oxydes ; O_{xA}=oxydes de fer amorphes ; pn=pentlandite ; mi=millérite ; cpy=chalcopryrite ; vt=violarite ; aw=awaruite, hm=hématite, gt=goethite, cpn=chalcopentlandite.

Échantillon	Minéraux primaires (reliques)				Minéraux secondaires												
	Ol	Opx	Cpx	Sp	Sm	B _{opx}	B _{cpx}	Sv	Ct	Mt	A	Cl	Tl	Hg	Cb	O _{xA}	Sf, M, O _x (<<1%)
SMS 1-2-1	10	16	3	2	69	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	pn
SMS 1-2-35	10	3	6	<1	50	6	7	<1	-	3	2	4	2	7	-	-	pn
SMS 2-2-11	-	5	3	2	81	5	2	-	-	1	-	-	-	-	-	-	mi, cpy, vt
SMS 2-2-17	-	-	-	2	84	9	4	-	-	<1	1	DRX	-	-	-	-	
SMS 3-2-1	-	3	2	1	72	14	5	-	-	<1	2	1	<1	-	-	-	pn
SMS 4-2-1	-	4	1	<1	63	2	2	-	-	<1	18	<1	3	-	-	6	gt
SMS 5-4-14	-	3	2	4	75	7	-	-	1	4	<1	<1	<1	-	-	3	pn, aw
SMS 5-4-17	-	-	1	<1	35	-	-	<1	2	<1	27	22	-	-	-	13	
SMS 6-3-14	27	5	6	2	59	-	-	<1	-	<1	-	-	-	-	-	<1	pn
SMS 7-3-7	18	12	3	1	41	19	2	-	1	<1	-	1	-	1	-	-	pn, mi
SMS 8-2-17	-	-	-	<1	83	6	-	<1	2	<1	-	6	3	-	-	-	
SMS 8-2-25	13	10	8	2	42	18	-	-	-	3	-	-	-	-	4	-	pn
SMS 10-5-6	33	8	1	1	44	3	-	<1	-	<1	1	-	5	-	5	-	pn
SMS 11-2-4	-	7	6	2	75	9	1	<1	-	<1	-	-	<1	-	-	<1	pn
SMS 11-2-11	<1	24	1	1	63	-	-	-	-	<1	-	-	-	-	-	12	gt
SMS 13-4-11	-	3	-	1	82	10	-	-	3	<1	-	DRX	-	-	-	-	
SMS 14-5-1	-	-	-	1	96	-	-	<1	1	<1	-	-	-	-	-	3	hm, pn
SMS 14-5-8	-	-	-	1	92	-	-	-	3	1	-	-	-	-	-	4	hm,gt
SMS 15-3-16	-	3	-	1	84	7	3	-	1	<1	-	-	-	-	-	-	
SMS 17-4-2	-	-	-	8	80	-	-	-	-	1	-	11	-	-	-	-	
SMS 17-4-19	5	13	1	<1	56	24	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	pn
SMS 17-4-32	35	11	3	<1	47	3	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	pn
SMS 21-5-6	-	7	3	<1	59	17	-	<1	4	1	3	1	-	-	-	6	gt
SMS 22-6-13	-	10	1	-	68	7	-	-	2	1	-	<1	-	11	-	<1	
SMS 26-2-11	10	-	-	-	32	-	-	-	-	2	30	15	-	-	-	11	pn
SMS 27-2-19	-	1	<1	<1	86	7	1	<1	-	<1	1	-	2	-	-	-	pn, mi
SMS 28-4-10	-	17	1	2	59	17	1	<1	1	2	-	-	-	-	-	-	pn, mi, cpn
SMS 29-5-41	-	-	1	3	84	7	-	-	-	1	1	DRX	2	-	1	-	
SMS 29-6-13	-	1	3	1	80	12	2	-	2	<1	-	DRX	-	-	-	<1	pn
SMS 30-2-2	-	-	-	<1	92	6	-	<1	1	<1	-	-	-	-	-	-	
SMS 33-3-27	-	8	16	-	50	3	6	-	-	2	-	-	-	-	-	15	
SMS 34-2-17	-	4	1	<1	71	8	1	-	2	1	<1	9	<1	2	<<1	-	

Macroscopiquement, les échantillons présentent des textures pseudomorphiques. L'olivine est remplacée par un assemblage de serpentine + veines de magnétite ce qui confère à la roche une couleur allant du vert pâle au gris-noir (Figure III-4A à D). Dans les échantillons les plus oxydés (ex : SMS 11-2-11), la serpentine prend une coloration orangée, due à la présence d'oxydes de fer (Figure III-4E et F). Les anciens pyroxènes sont facilement repérables par leur couleur mat grisâtre (orthopyroxène) à gris vert (clinopyroxène) (Figure III-4), les plus frais d'entre eux pouvant présenter une légère brillance.

III.3.1 Percolations de liquide magmatique

Certains échantillons de serpentinites présentent des textures et/ou des minéraux suggérant/indiquant une imprégnation des péridotites de la zone du Smooth seafloor de la SWIR par des liquides magmatiques (Figure III-5 et

Tableau III-3). En effet, quatre serpentinites du smooth seafloor contiennent des plagioclases altérés en hydrogrenat (SMS 1-2-35, SMS 7-3-7, SMS 22-6-13 et SMS 34-2-17). Macroscopiquement, celui-ci se repère par sa couleur blanc mat et sa forme vermiculaire irrégulière (Figure III-4A). En lame mince le plagioclase est remplacé par des assemblages turbides de petits cristaux (1 μm) d'hydrogrenat, arrondis gris-brun ou noirs en lumière naturelle (Figure III-5A), et totalement opaques en lumière polarisée analysée. La prehnite, souvent observée en remplacement du plagioclase en association avec la chlorite dans les roches mafiques (Frost et al., 2008) n'a pas été identifiée, ni en lame mince ni sur les spectres de DRX. Les analyses RAMAN sur l'échantillon SMS 1-2-35 permettent d'indiquer la présence d'hydrogrenat de type grossulaire avec des pics caractéristiques à 203,3, 335, 544,1 et 589,5 cm^{-1} .

Pour la majorité des échantillons, le plagioclase altéré n'est pas associé au spinelle chromifère, il est interstitiel entre les minéraux primaires (SMS 1-2-35 et SMS 22-6-13) ou sous la forme de veine d'imprégnation (SMS 34-2-17). L'origine du plagioclase par cristallisation d'un magma percolant est donc privilégiée. En revanche dans l'échantillon SMS 7-3-7, on peut observer des spinelles couronnés d'hydrogrenat (Figure III-5B). Ceci pourrait être un exemple de formation de plagioclase par déstabilisation du spinelle, indiquant une diminution des conditions de pression et de température de l'échantillon (Borghini et al., 2011; Cannat and Seyler, 1995). Nous ne disposons pas dans cette étude des éléments traces in situ dans les minéraux, cependant très peu de cas de recristallisation du spinelle ont été reportés dans la littérature au niveau des péridotites abyssales (Cannat and Seyler, 1995), tandis que

les refertilisations magmatiques sont fréquentes. Par ailleurs, la déstabilisation peut être également déclenchée par le passage d'un fluide magmatique (Warren and Shimizu, 2010), il est donc plus probable qu'un fluide magmatique ait aussi circulé dans cet échantillon.

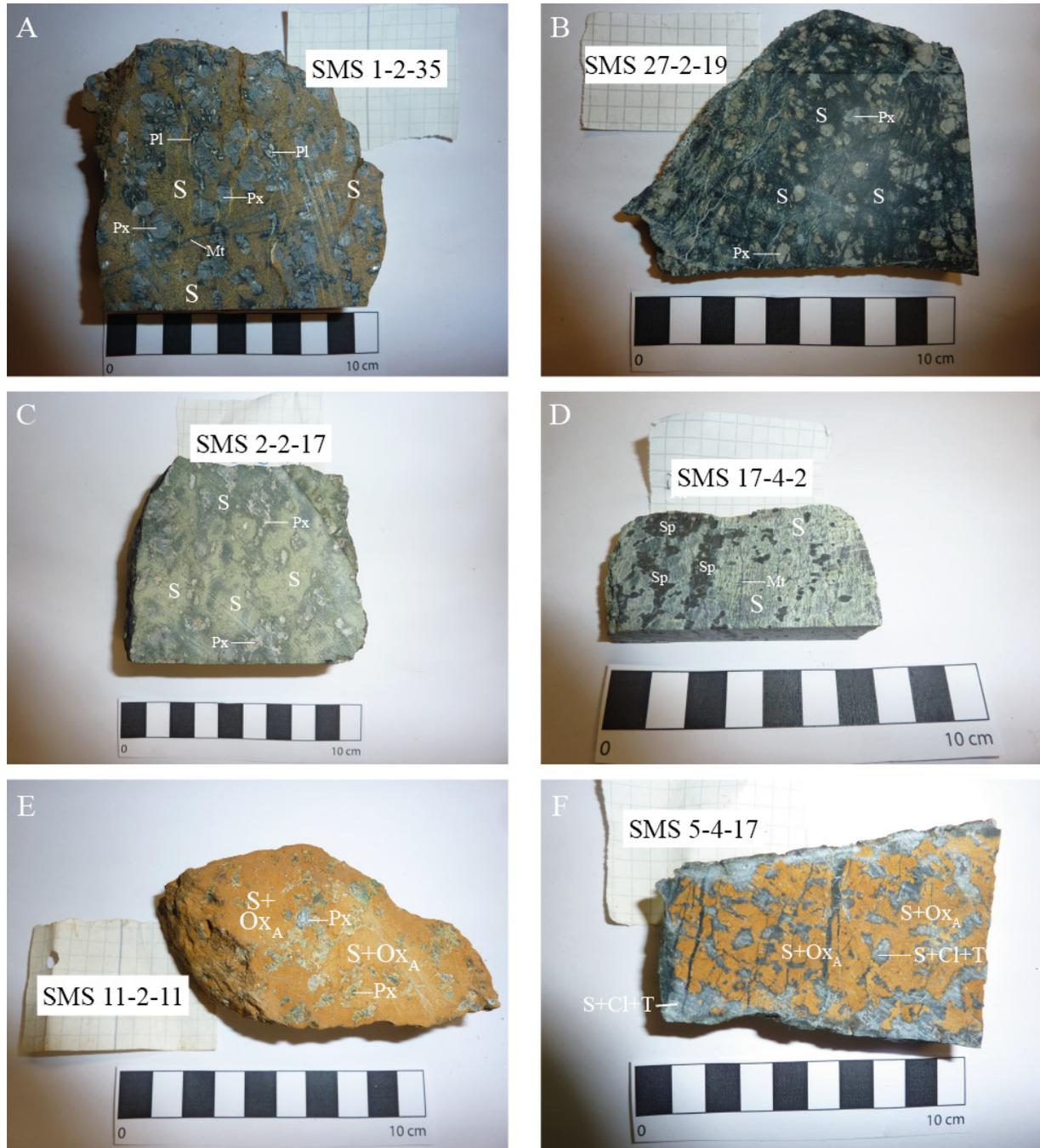


Figure III-4 : Photographies des serpentinites du smooth seafloor. A) Lherzolite serpentinisée, présentant du plagioclase d'imprégnation, B) Harzburgite serpentinisée à serpentine noire, C) Harzburgite serpentinisée à serpentine verte, D) Dunite serpentinisée riche en spinelle chromifère, E) Lherzolite serpentinisée oxydée à serpentine+oxydes de fer, F) Websterite à olivine serpentinisée oxydée. S=serpentine, Mt=magnétite, Pl=plagioclase, Px=pyroxènes (serpentinisés ou non), Sp=spinelle, Ox_A=oxydes de fer amorphes, Cl=chlorite, T=tremolite.

Pour près de la moitié des échantillons du smooth seafloor, les forts taux de serpentinisation ont effacé les textures primaires des minéraux, et il est désormais difficile d'identifier les éventuelles textures d'imprégnation des olivines et pyroxènes. Néanmoins des précipitations interstitielles et des textures de dissolution-précipitation (limites de grains en cuspides) sont observables dans certains échantillons du smooth seafloor. Nous distinguons deux catégories d'échantillons percolés : 1) les échantillons à olivine néoformée, soit par précipitation interstitielle aux joints de grains soit par dissolution des pyroxènes (SMS 1-2-1, 6-3-14, 11-2-11, et 17-4-19) (Figure III-5C), et 2) les échantillons à clinopyroxènes néoformés, qui présentent des limites de grains en cuspides avec les autres pyroxènes ou précipitent aux joints de grains de ceux-ci (SMS 1-2-35, 8-2-25, 11-2-4, 17-4-32, 27-2-19, 33-3-27 et 34-2-17) (Figure III-5D).

Les trois échantillons de dunites sont tous totalement serpentinisés, masquant et effaçant les éventuelles textures issues d'interactions magma-roche notamment pour les échantillons SMS 14-5-1 et 14-5-8. En revanche, l'échantillon dunitique SMS 17-4-2 contient une très forte

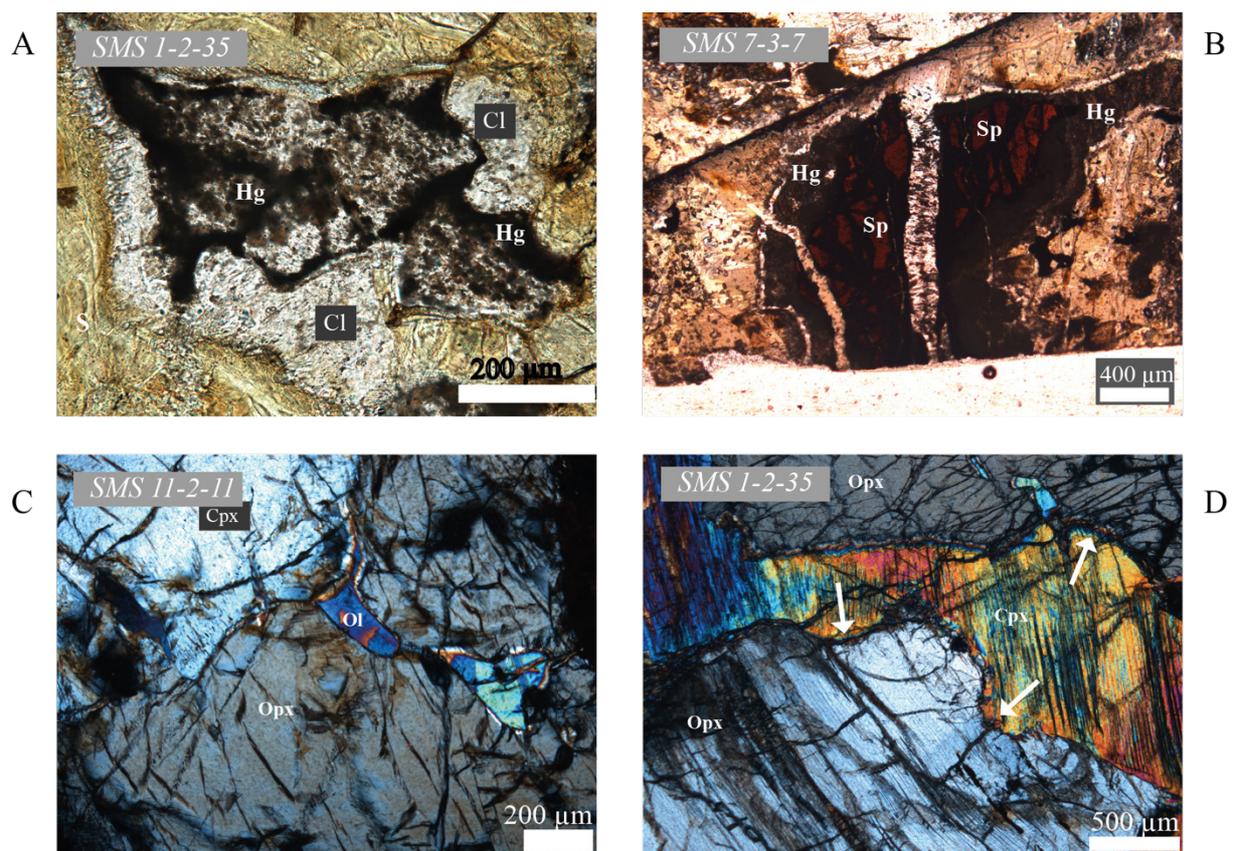


Figure III-5 : Textures et minéraux d'imprégnation des serpentinites du smooth seafloor. A) Plagioclase altéré en hydrogrenat (Hg) + chlorite (Cl) (LPNA). B) Plagioclase altéré (Hg) associé au spinelle (Sp) (LPNA). C) Olivine (Ol) interstitielle (LPA). D) Dissolution de l'orthopyroxène (Opx) et précipitation de clinopyroxène (Cpx) (limites de grains en cuspides indiquées par les flèches) (LPA).

proportion modale (> 7 %) en spinelle chromifère comparée aux autres protolithes (Figure III-4D). Ce spinelle présente des textures poecilitiques : les grains contiennent des inclusions de serpentine + magnétite, ce qui laisse entendre que les inclusions étaient initialement composées d'olivine. Ceci suggère un protolithe d'origine cumulative.

Tableau III-3 : Serpentinites du Smooth seafloor présentant des caractéristiques pétrologiques d'interaction magma-roche et nature de ces caractéristiques. Abréviations : ol=olivine, pxn= pyroxène, opx=orthopyroxène, cpx=clinopyroxène, cpb=*cusp boundaries*.

Échantillon	Textures/Minéraux d'imprégnation
SMS 1-2-1	précipitation d'ol par dissolution des pxn (cpb)
SMS 1-2-35	plagioclase interstitiel, précipitation de cpx par dissolution des opx (cpb)
SMS 6-3-14	précipitation d'ol par dissolution des pxn (cpb)
SMS 7-3-7	plagioclase interstitiel
SMS 8-2-25	précipitation de cpx par dissolution de l'opx (cpb)
SMS 11-2-4	précipitation de cpx par dissolution de l'opx (cpb)
SMS 11-2-11	précipitation d'olivine par dissolution des pxn (cpb), ol interstitielle
SMS 17-4-19	précipitation d'olivine par dissolution des pxn (cpb)
SMS 17-4-32	précipitation de cpx par dissolution de l'opx (cpb)
SMS 22-6-13	plagioclase interstitiel
SMS 27-2-19	précipitation de cpx par dissolution de l'opx (cpb)
SMS 33-3-27	<i>cusp boundaries</i> entre les cpx
SMS 34-2-17	veine de plagioclase, cpx interstitiel entre les opx

III.3.2 Olivine

Un tiers des péridotites serpentinisées du smooth seafloor contiennent des reliques d'olivine (Tableau III-2), se trouvant classiquement au centre des mailles du réseau de la serpentine. Les grains sont de forme arrondie à subhédrale, et ne dépassent pas 0,5 mm de diamètre (Figure III-6).

Les reliques d'olivine de ces péridotites serpentinisées ont toutes une teneur en forstérite comprise entre 89% et 91% (soit Fo₉₀ en moyenne). Leur teneur en NiO est en moyenne de 0,4 pds% (min 0,3 pds%, max 0,5 pds%) (Figure III-7). Ces compositions sont typiques des olivines d'origine mantellique, et sont en accord avec les compositions déjà observées dans les serpentinites de la zone du Smooth seafloor (Rouméjon, 2014; Seyler et al., 2003;), et dans les serpentinites des dorsales SWIR (Johnson and Dick, 1992; Komor et al., 1990; Snow and

Dick, 1995), MAR (Bonatti et al., 1992; Cannat et al., 1992; Johnson and Dick, 1992; Kodolányi et al., 2012) et EPR (Kodolányi et al., 2012).

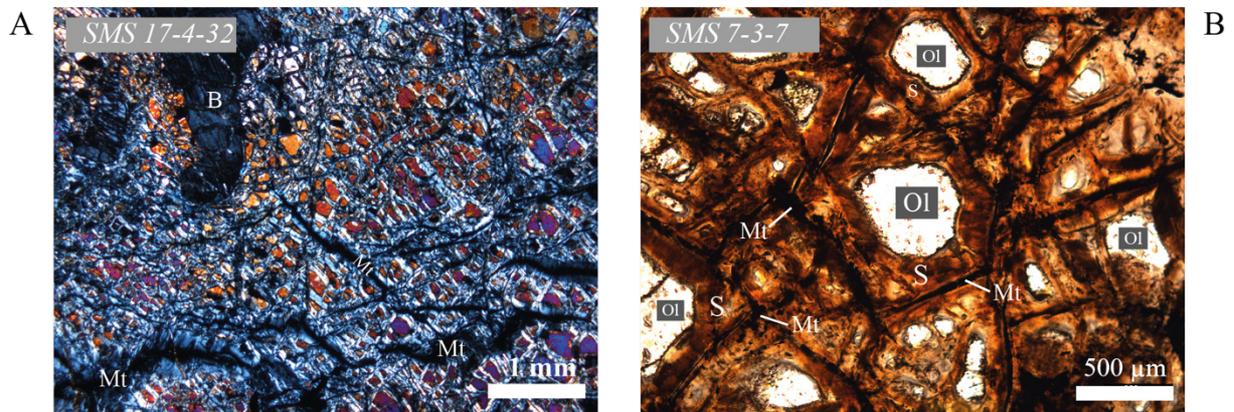


Figure III-6 : Microphotographies de deux péridotites moyennement serpentinisée présentant des reliques d'olivine. A) Photo en LPA, les reliques d'olivine sont représentées en couleurs vives (violet, rouge, orange) et la serpentine en gris/bleu pâle. On peut observer des veines de magnétite (Mt) ainsi que de la serpentine bastite (B) remplaçant un pyroxène. B) Photo en LPNA de mailles de texture maillée équante, présentant des reliques d'olivine (Ol) au centre des mailles de serpentine (S) soulignées par un réseau de magnétite.

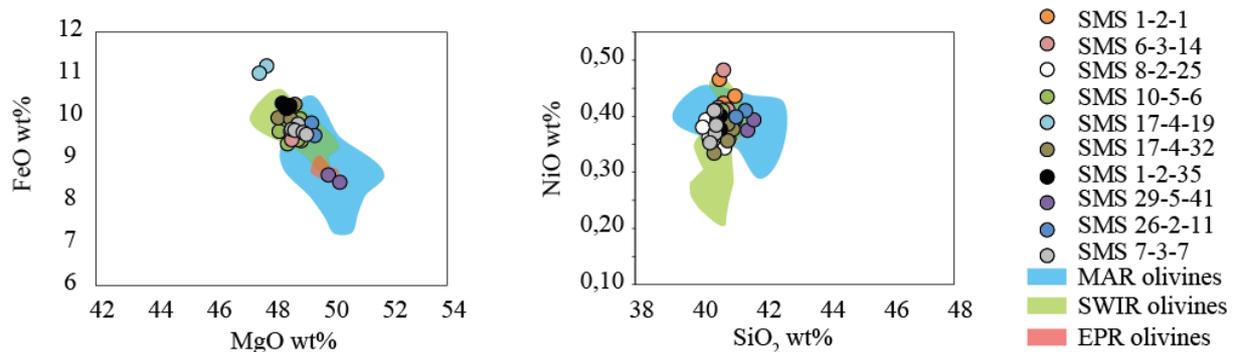


Figure III-7 : Composition des olivines des serpentinites du smooth seafloor, comparées aux compositions des olivines des serpentinites SWIR (Komor et al., 1990; Johnson and Dick, 1992; Snow and Dick, 1995; Seyler et al., 2003; Rouméjon, 2014), MAR (Bonatti et al., 1992; Cannat et al., 1992; Johnson and Dick, 1992; Kodolányi et al., 2012) et EPR (Kodolányi et al., 2012) Les barres d'erreurs sont comprises dans la taille du point de marquage.

III.3.3 Pyroxènes

Les péridotites serpentinisées du smooth seafloor contiennent deux types de pyroxènes : l'orthopyroxène (majoritaire) et le clinopyroxène (minoritaire). Les cristaux de pyroxènes ont une taille comprise entre 1 et 5 mm, les orthopyroxènes étant dans la plupart des cas plus larges que les clinopyroxènes.

Les orthopyroxènes des serpentinites du smooth seafloor sont de type enstatite, avec des proportions en enstatite de 85,36 à 89,86 %, en ferrosilite de 7,13 à 13,39 % et en wollastonite de 0 à 4,84 %, soit une composition moyenne $\text{En}_{88}\text{Fs}_{10}\text{Wo}_2$. Ils présentent parfois des exsolutions d'augite ($\text{En}_{50-69}\text{Fs}_{4-10}\text{Wo}_{20-44}$). Leur composition en Al_2O_3 se situe entre 2,25 et 6,28 pds%, et ils contiennent entre 0 et 0,12 pds % de Na_2O , soit des compositions assez classiques si l'on compare aux orthopyroxènes des serpentinites MAR et EPR (Bonatti et al., 1992; Cannat et al., 1992; Früh-Green et al., 1996; Kodolányi et al., 2012; Komor et al., 1985) (Figure III-8). La grande majorité des orthopyroxènes du smooth seafloor sont particulièrement riches en TiO_2 (supérieur à 0,10 pds%, max 0.25 pds%) par rapport aux compositions des orthopyroxènes des dorsales MAR et EPR (inférieur à 0,10 pds%) (Figure III-8). Cette forte concentration en TiO_2 des orthopyroxènes a déjà été observée dans la zone du smooth seafloor (Rouméjon and Cannat, 2014; Seyler et al., 2003) et tout le long de la SWIR (Frisby et al., 2016; Snow and Dick, 1995).

Le clinopyroxène présent dans les serpentinites du smooth seafloor est le diopside. Sa proportion en enstatite varie entre 44,19 et 49,74 %, en ferrosilite entre 3,20 et 7,48 % et en wollastonite entre 44,87 et 51,27 %, soit en moyenne $\text{En}_{46}\text{Fs}_5\text{Wo}_{49}$. Comme pour les orthopyroxènes, cette composition est classique des clinopyroxènes des serpentinites du Smooth seafloor (Rouméjon, 2014; Rouméjon and Cannat, 2014; Seyler et al., 2003), de la SWIR (Frisby et al., 2016; Snow and Dick, 1995) ou des dorsales MAR et EPR (Bonatti et al., 1992; Cannat et al., 1992; Früh-Green et al., 1996; Kodolányi et al., 2012; Komor et al., 1985). En revanche, il existe des variations de compositions pour d'autres éléments chimiques. En effet, les clinopyroxènes des serpentinites du smooth seafloor sont nettement plus riches en Na_2O (0,11 à 0,81 pds%) et en TiO_2 (0 à 1,38 pds%), légèrement plus riches en Al_2O_3 (1,65 et 7,61 pds%), et légèrement plus pauvres en Cr_2O_3 (0,24 à 1,55 pds%) que les clinopyroxènes des dorsales MAR et EPR (Figure III-8). La teneur élevée en Na_2O a déjà été observée au niveau de la zone Smooth seafloor et de la SWIR et serait une caractéristique du manteau sous-jacent à la dorsale indienne (Seyler et al., 2003, 2004). Pour les fortes concentrations en TiO_2 , environ la moitié des clinopyroxènes analysés dans les serpentinites du smooth seafloor se place légèrement au-dessus de la gamme de ce qui a été mesuré sur la SWIR, même si les valeurs les plus basses coïncident avec la partie haute de cette gamme (Figure III-8).

Les clinopyroxènes des échantillons SMS 1-2-35, SMS 29-5-41 et SMS 34-2-17 sont particulièrement remarquables car ils sont très appauvris à la fois en Al_2O_3 (< 4 pds%) et en Cr_2O_3 (< 0,6 pds%) comparé au reste des données obtenues pour les échantillons de cette étude,

tout en restant dans la gamme de composition des clinopyroxènes de la SWIR. Les clinopyroxènes de SMS 34-2-17 ont par ailleurs la plus forte concentration en TiO_2 (1,23–1,38 pds%) de tout ce qui a été mesuré jusqu'à présent. Leur position en bordure d'une veine constituée d'hydrogrossulaire + chlorite suggère qu'ils sont issus d'imprégnation magmatique.

Les pyroxènes ne présentent pas d'orientation préférentielle, que ce soit à l'échelle macro ou microscopique. Cependant des textures locales de déformation apparaissent parfois, telles que des déformations en *kink-band* et des extinctions roulantes (Figure III-9), qui traduisent une déformation ductile à haute température antérieure à la serpentinisation (Raleigh, 1967). Ces déformations sont majoritairement visibles dans les reliques de clinopyroxènes des lherzolites serpentinisées (ex : SMS 4-2-1 et SMS 8-2-25). Elles peuvent également être observées dans les reliques d'orthopyroxène mais ceci est plus rare, d'une part parce que les

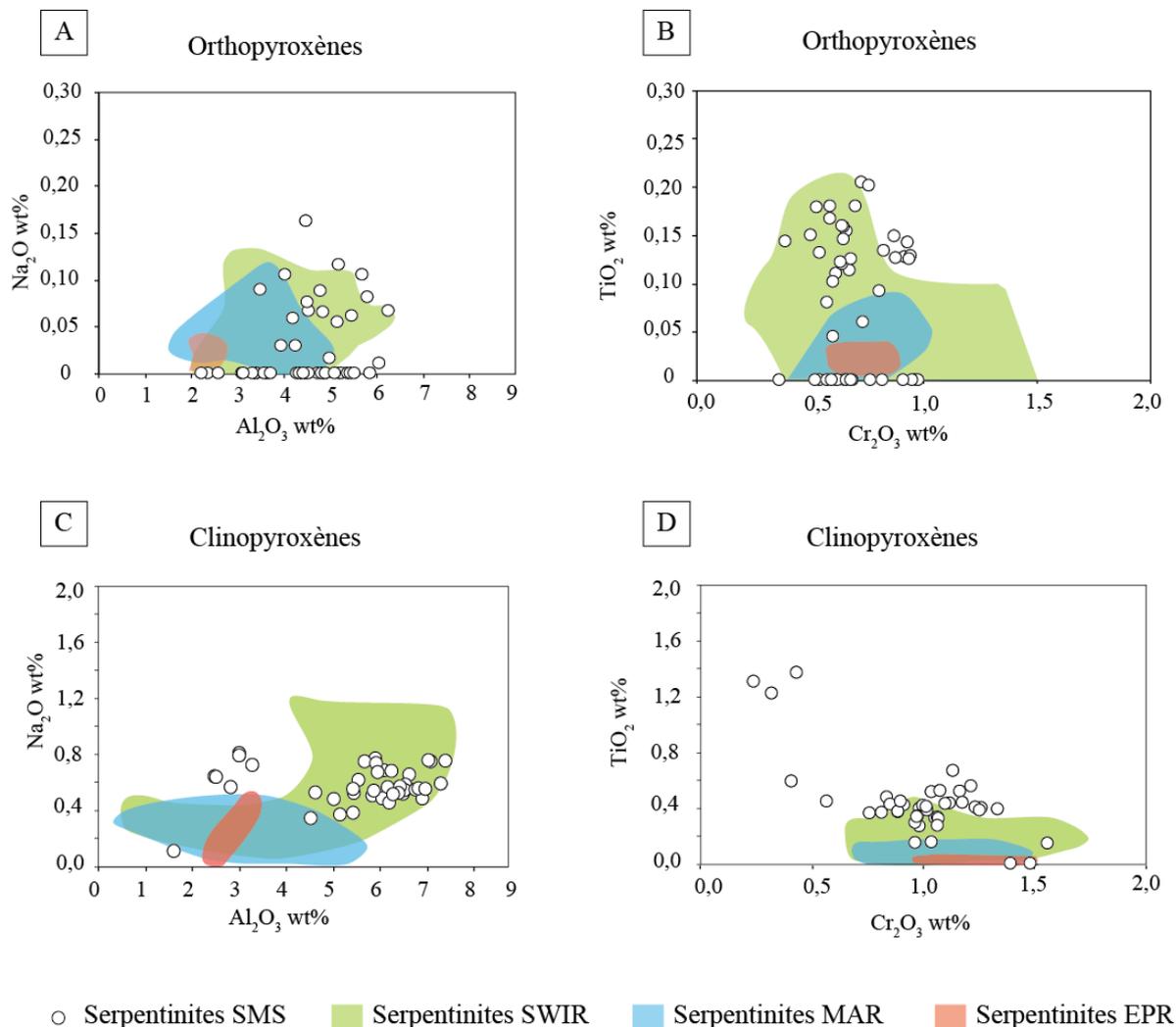


Figure III-8 : Composition des pyroxènes des serpentinites du smooth seafloor. Les barres d'erreur sont comprises dans la taille du point. Champs des serpentinites de la SWIR extrait de Snow & Dick (1995); Seyler et al. (2003); Warren & Shimizu (2010); Rouméjon (2014) et Frisby et al. (2016). Champs des serpentinites de la dorsale médio-Atlantique tiré de Komor et al. (1990) ; Cannat et al. (1992); Bonatti et al. (1992) et Kodolanyi et al. (2012). Champs des serpentinites de la dorsale Est Pacifique tiré de Früh-Green et al. (1996) et Kodolanyi et al. (2012).

orthopyroxènes sont fréquemment plus transformés en bastite que les clinopyroxènes, donc les déformations ante-serpentinisation dans ces minéraux peuvent être occultées, et d'autre part parce que les clinopyroxènes frais sont plus abondants dans les lherzolites.

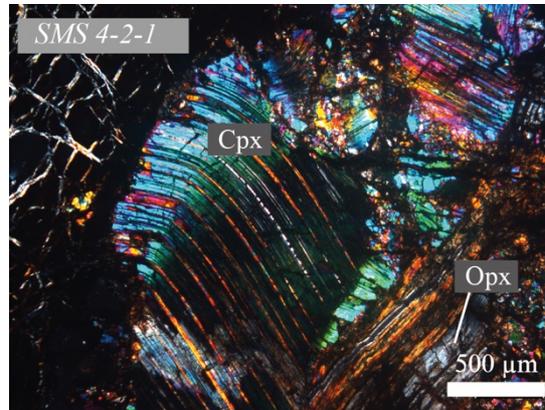


Figure III-9 : Microphotographies d'un clinopyroxène déformé montrant une extinction roulante (LPA).

III.3.4 Spinelle

Le spinelle abyssal frais des serpentinites du smooth seafloor apparaît homogène, sans zonation, peu craquelé et de couleur uniforme brune à acajou en lumière naturelle. Sa taille varie entre 100 µm et 1 mm (Figure III-10A). La phase d'altération du spinelle, la ferritchromite, est très sombre, presque totalement opaque, à la fois en lumière polarisée analysée et non analysée (Figure III-10B).

Les spinelles ont une composition en MgO variant de 15,2 à 19,3 pds%, en Al₂O₃ de 41,3 à 55,6 pds%, en FeO de 11,7 à 17,8 pds% et en Cr₂O₃ de 9,1 à 24,2 pds%, leurs formules structurales étant $(\text{Fe}^{2+}_{0,22-0,36}\text{Mg}^{2+}_{0,64-0,77})(\text{Fe}^{3+}_{0,01-0,1}\text{Cr}^{3+}_{0,18-0,54}\text{Al}^{3+}_{1,38-1,75})\text{O}_4$ (Figure III-11).

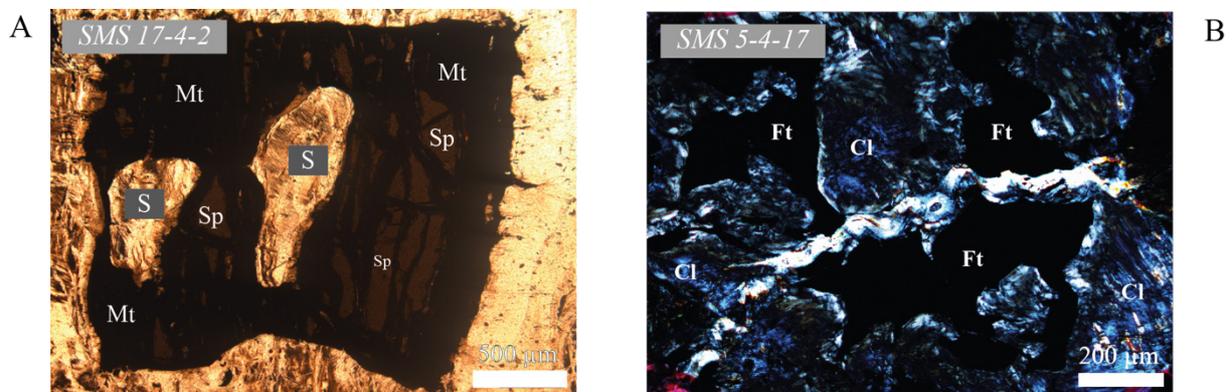


Figure III-10 : Microphotographie des spinelles et de la ferritchromite des serpentinites du smooth seafloor. A) Spinelle (Sp) frais poecilitique présentant des inclusions de serpentine (S). De la magnétite opaque (Mt) se développe sur les bordures du grain et le long des cassures (Mt) (LPNA). B) Formation de chlorite (Cl) par altération du spinelle en ferritchromite (Ft) (LPA).

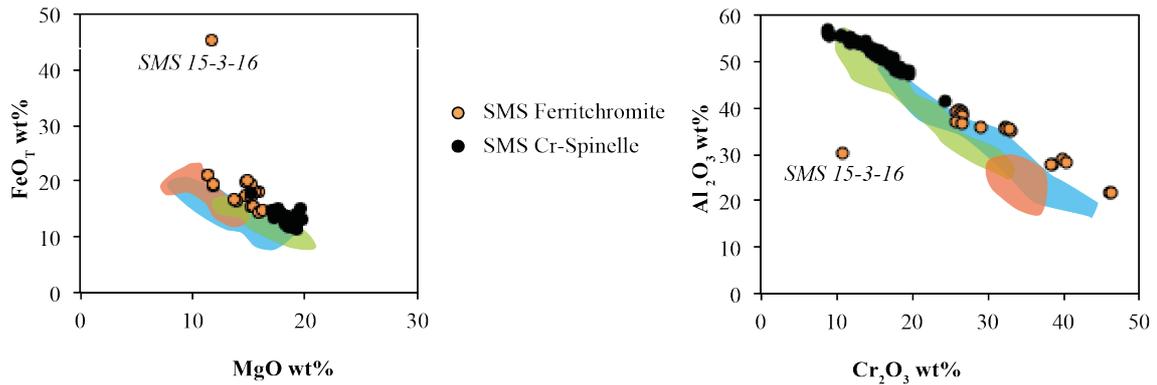


Figure III-11 : Composition des spinelles frais (Cr-spinelle) et altérés (ferritchromite) du smooth seafloor. Les gammes de compositions des dorsales MAR (bleue) (Komor et al., 1990; Cannat et al., 1992; Kodolányi et al., 2012), EPR (rouge) (Früh-Green et al., 1996; Kodolányi et al., 2012) et SWIR (vert) (Dick and Bullen, 1984; Seyler et al., 2003; Warren and Shimizu, 2010) comprennent à la fois les ferritchromites et les Cr-spinelles.

Leur Cr# est compris entre 0,094 et 0,283, ce qui permet d'en déduire un taux de fusion partielle des protolithes harzburgitiques et lherzolithiques compris entre 2 et 11 % (les protolithes dunitiques ne sont pas pris en compte, selon [Hellebrand et al. \(2001\)](#) $F=10\ln(\text{Cr}\#) + 24$, avec F le taux de fusion partielle), ce qui est cohérent avec le caractère peu magmatique de la dorsale ([Cannat et al., 2006](#); [Seyler et al., 2003](#)).

Les ferritchromites ont une composition en MgO inférieure à 17 pds%, et en Al₂O₃ inférieure à 40 pds%. Sa teneur en FeO varie entre 14,8 et 21,2 pds% et en Cr₂O₃ entre 26,2 et 46,1 pds%, la formule structurale étant $(\text{Fe}^{2+}_{0,30-0,83}\text{Mg}^{2+}_{0,13-0,70})(\text{Fe}^{3+}_{0,03-1,28}\text{Cr}^{3+}_{0,38-1,14}\text{Al}^{3+}_{0,33-1,34})\text{O}_4$ (Figure III-11). La ferritchromite de l'échantillon SMS 15-3-16 est particulièrement riche en FeO (45 pds%) et pauvre en Al₂O₃ (10,7 pds%) et Cr₂O₃ (30,3 pds%), indiquant une substitution plus importante de Cr et Al par Fe³⁺, donc une altération plus poussée.

Dans trois échantillons où les spinelles sont les plus altérées (SMS 5-4-17, SMS 7-3-7 et SMS 29-5-41), on constate une incorporation de Si (jusqu'à 25 wt % SiO₂) et d'eau (~10 pds%), des éléments normalement incompatibles avec la structure du spinelle. [Burkhard \(1993\)](#) interprète ceci comme la formation de serpentine purement magnésienne Mg₆(OH)₈Si₄O₁₀ sub-microscopique à l'intérieur de la phase spinelle lors de l'altération.

Des bordures opaques de magnétite se développent souvent aux limites de grain et le long des cassures (Figure III-10A). La libération de l'aluminium et du magnésium produit régulièrement de la chlorite magnésienne autour du spinelle, issu de la réaction Forstérite + Enstatite + Spinelle + H₂O = Chlorite ([Kimball, 1990](#)) (Figure III-10B).

III.4 Minéraux secondaires

III.4.1 Serpentine

III.4.1.1 Nature des serpentines

Les minéraux primaires, olivine et orthopyroxène, sont remplacés à différents degrés par de la serpentine. La variété de serpentine majoritairement présente dans les serpentinites du smooth seafloor est la lizardite 1T. Elle a été identifiée par DRX grâce à ses pics majeurs de diffraction placés à 7,3 Å, 3,6 Å et 2,5 Å (Figure III-12A). Les deux échantillons SMS 5-4-17 et SMS 26-2-11 (webstérites à olivine serpentinisées) présentent la variété antigorite (Figure III-12B). Dans ces échantillons, la serpentine est mélangée à de la chlorite et de la trémolite sous forme de larges veines. Du chrysotile est visible en microscopie optique, mais n'est pas distinguable sur les spectres de DRX du fait de sa très faible proportion modale par rapport à la lizardite, dont les pics de DRX sont très proches voire quasi similaires.

Les analyses RAMAN réalisées sur 8 échantillons indiquent aussi majoritairement la présence de lizardite. Nous pouvons distinguer deux types de spectres de lizardite :

- 1) les spectres de lizardite pure, montrant des pics majeurs dans la gamme basse à ~ 230, ~ 390, et ~ 690 cm^{-1} et deux pics dans la gamme haute à 3685 et 3704 cm^{-1} (Figure III-13) ;
- 2) les spectres où les pics à 390 et 690 sont décalés vers 380 et 680 cm^{-1} , et où les pics de la gamme haute sont décalés vers 3680 cm^{-1} et 3700 cm^{-1} (Figure III-13)

Le spectre de type 2 traduit la présence d'une certaine proportion d'antigorite mélangée à la lizardite (Schwartz et al., 2013). Les pics de la lizardite sont alors déplacés vers des positions intermédiaires avec celles de l'antigorite. Néanmoins, les analyses DRX de ces échantillons ne distinguent que la lizardite, ce qui indique que la proportion d'antigorite associée à la lizardite à l'échelle de la roche totale est minime.

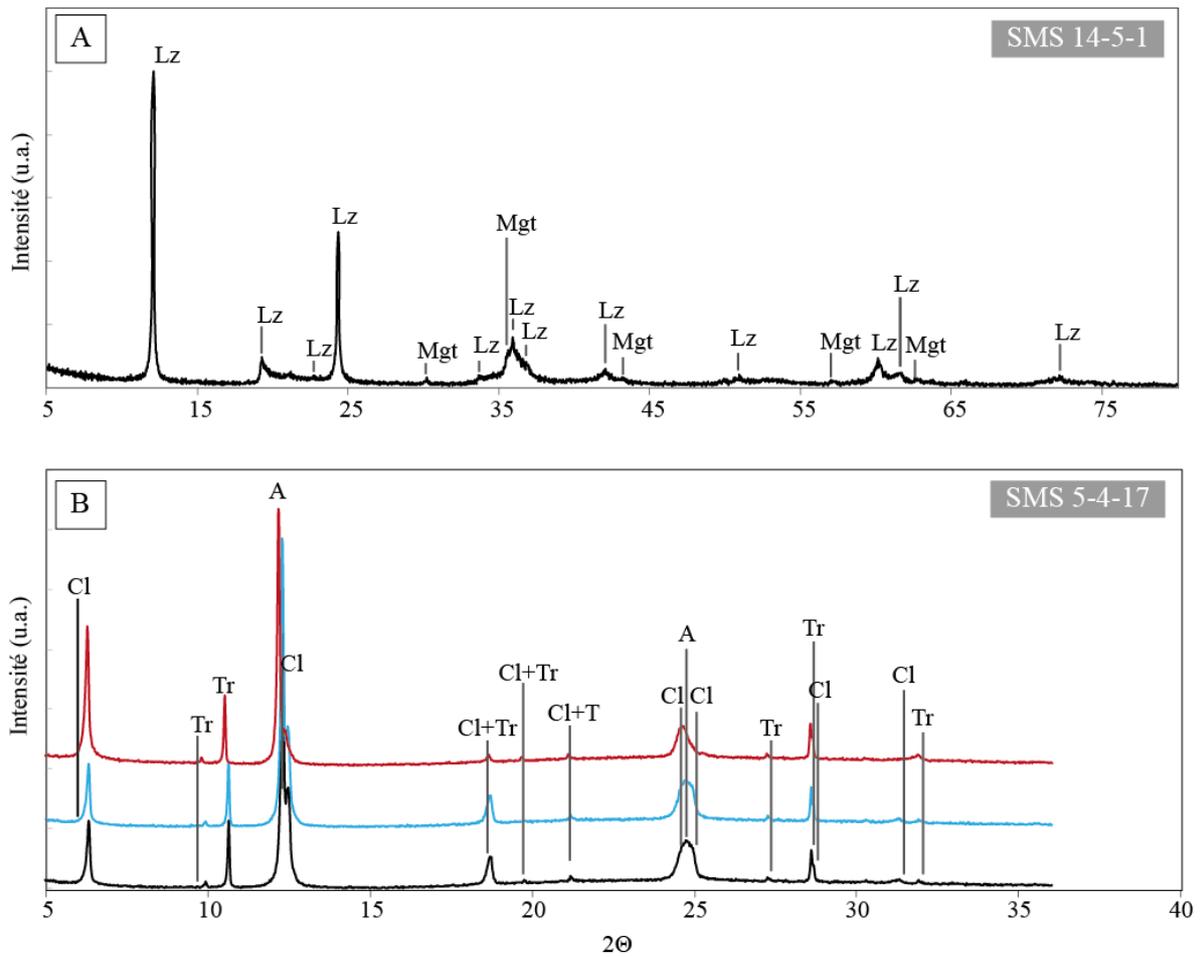


Figure III-12 : Spectres de diffraction des rayons X ayant permis l'identification de la lizardite, l'antigorite, la chlorite, et la trémolite. A) Spectre sur poudre totale de l'échantillon SMS 14-5-1. B) Spectre de lame orientée de l'échantillon SMS 5-4-17. Code couleur: noir=poudre normale, bleu=poudre saturée d'éthylène glycol, rouge=poudre chauffée à 550°C. Abréviations : A=antigorite, Lz=lizardite, Cl=chlorite, Tr=trémolite, Mgt=magnétite.

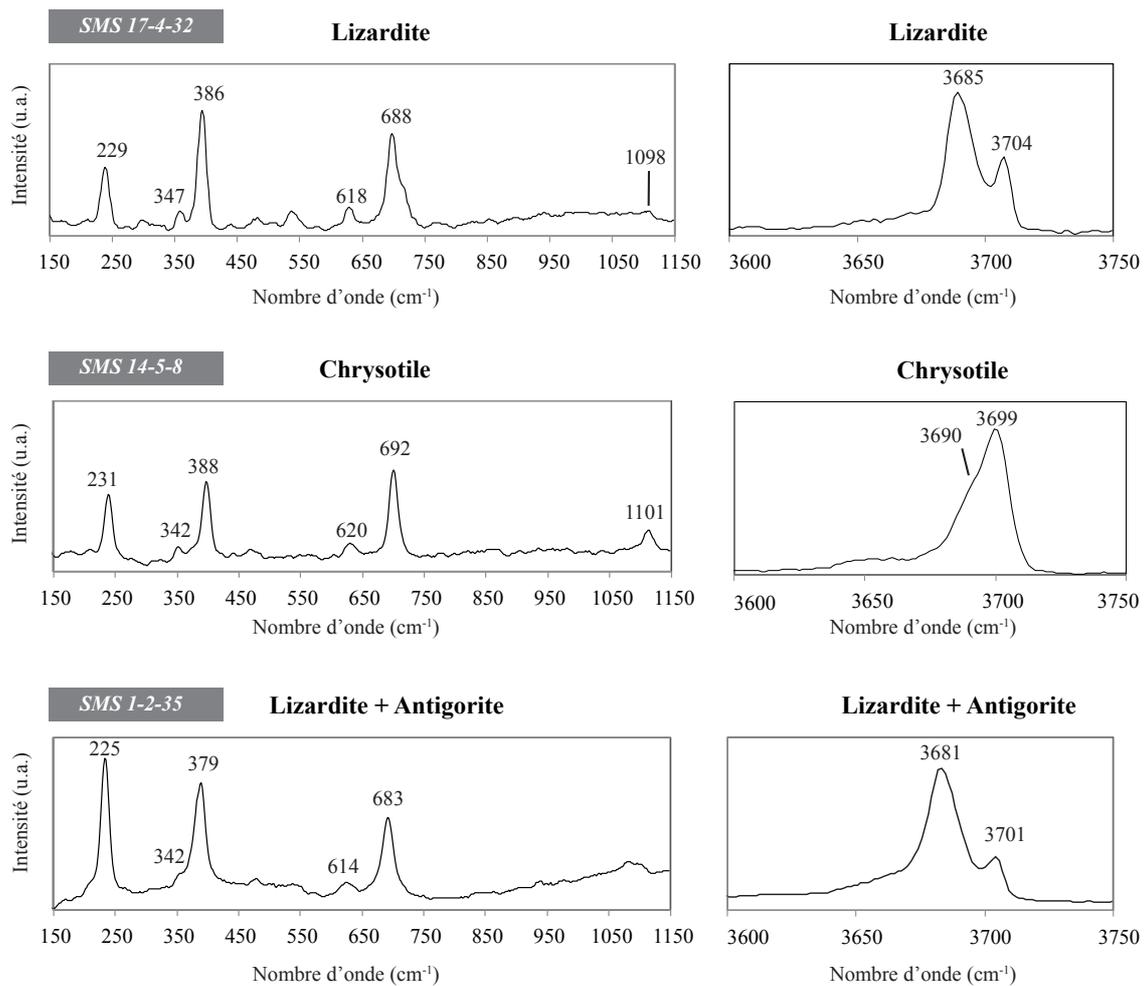


Figure III-13 : Spectres RAMAN de minéraux serpentiniteux des serpentinites du Smooth seafloor, sur la gamme basse (150 à 1150 cm^{-1}) et la gamme haute (3600 à 3750 cm^{-1}), montrant les pics caractéristiques de la lizardite, du chrysotile et d'un mélange lizardite-antigorite.

III.4.1.2 Textures de serpentine

Les serpentinites de la zone du smooth seafloor de la SWIR présentent majoritairement des textures maillées caractéristiques, avec au cœur soit des reliques d'olivine (ex : SMS 7-3-7, Figure III-6 :), soit de la serpentine. Cette serpentine maillée se compose de lizardite pure (Figure III-13). Les analyses DRX et Raman, ainsi que les formules structurales des serpentines obtenues grâce aux analyses microsonde (2 cations Si et 3 cations Fe+Mg) indiquent une

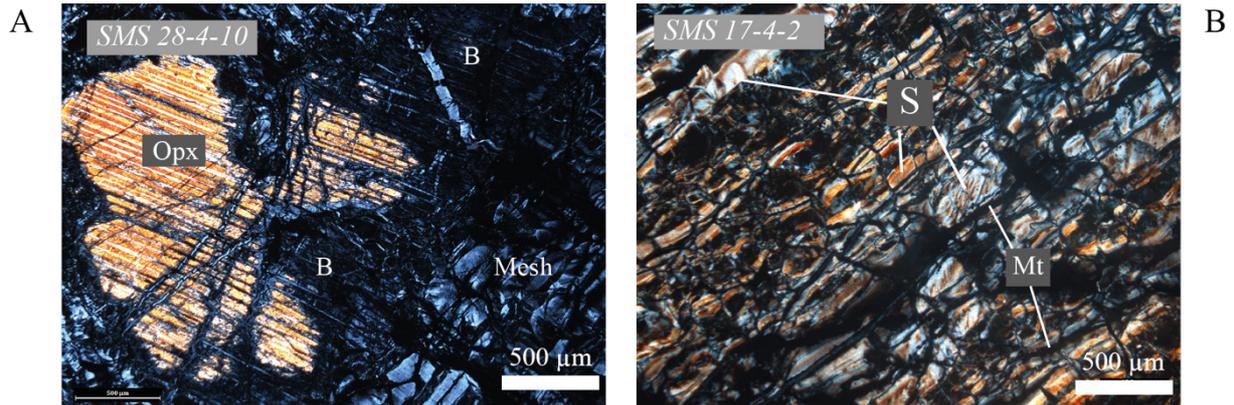


Figure III-14 : Textures de serpentine des serpentinites de la zone du smooth seafloor (SWIR) en lumière polarisée analysée. A) Lizardite maillée équante (mesh) remplaçant l'olivine et texture bastite (B) couronnant une relique d'orthopyroxène (opx) (LPA). B) Lizardite maillée rubanée avec microveines de magnétite (Mt) (LPA).

absence de brucite mélangée à la serpentine (Figure III-12). La texture maillée équante est la plus répandue (Figure III-6 : , Figure III-14A), mais il arrive également de trouver localement la texture rubanée dans un même échantillon (ex : SMS 7-3-7 ou 28-4-10). Deux dunites serpentinisées SMS 14-5-8 et SMS 17-4-2 ainsi que la harzburgite serpentinisée SMS 30-2-2 présentent exclusivement une texture maillée rubanée (Figure III-14B).

La texture bastite est présente en remplacement des pyroxènes primaires. Pour les échantillons peu serpentinisés (ex : SMS 1-2-1), elle se rencontre en fine couronne autour des reliques de pyroxènes et/ou en remplissage des fractures initiales du pyroxène. Elle est dépourvue du réseau de magnétite caractéristique de la serpentinisation de l'olivine. Aux stades de serpentinisation moyen (ex : SMS 28-4-10), le cœur du pyroxène frais est encore conservé, tandis que la couronne de bastite est plus ou moins importante sur les bords du grain. Elle est alors grise à noire en LPA, avec un aspect hachuré dû à la conservation de certains plans de clivage du pyroxène initial (Figure III-15A). Lorsque la serpentinisation est totale (ex : SMS 2-2-17), la bastite remplace totalement le pyroxène de façon pseudomorphique. Les mélanges de lizardite et antigorite observés par spectroscopie RAMAN (Figure III-13) sont localisés principalement dans les textures bastites. Ceci peut venir du fait que la structure de l'antigorite accepte mieux les substitutions du Mg par l'Al, un élément qui est absent dans l'olivine mais présent dans les pyroxènes.

Les veines secondaires de serpentine sont nombreuses dans les échantillons du smooth seafloor. La variété qui les compose est généralement le chrysotile, reconnaissable à ses teintes de biréfringence élevées en LPA et présentant une extinction droite caractéristique de l'orthochrysotile (Figure III-15A à C), mais de nombreuses veines de lizardite sont également

présentes (Figure III-15C et D). Leur taille varie de 50 μm à 0,5 mm. Les veines de chrysotile sont majoritairement fibreuses, mais les veines rubanées ne sont pas exclues (Figure III-15C), les veines de lizardite sont à la fois rubanées et fibreuses (Figure III-15D). Dans l'échantillon SMS 15-3-16, certaines veines de chrysotile présentent des déformations en torsades ou tire-bouchons (Figure III-15B), que l'on peut interpréter comme des veines ouvertes en contexte cisailant (Fagereng et al., 2010) puis compressées.

Les textures de recristallisation sont peu nombreuses dans notre sélection d'échantillons. Aucune texture en sablier (*hourglass texture*) n'a été observée, les textures les plus abondantes sont les textures entremêlée et interpénétrative (Figure III-15C et D). Elles sont particulièrement abondantes dans les échantillons SMS 15-3-16 et 29-5-41.

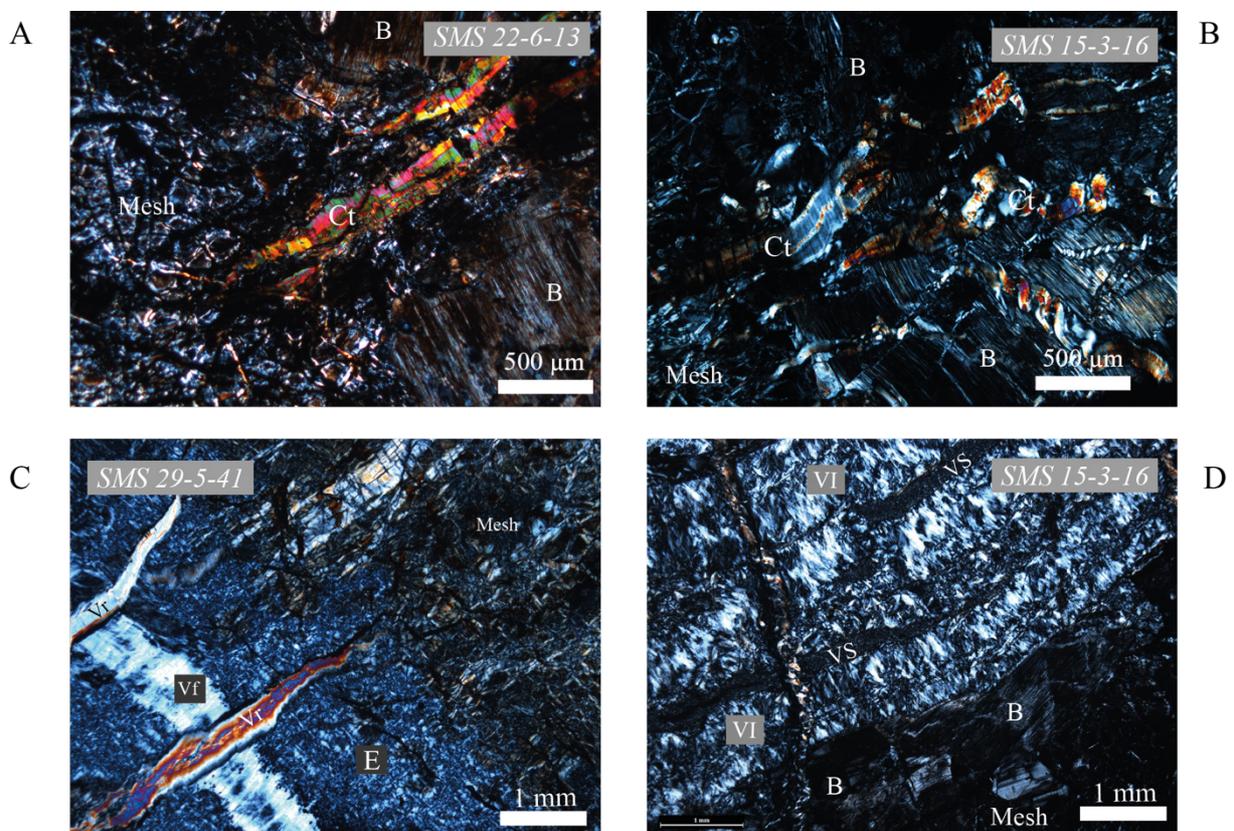


Figure III-15 : Microphotographies en LPA des différentes textures de serpentine dans les serpentinites du smooth seafloor. A) Veines secondaires fibreuses de chrysotile (Ct) (LPA). B) Déformations en tire-bouchon des veines de chrysotile (LPA). C) Veines rubanées et fibreuses de chrysotile, et lizardite recristallisée entremêlée (E) (LPA). D) Veines recristallisées sphérolitiques et interpénétratives de serpentine (LPA). E=serpentine entremêlée, Vf=veine fibreuse de serpentine, Vi= veine de serpentine recristallisée interpénétrative, Vr=veine rubanée de serpentine, Vs=veine sphérolitique de serpentine, B=bastite.

III.4.1.3 Composition chimique

Dans les serpentinites du smooth seafloor, la serpentine au sens large a des gammes de compositions en SiO₂, MgO, Al₂O₃ et FeO assez variables : le SiO₂ est compris entre 34,2 et 45,0 pds%, le MgO entre 26,0 et 44,4 pds%, le FeO entre 1,5 et 14,8 pds% et l'Al₂O₃ entre 0 et 6,5 pds% (Figure III-16), des compositions classiquement rencontrées au niveau des péridotites abyssales (Andreani et al., 2013; Bonifacie et al., 2008; Kodolányi et al., 2012; Roumégon et al., 2014). La serpentine lizardite formant la texture maillée a une composition moyenne (Fe_{0,2}Mg_{2,8})Si₂O₅(OH)₄, elle peut atteindre des concentrations en FeO plus élevées que la serpentine des autres textures (au-delà de 10 pds% jusqu'à ~15 pds%), mais ceci reste exceptionnel (seulement 5 points analysés). Le polymorphe antigorite (SMS 5-4-17 et 26-2-11) peut incorporer plus d'Al que la lizardite, sa formule structurale varie entre celle de la lizardite et (Fe_{0,3}Mg_{2,7})(Si_{1,9}Al_{0,1})O₅(OH)₄. Les plus fortes proportions en Al₂O₃, supérieures à 4 pds%, se retrouvent dans les bastites, qui peuvent également contenir jusqu'à ~2 pds% de CaO, (Ca_{0-0,1}Fe_{0,1-0,4}Mg_{2,5-2,9})(Si_{1,8-2}Al_{0-0,2})O₅(OH)₄. Les compositions en NiO et Na₂O sont faibles dans toutes les serpentines sans distinction entre les différentes textures (NiO 0-0,7 pds% et Na₂O 0-0,25 pds%). Les veines de chrysotile peuvent être plus pauvres en MgO que la serpentine de la texture maillée (jusqu'à 25 pds% minimum), mais ceci n'est pas systématique. Les veines secondaires de lizardite ne présentent pas de différences de compositions par rapport à la serpentine de la texture maillée. La serpentine recristallisée (toutes textures de recristallisation confondues) peut être légèrement plus riche en Al₂O₃ que celle des textures maillées (max 3,5 pds%).

III.4.2 Magnétite

La magnétite des serpentinites du smooth seafloor est classiquement présente sous forme de veines en bordure des mailles de serpentine, formant un réseau de microveines (Figure III-6). Elle dépasse rarement 3% du volume total de la roche (estimé par reconnaissance colorimétrique sur scan de lame mince), voire est totalement absente dans les échantillons contenant une forte proportion en hématite et goethite (ex : SMS 11-2-11 ou 4-2-1, Tableau III-2). La composition moyenne des magnétites du smooth seafloor est Fe₂O₃ 68 pds% et FeO 31 pds%, de formule structurale Fe²⁺₁Fe³⁺₂O₄.

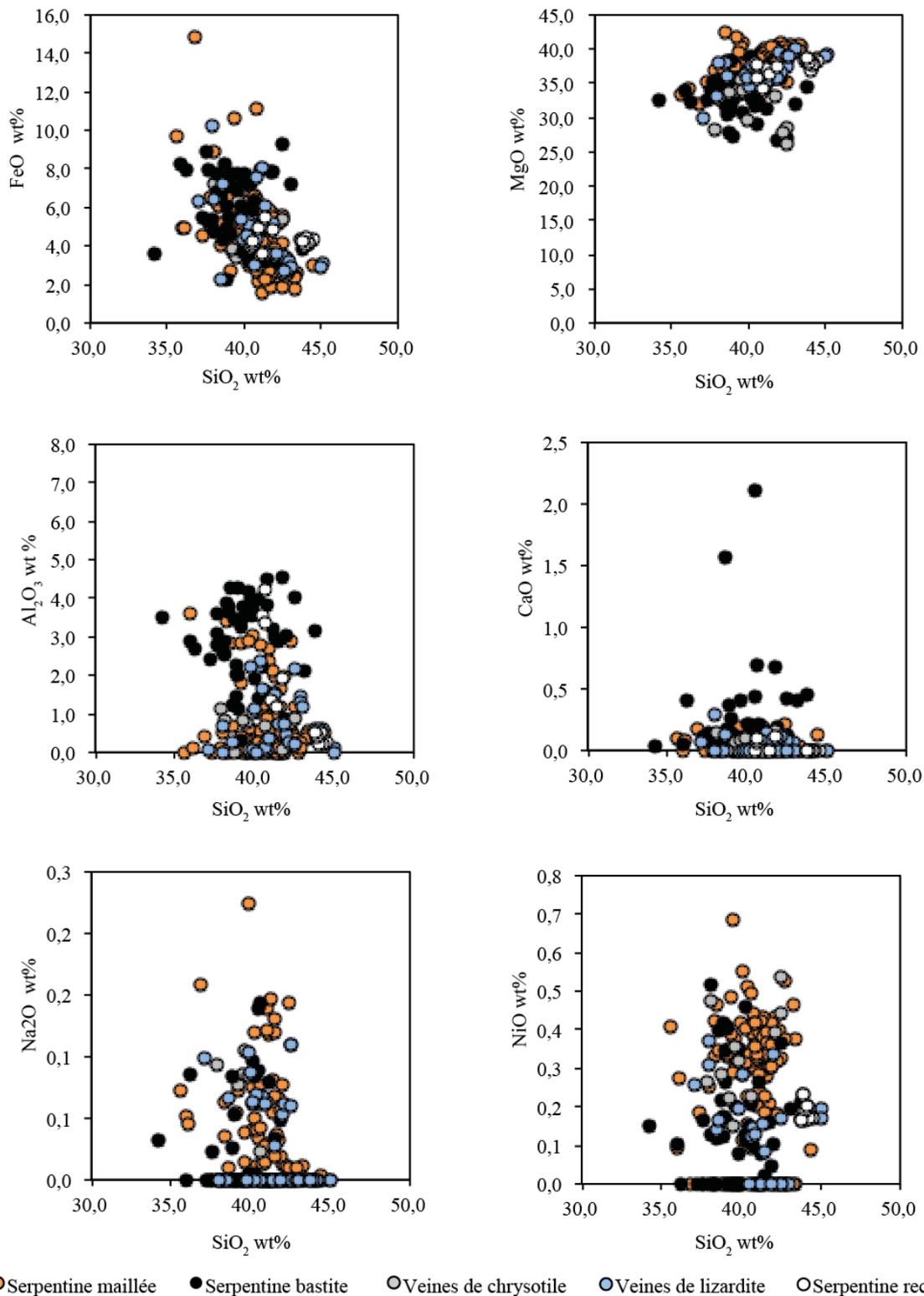


Figure III-16 : Compositions en éléments majeurs des serpentines du smooth seafloor obtenues à la microsonde électronique. Les barres d'erreur sont comprises dans la taille du point.

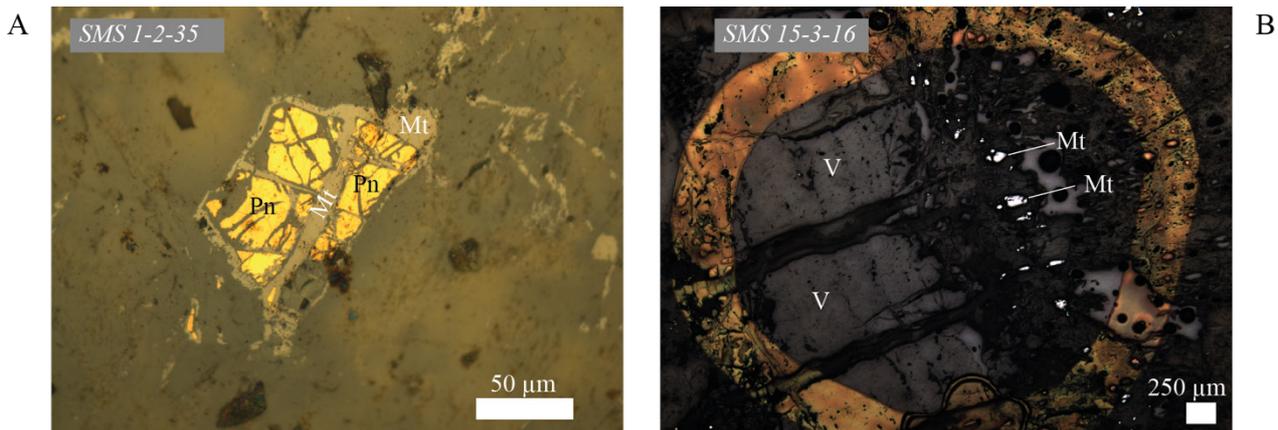


Figure III-17 : Microphotographies en lumière réfléchie de la magnétite dans les serpentinites du Smooth seafloor. A) Magnétite (Mt) remplaçant un sulfure primaire (pentlandite Pn). B) Magnétite de l'échantillon SMS 15-3-16, précipitée en bordure d'une veine de serpentine recrystallisée (V).

La magnétite se rencontre également en couronne d'altération ou en association avec les sulfures primaires et secondaires (Figure III-17A), ainsi qu'au niveau des zones de fracture et sur la bordure des grains du spinelle chromifère (Figure III-10A). Lorsqu'elle résulte de l'altération des spinelles, la magnétite peut contenir un faible pourcentage en Cr_2O_3 , Al_2O_3 et MgO (éléments résiduels du spinelle chromifère, généralement moins de 1 pds%), mais également des traces de Ti et Mn (formule structurale $(\text{Fe}^{2+}_{0,85-1}\text{Mg}^{2+}_{0,02-0,16})(\text{Fe}^{3+}_{1,75-2}\text{Cr}^{3+}_{0,05}\text{Al}^{3+}_{0-0,05})\text{Ti}_{0-0,01}\text{Mn}_{0-0,06}\text{O}_4$).

Dans l'échantillon SMS 15-3-16, la magnétite est présente à la fois en microveines dans la texture maillée de la serpentine, et sous la forme de grains sub-arrondis de 10 à 50 μm de diamètre, localisés sur la bordure d'une large veine de serpentine recrystallisée qui recoupe l'échantillon (Figure III-17B), et possède des traces de Si, MnO et MgO ($(\text{Fe}^{2+}_{0,89-0,98}\text{Mg}^{2+}_{0,02-0,1})(\text{Fe}^{3+}_{1,92-1,99})\text{Si}_{0,01-0,04}\text{Mn}_{0-0,07}\text{O}_4$).

III.4.3 Amphibole et talc

L'amphibole rencontrée dans les serpentinites du smooth seafloor est la trémolite, de formule moyenne $\text{Ca}_{1,9}\text{Na}_{0,1}\text{Mg}_{4,6}\text{Fe}_{0,3}\text{Si}_{7,8}\text{Al}_{0,2}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Elle est visible sur les spectres de DRX, ses pics caractéristiques étant situés à 9,0, 8,4 et 3,1 Å (Figure III-12). Elle est majoritairement pseudomorphique après le clinopyroxène, et se présente alors soit sous la forme de fibres à structure rayonnante, soit en baguettes allongées à sections losangiques (Figure III-18A à C). On la trouve moins souvent sous forme de veines secondaires fines (seulement deux échantillons, SMS 5-4-14 et 27-2-19). Dans deux de nos échantillons, on la trouve mélangée à de la serpentine et de la chlorite en forte proportion modales, soit sous forme de large veines recoupant tout l'échantillon (SMS 26-2-11) (Figure III-18B), soit de façon

pseudomorphique après les pyroxènes (SMS 5-4-17) (Figure III-18C). Dans les deux échantillons, un mélange d'oxydes de fer (hématite+goéthite) est localisé aux anciens emplacements de l'olivine.

L'échantillon SMS 1-2-35 contient la variété d'amphibole actinote, une solution solide entre la trémolite calcique et l'amphibole ferreuse ferroactinolite, identifiée par spectroscopie RAMAN et présentant une coloration verte en lumière naturelle (Figure III-18D).

Le talc, $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$, est identifié sur les spectres de DRX par ses deux pics majeurs à 9,3 et 3,1 Å. Il est visible en microscopie optique sous deux formes. Dans les échantillons SMS 3-2-1, 4-2-1, et 8-2-17, il est exclusivement pseudomorphique après l'orthopyroxène (Figure III-18E), il est alors un produit de serpentinisation de l'enstatite (Allen and Seyfried, 2003). Dans les échantillons SMS 5-4-14, 10-5-6, 11-2-4, et 27-2-19 il est présent sous la forme de veines secondaires qui recoupent les textures de serpentine, il indique alors le passage d'un fluide riche en silice dans une gamme de température très variable. Les échantillons SMS 1-2-35, 29-5-41 et 34-2-17 possèdent à la fois du talc en remplacement de l'enstatite et sous forme de veines secondaires.

III.4.4 Chlorite

La variété de chlorite présente dans les serpentinites de la zone du smooth seafloor de la SWIR est le clinochlore. Elle est légèrement déficitaire en Al, sa formule structurale est $(Mg_{4,2-5}Fe_{0,2-0,5})Al_{0,5-1,1}(Si_{3,1-3,5}Al_{0,5-0,9})O_{10}(OH)_8$. Elle forme des couronnes bleu nuit autour des spinelles chromifères (Figure III-10B), dont elle est la principale phase d'altération. Sa présence a également été mise en évidence dans les échantillons par la DRX, les pics majeurs caractéristiques étant situés à 14,2, 7,1, 4,7 et 3,5 Å, avec une disparition du pic à 7,1 Å lors du chauffage de la poudre (Figure III-12).

La chlorite des serpentinites du smooth seafloor n'est présente sous forme de veines que dans les échantillons de webstérites à olivine serpentinisées (SMS 5-4-14 et 26-2-11), où elle est mélangée à la serpentine et la trémolite (Figure III-18B et C).

Dans le cas d'échantillons imprégnés par un liquide magmatique (SMS 1-2-35, 7-3-7, 22-6-13 et 34-2-17), la chlorite se forme par altération des plagioclases. Dans ce cas elle est associée à la trémolite et l'hydrogrenat qui remplace le plagioclase initial (Figure III-18F).

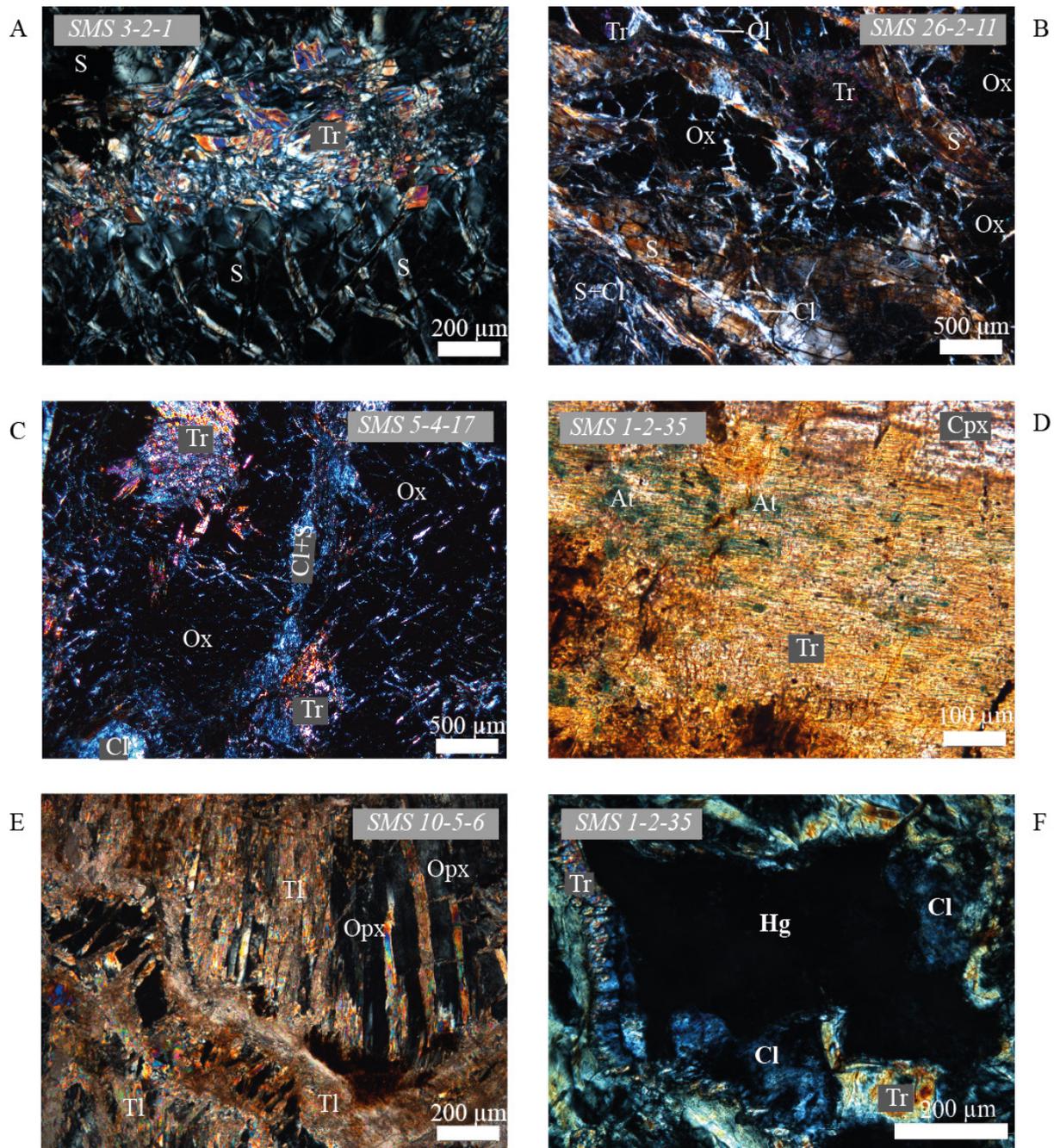


Figure III-18 : Microphotographies des amphiboles, de la chlorite et du talc des serpentinites du smooth seafloor, observés en lame mince. A) Veine de trémolite (Tr) (LPA). B) Trémolite et chlorite (Cl) pseudomorphiques après le pyroxène dans l'échantillon SMS 5-4-17, une veine de chlorite+serpentine (S) est visible au centre de l'image, l'olivine est remplacée par des oxydes de fer (Ox) opaques (LPA). C) Veines de serpentine, trémolite et clinocllore, associées à des oxydes de fer remplaçant l'olivine dans l'échantillon SMS 26-2-11 (LPA). D) Mélange de trémolite et ferroactinolite (At) (LPNA). E) Talc remplaçant l'orthopyroxène (opx) (LPA). F) Plagioclase altéré en hydrogrenat (Hg) + chlorite (LPA).

III.4.5 Carbonates

Dans les serpentinites de la zone du smooth seafloor, les carbonates sont présents soit sous forme de veines (SMS 10-5-6), dont l'épaisseur est généralement micrométrique mais pouvant atteindre jusqu'à 1 mm (Figure III-19A), soit associés à la serpentine et présentant un aspect marron en lumière polarisée non analysée (ex : SMS 28-4-10 et 1-2-35). Lorsque les veines sont assez grandes pour être analysées à la microsonde, elles sont composées de calcite pure CaCO_3 , sans traces de Mg ou Fe. Ces veines recoupent les textures mesh et les veines secondaires de serpentine, ce sont donc des minéraux tardifs de la serpentinisation. Elles ne sont cependant pas suffisamment nombreuses pour que le pic principal de la calcite apparaisse sur les spectres de DRX. L'échantillon SMS 17-4-32 contient le polymorphe aragonite, identifié par spectroscopie RAMAN (Figure III-19B).

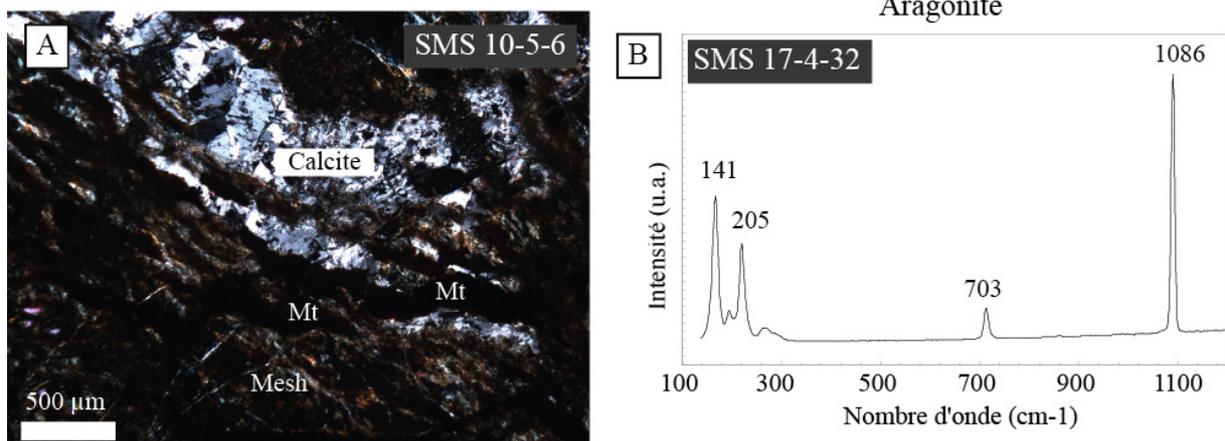


Figure III-19 : Carbonates des serpentinites du smooth seafloor. A) Microphotographie d'une veine de calcite (LPNA). B) Spectre RAMAN de veine d'aragonite dans l'échantillon SMS 17-4-32.

III.4.6 Sulfures et alliages

Les sulfures et alliages métalliques sont très peu présents dans les serpentinites du smooth seafloor. Leur taille est assez petite, généralement entre de 10 et 50 μm. Leur proportion modale est très faible et très inférieure à 0,1% du volume total (Tableau III-2). Ils ne sont pas associés à des veines de circulation de fluide mais sont disséminés un peu partout dans la matrice.

Les sulfures primaires sont représentés par la pentlandite ($(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$), ils sont automorphes à sub-automorphes et peuvent atteindre jusqu'à 500 μm. Lors de la serpentinisation, ces sulfures sont altérés, auréolés de magnétite et peuvent être associés à de la

millérite (Ni₃S₂) (Figure III-20A). Les sulfures secondaires sont principalement de la pentlandite et de la millérite. Ces sulfures se présentent sous la forme de petits grains plus ou moins arrondis d'au maximum 10µm (Figure III-20B). La pentlandite, qu'elle soit primaire ou secondaire, a pour composition moyenne Fe 32,8 pds%, S 33,8 pds%, Ni 31,8%, avec des traces de Co (1,1%) et de Cu (0,1%). La millérite contient en moyenne 32,1% de S, 65,3% de Ni, un peu de Fe (2,4 %) et également des traces de Co (0,2 %) et de Cu (0,4%) (Figure III-21).

Les deux seuls échantillons à posséder des sulfures différents que ceux cités précédemment sont SMS 2-2-11, qui contient un assemblage secondaire de millérite + violarite (FeNi₂S₄: 42,6% Ni ; 33,3% S ; 23,1% Fe ; 0,36% Co ; 0,2% Cu) + chalcopyrite (CuFeS₂: 35,0% S ; 34,0% Cu ; 29,6% Fe ; 1,22% Ni), et SMS 5-4-14, qui contient de la pentlandite primaire altérée en awaruite (Ni₃Fe : 72,4% S ; 26,2% Fe ; 0,5% Cu ; 0,4% Co) + magnétite (Figure III-20C).

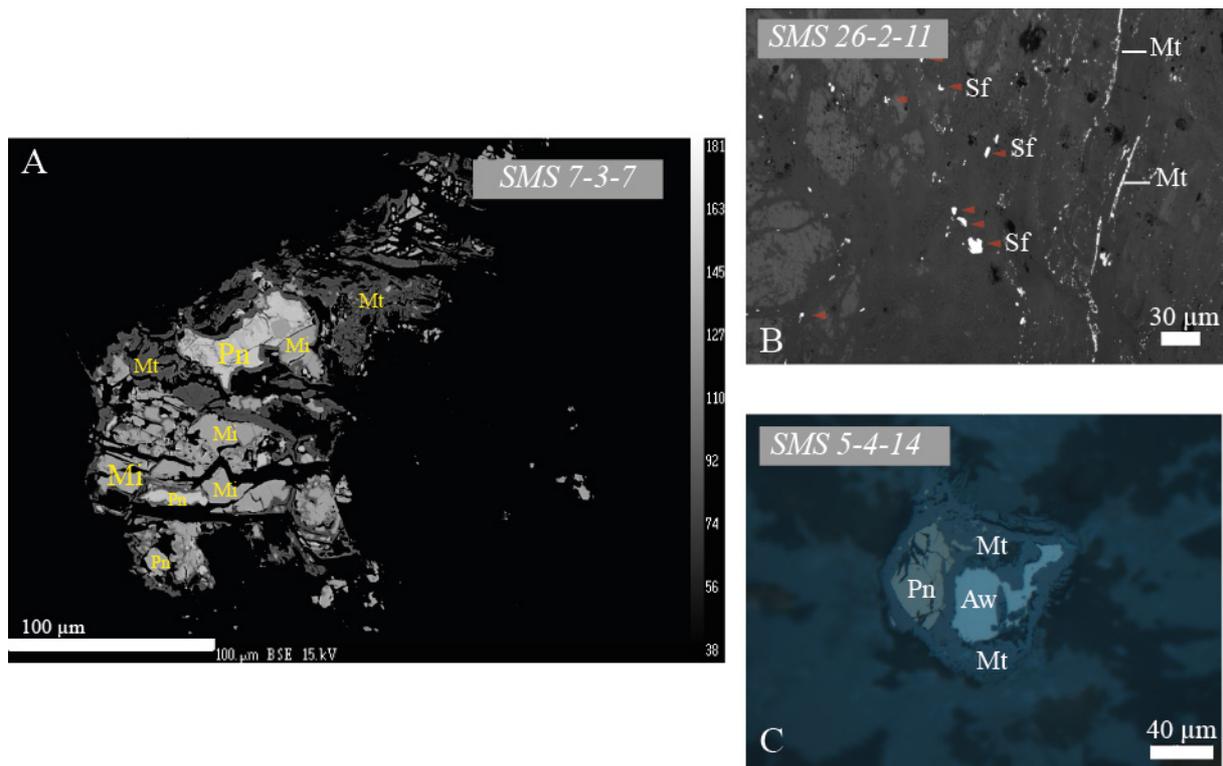


Figure III-20 : Microphotographies des sulfures des serpentinites du smooth seafloor. A) Sulfure primaire (pentlandite Pn) altéré en millérite (Mi) et magnétite (Mt) (photo BSE). B) Sulfures secondaires (Sf) disséminés dans la matrice (LR). C) Pentlandite altérée en awaruite (Aw) et magnétite (LR).

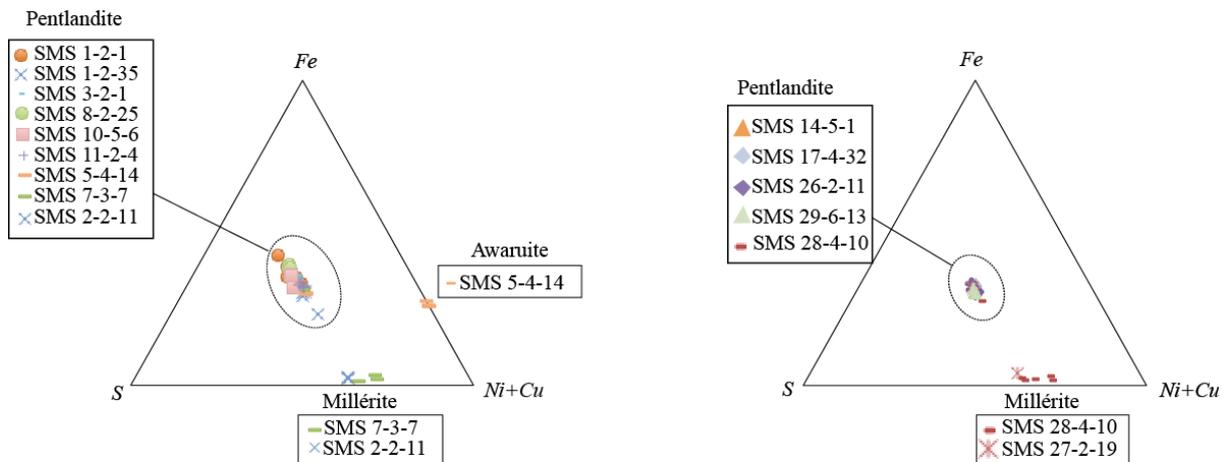


Figure III-21 : Classification des sulfures des serpentinites du smooth seafloor

III.4.7 Oxydes de fer amorphes

Dix serpentinites du smooth seafloor (SMS 4-2-1, 5-4-14, 5-4-17, 11-2-11, 14-5-1, 14-5-8, 21-5-6, 22-6-13, 26-2-11 et 33-3-27) présentent partiellement ou totalement de la serpentine oxydée de couleur orange (Figure III-4E et F). Au microscope, ces échantillons montrent que le cœur des mailles de la serpentine a été remplacé par une phase opaque, brune orangée à noire en lumière naturelle et rouge à orange en lumière réfléchiée (Figure III-22). Dans l'échantillon SMS 26-2-11, cette phase remplace directement les olivines (Figure III-18B). Les bordures des mailles de serpentine, lorsqu'elles sont visibles, sont dépourvues du réseau de magnétite habituel.

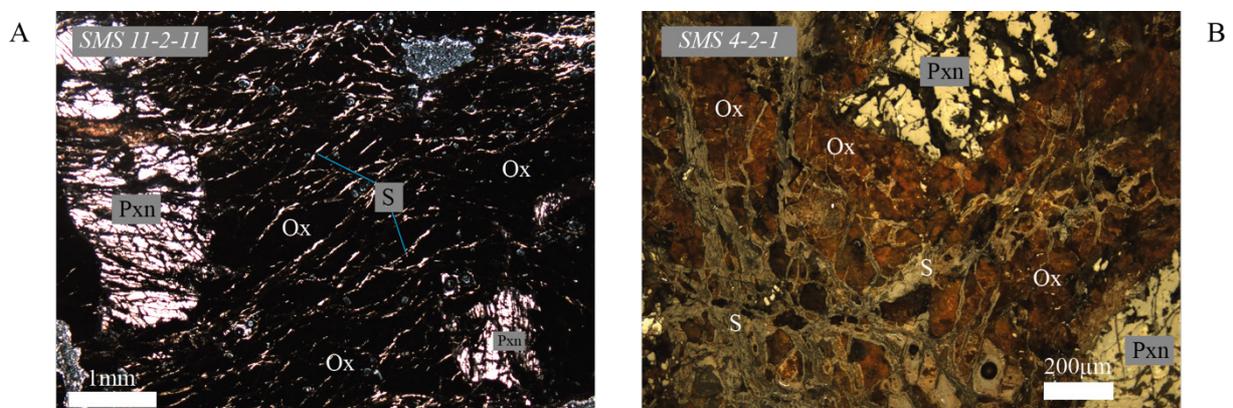


Figure III-22 : Oxydes de fer amorphes (Ox) des serpentinites oxydées du smooth seafloor, microphotographies en LPNA (A) et LR (B). Pxn=pyroxène, S=serpentine.

En majorité, cette phase n'est pas ou très mal cristallisée, par conséquent les analyses effectuées sur cette phase (DRX, RAMAN, microsonde électronique) donnent des résultats difficilement interprétables.

Les analyses à la microsonde électronique sont hétérogènes et ne bouclent pas au-delà de 70 %. Elles laissent néanmoins entendre que la phase contient une forte proportion en FeO (60–70 % du total analysé), et sa coloration rouge en lumière réfléchiée indique que ce fer est fortement oxydé. Un spectre DRX réalisé sur cette phase, associée à de la serpentine montre un léger bombement visible vers $4,18 \text{ \AA}$ ($21,23$ en 2θ) correspondant à la position du pic principal de la goethite ($\text{FeO}(\text{OH})$) (Figure III-23A). Ceci indique que quelques grains cristallisés sont présents, mais que la phase est majoritairement amorphe. Parmi les analyses RAMAN effectuées sur cette phase, un seul spectre présente un pic, de très faible intensité, positionné à $\sim 400 \text{ cm}^{-1}$, qui pourrait lui aussi correspondre au pic principal de la goethite (Figure III-23B).

Deux échantillons analysés par spectroscopie RAMAN (SMS 14-5-1 et 14-5-8) indiquent la présence de véritables cristaux de goethite et d'hématite (Fe_2O_3). Ces cristaux sont petits et peu nombreux mais lorsqu'ils sont présents, ils sont toujours localisés dans les zones contenant les oxydes amorphes (Figure III-24). Les informations obtenues grâce aux différentes analyses

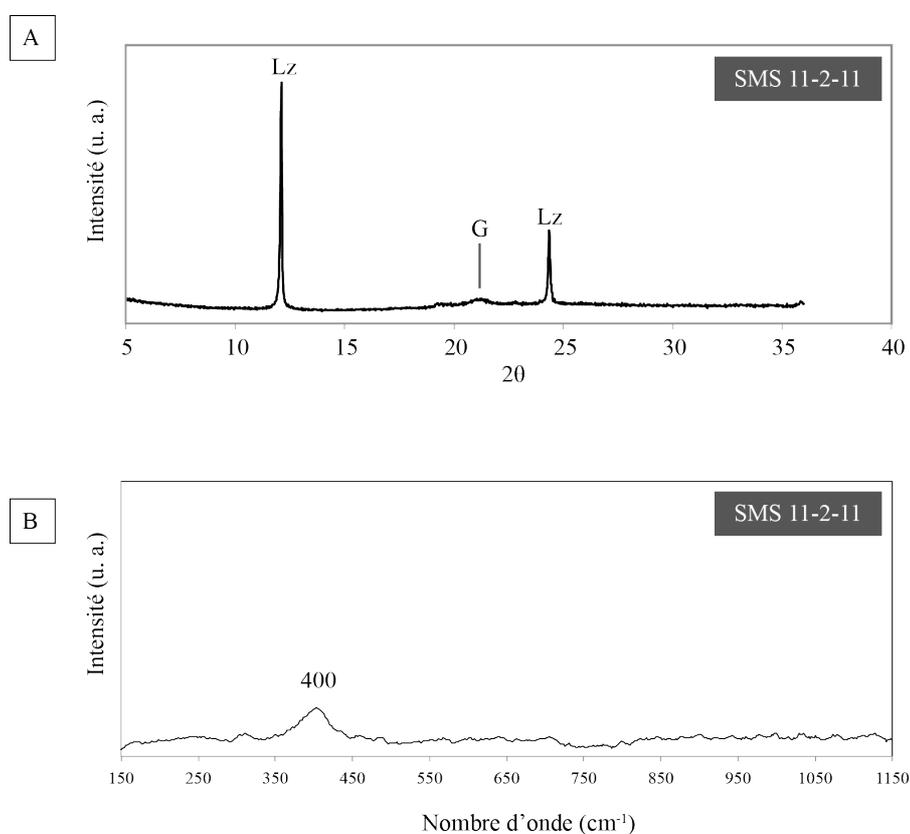


Figure III-23 : A) Spectre DRX sur poudre totale de l'échantillon SMS 11-2-11 montrant la présence de goethite (G). La faible intensité du pic, ainsi que son allure bombée, sont dues au fait que la phase est peu cristallisée. B) Spectre RAMAN réalisé sur les oxydes de fer amorphes de l'échantillon SMS 11-2-11, montrant un faible pic à $\sim 400 \text{ cm}^{-1}$ pouvant correspondre au pic principal de la goethite.

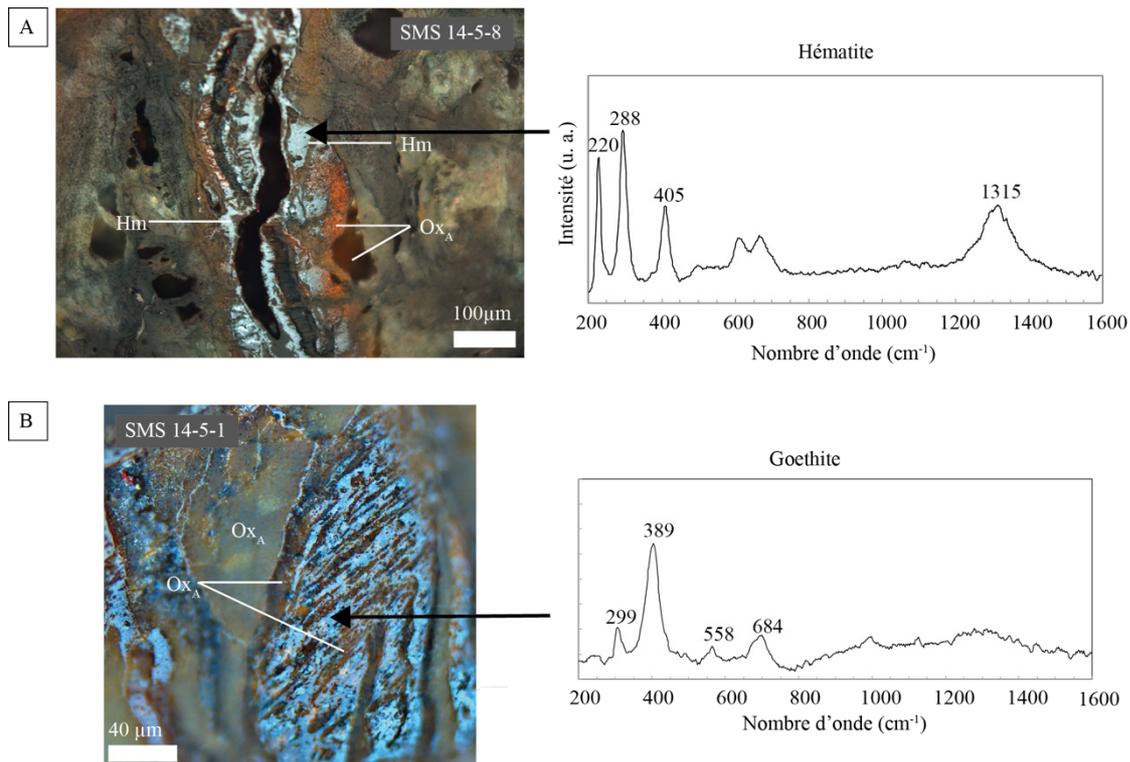


Figure III-24 : Oxydes de fer amorphes dans les serpentinites du smooth seafloor. A) Microphotographie en lumière réfléchiée et spectre RAMAN de l'hématite dans l'échantillon SMS 14-5-8, associée à des oxydes de fer amorphes (coloration rouge-orange). B) Microphotographie en lumière réfléchiée et spectre RAMAN de la goethite dans l'échantillon SMS 14-5-1. Abréviations : G=goethite, H=hématite, Ox_A=oxydes de fer amorphes, Lz=lizardite.

indiquent que la goethite et l'hématite ne sont présentes que dans les échantillons du smooth seafloor fortement oxydés ($Fe^{3+}/Fe_T > 0,6$).

Lorsque que la goethite et/ou l'hématite sont cristallisées dans un échantillon, on constate une absence totale des sulfures usuels (SMS 4-2-1, 11-2-11, 14-5-8 et 21-5-6). Seuls les échantillons contenant des oxydes de fer amorphes sans aucune hématite/goethite cristallisée contiennent encore des sulfures (SMS 5-4-14, 6-3-14, 11-2-4, 22-6-13, 26-2-11 et 29-6-13) (cas exceptionnel de 14-5-1 qui contient à la fois hématite cristallisée et pentlandite). Ces sulfures sont de la pentlandite secondaire uniquement, sauf dans le cas de l'échantillon SMS 5-4-14 qui est le seul à présenter de l'awaruite en altération de la pentlandite.

III.5 Conditions de serpentinitisation des échantillons du smooth seafloor

Les paragenèses des serpentinites du smooth seafloor sont variés et variables d'un échantillon à l'autre, et donnent des informations sur les conditions de serpentinitisation

(température, composition de fluide, conditions rédox) des péridotites initiales, mais également sur les processus d'altération postérieurs.

III.5.1 Températures de serpentinisation

La présence de reliques d'olivine et de pyroxènes dans les échantillons les moins serpentinisés du smooth seafloor indiquent des températures de serpentinisation globalement inférieures à 250°C, car au-delà de cette température la dissolution des pyroxènes est favorisée et celle de l'olivine inhibée (Allen and Seyfried, 2003; Seyfried and Dibble, 1979; Janecky and Seyfried, 1986). Pour les échantillons ne présentant que des reliques de pyroxènes ou complètement serpentinisés, la nature et la composition des serpentines, majoritairement lizardite pauvre en Al dans les textures maillées et chrysotile dans les veines, permettent de situer des températures de serpentinisation entre 150° et 350°C (Andreani et al., 2007, et références incluses). La trémolite et la chlorite sont des minéraux caractéristiques du faciès métamorphique schiste vert, leur présence indique donc des températures entre 300°C et 390°C (Winkler, 1976). Toutefois, les échantillons du smooth seafloor qui contiennent ces minéraux possèdent également de la lizardite pauvre en Al, leur température de serpentinisation est donc, bien que plus importante que les échantillons qui ne contiennent ni chlorite ni trémolite, limitée à 350°C.

Les échantillons SMS 5-4-14 et 26-2-11 sont les seuls à présenter de la chlorite et de la trémolite en association avec de l'antigorite. En contexte océanique de basse pression, cette serpentine peut être stable à des températures beaucoup plus importantes que la lizardite, jusqu'à 500-600°C pour les variétés pauvres en Al (<1pds%) (Bromiley and Pawley, 2003; Evans, 2004; Wunder and Schreyer, 1997) et jusqu'à 600-700°C pour celles riches en Al (> 1 pds%) (Bromiley and Pawley, 2003; Ulmer and Trommsdorff, 1995). L'antigorite de SMS 5-4-14 et 26-2-11 pouvant contenir jusqu'à 2,6 pds% d'Al, la température de serpentinisation de ces échantillons oscille par conséquent entre 350 et 700°C. Ceci implique la présence d'une certaine activité magmatique, car la serpentinisation seule n'est pas suffisante pour atteindre de telles températures (Allen and Seyfried, 2004). La drague n°26 est effectivement l'une des rares dragues de SMS à avoir remonté plus de 90% de basaltes (Figure II-7 et Figure III-1). La drague n°5 en revanche ne présente aucun gabbro ou basaltes, cependant la présence de plancher volcanique non loin de la zone d'échantillonnage (voir chapitre II Contexte géologique) pourrait expliquer la circulation locale d'un fluide de haute température.

Dans les serpentinites du smooth seafloor, le carbonate identifié le plus fréquemment est la calcite. Ce minéral ayant une gamme de stabilité très large, seule une analyse des isotopes de l'oxygène pourrait donner précisément sa température de précipitation, néanmoins elle nous indique le passage de fluides $< 200^{\circ}\text{C}$ (Lawrence, 1979; Ludwig et al., 2006; Shibuya et al., 2012). Le polymorphe aragonite dans l'échantillon SMS 34-2-17 indique une température de fluide $> 50^{\circ}\text{C}$ (Kelley et al., 2005; Wray and Daniels, 1957). Pour les échantillons dans lesquels les carbonates sont mélangés à la serpentine (ex : SMS 28-4-10), le fluide était probablement contemporain de la serpentinisation, tandis que pour les échantillons contenant des veines de carbonates recoupant les textures de serpentine (ex : SMS 10-5-6), les fluides ont circulé postérieurement à la serpentinisation.

III.5.2 Composition des fluides

Les fluides issus du processus de serpentinization sont à l'origine de fluides hydrothermaux alcalins, donc à pH basique (Allen and Seyfried, 2003; Palandri and Reed, 2004) et riches en Mg et Ca (Alle and Haggerty, 1987; Kelley et al., 2001; Neal and Stanger, 1984). Ces éléments sont issus de la dissolution des minéraux primaires, et sont dans la majorité des cas reprécipités à l'endroit où ils ont été libérés : soit en couronnes d'altération soit de façon pseudomorphique après les grains (ex : trémolite après le clinopyroxène). Mais ils peuvent également être lessivés par les fluides et être précipités plus loin que leur lieu de dissolution, dans ce cas ils se présentent sous la forme de veines secondaires recoupant les textures.

La trémolite et la chlorite observées dans les serpentinites du smooth seafloor présentent en majorité des textures pseudomorphiques ou en couronnes d'altération, indiquant une simple remobilisation des éléments initialement contenus dans les pyroxènes et/ou le spinelle, la serpentinisation de ces échantillons a donc été faite par un fluide de composition initiale similaire à celle de l'eau de mer. En revanche, les échantillons présentant ces deux minéraux sous forme de veines, ainsi que ceux contenant du talc, ont vu passer des fluides dont la composition est plus évoluée que celle de l'eau de mer : chargés en Ca et Si pour les serpentinites à trémolite (SMS 5-4-14, 26-2-11 et 27-2-19), en Mg et Si pour les serpentinites à talc (SMS 1-2-35, 5-4-14, 10-5-6, 11-2-4, 27-2-19, 29-5-41 et 34-2-17), et en Al pour les serpentinites à chlorite (SMS 5-4-14 et 26-2-11). Les veines de calcite et aragonite sont quant à elles indicatrices d'une forte concentration en CO_2 dans les fluides, qui se recombine au Ca libéré par la dissolution des pyroxènes.

III.5.3 Conditions rédox

La nature de sulfures et oxydes de fer présents dans les serpentinites permettent de mieux contraindre les conditions rédox dans lesquelles ont eu lieu les réactions de serpentinisation. Les serpentinites du smooth seafloor contiennent majoritairement un assemblage pentlandite + millérite indiquant une gamme de fugacité en O_2 (fO_2) comprise entre -36 et -30 et une fugacité en soufre (ΣS) entre $-2,5$ et -1 (Figure III-25), soit des conditions relativement oxydantes. Par comparaison avec la séquence de serpentinisation établie par [Delacour et al. \(2008a\)](#) à partir des données des serpentinites du Hess Deep (EPR, [Alt and Shanks, 1998](#)) et de l'Atlantis Massif (MAR), les échantillons contenant un assemblage à pentlandite \pm magnétite \pm millérite sont situés à des stades de serpentinisation intermédiaires à élevés, ce qui est cohérent avec leur degré de serpentinisation visuel supérieur à 50%.

La présence d'hématite et de goethite implique une fugacité en oxygène beaucoup plus élevée que dans les échantillons contenant des sulfures et de la magnétite, suggérant donc pour les échantillons des conditions très oxydantes ($fO_2 > -30$). Les échantillons contenant une faible proportion d'oxy/hydroxydes de fer et quelques sulfures (ex : SMS 14-5-1) n'ont pas encore atteint le stade maximal d'oxydation, tandis que les échantillons contenant uniquement de la goethite ou de l'hématite indiquent des degrés d'oxydation très élevés, ce qui est rarement rencontré dans les péridotites en contexte océanique.

L'échantillon SMS 5-4-14 contient à la fois de l'awaruite et de l'hématite. L'awaruite se situe dans une gamme de fugacité en oxygène et en soufre faible ($fO_2 < -39$ et $\Sigma S < -30$) indiquant des conditions très réduites, compatible avec les premiers stades de serpentinisation, lorsque la serpentinisation de l'olivine libère du H_2 réducteur ([Alt and Shanks, 1998](#); [Eckstrand, 1975](#); [Frost, 1985](#); [Klein and Bach, 2009](#)). Ceci est contradictoire d'une part avec le taux de serpentinisation visuel d'environ 90%, et d'autre part avec la présence d'oxy/hydroxydes de fer. L'awaruite de SMS 5-4-14 étant associée à de la magnétite et de la pentlandite dans un même grain (Figure III-20), il est plus probable que celle-ci soit issue de la désulfuration de la pentlandite pendant l'altération par l'eau de mer ([Chamberlain, 1965](#)) et ne soit donc pas représentative des conditions rédox du fluide lui-même.

III.5.4 Altération post-serpentinisation

La goethite et l'hématite sont des minéraux qui se forment le plus souvent par oxydation des sulfures et/ou oxydes de fer (Karthe et al., 1993; Klein and Bach, 2009; Legrand et al., 2005; Lorand and Luguet, 1998; Nordstrom, 1982), mais elles peuvent également être produites par altération tardive de la serpentine, selon la réaction serpentine + magnétite = hématite + goethite + maghémite + smectite (Caillaud et al., 2004, 2006; Venturelli et al., 1997). Dans les échantillons SMS présentant un mélange amorphe d'hématite et de goethite, la présence de celui-ci au centre des mailles de serpentine, ainsi que la disparition du réseau de magnétite autour de ces mêmes mailles sont la preuve d'une altération oxydante qui peut être seulement locale (ex : SMS 21-5-6) ou totale (ex : SMS 11-2-11). Les quelques grains cristallisés d'hématite et de goethite sont quant à eux très probablement issus de l'altération des sulfures secondaires, auxquels ils ressemblent morphologiquement. Goethite et hématite

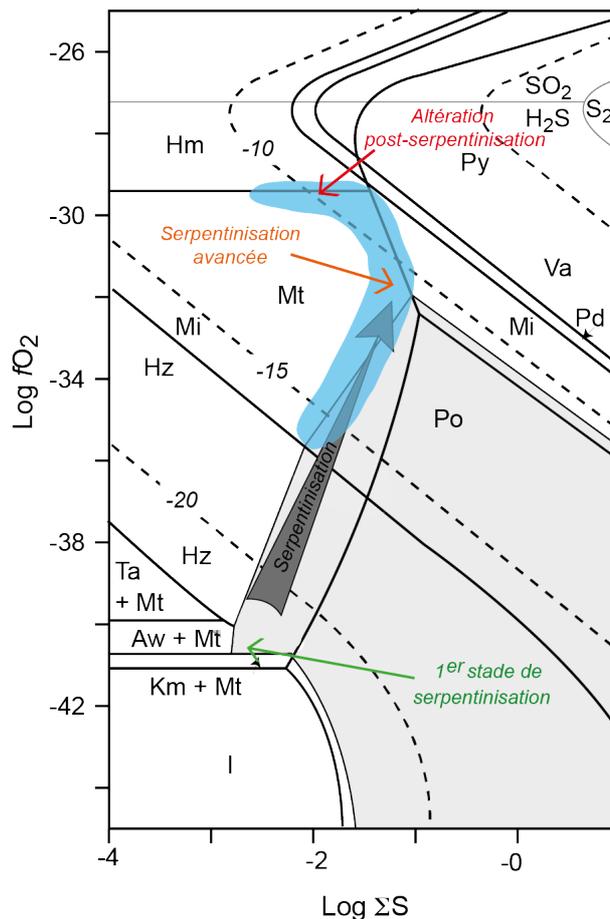


Figure III-25 : Diagramme de stabilité des sulfures à 300°C et 2kbars. Les stades de serpentinisation ainsi que la flèche indiquant l'évolution lors de la serpentinisation sont tirés de Delacour et al., 2008b. Le champ bleu représente les échantillons du smooth seafloor. Le champs gris représente le champs de stabilité de la pentlandite (Delacour et al., 2008b; d'après Alt & Shanks, 1998 et Frost, 1985). Py: pyrite; Po: pyrrhotite; Pd: polydymite; Mt: magnétite; Mi: millerite; Hz: heazlewoodite; Aw: awaruite; Hm: hematite; Va: valleriïte; Ta: taenite; Km: kamacite; I: iron.

traduisent des phénomènes d'oxydation post-serpentinisation, mais on peut noter leur présence dans les textures maillées d'échantillons qui ne sont pas 100% serpentinisés (ex : SMS 33-3-27 qui contient encore des reliques de pyroxènes). Les échantillons contenant une faible proportion d'oxy/hydroxydes de fer et contiennent encore quelques sulfures (ex : SMS 14-5-1) ne sont pas encore complètement altérés. En revanche ceux contenant des grains de goethite ou d'hématite en remplacement des sulfures ont quasiment atteint le maximum d'oxydation possible pour les péridotites en contexte océanique.

La formation d'oxy/hydroxydes de fer est généralement due à de l'altération basse température (<50°C) par l'eau de mer (*seafloor weathering*), qui produit également des phyllosilicates (smectites, généralement vermiculite, saponite et montmorillonite) pour accueillir le Mg et Si de la serpentine (Destrigneville et al., 1998; Caillaud et al., 2004, 2006; Karpoff et al., 2017). Aucune argiles type smectite n'ayant été observée dans les échantillons, le fluide responsable de l'altération des serpentinites SMS est certes oxydant comme l'eau de mer mais à une température supérieure à 150°C. Dans l'échantillon SMS 26-2-11, les oxy/hydroxydes de fer se forment par transformation directe des olivines fraîches, sans passer par le stade serpentine, ce qui s'apparente au phénomène d'iddingsitisation (altération haute température de l'olivine en un mélange d'oxy/hydroxydes de fer + argiles) observé dans les basaltes (Eggleton et al., 1987; Laverne et al., 1996; Smith et al., 1987).

III.6 Conclusions

Les compositions chimiques en éléments majeurs des minéraux primaires olivine et orthopyroxènes des serpentinites du smooth seafloor de la SWIR sont classiques des péridotites mantelliques abyssales observées sur les dorsales océaniques. Les compositions des clinopyroxènes et des spinelles attestent en revanche des spécificités de la dorsale sud-ouest indienne, et plus particulièrement de la zone du Smooth seafloor, c'est-à-dire un régime quasi amagmatique et une hétérogénéité chimique du manteau sous-jacent à la SWIR (Cannat et al., 2006; Sauter et al., 2008, 2009; Seyler et al., 2003, 2011). La présence d'hydrogrossulaire, ainsi que des textures typiques d'imprégnation, indiquent la circulation de fluides magmatiques avant la serpentinisation dans plusieurs échantillons.

Les serpentinites de la zone du smooth seafloor de la SWIR présentent toutes un fort degré de serpentinisation supérieur à 50%. Les températures de serpentinisation varient pour la majorité des échantillons entre 150 et 350°, à l'exception des serpentinites SMS 5-4-17 et 26-

2-11 pour lesquels la température excède les 350°C. La serpentinisation suit une séquence classique olivine → orthopyroxène → clinopyroxène, sauf dans le cas de l'échantillon SMS 26-2-11, où les fortes températures ont provoqué une serpentinisation précoce des pyroxènes et la transformation de l'olivine en iddingsite.

La composition des fluides est également typique de ce que l'on peut trouver dans les contextes de serpentinisation, c'est-à-dire des fluides alcalins, riches en Si, Ca, et Mg. La circulation locale de fluides riches en CO₂ est indiquée par la présence de carbonates de calcium. Le fluide serpentinisant dans le cas de SMS 5-4-17 et 26-2-11 est également anormalement riche en Al ce qui favorise l'hypothèse d'un fluide ayant circulé au niveau d'intrusions magmatiques.

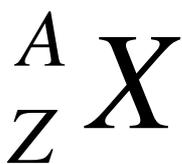
Les assemblages de sulfures témoignent de conditions moyennement à fortement oxydantes ($-36 < fO_2 > -30$), pour des activités en soufre relativement basses ($\log \Sigma S < 1$). Les échantillons présentant une forte proportion en oxy/hydroxydes de fer (goethite et hématite) résultent d'une altération oxydante post-serpentinisation, et ne sont donc plus représentatifs de la serpentinisation seule.

IV. MÉTHODES D'ANALYSES ISOTOPIQUES STABLES

IV.1 Définitions, notations et terminologie

IV.1.1 Les isotopes stables

Le terme isotope désigne des nucléides caractérisés par un même nombre de protons (particule nucléaire chargée positivement), représenté par le numéro atomique Z et un nombre différent de neutrons (particule nucléaire électriquement neutre), représenté par le nombre de masse A (équivalent à la masse molaire de l'élément chimique) :



Avec :

X : l'élément chimique

A : le nombre de masse (nucléons = protons + neutrons)

Z : le numéro atomique (protons, électrons)

Chaque élément chimique du tableau périodique de Mendeleïev peut ainsi avoir plusieurs isotopes (Figure IV-1). Les isotopes stables ont la particularité, contrairement aux isotopes radioactifs, de ne pas désintégrer au cours du temps.

Les isotopes stables se répartissent en deux catégories : les isotopes stables traditionnels (O, C, H, S, N), qui sont historiquement les premiers systèmes isotopiques à avoir été étudiés dans les années 1940-1950, et les isotopes stables non-traditionnels, tels que le Fe, Li, B, Si, etc..., pour lesquels l'étude de leur système est plus récente car liée aux avancées technologiques de la spectrométrie de masse. Il existe 80 éléments chimiques qui possèdent au moins un isotope stable, et la différence du nombre de neutrons entre les isotopes d'un même élément chimique va avoir des conséquences sur leurs propriétés physico-chimiques, par exemple la température de vaporisation ou de congélation de la molécule d'eau. Par exemple, la molécule d'eau (H_2O) est constituée de différents isotopologues, c'est à dire de combinaisons isotopiques entre les différents isotopes de l'hydrogène 1H et 2H (ou D) et ^{16}O , ^{17}O , et ^{18}O . Les deux isotopologues les plus abondants dans la molécule d'eau, $^1H_2^{16}O$ et $D_2^{16}O$, ont des points de congélation différents, 0 et 3,9°C respectivement, et une densité différente, 0,999841 et 1,10469 respectivement (Sharp, 2007). Cette différence de neutrons entraîne également une répartition préférentielle des isotopes entre différentes phases lors des processus physiques et chimiques, tels que la fusion, la précipitation, l'oxydation, etc...

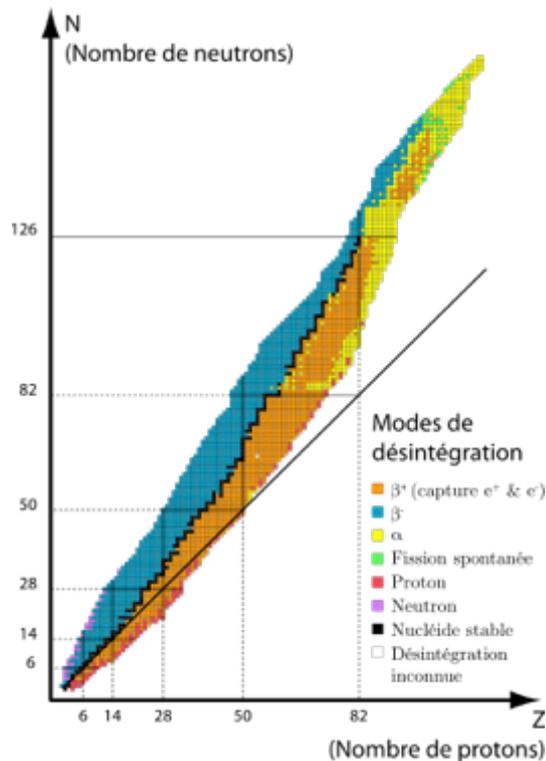


Figure IV-1 : Carte des nucléides pour les éléments chimiques (de Z=1 à Z=118), le nombre de neutrons pour chaque élément chimique est donné par l'axe horizontal. (d'après The LIVE Chart of Nuclides - www-nds.iaea.org)

Les isotopes stables d'un même élément existent en proportions constantes dans le système solaire. Chaque élément possède un isotope majeur, représentant généralement plus de 90% des atomes (ex : ^{56}Fe 91,7%, ^{12}C 98,9%, ^{16}O 99,759%), et un ou plusieurs isotopes mineurs en proportions variables. Par exemple, le fer possède trois isotopes stables mineurs : ^{54}Fe , ^{57}Fe et ^{58}Fe , et le carbone un seul : ^{13}C . La différence de masses entre deux isotopes d'un même élément permet de définir le terme d'isotope lourd (^{57}Fe , ^{58}Fe , ^{13}C) ou d'isotope léger (^{54}Fe), en prenant comme référence la masse de l'isotope le plus abondant (^{56}Fe , ^{12}C).

IV.1.2 Terminologie, notations

La composition isotopique s'exprime sous la forme d'un rapport de l'abondance en isotope lourd sur l'abondance en isotope léger, ou rapport isotopique (1) :

$$1. \quad R = \frac{\text{abondance isotope lourd}}{\text{abondance isotope léger}}$$

Les variations des rapports isotopiques étant petits, les compositions isotopiques s'expriment en notation δ (delta) en ‰. Ce δ correspond au rapport isotopique mesuré dans l'échantillon rapporté à la valeur d'un standard (2). Cette valeur standard est soit un gaz de référence si l'analyse se fait par spectrométrie de masse à source gazeuse (cas du carbone) ou un standard international si l'analyse se fait par introduction liquide des échantillons via un MC-ICP-MS (cas du fer).

$$2. \quad \delta = \left(\frac{R_{\text{échantillon}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} \right) * 1000 = \left(\frac{R_{\text{échantillon}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right) * 1000$$

Chaque composition isotopique ou δ est reportée sur une échelle internationale. Dans le cas du fer, l'utilisation du standard IRMM-014 permet à la fois de calculer la valeur de δ et de se reporter sur cette échelle. Pour le carbone, les valeurs de δ sont reportées sur l'échelle PDB pour Pee-Dee Belemnite en utilisant différents standards internationaux (cf. partie IV.4.2). Une valeur positive de δ indique que l'échantillon est enrichi en isotope lourd par rapport au standard, et à l'inverse une valeur négative indique un enrichissement en isotope léger par rapport au standard.

Le facteur de fractionnement isotopique, α (alpha), correspond au rapport des rapports isotopiques des phases A et B, R_A et R_B :

$$3. \quad \alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$$

Il est également possible d'exprimer le facteur de fractionnement α par rapport aux valeurs de δ des phases A et B, δ_A et δ_B , et l'équation 2, ce qui donne :

$$4. \quad \alpha_{A-B} = \frac{1000 + \delta_A}{1000 + \delta_B}$$

Le facteur de fractionnement est un chiffre sans unité. Sa valeur étant généralement proche de 1, le facteur de fractionnement est classiquement écrit sous la forme $1000 \ln(\alpha_{A-B})$.

En combinant les équations (3) et (4), on obtient la relation suivante :

$$5. \quad 1000 \ln(\alpha_{A-B}) \approx \Delta_{A-B} = \delta_A - \delta_B$$

Avec Δ (grand delta) définissant l'enrichissement, ou l'appauvrissement, en isotope d'une phase A par rapport à une phase B en un isotope de l'élément considéré. Par exemple, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{calcite-eau}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}} = 24\text{‰}$ indique que la calcite est enrichie en ^{18}O par rapport à l'eau.

IV.2 Le fractionnement isotopique

Il existe deux grands types de fractionnements isotopiques : le fractionnement à l'équilibre et le fractionnement cinétique

IV.2.1 Le fractionnement cinétique

Le fractionnement cinétique se produit lors de processus physiques, chimiques, ou biologiques irréversibles, incomplets ou rapides, tels que par exemple l'évaporation, la diffusion, la précipitation rapide de certains minéraux (calcite, hématite...), les réactions de dissociation, les processus bactériens (oxydation des sulfures, réduction des oxydes, photosynthèse, respiration), la réduction des sulfates...

Le fractionnement cinétique, comme son nom l'indique, est lié à la vitesse de déplacement des isotopes lors d'une réaction. En effet, la théorie dit que l'énergie cinétique d'une molécule (E_c) est la même pour tous les gaz idéaux et ce pour une température donnée : $E_c = \frac{1}{2} m v^2$, avec m la masse et v la vitesse. Si on considère donc deux molécules représentant des combinaisons isotopiques différentes, $^{13}\text{CH}_4$ et $^{12}\text{CH}_4$, leur énergie cinétique étant égale, la vitesse de $^{12}\text{CH}_4$ sera 1,030 fois plus rapide que $^{13}\text{CH}_4$.

Le fractionnement cinétique est également lié à l'énergie de dissociation des molécules. Celle-ci est en effet plus grande pour des molécules contenant des liaisons avec des isotopes lourds que pour celles contenant des liaisons avec des isotopes légers ($^{13}\text{C-H}$ et $^{12}\text{C-H}$). Il en résulte donc que les liaisons avec les isotopes légers sont plus faciles à casser.

Il est difficile de quantifier le fractionnement cinétique car il n'est pas toujours reproductible d'un système à un autre.

IV.2.2 Le fractionnement à l'équilibre

Le fractionnement isotopique à l'équilibre se produit lors de processus directs et réversibles et correspond à une réaction d'échange d'un isotope entre deux phases A et B (atomes, molécules), selon la réaction d'équilibre :



Où a et b sont les coefficients stœchiométriques, et 1 et 2 les isotopes légers et lourds, respectivement (Urey, 1947). Il est possible d'écrire pour cette réaction la constante d'équilibre K :

$$7. \quad K = \frac{(A_2)^a (B_1)^b}{(A_1)^a (B_2)^b} = \frac{\left(\frac{A_2}{A_1}\right)^a}{\left(\frac{B_2}{B_1}\right)^b} = \alpha_{AB}$$

Avec (A_1) , (A_2) , (B_1) , (B_2) les concentrations des phases A et B et α le facteur de fractionnement.

Le fractionnement à l'équilibre étant lié à un échange simple d'isotope entre deux phases en système fermé et correspondant donc à un équilibre thermodynamique entre deux phases (Schauble, 2004) :

- Il est dépendant de la température selon la relation $1/T^2$ (T en K), ce qui permet l'utilisation des isotopes stables en thermométrie.
- Il est plus important pour les éléments légers (H, O, C...) et pour des isotopes ayant des masses très différentes, les fractionnements isotopiques du C sont plusieurs dizaines de ‰, tandis que ceux du Fe n'excèdent pas 5‰ ;
- Les isotopes lourds se fractionnent préférentiellement dans les substances formant des liaisons ioniques courtes et fortes.

Le fractionnement à l'équilibre peut également être décrit par un autre facteur, β , aussi appelé en anglais *reduced partition function ratio*. Le facteur β décrit le fractionnement entre une phase donnée et un état de référence, différent pour chaque élément (ex : pour le fer, il s'agit du fer monoatomique gazeux). Ce facteur n'est pas mesurable directement, il se

détermine par calculs en se basant sur les propriétés physiques et thermodynamiques des molécules, déterminées soit par calculs *ab initio* soit par méthode NRIXS (diffusion inélastique résonante de rayons X) ou Mössbauer. Contrairement au facteur α , le facteur β permet de calculer les fractionnements à l'équilibre entre n'importe quelles phases coexistantes (même des phases qui ne se rencontrent pas entre elles naturellement), et ce sans disposer des compositions isotopiques de chaque phase, selon la relation :

$$\Delta_{A-B} = 1000 \ln \beta_A - 1000 \ln \beta_B$$

Ce facteur β ne sera plus utilisé dans la suite de ce manuscrit, pour une description plus précise, le lecteur est invité à se référer à la compilation de [Dauphas et al. \(2017\)](#).

IV.3 Isotopie du fer

Sur Terre, le fer existe sous trois états, du plus réduit au plus oxydé : Fe(0) (fer métallique), Fe²⁺ (fer ferreux) et Fe³⁺ (fer ferrique). Le noyau terrestre est le siège du fer métallique, dont celui-ci représente environ 93% de la masse totale de la terre. Il est présent sous forme d'alliages, associé au nickel principalement et à d'autres éléments tels que le cobalt, le soufre, l'oxygène ou la silice (e.g., [Badro et al., 2007](#); [Li and Agee, 2001](#); [Shahar et al., 2009](#); [Wood et al., 2006](#)). Le manteau asthénosphérique et la lithosphère étant caractérisés par des conditions réductrices, le fer y est par conséquent majoritairement sous forme de Fe²⁺, avec une petite proportion de Fe³⁺, dû à la disproportionation du Fe²⁺ ([Canil et al., 1994](#); [Frost et al., 2004](#)). Enfin, dans les environnements de surface (partie superficielle de la lithosphère et océans), où les conditions sont oxydantes, le fer est en grande partie sous forme Fe³⁺.

Le fer possède 26 protons et quatre isotopes stables : ⁵⁴Fe (5,85%), ⁵⁶Fe (91,72%), ⁵⁷Fe (2,2%) et ⁵⁸Fe (0,28%). Sa composition isotopique se reporte sous la forme :

$$\delta^{56}Fe = \left(\frac{\left(\frac{{}^{56}Fe}{{}^{54}Fe} \right)_{roche}}{\left(\frac{{}^{56}Fe}{{}^{54}Fe} \right)_{IRMM-014}} - 1 \right) * 1000$$

Les premières études sur l'isotopie du fer présentaient les compositions isotopiques en ⁵⁷Fe, exprimées sous la forme $\delta^{57}Fe$, mais celles-ci ont été rapidement remplacées par les

compositions en ^{56}Fe car le $\delta^{57}\text{Fe}$ peut être recalculé facilement à partir du $\delta^{56}\text{Fe}$ selon la formule $\delta^{57}\text{Fe} \approx 1,5 \times \delta^{56}\text{Fe}$, en se basant sur un fractionnement des isotopes dépendant de la masse. Les valeurs de $\delta^{57}\text{Fe}$ sont néanmoins toujours présentées, car elles permettent de vérifier si les fractionnements du Fe sont bien dépendants de la masse et il n'y a pas eu de problèmes analytiques lors de la mesure des compositions isotopiques. Du fait des interférences isobariques avec le ^{58}Ni , le ^{58}Fe n'est pratiquement jamais reporté, mais le $\delta^{58}\text{Fe}$ peut aussi être calculé à partir du $\delta^{56}\text{Fe}$ ($\delta^{58}\text{Fe} \approx 2 \times \delta^{56}\text{Fe}$).

IV.3.1 Préparation des échantillons

Afin de pouvoir analyser les compositions isotopiques en fer d'un échantillon, il est nécessaire de séparer le fer présent dans cet échantillon. Ceci se fait grâce à un protocole défini conduisant à la dissolution et à la purification du fer de l'échantillon, en salle blanche. Cette purification du fer permet d'éliminer la matrice silicatée et plus particulièrement le ^{54}Cr et le ^{58}Ni qui peuvent interférer respectivement avec le ^{54}Fe et le ^{58}Fe .

Le protocole de préparation en salle blanche est basé sur ceux décrits dans [Dauphas et al. \(2004; 2009\)](#) et [Busigny et al. \(2014\)](#) et adapté à nos échantillons de serpentinites (Tableau IV-1). Chaque série contient 7 échantillons, un blanc et deux géostandards, IF-G (Banded Iron Formation) et BCR-2 (verre basaltique). La dissolution des échantillons par voie humide comporte trois à quatre étapes de digestion dans un mélange de 2mL d'acide fluorhydrique (HF) concentré + 1mL d'acide nitrique (HNO_3) concentré + 2 gouttes de peroxyde d'hydrogène (H_2O_2), suivi d'une évaporation à sec. Entre chaque étape, les échantillons sont repris dans 3mL d'acide chlorhydrique (HCl) 6N afin de dissoudre les fluorures créés par la chauffe du HF. Les multiples attaques HF- HNO_3 - H_2O_2 sont nécessaires pour dissoudre complètement les spinelles présents. La purification du fer se fait ensuite sur colonne à l'aide d'une résine anionique AG1-X8 200-400 mesh (Tableau IV-2). Les échantillons sont enfin repris dans 5mL de HNO_3 0,5N avant analyse des compositions isotopiques.

Tableau IV-1 : Attaque acide des échantillons de serpentinites en salle blanche pour analyse isotopique du fer par MC-ICP-MS Neptune :

1. Pesée de 100 mg de poudre d'échantillon
2. Attaque : 2 mL HF concentré + 1 mL HNO ₃ concentré + 2 gouttes H ₂ O ₂
3. Plaque chauffante à 80°C pour la nuit, puis 130°C pour la journée
4. Évaporation échantillons à 50°C pendant la nuit, puis à 130°C pendant 3-4h
5. Reprise des échantillons dans 3 mL 6N HCl et plaque chauffante à 115°C pendant 2-3 jours.
6. Évaporation des échantillons à 50°C pendant la nuit, puis à 130°C pendant 3-4h afin d'avoir un résidu sec. Si présence de spinelles non dissous, reprendre à l'étape 2. Si présence de fluorures, reprendre à l'étape 5.
7. Ajout 1 mL 6N HCl et 0.5 mL HNO ₃ concentré et plaque chauffante à 115°C pendant 24h
8. Évaporation échantillons à 50°C pendant la nuit, puis à 130°C pendant 3-4h
9. Ajout 0.5 mL 6N HCl et 1 mL HNO ₃ concentré + plaque chauffante à 115°C pendant 24h
10. Évaporation échantillons à 50°C pendant la nuit, puis à 130°C pendant 3-4h
11. Reprise des standards et du blanc dans 0.5 mL de 6N HCl et des échantillons dans 5 mL de 6N HCl
12. 1 ^{er} passage sur colonne
13. Évaporation échantillons à 50°C pendant la nuit, puis à 130°C pendant 3-4h
14. Reprise des échantillons à chaud dans 0.5 mL de 6N HCl
15. 2 ^{ème} passage sur colonne
16. Évaporation des échantillons à 50°C pendant la nuit, puis à 130°C pendant 3-4h
17. Reprise des échantillons dans 5 mL HNO ₃ 2% (0,5N)

Tableau IV-2 : Élution du fer sur résine anionique

Charger 1 mL de résine anionique AG1-X8 200-400 mesh dans les colonnes	
Lavage de la résine	10 mL H ₂ O
	5 mL HNO ₃ 1 M
	10 mL H ₂ O
	5 mL HNO ₃ 1 M
	10 mL H ₂ O
	10 mL HCl 0.4 M
	5 mL H ₂ O
Conditionnement de la résine	2 mL HCl 6 M
Fixation de l'échantillon	0,25 mL (1 ^{er} passage) ou 0,5 mL (2 ^e passage) de solution HCl 6M (0,5 mL en 2 fois pour le blanc)
Élution de la matrice - HCl 6M	0,5mL – 0,5mL – 1mL – 2mL – 4mL
Élution du fer – HCl 0,4M	0,5mL – 0,5mL – 1mL – 1mL – 3mL -4mL
Évaporation et reprise des échantillons => solution mère	

IV.3.2 Analyses des compositions isotopiques par spectrométrie de masse

La mesure des isotopes se fait par spectrométrie de masse, une méthode d'analyse qui repose sur la séparation d'éléments ionisés selon leur rapport masse/charge. Historiquement, les premières mesures de compositions isotopiques du fer en roche totale ont été faites par spectrométrie de masse à ionisation thermique TIMS (Thermo Ionisation Mass Spectrometry). La précision des mesures était autour de 0,1‰, masquant de fait la plupart des fractionnements isotopiques (Beard and Johnson, 1999; Johnson and Beard, 1999). Au cours des années 2000, le développement des analyses de compositions isotopiques du fer par des techniques MC-ICP-MS (Multi Collector Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) (e.g. Anbar et al., 2000; Dauphas and Rouxel, 2006; Dauphas et al., 2009a,b; Rouxel et al., 2003; Weyer et al., 2005), ayant une précision pouvant atteindre 0,03‰ (Dauphas et al., 2009b), a permis de mettre en lumière des fractionnements plus faibles et d'étendre les connaissances sur l'isotopie du fer. Plus récemment, se sont développées les analyses à l'aide de sondes ioniques (Secondary Ion Mass Spectrometer ou SIMS) (e.g. Kita et al., 2011; Marin-Carbonne et al., 2011; Sio et al., 2013) et les méthodes d'ablation laser couplée au MC ICP-MS (e.g. Dziony et al., 2014; Hensler et al., 2015; Hirata and Ohno, 2001; Horn et al., 2006), qui permettent de mesurer les isotopes du fer dans les minéraux in situ, mais celles-ci ne seront pas détaillées plus en avant dans la suite de ce chapitre.

Dans le cadre de cette thèse, les mesures des compositions isotopiques en fer sur roche totale des serpentinites du smooth seafloor ont été réalisées à l'aide du MC-ICP-MS Neptune Plus ThermoFisher Scientific™ du Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand (France).

IV.3.2.1 Caractéristiques techniques et réglages du MC-ICP-MS

Le Neptune Plus est un ICP-MS composé classiquement d'une source d'argon (Ar) et d'une torche à plasma pour ioniser les éléments, d'un secteur électrostatique pour séparer les ions selon leur charge et d'un secteur magnétique pour les séparer selon leur masse. Il possède neuf cages de Faraday qui collectent les ions (multi-collecteur) : une cage centrale fixe et huit autres qui peuvent être déplacées selon les masses à analyser (Weyer and Schwieters, 2003, 2005).

Lors de la formation du plasma d'Ar dans le spectromètre, des molécules de $^{40}\text{Ar}^{14}\text{N}^+$, $^{40}\text{Ar}^{16}\text{O}^+$ et de $^{40}\text{Ar}^{16}\text{OH}^+$ (argides), qui possèdent des masses proches du ^{54}Fe , ^{56}Fe et ^{57}Fe , respectivement, sont produites et peuvent par conséquent être mesurées en même temps que les masses du fer et induire une erreur sur les mesures. Pour s'affranchir de ces interférences isobares, le MC-ICP-MS est utilisé en mode haute résolution de masse selon la méthode décrite par Weyer and Schwieters (2003). Celle-ci consiste à réduire la largeur des fentes d'entrée du faisceau de plasma (*high resolution entrance slits*) tout en augmentant celle des fentes du collecteur (*low resolution collector slits*), ce qui permet de dissocier les faisceaux d'ions des argides de ceux du fer, afin que seuls ces derniers pénètrent dans les cages de Faraday (Figure IV-2). En effectuant un scan de masse, qui représente l'intensité du signal mesuré en fonction de la masse, on peut alors distinguer trois plateaux, correspondant aux isotopes du fer seul, aux isotopes du fer avec les argides et aux argides seuls (Figure IV-3). La largeur optimale du plateau correspondant au fer seul ((masse de début du plateau - masse de fin du plateau)/masse centrale du plateau = $\Delta m/m$) doit être de 200 ppm minimum pour obtenir des mesures correctes. La masse sélectionnée pour la cage de Faraday centrale doit correspondre à la masse médiane du plateau du fer seul, ni trop proche de l'interférence avec l'Ar, ni trop proche de la limite de la cage (Figure IV-3).

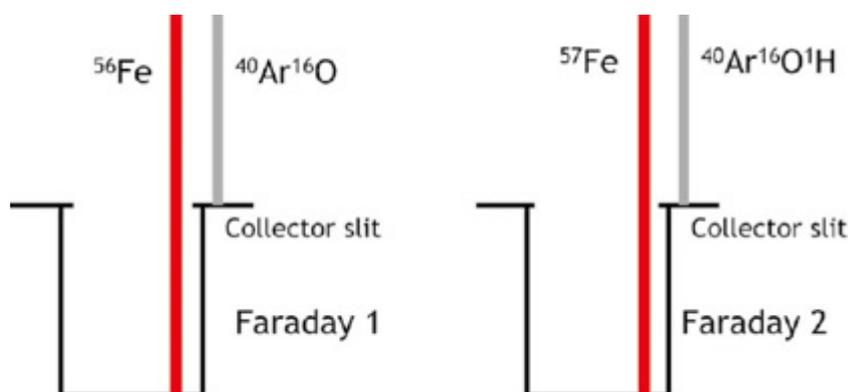


Figure IV-2 : Représentation schématique des cages de Faraday lors d'une analyse MC-ICP-MS des isotopes du fer à haute résolution de masse. Les faisceaux interférents d'argides (ArO et ArOH) (gris) ne pénètrent pas dans les détecteurs, tandis que les faisceaux du fer (rouge) entrent dans les cages à la limite de la fente de collection. D'après Weyer and Schwieters (2003).

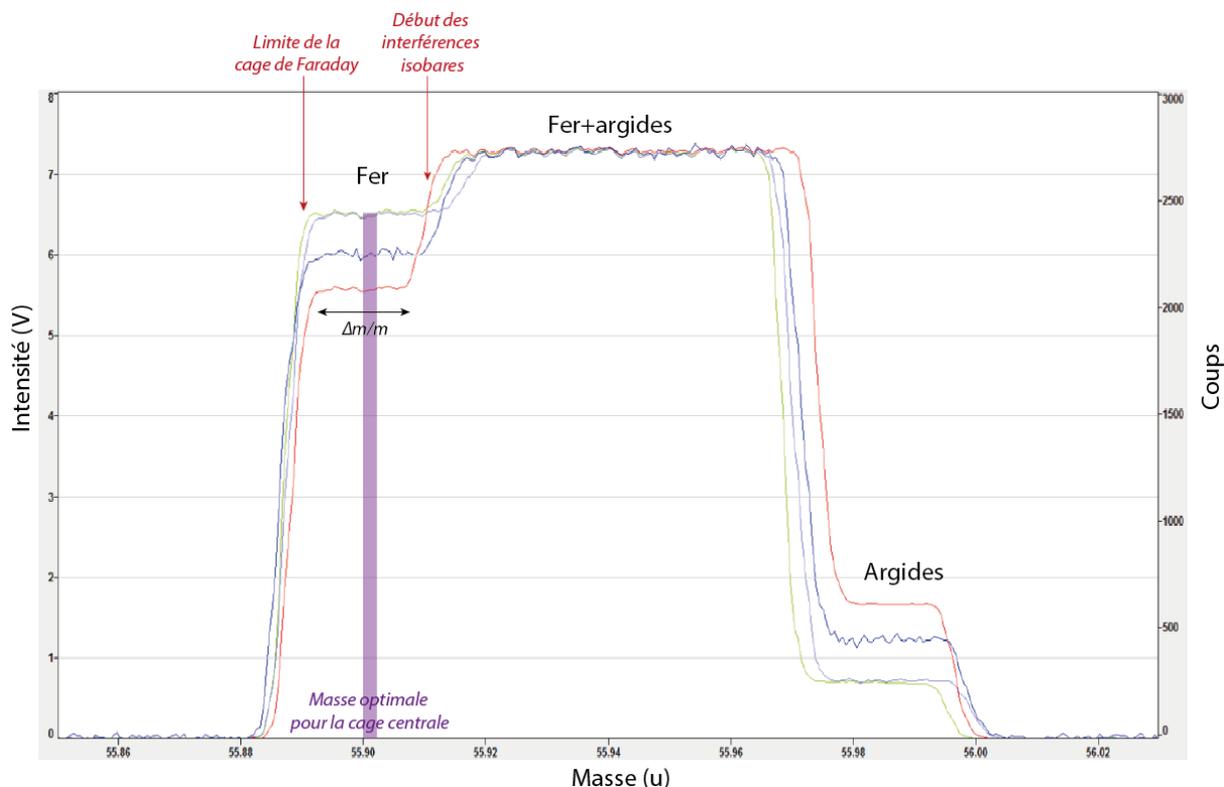


Figure IV-3 : Exemple de scan de masse sur le standard IRMM-014 utilisé pour les réglages du MC-ICP-MS Neptune lors de la mesure des isotopes du fer (LMV Clermont Ferrand). Chaque couleur correspond à un isotope du fer (rouge ^{58}Fe , bleu ^{57}Fe , vert ^{56}Fe , violet ^{54}Fe).

IV.3.2.2 Analyse des échantillons

Les quatre isotopes du fer sont analysés (54, 56, 57 et 58) simultanément, ainsi que le ^{60}Ni et le ^{53}Cr permettant de vérifier que ces deux derniers éléments ont bien été purifiés lors du passage sur colonne et n'interféreront donc pas avec les isotopes du fer.

Lors de chaque session d'analyse, la concentration en fer du blanc de chimie est mesurée afin de déterminer le zéro analytique et les solutions mères d'échantillons sont mesurées une première fois non diluées afin de déterminer leur concentration et ainsi d'optimiser le signal entre échantillon et standard IRMM-014 à 1 ppm (correspondant à un voltage de 9V). L'échantillon liquide est introduit sous forme d'aérosol par l'intermédiaire d'un nébuliseur dans une chambre de type « Scott ». La concentration en isotope d'un même échantillon est mesurée pendant 20 cycles d'environ 8 secondes chacun. Le logiciel utilisé calcule ensuite la moyenne des 20 valeurs obtenues pour donner une valeur unique avec un écart-type.

Au cours de la session, la méthode du *standard bracketing* est utilisée, ce qui consiste à alterner chaque analyse d'échantillon avec une analyse de solution d'IRMM-014 de concentration similaire (ici 1ppm), afin de corriger les données obtenues de la dérive du Neptune au cours du temps (Albarède and Beard, 2004; Beard et al., 2003; Dauphas et al., 2004; Rouxel et al., 2003; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006). Chaque échantillon est mesuré au moins trois fois. Le blanc et les standards IF-G et BCR-2 sont mesurés régulièrement toutes les 7 à 10 analyses. Les valeurs isotopiques moyennes en ^{56}Fe et ^{57}Fe des trois standards IF-G, BCR-2 et IRMM-014 durant les quatre sessions analytiques de Neptune effectuées au cours de cette thèse sont reportées dans le Tableau IV-3. L'alignement des valeurs isotopiques des standards sur une droite de pente $\sim 1,5$ dans le diagramme $\delta^{57}\text{Fe}$ vs. $\delta^{56}\text{Fe}$ (Figure IV-4), correspondant à la droite de fractionnement de masse des isotopes du fer (e.g. Craddock and Dauphas, 2011; Wang et al., 2013) et permet de s'assurer de la validité des données obtenues pour les échantillons de serpentinites du smooth seafloor à chaque session analytique.

Tableau IV-3 : Compositions isotopiques des standards IF-G, BCR-2 et IRMM-014 (relatif à IRMM-014) lors des analyses MC ICP-MS. Les valeurs de référence proviennent de Craddock and Dauphas (2011).

		$\delta^{56}\text{Fe} \text{ ‰}$	2σ	$\delta^{57}\text{Fe} \text{ ‰}$	2σ	n
Valeurs de référence	IF-G	0,639	0,013	0,945	0,020	
	BCR-2	0,091	0,011	0,126	0,017	
	IRMM	-0,001	0,013	0,003	0,019	
Session 1	IF-G	0,651	0,102	0,974	0,161	17
	BCR-2	0,154	0,059	0,202	0,123	17
	IRMM-014	0,004	0,095	0,006	0,150	74
Session 2	IF-G	0,694	0,101	1,027	0,176	19
	BCR-2	0,133	0,075	0,168	0,150	16
	IRMM-014	-0,001	0,090	-0,004	0,184	90
Session 3	IF-G	0,641	0,080	0,957	0,165	39
	BCR-2	0,096	0,048	0,140	0,097	28
	IRMM-014	0,000	0,061	0,000	0,134	168
Session 4	IF-G	0,725	0,048	1,068	0,154	15
	BCR-2	0,192	0,057	0,282	0,129	15
	IRMM-014	0,003	0,084	0,001	0,060	81

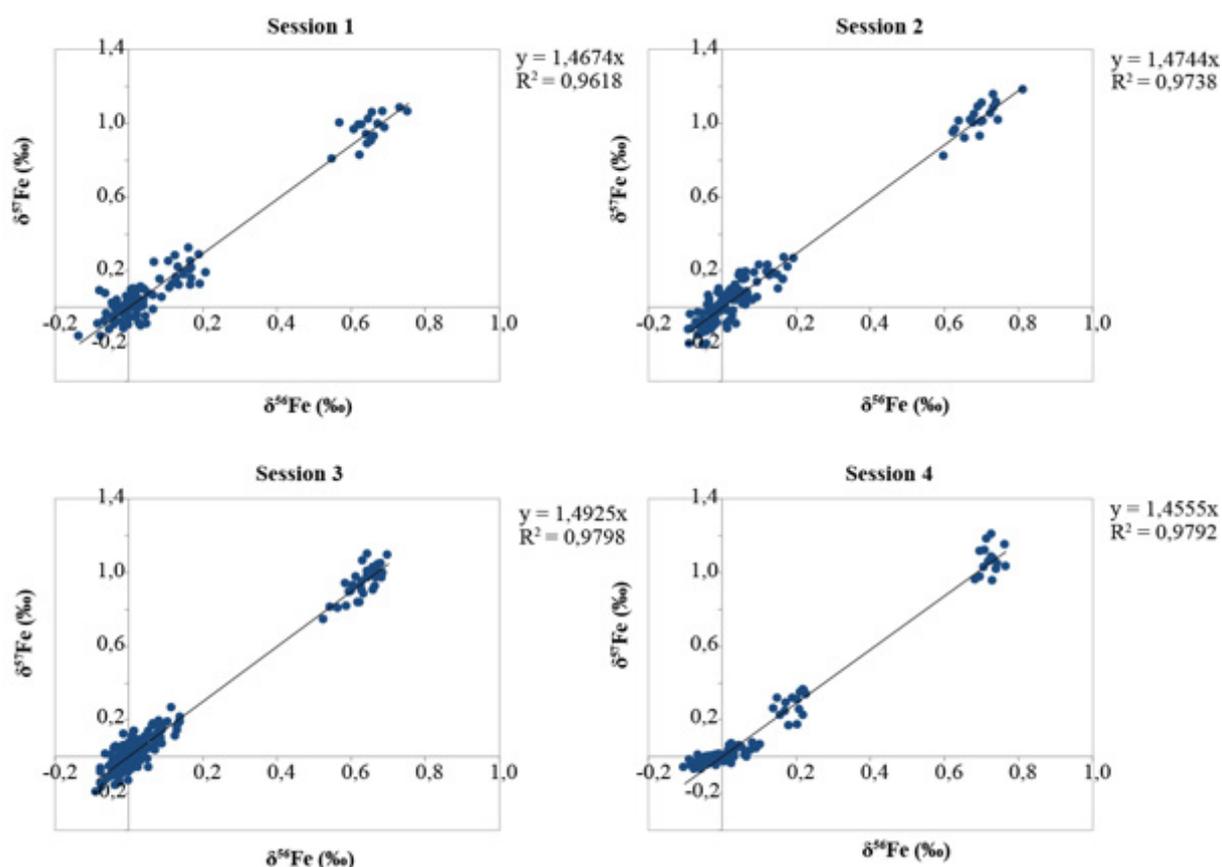


Figure IV-4: Diagramme $\delta^{57}\text{Fe}$ vs. $\delta^{56}\text{Fe}$ des standards (IF-G, BCR-2, IRMM-014) durant les quatre sessions d'analyses MC-ICP-MS.

IV.4 Isotopie du carbone

Le carbone existe sous diverses formes sur Terre, en fonction du milieu dans lequel il est présent. Dans la lithosphère, le carbone est présent soit sous forme gazeuse dans des inclusions gazeuses (CO_2 , CO et CH_4), soit sous forme solide (graphite, diamant, carbonates, molécules organiques). Ces différentes espèces de carbone correspondent à différents états d'oxydation qui sont fonction des conditions du milieu : neutre (graphite ou diamant), oxydé (CO_2 , carbonates) ou bien réduit (CH_4 , CO , molécules organiques).

Le carbone possède 6 protons et deux isotopes stables : ^{12}C (98,93%) et ^{13}C (1,07%). La composition isotopique en carbone se reporte sous la forme :

$$\delta^{13}C = \left(\frac{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C} \right)_{roche}}{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C} \right)_{VPDB}} - 1 \right) * 1000$$

Avec PDB (Vienna-Pee Dee Belemnite) le standard de référence en isotopie stable du carbone.

IV.4.1 Décarbonatation

L'analyse de la concentration et de la composition isotopique en carbone organique nécessite de décarbonater les échantillons. La décarbonatation a été effectuée sur environ 2 g de poudre en utilisant de l'acide chlorhydrique (HCl) faiblement concentré (1N). Afin de favoriser la réaction de l'acide et des carbonates présents dans la poudre, les échantillons sont agités et placés au bain-marie sur plaque chauffante pendant une nuit entière à 50°C. Une fois la réaction terminée, les échantillons sont rincés à l'eau distillée jusqu'à ce que le pH de la solution soit neutre. Une deuxième attaque acide est ensuite effectuée dans les mêmes conditions. Une fois les échantillons rincés, les poudres sont mises à l'étuve à 50°C pendant environ 3 jours. Les poudres sèches sont finalement récoltées puis ré-homogénéisées à la main avec un mortier en agate.

IV.4.2 Analyses EA-IRMS

Les concentrations et les compositions isotopiques en carbone ont été analysées grâce à un analyseur élémentaire couplé à un spectromètre de masse à source gazeuse (EA-IRMS ; Elemental Analyzer-Isotope Ratio Mass Spectrometer). Deux outils, présents au Laboratoire Magmas et Volcans de Saint Etienne, ont été utilisés : un analyseur élémentaire Vario MicroCube Elementar couplé à un spectromètre de masse Isoprime et un analyseur élémentaire Flash HT Plus couplé à un spectromètre de masse Delta V Plus (ThermoFisher Scientific). 50 à 200 mg d'échantillon réduit en poudre ont été pesés dans des capsules en étain et un agent fondant (WO₃) a été ajouté à l'échantillon dans la capsule en étain afin d'augmenter la combustion (¼ à ½ du poids d'échantillon). Afin de connaître les concentrations en carbone total (TC) et carbone organique total (TOC) des échantillons de serpentinites, deux analyses ont été réalisées sur deux fractions de poudre : une première analyse a été réalisée sur poudre (roche totale) afin de mesurer la concentration en carbone total et sa composition isotopique

($\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$), et une deuxième analyse a été réalisée sur poudre (roche totale) décarbonatée afin de mesurer le carbone organique total et sa composition isotopique en carbone ($\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$).

Les analyses de concentrations en carbone nécessitent une calibration élémentaire réalisée grâce à de l'acide sulfanilique (standard IAEA). Afin de reporter les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sur l'échelle internationale (PDB), plusieurs standards isotopiques (IAEA) sont utilisés : CO8 (CaCO_3), CO9 (BaCO_3), NBS 19 (marbre blanc) et USGS 24 (graphite). Dans le cadre de cette thèse, NBS19 a été remplacé par USGS24 au cours des analyses, le standard NBS19 n'étant plus disponible. La reproductibilité des valeurs des standards est donnée dans le Tableau IV-4. Chaque échantillon de serpentinites a été analysé 3 fois pour le carbone total et le carbone organique.

Tableau IV-4: Reproductibilité des compositions isotopiques en carbone des standards du carbone lors des différentes session analytiques des serpentinites du smooth seafloor (non recalculés sur l'échelle internationale). NBS 19 a été remplacé par USGS 24 suite à un épuisement des stocks, mais a parfois présenté des problèmes de combustion (m.c.=mauvaise combustion).

Session		NBS 19	CO9	CO8	USGS 24
		$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
1	Moy	-5,6	-52,8	-13,5	-
	2 σ	0,5	1,0	0,7	-
	n	21	19	24	-
2	Moy	-5,5	-52,3	-13,2	-23,2
	2 σ	0,3	0,2	0,5	0,2
	n	6	7	7	4
3	Moy	-	-52,4	-13,3	-23,1
	2 σ	-	0,8	0,3	0,3
	n	-	8,0	8,0	8,0
4	Moy	-	-52,3	-13,0	-23,0
	2 σ	-	0,3	0,2	0,3
	n	-	3	3	4
5	Moy	-	-57,6	-20,3	-29,2
	2 σ	-	1,2	0,9	0,7
	n	-	9	4	5
6	Moy	-	-56,8	-21,3	-29,7
	2 σ	-	0,6	0,9	0,2
	n	-	4	4	4
7	Moy	-	-56,6	-20,3	-29,4
	2 σ	-	0,9	0,9	0,4
	n	-	7	7	6
8	Moy	-	-56,7	-20,4	m.c.
	2sd	-	1,1	0,4	m.c.
	n	-	7	7	m.c.
9	Moy	-	-51,0	-14,1	-23,6
	2sd	-	1,0	0,9	0,5
	n	-	8	8	8
10	Moy	-	-50,7	-14,6	-23,9
	2sd	-	1,0	0,2	0,5
	n	-	7	7	4
11	Moy	-	-50,7	-14,5	m.c.
	2 σ	-	1,0	0,5	m.c.
	n	-	8	11	m.c.

**V. MAJOR AND TRACE ELEMENTS
EXCHANGES AT ULTRA-SLOW
SPREADING OCEANIC LITHOSPHERE
(SWIR)**

Lucile DESSIMOULIE*, Adélie DELACOUR*, Damien GUILLAUME*,
June CHEVET*, Jean-Yves COTTIN*

** Université de Lyon, UJM-Saint-Etienne, UCA, CNRS, IRD, LMV UMR 6524, 42023,
Saint-Étienne, France*

Abstract : The smooth seafloor area, located between 62 and 65°E along the ultra-slow spreading South West Indian Ridge, is dominated by exhumed and altered mantle rocks (serpentinites), with very limited basalts and gabbros. This amagmatic region of the global ridge system is an ideal place to study fluid-rock interactions on peridotites without the influence of magmatism. Its configuration (two corridors perpendicular to the ridge axis) allow to establish profiles with distance from the ridge axis. The SMS serpentinites are moderately (50%) to totally serpentinized and present various mineralogical assemblages, displaying relics of peridotites primary minerals (olivine, ortho- and clinopyroxenes and Cr-spinel) and serpentinization minerals (lizardite/antigorite, magnetite). Accessory minerals are represented by chlorite, tremolite, talc, carbonates, ferritchromite, sulfides, and Fe-(hydro-)oxides (hematite and goethite). Melt-rock interactions had no influence on the major and trace elements bulk rock compositions, apart from one specific sample. Serpentinization degree, LOI and iron oxidation degree (Fe^{3+}/Fe_{tot}) are all increasing with distance from the ridge in the western SMS corridor, indicating that distance profiles in this region can confidently be used both as serpentinization and oxidation profiles. Al_2O_3 and CaO bulk rock compositions are inherited from partial melting (with exception of two calcite-samples), while Fe_2O_3 , MgO, SiO_2 and Na_2O contents were modified by fluid-rock interactions. MgO was leached first by serpentinization and then by post-serpentinization oxidative alteration which amplified the Fe_2O_3 content accordingly. Na_2O was enriched by serpentinization and alteration, most probably through precipitation of halite from seawater. SiO_2 was mobilized by serpentinization, but it is still unclear whether it was enriched or depleted. The limited occurrence of basalts and gabbros on the smooth seafloor leads to the formation of a weakly evolved serpentinizing fluid with composition close to seawater, as indicated by the absence of positive Eu anomaly and presence of negative Ce anomaly on REE spectra. Li and B concentrations are increasing only with the serpentinization degree, they reflect progressive storage in serpentine (with possible leaching in one sample) and could be used as proxies for serpentinization at temperatures $<300^\circ C$. LREE (La and Pr) and FME (As, Sb and Cd) are all increasing with the oxidation degree of the protolithe, therefore they can only be used as serpentinization proxies in samples showing no evidence of oxidative alteration. U enrichments are only effective in the first stages of serpentinization, when pH and H_2 are low, but are enhanced by oxidative alteration, through precipitation of Fe-(hydro-)oxides, and by CO_2 rich fluids, through formation of carbonates.

Key words: Serpentinization, elements exchanges, ultra-slow South West Indian Ridge, smooth seafloor

V.1 Introduction

Since the end of the 70's, it is recognized that fluid-rock interactions occurring in the oceanic lithosphere play a major role in chemical element cycles (Alt and Shanks, 2003; Donnelly et al., 1979; Edmond et al., 1979; Matthews, 1971; Humphris, 1972). Earlier studies focused on fluid-rock interaction in basaltic crust and reported chemical elements fluxes at the Earth surface, through high and low-temperature hydrothermal fluids venting, as well as significant changes in mineralogical and chemical compositions of the MOR-type basaltic rocks (Alt, 1995; Alt and Teagle, 2003; Corliss et al., 1979; Edmond et al., 1979; Hart and Staudigel, 1982; Hart et al., 1974; Malahoff et al., 1984; Matthews, 1971; Seyfried and Bischoff, 1979). More recent studies investigated the interaction of seawater-derived hydrothermal fluids with exhumed mantle rocks, i.e. abyssal peridotites, a process known as serpentinization, and revealed that these reactions are also key processes in chemical elements exchanges between deep (mantle) and superficial (ocean, biosphere) Earth reservoirs (Alt et al., 2013; Barnes et al., 2006; Bonifacie et al., 2008; Delacour et al., 2008a, 2008b, 2008c, 2008d; Lee et al., 2008; Deschamps et al., 2011; Kodolányi and Pettke, 2011; Sharp and Barnes, 2004; Vils et al., 2008).

Peridotites are strongly modified during serpentinization in terms of physical properties (Escartin et al., 1997; Miller and Christensen, 1997; Toft et al., 1990; O'Hanley, 1992), oxidation degree (Andreani et al., 2013; Debret et al., 2014, 2016; Evans, 2008; Seyfried et al., 2007), mineralogical assemblages (Allen and Seyfried, 2003; Mével, 2003; O'Hanley, 1996) and chemical composition (Bodinier and Godard, 2003; Coleman and Keith, 1971; Deschamps et al., 2013; Malvoisin, 2015; Miyashiro et al., 1969; Paulick et al., 2006; Snow and Dick, 1995). Indeed, previous works on the Mid-Atlantic Ridge (MAR) and the South West Indian Ridge (SWIR) showed that serpentinites are enriched in several chemical elements, such as sulfur (Alt et al., 1993; Delacour et al., 2008a, 2008b; Schwarzenbach et al., 2012, 2016), carbon (Delacour et al., 2008c), Light REE (LREE), europium (Eu), and Fluid Mobile Elements (FME: U, Pb, B, As, Sb, Cs, Sr, Ba, Li) (Bodinier and Godard, 2003; Deschamps et al., 2012, 2013; Niu, 2004; Paulick et al., 2006; Peters et al., 2017). Characterizing serpentinization processes and the chemical compositions of serpentinites are thus of crucial importance to better understand the fluxes of chemical elements between the ocean and the oceanic lithosphere. Understanding the gains and losses in elements during serpentinization

would also be valuable in a more global scale i) to constrain the oceanic mantle chemical composition, which can only be indirectly estimated either from relics of primary minerals (Niu et al., 1997; Seyler et al., 2003) or from modeling (Niu, 1997; Salters and Stracke, 2004; Workman and Hart, 2005), ii) to better constrain the speciation and concentrations of elements that are released into the fluids and that can sustain deep and shallow biosphere and iii) to better understand the composition of the fluids that are released in the mantle wedge during subduction (Hattori and Guillot, 2003).

Studying element transfers related to serpentinization of abyssal peridotites is however challenging because of the non-uniqueness of peridotite protolith, the common lack of primary mineral relics due to the advanced stages of serpentinization of oceanic peridotites, the multiple stages of serpentinization affecting the peridotites, and the low-temperature post-serpentinization processes. Indeed, low-temperature alteration processes can occur secondary to serpentinization, transforming the serpentine minerals to clays and iron (oxyhydr)oxides, and causing gains and losses in several chemical elements (e.g. Al, Fe; Caillaud et al., 2004, 2006, 2009; Karpoff et al., 1989, 2017; Destrigneville et al., 1998; Venturelli et al., 1997).

In this study, we thus investigate the mass transfers in major and trace elements occurring during serpentinization of peridotites from the ultraslow-spreading South West Indian Ridge (SWIR), and more particularly from the “smooth seafloor (SMS) areas” (Cannat et al., 2006, Sauter et al., 2013). The selection of this particular area is based on two main interests: 1) this area comprised two long corridors that spread symmetrically from the ridge, allowing to evaluate the influence of serpentinization with increasing distance from the ridge and the relationships with faulting, and 2) a comparison of geochemical data from smooth seafloor and MAR serpentinites will help to determine whether the magmatic regime of a ridge has an influence on the fluid-rock interactions and on the final chemical budget of the oceanic lithosphere. This paper will hence focus on presenting and discussing major and trace elements compositions of the smooth seafloor serpentinites with respect to these two points.

V.2 Geological context

The South West Indian Ridge is an ultraslow-spreading ridge (14 mm/yr; Patriat et al., 2008) located in the Indian Ocean, between the Bouvet Triple Junction in the SW and the Rodriguez Triple Junction (RTJ) in the NE (Figure V-1). Between the Indomed Transform Fault and the RTJ, the SWIR is divided by four major transform faults (TF) (Discovery II, Gallieni, Atlantis II and Melville) and shows from west to east : 1) a decrease in magmatic activity, as

suggested by an increase in axial valley depth (3 km in the west to 4.7 km in the east, [Cannat et al., 1999](#)), and 2) a decrease in oceanic crust thickness (6.7 km to the west, 2.4 km to the east) ([Muller et al., 1997](#)). This longitudinal evolution is due to an unusually cold mantle under the easternmost part of the SWIR ([Debayle and Lévêque, 1997](#)) and the thermal influence of the Crozet hotspot between the Indomed TF and Gallieni TF ([Sauter et al., 2009](#)). The SWIR mantle has a heterogeneous chemical and isotopic composition ([Dupré and Allègre, 1983](#); [Hart, 1984](#); [Klein and Langmuir, 1987](#)) and is believed to contain exotic components, such as pieces of ancient continental crust ([Gautheron et al., 2015](#); [Hanan et al., 2004](#); [Meyzen et al., 2005](#); [Nishio et al., 2007](#)), pyroxenites or eclogites ([Mallick et al., 2015](#); [Salters and Dick, 2002](#)).

The study area is located in the easternmost part of the SWIR, eastward of the Melville FZ, between 62   and 65  E (Figure V-1). The zone is divided in two portions with different spreading trends. Between 63  67'E and 66  13'E, the ridge has a nearly orthogonal spreading, with an Extension Spreading Rate (ESR) of 7 mm/yr, while the western part of the area is spreading slightly obliquely (ESR of 6 mm/yr) ([Patriat et al., 1997](#)). In the 62-65   region, the oceanic seafloor is composed of three different seafloor morphologies related to variable intensity in ridge magmatism: volcanic seafloor (linked to the formation of basaltic crust), corrugated surfaces (striated paleosurfaces related to detachment fault) and the smooth seafloor ([Cannat et al., 2006](#)). Volcanic seafloor morphology and corrugated surfaces are commonly found along slow spreading ridges, while smooth seafloor was, so far, only been observed in this region of the SWIR ([Cannat et al., 2006](#)). The smooth seafloor represents 37% of the SWIR seafloor surface between 62   and 65  E ([Cannat et al., 2006](#)). It is shaped as 15 to 30 km long corridors, almost perpendicular to the ridge axis (Figure V-1) ([Cannat et al., 2006](#); [Sauter et al., 2013](#)), and is characterized by a predominance of mantle peridotites (96%) with a very low proportion of gabbroic bodies and basaltic effusions (<3% of the dredged volume). Its formation is related to nearly amagmatic conditions and mainly dominated by tectonic processes ([Cannat et al., 1999, 2006](#); [Sauter et al., 2013](#)).

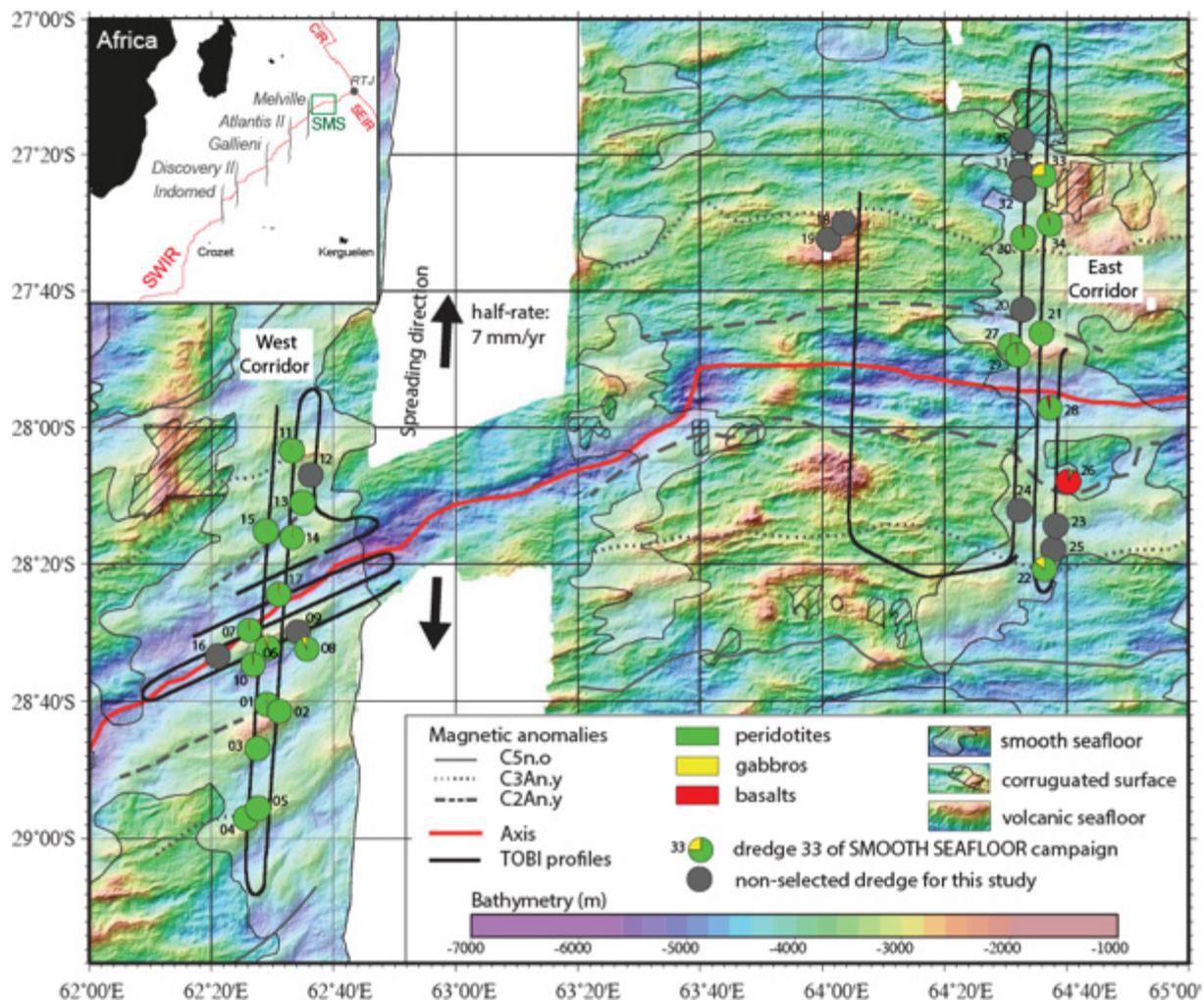


Figure V-1 Bathymetric map of the SWIR between 62° and 65°E, with localization of the dredges on the smooth seafloor. Modified from Sauter et al. (2013).

In the 62-65°E region, abyssal peridotites contain clinopyroxenes (with a 5-6% modal proportions) that are characterized by higher Na₂O and lower TiO₂ contents, compared to those in MAR peridotites (Seyler et al., 2003). Basaltic glasses show peculiar chemical compositions suggesting that one or more early episodes of mantle partial melting occurred followed by significant melt-rock interactions (Meyzen et al., 2003; Paquet et al., 2016). Such melt-rock interaction and very low partial melting were also inferred from the chemical compositions of the scarce volcanic rocks of the smooth seafloor (e.g., low CaO and Al₂O₃ contents and enrichment in MgO; Paquet et al., 2016). Alteration of the smooth seafloor peridotites have been firstly investigated by Rouméjon (2014), Rouméjon and Cannat (2014) and Rouméjon et al. (2015) with the aim to better understand the petrographic textures and the fluid pathways of exhumed serpentinites in such peculiar geologic setting.

V.3 Methods

The serpentinites investigated in this study were sampled during the SMOOTH SEAFLOOR expedition in 2010 (PI: D. Sauter and M. Cannat). During this cruise, thirty-three dredges were conducted in and off axis of the SWIR, along the two N-S-oriented corridors of smooth seafloor, between the magnetic anomalies C5n.o (north) and C3An.y (south) (Sauter et al., 2013) (Figure V-1). The recovered samples were variously serpentinized and oxidized peridotites, with minor gabbros s.l. and basaltic rocks (Sauter et al., 2013). In this study, we will focus on determining the mineralogical and geochemical compositions of a selection of thirty-one serpentinites samples collected from the two corridors (Figure V-1) in order to evaluate the changes in redox conditions and the chemical elements exchanges occurring during fluid-rock interactions.

Petrographic observations of 31 thin sections of serpentinites were used to determine the primary and secondary mineral assemblages and the different serpentinization textures (Table V-1). Complementary mineral identifications were performed by X-Ray Diffraction (XRD) and Raman spectroscopy to determine the serpentine polymorphs, as well as to evidence and identify the eventual occurrences of phyllosilicates. XRD patterns of bulk rock powders were carried out on an INEL™ G3000 diffractometer, equipped with a CPS 120 and a SiLi diode, at Géosciences Environnement Toulouse (GET, France). For each sample, diffraction analysis was firstly performed on a non-oriented bulk rock powder. Based on this first spectrum and the occurrence of phyllosilicates in the sample (e.g. serpentine, smectites), the finest fraction, <2 µm, was separated, after decarbonation if necessary, and prepared as oriented sections. The oriented section was then analyzed under air-dried conditions (normal), saturated with ethylene glycol and after heating at 500°C (Annex 1A). The diffractions were conducted with a copper (Cu) anode, using a CuK α radiation at 1.5406 nm and a time per step of 57.6 s. The patterns are acquired over 3975 angles up to 80° 2 θ for the non-oriented powders and up to 36° 2 θ for the oriented ones. Raman spectroscopic analyses were performed on serpentine minerals of five particular samples at the Laboratoire de Géologie de Lyon (ENS of Lyon, France) with a confocal Horiba Jobin-Yvon™ LabRam HR800 spectrometer. The selected samples were: two serpentinites harzburgites, moderately (SMS 17-4-32) and totally serpentinized (SMS 2-2-11); two impregnated serpentinites (lherzolite SMS 1-2-35 and harzburgite SMS 7-3-7), one slightly oxidized serpentinized dunite (SMS 14-5-8), and one moderately oxidized serpentinized dunite (SMS 14-5-1). The used light source was an argon-ion laser at 514.5 nm wavelength, with a power of 6mW on silicate minerals. The measurements were performed between 150 and

1200 cm^{-1} and between 3600 and 3800 cm^{-1} , respectively to observe the vibrational frequencies of Si-groups and OH-groups (Annex 1B).

Chemical compositions of primary and secondary minerals were obtained using a CAMECA SX100 Electronic Microprobe, equipped with four WDS spectrometers and twelve diffraction crystals at the Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), Clermont-Ferrand (France). Minerals on 30 μm thin sections were analyzed under a 15 kV tension and a 15 nA beam current, with a 5 μm spot size and a counting time of 10 s. Detailed in situ mineral compositions of the studied serpentinites are presented in Annex 2.

Bulk rock major and trace element compositions were carried out on 31 bulk rock powders using two different methods and are presented in Table 2. Major elements were measured by Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometry (ICP-OES) on a Thermo Fischer ICap 6500 at SARM commercial laboratory (CRPG, Nancy, France). Additional potentiometric titration was performed on all serpentinite samples to obtain FeO contents and to calculate $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ ratios. Bulk rock trace elements concentrations were measured by an Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer (ICP-MS) quadrupole Agilent 7500 at LMV, Clermont Ferrand (France) after acid digestion of the sample. The reproducibility of the trace analysis is given as 2σ , over 16 replicates of BCR2 and BIR-1 standards. It is comprised between 1 and 10 ppm for Ce, Co, Cu, Ga, La, Nb, Nd, Rb, Sc, Sn, Y, and Zn; inferior to 50 ppm for Cr, V, Ti and Zr; and inferior to 100 ppm for Ba, Mn, and Ni. The rest of the trace elements has a reproducibility inferior to 1 ppm. Additional boron concentrations were also measured at SARM (CRPG Nancy France) by UV-visible spectrophotometry after fusion Na_2CO_3 in order to evaluate the serpentinitization degree and conditions. Errors are given with a 99% confidence interval for all elements.

V.4 Results

V.4.1 Petrographic description of the investigated samples

The smooth seafloor serpentinites investigated in this study are mostly serpentinitized harzburgites (20 samples), lherzolites (7 samples) and dunites (2 samples; Fig. V-2A to D). Two other samples (SMS 5-4-17 and SMS-26-2-11) show a higher proportion in pyroxenes (~70%, altered to chlorite, antigorite and tremolite; Fig. V-2E and F) and are thus identified as serpentinitized olivine-websterites. The serpentinitization degree of the SMS serpentinites ranges from moderate (50%) to complete (100%).

V.4.1.1 Primary mineralogy

Primary mineral assemblages of the variously serpentinized peridotites of the smooth seafloor area are constituted of olivine, pyroxenes (ortho- and clino-) and Cr-spinel. Olivine is present as relic minerals in the center of the serpentine mesh cells in the less serpentinized samples (Figure V-2B), and represents at maximum 35% modal of the whole rock. Relics are roundish to subhedral with a maximum size of 0.5 mm. Olivine composition is Fo₉₀ (structural formula Mg_{1.8}Fe_{0.2}SiO₄), with an average NiO content of 0.4 wt.%, similarly to other abyssal peridotites (Johnson and Dick, 1992; Komor et al., 1990; Seyler et al., 2003; Snow and Dick, 1995; Rouméjon and Cannat, 2014).

Pyroxene relics are more abundant than olivine relics. No preferential orientation of the pyroxene grains was observed petrographically, however undulating extinction and kink-band deformations observed in some samples indicate high-temperature ductile deformation before serpentinization. Ortho- and clinopyroxene were both identified in the serpentinized peridotites (Figure V-2B). Orthopyroxene is defined as enstatite, with an average composition En₈₈Fs₁₀Wo₂, and frequently displays exsolution lamellae of augite (En₈₁Fs₈Wo₁₀). Most of the orthopyroxenes from the smooth seafloor serpentinites have TiO₂ concentrations higher than 0.1 wt.% (up to 0.22 wt.%), in the range of the SWIR peridotites (Frisby et al., 2016; Seyler et al., 2003; Snow and Dick, 1995; Rouméjon and Cannat, 2014), but higher than the orthopyroxenes in peridotites of the East Pacific Rise (EPR) and MAR (Bonatti et al., 1992; Cannat et al., 1992; Früh-Green et al., 1996; Kodolányi et al., 2012; Komor et al., 1985). Clinopyroxene is present as diopside, with an average composition En₄₆Fs₅Wo₄₉, and shows frequent exsolution lamellae of augite (En₅₆Fs₇Wo₃₇). Concentrations in Na₂O, Al₂O₃ and TiO₂ are higher than those measured in the EPR and MAR clinopyroxenes (>0.11 wt.%, >4.5 wt.%, >0.2 wt.%, respectively).

Spinel in smooth seafloor serpentinites are present either as fresh Cr-spinel or as its alteration phase ferritchromite. Fresh Cr-spinel is homogeneous, without zonation, with a brown to mahogany color in natural light and with a structural formula (Fe²⁺_{0.22–0.36}Mg²⁺_{0.64–0.77})(Fe³⁺_{0.01–0.1}Cr³⁺_{0.18–0.54}Al³⁺_{1.38–1.75})O₄. Their Cr# (=Cr/(Cr+Al) x 100 in atomic proportion) is comprised between 9.4 and 28.3, which overlaps the bottom range of the SWIR Cr-spinels (Cr# 14.9 – 48.8; Dick and Bullen, 1984; Seyler et al., 2003; Warren and Shimizu, 2010), despite several samples with lower Cr# values (10 samples, Annex 2). The SMS spinels Cr# values are also significantly lower than those of the MAR (21.4 – 37.5; Cannat et al., 1992;

Table V-1: Characteristics and mineralogical assemblages of the smooth seafloor samples. ± indicates that the phase modal proportion is strictly inferior to 1%, dashes means absence. Serpentinization degrees were calculated as the sum of all the secondary phases modal proportions. Abbreviations: Ol=olivine, Opx=orthopyroxene, Cpx=clinopyroxene, Sp=spinel, M=mesh texture, B=bastite texture (after opx or cpx), Sv=secondary veins (lizardite), Ct=veins of chrysotile, V=veins of serpentine, Tr=tremolite, Cl=chlorite, Tl=talc, Cb=carbonates, mt=magnetite, pn=pentlandite, mi=millerite, cpy=chalcopyrite, vt=violarite, aw=awaruite, cpn=chalcopentlandite, hm=hematite, gt=goethite.

Sample	Ridge distance (km)	Protolith	Primary minerals (relics)	Serpentine Texture	Other secondary mineral	Sulfides/ Oxides	Serpentinization degree (%)	Melt-rock interactions textures
SMS 1-2-1	26.7	harzburgite	Ol+Opx+Cpx+Sp	M	–	mt, ±pn	69	Ol crystallization
SMS 1-2-35	26.7	lherzolite	Ol+Opx+Cpx+Sp	M+B±Sv	Tr+Cl+Tl+Cb	mt, ±pn	74	Plagioclase, Cpx crystallization
SMS 2-2-11	28.5	harzburgite	Opx+Cpx+Sp	M+B	–	mt, ±mi, ±cpy, ±vt	90	–
SMS 2-2-17	28.5	harzburgite	Sp	M+B	Tr+Cl	±mt	98	–
SMS 3-2-1	36.4	lherzolite	Opx+Cpx+Sp	M+B	Tr+Cl±Tl	±mt, ±pn	93	–
SMS 4-2-1	55.2	lherzolite	Opx+Cpx+Sp	M+B	Tr+Tl±Cl	hm, gt, ±mt	94	–
SMS 5-4-14	53.9	harzburgite	Opx+Cpx+Sp	M+B+Ct	±Tr±Cl±Tl	mt, hm, gt, ±pn, ±aw	91	–
SMS 5-4-17	53.9	olivine websterite	Cpx+Sp	M+Ct±Sv	Tr+Cl	hm, gt, ±mt	99	–
SMS 6-3-14	9.7	harzburgite	Ol+Opx+Cpx+Sp	M±Sv	–	±mt, ±hm, ±gt, ±pn	60	Ol crystallization
SMS 7-3-7	4.2	harzburgite	Ol+Opx+Cpx+Sp	M+B+Ct	Tr+Cl	±mt, ±pn, ±mi	66	Plagioclase
SMS 8-2-17	14.2	harzburgite	±Sp	M+B+Ct±Sv	Cl+Tl	±mt	100	–
SMS 8-2-25	14.2	lherzolite	Ol+Opx+Cpx+Sp	M+B	Cb	mt, ±pn	63	Cpx crystallization
SMS 10-5-6	11.2	harzburgite	Ol+Opx+Cpx+Sp	M+B±Sv	Tr+Tl+Cb	±mt, ±pn	52	–
SMS 11-2-4	40.6	lherzolite	Opx+Cpx+Sp	M+B±Sv	Tr+Cl+Tl	±mt, ±hm, ±gt, ±pn	85	Cpx crystallization
SMS 11-2-11	40.6	harzburgite	Ol+Opx+Cpx+Sp	M	–	hm, gt, ±mt	74	Ol crystallization
SMS 13-4-11	25.5	harzburgite	Opx+Sp	M+B+Ct	Cl	±mt	96	–
SMS 14-5-1	12.7	dunite	Sp	M+Ct±Sv	–	hm, gt, ±pn, ±mt	98	–
SMS 14-5-8	12.7	dunite	Sp	M+Ct	–	mt, ±hm, ±gt	99	–
SMS 15-3-16	21.2	harzburgite	Opx+Sp	M+B+Ct	–	±mt	96	–
SMS 17-4-19	2.4	harzburgite	Ol+Opx+Cpx+Sp	M+B	–	mt, ±pn	81	Ol crystallization
SMS 17-4-32	2.4	harzburgite	Ol+Opx+Cpx+Sp	M+B	±Cb	mt, ±pn	51	Cpx crystallization
SMS 21-5-6	16.4	lherzolite	Opx+Cpx+Sp	M+B+Ct±Sv	Tr+Cl	mt, hm, gt	90	–
SMS 22-6-13	45.5	harzburgite	Opx+Cpx	M+B+Ct	±Cl	mt	89	Plagioclase
SMS 26-2-11	24.2	olivine websterite	Ol	V	Tr+Cl	mt, hm, gt, ±pn	90	–
SMS 27-2-19	11.2	harzburgite	Opx+Cpx+Sp	M+B±Sv	Tr+Tl	±mt, ±pn, ±mi	98	Cpx crystallization
SMS 28-4-10	3.9	harzburgite	Opx+Cpx+Sp	M+B+Ct±Sv	Cb	mt, ±pn, ±mi, ±cpt	80	–
SMS 29-5-41	10.6	harzburgite	Cpx+Sp	M+B	Tr+Tl+Cb±Cl	mt	94	–
SMS 29-6-13	10.6	harzburgite	Opx+Cpx+Sp	M+B+Ct	±Cl	±mt, ±hm, ±gt, ±pn	95	–
SMS 30-2-2	39.4	harzburgite	±Sp	M+B+Ct±Sv	–	±mt	100	–
SMS 33-3-27	57.9	lherzolite	Opx+Cpx	M+B	–	mt, hm, gt	76	Cpx crystallization
SMS 34-2-17	44.8	harzburgite	Opx+Cpx+Sp	M+B+Ct	Cl±Tr±Tl±Cb	mt	95	Plagioclase, Cpx crystallization

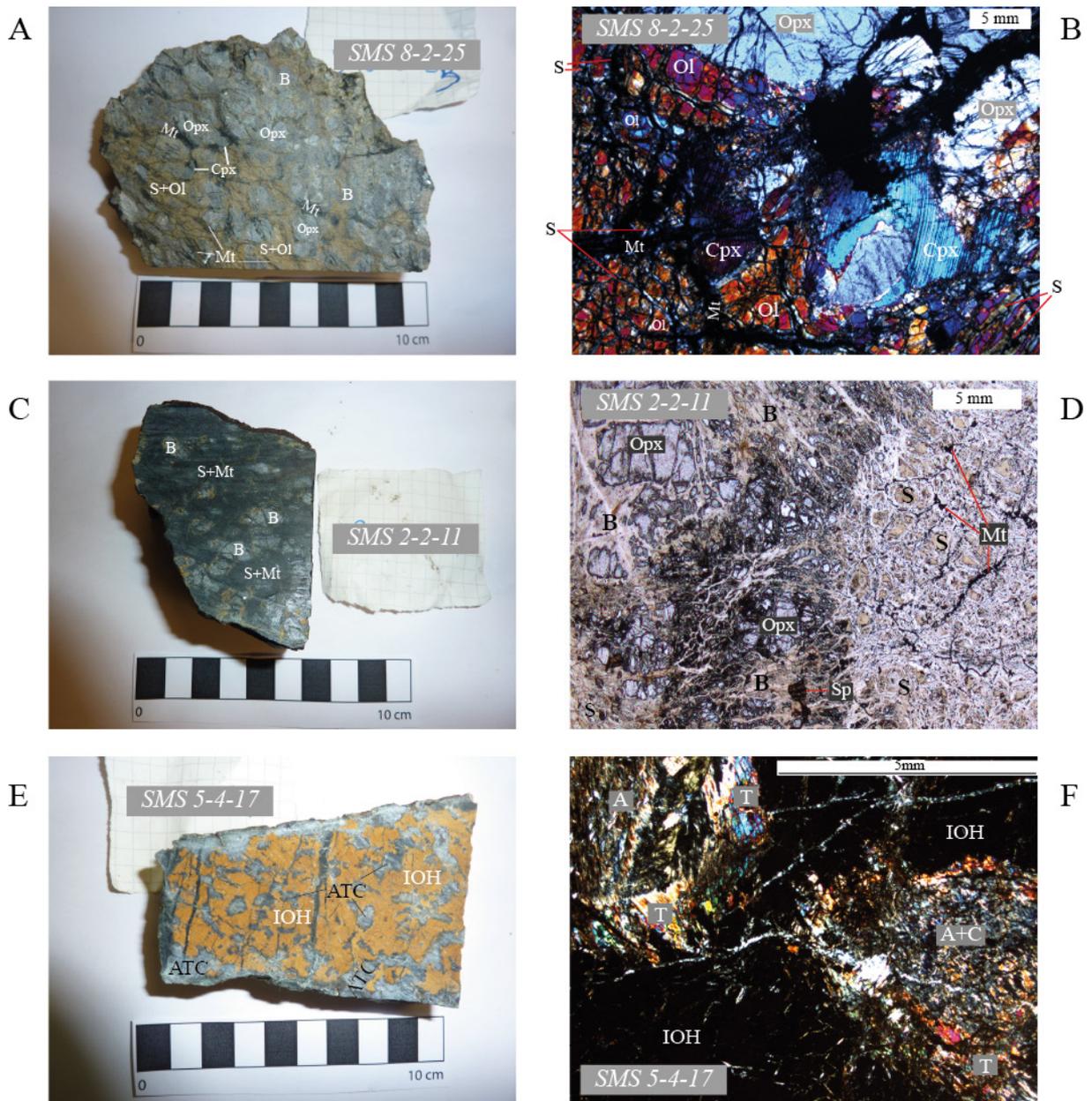


Figure V-2 : Photographs and microphotographs of the SWIR Smooth seafloor serpentinites.

A and B: Moderately serpentinized lherzolite (~50%), showing numerous relics of olivine (ol), orthopyroxene (opx) and clinopyroxene (cpx), in hand sample (A) and under crossed nicols (B).

C and D: Highly serpentinized harzburgite (~99%), showing bastite serpentine (B) and mesh serpentine (S) crosscut by magnetite (Mt) veins, in hand sample (C) and under crossed nicols (D).

E and F: Serpentinized and oxidized olivine-websterite, displaying amorphous iron oxides and hydroxides (IOH=hematite+goethite) at the former emplacements of olivine, and a mixture of antigorite (A), tremolite (T) and chlorite (C) replacing the pyroxenes, in hand sample (E) and under crossed nicols (F).

Kodolányi et al., 2012; Komor et al., 1990) and EPR Cr-spinels (48.9 – 63.0 ; Früh-Green et al., 1996; Kodolányi et al., 2012).

V.4.1.2 Secondary mineralogy

Secondary minerals being identified in the smooth seafloor serpentinites are serpentine, magnetite, tremolite, chlorite, talc, hydrogarnet, carbonates, sulfides, goethite and hematite. The most abundant secondary mineral present in the serpentinites and replacing both primary olivine and orthopyroxene is serpentine, which gives to the hand samples an overall color going from pale green to grey-black (Figure V-2A and C). Serpentine polymorph was identified as lizardite 1T, based on XRD spectra (Annex 1A) in most of the samples. Antigorite is present only in the two olivine-websterite samples (SMS 5-4-17 and 26-2-11), replacing together with tremolite and chlorite, pyroxenes (Figure V-2E and F). Olivine is replaced by serpentine with a classical mesh texture, where the center of the mesh cells is either a core relic of olivine (in the least serpentinized samples) or pure lizardite (for more advanced serpentinization stage). Mesh cells are maximum 1 mm wide and are outlined by a network of thin veins of magnetite (Figure V-2D). Mesh texture is predominant but local ribbon texture occurs. In particular, samples SMS 14-5-8, 17-4-2 and 30-2-2 are exclusively displaying ribbon textures, which can be related to oriented crystals of olivine before serpentinization (and thus a cumulate protolith) (Boudier, 1971; Maltman, 1978) or deformation of the preexisting equant texture (Wicks, 1984). Dark grey pseudomorphic bastite partially or totally replaces pyroxenes, giving them a hatched appearance due to the conservation of their cleavage planes, while numerous serpentine veins crosscut the minerals (Figure V-2B). At low serpentinization degree, bastite forms only a rim on the outer border, while at advanced serpentinization stage bastite replaces completely the grain. RAMAN analyses on bastite pseudomorphs display a shifting of the lizardite diffraction peaks (Annex 1B). This reveals that a very small proportion of antigorite can be present associated/mixed with lizardite (Schwartz et al., 2013), while this antigorite remains unnoticeable on bulk rock XRD spectra. No brucite, possibly intergrowth with serpentine, was detected on XRD spectra or by RAMAN spectroscopy. Secondary veins are abundant in smooth seafloor serpentinites, they crosscut the preexistent mesh texture with a preferred orientation and present either a fibrous or ribboned texture. They are mostly composed of chrysotile but lizardite veins are also very frequent. Interlocking and interpenetrating recrystallization textures were only observed in two samples, SMS 15-3-16 and 29-5-41. Serpentine chemical composition (irrespectively of varieties and textures) shows a wide range: SiO₂ ranges from 34.2 to 45.0 wt.%, MgO from 26.0 to 44.4 wt.%, FeO from 1.5 to 14.8 wt.% and Al₂O₃ up to 4.5 wt.%. Lizardite serpentine in the mesh texture has an average structural formula of (Fe_{0.2}Mg_{2.8})Si₂O₅(OH)₄ and can show higher concentrations in FeO (> 10 wt.%) than bastite

and serpentine veins. Antigorite polymorph can have higher proportions in Al_2O_3 , maximum $(\text{Fe}_{0.3}\text{Mg}_{2.7})(\text{Si}_{1.9}\text{Al}_{0.1})\text{O}_5(\text{OH})_4$. Bastite frequently contains Al, and sometimes higher concentrations in Ca (up to $\sim 2\text{wt.}\%$) $(\text{Ca}_{0-0.1}\text{Fe}_{0.1-0.4}\text{Mg}_{2.5-2.9})(\text{Si}_{1.8-2}\text{Al}_{0-0.2})\text{O}_5(\text{OH})_4$. Serpentine in recrystallized textures is also slightly enriched in Al compared to mesh textures (Al_2O_3 up to $3.5\text{wt}\%$). Chrysotile veins have similar composition than lizardite serpentine replacing olivine and pyroxenes. Na_2O and NiO concentrations are comparable for all serpentine textures ($0-0.25\text{ wt.}\%$ and $0-0.7\text{ wt.}\%$, respectively).

Magnetite ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_3$) appears in three different habits in the smooth seafloor serpentinites. Its predominant form is as veins forming a network underlining the serpentine cells in the serpentine mesh texture (Figure V-2B). Secondly, it can also be found as alteration mineral of sulfides (pentlandite or millerite), forming a grey alteration corona around the yellow sulfide core. In both cases, its composition is very classical (Fe_2O_3 68 wt.%, FeO 31 wt.%). The magnetite is thirdly present as exsolution in the Cr-spinel, along the rims and the cracks of the Cr-spinel grains, or as ferritchromite when Cr-spinel replacement is complete (when all Mg, Al and Cr are replaced by Fe). Its composition shows generally lower concentrations in Cr_2O_3 , MgO and Al_2O_3 $(\text{Fe}^{2+}_{0.30-0.83}\text{Mg}^{2+}_{0.13-0.70})(\text{Fe}^{3+}_{0.03-1.28}\text{Cr}^{3+}_{0.38-1.14}\text{Al}^{3+}_{0.33-1.34})\text{O}_4$ than fresh Cr-spinel because alteration progressively replaces these elements by iron (Barnes and Roeder, 2001; Kimball, 1990; Hodel et al., 2017).

Other secondary minerals replacing clinopyroxene, Cr-spinel or impregnated plagioclase can be observed in 18 samples from the smooth seafloor. Tremolite, whose structural formula is $\text{Ca}_{1.9}\text{Na}_{0.1}\text{Mg}_{4.6}\text{Fe}_{0.3}(\text{Al}_{0.2}\text{Si}_{7.8}\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ can be found as pseudomorphic replacement of clinopyroxenes, forming either elongated prismatic or fan-shaped crystals. Tremolite veins are scarce, being only identified in four samples (SMS 5-4-14, 5-4-17, 26-2-11 and 27-2-19). In SMS 5-4-17 and 26-2-11, tremolite is found undeformed and intertwined with antigorite and chlorite, while opaque iron oxides and hydroxides, together with serpentine, replace olivine (Figure V-2E and F). Talc $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ is found as replacement of enstatite. It can also be found as veins in samples SMS 5-4-14, 10-5-6, 11-2-4 and 27-2-19, indicating the circulation of a Mg and Si-rich fluid.

Chlorite is mainly observed associated with and related to Cr-spinel alteration and impregnated plagioclases (SMS 1-2-35, 7-3-7, 22-6-13 and 34-2-17), around which it forms a dark blue corona in polarized light (Erreur ! Source du renvoi introuvable.A). The classical variety in smooth seafloor serpentinites is clinochlore. Chlorite veins are only found in serpentinized olivine-websterites SMS 5-4-17 and 26-2-11.

Four peridotites (SMS 1-2-35, 7-3-7, 22-6-13 and 34-2-17) contain impregnated plagioclases (Figure V-3A), that were totally replaced during serpentinization by hydrogarnet, present as interstitial brownish (parallel nicols) to opaque (crossed nicols) clusters of very small crystals (10-15 μ m; Figure V-3A). The transition from plagioclase to hydrogarnet also releases Al that allows clinocllore precipitation as alteration coronas around the hydrogarnet (Fig. 3A). Apart from the four hydrogarnet-bearing samples, nine other SMS samples are showing evidences of melt-rock interactions (Table V-1), such as inter-pyroxenes cusps boundaries (Figure V-3B) and/or olivine/pyroxenes interstitial crystallization textures (Drouin et al., 2009; Piccardo et al., 2007; Rampone et al., 1997).

Sulfide minerals are very scarce and only represent a very tiny proportion of the bulk rock (<<1%). Some relics of euhedral to subhedral primary sulfides, whose size can reach up to 100 μ m, occur predominantly as pentlandite (Fe,Ni)₉S₈. Secondary sulfides are sub-rounded or bleb-shaped, with a maximum size of 50 μ m, and are mainly pentlandite and millerite (NiS). They frequently replace primary pentlandite in association with magnetite. The composition of pentlandite (primary and secondary) is 33.8wt% S, 32.8wt% Fe, 31.8wt% Ni, 1.1wt% Co and 0.1wt% Cu, while millerite is composed of 65.3wt% Ni, 32.1wt% S, 2.4wt% Fe, 0.2wt% Co and 0.4wt% Cu. Two samples show distinct secondary sulfide mineral assemblages: sample SMS 2-2-11 displays an assemblage of millerite + violarite (FeNi₂S₄) + chalcopyrite (CuFeS₂), while sample SMS 5-4-14 contains secondary pentlandite altered to awaruite (Ni₃Fe).

Nine smooth seafloor serpentinites contain significant proportions (>1% modal) of hematite (Fe₂O₃) and goethite (FeO(OH)) (Table V-1). These Fe-minerals can be found either as final product of total alteration of the sulphides (only four samples SMS 4-2-1, 11-2-11, 14-5-8, 21-5-6), they are in this case fully crystallized and display shapes, sizes and textures similar to those of their parent minerals pentlandite and millerite (primary or secondary) (Figure V-3C); or they can be found as amorphous iron oxides and/or hydroxides (SMS 4-2-1, 5-4-14, 5-4-17, 11-2-11, 14-5-1, 14-5-8, 21-5-6, 26-2-11, 33-3-27), that we will refer as IOH further in this manuscript. These IOH form opaque reddish to orange assemblages in reflected light that replace the serpentine at the center of the mesh cells (Figure V-2E,F and Figure V-3C,D). Although their absence of crystallinity prevented acquisition of reliable chemical analyses, their identification was suggested by peaks of weak intensity on RAMAN spectra. When the IOH are present in the serpentine mesh texture, magnetite is locally absent.

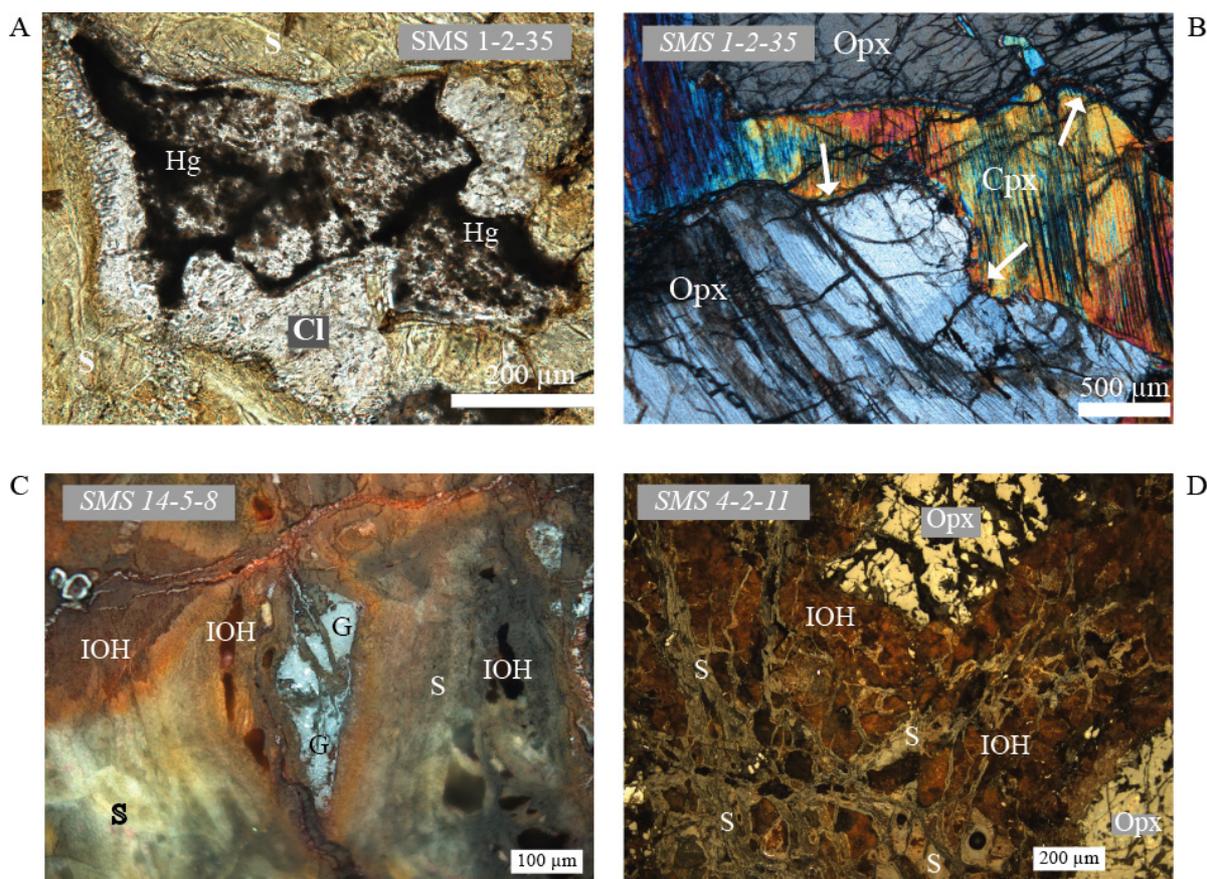


Figure V-3 : Microphotograph of secondary minerals in Smooth seafloor serpentinites.

A) Former plagioclase altered to hydrogarnet (Hg) and chlorite (Cl) in a metasomatized sample (parallel nicols). **B)** Cusps boundaries between ortho and clinopyroxene in a melt-metasomatized sample (crossed nicols). **C)** Grain of crystallized goethite (G) in a sample displaying IOH (red–orange coloration) (reflected light). **D)** Serpentine (S) transformation to amorphous iron oxides and hydroxides (IOH) in a strongly oxidized sample (reflected light). IOH are localized in the center or the serpentine mesh cells, where the magnetite network has disappeared.

Carbonates are present as calcite CaCO_3 in three samples. They either form dark brown opaque areas with blurred limits in thin section (SMS 8-2-25) or veins of 1 μm to 1 mm (SMS 10-5-6 and 29-5-41). In sample 10-5-6, calcite is associated with talc in large veins. One occurrence of aragonite was identified by RAMAN spectroscopy on an isolated vein in SMS 34-2-17. Carbon analysis (non-published personal data) are also suggesting that two other samples (SMS 1-2-35 and 27-2-19) contains carbonates that were not visible in thin sections (Total Inorganic Carbon >600 ppm, $\delta^{13}\text{C}_{\text{TIC}} \sim +3\%$).

V.4.2 Bulk rock chemical composition of serpentinites

V.4.2.1 Major elements

Bulk rock major and trace elements compositions of the 31 smooth seafloor serpentinites are given in Table V-2. SMS serpentinites show a wide range of compositions: SiO₂ (non-anhydrous values) ranges from 36.9 to 44.6 wt% (average 40.1 wt%), Al₂O₃ from 0.6 to 3.9 wt% (av. 2.2 wt%), Fe₂O_{3 total} from 7.2 to 19.6 wt% (av. 9.2 wt%), MgO from 25.8 to 37.9 wt% (av. 34.3 wt%), CaO from 0.2 to 6.1 wt% (av. 2.3 wt%) and Na₂O from 0.1 to 0.8 wt% (av. 0.2 wt%). These compositions are similar to those reported in previous studies on SWIR serpentinites (Niu, 2004; Rouméjon, 2014; Rouméjon and Cannat, 2014). In a diagram MgO/SiO₂ vs Al₂O₃/SiO₂ (Fig. V-4), SMS serpentinites are following the terrestrial array defined by Jagoutz et al. (1979) and Hart and Zindler (1986) for mantle peridotites ($0.65 < \text{MgO/SiO}_2 < 1$ and $0.015 < \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 < 0.09$). However, they have for the most part higher Al₂O₃/SiO₂ ratios and lower MgO/SiO₂ ratios than the serpentinites from the MAR (Figure V-4) (Boschi et al., 2013; Jöns et al., 2010; Kodolányi et al., 2012; Paulick et al., 2006). We can observe that IOH-bearing samples (containing strictly 1% modal or more IOH) are generally on the bottom part of the SWIR range, indicating relatively lower MgO/SiO₂. Five sample are plotting out of the SWIR range by displaying both lower MgO/SiO₂ and higher Al₂O₃/SiO₂ (SMS 4-2-1, 5-4-17, 11-2-4, 11-2-11 and 33-3-27).

The ratio Fe³⁺/Fe_{total}, calculated from the FeO and Fe₂O₃ contents, can be used as a proxy of the oxidation degree of the rocks and ranges from 0.39 and 0.87. This ratio increases with both the LOI and the estimated visual serpentinization degree of the rock (Figure V-5). Low Fe³⁺/Fe_{total} ratios are commonly related to low LOI (~4 wt.%) and low serpentinization degrees (~50%; e.g.: SMS 1-2-1), while higher values are observed for highly serpentinized samples (14 wt.% LOI and 99 % and serpentinization degree; e.g., SMS 14-5-1). IOH-bearing serpentinites display higher Fe³⁺/Fe_{total} ratios (>0.6), while always associated with high LOI and serpentinization degree (e.g., SMS 11-2-11, Fe³⁺/Fe_{total} ratio of 0.87, and LOI of 9.5 wt.%).

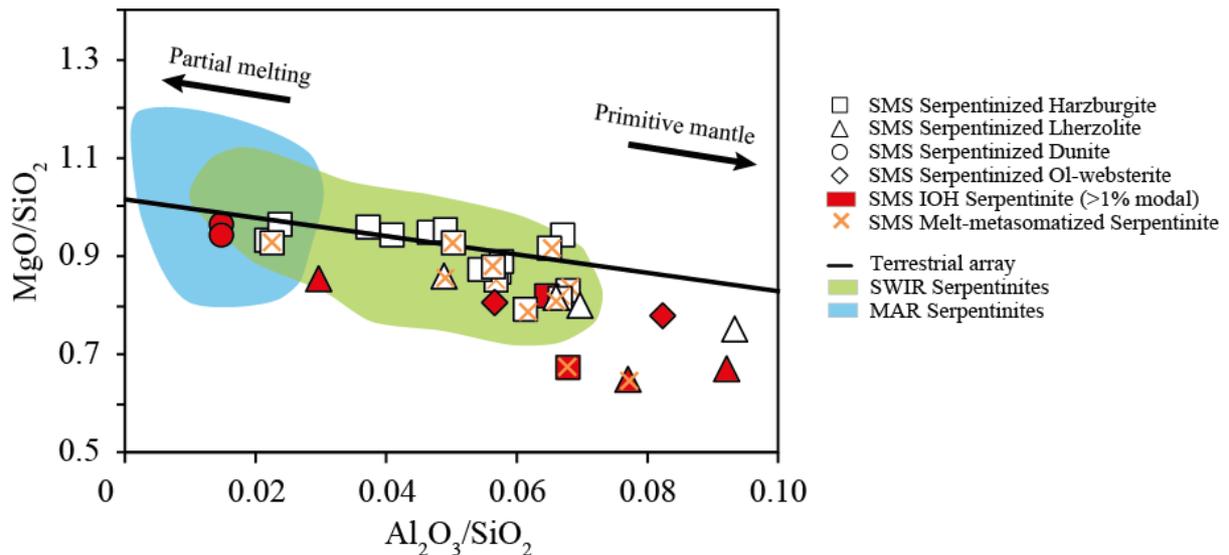


Figure V-4 : Bulk rock composition of the SMS serpentinites, compared to MAR serpentinites (Paulick et al., 2006; Jöns et al., 2010; Kodolányi et al., 2012; Boschi et al., 2013) and SWIR serpentinites (Niu, 2004; Rouméjon, 2014; Rouméjon and Cannat, 2014). The terrestrial array is taken from Jagoutz et al. (1979) and Hart and Zindler (1986).

V.4.2.1 Trace elements

Multi-element patterns of the SMS serpentinites, normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989), are mostly depleted compared to primitive mantle (PM; Figure V-6), except one serpentinitized impregnated peridotite, SMS 22-6-13, which is enriched 2 to 60 times to the PM. Trace element spectra of SMS serpentinites are within the range of the SWIR serpentinites (Niu, 2004; Rouméjon, 2014) and are enriched in almost all elements compared to MAR serpentinites (Deschamps et al., 2013; Jöns et al., 2010; Kodolányi et al., 2012; Paulick et al., 2006). SMS Spectra show similar compositions in LILE (Cs, Ba, Rb) compared to abyssal peridotites of the literature (Bodinier and Godard, 2008; Deschamps et al., 2013), and high positive anomalies in U, Pb and Sr (between 0.1 and 100 times the PM). These positive anomalies are common features in serpentinites, irrespectively of their context of formation (Deschamps et al., 2013).

Table V-2 : Major and trace elements bulk rock compositions of the SMS serpentinites. b.d.l.=below detection limit.

		SMS	SMS 1-	SMS	SMS 2-	SMS 3-	SMS 4-	SMS	SMS 5-	SMS 6-	SMS 7-	SMS 8-	SMS	SMS	SMS	SMS
		1-2-1	2-35	2-2-11	2-17	2-1	2-1	5-4-14	4-17	3-14	3-7	2-17	8-2-25	10-5-6	11-2-4	11-2-11
SiO2	wt%	43.48	41.19	40.53	38.37	40.87	41.12	39.76	39.22	43.11	40.7	39.08	42.77	38.15	41.81	38.51
Al2O3	wt%	2.96	2.02	2.33	1.81	2.85	3.8	2.58	3.23	2.46	2.32	1.47	2.82	2.08	3.91	2.63
Fe2O3 T	wt%	9.06	8.72	8.04	7.81	7.87	12.97	9.63	11.2	8.46	8.3	8.18	8.95	7.97	8.55	19.63
FeO	wt%	4.93	3.71	2.5	2.65	2.73	2.21	2.14	2.81	4.65	3.3	2.32	4.92	3.11	2.44	2.28
MnO	wt%	0.12	0.12	0.12	0.09	0.12	0.15	0.12	0.2	0.13	0.12	0.1	0.13	0.11	0.14	0.16
MgO	wt%	36.12	35.52	35.18	36.3	32.76	27.59	32.46	30.68	36.74	35.73	37.4	35.13	33.24	31.57	25.82
CaO	wt%	2.98	1.93	0.76	b.d.l	2.63	3.75	1.96	2.46	3.17	1.63	b.d.l	3.41	6.11	3.53	1.69
Na2O	wt%	0.19	0.19	0.14	0.16	0.17	0.58	0.35	0.25	0.19	0.1	0.08	0.15	0.17	0.26	0.81
K2O	wt%	b.d.l														
P2O5	wt%	b.d.l														
L.O.I.	wt%	4.86	10.05	12.67	14.48	11.39	9.49	11.98	11.49	5.77	11.16	14.27	6.95	12.68	10.58	9.41
Total	wt%	99.76	99.74	99.76	99.02	98.67	99.56	98.83	98.73	100.03	100.05	100.58	100.32	100.51	100.35	98.67
Fe3+/Fe total		0.39	0.53	0.65	0.62	0.61	0.81	0.75	0.72	0.39	0.56	0.68	0.39	0.57	0.68	0.87
Li	ppm	3.245	3.502	7.325	5.156	6.897	8.297	8.83	2.715	2.558	3.156	3.478	2.732	2.659	8.038	6.153
B	ppm	40	60	76	80	69	82	68	50	49	38	69	33	73	58	115
Be	ppb	b.d.l.	0.8	b.d.l.	9.2	b.d.l.	70.5	4	220.4	2.2	4.3	0.6	1.1	b.d.l.	5.4	305.2
Sc	ppm	2.6	13.5	11.9	9.7	13.9	21.4	12.8	17.3	13.9	13.6	8	15.6	11.3	17.3	21.4
Ti	ppm	393	436	147	276	337	492	347	410	441	332	111	530	332	546	271
V	ppm	80	77	70	66	88	214	114	207	81	77	39	81	56	124	356
Cr	ppm	2202	1872	2541	2646	2536	3906	2675	3309	2662	2475	2193	1903	2243	3437	3431
Mn	ppm	804	861	857	674	817	1070	821	1410	916	818	746	901	820	935	1087
Co	ppm	99	108	101	98	91	130	122	144	108	98	106	101	101	93	120
Ni	ppm	1972	2051	1950	1828	1591	1708	2037	1764	2109	1885	2110	1850	1983	1605	1518
Cu	ppm	26	9	20	11	15	67	15	94	31	18	2	21	18	34	239
Zn	ppm	43	39	42	58	41	157	83	114	81	46	87	83	88	86	250
Ga	ppm	2.00	1.99	1.87	1.76	2.1	4.01	2.49	3.57	1.95	2.19	1.24	2.22	1.78	3.13	4.48
Ge	ppm	2.404	1.427	1.390	1.522	1.765	2.024	1.607	1.808	1.232	1.601	1.361	1.890	1.141	1.211	3.805
As	ppm	0.754	0.577	0.57	2.301	1.647	9.815	5.402	9.789	1.056	0.486	0.387	0.901	0.556	2.554	28.007
Se	ppb	12.9	13.4	13.8	14.9	12.9	14.2	14.8	15.3	15.4	12.3	14.8	14.3	14.8	14,000	14.3
Rb	ppm	0.174	0.162	0.209	0.158	0.156	0.434	0.2	0.097	0.072	0.083	0.093	0.078	0.077	0.194	0.421
Sr	ppm	23.6	49.9	3.6	3.7	8.2	14.5	8.1	10.3	12.3	4.0	3.2	130.2	849.2	5.4	21.7
Y	ppm	2.256	2.098	1.096	1.297	1.905	5.442	2.351	3.362	2.74	1.987	0.651	2.714	1.678	3.103	7.493

Zr	ppm	0.903	0.959	0.046	1.454	0.591	4.389	0.535	5.728	1.399	0.951	0.3	1.429	0.867	1.574	10.328
Nb	ppb	3.714	1.152	3.484	5.202	2.23	7.481	2.728	29.634	6.127	b.d.l.	2.684	8.1	4.184	3.232	23.575
Ru	ppb	8.047	2.817	11.018	16.936	b.d.l.	4.466	3.448	1.383	3.699	b.d.l.	3.231	b.d.l.	3.745	5.058	6.337
Rh	ppm	b.d.l.														
Pd	ppb	b.d.l.	11.96	b.d.l.	b.d.l.											
Ag	ppb	9.823	8.589	5.824	12.874	5.86	12.007	9.663	19.603	11.017	5.315	3.534	12.726	10.273	4.572	14.745
Cd	ppb	48.5	53.7	47.2	58.9	72.3	118.9	80.7	79.8	65.1	41.8	29.6	39.1	41.03	62.8	173.8
In	ppb	7.903	10.668	9.544	5.599	7.001	17.721	12.081	14.198	25.887	7.29	29.958	13.627	28.022	12.93	b.d.l.
Sn	ppm	0.014	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.228	0.074	0.101	0.863	b.d.l.	0.026	0.039	0.173	b.d.l.	0.074
Sb	ppm	0.219	0.129	0.087	0.192	0.357	3.502	1.199	3.91	0.139	0.11	0.069	0.071	0.099	0.623	9.495
Te	ppm	b.d.l.	b.d.l.	0.021	0.013	b.d.l.	b.d.l.	0.013	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.011	b.d.l.	b.d.l.	0.016	0.015
Cs	ppm	b.d.l.	b.d.l.	0.014	b.d.l.	b.d.l.	0.031	b.d.l.								
Ba	ppm	0.513	0.655	1.498	0.374	1.125	2.541	1.533	3.15	1.406	0.617	1.169	0.814	2.06	1.403	2.782
La	ppm	0.023	0.008	0.011	0.041	0.026	0.962	0.264	0.643	0.01	0.022	0.014	0.017	0.009	0.105	2.368
Ce	ppm	0.033	0.051	0.005	0.05	0.011	0.124	0.025	0.199	0.058	0.046	0.038	0.047	0.04	0.03	0.057
Pr	ppm	0.019	0.014	0.002	0.018	0.01	0.212	0.045	0.117	0.026	0.016	0.008	0.025	0.015	0.032	0.5
Nd	ppm	0.185	0.135	0.012	0.126	0.088	0.995	0.262	0.563	0.262	0.143	0.053	0.231	0.146	0.263	2.089
Sm	ppm	0.12	0.105	0.019	0.071	0.075	0.324	0.119	0.201	0.168	0.1	0.025	0.155	0.091	0.178	0.521
Eu	ppm	0.056	0.039	0.011	0.031	0.034	0.115	0.047	0.056	0.069	0.041	0.012	0.066	0.043	0.069	0.154
Tb	ppm	0.049	0.045	0.017	0.03	0.037	0.11	0.043	0.072	0.06	0.041	0.01	0.058	0.036	0.07	0.136
Gd	ppm	0.242	0.214	0.07	0.136	0.172	0.572	0.22	0.359	0.31	0.203	0.053	0.279	0.181	0.343	0.749
Dy	ppm	0.357	0.323	0.147	0.199	0.282	0.774	0.322	0.533	0.428	0.306	0.09	0.406	0.265	0.49	0.975
Ho	ppm	0.08	0.078	0.038	0.046	0.069	0.181	0.078	0.121	0.098	0.072	0.023	0.097	0.061	0.114	0.24
Er	ppm	0.252	0.24	0.13	0.145	0.218	0.573	0.253	0.378	0.291	0.227	0.079	0.299	0.189	0.348	0.79
Tm	ppm	0.04	0.038	0.02	0.023	0.036	0.095	0.038	0.061	0.046	0.037	0.013	0.048	0.029	0.054	0.141
Yb	ppm	0.269	0.273	0.159	0.165	0.251	0.689	0.281	0.422	0.302	0.25	0.099	0.323	0.194	0.361	1.079
Lu	ppm	0.042	0.043	0.028	0.026	0.042	0.113	0.044	0.064	0.046	0.04	0.017	0.051	0.033	0.057	0.182
Hf	ppm	0.057	0.064	0.004	0.043	0.044	0.073	0.044	0.074	0.079	0.057	0.012	0.09	0.049	0.098	0.042
Ta	ppb	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	2.642	b.d.l.									
Re	ppb	b.d.l.														
Ir	ppb	b.d.l.	1.249													
Pt	ppb	3.321	3.453	2.168	2.68	4.819	2.686	4.906	6.741	6.843	4.924	2.837	4.504	3.604	4.881	52.126
Au	ppb	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	1.623	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	2.444	b.d.l.	1.077	1.846	1.98	b.d.l.	2.088
Tl	ppm	0.018	0.023	0.207	0.082	0.157	0.239	4.161	0.17	0.088	0.166	0.069	0.019	0.014	0.349	0.166
Pb	ppm	b.d.l.	0.062	b.d.l.	0.014	0.053	0.011	b.d.l.	0.298	0.029	0.015	0.046	0.007	0.485	0.043	0.091
Bi	ppb	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	1.504	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	2.352	1.983	b.d.l.	2.428	1.899	2.278	1.171	b.d.l.
U	ppm	0.36	0.467	0.15	0.723	0.477	0.602	0.414	0.501	0.377	0.47	0.439	0.339	0.828	0.405	1.203

		SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	SMS	
		13-4-11	14-5-1	14-5-8	15-3-16	17-4-19	17-4-32	21-5-6	22-6-13	26-2-11	27-2-19	28-4-10	29-5-41	29-6-13	30-2-2	33-3-27	34-2-17
SiO2	wt%	39.4	36.91	38.04	38.24	42.14	40.78	39.85	38.54	41.23	38.61	40.3	38.6	38.4	38.78	44.57	40.09
Al2O3	wt%	1.63	0.55	0.58	2.58	2.83	2.07	1.19	2.38	2.33	2.53	2.34	0.85	1.89	0.93	3.45	0.91
Fe2O3 T	wt%	7.15	10.87	9.51	7.82	9.03	9.12	9.33	10.89	8.95	7.69	8.42	7.31	8.04	7.59	10.12	7.82
FeO	wt%	1.76	1.51	1.57	2.22	4.78	4.58	1.73	nd	2.76	2.51	2.39	2.27	2.74	1.66	3.02	1.53
MnO	wt%	0.09	0.16	0.07	0.1	0.14	0.13	0.12	1.17	0.14	0.13	0.12	0.1	0.12	0.09	0.16	0.09
MgO	wt%	37.11	35.55	35.93	36.08	34.24	37.9	34.2	30.45	33.27	35.46	35.89	35.95	36.65	37.39	28.94	37.08
CaO	wt%	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	2.68	1.99	1	2	2.24	1.19	1.1	1.99	0.22	b.d.1	3.67	0.31
Na2O	wt%	0.12	0.2	0.24	0.23	0.13	0.09	0.29	0.38	0.2	0.11	0.1	0.12	0.12	0.16	0.3	0.08
K2O	wt%	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	0.11	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1
P2O5	wt%	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1
L.O.I.	wt%	13.27	14.53	14.4	14.15	9.03	8.91	13.7	13.91	11.18	13.04	12.41	14.04	13.46	14.53	7.57	13.13
Total	wt%	98.77	98.76	98.78	99.19	100.31	100.99	99.67	99.96	99.54	98.76	100.68	98.94	98.91	99.46	98.89	99.51
Fe3+/Fe total		0.73	0.85	0.82	0.68	0.41	0.44	0.79	-	0.66	0.64	0.68	0.65	0.62	0.76	0.67	0.78
Li	ppm	6.746	2.124	3.106	6.628	1.243	0.943	3.971	10.776	6.304	3.781	5.67	2.11	3.568	3.532	9.194	4.543
B	ppm	50	91	69	67	25	25	83	64	67	63	71	44	50	54	48	60
Be	ppb	20	0.2	10	258.6	5.9	4.9	59	966.8	8.2	b.d.1.	0.1	9.8	5.8	8.3	255.4	8.8
Sc	ppm	6.3	5.7	5.1	12.6	15.4	11.6	5.1	13.1	14.6	10.6	12	7	12.2	6.4	19.6	6.5
Ti	ppm	137	53	57	343	478	411	73	792	275	329	347	39	323	148	664	2
V	ppm	39	68	76	73	84	66	62	126	111	63	68	46	69	38	159	43
Cr	ppm	2180	2218	2690	2775	2515	2338	1567	1893	3170	2157	2151	2360	3093	2357	3110	2285
Mn	ppm	632	1069	518	709	1000	922	515	8463	994	883	829	675	866	641	1168	590
Co	ppm	95	129	89	87	107	107	69	204	119	87	96	98	99	97	122	98
Ni	ppm	1985	1934	1913	1959	1971	2037	1248	1719	2027	1677	1859	1927	2216	2159	1532	1945
Cu	ppm	9	62	93	84	14	23	38	289	5	25	21	5	9	3	61	3
Zn	ppm	52	60	86	135	52	42	80	211	53	79	35	48	46	51	145	45
Ga	ppm	1.77	0.97	1.17	2.73	2.68	1.93	1.17	4,00	2.03	2,00	1.91	0.71	1.74	1.05	3.6	0.62
Ge	ppm	1.976	3.301	1.489	1.545	1.414	1.436	1.233	1.938	1.417	2.874	1.474	1.414	1.236	1.223	1.971	1.687
As	ppm	1.049	4.821	5.872	1.766	0.285	0.221	2.812	6.83	3.525	0.393	0.092	1.68	7.293	9.516	7.12	2.114
Se	ppb	13.5	15.3	14.7	14.1	14.6	13,000	b.d.1.	16.3	14,000	14.3	13.2	13.4	15.8	16.6	11.5	13.9
Rb	ppm	0.154	0.107	0.244	0.171	0.094	0.028	0.158	1.61	0.3	0.131	0.139	0.072	0.09	0.085	0.522	0.144
Sr	ppm	3.9	7.1	11.3	4.1	1.9	32.2	5.7	71.4	9.7	104.9	3,0	345.8	11.9	3.2	9,0	3.3
Y	ppm	0.57	0.901	1.149	1.118	3.809	1.601	0.639	8.299	2.195	1.698	1.948	0.298	1.147	0.52	5.473	0.34
Zr	ppm	1.029	0.142	1.328	10.043	1.98	1.54	2.101	65.076	0.48	0.855	0.667	1.308	1.116	0.737	13.553	0.199

Nb	ppb	5.346	b.d.l.	12.084	48.389	4.326	6.497	17.673	6365	5.702	6.881	b.d.l.	14.759	25.521	3.838	750.71	18.115
Ru	ppb	b.d.l.	10.563	b.d.l.	2.476	2.356	2.298	10.862	2.183	3.863	b.d.l.	b.d.l.	15.249	13.025	11.506	4.037	b.d.l.
Rh	ppm	b.d.l.															
Pd	ppb	b.d.l.															
Ag	ppb	5.568	6.443	13.517	64.67	10.479	17.207	3.009	76.772	4.759	8.87	9.462	9.409	18.718	30.183	15.918	10.112
Cd	ppb	61.2	79.2	73.4	41.6	18.1	18.1	41.4	175.4	74.1	45.9	25.3	30.6	57.1	54.8	106.8	54.7
In	ppb	2.465	b.d.l.	8.645	9.623	14.285	11.595	b.d.l.	39.284	9.014	13.956	8.616	b.d.l.	8.572	4.841	17.776	2.119
Sn	ppm	b.d.l.	0.011	b.d.l.	0.718	0.191	0.018	b.d.l.	0.64	0.021	1.77	0.022	0.023	0.141	0.154	1.456	b.d.l.
Sb	ppm	0.181	0.801	1.189	0.221	b.d.l.	b.d.l.	0.68	3.45	1.202	0.083	0.037	0.219	0.148	0.39	1.955	0.288
Te	ppm	b.d.l.	0.012	0.011	0.013	0.011	b.d.l.	0.012	0.112	0.013	b.d.l.	0.011	b.d.l.	0.018	0.025	0.012	0.012
Cs	ppm	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.113	0.019	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.038	b.d.l.
Ba	ppm	1.267	1.722	2.667	0.395	0.14	0.184	1.265	114.16	2.519	0.805	1.752	1.049	0.731	0.92	2.532	0.95
La	ppm	0.084	0.251	0.436	0.053	0.019	0.026	0.165	12.137	0.19	0.006	0.004	0.118	0.011	0.067	0.858	0.088
Ce	ppm	0.079	0.027	0.106	0.105	0.245	0.11	0.034	68.79	0.073	0.037	0.027	0.358	0.045	0.051	0.833	0.09
Pr	ppm	0.027	0.033	0.082	0.02	0.037	0.028	0.034	2.769	0.056	0.014	0.013	0.025	0.01	0.014	0.248	0.018
Nd	ppm	0.139	0.159	0.372	0.122	0.376	0.193	0.158	10.967	0.337	0.13	0.133	0.105	0.09	0.073	1.177	0.067
Sm	ppm	0.049	0.03	0.077	0.071	0.273	0.104	0.042	2.501	0.13	0.092	0.099	0.027	0.073	0.034	0.39	0.015
Eu	ppm	0.018	0.009	0.023	0.028	0.104	0.04	0.013	0.6	0.087	0.041	0.046	0.018	0.033	0.017	0.104	0.009
Tb	ppm	0.014	0.007	0.018	0.026	0.089	0.033	0.011	0.414	0.042	0.035	0.041	0.006	0.028	0.015	0.112	0.004
Gd	ppm	0.071	0.047	0.103	0.127	0.462	0.17	0.062	2.465	0.212	0.177	0.205	0.037	0.137	0.068	0.581	0.023
Dy	ppm	0.092	0.056	0.127	0.185	0.626	0.257	0.085	2.294	0.306	0.263	0.314	0.042	0.199	0.089	0.797	0.024
Ho	ppm	0.02	0.018	0.031	0.042	0.137	0.059	0.019	0.441	0.076	0.064	0.072	0.01	0.046	0.017	0.182	0.007
Er	ppm	0.064	0.063	0.111	0.126	0.408	0.188	0.065	1.235	0.234	0.189	0.222	0.032	0.137	0.045	0.562	0.03
Tm	ppm	0.011	0.011	0.018	0.02	0.061	0.032	0.011	0.183	0.037	0.031	0.036	0.005	0.021	0.006	0.088	0.005
Yb	ppm	0.075	0.08	0.145	0.147	0.419	0.218	0.082	1.214	0.252	0.222	0.241	0.041	0.149	0.043	0.627	0.038
Lu	ppm	0.013	0.016	0.025	0.023	0.06	0.035	0.013	0.18	0.042	0.035	0.037	0.007	0.023	0.007	0.1	0.007
Hf	ppm	0.028	0.005	0.006	0.069	0.147	0.06	0.012	1.183	0.029	0.053	0.053	0.021	0.05	0.029	0.252	0.002
Ta	ppb	b.d.l.	79.979	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	2.499	1.775	b.d.l.	41.095	b.d.l.						
Re	ppb	b.d.l.	1.007	b.d.l.	b.d.l.												
Ir	ppb	b.d.l.	1.139	b.d.l.													
Pt	ppb	1.298	5.089	b.d.l.	3.898	5.302	5.396	2,000	14.224	3.173	3.301	3.32	6.336	4.979	1.882	7.374	4.295
Au	ppb	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	2.851	1.805	b.d.l.	3.71	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	3.314	b.d.l.
Tl	ppm	0.712	0.684	0.306	0.392	b.d.l.	b.d.l.	0.217	10.149	0.053	0.042	0.081	0.27	0.266	0.521	3.749	0.648
Pb	ppm	0.014	0.031	0.049	5.331	0.031	0.429	0.035	48.264	0.024	0.016	0.004	0.178	b.d.l.	b.d.l.	0.022	0.011
Bi	ppb	b.d.l.	2.292	2.159	92.975	2.652	1.753	b.d.l.	965.2	12.873	3.202	b.d.l.	1.041	4.637	b.d.l.	6.728	b.d.l.
U	ppm	0.32	0.794	0.718	0.457	0.03	0.122	0.483	0.656	0.555	0.737	0.069	0.526	0.931	0.854	0.354	0.642

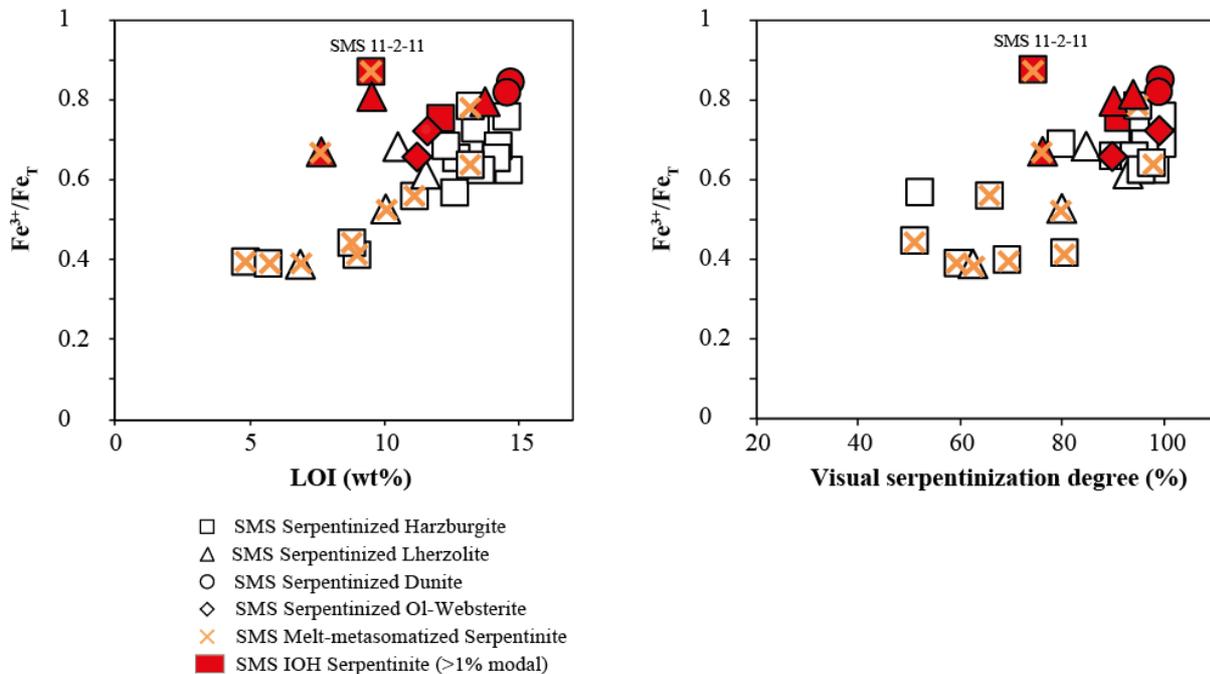


Figure V-5 : Evolution of the iron oxidation degree (Fe^{3+}/Fe_{total}) with the the loss on ignition (LOI) and the visual serpentinization degree of the Smooth seafloor serpentinites.

Rare Earth Elements (REE) patterns, normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989), show a general depletion in LREE and MREE (La to Eu) compared to the chondrite value (CV) (Figure V-6), with the exception of few samples, the impregnated serpentinite SMS 22-6-13 (enriched up to 38 times the CV) and three IOH-samples SMS 4-2-1, 11-2-11 and 33-3-27, enriched up to 10 times the CV. HREE (from Gd to Lu) show a wide range from slightly depleted (minimum 0.1xCV) to enriched (max 7xCV). Half of the SMS samples show depletion in LREE compared to HREE (west corridor: SMS 1-2-1, 1-2-35, 2-2-11, 2-2-17, 3-2-1, 6-3-14, 7-3-7, 8-2-17, 8-2-25, 10-5-6, 11-2-4, 15-3-16, 17-4-19, 17-4-32; east corridor: SMS 27-2-19, 28-4-10, 29-6-13), whereas the other half (west corridor: SMS 4-2-1, 5-4-14, 5-4-17, 11-2-11, 13-4-11, 14-5-1, 14-5-8; east corridor: SMS 21-5-6, 22-6-13, 29-5-41, 30-2-2, 33-3-27, 34-2-17) show enrichment in both LREE and HREE. Twenty-one samples (except SMS 1-2-35, 6-3-14, 8-2-17, 8-2-25, 10-5-6, 17-4-19, 17-4-32, 27-2-19, 28-4-10, 29-6-13 and 30-2-2), show Ce anomaly (0.1 to 0.01 times the CV), which is negative for the most part (e.g. SMS 11-2-11), and only positive for two serpentinites (SMS 22-6-13 and 29-5-41). By comparison, such anomaly is not observed in MAR serpentinites (Figure V-6). In addition, SMS serpentinites lack Eu anomaly (Figure V-6). The SMS serpentinites also contain higher concentrations in Fluid Mobile Elements (FME) than the PM: B (33-115 ppm, average 65 ppm), Li (0.94-8.83 ppm, av. 4.45 ppm), Cd (0.02-0.17 ppm, av. 0.06 ppm), As (0.22-28 ppm, av. 3.62 ppm),

and Sb (0.003-9.49 ppm, av. 1.03 ppm) (Table V-2). These values are in the range of global abyssal serpentinites (Deschamps et al., 2013 and references within; Niu, 2004).

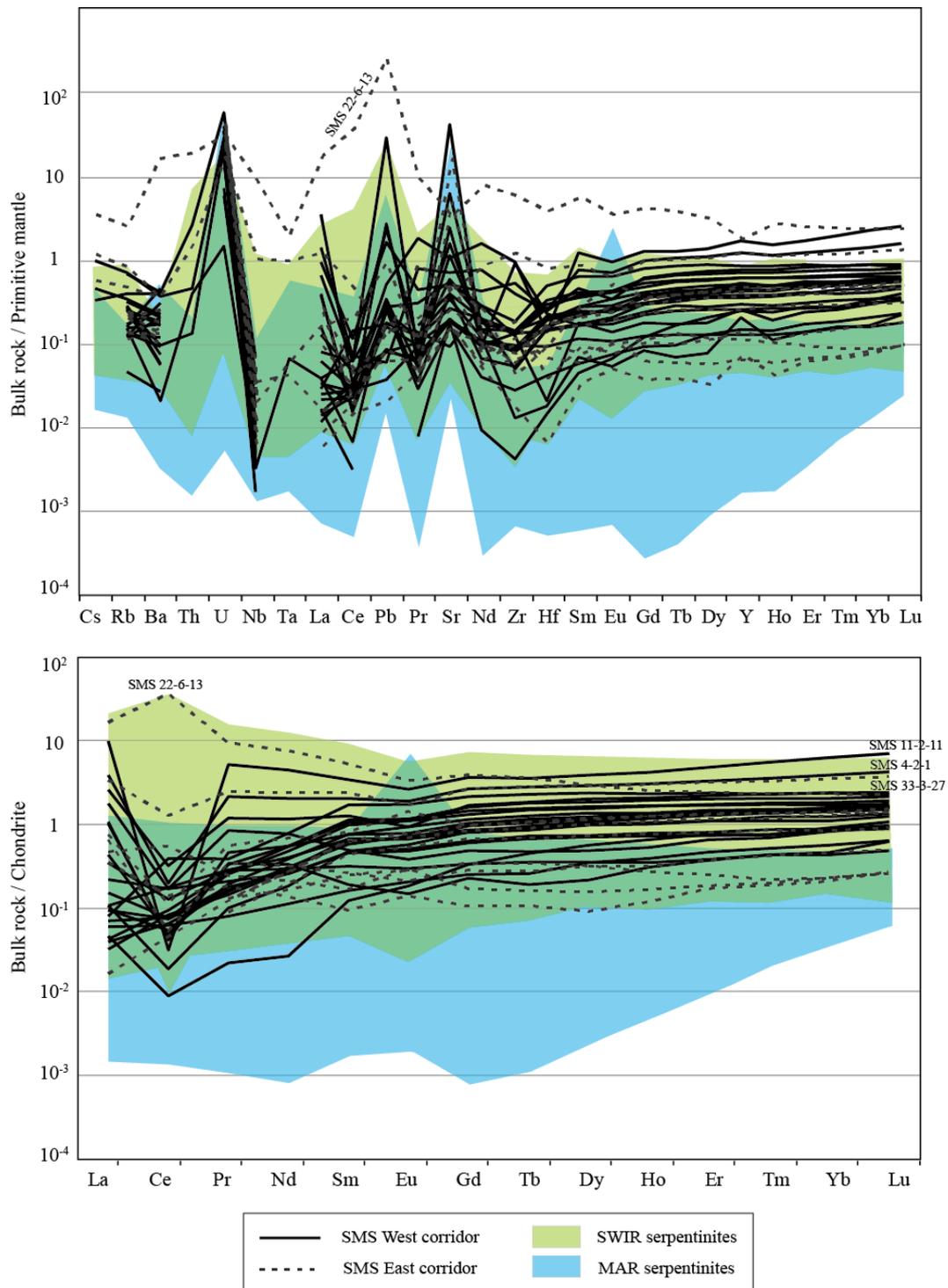


Figure V-6 : Traces elements spidergrams of the SMS serpentinites compared to the composition of the serpentinites from the SWIR (Niu, 2004; Rouméjon, 2014; Rouméjon and Cannat, 2014) and the MAR (Paulick et al., 2006; Delacour et al., 2008d; Jöns et al., 2010; Kodolányi et al., 2012; Boschi et al., 2013). Values are normalized to the primitive mantle and chondrites values of Sun and McDonough (1989).

V.5 Discussion

Since its formation at and along the ridge axis, via magmatic or tectonic-dominated processes, the oceanic lithosphere is affected by interaction with seawater-derived, magmatic or hydrothermal fluids resulting in chemical exchanges between the rocks and the fluids. Quantifying these chemical transfers and understanding in which conditions they occur are crucial to better constrain the biogeochemical cycles of the Earth and the compositions of the different reservoirs. The smooth seafloor areas along the SWIR, sites investigated during this study, have the particularity to be nearly amagmatic and to be formed by tectonically-dominated processes (“flip-flop model”; Sauter et al., 2013). Consequently, fluid interaction in these zones will affect predominantly the ultramafic rocks exposed on the ocean floor via detachment faults. In the following section, we will discuss the influence of long-lived seawater-derived fluids-ultramafic rocks interaction on chemical compositions of the rocks and on chemical transfers with a focus on some specific tracers and elements. In order to evaluate the effect of time, chemical compositions will be regarded as a function of ridge axis distance.

V.5.1 Influence of melt-rock interactions on protolith compositions

Prior to serpentinization processes, peridotites at mid-oceanic ridges are frequently percolated by ascending basaltic melts that can modify their bulk rock composition, depending on the melt composition and the degree of melt-rock interaction (Casey, 1997; Drouin et al., 2009; Le Roux et al., 2007; Lissenberg and Dick, 2008; Niu, 2004; Rampone et al., 1997). Melt-rock interactions and/or impregnation processes, if not cryptic, lead to changes in major and trace element compositions, as well as several petrographic evidences (e.g., percolation of interstitial plagioclase, REE flat patterns, enrichment in Fe, Ti, Na, ...). Abyssal peridotites are residues of partial melting, and thus depleted in REE compared to the primitive mantle (PM, Sun and McDonough, 1989), thus any REE spectra above the PM could result from refertilization processes (Bodinier and Godard, 2003; Deschamps et al., 2013; Niu, 2004). In addition, impregnation of peridotites by basaltic melts, which are enriched in both LREE and HREE, would produce flat REE pattern (Brunelli et al., 2014; Deschamps et al., 2013; Frisby et al., 2016). In case of cryptic metasomatism, REE spectra show a sigmoidal shape with higher enrichment in LREE than in HREE (Bodinier and Godard, 2003). Europium anomaly in the REE spectra of the peridotites could also be related to percolation of plagioclase-rich melts in

the peridotites (Bonatti et al., 1986; Borghini and Rampone, 2007; Frisby et al., 2016; Paquet et al., 2016).

Some smooth seafloor peridotites show peculiar mineral assemblages and textures (e.g., olivine/pyroxene crystallization, interstitial plagioclase; see Table V-1) and/or specific trace element compositions indicative of melt-rock reactions. Indeed, several serpentinized abyssal peridotites of the smooth seafloor areas are characterized by flat REE patterns (e.g., SMS 22-6-13, SMS 11-2-11), while most of them show classical depletion in LREE compared to HREE (Figure V-6; Rouméjon, 2014; Frisby et al., 2016). The anomalously high trace elements concentrations and flat REE pattern of serpentinite SMS 22-6-13 are undoubtful evidences of melt refertilization. Flat and enriched REE spectra characterize other serpentinites SMS 4-2-1, 11-2-11 and 33-3-27, but result from secondary processes (see discussion in part V.5.3.1). Serpentinized peridotites characterized by olivine or pyroxene (re)crystallization do not show specific trace element compositions. This could be explained by a melt in equilibrium with the peridotite (Bodinier and Godard, 2003) or by an amount of melt so small that it would not affect the peridotite composition at the rock scale (Paquet et al., 2016). The absence of Eu anomaly in the plagioclase-impregnated samples (SMS 1-2-35 and 7-3-7) could be explained by alteration of plagioclase to hydrogarnet. Trace elements of previously analyzed rodingites (i.e., plagioclase-bearing rocks altered to prehnite and grossular) display no or negative Eu-anomaly, implying a leaching of Eu during the replacement of plagioclase (Koutsovitis et al., 2018; Tang et al., 2018).

Previous studies on SWIR peridotites reported high TiO₂ content (>100 ppm; Niu, 2004) that may be due to post-melting/refertilization processes (Niu, 2004; Paquet et al., 2016; Warren and Shimizu, 2010). However, Seyler et al. (2003, 2011) established that this TiO₂ enrichment, together with Na₂O enrichment, does not reflect refertilization processes but rather a very heterogeneous Ti-enriched mantle source. As Ti is considered as an immobile element during hydrothermal alteration processes (Deschamps et al., 2013; Finlow-Bates and Stumpfl, 1981), any major element correlating with bulk rock TiO₂ content would then reflect the protolithe composition of the SMS serpentinites. During oceanic upper mantle partial melting, as partial melting degree increases, SiO₂, CaO, Na₂O, Al₂O₃ and TiO₂ contents will progressively decrease in residual peridotites whereas MgO and Fe₂O₃ contents will increase (Bodinier and Godard, 2003; Niu et al., 1997). This evolution of TiO₂ with partial melting degree is shown in Figure V-7: the serpentinized dunites show the lowest TiO₂ contents (<0.02 wt.%), the serpentinized lherzolites have the highest TiO₂ contents (>0.06 wt.%), and the serpentinized harzburgites display intermediate values between 0.02 and 0.08 wt.%. The

only exception to these subgroups is the Ti-enriched refertilized serpentized harzburgite, SMS 22-6-13, which shows a high TiO₂ content ~0.16 wt.%. This sample will not be considered in term of major elements evolution in the rest of this discussion.

Among major elements, Al₂O₃ is classically considered, similarly to TiO₂, as immobile during fluid-rock interaction (Sinha et al., 1986) except in very alkaline conditions (Drever, 1997; Vidal and Durin, 1999; Shervais et al., 2005). Both MgO and CaO are commonly lost to the fluids (Coleman and Keith, 1971; Kelley et al., 2001; Snow and Dick, 1995), while studies on SiO₂, Na₂O and Fe₂O₃ behavior are limited or not fully conclusive (Sinha et al., 1986; Shervais et al., 2005; Malvoisin, 2015). In the SMS serpentinites, Al₂O₃ content exclusively results from magmatic processes, as it fully correlates with TiO₂ content (Figure V-7). It is worthwhile to note that Al₂O₃ contents in SMS serpentinites are within the range of the SWIR peridotites but higher than those of the MAR serpentinites (Figure V-4 and Figure V-7; Andreani et al., 2013; Boschi et al., 2013; Kodolányi et al., 2012; Niu, 2004; Paulick et al., 2006; Rouméjon, 2014). This suggests that the depleted upper mantle of the SWIR is initially enriched in Al₂O₃ compared to the upper mantle of the MAR. Similar to Al₂O₃, CaO content correlates with TiO₂ content (Figure V-7), the highest contents being related to the presence of clinopyroxenes in the serpentized lherzolites. Only two samples, SMS 10-5-6 and 29-5-41, are off the trend with high CaO contents (respectively 6.1 and 2 wt% non-anhydrous). This enrichment is related to the presence of calcite veins in the samples that likely precipitated from Ca and CO₂-rich fluids (Kelley et al., 2001; Palandri and Reed, 2004). The other major elements, SiO₂, MgO, Fe₂O₃Total and Na₂O show scattering with TiO₂ content (Figure V-7), their concentrations are therefore not representative of the SMS serpentinites protoliths and reflect their mobility during serpentization and/or seafloor weathering.

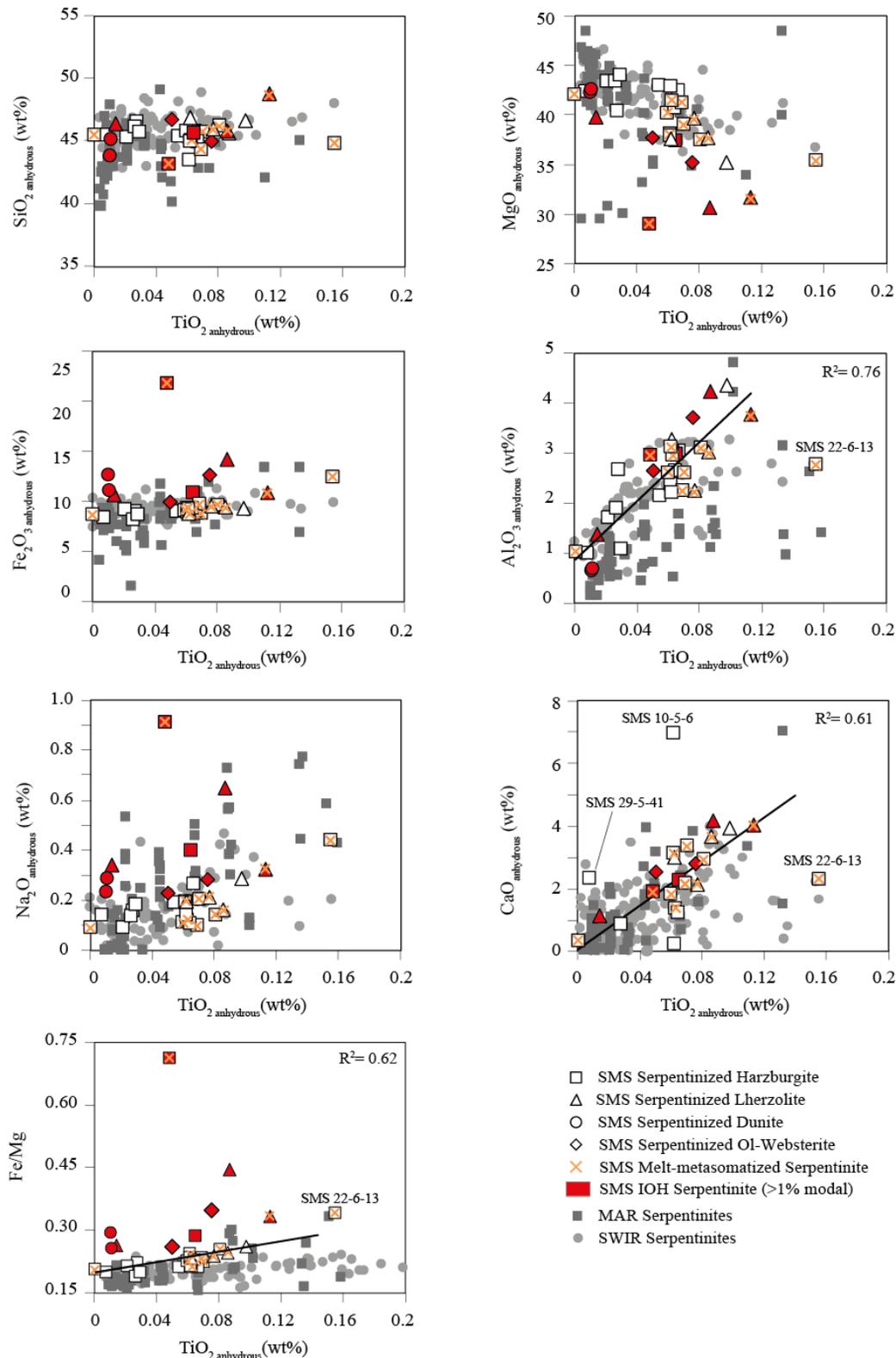


Figure V-7: Major element compositions of the Smooth seafloor serpentinites, plotted against TiO_2 concentrations as inverse proxy of the partial melting. Sample SMS 22-6-13 is systematically ignored for correlation trends (melt fertilized peridotite), CaO trend excludes the two calcite samples SMS 10-5-6 and 29-5-41, and Fe/Mg trend excludes all IOH samples. Error bars are comprised in the size of the marking point. References for the SWIR and MAR are the same as previous figures.

V.5.2 Serpentinization and mass transfers versus distance from the ridge

V.5.2.1 Evolution of the oxidation degree

Profiles of serpentinization and oxidation degrees were investigated for serpentinites of both western and eastern corridors of the SMS area (Figure V-8). In these profiles, Fe^{3+}/Fe_{total} ratio of the SMS serpentinites was used as proxy of serpentinization and oxidation degrees, as this ratio is correlated to both visual serpentinization degree and LOI (Figure V-5; Andreani et al., 2013; Evans, 2008). In the west corridor, Fe^{3+}/Fe_{total} ratio of SMS serpentinites clearly increases with the distance from the ridge. Serpentinites sampled at a distance less than 5 km

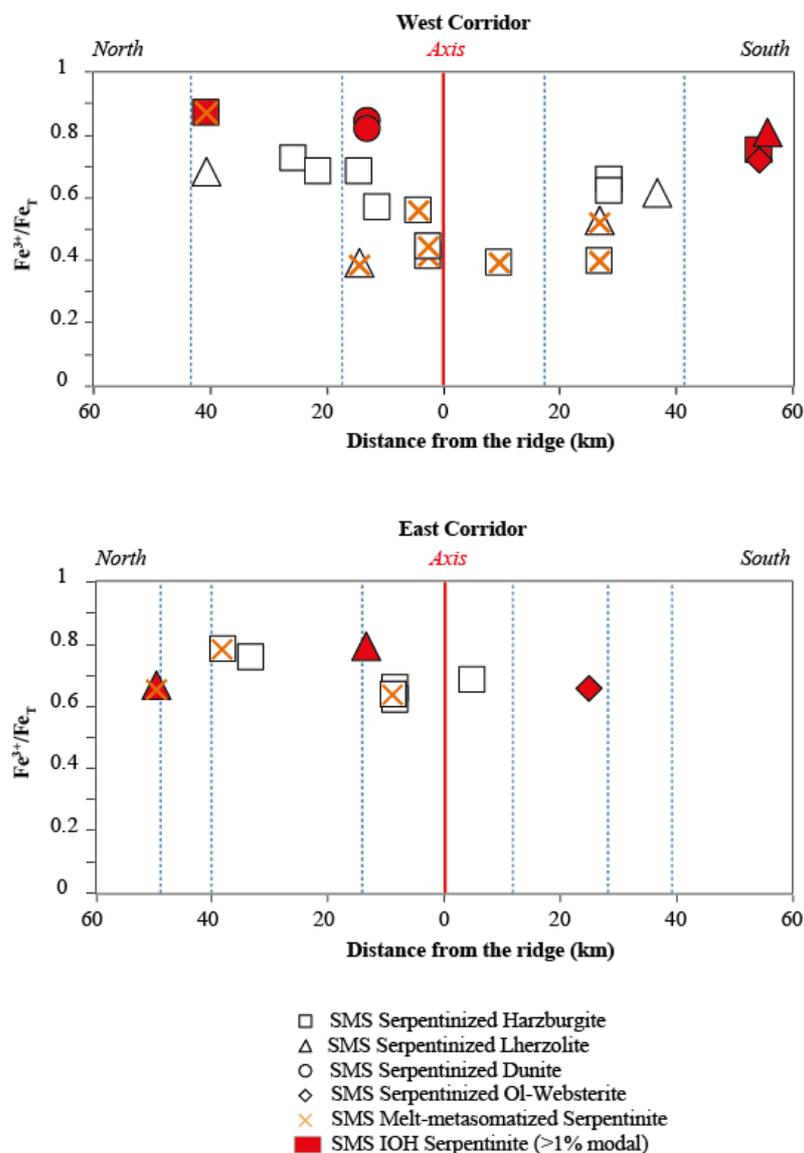


Figure V-8 : Distance profile from the ridge of the iron oxidation degree in the serpentinites from the SWIR smooth seafloor areas (west 62°30'E and east 64°40'). Ridge axis is symbolized by the red line, detachment faults are symbolized by the dashed lines (position taken from Sauter et al., 2009).

from the axis show $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$ ratio around 0.4 (e.g., SMS 17-4-32 at 2.42 km with a $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$ ratio of 0.41; Table V-1 and Table V-2), while serpentinites sampled at a distance further than 40 km show $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$ ratio over 0.8 (e.g., SMS 4-2-1 at 55.7 km, $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$ ratio of 0.81; Table V-1 and Table V-2 and Figure V-8). However, two IOH-serpentinized dunites (SMS 14-5-1 and 14-5-8) with $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$ ratio > 0.8 are located at 15 km from the ridge axis. This difference in oxidation degree vs. distance of these serpentinites is related to the mineralogical composition of their protolith. Indeed, dunites are composed of $>90\%$ olivine, a mineral whose dissolution rate is favored at 250°C and low pH (Brantley, 2008; Martin and Fyfe, 1970), whereas harzburgites and lherzolites contain olivine and both pyroxenes (ortho- \pm clino-), for which dissolution requires temperatures higher than 250°C (Martin and Fyfe, 1970; Palandri and Reed, 2004) and more time, as their dissolution rates are lower (except for $\text{pH} > 8$; Brantley, 2008).

Increase in $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$ ratio with distance of the ridge axis is not observed in the east smooth seafloor corridor, the $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$ ratios showing a narrow range between 0.7 and 0.8 (Figure V-8). This difference between the two corridors is mainly related to the volcanic nature of the seafloor and/or a sampling bias of this study. Indeed, dredging of the southern part of the east corridor recovered mainly basaltic rocks, with few serpentinites samples, apart from dredges 22 and 25 located close to the C3An.y (Figure V-1). This scarcity in ultramafic rocks is linked to the fewer detachment faults identified in the eastern corridor (Sauter et al., 2013). For these reasons, evaluation of chemical transfers during serpentinization with time and from distance of the ridge axis will only be carried out on the western smooth seafloor corridor.

The occurrence of IOH, hematite and goethite, in serpentinites and the associated high $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$ ratios are not directly function of the serpentinization degree, as high $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$ ratio can be associated with low LOI and low visual serpentinization degree (e.g., SMS 11-2-11; Figure V-5). Hematite and goethite are both minerals indicative of highly oxidized conditions during fluid-rock interaction (Alt and Shanks, 2003; Delacour et al., 2008b; Frost, 1985) and are classically produced by alteration of serpentine + magnetite (Caillaud et al., 2004, 2006; Venturelli et al., 1997). Their presence in some IOH-serpentinites located at a distance > 40 km are thus indicative of post-serpentinization reaction of the serpentinites with an oxidizing fluid, likely seawater.

V.5.2.2 Evolution of major elements contents

Mass transfer of chemical elements, and especially of major elements during serpentinization, were investigated in previous studies and are matter of debate (Bogolepov, 1970; Coleman and Keith, 1971; Janecky and Seyfried, 1986; Malvoisin, 2015; Mével, 2003; O'Hanley, 1992; Seyfried et al., 2007; Shervais et al., 2005; Snow and Dick, 1995). Difficulty in addressing this point and ending to a consensus results from the rareness of accessing and studying both fresh and its corresponding altered rocks and from the chemical heterogeneity of the peridotite protolith related to magmatic and post-magmatic processes. Samples collected from the smooth seafloor areas do not allow to better considering these two points. However, evaluation of major elements concentrations versus a distance profile from the ridge and the comparison of these concentrations to those of MAR and SWIR serpentinites (Figure V-9) can provide new insights on mass transfer during serpentinization.

We already determined that Al_2O_3 and CaO concentrations in the SMS serpentinites were inherited from the protolith, as they both correlate with the TiO_2 content (with some exceptions; Figure V-7). Variations in concentrations for other major elements, Fe_2O_3 , MgO , SiO_2 , Na_2O , are observed with distance from the ridge axis (Figure V-9). As these elements do not correlate with TiO_2 (Figure V-7), these compositional variations are likely related to fluid-rock interaction processes, i.e., serpentinization and post-serpentinization reactions. However, none of these elements show a clear linear increase or decrease with the distance from the ridge (Figure V-9), as the one observed for $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ ratio (Figure V-8), indicating a more complex behavior of these elements in response to fluid-rock interactions and/or to variations in the compositions and physico-chemical parameters of the interacting fluid(s).

Mg is known to be mobile during fluid-rock interaction, some studies having reported a loss in Mg during serpentinization related to dissolution of brucite (Snow and Dick, 1995; Malvoisin, 2015). Similar loss could be evoked to explain the low MgO contents in some SMS serpentinites compared to the range of the SWIR and MAR abyssal peridotites (Figure V-4). Another explanation could be related to the behavior of Fe. Indeed, Fe is known to behave complementary to Mg in solid solution, as these two elements have close ionic radius and similar charge. Higher Fe/Mg values correspond to IOH-serpentinites and are associated with higher $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{Total}}$ content, which may likely be related to a gain in Fe and/or to a change in the iron oxidation state. Abyssal peridotites usually have between 8 and 9 wt.% FeO_T (Bodinier and Godard, 2003) and if all the FeO is oxidized to Fe_2O_3 , their maximum Fe_2O_{3T} content would then range between ~9 and 10 wt.%. Considering the initial variability in Fe_2O_{3T} content

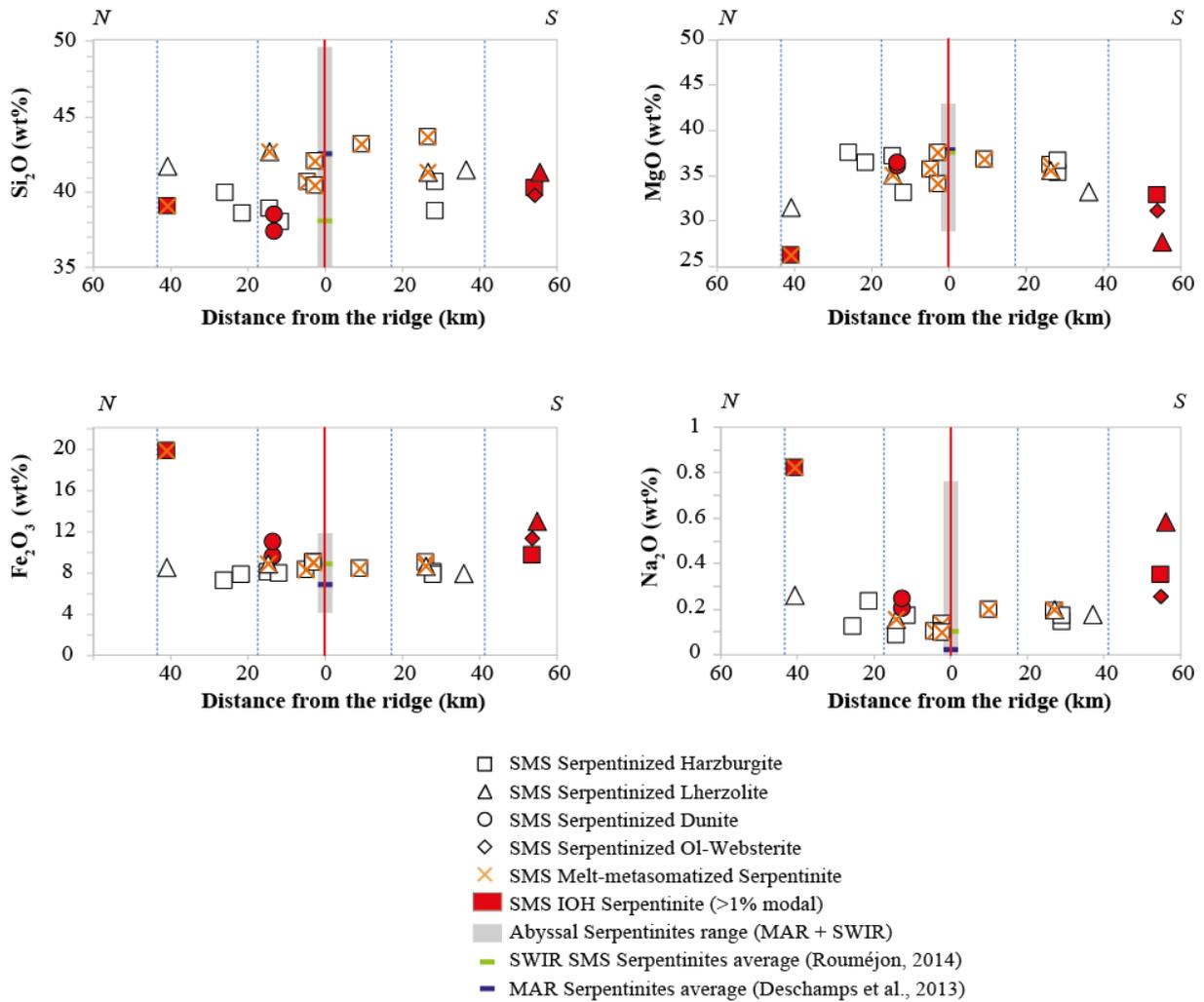


Figure V-9 : Distance from the ridge profiles in the west corridor for major elements of the SWIR SMS serpentinites. Error bars are comprised in the size of the marking points.

of the smooth seafloor serpentinites (5 to 12 wt.%, Fig. 7), the high Fe content may be due, for most of the samples, to late oxidation of magnetite and serpentine. The absence of alteration clays that usually accommodate Mg from serpentine during seafloor weathering (Caillaud et al., 2006; Venturelli et al., 1997) could be explained by the very low initial Al content of the SMS serpentinites. However, for serpentinites SMS 4-2-1 and 11-2-11, whose $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ content (as anhydrous) are higher than 14 wt.%, a gain in Fe must be considered. Since seawater Fe concentration is very low (av. 40 ppb; Douville et al., 2002; Quinby-Hunt and Turekian, 1983), such enrichment would likely require circulation of Fe-rich fluids.

SiO_2 gains during serpentinization has been suggested by Malvoisin (2015), as an alternative explanation to low MgO/SiO_2 ratios of serpentinites (Figure V-4). However, no gain is observed with distance from the ridge (Figure V-9), as well as no correlation between SiO_2 and TiO_2 contents (Figure V-7). Presence of talc veins (e.g., SMS 10-5-6, Table 1), indicating circulation of Si-rich fluids, is also not related to a gain in SiO_2 .

Behavior of Na₂O is also complex, as suggested by the scattering of Na₂O contents that does not result from partial melting processes (Figure V-7). While SWIR mantle is enriched in Na₂O (Seyler et al., 2003), higher concentrations in Na₂O are observed in the IOH-serpentinites and could be related to long time interaction of the serpentinites with NaCl-rich fluids, such as seawater (~1 wt.% of Na; Quinby-Hunt and Turekian, 1983). Presence of additional halite salts mixed with the IOH might thus explain these high Na₂O contents and would be related to high chloride concentrations (Sharp and Barnes, 2004). However, Cl concentrations were not measured in the SMS serpentinites to confirm this hypothesis.

V.5.3 Evolution of trace elements versus ridge distance

V.5.3.1 Rare Earth Elements (REE)

Rare Earth Elements (REE) are commonly considered as immobile elements and their concentrations and distributions, shown by their spectrum shape on normalized diagrams, are used to evidence magmatic and melt-rock interaction processes (Bodinier and Godard, 2003; Brunelli et al., 2014; Niu, 2004; Pearce et al., 2000). However, recent studies reported REE mobility during fluid-rock interaction, which is evidenced by an increase in REE concentrations with advanced degrees of alteration (Andreani et al., 2014; Frisby et al., 2016; Migdisov et al., 2016; Niu, 2004; Paulick et al., 2006). Serpentinites from the west corridor of the SWIR smooth seafloor show REE patterns similar to previously published studies on SWIR serpentinites but enriched compared to MAR serpentinites (Figure V-10). While this enrichment in REE can be related to different magmatic regimes and to the nature of the basement rocks (Cannat et al., 1999, 2006; Sauter et al., 2013), some specific distribution and/or anomaly more likely relate to secondary fluid-rock interaction processes.

Compositions of the basement rocks forming the oceanic crust/lithosphere influence REE behavior and then the distribution of REE patterns. Compared to the MAR serpentinites, the SWIR serpentinites show a Ce anomaly but no Eu anomaly (Figure V-6 and Figure V-10). These differences are related to the accretion modes along the MAR. Indeed, along the MAR, phases of magmatic activity alternate with phases of tectonic activity that allow exhumation of mafic and ultramafic rocks on the seafloor. Interaction of seawater-derived fluids with these mafic rocks is known to produce hydrothermal fluids with a positive Eu anomaly due to the

occurrence of plagioclase in the rocks (Douville et al., 2002; Schmidt et al., 2007). MAR serpentinites are thought to result from interaction with such evolved hydrothermal fluids (Deschamps et al., 2013). In the SWIR smooth seafloor context, mafic rocks are very scarce (Figure V-1; Cannat et al., 2006; Sauter et al., 2013), limiting interaction with this type of rocks and thus enhancing interaction of peridotites with seawater or seawater-derived hydrothermal fluids with chemical compositions different than those of the MAR.

Anomaly in Ce on REE spectra of serpentinites attests to interaction of peridotites with seawater under oxidizing conditions. As serpentinization degree increases with increasing distance from the ridge axis, one would envision an increase in the amplitude of the Ce anomaly. Such increase is only observed in the most distant samples, the IOH-bearing serpentinites (SMS 4-2-1, 14-5-1 and 11-2-11; Figure V-10), which show the highest negative Ce anomalies. In addition, two other LREE, La and Pr, show an increase with the distance to the ridge axis relative to Ce content, La/Ce ratios ranging from ~0.2 at the ridge to 8.9 northward and 5.8 southward and up to 20 and 7.9 for IOH-bearing serpentinites (Figure V-11). Enrichments in La and Pr are thus related to serpentinization process and to the formation of serpentine and magnetite, as already suggested by Frisby et al. (2016) for serpentinites from the SWIR and by Andreani et al. (2014) for serpentinites from the Rainbow massif. High concentrations in

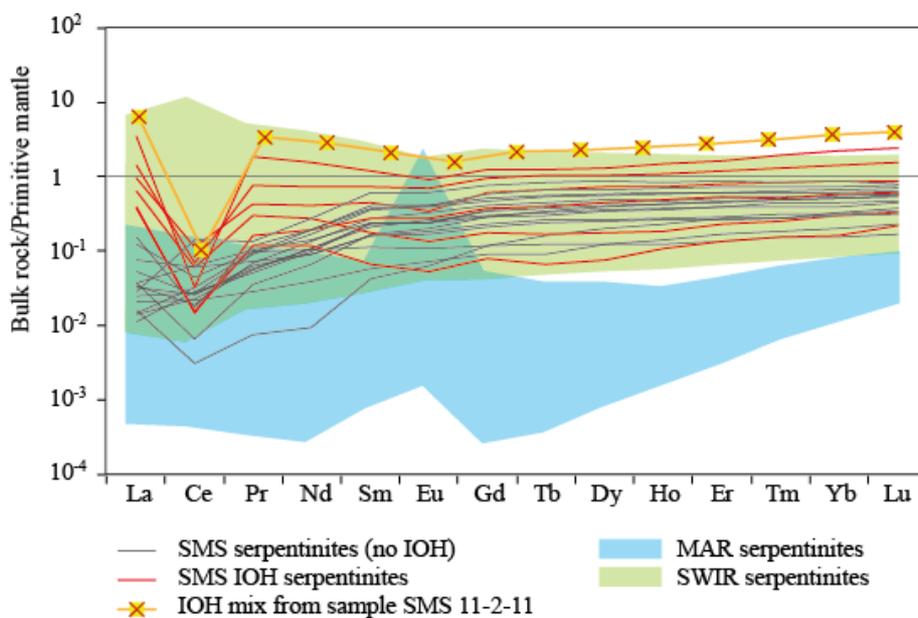


Figure V-10 : REE spectra of the serpentinites from the SWIR SMS west corridor, compared to the MAR (Paulick et al., 2006; Delacour et al., 2008d; Jöns et al., 2010; Kodolányi et al., 2012; Boschi et al., 2013) and SWIR serpentinites (Niu, 2004; Rouméjon, 2014; Rouméjon and Cannat, 2014). The SMS west corridor serpentinites are characterized by an overall depletion in REE, an absence of Eu positive anomaly and a positive anomaly in Ce. Note that the stronger LREE concentrations (apart from Ce) belongs to the IOH-bearing samples.

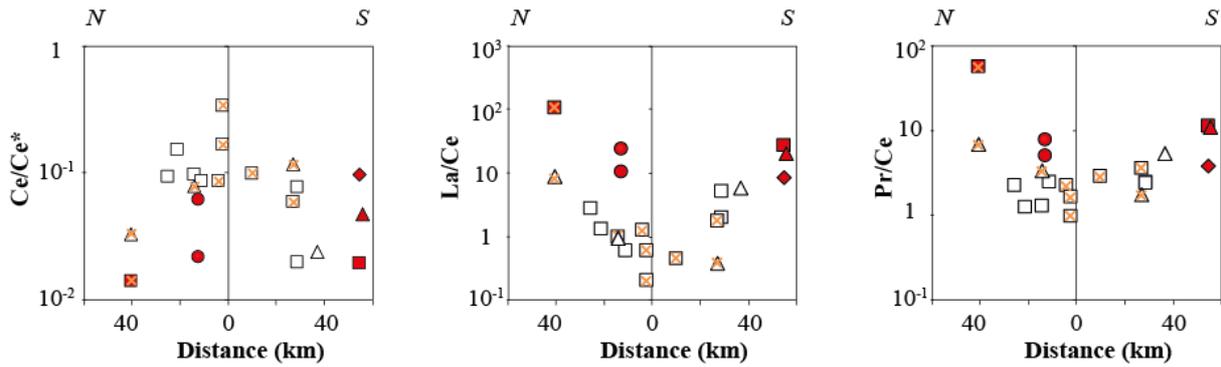


Figure V-11 : Distance profiles for LREE La, Ce and Pr in the serpentinites from the SWIR SMS west corridor. Ce anomaly ($Ce/Ce^* = C_{Ce}/(C_{La} + C_{Pr})^{0.5}$) is stable through serpentinization, while La and Pr are increasing.

REE are also observed in the most distant and oxidized serpentinites that contain both hematite and goethite (Figure V-10). REE are mainly concentrated in these two oxide phases, as indicated by their REE spectrum in Figure V-10 (IOH from SMS 11-2-11 range between 1 and 10xPM). This suggests that post-serpentinization processes and long time fluid-rock interaction under oxidizing conditions favor the incorporation of REE into serpentinites implying thus that the oceanic lithosphere constitutes a sink for these elements.

V.5.3.2 Fluid mobile elements (FME)

Compared to some other trace and Rare Earth elements, fluid mobile elements (FME; As, B, Ba, Cd, Li, Pb, Sb, Sr, and U) are, as indicated by their names, mobile in the fluid phase and therefore during serpentinization of peridotites. Behavior of FME was firstly investigated in abyssal and subduction serpentinites by [Deschamps et al. \(2010, 2011\)](#). They demonstrated that all serpentine minerals are enriched in these FME, that this enrichment is not lately influenced by further secondary processes, and that FME elements are thus transferred into the subduction zone ([Deschamps et al., 2010, 2011, 2013](#)). The SMS serpentinites resulting from long-lived interaction of seawater-derived fluids under varying conditions, as indicated by the evolution of major and trace elements with the distance of the ridge axis (see parts V.5.2.2 and V.5.3.1), one can expect similar evolution of FME.

In the SMS serpentinites, Li and B are the only two FME whose concentrations increase with the serpentinization degree and the distance from the ridge (Figure V-12). However, long time oxidizing fluid-rock interaction does not lead to higher enrichment in IOH-serpentinites.

Boron enrichment is a classical feature of altered oceanic crust and serpentinized peridotites (Boschi et al., 2013; Seyfried and Dibble, 1979; Smith et al., 1995; Spivack and Edmond, 1987; Thompson and Melson, 1970; Vils et al., 2008). In serpentinites, this enrichment is related to the incorporation of B from seawater (4.5 ppm, Quinby-Hunt and Turekian, 1983) into serpentine (0.2-20 ppm; Boschi et al., 2008; Deschamps et al., 2011) leading to bulk B concentrations up to 100 ppm (Deschamps et al., 2011; Seyfried and Dibble, 1979). Lithium is also classically enriched in serpentinites (up to 1.37 ppm; Decitre et al., 2002; Deschamps et al., 2011; Lee et al., 2008; Niu, 2004; Vils et al., 2008), but in contrast to B, serpentine minerals show very variable Li contents (0.20-26.1 ppm), which are enriched or depleted compared to primary minerals (Decitre et al., 2002; Deschamps et al., 2011; Lee et al., 2008; Vils et al., 2008). Enrichments in Li and B in smooth seafloor serpentinites (Figure V-12) are, as suggested in earlier studies, due to their incorporation into serpentine phases as serpentinization progress. Nevertheless, no additional incorporation occurs with further oxidation and IOH formation. Only one serpentine (SMS 5-4-17) does not show such enrichment, its Li concentration being low compared to its position from the ridge (Figure V-12). This lower Li concentration can be likely explained by the high temperature of the fluid (>350°C) that led to the serpentinization of this sample and that are favorable to Li leaching, a phenomenon already observed during alteration of basalts (Brant et al., 2012; Chan et al., 1992; Seyfried et al., 1984). Similarly to Fe^{3+}/Fe_{tot} ratio, B and Li concentrations of serpentinites could then be used as proxies of the serpentinization degree, however care must be taken when serpentinization occurs at high temperature and when recrystallization of lizardite and chrysotile to antigorite, these two processes leading to a release of Li and B (Deschamps et al., 2012; Kodolányi and Pettke, 2011; Ishikawa and Nakamura, 1992; Seyfried et al., 1984).

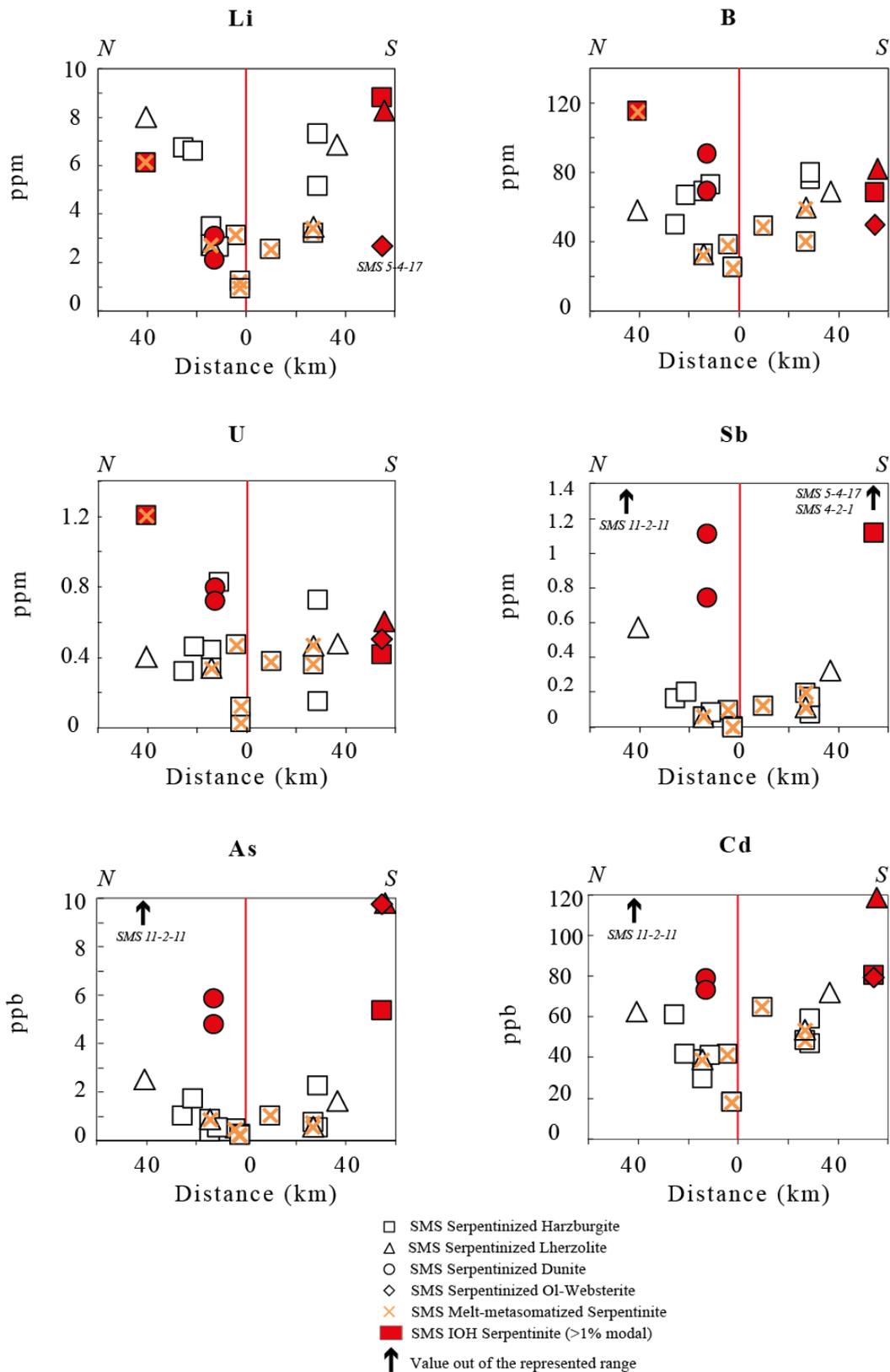


Figure V-12: Distance profiles of FME for the serpentinites from the SWIR SMS west corridor. Lithium and boron concentrations are increasing with the serpentinization degree, regardless of the oxidation state. Uranium does not evolve with the serpentinization degree and is only enriched in samples who are strongly oxidized or present strong proportions in carbonates. Antimony, arsenic and cadmium are increasing with the oxidation degree of the rock.

High U concentrations has been previously reported for abyssal serpentinites (Andreani et al., 2014; Deschamps et al., 2013 and references within). This enrichment is commonly related to the incorporation of U in secondary phases, such as serpentine (average 0.27 ppm; Deschamps et al., 2010, 2012), carbonates and ferric oxides (e.g. Duff and Amrhein, 1996; Duff et al., 2002; Geipel et al., 1997; Giblin et al., 1981; Marshall et al., 2014; Morrison et al., 1995; Olivier and Boyet, 2006; Reeder et al., 2001; Wazne et al., 2003). For SMS serpentinites, high U contents are mainly observed in samples containing either IOH (e.g., 11-2-11) or carbonates (e.g., SMS 10-5-6), irrespectively of the distance from the ridge axis (Figure V-12). The majority of the SMS serpentinites have similar U concentrations (~ 0.4 ppm), with no increase with the serpentinization and oxidation degrees and with the distance from the ridge (Figure V-12). A first hypothesis would be that this bulk value reflects the maximum U content that can be incorporated in serpentinites, as this average concentration is similar to the one measured in serpentine mineral of MARK abyssal serpentinites (0.43 ppm; Deschamps et al., 2011). Nevertheless, higher U concentrations were measured in both serpentine mineral (up to ~9 ppm; Deschamps et al., 2011) and abyssal serpentinites (1.07 ppm; Deschamps et al., 2013), which could be related to the occurrence of oxides and/or carbonates in the serpentinites (this will be discussed in more detail below). Physico-chemical conditions of circulating fluids need to be considered to explain such constant U concentrations, and especially their pH. This parameter is not known for the fluids interacting with the SMS serpentinites, but we know from the mineralogy (carbonates and few secondary sulfides) that the fluids may have a pH ranging between 9 and 11. Previous studies showed that at such pH values, U is mainly present as immobile U(III) and U(IV) under reducing conditions (Shock et al., 1997), and as highly mobile U(VI) under oxidant conditions (Hsi and Langmuir, 1985; Morrison et al., 1995; Prikryl et al., 2001). This would indicate that during most of the serpentinization, the fluids are not favorable to the mobility of U. U incorporation in serpentine would then be limited to the first stages of serpentinization, before H₂ concentrations and pH become too high. Presence of CO₂-rich fluids would induce the precipitation of carbonates, mostly as veins, in the serpentinites leading to an increase in bulk U concentrations in the samples. In addition, fluid-rock interaction under low-temperature and oxidizing conditions would favor the formation of iron (hydro-)oxides, such as hematite, that is known to preferentially fractionate U(VI).

Previous studies showed that the three FME As and Sb are stored in serpentine minerals (Deschamps et al., 2011, 2012, 2013), and that these enrichments are related to circulation of a sediment-derived fluid rich in Sb and As (Deschamps et al., 2012). While SMS serpentinites are within the range of the previously published data for both elements (50 ppb to 22 ppm,

(Andreani et al., 2014; Paulick et al., 2006; Rouméjon, 2014), it is difficult to evoke similar process to explain this enrichment. Indeed, little sedimentary cover has been imaged on the outcropping mantle rocks and volcanic seafloor (Supplementary data of Sauter et al., 2013). In addition, the correlation between As and Sb with the distance from the ridge axis (Figure V-12) would rather reflect an enrichment with serpentinization degree, as interaction with sediment-derived fluid would have modified this tendency by producing very high As or Sb contents in serpentinites even at close distance from the ridge. Cadmium was not investigated in serpentinites so far, but its behavior looks similar to those of Sb and As (Figure V-12). Enrichments in these elements would be favored by serpentinization processes at temperatures <300°C (Deschamps, 2010, 2011). As conclusion of these observations, As, Sb, and Cd concentrations could also be used, similarly to LREE, as serpentinization proxies. However, it is worthwhile to mention that the high As, Cd and Sb concentrations in IOH-bearing serpentinites, such as SMS 11-2-11, are more likely related to the occurrences of iron (hydro)oxides that are known to adsorb metals (e.g. Caillaud et al., 2009; Giménez et al., 2007).

V.6 Conclusions

Serpentinites from the SMS western corridor of the SWIR are good elements to study fluid-rock interactions at ultra-slow spreading ridges. Despite petrographical evidences of melt-rock interactions (altered plagioclase, olivine and/or pyroxene crystallization), the low magmatic regime of the SMS led to limited modifications of the bulk rock chemical composition (only one sample over 31). Al₂O₃ was the only major element not influenced by serpentinization and representing the protolith composition. Data are suggesting that the SWIR SMS mantle might be richer in Al₂O₃ than the MAR mantle source. CaO content is also inherited from the SMS protolith composition, except in presence of carbonates veins.

Serpentinites from the western corridor of the SWIR SMS are showing an increase of their LOI, their visual serpentinisation degree and their oxidation degree (Fe³⁺/Fe_{tot}) with distance from the ridge, allowing to establish serpentinization profiles for both major and trace elements.

Major elements (except Al₂O₃ and CaO) were modified by fluid-rock interactions, but are not following any systematic trend, thus their variations of composition are not related to the oxidation degree of the rock nor to the serpentinisation degree. MgO is lost first during

serpentinization and secondly during post-serpentinization alteration (absence of alteration clays), resulting in proportional apparent gains in Fe_2O_3 . Na_2O enrichments are most probably due to the incorporation of halite from seawater. SiO_2 behavior is for now difficult to assess, it might have been lost during seafloor alteration (absence of clays), but this loss is not clear compared to the rest of the SMS serpentinites.

The near absence of magmatic plagioclase-rich lithologies (basalt and gabbros) generates weakly evolved hydrothermal fluids with low temperature, no Eu anomaly and a strong Ce negative anomaly similar to seawater. Trace elements Li, B, La, Pr, As, Sb, Cd are showing enrichments and increasing concentrations with distance from the ridge. Li and B enrichments are related to the serpentinization degree, as they are progressively incorporated from seawater in serpentine at temperature $<300^\circ\text{C}$, regardless of the oxidation degree of the rock. Their concentrations might therefore be used as serpentinization proxies, but must be taken carefully as they can be leached by serpentine recrystallization and high temperature fluids. La and Pr, along with the three FME As, Sb and Cd are all enriched according to the oxidation degree of the rock. U is also enriched but is not showing enrichments with the oxidation or serpentinization degree, this could reflect a limited enrichment at the first stage of serpentinization, when pH is near neutral and H_2 concentrations are low and allow mobility of U(VI).

The presence of Fe-(hydro-)oxides (hematite and goethite) is of uttermost importance for interpretations in the SMS serpentinites, as they indicate post-serpentinization seafloor alteration. They occur in samples showing advanced state of serpentinization, be it through longer time of fluid-rock interactions far from the ridge axis (e.g. SMS 11-2-11) or through faster serpentinization rates due to the protolite mineralogy (dunite protolithes). Their presence without formation of clays results in artificially increased $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ content by lowering the MgO content. Leaching of SiO_2 is also strongly suggested by the absence of clays, but cannot be certified for now. The bulk rock trace element composition was also greatly modified by adding strong proportions of LREE (La and Pr) and FME (U, As, Sb and Cd).

**VI. INFLUENCE DE LA
SERPENTINISATION SUR LA
COMPOSITION ISOTOPIQUE DU FER
DE LA LITHOSPHERE AUX DORSALES
ULTRA-LENTES**

Avant le développement de la géochimie isotopique du fer, il était supposé que le manteau majoritairement Fe^{2+} et la croûte supérieure majoritairement Fe^{3+} avaient des compositions isotopiques en fer différentes, ce système isotopique étant particulièrement sensible aux conditions rédox.

Avec le développement des méthodes d'analyses par MC ICP-MS, il a rapidement été démontré que les météorites chondritiques ont une composition homogène en ^{56}Fe autour de 0‰ (chondrites $0,00 \pm 0,01$ ‰ (Craddock and Dauphas, 2011; Dauphas et al., 2009a; Zhu et al., 2001; Poitrasson et al., 2005; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006), similaires aux météorites martiennes $0,01 \pm 0,01$ ‰ et aux eucrites $0,02 \pm 0,01$ ‰ (Sossi et al., 2016; Poitrasson et al., 2004; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006; Wang et al., 2012; Weyer et al., 2005). La Terre silicatée en revanche (*Bulk Silicate Earth* ou BSE), représentée par la croûte océanique, la croûte continentale et le manteau, a une composition légèrement enrichie, autour de $+0.039 \pm 0.008$ (Beard and Johnson, 1999), les basaltes présentant les plus forts enrichissements. Cet enrichissement des compositions terrestre par rapport aux autres corps du système solaire est sujet à de nombreux débats. L'idée la plus étayée actuellement est l'enrichissement de la croûte terrestre par les processus de fusion partielle du manteau (e.g. Williams et al., 2005; Weyer and Ionov, 2007), cependant ce scénario n'explique pas totalement les variations observées dans les basaltes.

Aux cours des dernières années, les recherches sur l'isotopie du fer se sont particulièrement focalisées sur la détermination de la composition isotopique en fer du manteau terrestre (e.g. Craddock et al., 2013; Williams and Bizimis, 2014; Zhao et al., 2010). Ceci est d'importance majeure pour déterminer la composition réelle de la BSE, calculer les fractionnements du fer durant la fusion partielle, estimer l'état rédox du manteau et comprendre les processus de différenciation manteau-noyau aux premiers âges de la Terre. La composition isotopique du manteau reste cependant difficile à mesurer correctement, notamment à causes des analogues utilisés (xénolithes de laves, ophiolites, massifs péridotitiques alpins) qui ne sont pas totalement représentatifs du manteau frais en place (Poitrasson et al., 2013; Su et al., 2015).

Ce chapitre est divisé en deux parties. La première partie est un état de l'art de l'isotopie du fer. Elle est consacrée aux différents fractionnements du fer à l'équilibre et cinétiques qui peuvent influencer la composition isotopique en fer des péridotites, ainsi qu'aux compositions

isotopiques en fer des différentes lithologies formant la lithosphère océanique et des minéraux impliqués dans les processus de serpentinisation aux dorsales océaniques. La deuxième partie est consacrée aux résultats MC ICP-MS de l'isotopie du fer obtenus sur les serpentinites du smooth seafloor de la SWIR. Elle est présentée sous la forme d'un article scientifique en anglais (en attente de soumission).

VI. PARTIE 1 - ÉTAT DE L'ART DE L'ISOTOPIE DU FER

VI.1 Les fractionnements isotopiques du fer

VI.1.1 A l'équilibre

VI.1.1.1 Fractionnements isotopiques à haute température

Les fractionnements isotopiques du fer à haute température, entre un liquide magmatique et une phase silicatée lors des processus de fusion partielle ou cristallisation fractionnée ou lors de processus magmatiques secondaires de type métasomatitiques, vont affecter la composition isotopique en fer du protolithe et donc par conséquent avoir des répercussions sur la composition isotopique en fer des serpentinites.

Le premier processus de haute température pouvant affecter la composition des péridotites est la fusion partielle. Grâce aux compositions isotopiques en fer des basaltes terrestres ($\delta^{56}\text{Fe} \sim +0,1\%$, voir suite du chapitre pour le détail des compositions) (Dauphas et al., 2009a; Craddock and Dauphas, 2011; Foden et al., 2013; Nebel et al., 2015; Poitrasson et al., 2004; Teng et al., 2013; Weyer et al., 2005; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006; Weyer and Ionov, 2007), des xénolithes mantelliques contenus dans des laves et des péridotites des ophiolites ($\delta^{56}\text{Fe} \sim 0 \%$, voir suite du chapitre pour le détail des compositions) (Craddock and Dauphas, 2011; Huang et al., 2011; Poitrasson et al., 2004; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006; Su et al., 2015; Weyer et al., 2005; Williams et al., 2005), il est estimé que la fusion partielle produit un liquide enrichi en ^{56}Fe et un résidu appauvri en ^{56}Fe avec un $\Delta^{56}\text{Fe}_{\text{liquide-résidu}}$ de +0,1 à +0,3‰ (Craddock et al., 2013; Weyer and Ionov, 2007; Williams et al., 2004, 2005). Ce fractionnement isotopique proviendrait de l'incompatibilité relative du Fe^{2+} par rapport au Fe^{3+} , ce dernier se fractionnant préférentiellement dans les liquides de fusion (coefficient de partage liquide/solide ~ 5) (Dauphas al., 2009b). Ces résultats sont cependant sujets à débat. En effet, les xénolithes mantelliques utilisés lors de ces études ont potentiellement été métasomatés par les magmas qui les ont rapportés en surface et ne

représentent donc pas les péridotites résiduelles fraîches (Poitrasson et al., 2013; Roskosz et al., 2015). De la même façon, la circulation de magmas ascendants dans les péridotites mantelliques au niveau des dorsales peut entraîner soit une rééquilibration des compositions isotopiques (enrichissant les péridotites et appauvrissant proportionnellement les basaltes) (Weyer and Ionov, 2007), soit des fractionnements cinétiques conduisant à un appauvrissement des basaltes et des péridotites en isotopes lourds (Weyer and Ionov, 2007; Zhao et al., 2015). La seule étude portant sur des péridotites ophiolitiques indique que ces péridotites ont également vu passer des magmas d'arc très oxydés (Su et al., 2015). Par ailleurs, les taux de fusion partielle maximum au niveau des dorsales océaniques (10%) ne sont pas suffisants pour expliquer la grande variabilité des compositions isotopiques en fer des basaltes (Craddock et al., 2013; Williams et al., 2005).

Les compositions isotopiques en fer des minéraux des péridotites (olivine, spinelle, ortho- et clinopyroxènes) peuvent également donner des informations sur le comportement des isotopes du fer durant la fusion partielle. Les études réalisées jusqu'à présent montrent que pour un même couple minéral-olivine, il existe à la fois des enrichissements et des appauvrissements en isotopes lourds durant la fusion partielle, sans qu'aucune tendance ne puisse être déterminée ($\Delta_{\text{minéral-olivine}} = -0,32$ jusqu'à $+0,36\%$) (Beard and Johnson, 2004; Williams et al., 2005; Zhao et al., 2010, 2015; Zhu et al., 2002). Les travaux de Roskosz et al. (2015) montrent par ailleurs que l'intensité de ces fractionnements inter-minéraux dans les péridotites mantelliques est à la fois dépendante de la température de fusion et de l'état rédox des spinelles.

VI.1.1.2 Fractionnements isotopiques Fe(III)-Fe(II) (oxydation et réduction) et minéral-fluide (précipitation)

L'estimation du fractionnement isotopique à l'équilibre entre les deux états rédox du fer en solution, Fe^{2+} et Fe^{3+} , est difficile à quantifier de façon expérimentale. En effet, pour pouvoir mesurer la composition isotopique de chacune de ces deux espèces du fer, il est nécessaire d'en faire précipiter une, le plus souvent Fe^{3+} (e.g. Skulan et al., 2002; Welch et al., 2003). La précipitation à l'équilibre du Fe(III) en oxydes (magnétite, hématite, ferrihydrite...), si elle s'effectue rapidement (de l'ordre de quelques secondes), n'entraîne pas de fractionnement isotopique du fait de la conservation de la configuration électronique du fer entre les deux phases (Johnson and Beard, 2006; Skulan et al., 2002). Ceci explique pourquoi les fractionnements isotopiques à l'équilibre lors de l'oxydation sont la plupart du temps exprimés

sous la forme $\Delta^{56}\text{Fe}_{\text{Oxyde de fer-Fe(II)}}$ (et non $\Delta^{56}\text{Fe}_{\text{Fe(III)-Fe(II)}}$). En revanche, il est fréquent lors de ces expériences que les fractionnements isotopiques se produisant soient cinétiques (Grundl and Delwiche, 1993; Johnson et al., 2002; Skulan et al., 2002) et non à l'équilibre, ce qui constitue toute la difficulté de la démarche expérimentale. Les premiers travaux expérimentaux de Bullen et al. (2001), dans lesquels tout le Fe^{3+} a précipité avec succès sous forme de ferrihydrite sans fractionnement cinétique, montrent un enrichissement en ^{56}Fe des phases oxydées précipitées de +0,6 à +1,8‰. Beard et al. (2003) reportent également un fractionnement isotopique $\Delta^{56}\text{Fe}_{\text{Fe(III)aq-Fe(II)aq}}$ de +2,75‰ à 22°C. De façon générale, les études faites sur la précipitation des oxydes de fer concordent toutes vers un enrichissement en isotopes lourds (^{56}Fe) des oxydes de fer. Les fractionnements isotopiques à l'équilibre $\Delta^{56}\text{Fe}_{\text{Fe(III) précipité-Fe(II)aq}}$ sont mesurés à +1,05‰ pour la goethite (22°C) (Beard et al., 2010; Friedrich et al., 2014; Reddy et al., 2015), +0,1‰ pour l'hématite (98°C) (Skulan et al., 2002), +3,2‰ pour la ferrihydrite (20°C) (Wu et al., 2011) et à +0,48‰ pour la sidérite (20°C) (Wiesli et al., 2004). Les fractionnements isotopiques lors de l'oxydation du Fe(II) sont résumés dans la Figure VI-1-1.

Welch et al. (2003) proposent que le fractionnement isotopique à l'équilibre Fe(III)-Fe(II) est fonction de la température selon l'équation :

$$10^3 \ln \alpha_{\text{Fe(III)-Fe(II)}} = 0,334 \times \frac{10^6}{T^2} - 0,88 \quad (\text{T en } ^\circ\text{K})$$

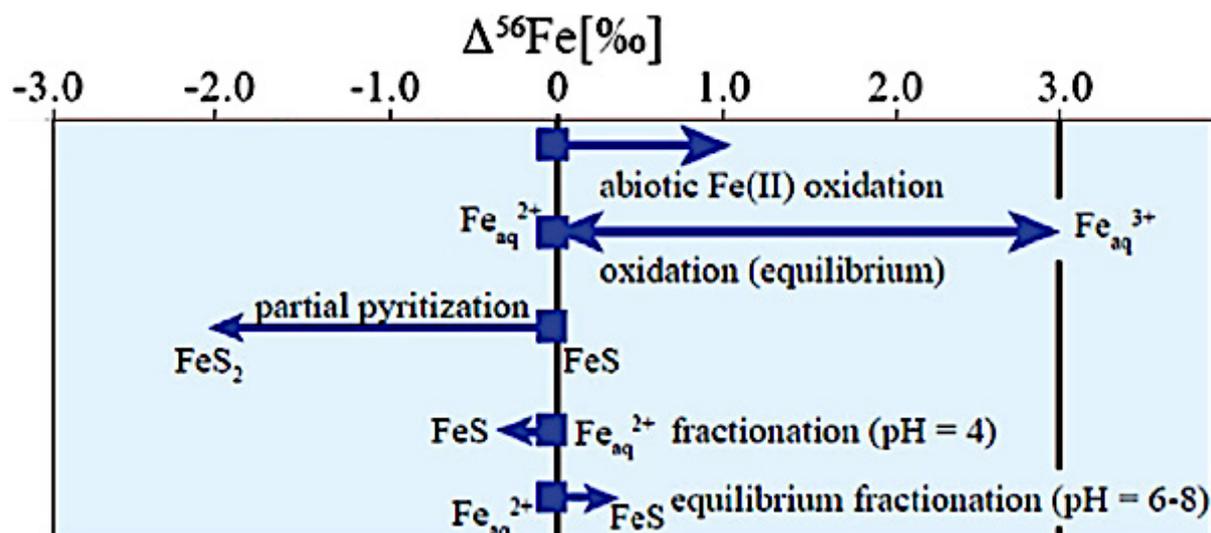


Figure VI-1-1: Fractionnements isotopiques abiotiques des isotopes du fer lors des processus d'oxydo-réduction (Yoshiya et al., 2015).

Du côté de la théorie, les études NRIXS et les calculs *ab initio* estiment un fractionnement isotopique à l'équilibre, $\Delta^{56}\text{Fe}_{\text{Fe(III)-Fe(II)}}$, entre +3,1 et +4,1‰ à 0°C, et entre +2,5 et +3,4‰ à 50°C (Anbar et al., 2005; Domagal-Goldman and Kubicki, 2008; Fujii et al., 2014; Hill and Schauble, 2008; Ottonello and Zuccolini, 2009; Rustad and Dixon, 2009), ce qui semble concorder avec les résultats des expériences de Welch et al. (2003) (Figure VI-1-2). Les facteurs β lors du passage de Fe(II) à Fe(III), recalculés par Dauphas et al. (2017) à partir des données de Anbar et al. (2005), Blanchard et al. (2009), Dauphas et al. (2014), Polyakov et al. (2007), Rustad and Dixon (2009) et Schauble (2004) (Tableau VI-1-1), indiquent également que les fractionnements à l'équilibre lors de l'oxydation du fer devraient sélectionner préférentiellement les isotopes lourds.

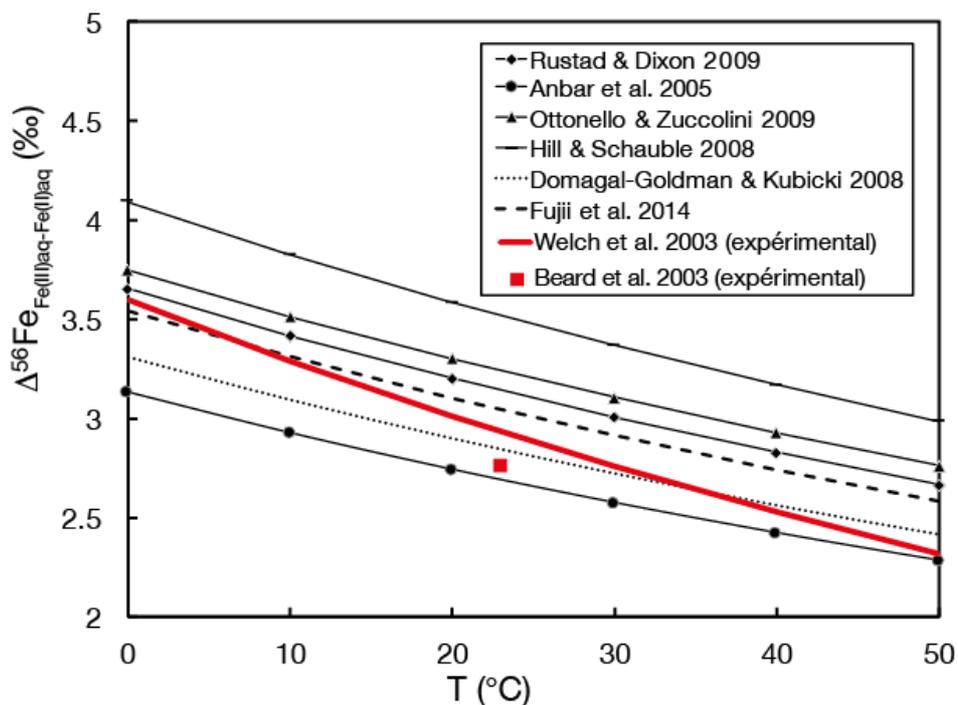


Figure VI-1-2 : Comparaison des fractionnements isotopiques à l'équilibre théoriques (données NRIXS et/ou calculs *ab initio*) et mesurés (point et courbe rouges) lors de l'oxydation du Fe(II)_{aq} en Fe(III)_{aq}. D'après Dauphas et al. (2017).

Tableau VI-1-1 : Valeurs des $1000\ln\beta$ du fer de la littérature, dans les phases concernées par la serpentinisation, recalculés par Dauphas et al. (2017).

	1000lnβ			Référence
	22 °C	100 °C	500 °C	
Olivine	6,10	3,90	0,93	Dauphas et al., 2014
Fe ²⁺	5,20	3,30	0,78	Rustad and Dixon, 2009
Fe ²⁺	6,30	4,00	0,95	Schauble et al, 2004
Fe ²⁺	6,90	4,40	1,04	Anbar et al, 2005
MOYENNE Fe²⁺	6,13	3,90	0,92	
Fe ³⁺	8,40	5,30	1,28	Rustad and Dixon, 2009
Fe ³⁺	11,80	7,60	1,83	Schauble et al, 2004
Fe ³⁺	9,60	6,10	1,47	Anbar et al, 2005
MOYENNE Fe³⁺	9,93	6,33	1,53	
Goethite	8,20	5,30	1,27	Blanchard et al, 2015
Goethite	7,40	4,70	1,13	Blanchard et al, 2015
MOYENNE Goethite	7,80	5,00	1,20	
Hématite	7,60	4,80	1,16	Dauphas et al, 2012
Hématite	7,20	4,60	1,10	Blanchard et al, 2015
Hématite	7,40	4,70	1,12	Rustad & Dixon, 2009
MOYENNE Hématite	7,40	4,70	1,13	
Magnétite	7,00	4,50	1,08	Polyakov et al., 2007
Magnétite	7,10	4,60	1,09	Dauphas et al., 2012
MOYENNE Magnétite	7,05	4,55	1,09	

Les processus de réduction abiotique du fer ne sont pas fréquents dans les environnements de surface à cause des conditions globalement oxydantes, ils ne peuvent se produire que dans des milieux particuliers tels que les bassins anoxiques ou euxiniques, ou dans les panaches hydrothermaux réduits via la précipitation des sulfures.

Les fractionnements à l'équilibre étant réversibles, la valeur du fractionnement lors du passage de Fe(III) au Fe(II) devrait théoriquement être de même ampleur que lors de l'oxydation mais avec des valeurs inverses ($\Delta_{\text{Fe(II)-Fe(III)}} = -0,1$ à $-4,1\text{‰}$). Cependant, les travaux expérimentaux ont montré jusqu'ici que la précipitation à l'équilibre de mackinawite à partir de Fe(II) aqueux conduisait à un enrichissement en ^{56}Fe de la phase réduite, avec un $\Delta_{\text{sulfure-Fe(II)}}$ de $+0,64$ à $+0,32\text{‰}$ (Guilbaud et al., 2010; Wu et al., 2012).

VI.1.2 Fractionnements cinétiques

Les fractionnements cinétiques des isotopes du fer peuvent se produire lors de processus de diffusion, de dissolution et de précipitation lente des oxydes et enfin lors de processus biologiques.

VI.1.2.1 Diffusion

La diffusion est le processus par lequel certains éléments chimiques/isotopes vont se déplacer dans un même minéral par rapport à un gradient de température, de pression ou de composition chimique. La migration d'un élément dépend de sa compatibilité avec le minéral, de sa masse et de son état d'oxydation.

En contexte de magmatisme de dorsale, la diffusion des éléments chimiques dans les phénocristaux d'olivine des basaltes est utilisée pour déterminer les vitesses de refroidissement des laves. En effet, le gradient de température généré lors du refroidissement de l'olivine (chaud au cœur du cristal et plus froid sur les bordures) crée des zonations dans les cristaux, le cœur ayant une composition chimique différente des bordures. Cette méthode implique de bien différencier les zonations issues de la diffusion et celles issues de la croissance progressive des minéraux lorsque le magma évolue, ce qui n'est pas évident si l'on considère uniquement la composition élémentaire.

Les isotopes légers ayant tendance à se déplacer plus vite, plusieurs études ont démontré que les isotopes stables du fer pouvaient être utilisés comme traceurs des processus de diffusion. Le cœur des olivines a ainsi tendance à être appauvri en ^{56}Fe par rapport aux bordures (Oeser et al., 2015; Sio and Dauphas, 2016; Sio et al., 2013; Teng et al., 2011). La différence de composition isotopique en fer cœur-bordure peut atteindre -1‰ (Figure VI-1-3A). En affinant les études, le $\delta^{56}\text{Fe}$ permettrait ainsi de corriger les compositions dues à la diffusion et de reconstituer l'évolution thermique et chimique des magmas (Figure VI-1-3B) (Sio and Dauphas, 2016).

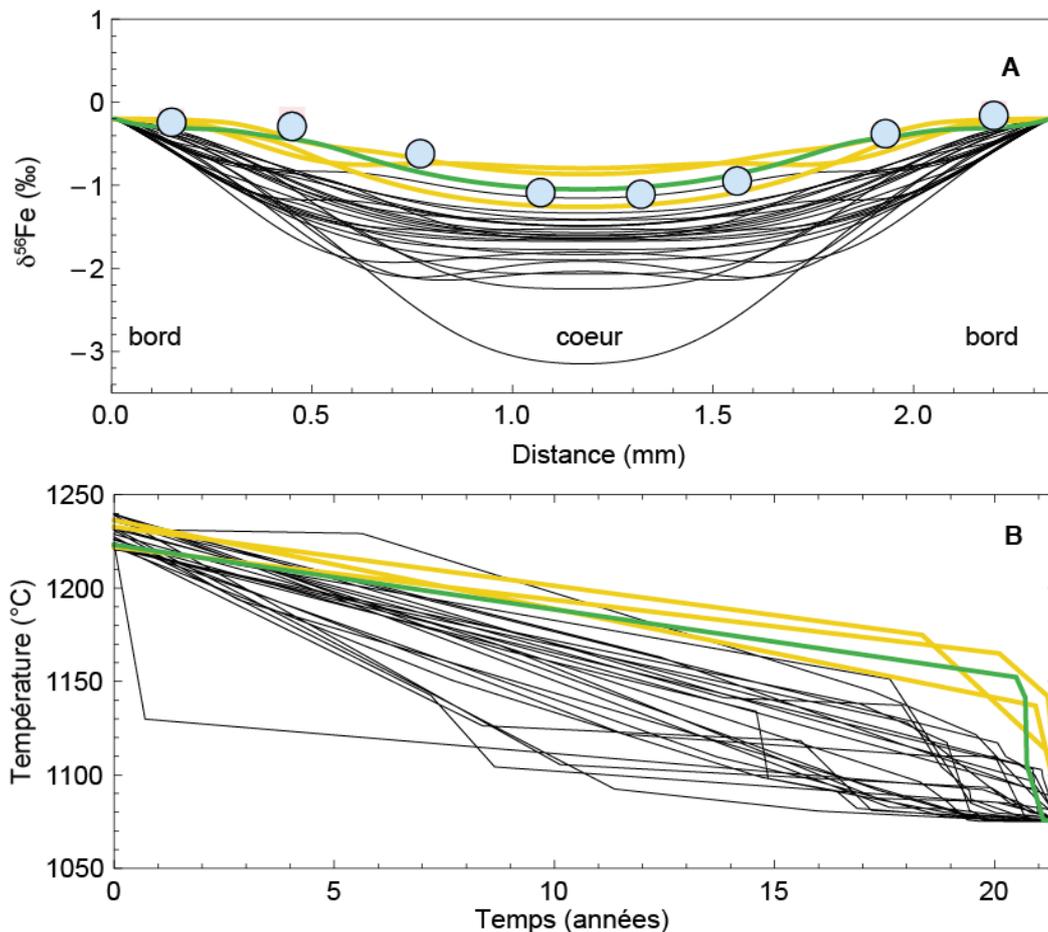


Figure VI-1-3 : Diffusion des isotopes du fer dans un cristal d'olivine, d'après Sio and Dauphas, 2016. A) Profil isotopique du grain d'olivine, mesuré (cercles) vs. modélisé (lignes noires). Le meilleur profil modélisé est représenté en vert, les profils modélisés acceptables sont en jaune. B) Chemins temps-Température de refroidissement possibles de l'échantillon.

VI.1.2.2 Fractionnements isotopiques fluide-minéraux (dissolution)

Les fractionnements des isotopes du fer lors de leur mise en solution n'ont pour le moment pas été étudiés expérimentalement dans le contexte de dissolution des minéraux des péridotites. En revanche, les mesures effectuées sur les fluides hydrothermaux montrent que ceux-ci sont riches en isotopes légers ($\delta^{56}\text{Fe} = -1,26$ à $-0,14\text{‰}$; [Bennett et al., 2009](#); [Rouxel et al., 2008](#); [Severmann et al., 2004](#); [Sharma et al., 2001](#)). Ceci implique soit une dissolution/mobilisation préférentielle des isotopes légers (^{54}Fe) des minéraux, soit une dissolution/mobilisation sans sélection préférentielle des isotopes mais impliquant un fractionnement des isotopes lourds du fluide par précipitation ultérieure de minéraux. Les expériences de dissolution effectuées sur des silicates, hornblende ([Brantley et al., 2004](#)), chlorite et biotite ([Kiczka et al., 2010](#)), produisent des fractionnements cinétiques négatifs, les solutions ayant toujours de valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ plus basses que le solide à parti duquel elles sont obtenues ($\Delta^{56}\text{Fe}_{\text{solution-solide}} = -0,07$ jusqu'à $-1,4\text{‰}$). De façon similaire, le $\delta^{56}\text{Fe}$ d'un lixiviat de pyrite est quasi systématiquement plus bas que celui de la pyrite dont il est issu ([Wolfe et al., 2016](#)). [Chapman et al. \(2009\)](#) observent également un enrichissement des fluides en isotopes légers lors de la dissolution acide de granite et de basalte ($\Delta^{56}\text{Fe}_{\text{solution-solide}} = -1,80\text{‰}$ maximum).

VI.1.2.3 Précipitation

Comme évoqué précédemment, des fractionnements cinétiques peuvent survenir durant la précipitation des oxydes de fer/sulfures, que celle-ci ait lieu lentement ou rapidement ([Skulan et al., 2002](#)). Ces fractionnements sont très difficiles à identifier dans des échantillons naturels, car les paramètres qui contrôlent la formation des oxydes de fer ne sont pas tous bien contraints et/ou connus. Pour y remédier, ils sont étudiés majoritairement de façon expérimentale, puis comparés aux valeurs des fractionnements à l'équilibre. La simulation des fractionnement cinétiques dus à la précipitation peut se faire par exemple en sursaturant les solutions en fer, ce qui déclenche une précipitation rapide des oxydes, ou bien en laissant durer les expériences sur le long terme, les fractionnements cinétiques ayant tendance à diminuer avec le temps ([Johnson et al., 2002](#); [Skulan et al., 2002](#); [Welch et al., 2003](#)).

Les études menées jusqu'ici montrent que les fractionnements cinétiques des isotopes du fer liés à la précipitation de $\text{Fe}(\text{OH})_3$ et d'hématite sont respectivement de l'ordre de $-1,3\text{‰}$

(Johnson et al., 2002) à $-1,5\text{‰}$ (Skulan et al., 2002), les précipités s'enrichissent en isotopes légers par rapport au fluide.

Du côté des sulfures, la précipitation entraîne des fractionnements cinétiques sulfure-Fe(II) présentant des valeurs de $-0,60\text{‰}$ pour la pyrite (Bennett et al., 2009), $-0,85\text{‰}$ (pyrite et mackinawite de 2 à 40°C) (Butler et al., 2005), et de $-1,17$ (25°C) à $-0,98$ (2°C) pour la mackinawite (Guilbaud et al., 2010).

Les effets cinétiques tendent à diminuer lorsque le pH augmente, cependant les échanges isotopiques sont limités pour des pH supérieurs à 7,5. Il est donc difficile d'extrapoler les fractionnements isotopiques à l'équilibre en conditions expérimentales basiques (Reddy et al., 2015).

VI.1.2.4 Fractionnements isotopiques biologiques

L'absence de lumière est un frein au développement de la vie photosynthétique sur les grands fonds océaniques. Cependant, de vastes communautés biologiques ont été découvertes en même temps que les fumeurs hydrothermaux (Desbruyeres and Laubier, 1983; Jannasch and Mottl, 1985; Lilley et al., 1983; Straube et al., 1990). Ces écosystèmes hydrothermaux s'organisent autour des microorganismes chimiotrophes, c'est-à-dire qui utilisent les éléments chimiques (par exemple H_2 , CH_4 , H_2S) comme donneurs ou accepteurs d'électrons pour produire l'énergie nécessaire aux réactions chimiques (Jannasch and Mottl, 1985; Martin et al., 2008). Durant ces processus, le fer peut être à la fois oxydé ou réduit suivant les bactéries impliquées. Les fractionnements bactériens du fer sont résumés dans la Figure VI-1-4.

Les bactéries oxydant le fer utilisent soit directement le Fe^{2+} dissous dans l'eau de mer, soit le Fe(II) des sulfures. Leur activité mène à la formation de Fe(III) aqueux et de précipités ferriques variés tels que la magnétite, la goethite, l'hématite, la ferrihydrite, la lépidocrocite, des oxydes de fer hydratés peu cristallisés (HFO) (Banfield et al., 2000; Chaudhuri et al., 2001; Croal et al., 2004; Johnson et al., 2004; Kappler and Newman, 2004; Kennedy et al., 2003). A pH neutre en milieu aérobie, les bactéries qui utilisent l' O_2 comme donneur d'électrons pour oxyder le fer (e.g. Edwards et al., 2003; Emerson and Moyer, 1997) sont en concurrence directe avec l'oxydation abiotique du Fe^{2+} . Elles sont par conséquent surtout efficaces en conditions acides dans lesquelles le Fe^{2+} est plus stable. En conditions anaérobies ou anoxiques, les bactéries utilisent la réduction des nitrates pour oxyder le fer (e.g. Benz et al., 1998; Straub and Buchholz-Cleven, 1998). Les fractionnements isotopiques durant

l'oxydation biologique du fer sont du même ordre de grandeur que les fractionnements isotopiques obtenus par oxydation abiotique. Balci et al. (2006) et Croal et al. (2004) ont observé respectivement des fractionnements HFO-Fe(II) à +1,5‰ et Fe(III)-Fe(II) à +2,9‰, tandis que Kappler et al. (2010) ont obtenu un $\Delta^{56}\text{Fe}_{\text{Fe}_3(\text{OH})-\text{Fe(III)}}$ de +3‰ à l'aide de bactéries réductrices de nitrates. Les auteurs indiquent que les plus faibles valeurs de fractionnements isotopiques obtenues sont dues à des effets cinétiques. Les bactéries magnétotactiques peuvent former de la magnétite directement dans leur milieu intracellulaire (Blakemore, 1975). Cette magnétite est alors enrichie en isotopes légers ($\delta^{56}\text{Fe}$ autour de -1,13‰) et est reportée comme le premier cas naturellement observé de fractionnement non-dépendant de la masse pour les isotopes du fer (Amor, 2015; Amor et al., 2016).

La réduction bactérienne du Fe(III), aussi appelée réduction dissimilatrice du fer (*dissimilatory iron reduction*, DIR), a lieu soit au niveau du Fe^{3+} dissous dans l'eau de mer, soit au niveau du Fe(III) contenu dans les différents oxydes et hydroxydes de fer. Les études menées jusqu'à présent montrent que le Fe(II) issu de la DIR est plus riche en isotopes légers, et que les fractionnements Fe(II)-Fe(III) sont de l'ordre de -1,3 à -2,95‰ (Beard et al., 1999, 2003; Crosby et al., 2005, 2007; Icopini et al., 2004; Johnson et al., 2005; Percak-Dennett et al., 2011; Tangalos et al., 2010; Wu et al., 2009) (Figure VI-1-4).

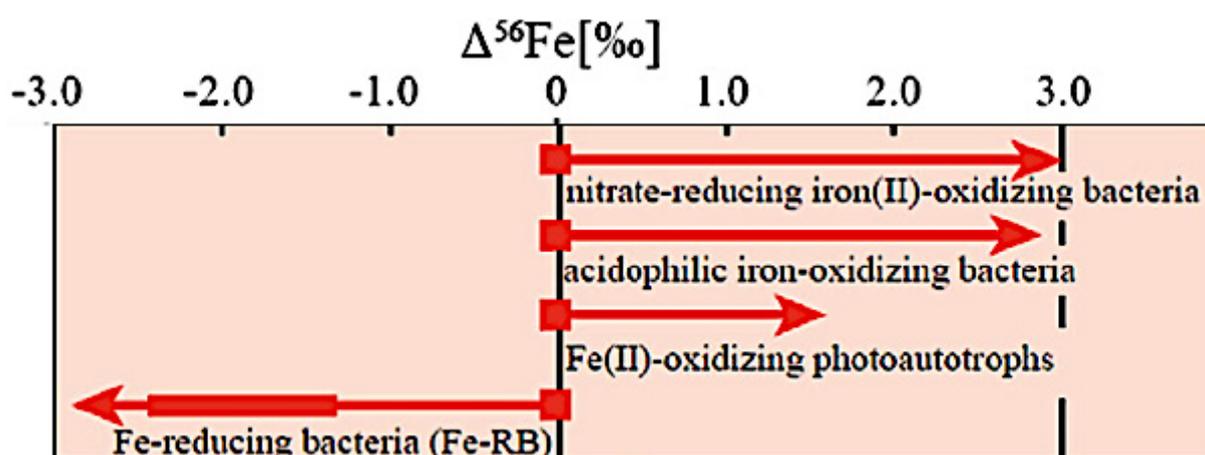


Figure VI-1-4: Fractionnements cinétiques des isotopes du fer lors de l'oxydo-réduction par les microorganismes (Yoshiya et al., 2015).

VI.2 Les variations isotopiques du Fe des roches mafiques et ultra mafiques

La composition isotopique du manteau terrestre ne pouvant pas être mesurée directement, différentes roches ont été utilisées comme traceurs afin d'établir une valeur moyenne. Il s'agit des basaltes et des péridotites, c'est-à-dire les liquides et les résidus issus de la fusion partielle mantellique actuelle ; des komatiites issus du magmatisme Archéen ; et des serpentinites.

VI.2.1 Basaltes

Les basaltes ont été les premières roches terrestres pour lesquelles la composition isotopique en fer a été mesurée, ceci est lié d'une part aux nombreux échantillons déjà disponibles (Beard and Johnson, 1999) et d'autre part car, constituant principal de la croûte océanique, les basaltes représentent un large volume de roches de la Terre.

Les basaltes en contexte océanique se répartissent entre les MORB (*Mid-Oceanic Ridge Basalt* = basaltes de dorsale), les IAB (*Island Arc Basalt* = basalte de subduction) et les OIB (*Oceanic Island Basalt* = basalte de point chaud) correspondant à trois contextes géodynamiques différents et donc à trois sources magmatiques différentes. Ils contiennent en moyenne autour de 10 wt% de Fe_2O_3 Total (avec une gamme variant de 6 à 14wt%) et ont des valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ autour de $+0,10 \pm 0,09\text{‰}$ (valeur moyenne, n=146) plus élevées que celles des chondrites (Figure VI-1-5) (Craddock and Dauphas, 2011; Dauphas et al., 2009a; Foden et al., 2013; Nebel et al., 2015; Poitrasson et al., 2004; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006; Teng et al., 2013; Weyer and Ionov, 2007; Weyer et al., 2005).

Les MORB ont des compositions isotopiques en fer assez homogènes, avec des valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ de $+0,11 \pm 0,05\text{‰}$ (valeur moyenne, n=48) (Poitrasson et al., 2004; Teng et al., 2013; Weyer and Ionov, 2007). Les IAB ont des valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ proches à celles des MORB avec un $\delta^{56}\text{Fe}$ de $+0,06 \pm 0,08\text{‰}$ (valeur moyenne, n=30) (Dauphas et al., 2009; Foden et al., 2013; Nebel et al., 2015). Néanmoins, ces valeurs légèrement plus basses que les MORB peuvent s'expliquer soit par la présence de sources très réfractaires dans le coin de manteau soit par la circulation de fluides riches en Fe^{2+} lors de la subduction de la plaque plongeante (Foden et al., 2013; Nebel et al., 2015). Les OIB possèdent par contre des valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ plus élevées que les MORB et les IAB ($\delta^{56}\text{Fe}$ moyen de $+0,12 \pm 0,09\text{‰}$, n=68) (Craddock and Dauphas, 2011; Poitrasson et al., 2004; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006; Teng et al., 2013;

Weyer and Ionov, 2007). Cette plus grande variabilité de composition isotopique des OIB pourrait être due au fractionnement isotopique durant la cristallisation fractionnée, à des taux de fusion partielle plus élevés et/ou à des sources plus hétérogènes que celle des MORB et des IAB (Teng et al., 2013).

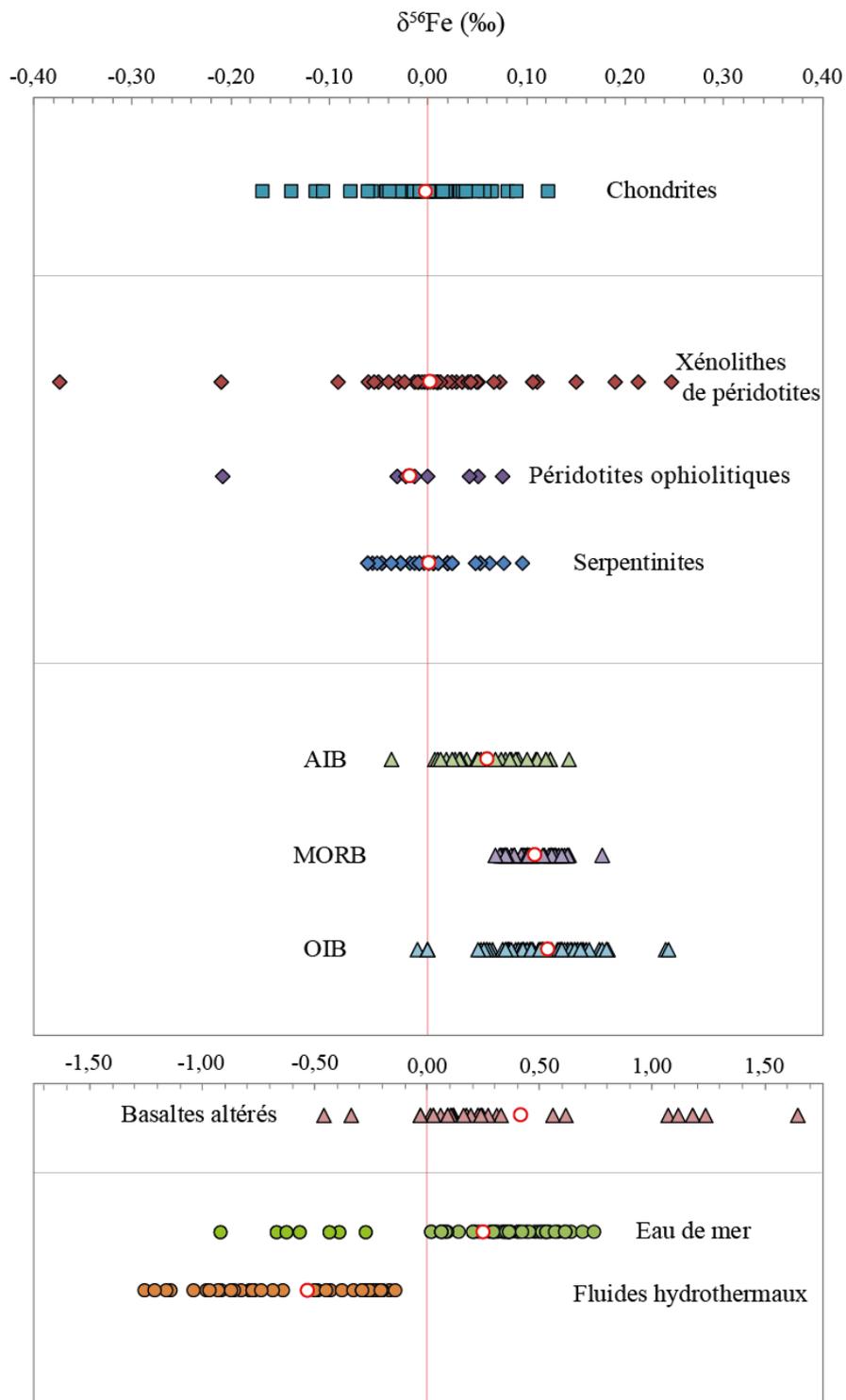


Figure VI-1-5 : Valeurs des $\delta^{56}\text{Fe}$ mesurées dans différentes roches et dans les fluides hydrothermaux. Les cercles rouges représentent les valeurs moyennes. Voir texte pour les références de chaque gamme.

Ces compositions isotopiques des basaltes s.l. ont été ensuite utilisées pour déterminer la composition isotopique enrichie en ^{56}Fe du BSE (Poitrasson et al., 2004). Cependant cette idée a été rapidement contestée car lors de la fusion partielle, au maximum 10% du Fe^{2+} du manteau part dans le liquide magmatique (Craddock et al., 2013). Avec un tel déséquilibre entre le résidu et le liquide, il apparaît peu probable que la source mantellique ne soit pas fractionnée par rapport aux basaltes. Par ailleurs, les komatiites, issues de plus hauts taux de fusion partielle que les basaltes (jusqu'à 50%), montrent des $\delta^{56}\text{Fe}$ inférieurs à ceux des basaltes. Les plus hautes températures de fusion ayant tendance à minimiser les fractionnements, la composition isotopique de ces roches devrait être plus représentative du manteau que celle des MORB. Or, les mesures effectuées révèlent des $\delta^{56}\text{Fe}$ compris entre $-0,22$ et $+0,17\%$ (moy $0,05\%$) (Dauphas et al., 2010; Hibbert et al., 2012; Nebel et al., 2014). Bien que ces valeurs soient contestables du fait des potentielles minéralisations secondaires dans les komatiites, leurs valeurs indiquent un manteau isotopiquement différent des basaltes.

VI.2.2 Les péridotites mantelliques

Les péridotites mantelliques contiennent entre 6 et 10% en masse de fer (Fe_2O_3) (Bodinier and Godard, 2003; Niu, 2004; Paulick et al., 2006; Kodolányi et al., 2012). Dans ces roches, le fer est principalement présent sous forme Fe^{2+} dans l'olivine et les pyroxènes, seul le spinelle contient du Fe^{3+} (O'Neill and Wall, 1987; Ulmer et al., 1987). De ce fait, les péridotites ont un rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$ faible ($<0,2$; Evans, 2008). Les péridotites mantelliques ne sont présentes à l'affleurement que dans des contextes particuliers qui leur ont permis de remonter à la surface. On les trouve ainsi comme xénolithes remontées par des laves en domaine océanique et continental, dans les ophiolites (ex : Oman, Chenaillet), formant des massifs dans les chaînes de montagne (ex : Lherz, Balmuccia), ou liées à des failles de détachement pour les péridotites abyssales.

La majorité des compositions isotopiques obtenues jusqu'à présent ont été réalisées sur des xénolithes et donne une valeur moyenne de $+0,01 \pm 0,16\%$ ($n=82$) (Craddock and Dauphas, 2011; Huang et al., 2011; Poitrasson et al., 2004; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006; Weyer et al., 2005; Williams et al., 2005) (Figure VI-1-5). Peu d'études se sont intéressées à la composition isotopique en fer des péridotites des ophiolites, malgré leur facilité d'accès. Seuls les travaux de Su et al. (2015) sur les ophiolites de Purang, au sud-ouest du Tibet, reportent une valeur de $\delta^{56}\text{Fe}$ moyenne de $-0,02 \pm 0,18\%$ ($n=17$). Ces

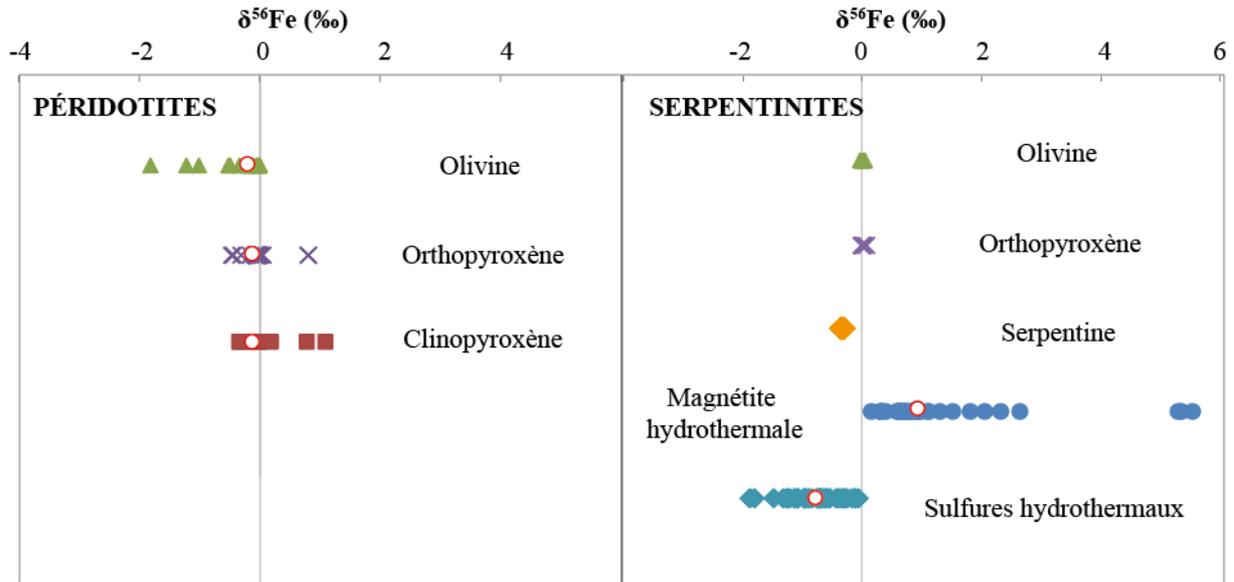


Figure VI-1-6 : Composition isotopiques en ⁵⁶Fe des minéraux des péridotites et des serpentines. Voir texte pour les références. Les valeurs extrêmes des magnétites n'ont pas été prise en compte dans la mesure des valeurs moyennes (cercles rouges).

études montrent donc que les péridotites sont globalement très proches de la valeur chondritique. Afin de mieux comprendre les processus de fractionnement entre les minéraux, des analyses de $\delta^{56}\text{Fe}$ ont été réalisées sur des minéraux primaires (olivines, ortho- et clinopyroxènes) de péridotites des ophiolites et de xénolithes mantelliques (Figure VI-1-6). L'olivine a en moyenne une valeur moyenne de $\delta^{56}\text{Fe}$ autour de $-0,18 \pm 0,36\text{‰}$ ($n=15$) (Beard and Johnson, 2004; Huang et al., 2011; Williams et al., 2005; Zhao et al., 2010, 2012), tandis que les orthopyroxènes et clinopyroxènes ont respectivement une valeur moyenne de $\delta^{56}\text{Fe}$ de $-0,10 \pm 0,30\text{‰}$ ($n=21$) et de $-0,11 \pm 0,27\text{‰}$ ($n=19$) (Beard and Johnson, 2004; Chen et al., 2015; Huang et al., 2011; Williams et al., 2005; Zhao et al., 2010, 2012). Des valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ très négatives, jusqu'à $-1,8\text{‰}$ pour l'olivine et jusqu'à $+1,1\text{‰}$ pour les pyroxènes, ont également été reportées par Zhao et al. (2010) dans des xénolithes de lherzolites en contexte continental.

Les analyses combinées des compositions isotopiques des péridotites et des basaltes ont pu montrer que la fusion partielle produit un magma riche en isotopes lourds (⁵⁶Fe) et un résidu riche en isotope léger (⁵⁴Fe ; Weyer and Ionov, 2007; Williams and Bizimis, 2014), confirmant donc que la composition isotopique des basaltes ne représentent pas celle de la BSE. Cependant, dans leur étude, Williams and Bizimis (2014) indiquent que le taux de fusion des péridotites analysées est trop faible ($< 10\%$) pour expliquer les grands fractionnements

isotopiques observés entre les résidus de fusion et les magmas (jusqu'à 0,3‰). Par ailleurs, les observations de [Weyer and Ionov \(2007\)](#) impliquent que les percolations secondaires de magma dans les péridotites peuvent entraîner des rééquilibrations isotopiques enrichissant ainsi les péridotites en ^{56}Fe et appauvrissant en conséquence les basaltes en ^{56}Fe , avec comme conséquence un masquage des signatures isotopiques produites par la fusion partielle. [Poitrasson et al. \(2013\)](#) ont également proposé que les xénolithes mantelliques proviennent de sources plus profondes et subissent des processus complexes d'extraction de magma et de métasomatisme, ne pouvant donc pas être considérés comme du manteau frais. Ce métasomatisme affectant les péridotites a également été mis en évidence pour les péridotites des ophiolites de Purang ([Su et al., 2015](#)).

VI.3 Compositions isotopiques du fer lors de l'altération de la lithosphère océanique

VI.3.1 Métabasaltes

Les basaltes altérés de la lithosphère océanique ont des compositions isotopiques en fer variables, de $-0,6‰$ à $+3,1‰$, ([Rouxel et al., 2003](#); [Sharma et al., 2001](#); [Williams et al., 2009](#)), et différentes de celles de leur protolithe (cf. paragraphe ci-dessus). Ceci indique que l'altération a une influence significative sur la composition isotopique de la croûte océanique, entraînant un enrichissement ou un appauvrissement en ^{56}Fe . Les minéraux d'altération porteurs du fer sont les oxydes et hydroxydes de fer (magnétite, hématite, goethite) et les phyllosilicates type céladonite ou smectites (montmorillonite, nontronite) ([Alt et al., 1992](#); [Baker and Haggerty, 1967](#); [Donnelly et al., 1979](#)). Les métabasaltes peuvent également contenir des minéralisations de sulfures de fer (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite) (e.g. [Alt, 1994](#); [Alt et al., 1989](#); [Rouxel et al., 2003](#)) issus de la précipitation des fluides hydrothermaux de haute température (type fumeur noirs).

VI.3.2 Les serpentinites

Les serpentinites formées par altération des péridotites mantelliques sont caractérisées par un degré d'oxydation, exprimé par le rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$, variable, supérieur aux péridotites initiales, et positivement corrélé au degré d'hydratation ([Evans, 2008](#)). Ce rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$

n'est cependant jamais égal à 1 car les deux phases minérales principales, serpentine et magnétite, contiennent toujours une certaine proportion de Fe^{2+} (Andreani et al., 2013). Néanmoins, si l'altération se poursuit en conditions oxydantes avec la formation d'hématite ou de goethite au détriment de la magnétite, ce rapport peut atteindre des valeurs proches de 1 (Caillaud et al., 2006; Dessimoulie et al., 2019, in prep.; Karpoff et al., 2017; Venturelli et al., 1997).

De rares études se sont intéressées aux valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ des serpentinites (Craddock et al., 2013; Debret et al., 2016, 2018; Delacour et al., 2011 (AGU abstract), in prep. ; Dessimoulie et al., in prep. – cf. la suite de ce chapitre). Les serpentinites abyssales étudiées par Craddock et al. (2013) proviennent de la dorsale sud-ouest indienne et ont été analysées comme équivalent de péridotites fraîches, du fait de leur faible degré d'altération. Leur composition isotopique en fer se situe autour de $+0,02 \pm 0,08\%$. Delacour et al. (2011, in prep.) se sont intéressés à des serpentinites provenant de différents sites le long de la dorsale médio-atlantique, associées ou non à des systèmes hydrothermaux, et reportent des valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ comprises entre $-0,17$ et $+0,14\%$, plus négatives que la gamme donnée par Craddock et al. (2013). L'étude de Debret et al. (2016) reporte des valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ pour des serpentinites provenant des ophiolites alpines. Ces valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ sont comprises entre $0,05 \pm 0,07\%$, pour les serpentinites à lizardite de la plaque plongeante, pleinement hydratées, à $+0,08 \pm 0,11\%$ pour les serpentinites à antigorite, partiellement déshydratées lors de la subduction. Les serpentinites, selon les contextes, montrent donc des compositions isotopiques proches de celles des péridotites, avec une valeur moyenne de $0,00 \pm 0,07\%$ (Figure VI-1-5).

Les minéraux des serpentinites n'ont pour l'instant été étudiés que dans les travaux de Scott et al. (2017). Les analyses effectuées sur un échantillon de dunite serpentinisée montrent que les reliques d'olivine et d'orthopyroxène ont des compositions moyennes similaires aux compositions moyennes des minéraux des péridotites, respectivement $0,01 \pm 0,10\%$ et $0,02 \pm 0,03\%$ (Figure VI-1-6).

Du côté des minéraux secondaires, la serpentine présente un $\delta^{56}\text{Fe}$ plus appauvri que les phases primaires, en moyenne autour de $-0,32 \pm 0,04\%$ (Figure VI-1-6) (Scott et al., 2017). Les mesures effectuées sur des magnétites dans différents contextes hydrothermaux (BIF, cherts, dépôts minéralisés) ont montré que la valeur de $\delta^{56}\text{Fe}$ de la magnétite varie entre $+0,35$ et $+2,66\%$ (Figure VI-1-6) (moyenne $+0,97 \pm 1,13\%$) (Dauphas et al., 2007; Horn et al., 2006; Kita et al., 2011; Marin-Carbonne et al., 2011). Les valeurs les plus élevées sont reportées dans une magnétite précambrienne de la formation ferrifère du Gunflint (Canada) par Marin-

Carbonne et al. (2011) (jusqu'à +5,57‰), qui résulterait d'une formation complexe en plusieurs étapes et/ou de processus d'altération. Les sulfures de fer formés par précipitation des fluides hydrothermaux (pyrite, chalcopyrite, marcassite) ont à l'inverse des compositions appauvries en ^{56}Fe , leurs valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ variant de -2,11 à -0,06‰ (Figure VI-1-6) (Bennett et al., 2009; Marin-Carbonne et al., 2014; Rouxel et al., 2004, 2008; Sharma et al., 2001; Toner et al., 2016).

VI.3.3 Eau de mer et fluides hydrothermaux

La solubilité du fer, que ce soit dans l'eau de mer ou dans les fluides hydrothermaux, dépend de son état rédox et du pH des fluides. Le Fe^{2+} est soluble sur une grande gamme de pH (Byrne and Kester, 1976; Kuma et al., 1996; Liu and Millero, 1999), tandis que le Fe^{3+} est insoluble à pH neutre (Byrne et al., 2000; Millero, 2001; Stefansson, 2007). Dans les conditions oxydantes actuelles de l'océan, le Fe^{2+} est très rapidement transformé en Fe^{3+} , qui précipite sous forme d'oxydes (magnétite, hématite, goethite). L'eau de mer contient par conséquent peu de fer dissout, sa concentration étant inférieure à 10ppb en moyenne (Charlou et al., 2002; Douville et al., 2002; Quinby-Hunt and Turekian, 1983; Turekian, 1968). La composition isotopique en fer de l'océan a été mesurée entre -0,97 (marge péruvienne, océan Pacifique) et +0,74‰ (Bermudes, océan Atlantique) (moyenne +0,24±0,74‰; Chever et al., 2015; John and Adkins, 2012; Lacan et al., 2008; Radic et al., 2011) (Figure VI-1-5). Cette composition est variable en fonction de la profondeur (Chever et al., 2015). Le Fe^{3+} ne devient soluble que dans les fluides à faible pH et haute température (>300°C), qui fournissent des ligands tels que le soufre ou le chlore (Charlou et al., 2002; Douville et al., 2002; Diakonov et al., 1999; Yücel et al., 2011), sa concentration peut alors atteindre jusqu'à 25 mM (~1400 ppm) (Charlou et al., 2002; Douville et al., 2002; German et al., 2010; Schmidt et al., 2007; Sharma et al., 2001; Rouxel et al., 2008, 2016). La composition isotopique de ces fluides est très variable avec des valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ globalement négatives et compris entre -1,26 et -0,14‰ (Bennett et al., 2009; Severmann et al., 2004; Sharma et al., 2001; Rouxel et al., 2008, 2016) (Figure VI-1-5).

Malgré de nombreuses études au cours des 15 dernières années, la composition isotopique en fer du manteau terrestre, et par extension de la Terre silicatée, reste encore imprécise et débattue. L'utilisation des péridotites abyssales aux dorsales ultralentes comme analogues

permettrait d'obtenir une estimation correcte de la composition isotopique en fer du manteau océanique. Cependant ceci requiert une meilleure connaissance des effets de la serpentinisation, en particulier lors de l'oxydation du fer, sur la composition isotopique en fer. Ceci est le sujet de la suite de ce chapitre.

**VI. PARTIE 2 - INFLUENCE OF
SERPENTINIZATION ON IRON ISOTOPE
COMPOSITION OF THE OCEANIC
LITHOSPHERE AT ULTRA-SLOW
SPREADING RIDGE**

L. DESSIMOULIE* ; A. DELACOUR* ; J. MARIN-CARBONNE°; A.-
M. GANNOUN^ ; J. CHEVET* ; D. GUILLAUME* ; J.-Y. COTTIN*

**Université de Lyon, UJM-Saint-Etienne, UCA, CNRS, IRD, LMV UMR 6524, 42023, Saint-
Étienne, France*

°Institute of Earth Sciences (ISTE), UNIL, Lausanna, Switzerland

*^Université Clermont Auvergne, CNRS, IRD, OPGC, Laboratoire Magmas et Volcans, F-
63000, Clermont-Ferrand, France*

Abstract: Determining iron isotope composition of the Earth mantle is of primary importance to establish the $\delta^{56}\text{Fe}$ value of the bulk silicate Earth and to understand the causes of isotopic enrichment of the Earth crustal rocks compared to the chondritic values. Abyssal peridotites represent ideal samples to evaluate this isotopic composition, as they directly sample the oceanic mantle along slow and ultra-slow spreading ridges. However, fresh peridotites are a grail as they are commonly altered, at various degrees, to serpentinites. Serpentinization is a processes that oxidizes the Fe(II) content of primary mineral in peridotite (olivine, pyroxenes, Cr-spinel) to produce Fe(III)-bearing secondary minerals, serpentine and magnetite. As equilibrium oxidation is known to preferentially select iron heavy isotopes, we are trying to understand how serpentinization can affect the mantle $\delta^{56}\text{Fe}$, by using a selection of serpentinites samples from the smooth seafloor area (SMS) of the ultra-slow spreading south west Indian ridge (SWIR).

The 32 SWIR SMS serpentinites are displaying enriched $\delta^{56}\text{Fe}$ values, ranging from +0.03 to +0.21 ‰ (mean $+0.10 \pm 0.09$ ‰). Their composition is closer to the global MORB values than the chondrites values, contrary to what was observed so far in peridotites xenoliths and ophiolites. The SMS serpentinites iron isotopes composition is not correlating with any of the serpentinization proxies ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$, LOI, secondary minerals proportions), nor the partial melting indicators (spinel #Cr, TiO_2 content), meaning that the SWIR serpentinites $\delta^{56}\text{Fe}$ is representative of the SMS mantle source composition. This absence of fractionation during serpentinization is due to closed system oxidation of the iron content, as the fluids involved were not acid nor hot enough to ensure iron mobility. The enriched composition of the SMS mantle cannot be due to interactions of the peridotites with ascending MORB melts, we rather believed in that it is due to the very heterogeneous nature of the mantle source, containing ^{56}Fe -rich component like pyroxenites.

Keywords: serpentinization, iron isotopes, smooth seafloor, SWIR.

This manuscript will be soon submitted to Geochimica and Cosmochimica Acta

VI.1 Introduction

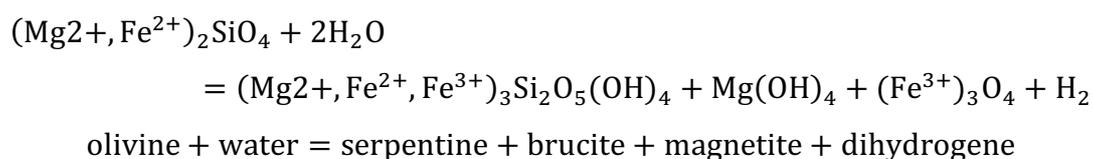
Iron isotope composition of the mantle ($\delta^{56}\text{Fe}$) is of primordial importance to understand the Earth formation and determining the composition of the Bulk Silicate Earth (BSE, mantle + crust). It is however difficult to access because of the impossibility to sample fresh *in situ* mantle rocks, and because mantle analogs used so far (lavas xenoliths, ophiolites, orogenic peridotites) can encounter several chemical modifications on their journey to the surface, in particular by interaction with magmas and by fluid alteration.

The $\delta^{56}\text{Fe}$ values from lava xenoliths (Craddock and Dauphas, 2011; Huang et al., 2011; Poitrasson et al., 2004; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006; Weyer and Ionov, 2007; Weyer et al., 2005; Williams et al., 2005;) and continental ophiolites (Su et al., 2015) are measured at $+0.00 \pm 0.20\%$, while chondrites (Craddock and Dauphas, 2011; Dauphas et al., 2009a; Poitrasson et al., 2005; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006; Zhu et al., 2001) and extra-terrestrial materials from Mars and Vesta (Poitrasson et al., 2004; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006; Weyer et al., 2005) have $\delta^{56}\text{Fe}$ values around $0.00 \pm 0.1\%$. It is thus widely admitted that the Earth fertile upper mantle has a global chondritic value. On the other hand, basalts from mid-oceanic ridge (MORB), arc island (AIB) and oceanic island (OIB) show enriched $\delta^{56}\text{Fe}$ compared to chondrites ($+0.10 \pm 0.09\%$) (Craddock and Dauphas, 2011; Dauphas et al., 2009a; Foden et al., 2013; Nebel et al., 2015; Poitrasson et al., 2004; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006; Teng et al., 2013; Weyer and Ionov, 2007; Weyer et al., 2005), an enrichment that is not observed in extra-terrestrial basalts (eucrites $0.02 \pm 0.01\%$ Poitrasson et al., 2004; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006; Sossi et al., 2016; Wang et al., 2012; Weyer et al., 2005).

This heavy iron isotope enrichment in terrestrial basalts is an intense subject of debate (for exhaustive review see Dauphas et al., 2017), several hypotheses are studied, such as segregation of iron during the Earth core formation (Shahar et al., 2015) or early evaporation processes (Poitrasson et al., 2004). As basalts result from partial melting of peridotites, the most accepted explanation is fractionation during mantle partial melting, producing ^{56}Fe -enriched melts and depleted residues (Craddock et al., 2013; Dauphas et al., 2009a; Weyer and Ionov, 2007; Williams and Bizimis, 2014; Williams et al., 2005, 2009), with fractionation in the peridotites so small ($>0.01\%$) (Craddock et al., 2013) that it cannot be measured with current analytical precision ($\pm 0.03\%$; Dauphas et al., 2009b).

However, this hypothesis encounters several problems. Firstly, partial melting models predict that even at high partial melting rate (<30%), the iron isotopes fractionation would be quite low, which cannot totally explain the large variability between basalts and peridotites compositions (up to +0.3‰) (Craddock et al., 2013; Williams and Bizimis, 2014). Moreover, the large variability in $\delta^{56}\text{Fe}$ values of the mantle xenoliths, as well as inconsistent inter-minerals fractionations with closure temperature, may indicate that these rocks underwent metasomatism by aqueous fluids or magmatic melts before reaching the surface (Beard and Johnson, 2004; Roskosz et al., 2015; Zhao et al., 2010), thus they are not representative of the fresh mantle anymore (Poitrasson et al., 2013). To counter this problem, Craddock et al. (2013) investigated iron isotope compositions of abyssal peridotites, which are good proxies of the upper oceanic mantle, but were not extensively studied so far because of their difficult accessibility on the oceanic seafloor.

Abyssal peridotites are exposed at mid-oceanic ridges in slow to ultra-slow spreading contexts (spreading rate <40mm/yr), where low magmatic activity generates detachment faults that exhume the deep lithospheric mantle on the oceanic seafloor (Cannat et al., 1995, 2006; Escartín et al., 2008; Ildefonse et al., 2007; Tucholke et al., 1997). Interaction of these peridotites with seawater or seawater-derived fluids leads to hydration of primary minerals (olivine and pyroxenes), a reaction known as serpentinization, which produces serpentine, a hydrous phyllosilicate. The serpentinization reaction also involves oxidation of iron (Fe(II)) in olivine to form serpentine and magnetite (Andreani et al., 2013; Evans, 2008), according to the general reaction (non equilibrated) (Allen and Seyfried, 2003; Bach et al., 2006):



The iron isotope fractionation during transformation of Fe(II) to Fe(III) has been theoretically calculated (Anbar et al., 2005; Domagal-Goldman and Kubicki, 2008; Fujii et al., 2014; Hill and Schauble, 2008; Ottonello and Zuccolini, 2009; Rustad and Dixon, 2009) and experimentally observed (Johnson et al., 2002; Welch et al., 2003) and varies from +2.5 up to +4.1‰. In the meantime, magnetite formed in hydrothermal contexts has high and positive $\delta^{56}\text{Fe}$ values (+0.35 to +2.66‰) (Dauphas et al., 2007; Debret et al., 2019; Horn et al., 2006; Kita et al., 2011; Marin-Carbonne et al., 2011; Sharma et al., 2001). As magnetite is exponentially produced during serpentinization (Andreani et al., 2013; Malvoisin et al., 2012; Oufi et al., 2002; Toft et al., 1990) and oxidation degree of the serpentinites increases

with serpentinization progress (Andreani et al., 2013; Evans, 2008), it would be coherent that the bulk rock $\delta^{56}\text{Fe}$ value of serpentinite increases with the serpentinization degree.

However, in the study of Craddock et al. (2013), despite a certain degree of serpentinization, abyssal peridotites show chondritic $\delta^{56}\text{Fe}$ values ($+0.02 \pm 0.04\text{‰}$). Similarly, serpentinites from Alpine ophiolites display isotopic compositions between $-0,05\text{‰}$ and $+0,08\text{‰}$ (Debret et al., 2016). These recent observations, associated to an absence of correlation between the $\delta^{56}\text{Fe}$ values and proxies of serpentinization degree (Craddock et al., 2013), would suggest that serpentinization reaction does not influence the iron isotopic composition of the initial peridotite and that the $\delta^{56}\text{Fe}$ values of serpentinites is representative of their mantle source.

In order to better understand how serpentinites possess such $\delta^{56}\text{Fe}$ values despite their clear oxidation during serpentinization and to determine if they can effectively be used as direct analogs of the oceanic mantle, iron isotope composition of 28 abyssal serpentinites from the smooth seafloor (SMS) area of the south-west Indian ridge (SWIR) were measured. This particular region, located on the seafloor in the easternmost part of the ridge, between 62 and 65°E, is considered as an amagmatic end-member of the global ridge system (Cannat et al., 2006; Sauter et al., 2004). As such, it is mainly composed of serpentinized peridotites with very few gabbros and basalts (Sauter et al., 2013). This constitutes thus an ideal location to study the behavior of iron isotopes during serpentinization with minimum magmatic influence. In addition, the serpentinite samples used in this study were already characterized in terms of petrology and geochemistry in Dessimoulie et al. (2019, in prep.) and were collected in the same area than those investigated by Rouméjon and Cannat (2014) and Rouméjon et al. (2015).

VI.2 Geological context and samples description

Serpentinites samples investigated in this study originate from the ultra-slow spreading SouthWest Indian Ridge (SWIR, 14mm/yr, Patriat et al., 2008), and more particularly from the smooth seafloor area (called hereafter SMS) explored during the SMOOTH SEAFLOOR cruise in 2010 (Chiefs: D. Sauter and M. Cannat). The easternmost part of the SWIR, between 62 and 65°E, is characterized by very low melt supply, as indicated by the deep V-shaped axis morphology (Cannat et al., 1999, 2008), the thinness and discontinuity of the volcanic crust and the important thickness of the lithospheric mantle (Muller et al., 1997). This low magmatic

activity is due to a very cold mantle underneath the axis (Debayle and Lévêque, 1997; Klein and Langmuir, 1987) and leads to tectonic exhumation of peridotitic mantle by large detachment faults that generate a general asymmetry of both ridge flanks (Cannat et al., 2003; Mendel et al., 2003; Sauter et al., 2009, 2013). The seafloor morphology of the 62-65  E region of the SWIR is composed of three different structures: volcanic basaltic seafloor, locally associated with consequent magmatic activity; corrugated surfaces (corresponding to the footwall of detachment faults); and the smooth seafloor (Cannat et al., 2006). This smooth seafloor occurs as two corridors oriented nearly orthogonally to the ridge axis (Sauter et al., 2013). It is composed of nearly 96% of peridotites, with very few gabbros and basalts, and is thus considered as nearly amagmatic at the scale of the global ridge system (Cannat et al., 2006; Sauter et al., 2004, 2013).

In this study, 28 serpentinites from the smooth seafloor region of the SWIR (62-65  E) were investigated. These serpentinites were selected using two main criteria: their positions to the ridge, and their serpentinization and oxidation degree. The maximum distance of the rocks is about 60 km from the ridge corresponding thus to an age of less than 11My (magnetic anomaly C5n.o). On this selection, four different protoliths were identified (17 harzburgites, 6 lherzolites, 3 dunites, and 2 olivine-websterites). These peridotites are moderately to completely serpentinized (50 to 100%; Table VI-2-2) and detailed information on their mineralogy, petrography, in situ minerals compositions, and geochemistry are given in Dessimoulie et al., 2019 (in prep.). Primary mineralogy is composed of olivine (Fo₉₀), enstatite (En₈₈Fs₁₀Wo₂), diopside (En₄₆Fs₅Wo₄₉) and Cr-spinel (Cr# = Cr/(Cr+Al) as atomic proportion = 0.094 -0.283). Eleven serpentinites samples show petrographic evidences (altered plagioclase, cusp boundaries, interstitial precipitation) suggesting melt percolation in the peridotites prior to serpentinization (SMS 1-2-1, 1-2-35, 6-3-14, 7-3-7, 8-2-25, 11-2-4, 11-2-11, 17-4-19, 17-4-32, 22-6-13 and 27-2-19). Melt-rock interactions was reported in several locations along mid-oceanic ridges (Brunelli et al., 2014; Drouin et al., 2009; Niu et al., 1997; Paquet et al., 2016; Piccardo et al., 2007; Rampone et al., 1997; Seyler et al., 2007). Secondary minerals consist mainly in serpentine (Fe_{0.2}Mg_{2.8})Si₂O₅(OH)₄, occurring as mesh and as bastite pseudomorphs, and magnetite microveins. Minor tremolite and talc complete with chlorite the secondary mineral assemblages, by replace clino-, orthopyroxenes, and Cr-spinel or impregnation plagioclase, respectively. Serpentinization likely occurred at temperature between 150   and 350  C, while no precise thermometry was carried out, and only two samples (SMS 5-4-17 and 26-2-11) were serpentinized at temperature higher than 350  C (presence of antigorite polymorph, chlorite and tremolite). Low proportions of sulfides, mainly

occurring as pentlandite and millerite, suggest moderately to highly oxidizing conditions (Alt and Shanks, 1998; Delacour et al., 2008a, 2008b; Frost, 1985). Presence of amorphous iron oxides and hydroxides (i.e., IOH, mix of hematite and goethite) in nine samples (SMS 4-2-1, 5-4-14, 5-4-17, 11-2-11, 14-5-1, 14-5-8, 21-5-6, 22-6-13, 26-2-11) indicates late alteration of serpentine and magnetite at low temperature and under oxidizing conditions (Caillaud et al., 2004, 2006; Karpoff et al., 2017; Venturelli et al., 1997). Late carbonates (mainly calcite) are not abundant in SMS serpentinites, only three samples contain some veins (SMS 8-2-25, 10-5-6, 29-5-41), indicating local circulation of CO₂-rich fluids.

VI.3 Analytical methods

Our study was conducted on 28 serpentinite samples collected along the two corridors of the smooth seafloor areas of the SWIR (Figure 1). Bulk rock concentrations in major elements were determined by Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry (ICP-OES) on a ThermoFisher ICap 6500 at SARM (CRPG Nancy, France) and only the iron, expressed as Fe₂O_{3total} and the LOI contents are given in Table 1. Note that the whole bulk rock major and trace element compositions of the rocks selected for this study is presented in Dessimoulie et al. (2019, in prep.) Additional potentiometric titration was performed to obtain FeO contents of the samples and to calculate the Fe³⁺/Fe_{total} ratios.

Iron purification was carried out at the Laboratoire Magmas et Volcans Saint Etienne on 28 SMS samples, as well as two geostandards: BCR-2, a basalt from the Columbia river, and IF-G, an iron formation from Isua (Busigny et al., 2014; Dauphas and Rouxel, 2006). Before chemical separation, about 100 mg of powder of serpentinites samples were dissolved and digested in a mixture (2:1) of hydrofluoric acid (HF) and nitric acid (HNO₃) and two drops of H₂O₂, for several days, following a protocol defined by Dauphas et al. (2009) and Busigny et al. (2014) and adapted to serpentinites samples (Delacour et al., in prep.). Due to the occurrence of Cr-spinels, high temperature digestion with HF-HNO₃-H₂O₂ was repeated 3 to 4 times to ensure their complete digestion and dissolution. After complete digestion, the samples were evaporated and dissolved in 3 mL of HCl 6N for a day on the hotplate. Before starting the separation and chemical purification on ion-exchange chromatography, the samples were transferred in 0.5mL of 6N HCl. Iron was separated and purified on a Bio-Rad AG1-X8 200 mesh anion resin using the procedures explained in Dauphas et al. (2009) and Busigny et al. (2014). Before isotopic measurements on MC-ICP-MS, the samples were transferred in 5 mL HNO₃ 2%.

Iron isotope analyses were carried out on a MC-ICP-MS Neptune Plus ThermoFisher Scientific (LMV, Clermont-Ferrand). Iron isotopes were resolved from Argide interferences (ArO^+ , ArOH^+ and ArN^+) using the high mass resolution mode. The four iron isotopes ^{54}Fe , ^{56}Fe , ^{57}Fe , ^{58}Fe were measured simultaneously along with ^{53}Cr and ^{60}Ni to correct respectively from the interference of ^{54}Cr on ^{54}Fe and of ^{58}Ni on ^{58}Fe . Instrumental mass bias and drift were corrected using the standard bracketing method (Albarède and Beard, 2004; Beard et al., 2003; Rouxel et al., 2003). Iron isotopes compositions are reported as $\delta^{56}\text{Fe}$ and $\delta^{57}\text{Fe}$ relative to IRMM-014 standard and, expressed in per mil (‰) according to the following equations.

$$\delta^{56}\text{Fe} = \left(\frac{\left(\frac{^{56}\text{Fe}}{^{54}\text{Fe}} \right)_{\text{sample}}}{\left(\frac{^{56}\text{Fe}}{^{54}\text{Fe}} \right)_{\text{IRMM-014}}} - 1 \right) * 10^3$$

$$\delta^{57}\text{Fe} = \left(\frac{\left(\frac{^{57}\text{Fe}}{^{54}\text{Fe}} \right)_{\text{sample}}}{\left(\frac{^{57}\text{Fe}}{^{54}\text{Fe}} \right)_{\text{IRMM-014}}} - 1 \right) * 10^3$$

Table VI-2-1 is presenting the average iron isotope compositions of the three geostandards over the four analytical sessions ran on the MC ICP-MS Neptune Plus of Clermont-Ferrand (France).

All serpentinites (including their replicates) and the two geostandards follow the mass-dependent fractionation line (slope of 1.48, Fig. 4) attesting of no interferences on the measurements (e.g. Craddock and Dauphas, 2011; Wang et al., 2013).

Table VI-2-1 : Average ^{56}Fe and ^{57}Fe compositions for IF-G, BCR-2 and IRMM-014, over the four analytical sessions on MC ICP-MS Neptune Plus.

		$\delta^{56}\text{Fe} \text{ ‰}$	2σ	$\delta^{57}\text{Fe} \text{ ‰}$	2σ	n
<i>Reference values (Craddock and Dauphas, 2011)</i>	<i>IF-G</i>	0.639	0.013	0.945	0.020	
	<i>BCR-2</i>	0.091	0.011	0.126	0.017	
	<i>IRMM</i>	-0.001	0.013	0.003	0.019	
Session 1	IF-G	0.651	0.102	0.974	0.161	17
	BCR-2	0.154	0.059	0.202	0.123	17
	IRMM-014	0.004	0.095	0.006	0.150	74
Session 2	IF-G	0.694	0.101	1.027	0.176	19
	BCR-2	0.133	0.075	0.168	0.150	16
	IRMM-014	-0.001	0.090	-0.004	0.184	90
Session 3	IF-G	0.641	0.080	0.957	0.165	39
	BCR-2	0.096	0.048	0.140	0.097	28
	IRMM-014	0.000	0.061	0.000	0.134	168
Session 4	IF-G	0.725	0.048	1.068	0.154	15
	BCR-2	0.192	0.057	0.282	0.129	15
	IRMM-014	0.003	0.084	0.001	0.060	81

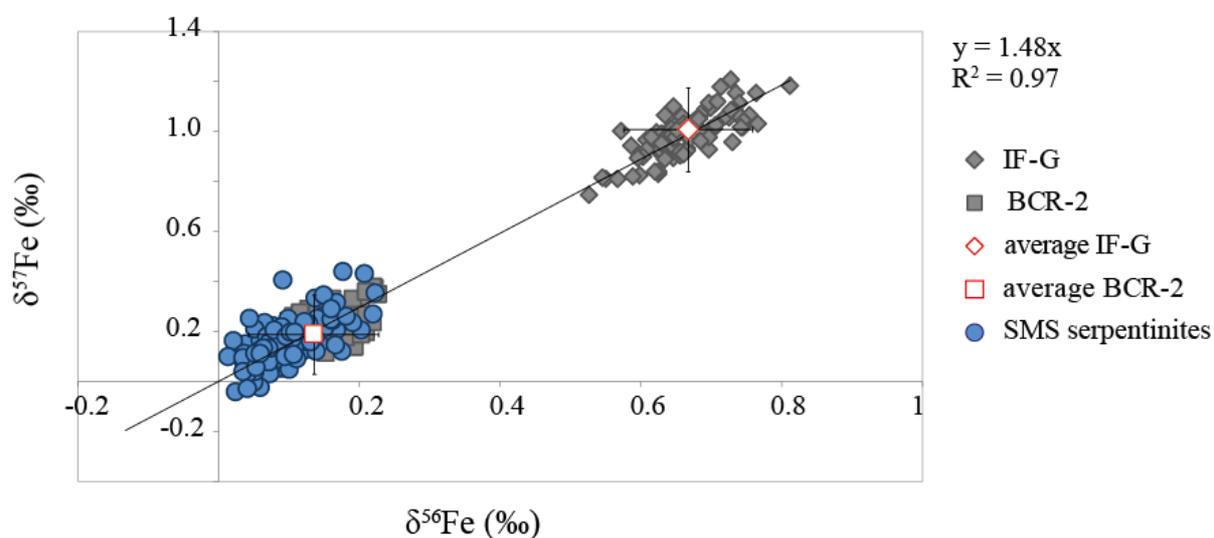


Figure VI-2-1: Compilation of $\delta^{57}\text{Fe}$ vs $\delta^{56}\text{Fe}$ values of the two geostandards IF-G and BCR-2 analyzed during the several analysis sessions on the MC-ICP-MS Neptune Plus (LMV Clermont Ferrand). Regression line and factor are given for all the represented values.

Table VI-2-2 : Iron isotope compositions of the Smooth seafloor serpentinites. Serpentinization degree was obtained by summing the modal proportions of all secondary minerals (serpentine, magnetite, chlorite, tremolite, talc, carbonates, hydrogarnet)

	Protolith	Serpentinization degree (%)	LOI (wt%)	Fe ³⁺ /Fe _T	Fe ₂ O _{3T} (wt% anhydrous)	Ti (ppm)	δ ⁵⁶ Fe (‰)	2σ (‰)	δ ⁵⁷ Fe (‰)	2σ (‰)	n
SMS 1-2-1	harzburgite	69	4.86	0.39	9.54	406	0.12	0.05	0.20	0.06	3
SMS 1-2-35	lherzolite	80	10.05	0.53	9.72	436	0.17	0.04	0.20	0.07	5
SMS 2-2-17	harzburgite	98	14.48	0.62	9.24	276	0.09	0.05	0.14	0.13	6
SMS 3-2-1	lherzolite	93	11.39	0.61	9.02	337	0.05	0.05	0.04	0.16	4
SMS 4-2-1	lherzolite	94	9.49	0.81	14.40	492	0.10	0.02	0.18	0.06	4
SMS 5-4-14	harzburgite	91	11.98	0.75	11.08	347	0.12	0.07	0.17	0.13	4
SMS 5-4-17	olivine-websterite	99	11.49	0.72	12.84	410	0.07	0.01	0.09	0.06	3
SMS 6-3-14	harzburgite	60	5.77	0.39	8.98	441	0.07	0.04	0.15	0.10	4
SMS 7-3-7	harzburgite	66	11.16	0.56	9.33	332	0.05	0.02	0.09	0.16	2
SMS 8-2-17	harzburgite	100	14.27	0.68	9.48	111	0.07	0.03	0.15	0.17	4
SMS 8-2-25	lherzolite	63	6.95	0.39	9.58	530	0.11	0.04	0.16	0.13	5
SMS 10-5-6	harzburgite	52	12.68	0.57	9.07	332	0.12	0.03	0.19	0.24	3
SMS 11-2-4	lherzolite	85	10.58	0.68	9.52	546	0.14	0.05	0.19	0.15	4
SMS 11-2-11	harzburgite	74	9.41	0.87	21.99	271	0.07	0.03	0.15	0.10	3
SMS 14-5-1	dunite	99	14.53	0.85	12.90	53	0.16	0.06	0.21	0.12	4
SMS 14-5-8	dunite	99	14.40	0.82	11.27	57	0.21	0.05	0.35	0.17	3
SMS 15-3-16	harzburgite	96	14.15	0.68	9.19	343	0.09	0.04	0.17	0.11	7
SMS 17-4-2	dunite	92	14.05	0.74	11.90	93	0.04	0.05	0.11	0.10	5
SMS 17-4-19	harzburgite	81	9.03	0.41	9.89	478	0.12	0.07	0.20	0.09	5
SMS 17-4-32	harzburgite	51	8.91	0.44	9.91	411	0.16	0.04	0.23	0.09	3
SMS 21-5-6	lherzolite	90	13.70	0.79	10.85	73	0.09	0.02	0.12	0.17	3
SMS 22-6-13	harzburgite	89	13.91	n.d.	12.65	792	0.05	0.01	0.08	0.04	4
SMS 26-2-11	olivine-websterite	90	11.18	0.66	10.13	275	0.17	0.05	0.31	0.24	4
SMS 27-2-19	harzburgite	98	13.04	0.64	8.97	329	0.05	0.03	0.05	0.10	4
SMS 28-4-10	harzburgite	80	12.41	0.68	9.54	347	0.08	0.06	0.11	0.15	7
SMS 29-5-41	harzburgite	94	14.04	0.65	8.60	39	0.10	0.01	0.16	0.10	3
SMS 29-6-13	harzburgite	96	13.46	0.62	9.41	323	0.05	0.04	0.08	0.09	4
SMS 30-2-2	harzburgite	100	14.53	0.76	8.93	148	0.07	0.06	0.12	0.03	3

VI.4 Results

Iron isotope compositions of the 28 serpentinites are given in Table VI-2-2. The bulk rock $\delta^{56}\text{Fe}$ values range from +0.04 to +0.21 ‰, with an average value of $+0.10 \pm 0.09$ ‰ (Figure VI-2-2). The SMS serpentinites have $\delta^{56}\text{Fe}$ values higher, by almost 0.1‰, than the values of abyssal serpentinites from the SWIR and Gakkel ridges ($+0.01 \pm 0.01$ ‰, Craddock et al., 2013) (Figure VI-2-2A). Although the lowest $\delta^{56}\text{Fe}$ values of SMS serpentinites overlap with the upper part of the range of values published by Craddock et al. (2013), the SMS serpentinites display all positive $\delta^{56}\text{Fe}$ values. These iron isotope compositions are thus enriched in heavy isotopes compared to the chondritic value of 0.00 ± 0.10 ‰ (Craddock and Dauphas, 2011; Dauphas et al., 2009a; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006; Teng et al., 2008; Zhu et al., 2001) and close to the average MORB composition ($+0.09 \pm 0.08$ ‰; Poitrasson et al., 2004; Schuessler et al., 2009; Teng et al., 2013; Weyer and Ionov, 2007).

The range of $\delta^{56}\text{Fe}$ values is similar for all serpentinites samples, irrespectively of the protolith and its initial composition (Figure VI-2-2B). $\delta^{56}\text{Fe}$ values of dunites range from +0.04 to +0.21‰, $\delta^{56}\text{Fe}$ values of harzburgites range from +0.05 to +0.16‰, $\delta^{56}\text{Fe}$ values of lherzolites vary between +0.05 and +0.17‰ and finally olivine websterites $\delta^{56}\text{Fe}$ values are comprised between +0.07 and +0.17‰. No clear correlation is observed between the bulk rock Fe_2O_3 Total wt% and the $\delta^{56}\text{Fe}$ values (Figure VI-2-2) (Dessimoulie et al., 2019 in prep.) The highest Fe_2O_3 concentrations (> 10wt%) are for a dunite sample (SMS 17-4-2), an impregnated serpentinitized peridotite (SMS 22-6-13) and the IOH-bearing samples (SMS 4-2-1, 5-4-14, 5-4-17, 11-2-11, 14-5-1, 14-5-8, 21-5-6, 22-6-13, 26-2-11), which all have iron isotope compositions in the range of other SMS serpentinites. Occurrences of IOH in the serpentinites attests to high oxidation of the rock posterior to the main serpentinitization stages, nevertheless serpentinites with hematite and goethite have $\delta^{56}\text{Fe}$ values comprised between 0.07 and 0.17‰, in the same range than the SMS serpentinites.

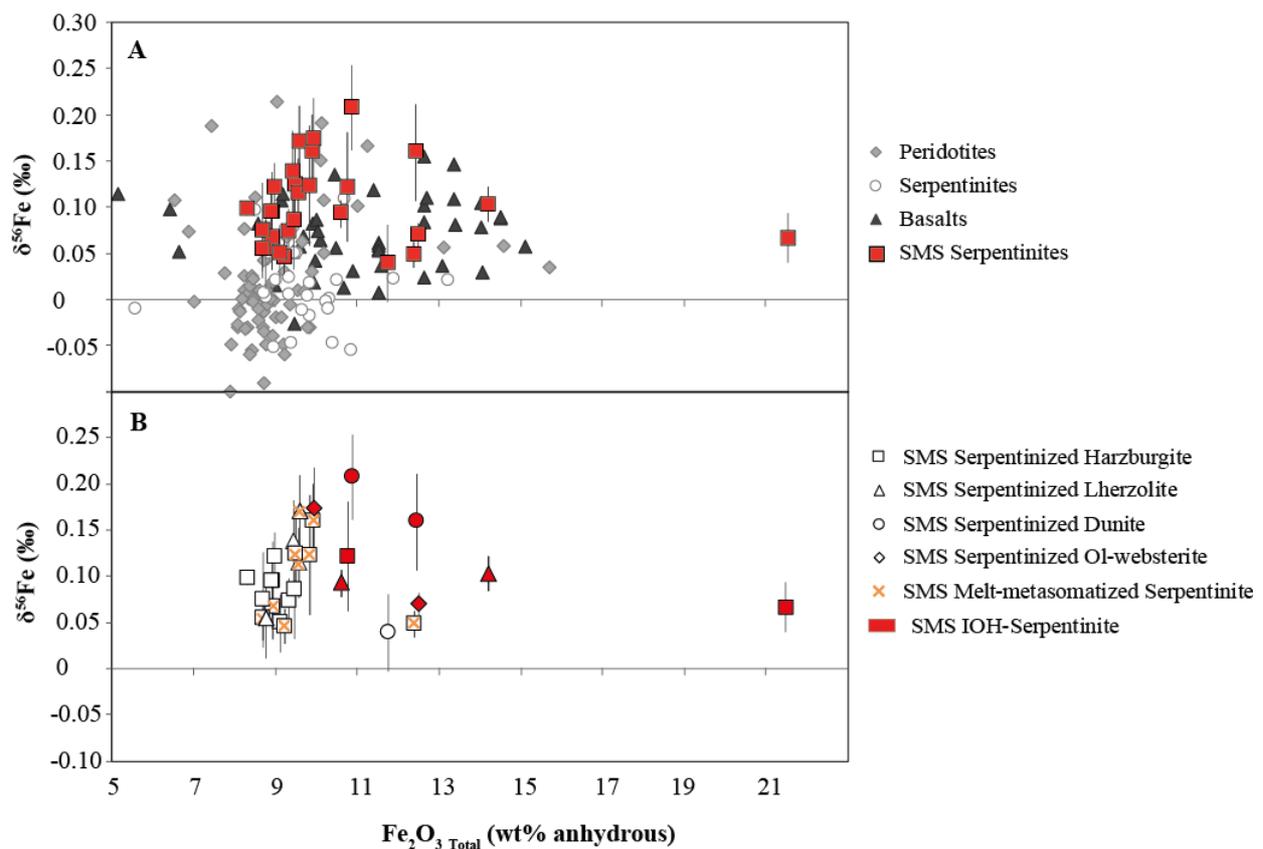


Figure VI-2-2: Iron isotope compositions of the SWIR SMS serpentinites vs. Fe_2O_3 total (anhydrous). A) SMS serpentinites compared to oceanic basalts (OIB, AIB), peridotites xenoliths and ophiolites, and serpentinites from the SWIR (see text for references). B) Detailed compositions of the SMS serpentinites according to their protolith and special mineralogy.

VI.5 Discussion

Iron isotope composition of serpentinites can be influenced by several geochemical processes: 1) partial melting of the oceanic source mantle, 2) melt-rock interactions, 3) serpentinization, and 4) late oxidizing alteration. The chemical compositions of the SWIR SMS serpentinites attest that they were affected by several various processes from one sample to the other (Dessimoulie et al., 2019, in prep.). In the following discussion, we will discriminate between the various processes that led to the $\delta^{56}\text{Fe}$ values of the SMS serpentinites. We will first focus on fluid-rock interaction processes, serpentinization and late oxidizing alteration event and then discuss the iron isotope composition of the SWIR mantle source.

VI.5.1 Effect of serpentinization and alteration on Fe isotope composition

Serpentinization reaction is associated with chemical elements fluxes, the dissolution of primary phases releasing Ca, Si and Mg (Allen and Seyfried, 2003; Kelley et al., 2001; Palandri and Reed, 2004), and the precipitation of serpentine leading to the incorporation of many trace elements (e.g. Pb, U, FME... Deschamps et al., 2011, 2012, 2013 for a review). One of the main process during serpentinization is the oxidation of the peridotite iron content as the reaction progresses and Fe is incorporated in the secondary minerals, serpentine and magnetite (Andreani et al., 2013; Evans, 2008). As Fe(II) is converted to Fe(III), an enrichment in ^{56}Fe should be observed in the oxidized secondary phases, as established by numerous experimental and theoretical studies ($\Delta_{\text{Fe(III)-Fe(II)}}$ up to +4‰) (Anbar et al., 2005; Domagal-Goldman and Kubicki, 2008; Fujii et al., 2014; Hill and Schauble, 2008; Johnson et al., 2002; Ottonello and Zuccolini, 2009; Rustad and Dixon, 2009; Welch et al., 2003). Since magnetite and serpentine proportion increases through time (Andreani et al., 2013; Oufi et al., 2002; Toft et al., 1990), one could expect a progressive increase of the bulk rock $\delta^{56}\text{Fe}$ with serpentinization/oxidation.

The iron isotope composition of the SMS serpentinites does not show correlation with various indicators of the serpentinization degree – $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ ratio (used as a proxy of oxidation degree), L.O.I. and the visual serpentinization degree (obtained by summing the modal proportions of secondary minerals) (Figure VI-2-3). There is no difference in $\delta^{56}\text{Fe}$ values between serpentinites with the highest serpentinization rates ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}} > 0.7$, L.O.I. >12wt%, visual degree > 80%) and those with lowest serpentinization rates ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}} < 0.5$, L.O.I. < 10wt%, visual degree <70%), all serpentinites being in the same range of values.

In IOH-bearing samples, the presence of hematite and goethite leads to high $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ ratios that are not totally representative of their serpentinization degree but of further oxidation by oxidizing fluids, such as seawater (Dessimoulie et al., 2019, in prep.). However, despite higher oxidation levels, they are not enriched in ^{56}Fe compared to less oxidized samples. Therefore, serpentinization and oxidation had no influence on the bulk rock $\delta^{56}\text{Fe}$ of the SMS serpentinites.

Mobility of Fe in fluids is controlled by pH and redox state. Fe^{2+} is soluble over a large range of pH (Byrne and Kester, 1976; Kuma et al., 1996; Liu and Millero, 1999), but is rapidly oxidized by O_2 in seawater, becoming insoluble Fe^{3+} (Byrne et al., 2000; Millero, 2001; Stefansson, 2007), which precipitates as iron oxides and hydroxides (magnetite,

hematite, goethite) in oceanic rocks. Seawater thus contains very few amount of Fe, as Fe²⁺ (less than 50 ppb) (Charlou et al., 2002; Douville et al., 2002; Quinby-Hunt and Turekian, 1983; Turekian, 1968). Fe³⁺ only becomes soluble and concentrated in fluids for low pH (3-4) and high temperature (>350°C) conditions and when the fluid contains an effective ligand (sulfur or chlorine) (Debret et al., 2016; Diakonov et al., 1999; Yücel et al., 2011), such as the Rainbow or Logatchev type fluids, that can contain up to 25mM Fe (Charlou et al., 2002; Douville et al., 2002; German et al., 2010; Schmidt et al., 2007; Sharma et al., 2001; Rouxel et al., 2008, 2016). These fluids are associated with sulfides mineralization in the serpentinites that increases the bulk Fe₂O₃ content (Andreani et al., 2014; Debret et al., 2018). At high pH (>9) and lower temperatures (<100°C), the conditions are not favorable to iron mobility, the fluid are not Fe-enriched, and no mineralization occurs in serpentinites (e.g. Lost City) (Debret et al., 2018; Kelley et al., 2001; Palandri and Reed, 2004).

Concentrations in Fe₂O_{3T} of SMS serpentinites (~ 9 wt. %) are mostly within the range of other serpentinites investigated along mid-oceanic ridges (Delacour et al., 2008d; Jöns et al., 2010; Kodolányi et al., 2012; Niu, 2004; Paulick et al., 2006; Rouméjon, 2014; Seyler et al., 2003) (Figure VI-2-2). Several samples (e.g., SMS 4-2-1, 5-4-17, 14-5-8 and 11-2-11) show significantly higher Fe₂O_{3T} concentrations over 10 wt.% (on an anhydrous basis). These samples correspond mostly to IOH bearing samples, with the exception of one dunite (SMS 17-4-2) and one impregnated sample (SMS 22-6-13). In IOH serpentinites, these enrichments are actually artificial gains, created by a loss of Mg (and possibly Si) during serpentine alteration (Dessimoulie et al., 2019, in prep.). SMS 17-4-2 is a dunite containing an unusual strong modal proportion in Cr-spinel (12%), resulting from a cumulative origin (poekilitic spinel). Its high Fe₂O₃ content is therefore reflecting its primary mineralogy and not an enrichment through serpentinization. In the same way, SMS 22-6-13 was the only sample who underwent chemical enrichments in all major elements through melt impregnation before serpentinization occurred (Dessimoulie et al., 2019, in prep.). As a consequence, serpentinization and serpentine alteration of the SMS peridotites did not disturb the bulk rock initial Fe-content of the protolith, and can both be considered conservative regarding Fe at the scale of the rock. In this situation, no iron isotopic exchange occurred between the rock and the fluid, therefore, even though the iron oxidation state increases during serpentinization, the isotopic ratio (⁵⁶Fe/⁵⁴Fe) of the protolith is not modified.

The absence of sulfides mineralization (e.g. pyrite) in the SMS serpentinites also indicates that there was no external precipitation of iron, which implies low metals and sulfide concentrations in the serpentinizing fluid. Debret et al. (2018) estimated indeed that low

temperatures under 100°C and high pH would lead to sulfur and iron oxidation without leaching of Fe, which would preserve the protolithe ^{56}Fe composition. The SMS serpentinites however, were serpentinized at higher temperatures, between 200 and 350°C (Dessimoulie et al., 2019, in prep.; Rouméjon et al., 2015). This implies that iron is also immobile at temperatures higher than 100°C during serpentinization.

Our study is thus in agreement with previous observations of Craddock et al., (2013) and suggests similarly that Fe isotope composition of serpentinites is not influenced by serpentinization (at least not at temperatures <350°C) and reflects the mantle composition. Nevertheless, SMS serpentinites still show higher $\delta^{56}\text{Fe}$ values than those studied by Craddock et al. (2013) (Figure VI-2-3).

VI.5.1 Magmatic influence on Fe isotope compositions

VI.5.1.1 Melt-rock interactions

Circulation of basaltic melts through oceanic mantle peridotites during their ascent to the surface is a common process that can lead to changes in mineralogical and/or chemical composition of the mantle peridotites (Bodinier and Godard, 2003; Deschamps et al., 2013; Langmuir et al., 1992; Niu, 2004; Niu and Hékinian, 1997; Paulick et al., 2006). MORB-type melt interaction with peridotites can be tracked petrographically by the presence of plagioclase (subsequently altered to secondary phases such as chlorite or hydrogarnet in most serpentinites) (Blackman et al., 2006; Früh-Green et al., 1996; Honnorez and Kirst, 1975; Mével and Stamoudi, 1996), inter mineral textures (cusp boundaries) or interstitial crystallization of olivine or pyroxenes (Brunelli et al., 2014; Drouin et al., 2009; Piccardo et al., 2007; Rampone et al., 1997). Depending on the extent of melt-rock reaction (cryptic vs. significant impregnation), bulk rock chemical evidences include REE enrichments 1 to 10 times over the primitive mantle value, enrichments in Ti, Fe, Na, and Mg depletions (Bodinier and Godard, 2003; Deschamps et al., 2013). Melt-rock reaction with ^{56}Fe -enriched MORB-type melt leads to an isotopic re-equilibration enriching the peridotites in heavy isotopes, erasing the isotope fractionation produced by partial melting and yielding to more homogeneous $\delta^{56}\text{Fe}$ values for the ultramafic rocks (Weyer and Ionov, 2007).

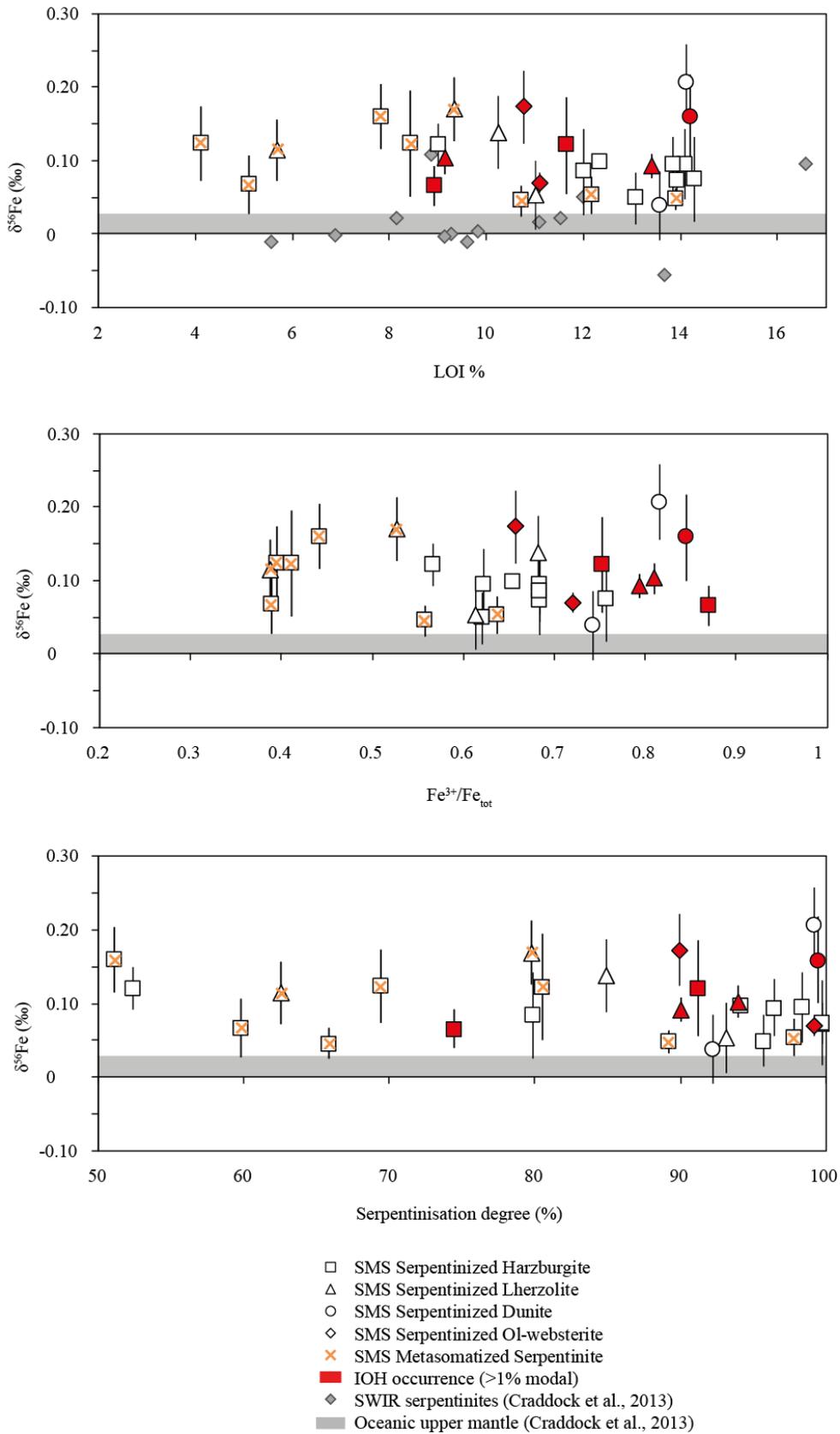


Figure VI-2-3: Iron isotope compositions of the SWIR SMS serpentinites vs. various indicators of the serpentinization stage (LOI, iron oxidation degree and visual serpentinization degree).

Ten SMS serpentinites (SMS 1-2-1, 1-2-35, 6-3-14, 7-3-7, 8-2-25, 11-2-4, 11-2-11, 17-4-19, 17-4-32 and 22-6-13) present petrographical evidences of melt-rock interactions (altered plagioclase, inter-minerals cusps boundaries, olivine or pyroxene interstitial crystallization) (Dessimoulie et al., 2019, in prep.), however they do not show enrichment in ^{56}Fe ($\delta^{56}\text{Fe} = 0.05\text{--}0.17\text{‰}$) compared to other serpentinites with no clear evidence of metasomatism (Figure VI-2-2, Figure VI-2-3, Figure VI-2-4). Melt-rock interactions in serpentinites are not always visible, either because serpentinization degree is too high or because metasomatism is cryptic (Bodinier and Godard, 2003). A first explanation for these generally high $\delta^{56}\text{Fe}$ values for SMS peridotites would be that they are all refertilized. This idea would be in agreement with the hypothesis of Weyer and Ionov (2007) and of Niu (1997), who suggested that all abyssal peridotites of the global ridge system were the result of melt-rock interactions. However, this hypothesis is in contradiction with the $\delta^{56}\text{Fe}$ values between of the peridotites, which are systematically lower than MORB values (Craddock and Dauphas, 2011; Huang et al., 2011; Poitrasson et al., 2004; Schoenberg and Von Blanckenburg, 2006; Su et al., 2015; Weyer and Ionov, 2007; Weyer et al., 2005; Williams et al., 2005). A good proxy to evidence melt-rock reaction is the concentration in TiO_2 , which is commonly very low in abyssal peridotites. In the SMS serpentinites, TiO_2 content ranges between 40-800 ppm (Figure VI-2-4), with an average value of 315 ppm, which is higher than the average values of abyssal serpentinites (28 ppm) and in the range or higher than the refertilized abyssal harzburgites from the MAR (343 ppm; Deschamps et al., 2013). This could suggest that a MORB-type melt would have refertilized some of the SMS peridotites, as Ti is resistant to hydrothermal processes and reflects the protolith composition (Bodinier and Godard, 2003; Deschamps et al., 2013; Finlow-Bates and Stumpfl, 1981; Niu, 2004). However, it has been shown that the SWIR peridotites contains Ti-enriched clinopyroxenes due to heterogeneities and low rate of partial melting of the SWIR mantle (Frisby et al., 2016; Rouméjon, 2014; Seyler et al., 2003; Snow and Dick, 1995; Warren and Shimizu, 2010), high Ti content in serpentinites is thus reflecting the primary composition of a non refertilized Ti-rich protolith. Moreover, Figure VI-2-4 is showing that the Ti content in the SMS serpentinites is mostly linked to partial melting: the highest Ti concentrations belong to serpentinized dunites, lowest concentrations to serpentinized lherzolites (exception of one rich lherzolite), and medium concentrations to serpentinized harzburgites (exception of SMS 22-6-13). Therefore, high Ti content cannot be exclusively related to melt-rock reaction, indicating that only some samples were refertilized. REE content of the SMS serpentinites are also in favor of melt-rock reaction affecting only

some serpentinites, as their spectra are all depleted compared to the primitive mantle value (Dessimoulie et al, 2019, in prep.). The only sample with significant enrichments in major elements and REE is SMS 22-6-13 (Dessimoulie et al, 2019, in prep.), however its $\delta^{56}\text{Fe}$ values (0.05‰) is within the same range of values than the other SMS serpentinites (Figure VI-2-4). This of course does not guarantee that low proportions of melt in less metasomatized peridotites cannot influence the bulk rock $\delta^{56}\text{Fe}$ values, but as SMS 22-6-13 composition was highly influenced by melt percolation, its $\delta^{56}\text{Fe}$ value should be close to that of MORB (e.g. 0.1‰). There is also the possibility that this sample had been modified by a melt with a low $\delta^{56}\text{Fe}$ value, but then it would be difficult to explain why only this sample would have encountered a ^{56}Fe -depleted melt, while the rest of the samples would encountered ^{56}Fe enriched melts.

In summary, while some serpentinite samples were affected by melt-rock reaction their $\delta^{56}\text{Fe}$ values are within the range of values of SMS serpentinites and it is very unlikely that such processes influenced all SMS serpentinites. Indeed, the amagmatic context of the smooth seafloor implies a very low proportion of produced magmatic melts (as indicating by the low amounts of recovered basalts on the seafloor; Sauter et al., 2013) and thus very low melt/rock ratios. In such a case, the volume of peridotite reacting with magmatic melt is much more important (Paquet et al., 2016), therefore the $\delta^{56}\text{Fe}$ values of the melt would not significantly influenced the one of the peridotite.

VI.5.1.2 Partial melting

Partial melting of mantle is the main process that explains the ^{56}Fe enrichment in MORB compared to chondrites (Craddock et al., 2013; Weyer and Ionov, 2007; Williams et al., 2004, 2005). If the mantle has a chondritic Fe isotope composition, partial melting would produce a melt (i.e. basalt) enriched in heavy isotopes (e.g. ^{56}Fe) and residue (i.e. harzburgite) depleted in heavy isotopes. With a partial melting degree between 6 and 16‰ at mid-oceanic ridges (Craddock et al., 2013; Salters and Stracke, 2004; Workman and Hart, 2005), this process should lead to basalts with $\delta^{56}\text{Fe}$ values $< +0.1\text{‰}$ and peridotites around with $\delta^{56}\text{Fe}$ values around -0.01‰ (Craddock et al., 2013; Dauphas et al., 2009a; Williams and Bizimis, 2014; Weyer and Ionov, 2007). The isotope fractionation between the source and the residual peridotite, happening at high temperatures of melting, would therefore be too small to be detected with current analytical precision ($\Delta_{\text{residue-mantle}} = -0.01\text{‰}$) and could be considered as

almost inexistent. As such, the $\delta^{56}\text{Fe}$ values of abyssal residual peridotites would then reflect the $\delta^{56}\text{Fe}$ values of their mantle source (Craddock et al., 2013).

To trace the effect of partial melting on the $\delta^{56}\text{Fe}$ values of SMS serpentinites, several proxies can be used, such as bulk rock TiO_2 content (as previously evoked) or Cr# of fresh spinel (Dick and Bullen, 1984; Hellebrand et al., 2001). The traditional Mg# (=Mg/(Fe+Mg) atomic), which is commonly used as partial melting proxy (e.g. Weyer and Ionov, 2007), cannot be used in the case of the SMS serpentinites because it has been reported that Mg can be partially lost during serpentinization (Malvoisin, 2015; Snow and Dick, 1995) and in particular in SMS samples during serpentine weathering in the IOH-bearing samples (Caillaud et al., 2004; Dessimoulie et al., 2019, in prep.). No correlation is observed between the $\delta^{56}\text{Fe}$

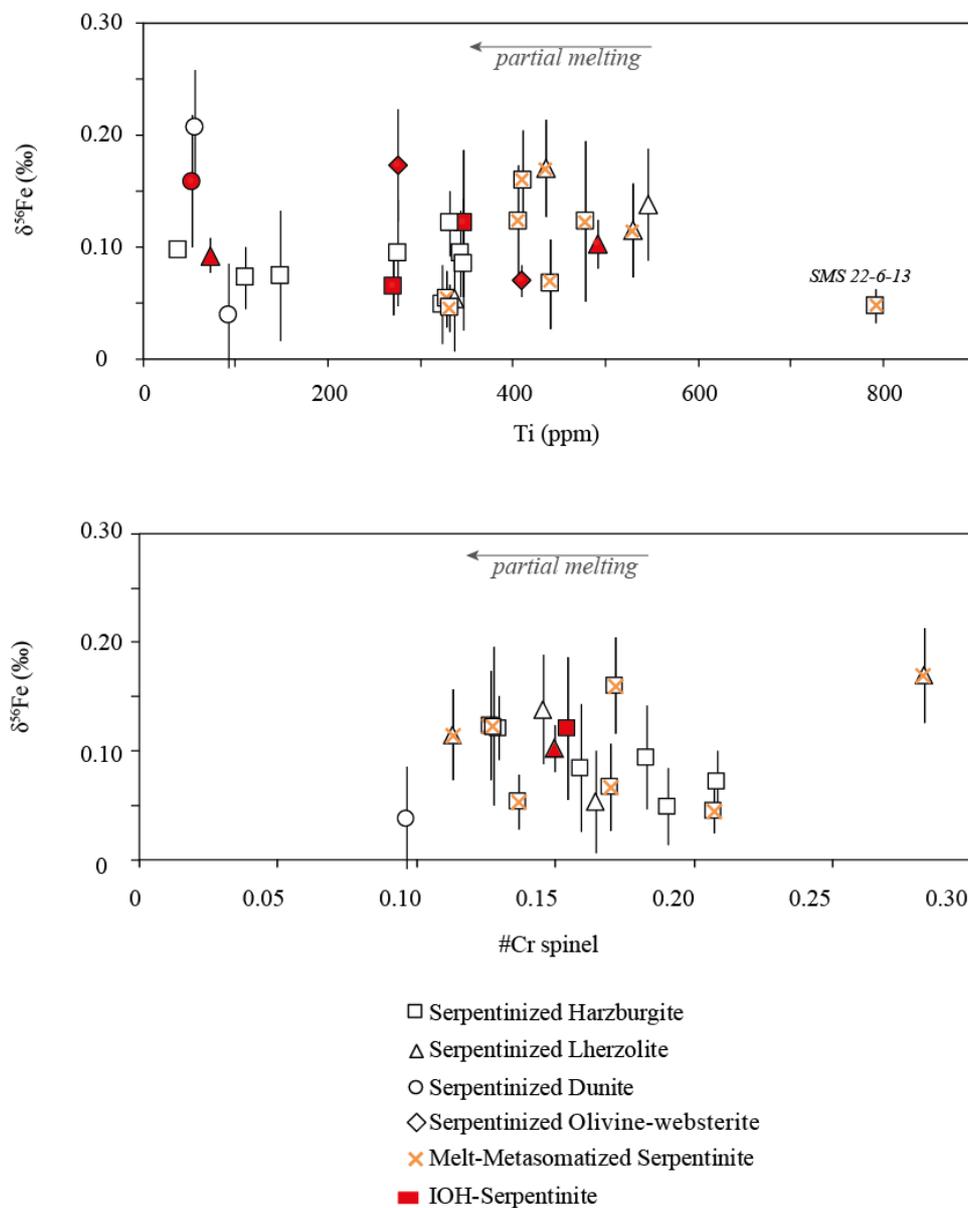


Figure VI-2-4: Iron isotope compositions of the SWIR SMS serpentinites vs. indicators of partial melting.

values and the Ti content or the spinel Cr# of the SMS serpentinites (Figure VI-2-4). SMS samples issued from low partial melting degree ($Ti > 450\text{ppm}$, $Cr\#_{sp} > 0.17$) display $\delta^{56}\text{Fe}$ values between 0.04 and 0.21‰, while samples with higher partial melting rate ($Ti < 150\text{ppm}$, $Cr\#_{sp} < 0.12$) range between 0.05 and 0.14‰. This indicates that partial melting has no influence on the iron isotope compositions of the SMS peridotites, or at least not in a detectable way, in agreement with the conclusions of [Craddock et al. \(2013\)](#).

VI.5.2 Implication for the mantle Fe isotope composition

As previously described, neither late oxidation event, nor serpentinisation, nor melt-rock interactions, nor partial melting influenced the $\delta^{56}\text{Fe}$ values of the SMS serpentinites. Therefore, we can consider that the mean $\delta^{56}\text{Fe}$ value measured of +0.1‰ relative to chondrite is the value of the SMS mantle source. Whether this ^{56}Fe -enriched mantle source is representative of a global tendency or is due to local heterogeneities will be discussed.

If we make the hypothesis that the mantle is enriched in heavy isotopes at a global scale and show similar $\delta^{56}\text{Fe}$ values to that of MORB, it would thus imply a homogeneous composition of the BSE. This would go along with the theory that the Earth is composed of two main Fe isotopes reservoirs, the core and the BSE, that were fractionated during the metal-silicate differentiation at the first ages of the Earth ([Shahar et al., 2015](#)). However, studies estimated that iron isotope fractionation during the Earth core segregation would be extremely small (-0.03 to +0.014‰) because of the very high temperatures of the reservoirs and thus of the fractionation ($> 3000\text{K}$) ([Hin et al., 2012](#); [Liu et al., 2016](#); [Poitrasson et al., 2009](#)). As we know that the bulk rock Earth had initially a chondritic value, attaining a BSE value of +0.1‰ by this process would be extremely difficult. Moreover, this hypothesis is inconsistent with the peridotites $\delta^{56}\text{Fe}$ values from [Craddock et al.](#)'s study (2013) that are depleted in heavy isotopes compared to MORB.

On the other hand, the SWIR SMS mantle is known to be very heterogeneous in composition. Peridotites from the easternmost part of the SWIR are displaying unusually low clinopyroxenes modal proportions (<6%) in regard of their low partial melting degree (<12%) ([Seyler et al., 2003](#)). Their clinopyroxenes also contain very high Na concentrations compared to their Cr, Al and Ti contents ([Frisby et al., 2016](#); [Rouméjon, 2014](#); [Seyler et al., 2003, 2004](#); [Snow and Dick, 1995](#); [Warren and Shimizu, 2010](#)). In addition, MORB from the same region are richer in Na_{2}O , Sr and Al_2O_3 , and poorer in HREE than what their TiO_2

content predicts (Meyzen et al., 2003; Paquet et al., 2016). These characteristics are believed to be resulting from an early stage of partial melting of a heterogeneous mantle followed by a melt refertilization before the tholeiitic magmatism (Meyzen et al., 2003; Seyler et al., 2003, 2004). Studies have proposed that the heterogeneity of the SWIR mantle may be due to the presence of pyroxenitic bodies (Mallick et al., 2015; Meyzen et al., 2003; Paquet et al., 2016). As pyroxenites are ^{56}Fe -enriched (0.10 - 0.27‰) (Williams and Bizimis, 2014), an early stage of melting in the SWIR SMS mantle might have favored the formation of very enriched melts, crystallizing deep in the lithosphere and interacting with peridotites (Paquet et al., 2016). The final tholeiitic magmatism being of very low intensity (Cannat et al., 2006) and producing almost no isotopic fractionation in residues (Craddock et al., 2013), the SWIR SMS shallower mantle would then preserve its ^{56}Fe -enriched composition.

VI.6 Conclusions

Serpentinites from the SWIR 62-62°E smooth seafloor area have iron isotope compositions varying between +0.03 and +0.21 ‰, with an average value of $+0.10 \pm 0.09\text{‰}$. These $\delta^{56}\text{Fe}$ values are higher than the theoretical value of the oceanic upper mantle (+0.02‰, references??) and previous Fe isotope composition measurements on abyssal serpentinites by almost +0.1‰, close to the mean iron isotope composition of MORB.

Serpentinization and late oxidation had no influence on the final $\delta^{56}\text{Fe}$ values of the SMS serpentinites, as it does not correlate with any of the serpentinization or oxidation indicators ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ ratio, L.O.I., visual serpentinization degree). This absence of variation, despite a clear increase in the iron oxidation degree, is linked to the fact that iron was not mobile at the scale of the rock during serpentinization of the SMS serpentinites. The fluids involved in serpentinization were weakly evolved compared to seawater (oxidizing, low sulfur concentration, $T < 300^\circ\text{C}$) and therefore did not match the requirements for effective iron mobility. As a consequence, there was no loss or gain in iron at the scale of the bulk rock and no Fe isotope fractionation occurred. The final $\delta^{56}\text{Fe}$ values of the SMS serpentinites is thus representative of their peridotitic protolith.

Partial melting indicators (Ti, spinel Cr#) do not correlate with the bulk rock $\delta^{56}\text{Fe}$ values. This is in agreement with the previous study of Craddock et al. (2013), who estimated that fractionation between the mantle source and the residue is too small to be observed with present analytical precision and can be considered as almost 0‰. Fe isotopic reequilibration of SMS

mantle by interaction with MORB-type melts with $\delta^{56}\text{Fe}$ values of +0.1‰ seems to be unlikely, considering the low magmatic activity of the region and the $\delta^{56}\text{Fe}$ values of the sample showing clear evidences of melt-rock interactions. The $\delta^{56}\text{Fe}$ values of the SMS serpentinites therefore reflect a ^{56}Fe -enriched mantle source at 0.1‰, which was preserved through very low degree of partial melting in the SMS region.

We conclude that serpentinites can be used as analogs of peridotites in terms of Fe isotopes compositions, if there are evidences that Fe was not mobile during serpentinization.

**VII. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES EN
CARBONE DES SERPENTINITES DE LA
SWIR**

En contexte de dorsales océaniques, le carbone présent dans les serpentinites peut provenir des trois grands réservoirs impliqués dans les interactions fluide-péridotite : l’océan, le manteau océanique et la biosphère marine.

Chaque réservoir est caractérisé par une composition isotopique en carbone, exprimé sous la forme de $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰). En fonction de sa nature, le réservoir peut contenir du carbone organique (TOC en anglais pour *Total Organic Carbon*) et du carbone inorganique (TIC en anglais pour *Total Inorganic Carbon*), pour lesquels il est possible de mesurer leurs compositions isotopiques en carbone. La somme des concentrations en TIC et TOC est égale à la concentration en carbone total (TC en anglais pour *Total Carbon*). La composition isotopique en carbone total ($\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$) est liée au $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{TIC}}$ par la relation :

$$(1) \quad \delta^{13}\text{C}_{\text{roche}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{TC}} = \%_{\text{TOC}} * \delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}} + \%_{\text{TIC}} * \delta^{13}\text{C}_{\text{TIC}}$$

avec $\%_{\text{TOC}} = 1 - \%_{\text{TIC}}$ (et inversement).

VII.1 Serpentinisation et compositions isotopiques en carbone

VII.1.1 Manteau et eau de mer

Les compositions élémentaires et isotopiques en carbone des roches du manteau proviennent de l’analyse des xénolithes mantelliques présents dans les laves océaniques (MORB, OIB, AIB) et continentales (kimberlites) (Deines, 2002 et références incluses). Le carbone des péridotites abyssales est majoritairement présent sous forme d’inclusions fluides riches en CO_2 (e.g. Andersen et al., 1984; Bergman and Dubessy, 1984; Murck et al., 1978). Des carbonates magmatiques primaires peuvent être présents dans le manteau (Moine et al., 2004; Ionov et al., 1993), néanmoins ils sont déstabilisés lors de l’exhumation du manteau océanique (Canil, 1990; Wyllie, 1995) et n’ont pour l’instant pas été observés dans les péridotites abyssales. Du carbone neutre existe également sous forme de traces dans les minéraux primaires, mais il est encore indéterminé si ce carbone est présent à l’intérieur même de la structure des minéraux (e.g. Freund et al., 1980; Keppler et al., 2003; Oberheuser et al., 1983; Shcheka et al., 2006) ou sous la forme d’inclusions sub-microscopiques (Mathez et al., 1984). Le carbone organique des péridotites mantelliques est représenté par du CH_4 , contenu dans les inclusions fluides (Kelley and Fröh-Green, 1999; Melton et al., 1972;

Melton and Giardini, 1974), et des hydrocarbures (Sugisaki and Mimura, 1994; Tomilenko et al., 1995; Zubkov et al., 2000).

Les péridotites mantelliques contiennent entre 4 et 600 ppm de carbone total ($TC_{moy}=100$ ppm) avec un $\delta^{13}C_{TC}$ variant de -32‰ à -2‰ ($\delta^{13}C_{TC}$ moyen=-20‰) (Figure VII-1) (Mathez et al., 1984; Nadeau et al., 1990; Pineau and Mathez, 1990). Leur proportion en carbone organique (TOC) est très variable, variant de 10 à 480 ppm, avec un TOC_{moy} de 61 ppm. Ce TOC représente entre 10 et 100% du TC des péridotites (moyenne 67%) (Mathez et al., 1984).

Par comparaison, les basaltes et gabbros océaniques non altérés contiennent une concentration en carbone total proche de celles des péridotites, entre 1 et 320 ppm ($TC_{moy}=70$ ppm), mais ont une plus faible proportion moyenne en carbone organique (TOC moyen 33%) (Kelley and Früh-Green, 1999; Pineau and Javoy, 1983;), avec un $\delta^{13}C_{TC}$ moyen de -15‰ (minimum -33‰, maximum 0‰) et un $\delta^{13}C_{TOC}$ moyen de -17‰ (minimum -30‰, maximum -8,5‰) (Figure VII-1) (Kelley and Früh-Green, 1999; Des Marais and Moore, 1984; Pineau and Javoy, 1983).

Le carbone dans l'eau de mer est sous forme dissoute. On distingue le carbone inorganique dissout (DIC, pour *Dissolved Inorganic Carbon*) et le carbone organique, réparti entre le DOC (pour *Dissolved Organic Carbon* en anglais) et le POC (pour *Particular Organic Carbon* en anglais). La distinction entre DOC et POC est basée sur la taille des particules, < 0,45µm pour le DOC et > 0,45µm pour le POC (Druffel et al., 1992).

Le DIC est représenté par les ions HCO_3^- et CO_3^{2-} , issus de la dissociation du CO_2 aqueux (Charlou et al., 2002; Druffel et al., 1992; Lang et al., 2010), et par une petite proportion de monoxyde de carbone (CO), qui provient de la photo-oxydation de la matière organique dissoute (Conrad and Seiler, 1980; Conrad et al., 1982; Zuo and Jones, 1995). Le DIC représente la plus grosse part du carbone marin, avec une concentration entre 1 et 3 mM (Druffel et al., 1992) et un $\delta^{13}C_{DIC}$ proche de 0‰ (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001). La teneur en DOC est comprise entre 34 et 75 µM, avec un $\delta^{13}C_{DOC}$ variant entre -23 et -18 ‰ (Charlou et al., 2002; Druffel et al., 1992). Le POC a une concentration plus faible, inférieure à 4 µM (Druffel et al., 1992), et des valeurs de $\delta^{13}C_{POC}$ plus négatives variant de -30 à -20 ‰ (Des Marais, 2001) (Figure VII-1).

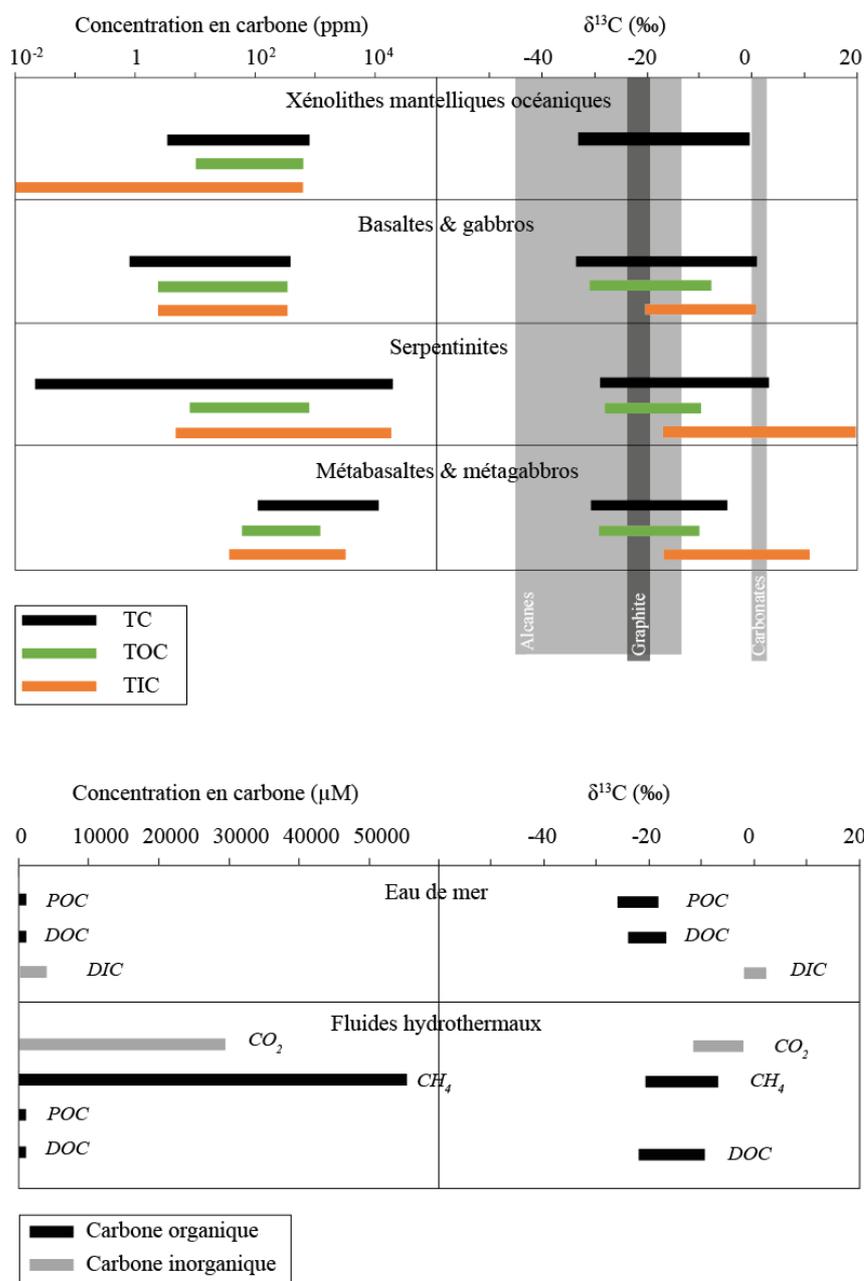


Figure VII-1 : Concentration en carbone élémentaire et compositions isotopiques en C ($\delta^{13}\text{C}$) des roches de la lithosphère océanique, des fluides océaniques, et des espèces carbonées rencontrées en contexte océanique. Références : xénolithes mantelliques (Mathez et al., 1984; Nadeau et al., 1990; Pineau and Mathez, 1990), basaltes et gabbros (Pineau and Javoy, 1983; Des Marais and Moore, 1984; Kelley and Früh-Green, 1999), serpentinites (Früh-Green et al., 2004; Kelemen et al., 2004; Delacour et al., 2008c; Schwarzenbach, 2011; Alt et al., 2007, 2012a, 2012b, 2013), métabasaltes et métagabbros (Delacour et al., 2008c; Shilobreeva et al., 2011), fluides hydrothermaux (Charlou et al., 1998, 2002; Kelley et al., 2001; Lang et al., 2006, 2010; Schmidt et al., 2007; Bennett et al., 2011; Seyfried et al., 2011; Chavagnac et al., 2013; Monnin et al., 2014), eau de mer (Druffel et al., 1992; Charlou et al., 2002; Lang et al., 2010), alcanes (Delacour et al., 2008c; Proskurowski et al., 2008; Konn et al., 2009), graphite (Pineau et al., 1987), méthane (Proskurowski et al., 2008), carbonates (Alt and Teagle, 2003; Alt and Shanks, 2006).

VII.1.2 Hydrothermalisme et serpentinites

Durant la serpentinitisation, la réduction de l'eau lors de l'oxydation du fer de l'olivine conduit à la libération de grandes quantités de dihydrogène (H₂) (jusqu'à 20 mM) (Charlou et al., 2002; Douville et al., 2002; Kelley et al., 2001; Monnin et al., 2014; Schmidt et al., 2007; Seyfried et al., 2011) (voir chapitre I). Ce H₂ réagit ensuite avec le carbone présent dans le milieu, soit du CO₂ (2), soit du CO (3), selon des réactions de type Fischer-Tropsch (FTT) pour former des molécules organiques plus ou moins complexes (McCollom et al., 1999; McCollom and Seewald, 2007).



Les fluides émis par des systèmes hydrothermaux sur substratum ultramafique et issus de l'interaction entre des fluides (i.e. eau de mer) et des péridotites mantelliques contiennent par conséquent des concentrations plus importantes en méthane (CH₄) (Boulart et al., 2013; Charlou et al., 1998, 2002; German et al., 2010; Kelley et al., 2001; Lang et al., 2006; Monnin et al., 2014; Schmidt et al., 2007) et des composés organiques différents de ceux de l'eau de mer : des n-alcanes jusqu'en C₂₉, des composés aromatiques, des hydrocarbures aliphatiques et des acides carboxyliques (Holm and Charlou, 2001; Konn et al., 2009; Proskurowski et al., 2008).

La concentration en CO₂ des fluides hydrothermaux de haute température varie entre 20 μM et 30 mM (Charlou et al., 2002; Lang et al., 2006; Seyfried et al., 2011), avec un δ¹³C_{CO₂} compris entre -10 et -3 ‰ (Charlou et al., 2002). Le DIC mesuré dans les fluides hydrothermaux hyperalcalins et basse température indique des concentrations proches, entre 100 μM et 2 mM (Chavagnac et al., 2013; Monnin et al., 2014) (Figure VII-1).

Les fluides hydrothermaux contiennent entre 7 et 110 μM de DOC (Bennett et al., 2011; Lang et al., 2006, 2010) avec un δ¹³C_{DOC} compris entre -21 et -10,5 ‰ (Lang et al., 2010), et moins de 4 μM de POC (Bennett et al., 2011) (Figure VII-1). Lang et al., (2010) mesurent également des concentrations en formate entre 36 et 158 μM, et en acétate entre 1 et 35 μM. Les teneurs en CH₄ peuvent aller de 0,1 μM jusqu'à 53 mM (Charlou et al., 1998, 2002; Kelley et al., 2001; Lang et al., 2006; Schmidt et al., 2007), avec un δ¹³C_{CH₄} de -20 à -8 ‰ (Charlou et al., 2002).

Les serpentinites associées à ces systèmes hydrothermaux ont des concentrations en TC variant entre 0,02 ppm et 1,6 wt.% (en moyenne 700 ppm) avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$ entre -28 et +2 ‰ (Figure VII-1) (Alt et al., 2007, 2012a, 2012b, 2013; Boschi et al., 2008; Delacour et al., 2008c; Früh-Green et al., 2004; Kelemen et al., 2004). Ce TC se répartit dans les serpentinites sous forme de TIC et de TOC dont les proportions sont variables d'un échantillon à l'autre en fonction de nombreux paramètres et processus (redox, température, rapport eau-roche, nature du(des) fluide(s)...).

Le carbone inorganique des serpentinites correspond aux carbonates de Mg et Ca qui précipitent depuis l'eau de mer ou les fluides hydrothermaux alcalins (Kelley et al., 2005; Ludwig et al., 2006; Neal and Stanger, 1984; Palandri and Reed, 2004). Le TIC des serpentinites varie entre 6 ppm et 1,6 pds% (Delacour et al., 2008c; Alt et al., 2012a).

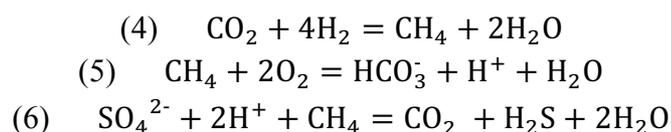
Le carbone organique présent dans les serpentinites est représenté par des isoprenoïdes, des composés polycycliques, des acides carboxyliques et des alcanes en C16–C30 (Delacour et al., 2008c). Le TOC des serpentinites est compris entre 10 et 510 ppm (Delacour et al., 2008c; Alt et al., 2012a, 2012b), avec un $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ variant entre -25 et -21‰ (Delacour et al., 2008c; Alt et al., 2012a, 2012b).

VII.1.3 Carbone, serpentinitisation et biologie

Comme évoqué dans les chapitres précédents, en l'absence de lumière pour effectuer la photosynthèse, les microorganismes des sources hydrothermales prolifèrent grâce à la source d'énergie chimique que représentent le H_2 , le CH_4 et le H_2S (Jannasch and Mottl, 1985; Martin et al., 2008).

En contexte de serpentinitisation, les systèmes hydrothermaux de basse température, dont les fluides hydrothermaux sont relativement pauvres en soufre (e.g. Allen and Seyfried, 2004; Kelley et al., 2001; Monnin et al., 2014; Seyfried et al., 2007), sont colonisés par des communautés microbiennes utilisant principalement le H_2 et le CH_4 , avec une minorité de bactéries utilisatrices de H_2S (Brazelton et al., 2006; Kelley et al., 2005; Schrenk et al., 2004). Par opposition, les systèmes hydrothermaux de haute température, dont les fluides sont riches à la fois en soufre, méthane et dihydrogène (Charlou et al., 2002; Douville et al., 2002; Schmidt et al., 2007; Seyfried et al., 2011), abritent une plus grande proportion d'organismes utilisant le H_2S (Longnecker and Reysenbach, 2001; Opatkiewicz et al., 2009; Reysenbach et al., 2000).

Les communautés microbiologiques en contexte de serpentinisation se composent majoritairement de bactéries et d'Archées extrêmophiles (résistantes aux forts et faibles pH), soit méthanogènes, c'est à dire qui consomment le CO₂ et le H₂ pour produire du méthane (4), soit méthanotrophes, c'est à dire qui utilisent le CH₄ en milieu oxique (5) ou anoxique en utilisant les ions sulfate présents dans le milieu (6) (Martin et al., 2008; McCollom and Seewald, 2013; Orcutt et al., 2011; Schrenk et al., 2013; Suzuki et al., 2014).



Ces réactions génèrent de l'énergie, principalement sous forme d'ATP (Karl et al., 1980), qui est réutilisée par la suite par les microorganismes pour produire des composés organiques carbonés ou effectuer la respiration (Martin et al., 2008).

Les composés organiques présents dans les fluides hydrothermaux et les serpentinites peuvent par conséquent avoir une origine abiotique et/ou biologique. La distinction entre les deux origines est malheureusement difficile à établir en utilisant les compositions isotopiques en carbone car les fractionnements isotopiques du carbone produit abiotiquement et biologiquement sont similaires (McCollom and Seewald, 2006; Taran et al., 2007). Néanmoins, certaines molécules, comme les isoprénoïdes (squalanes, pristanes et phtalanes) sont considérées comme des biomarqueurs de l'activité microbienne (Brassel et al., 1981; Brocks and Summons, 2003; Delacour et al., 2008c; ten Haven et al., 1988; Tornabene et al., 1979). Les études menées jusqu'à présent considèrent généralement que les composés carbonés non linéaires ou possédant un nombre d'atomes de carbone supérieur à 5 sont issus de l'activité biologique (e.g. Bassez et al., 2009; Kelley et al., 2005; Konn et al., 2009; Pasini et al., 2013; Simoneit et al., 2004), tandis que les molécules linéaires (n-alcanes) ou à faible nombre de carbone (C 1 à 4) sont issues des réactions abiotiques (Konn et al., 2009; Lang et al., 2010; McCollom and Seewald, 2006; Proskurowski et al., 2008). Les expériences montrent par ailleurs que les réactions abiotiques de type FTT requièrent des températures supérieures à 200°C et qu'elles produisent des n-alcanes dont l'abondance diminue avec leur nombre d'atomes de carbone (McCollom and Seewald, 2006). Une étude à plus petite échelle sur des serpentinites de la MAR montre que la matière carbonée associée à l'activité bactérienne peut contenir une forte proportion en cobalt, un métal de transition utilisé par les bactéries méthanogènes (Ménez et al., 2012). La dégradation thermique des molécules organique par

les fluides hydrothermaux est également un processus à prendre en compte (Simoneit et al., 2004; Pasini et al., 2013), ce qui complexifie encore le problème. Basé sur ces critères, l'identification de l'origine des composés organiques extraits sur roche totale reste donc assez difficile (Delacour et al., 2008c; Konn et al., 2009).

VII.2 Résultats EA-IRMS

Les concentrations et les compositions isotopiques en carbone total (TC) et organique (TIC) des serpentinites du smooth seafloor de la SWIR sont reportées dans le Tableau VII-1. Les serpentinites contiennent entre 155 et 9102 ppm de carbone total (avec une valeur moyenne de 849 ppm) et ont des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$ (‰) comprises entre -25,2 et -0,5 ‰ (Figure VII-2A). Ces valeurs de concentrations et de compositions isotopiques en carbone sont indépendantes de la nature du protolithe des serpentinites (harzburgite, lherzolite, dunite ou webstérite à olivine). Les échantillons présentant les plus teneurs les plus élevées en TC (>1500 ppm) et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$ proches de 0‰ sont ceux contenant des carbonates (SMS 8–2–25, 10–5–6 et 29–5–41, voir chapitre III). Les échantillons de serpentinites contenant de l'hématite et de la goéthite ont des concentrations en TC variant de 212 à 620 ppm des valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$ (entre -19,4 et -21,5‰). La teneur en carbone organique total (TOC) des serpentinites SMS varie de 98 à 450 ppm, avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ variant de -31,2 à -23,0 ‰ (Figure VII-2B). Ces gammes de concentrations et de composition isotopique en carbone des serpentinites SMS, que ce soit pour le TC ou le TOC, sont similaires à celles observées sur les serpentinites des ophiolites et de la dorsale médio-Atlantique (Figure VII-2) (Alt et al., 2007, 2012a, 2012b, 2013; Boschi et al., 2008; Delacour et al., 2008c; Früh-Green et al., 2004; Kelemen et al., 2004; Schwarzenbach, 2011;).

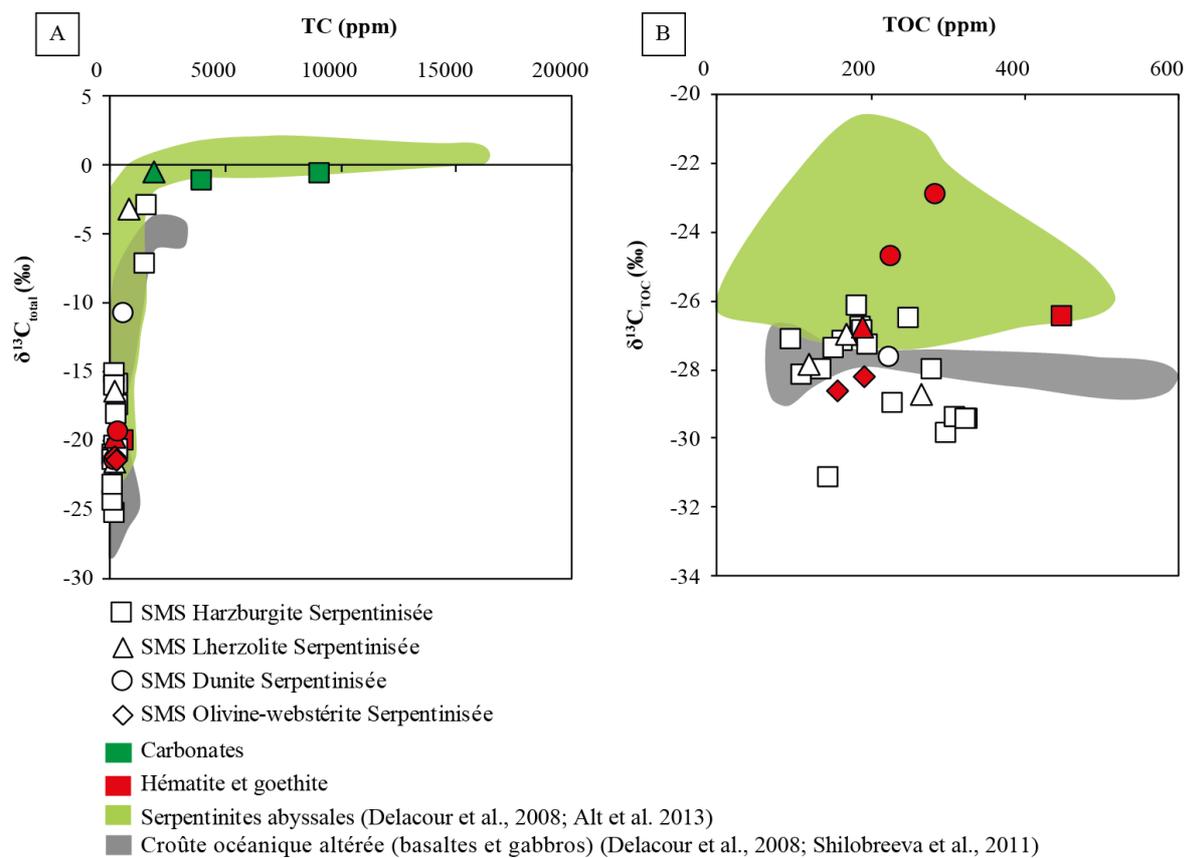


Figure VII-2 : Concentration en carbone en fonction de la composition isotopique pour le carbone total (A) et le carbone organique (B) des serpentinites du smooth seafloor.

Tableau VII-1 : Concentrations et compositions isotopiques en carbone total (TC) et organique (TOC) des serpentinites du smooth seafloor

	TC (ppm)	CO ₂ (wt. %)	2σ (ppm)	δ ¹³ C _{TC} (‰)	2σ (‰)	TOC (ppm)	2σ (ppm)	δ ¹³ C _{TOC} (‰)	2σ (‰)	%TOC
SMS 1-2-1	574	0,210	57	-9,0	4,3	136	9	-28,0	0,3	0,2
SMS 1-2-35	856	0,314	99	-3,2	0,0	168	7	-27,0	0,7	0,2
SMS 2-2-11	347	0,127	63	-17,5	2,4	184	4	-26,1	0,3	0,5
SMS 2-2-17	234	0,086	-	-20,3	0,6	188	29	-26,8	0,3	0,8
SMS 3-2-1	217	0,080	-	-16,4	0,6	120	2	-27,9	0,0	0,6
SMS 5-4-17	209	0,077	-	-21,1	0,7	156	46	-28,6	-	0,7
SMS 6-3-14	419	0,154	59	-15,9	0,7	228	11	-29,0	0,5	0,5
SMS 8-2-25	1954	0,717	41	-0,5	0,4	267	18	-28,8	0,3	0,1
SMS 10-5-6	9102	3,337	224	-0,6	0,6	196	43	-27,3	0,1	0,0
SMS 11-2-11	620	0,227	-	-20,0	0,6	450	57	-26,5	0,4	0,7
SMS 13-4-11	164	0,060	-	-21,0	0,6	98	12	-27,2	1,3	0,6
SMS 14-5-1	408	0,150	10	-19,4	0,6	285	10	-23,0	0,3	0,7
SMS 14-5-8	250	0,092	29	-21,4	0,2	228	20	-24,7	0,4	0,9
SMS 17-4-2	604	0,221	72	-10,7	0,3	224	3	-27,7	0,4	0,4
SMS 17-4-15	155	0,057	-	-23,2	0,6	112	6	-28,2	0,4	0,7
SMS 17-4-32	1577	0,578	71	-7,1	0,2	299	12	-29,9	0,2	0,2
SMS 22-6-13	312	0,114	-	-18,1	0,1	280	37	-28,0	0,2	0,9
SMS 26-2-11	274	0,101	31	-21,5	0,7	192	16	-28,2	0,4	0,7
SMS 27-2-15	1638	0,601	184	-2,9	0,2	310	22	-29,4	0,1	0,2
SMS 29-5-41	3974	1,457	58	-1,1	0,6	327	38	-29,4	0,2	0,1
SMS 29-6-13	252	0,092	-	-16,0	0,6	152	6	-27,4	0,3	0,6
SMS 30-2-2	187	0,068	45	-21,4	0,2	146	6	-31,2	0,1	0,8
SMS 33-3-27	212	0,078	-	-19,7	0,2	189	6	-26,8	0,9	0,9
SMS 34-2-17	377	0,138	31	-20,6	0,8	323	58	-29,5	0,3	0,9

VII.3 Interprétations et discussion

Des études antérieures ont montré que la composition isotopique en carbone des serpentinites se situe sur une droite de mélange entre un pôle inorganique, correspondant à des carbonates marins ($\delta^{13}\text{C} \approx 0\text{‰}$), et un pôle organique, correspondant à du carbone organique marin ($\delta^{13}\text{C} \approx -25\text{‰}$) (Delacour et al., 2008c; Alt et al., 2013). Dans le cas des serpentinites de SMS, une tendance similaire est observée pour l'ensemble des échantillons, exceptés quelques-uns situés hors de la tendance, entre un pôle organique plus appauvri en ^{13}C avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ autour de -28‰ , en moyenne, et un pôle inorganique marin (Figure VII-2B et Figure VII-3). Cette composition isotopique en carbone du TOC est proche de celle des n-alcanes extraits des serpentinites de l'Atlantis massif ($\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ variant de -25 à -39‰ , moyenne $-29,8 \pm 4,1\text{‰}$), pour lesquels une origine marine a été évoquée, même si une contribution abiotique, via les réactions FTT, est possible (Delacour et al., 2008c). La détermination de l'origine du carbone organique, biotique vs. abiotique, des échantillons de serpentinites de SMS reste cependant en suspens, le dosage et l'analyse isotopique des molécules carbonées organiques n'ayant pas été effectués au cours de cette thèse.

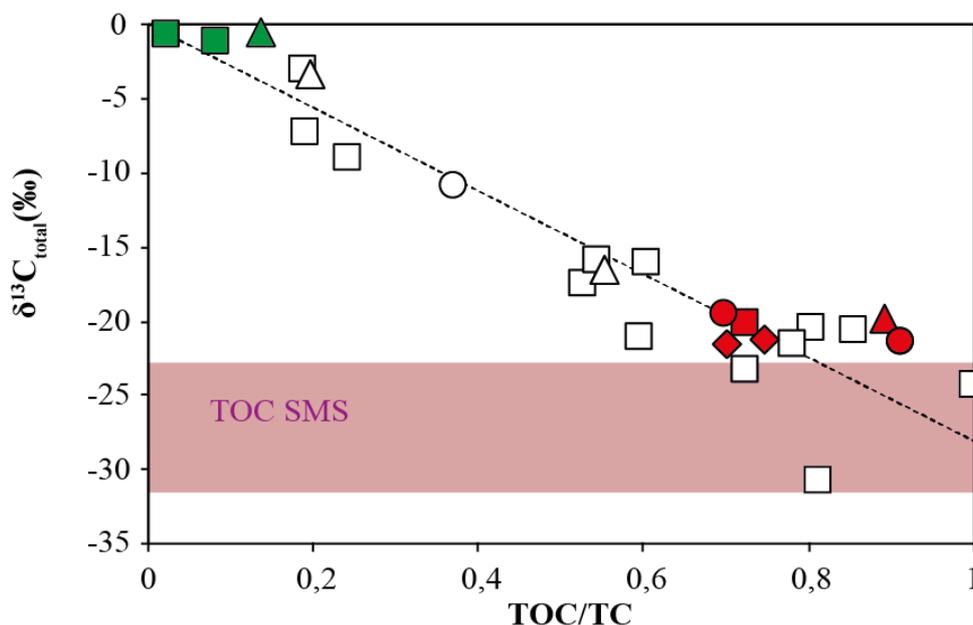


Figure VII-3 : Variation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{total}}$ en fonction de la proportion en carbone organique (TOC/TC) des serpentinites du smooth seafloor. La composition isotopique en carbone des échantillons de cette étude varie entre un pôle inorganique (carbonates marins) à 0‰ et un pôle organique à -28‰ . Légende identique à la figure VII-2.

Les serpentinites à hématite/goethite présentent la particularité de contenir du carbone essentiellement sous forme organique, avec un rapport TOC/TC compris entre 0,7 et 0,9 et une concentration en TOC variant de 156 à 450ppm. Les oxydes/hydroxydes de fer se forment communément pour des conditions de pH >5, de température <150°C et de fugacité en O₂ élevée ($\log f_{O_2} > -35$) (e.g. [Krumbein and Garrels, 1952](#); [Maynard, 1982](#); [Zhang and Spry, 1994](#)), conditions également favorables à la précipitation de carbonates en contexte océanique. En effet, les associations minéralogiques oxydes/hydroxydes et carbonates ont été fréquemment observées lors de l'altération à basse température des MORB ([Alt and Teagle, 2003](#); [Alt et al., 1992](#); [Kitajima et al., 2001](#); [Laverne et al., 1996](#); [Lawrence, 1979](#); [Rouxel et al., 2003](#)) et des péridotites ([Bach et al., 2011](#); [Karpoff et al., 2017](#); [Schwarzenbach et al., 2012](#)). Dans le cas des serpentinites de SMS, les oxydes/hydroxydes présents ne sont pas associés à des carbonates d'origine marine mais à la présence de carbone organique dont les valeurs de $\delta^{13}C_{TOC}$ varient de -28,6 à -23‰, plus proche donc d'un pôle organique à -28‰ que d'un pôle carbonate marin (Figure VII-2A et Figure VII-3).

L'explication de cet apparent paradoxe peut se trouver dans les travaux de [Jones et al., 2010](#). Les auteurs ont montré le rôle de la concentration en CO₂ dans les fluides sur la nature des phases minérales et gazeuses (H₂, CH₄) produites. En effet, leur étude expérimentale montre que la présence de CO₂ aqueux en excès dans le fluide conduit à la formation d'une quantité plus faible de H₂, CH₄, ceci étant lié à la formation de carbonates ([Jones et al., 2010](#) ; Figure 4). A l'inverse, dans le cas d'un fluide sous-saturé en CO₂ (Figure VII-4), par exemple l'eau de mer dont les carbonates ont déjà précipité, le carbone peut être utilisé, en se combinant avec l'H₂ produit lors de l'oxydation du fer de l'olivine et la réduction de l'eau, pour former du CH₄. Quelques carbonates peuvent également se former par recombinaison de CO₂ avec le Ca libéré par les pyroxènes, mais cette réaction est minoritaire. Le carbone présent dans la serpentinite va être majoritairement du carbone organique.

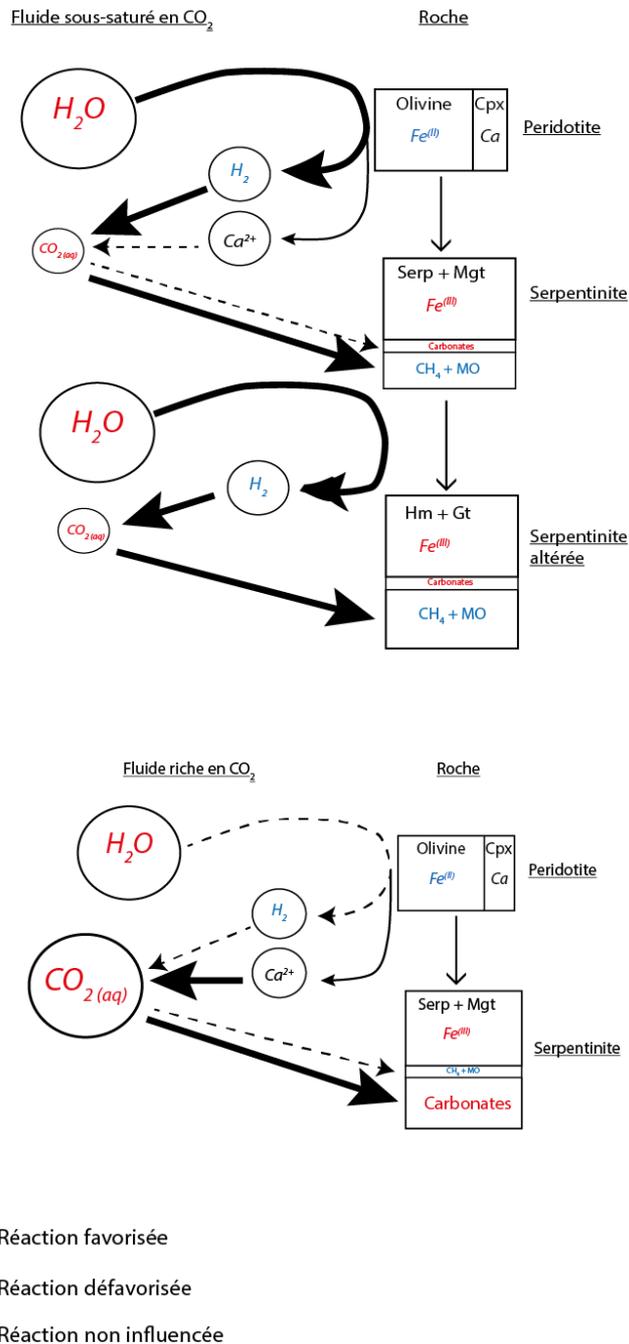


Figure VII-4 : Représentation schématique du cycle du carbone dans les serpentinites du smooth seafloor. Les fluides sous-saturés en CO_2 (type eau de mer) favorisent l'oxydation du protolithe et la production de H_2 , formant ainsi des serpentinites contenant peu de carbone inorganique et majoritairement du carbone organique (cas de la majorité des serpentinites du smooth seafloor). En cas d'altération de la serpentine et de la magnétite en serpentinites à hématite et goethite, une nouvelle quantité de H_2 est produite (lors de l'oxydation de la magnétite en hématite par l'eau) et par extension de composés organiques. Les fluides riches en CO_2 favorisent au contraire la précipitation de carbonates. La taille des différentes boîtes représente les proportions minoritaires ou majoritaires des différentes phases produites. Abréviations : Cpx=clinopyroxène, Serp=serpentine, Mt=magnétite, Hm=hématite, Gt=goethite, MO=matière organique.

Dans le cas des serpentinites à hématite et goethite de SMS, la transformation de la magnétite en goethite par un fluide aqueux et oxydant conduit à la production d'H₂ qui sera libéré dans le fluide. Cependant, ce fluide dérivé de l'eau de mer ou mantellique et sous-saturé en CO₂, ne permet pas la précipitation de carbonates et le carbone ainsi présent dans le système peut être utilisé pour produire des composés organiques à plus ou moins longues chaînes de carbone (Figure 4) qui ont des compositions isotopiques en carbone appauvries en ¹³C.

La circulation de fluides riches en CO₂ entraînant la précipitation de carbonates a été donc très restreinte au sein du smooth seafloor, spatialement et temporellement. Ceci est cohérent avec les précédentes études indiquant que les fluides hydrothermaux formés en contexte ultramafique sont communément appauvris en CO₂ (Kelley et al., 2005; Proskurowski et al., 2008).

En contexte magmatique, la production de nouvelle croûte océanique basaltique tholéiitique s'accompagne d'un dégazage de CO₂ (Chavrit et al., 2012, 2014; Lowenstern, 2001), qui combiné aux ions carbonates de l'eau de mer, précipite sous forme de veines de carbonates dans la partie supérieure de la croûte. Une étude portant sur la concentration en carbone (sous forme de CO₂) de plusieurs sites d'âges différents a montré que la proportion de veines de carbonates et la teneur en CO₂ de la roche totale augmente avec la distance et donc l'âge de la dorsale (Alt and Teagle, 1999). Une approche similaire peut être envisagée pour les serpentinites du smooth seafloor (Figure VII-5), malgré le caractère quasi amagmatique de la zone, inhérent à un magmatisme ultra-limité, focalisé à l'axe et ponctuel dans le temps (Cannat et al., 2008; Sauter et al., 2004). Cependant aucune corrélation entre le contenu en carbone total (TC et TOC) des serpentinites SMS et leur éloignement à la dorsale n'est observé (Figure VII-5). Bien qu'aucune tendance claire ne puisse être établie, les serpentinites présentant les plus importantes concentrations en carbonates, et par extension les plus importantes teneurs en carbone total, sont toutes relativement proches de la dorsale (échantillons SMS 8-2-25, 10-5-6, 29-5-41, distance <14km) (Figure VII-5).

La composition isotopique en C n'est également pas corrélée avec la distance à la dorsale dans le couloir ouest (Figure VII-5), indiquant que le $\delta^{13}\text{C}$ n'est pas dépendant du degré d'oxydation ni du degré de serpentinisation.

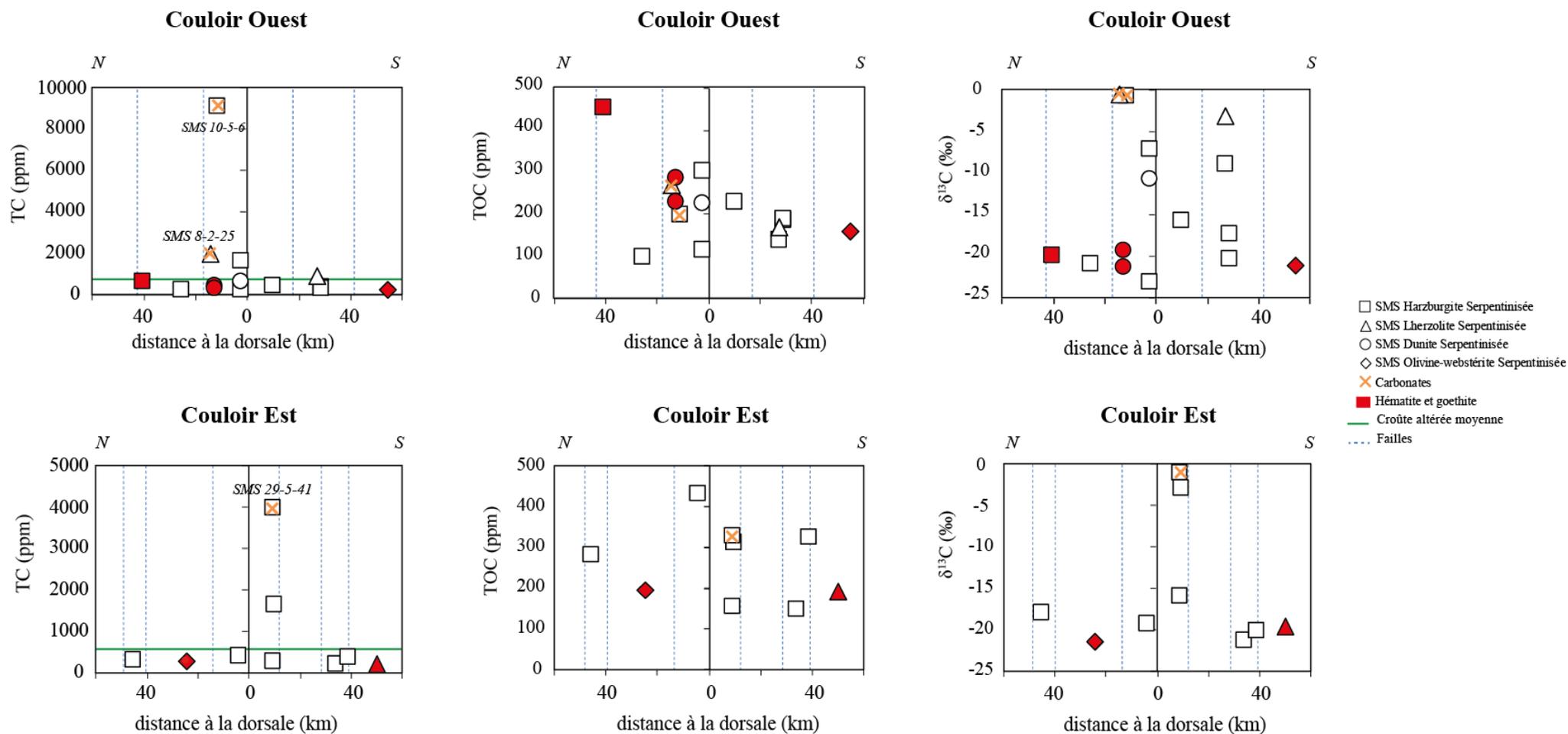


Figure VII-5 : Variation de la teneur en carbone total dans les serpentinites du smooth seafloor en fonction de leur degré de serpentinisation (représenté par le ratio Fe^{3+}/F_{Ctotal}) (gauche) et leur distance à la dorsale (droite). La valeur moyenne de la croûte océanique altérée (basaltes+gabbros) (697ppm) est tirée des données de Alt and Teagle (1999), Delacour et al. (2008c) et Shilobreeva et al. (2011). La position des failles est tirée de Sauter et al, 2013.

Les oxy/hydroxydes de fer se formant postérieurement aux épisodes de serpentinisation, leur formation implique des interactions avec des rapports eau-roche élevés et des conditions oxydantes à basse température. Néanmoins, la température de formation de ces serpentinites à oxy-hydroxydes n'a pas été déterminée, nécessitant des analyses isotopiques de l'oxygène complémentaires. Les serpentinites à oxy/hydroxydes de fer du SMS sont éloignées de l'axe de la dorsale, suggérant une interaction prolongée avec des fluides oxydants. Cependant d'autres serpentinites du smooth seafloor présentent également une faible concentration en carbone inorganique, suggérant qu'elles aussi ont subi une interaction avec des fluides sous-saturés en CO₂. Cet appauvrissement en CO₂ pourrait être lié à la précipitation de carbonates lors des stades antérieurs de serpentinisation, lorsque la dissolution des phases primaires fournit également du Mg et du Ca. En effet, les échantillons à carbonates sont localisés proches de la dorsale, dans des échantillons faiblement à moyennement serpentinisés.

Une autre possibilité pour expliquer la forte teneur en matière organique des échantillons à oxy/hydroxydes de fer serait le rôle du fer dissout dans la chimie organique. En effet de nombreuses études ont montré que le fer joue un rôle de catalyseur dans la synthèse de presque toutes les molécules organiques, que ce soit au niveau des réactions abiotiques ou biologiques (pour une compilation détaillée, voir [Bauer and Knölker, 2015](#); [Ferris, 2005](#)). La double libération de Fe aqueux, au moment de la formation de magnétite puis de l'hématite, aurait donc pu favoriser la formation de molécules organiques, malgré les conditions fortement oxydantes.

VII.4 Conclusions

Les serpentinites du smooth seafloor de la SWIR (62-65°E) présentent des concentrations et des compositions isotopiques en carbone total variant respectivement entre 155 et 9102 ppm et entre -25,2 et -0,5‰. Elles contiennent aussi bien du carbone organique (98 à 450 ppm, $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ entre -31,2 et -23,0‰) que du carbone inorganique. Ces gammes de compositions sont similaires à celles observées dans les serpentinites des ophiolites et de la dorsale MAR.

La composition isotopique du carbone total des serpentinites du smooth seafloor résulte d'un mélange entre un pôle inorganique marin à 0‰ et un pôle organique à environ -28‰. Les serpentinites du smooth seafloor peuvent être réparties en trois catégories selon leurs compositions isotopiques en carbone et leur minéralogie : les serpentinites avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$ entre -2‰ et -28‰, les serpentinites à carbonates des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}} > -2‰$, et les serpentinites à oxydes et hydroxydes de fer (hématite et goéthite) possédant des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}} > -19‰$.

Les profils d'avancement de la serpentinisation avec la distance ne montrent aucune tendance à l'enrichissement en TC, en TOC ou en ^{13}C au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la dorsale. Les plus fortes concentrations en TC, dues à la précipitation de carbonates, sont tout de même localisées relativement proches de la dorsale.

Les veines de calcite et les oxy/hydroxydes de fer traduisent tous deux la circulation d'un fluide oxydant, relativement basse température et à pH neutre/basique, cependant ces minéraux ne sont jamais associés dans les échantillons du smooth seafloor, et les roches les contenant présentent des $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$ diamétralement opposés. Les serpentinites contenant des carbonates résultent de la circulation de fluides riches en CO_2 ayant des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ proches de 0‰, de type eau de mer. Les serpentinites à oxy/hydroxydes de fer ont été affectées par un double stade d'altération : 1) serpentinisation avec formation de magnétite et 2) altération de la serpentine et de la magnétite en hématite et goethite. Chaque étape entraîne une dissolution du Fe et son oxydation, permettant la production d' H_2 et fournissant un catalyseur aux réactions de synthèse organique. Si les fluides circulants sont pauvres en CO_2 , des composés organiques avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ ($\geq -20\text{‰}$) seront formés au détriment des carbonates. La formation de ces fluides appauvris en CO_2 pourrait venir de la précipitation des carbonates lors des stades antérieurs de serpentinisation.

La lithosphère serpentinisée ne s'enrichit pas en C avec l'âge, contrairement à la croûte océanique altérée (basaltes et gabbros) (Alt and Teagle, 1999). Ceci est probablement dû à la production de matière organique, qui entre en concurrence avec la précipitation des carbonates en utilisant une partie du CO_2 disponible dans les fluides, ainsi qu'à une perte d'une partie du carbone dans les fluides hydrothermaux sous forme de CH_4 . Ce phénomène n'est toutefois pas dépendant directement de la production de H_2 par la serpentinisation, puisque l'on n'observe aucune tendance à l'appauvrissement du $\delta^{13}\text{C}$ des serpentinites avec l'avancée de la serpentinisation. La composition isotopique du C ne permet donc pas de tracer l'oxydation des serpentinites.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

Au cours de cette thèse, les compositions élémentaires, majeurs et traces, et isotopiques en carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et fer ($\delta^{56}\text{Fe}$) des serpentinites du smooth seafloor (SMS) de la dorsale sud-ouest Indienne (SWIR, 62 à 65°E) ont été déterminées dans le but de mieux comprendre le comportement de ces éléments chimiques lors des interactions fluide-roche, ie serpentinitisation, dans un contexte de dorsale ultralente caractérisée par une activité magmatique réduite, et de mieux contraindre leur évolution (spéciation, gain/perte, fractionnement) sur un profil de distance à la dorsale.

Les serpentinites du SMS, sélectionnées dans le cadre de cette étude, présentent des degrés de serpentinitisation moyennement à fortement élevés, entre 50% et 100%, indiquant une serpentinitisation intense sur l'ensemble du smooth seafloor, sans relation particulière avec leur positionnement par rapport à l'axe de la dorsale et en accord avec les modèles suggérant une serpentinitisation des péridotites des OCC en plusieurs étapes, depuis la profondeur vers la surface, et avec des conditions physico-chimiques variables ([Andreani et al., 2007](#)) (Chapitre III). Néanmoins, la faible proportion modale en sulfures (<0,1%), en chlorite et en trémolite des serpentinites et la présence majeure de lizardite indiquent des températures de serpentinitisation majoritairement inférieures à 350°C, en accord avec le faible flux thermique de la zone et les précédentes températures de serpentinitisation présentées par [Rouméjon et al. \(2015\)](#). La très faible proportion de sulfures dans ces serpentinites conforte l'hypothèse d'une circulation limitée de fluides hydrothermaux haute température de type fumeurs noirs qui conduiraient à la formation de minéralisation au sein de la lithosphère océanique du smooth seafloor et également de conditions de température ne permettant pas la formation de sulfures par réduction des sulfates (inorganique ou organique).

La présence d'hématite et de goethite (IOH) dans une dizaine d'échantillons de serpentinites indique des fugacités en oxygène élevées lors des interactions fluide-roche et donc un épisode d'oxydation plus poussée postérieurement à la serpentinitisation. Ces interactions fluide-roche n'ont cependant pas conduit à la formation d'argiles typiques de l'altération de la serpentine (smectites, vermiculites ; [Caillaud et al., 2004, 2006](#); [Destrigneville et al., 1998](#))

observées sur d'autres sites (Galicia Bank, MAR), indiquant la limite inférieure de température pour la serpentinisation des péridotites du smooth seafloor (environ 150°C) (Chapitre III).

Les péridotites des dorsales lentes et ultralentes peuvent fréquemment être affectées par des interactions avec des liquides magmatiques, de composition le plus souvent basaltique, entraînant des modifications plus ou moins marquées de leurs compositions chimiques (Casey, 1997; Drouin et al., 2009; Le Roux et al., 2007; Lissenberg and Dick, 2008; Niu, 2004; Rampone et al., 1997). Les péridotites du smooth seafloor montrent quelques évidences de ces circulations et interactions avec des liquides magmatiques (présence de plagioclase altéré et/ou de textures caractéristiques entre les minéraux primaires (cristallisation interstitielle d'olivine ou de pyroxènes, limites de grains en cuspidés) (Chapitre III). Ces interactions se sont produites antérieurement à la serpentinisation et ont peu affecté les compositions en éléments majeurs et traces des péridotites, à l'exception d'un seul échantillon, dragué dans une zone riche en gabbros (Chapitre V). Ces interactions limitées entre liquides magmatiques basaltiques, fluides hydrothermaux de haute température (cf. paragraphe précédent sur les concentrations en sulfures) et péridotites sont à relier à la très faible activité magmatique et l'absence de roches mafiques (basaltes et gabbros) dans la zone du smooth seafloor. Le smooth seafloor se révèle donc être un lieu approprié pour l'étude des conditions de serpentinisation et des transferts d'éléments chimiques associés, et à plus grande échelle des échanges d'éléments chimiques entre les deux grands réservoirs que sont le manteau et l'océan.

Trois proxys du degré de serpentinisation peuvent être utilisés avec confiance pour les serpentinites n'ayant subi aucune oxydation post-serpentinisation, toutes les trois étant intercorrélés : la teneur en eau (LOI), le degré d'oxydation (exprimé par le rapport Fe^{3+}/Fe_{tot}) et le degré visuel de serpentinisation. Ces trois proxys sont également corrélés avec la distance à l'axe de la dorsale pour les échantillons du corridor ouest du smooth seafloor (~63°E), permettant par conséquent de tracer un profil de serpentinisation par rapport à l'axe de la dorsale et d'inclure une dimension spatiale au comportement des éléments chimiques durant la serpentinisation. Les épisodes d'oxydation tardive affectant les serpentinites à IOH augmentent significativement les rapports Fe^{3+}/Fe_{tot} , suggérant par conséquent que leur degré d'oxydation n'est plus représentatif de la serpentinisation seule.

Afin de mieux quantifier les bilans d'éléments chimiques dans un contexte plus globale de dorsale, les compositions chimiques élémentaires des serpentinites de la SWIR (dorsale ultralente) ont été comparés à celles de la MAR (dorsale lente) (Chapitre V). Les concentrations

en éléments majeurs des serpentinites du smooth seafloor ne présentent pas de différences majeures par rapport aux serpentinites de la MAR. Les serpentinites de SMS sont légèrement plus riches en Al_2O_3 mais cet enrichissement est hérité du protolithe péridotitique, les ortho- et clinopyroxènes des péridotites SWIR étant eux-mêmes enrichis par rapports à ceux des péridotites de la MAR. Ceci est confirmé par la corrélation entre Al_2O_3 corrèle et TiO_2 (i.e. indicateur du taux de fusion partielle). Similairement, le CaO est également corrélé avec le TiO_2 , à l'exception des serpentinites contenant des veines de carbonates, et peut donc être utilisé, dans une certaine mesure, comme traceur de la composition du protolithe. L'absence de corrélation nette entre Na_2O et TiO_2 suggère que la serpentinitisation pourrait influencer la concentration en sodium de la roche, via la précipitation d'argiles riche en Na ou de saumures. Cependant, les concentrations en Cl n'ayant pas été mesurées, il est pour le moment difficile de déterminer l'origine de cet enrichissement en Na. Aucun élément majeur ne présente d'évolution systématique avec la distance à la dorsale, c'est à dire avec le degré de serpentinitisation. Les serpentinites à IOH sont en revanche appauvries en MgO (et aussi probablement en SiO_2), ce qui mène artificiellement à des enrichissements en Fe_2O_3 , et enrichies en Na_2O , ceci étant probablement lié à de plus longues interactions avec un fluide riche en Na.

Les concentrations en éléments traces des serpentinites du SMS présentent, en revanche, des différences majeures par rapport aux serpentinites de la MAR (Chapitre V). De façon générale, les serpentinites du SMS sont enrichies en éléments en traces, similairement aux serpentinites de la SWIR (Niu, 2004; Rouméjon, 2014). Ceci est dû à un degré plus faible de fusion partielle entraînant un enrichissement en éléments compatibles. Le B et le Li, deux éléments dont la concentration augmente lors de la serpentinitisation par incorporation dans la serpentine (Deschamps et al., 2010, 2011, 2013), montrent des enrichissements avec la distance à la dorsale. Ils ne sont cependant pas plus enrichis dans les échantillons à IOH, indiquant que leur incorporation a lieu pendant la serpentinitisation et que des conditions redox élevées limitent leur incorporation. D'autres éléments traces, La, Pr, As, Sb et Cd, montrent une augmentation de leur concentration pendant la serpentinitisation, avec un enrichissement marqué dans les serpentinites à IOH, ce qui montre que leur comportement est lié à l'oxydation progressive du protolithe.

Le faible taux de fusion partielle affectant les péridotites du SMS, comparé à celui de la dorsale MAR, entraîne un comportement significativement différent pour deux éléments : le Ce et l'Eu (Chapitre V). Comme évoqué plus haut, le faible flux de chaleur à l'axe de la dorsale se combine à une faible proportion de basaltes/gabbros. Ceci a pour conséquence la formation et la circulation de fluides avec des températures faibles à moyennes et ne présentant pas

d'anomalie en Eu. La température faible des fluides hydrothermaux produits ne permet pas de lessiver efficacement les éléments chimiques (ex : soufre, métaux), et sa composition en éléments en traces est par conséquent proche de celle de l'eau de mer (anomalie négative en Ce). Les serpentinites du smooth seafloor de la SWIR, issues de l'interaction avec ces fluides hydrothermaux, sont donc dépourvues d'anomalie positive en Eu, et présentent au contraire une anomalie négative en Ce, contrairement aux serpentinites MAR.

Une autre conséquence de la circulation de ces fluides à relativement faible température concerne la mobilité, ou plutôt l'immobilité du fer à l'échelle de la roche. En effet, bien qu'une oxydation et une redistribution du fer entre l'olivine, la serpentine et la magnétite (et éventuellement l'hématite et la goethite) existe, la composition isotopique en Fe des serpentinites du smooth seafloor reste globalement homogène ($+0,1 \pm 0,09\text{‰}$) et ne montre aucune corrélation avec le LOI, le $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$, et le degré de serpentinisation visuel (Chapitre VI). Les valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ des serpentinites ne permettent donc pas de tracer l'avancement de la serpentinisation malgré l'oxydation progressive. Pour des conditions de températures $< 350^\circ\text{C}$, les valeurs de $\delta^{56}\text{Fe}$ des serpentinites sont représentatives de la composition isotopique en fer du manteau océanique, comme cela a été précédemment suggéré par [Craddock et al. \(2013\)](#). Des réactions de serpentinisation et des circulations de fluides à plus hautes températures entraînent un lessivage du fer par les fluides et un fractionnement isotopique ([Debret et al., 2018](#)). La composition isotopique en fer des serpentinites du SMS indique par conséquent que le manteau du SMS est enrichi en ^{56}Fe par rapport aux chondrites et aux estimations faites du manteau terrestre global ($\sim 0\text{‰}$). Cet enrichissement est probablement lié à une forte hétérogénéité du manteau dans la zone 62-65°E et à la présence de matériaux enrichis en ^{56}Fe (e.g. pyroxénites ; [Mallick et al., 2015](#); [Meyzen et al., 2003](#); [Paquet et al., 2016](#)).

Similairement aux compositions isotopiques en fer, aucune systématique n'a pu être observée pour les compositions isotopiques en carbone des échantillons en fonction du degré de serpentinisation. Les concentrations en carbone total (TC) et carbone organique total (TOC), et leurs compositions isotopiques respectives, $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$, sont dans la même gamme de valeur que celle des serpentinites de la MAR ([Alt et al., 2013](#); [Delacour et al., 2008c](#)). Les concentrations élémentaires en carbone total (TC) et organique (TOC) n'évoluent avec l'avancée de la serpentinisation, bien que les plus forts TC, liés à la présence de carbonates, soient localisés proches de la dorsale. Ceci démontre une différence majeure entre la lithosphère

serpentinisée et la croûte océanique altérée (métabasaltes et métagabbros), qui elle s'enrichit en C avec la distance à la dorsale (i.e. l'âge) via la précipitation de carbonates (Alt and Teagle, 1999). Pour expliquer cela, nous pouvons évoquer la perte de méthane via les fluides hydrothermaux (Boulart et al., 2013; Charlou et al., 2002; German et al., 2010; Kelley et al., 2001; Lang et al., 2006; Monnin et al., 2014; Schmidt et al., 2007; Seyfried et al., 2011).

La composition isotopique en carbone des serpentinites du smooth seafloor résulte d'un mélange entre des carbonates marins ayant une valeur de $\delta^{13}\text{C} \sim 0\text{‰}$ et du carbone organique avec une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ à -28‰ , similairement à ce qui avait été observé sur la MAR et d'autres sites (Alt et al., 2013; Delacour et al., 2008c). La composition isotopique en C n'est pas corrélée avec la distance à la dorsale, elle n'évolue pas avec le degré d'oxydation. Malgré des conditions très oxydantes favorables à la précipitation de carbonates, les serpentinites à IOH sont dominés par du carbone organique (carbone réduit). Ceci pourrait s'expliquer par une double oxydation des échantillons (serpentinisation + oxydation tardive), générant une production de H_2 supplémentaire. En l'absence de fluides sursaturés en CO_2 (qui favorisent les carbonates), les conditions seraient favorables à une nouvelle formation des molécules organiques.

Cette thèse a donc permis de souligner les différences de compositions chimiques qui existent entre les serpentinites provenant de contextes différents : dorsale ultralente vs. dorsale lente. Il a été possible de mettre en évidence qu'en plus des indicateurs classiques du degré de serpentinisation (LOI, degré d'oxydation du fer), l'avancement de la serpentinisation peut être tracée par les concentrations en La, Pr, As, Sb, Cd sous réserve que la serpentinisation soit le seul processus ayant affecté les péridotites. Contrairement aux hypothèses de départ, les compositions isotopiques en Fe permettent pas de suivre l'oxydation progressive pendant la serpentinisation.

En termes de perspectives, il serait maintenant intéressant d'analyser les compositions isotopiques en fer in situ des différents minéraux secondaires (serpentine et magnétite) afin de confirmer qu'aucun fractionnement n'existe lors de l'altération de l'olivine et des pyroxènes en serpentine, ou bien si des fractionnements s'opèrent uniquement à l'échelle des minéraux. Des analyses préliminaires avaient été réalisées dans le cadre de cette thèse mais de nombreux problèmes analytiques n'ont pas permis de mener à bien ces travaux de recherche. Les récents travaux de Scott et al. (2017) sur les magnétites et serpentines d'un échantillon de dunite

serpentinisée semblent aller dans le sens de la deuxième hypothèse, à savoir un enrichissement en ^{56}Fe de la magnétite, combinée à un appauvrissement de la serpentine.

Afin de déterminer plus précisément la nature du carbone organique total, des analyses complémentaires d'identification des différentes molécules organiques sont également envisagées.

BIBLIOGRAPHIE

- Agrinier P. and Cannat M. (1997) Oxygen-isotope constraints on serpentinization processes in ultramafic rocks from the mid-atlantic ridge (23°N). *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results* **153**, 381–388.
- Albarède F. and Beard B. (2004) Analytical Methods for Non-Traditional Isotopes. *Rev. Mineral. Geochemistry* **55**, 113–152.
- Allen D. E. and Seyfried W. E. (2003) Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: An experimental study at 400°C, 500 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta* **67**, 1531–1542.
- Allen D. E. and Seyfried W. E. (2004) Serpentinization and heat generation: Constraints from Lost City and Rainbow hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 1347–1354.
- Alt J. ., Honnorez J., Hubberten H.-W. and Saltzman E. (1983) Occurrence and origin of anhydrite from Deep Sea Drilling Project Leg 70, hole 504B, Coast Rica rift. *Deep Sea Drill. Proj.* **69**, 547–550.
- Alt J. C., Anderson T. F. and Bonnell L. (1989) The geochemistry of sulfur in a 1.3 km section of hydrothermally altered oceanic crust, DSDP Hole 504B. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53**, 1011–1023.
- Alt J. C., France-Lanord C., Floyd P. A., Castillo P. and Galy A. (1992) Low temperature hydrothermal alteration of Jurassic ocean crust, site 801. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results* **129**, 415–427.
- Alt J. C., Shanks W. C. and Jackson M. C. (1993) Cycling of sulfur in subduction zones: The geochemistry of sulfur in the Mariana Island Arc and back-arc trough. *Earth Planet. Sci. Lett.* **119**, 477–494.
- Alt J. C. (1994) A sulfur isotopic profile through the troodos ophiolite, Cyprus: Primary composition and the effects of seawater hydrothermal alteration. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 1825–1840.
- Alt J. C. (1995) Sulfur isotopic profile through the oceanic crust: sulfur mobility and seawater-crustal sulfur exchange during hydrothermal alteration. *Geology* **23**, 585–588.
- Alt J. C. and Shanks W. C. (1998) Sulfur in serpentinized oceanic peridotites : Serpentinization processes and microbial sulfate reduction. *J. Geophys. Res.* **103**, 9917–9929.
- Alt J. C. and Teagle D. A. H. (1999) The uptake of carbon during alteration of ocean crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**, 1527–1535.
- Alt J. C., Davidson G. J., Teagle D. A. H. and Karson J. A. (2003) Isotopic composition of gypsum in the Macquarie Island ophiolite: Implications for the sulfur cycle and the subsurface biosphere in oceanic crust. *Geology* **31**, 549–552.
- Alt J. C. and Shanks W. C. (2003) Serpentinization of abyssal peridotites from the MARK area, Mid-Atlantic Ridge: Sulfur geochemistry and reaction modeling. *Geochim. Cosmochim. Acta* **67**, 641–653.
- Alt J. C. and Teagle D. A. H. (2003) Hydrothermal alteration of upper oceanic crust formed at a fast-spreading ridge: Mineral, chemical, and isotopic evidence from ODP Site 801. *Chem. Geol.* **201**, 191–211.
- Alt J. C. and Shanks W. C. (2006) Stable isotope compositions of serpentinite seamounts in the Mariana forearc: Serpentinization processes, fluid sources and sulfur metasomatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* **242**, 272–285.
- Alt J. C., Shanks W. C., Bach W., Paulick H., Garrido C. J. and Beaudoin G. (2007) Hydrothermal alteration and microbial sulfate reduction in peridotite and gabbro exposed by detachment faulting at the Mid-Atlantic

- Ridge, 15°20'N (ODP Leg 209): A sulfur and oxygen isotope study. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **8**.
- Alt J. C., Garrido C. J., Shanks W. C., Turchyn A., Padrón-Navarta J. A., López Sánchez-Vizcaíno V., Gómez Pugnare M. T. and Marchesi C. (2012a) Recycling of water, carbon, and sulfur during subduction of serpentinites: A stable isotope study of Cerro del Almiraz, Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* **327–328**, 50–60.
- Alt J. C., Shanks W. C., Crispini L., Gaggero L., Schwarzenbach E. M., Früh-Green G. L. and Bernasconi S. M. (2012b) Uptake of carbon and sulfur during seafloor serpentinization and the effects of subduction metamorphism in Ligurian peridotites. *Chem. Geol.* **322–323**, 268–277.
- Alt J. C., Schwarzenbach E. M., Früh-Green G. L., Shanks W. C., Bernasconi S. M., Garrido C. J., Crispini L., Gaggero L., Padrón-Navarta J. A. and Marchesi C. (2013) The role of serpentinites in cycling of carbon and sulfur: Seafloor serpentinization and subduction metamorphism. *Lithos* **178**, 40–54.
- Amor M. (2015) Signatures chimiques et isotopiques de la magnétite des bactéries magnétotactiques par. Université Paris-Diderot.
- Amor M., Busigny V., Louvat P., Gélabert A., Cartigny P., Durand-Dubief M., Ona-Nguema G., Alphandéry E., Chebbi I. and Guyot F. (2016) Mass-dependent and -independent signature of Fe isotopes in magnetotactic bacteria. *Science (80-.)*. **352**, 705–708.
- Anbar A. D., Roe J. E., Barling J. and Neilson K. H. (2000) Nonbiological Fractionation of Iron Isotopes. **288**, 126–129.
- Anbar A. D., Jarzecki A. A. and Spiro T. G. (2005) Theoretical investigation of iron isotope fractionation between Fe(H₂O)⁶³⁺ and Fe(H₂O)⁶²⁺: Implications for iron stable isotope geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* **69**, 825–837.
- Andersen T., Reilly S. Y. O. and Griffin W. L. (1984) The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia : implications for mantle metasomatism. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **88**, 72–85.
- Andreani M. (2003) Les microstructures de déformation des serpentines et la partition sismique-asismique : exemple de la Californie.
- Andreani M., Mével C., Boullier A. M. and Escartin J. (2007) Dynamic control on serpentine crystallization in veins: Constraints on hydration processes in oceanic peridotites. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **8**.
- Andreani M., Luquot L., Gouze P., Godard M., Hoise E. and Gibert B. (2009) Experimental study of carbon sequestration reactions controlled by the percolation of CO₂-rich brine through peridotites. *Environ. Sci. Technol.* **43**, 1226–1231.
- Andreani M., Muñoz M., Marcaillou C. and Delacour A. (2013) μ XANES study of iron redox state in serpentine during oceanic serpentinization. *Lithos* **178**, 70–83.
- Andreani M., Escartin J., Delacour A., Ildelfonse B., Godard M., Dyment J., Fallick A. E. and Fouquet Y. (2014) Tectonic structure, lithology, and hydrothermal signature of the Rainbow massif (Mid-Atlantic Ridge 36°140N). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **15**, 1000-1019.
- Anselmi B., Mellini M. and Viti C. (2000) Chlorine in the Elba, Monti Livornesi and Murlo serpentines: evidence for sea-water interaction. *Eur. J. Mineral.* **12**, 137–146.
- Augustin N., Lackschewitz K. S., Kuhn T. and Devey C. W. (2008) Mineralogical and chemical mass changes in mafic and ultramafic rocks from the Logatchev hydrothermal field (MAR 15°N). *Mar. Geol.* **256**, 18–29.
- Auzende J., Canna M., Gente P., Henriot J., Juteau T., Karson J., Lagabrielle Y., Mevet C. and Tivey M. (1994) Observation of sections of oceanic crust and mantle cropping out on the southern wall of Kane FZ (N.

- Atlantic). *Terra Nov.* **6**, 143–148.
- Auzende A. L., Daniel I., Reynard B., Lemaire C. and Guyot F. (2004) High-pressure behaviour of serpentine minerals: A Raman spectroscopic study. *Phys. Chem. Miner.* **31**, 269–277.
- Bach W., Garrido C. J., Harvey J. and Rosner M. (2004) Seawater-peridotite interactions: First insights from ODP Leg 209, MAR 15 ° N.
- Bach W., Paulick H., Garrido C. J., Ildefonse B., Meurer W. P. and Humphris S. E. (2006) Unraveling the sequence of serpentinization reactions: Petrography, mineral chemistry, and petrophysics of serpentinites from MAR 15°N (ODP Leg 209, Site 1274). *Geophys. Res. Lett.* **33**, 4–7.
- Bach W., Rosner M., Jöns N., Rausch S., Robinson L. F., Paulick H. and Erzinger J. (2011) Carbonate veins trace seawater circulation during exhumation and uplift of mantle rock: Results from ODP Leg 209. *Earth Planet. Sci. Lett.* **311**, 242–252.
- Badro J., Fiquet G., Guyot F. and Gregoryanz E. (2007) Effect of light elements on the sound velocities in solid iron : Implications for the composition of Earth ' s core. *Earth Planet. Sci. Lett.* **254**, 233–238.
- Bailey S. W. (1988) Structures compositions of other trioctahedral 1:1 phyllosilicates. *Rev. Mineral. Geochemistry* **19**, 169–188.
- Baker I. and Haggerty S. E. (1967) The alteration of olivine in basaltic and associated lavas - Part I: High temperature alteration. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **16**, 233–257.
- Balci N., Bullen T. D., Witte-Lien K., Shanks W. C., Motelica M. and Mandernack K. W. (2006) Iron isotope fractionation during microbially stimulated Fe(II) oxidation and Fe(III) precipitation. *Geochim. Cosmochim. Acta* **70**, 622–639.
- Banfield J. F., Welch S. A., Zhang H., Ebert T. T. and Penn R. L. (2000) Aggregation-based crystal growth and microstructure development in natural iron oxyhydroxide biomineralization products. *Science (80-.)*. **289**, 751–754.
- Barnes J. D., Selverstone J. and Sharp Z. D. (2006) Chlorine isotope chemistry of serpentinites from Elba, Italy, as an indicator of fluid source and subsequent tectonic history. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **7**.
- Barnes S. J. (2000) Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *J. Petrol.* **41**, 387–409.
- Barnes S. J. and Roeder P. L. (2001) The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *J. Petrol.* **42**, 2279–2302.
- Baronnet A., Mellini M. and Devouard B. (1994) Sectors in polygonal serpentine. A model based on dislocations. *Phys. Chem. Miner.* **21**, 330–343.
- Baronnet A., Andréani M., Grauby O., Devouard B., Nitsche S. and Chaudanson D. (2007) Onion morphology and microstructure of polyhedral serpentine. *Am. Mineral.* **92**, 687–690.
- Bassez M., Takano Y. and Ohkouchi N. (2009) Organic Analysis of Peridotite Rocks from the Ashadze and Logatchev Hydrothermal Sites. , 2986–2998.
- Bauer I. and Knölker H.-J. (2015) Iron Catalysis in Organic Synthesis. *Chem. Rev.* **115**, 3170–3387.
- Beard B. L. and Johnson C. M. (1999) High precision iron isotope measurements of terrestrial and lunar materials. *Geochimica Cosmochim. Acta* **63**, 1653–1660.
- Beard B. L., Johnson C. M., Cox L., Sun H., Nealson K. H. and Aguilar C. (1999) Iron Isotope Biosignatures. *Science* **285**, 1889–1892.

- Beard B. L., Johnson C. M., Skulan J. L., Neelson K. H., Cox L. and Sun H. (2003) Application of Fe isotopes to tracing the geochemical and biological cycling of Fe. *Chem. Geol.* **195**, 87–117.
- Beard B. L. and Johnson C. M. (2004) Inter-mineral Fe isotope variations in mantle-derived rocks and implications for the Fe geochemical cycle. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 4727–4743.
- Beard B. L., Handler R. M., Scherer M. M., Wu L., Czaja A. D., Heimann A. and Johnson C. M. (2010) Iron isotope fractionation between aqueous ferrous iron and goethite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **295**, 241–250.
- Beard J. S., Frost B. R., Fryer P., McCaig A., Searle R., Ildefonse B., Zinin P. and Sharma S. K. (2009) Onset and progression of serpentinization and magnetite formation in Olivine-rich troctolite from IODP hole U1309D. *J. Petrol.* **50**, 387–403.
- Bennett S. A., Rouxel O., Schmidt K., Garbe-Schönberg D., Statham P. J. and German C. R. (2009) Iron isotope fractionation in a buoyant hydrothermal plume, 5°S Mid-Atlantic Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta* **73**, 5619–5634.
- Bennett S. A., Statham P. J., Green D. R. H., Le N., Mcdermott J. M., Prado F., Rouxel O. J., Damm K. Von and German C. R. (2011) Deep-Sea Research I Dissolved and particulate organic carbon in hydrothermal plumes from the East Pacific Rise, 9 1 50 0 N. *Deep. Res. Part I* **58**, 922–931.
- Benz M., Brune a. and Schink B. (1998) Anaerobic and aerobic oxidation of ferrous iron at neutral pH by chemoheterotrophic nitrate-reducing bacteria. *Arch Microbiol.* **169**, 159–165.
- Bergman S. C. and Dubessy J. (1984) CO₂-CO fluid inclusions in a composite peridotite xenolith: implications for upper mantle oxygen fugacity. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **85**, 1–13.
- Berndt M. E., Allen D. E. and Seyfried W. E. (1996) Reduction of CO₂ during serpentinization of olivine at 300°C and 500 bar. *Geology* **24**, 351–354.
- Bischoff J. L. and Seyfried W. E. (1978) Hydrothermal chemistry of seawater from 25 degrees to 350 degrees C. *Am. J. Sci.* **278**, 838–860.
- Bishop J., Murad E. and Dyar M. D. (2002) The influence of octahedral and tetrahedral cation substitution on the structure of smectites and serpentines as observed through infrared spectroscopy. *Clay Miner.* **37**, 617–628.
- Blackman D. K., Cann J. R., Janssen B. and Smith D. K. (1998) Origin of extensional core complexes: Evidence from the Mid-Atlantic Ridge at Atlantis Fracture Zone. *J. Geophys. Res.* **103**, 21315–21333.
- Blackman D. K., Karson J. A., Kelley D. S., Cann J. R., Gretchen L., Gee J. S., Hurst S. D., John B. E., Morgan J., Scott L., Ross D. K., Schroeder T. J., Williams E. A., Sciences E., Uk L. L. S. and Miner- I. (2002) Geology of the Atlantis Massif (Mid-Atlantic Ridge, 30°N): Implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex. *Mar. Geophys. Res.* **23**, 443–469.
- Blackman D. K., Ildefonse B., John B. E., Ohara Y., Miller D. J., MacLeod C. J. and Scientists E. (2006) Oceanic core complex formation, Atlantis Massif. In *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* p. 305.
- Blakemore R. (1975) Magnetotactic bacteria. *Science* **190**, 377–379.
- Blanchard M., Poitrasson F., Méheut M., Lazzeri M., Mauri F. and Balan E. (2009) Iron isotope fractionation between pyrite (FeS₂), hematite (Fe₂O₃) and siderite (FeCO₃): A first-principles density functional theory study. *Geochim. Cosmochim. Acta* **73**, 6565–6578.
- Blount C. W. and Dickson F. W. (1969) The solubility of anhydrite (CaSO₄) in NaCl-H₂O from 100 to 450 ° C and 1 to 1000 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33**, 227–245.
- Bodinier J. and Godard M. (2003) *Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites.*, Elsevier.

- Bogolepov V. G. (1970) Problem of serpentinization of ultrabasic rocks. *Int. Geol. Rev.* **12**, 421–432.
- Bonatti E., Lawrence J. R., Hamlyn P. R. and Breger D. (1980) Aragonite from Deep-Sea Ultramafic Rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 1207–1214.
- Bonatti E., Ottonello G. and Hamlyn P. R. (1986) Peridotites from the island of Zabargad (St John), Red Sea: petrology and geochemistry. *J. Geophys. Res.* **91**, 599–631.
- Bonatti E., Peyve A. A., Kepezhinskas P., Kurentsova N., Seyler M., Skoltnev S. G. and Udinstev G. (1992) Upper mantle heterogeneity below the Mid-Atlantic Ridge, 0°-15°N. *J. Geophys. Res.* **97**, 4461–4476.
- Bonifacie M., Busigny V., Mével C., Philippot P., Agrinier P., Jendrzejewski N., Scambelluri M. and Javoy M. (2008) Chlorine isotopic composition in seafloor serpentinites and high-pressure metaperidotites. Insights into oceanic serpentinization and subduction processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **72**, 126–139.
- Borghini G. and Rampone E. (2007) Postcumulus processes in oceanic-type olivine-rich cumulates: The role of trapped melt crystallization versus melt/rock interaction. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **154**, 619–633.
- Borghini G., Fumagalli P. and Rampone E. (2011) The geobarometric significance of plagioclase in mantle peridotites: A link between nature and experiments. *Lithos* **126**, 42–53.
- Boschetti T., Etiope G., Pennisi M., Romain M. and Toscani L. (2013) Boron, lithium and methane isotope composition of hyperalkaline waters (Northern Apennines, Italy): Terrestrial serpentinization or mixing with brine? *Appl. Geochemistry* **32**, 17–25.
- Boschi C., Früh-Green G. L., Delacour A., Karson J. A. and Kelley D. S. (2006) Mass transfer and fluid flow during detachment faulting and development of an oceanic core complex, Atlantis Massif (MAR 30°N). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **7**.
- Boschi C., Dini A., Früh-Green G. L. and Kelley D. S. (2008) Isotopic and element exchange during serpentinization and metasomatism at the Atlantis Massif (MAR 30°N): Insights from B and Sr isotope data. *Geochim. Cosmochim. Acta* **72**, 1801–1823.
- Boschi C., Bonatti E., Ligi M., Brunelli D., Cipriani A., Dallai L., D’Orazio M., Früh-Green G. L., Tonarini S., Barnes J. D. and Bedini R. M. (2013) Serpentinization of mantle peridotites along an uplifted lithospheric section, mid atlantic ridge at 11° N. *Lithos* **178**, 3–23.
- Boudier F. (1971) Minéraux serpentiniteux extraits de péridotites serpentinisées des Alpes Occidentales. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **33**, 331–345.
- Boulart C., Chavagnac V., Monnin C., Delacour A., Ceuleneer G. and Hoareau G. (2013) Differences in gas venting from ultramafic-hosted warm springs: the example of Oman and Voltri ophiolites. *Ophioliti* **38**, 142–156.
- Brandt F., Bosbach D., Krawczyk-Barsch E., Arnold T. and Bernhard G. (2003) Chlorite dissolution in the acid pH-range: A combined microscopic and macroscopic approach. *Geochim. Cosmochim. Acta* **67**, 1451–1461.
- Brant C., Coogan L. A., Gillis K. M., Seyfried W. E., Pester N. J. and Spence J. (2012) Lithium and Li-isotopes in young altered upper oceanic crust from the East Pacific Rise. *Geochim. Cosmochim. Acta* **96**, 272–293.
- Brantley S. L., Liermann L. J., Guynn R. L., Anbar A., Icopini G. A. and Barling J. (2004) Fe isotopic fractionation during mineral dissolution with and without bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 3189–3204.
- Brantley S. L. (2008) Kinetics of Mineral Dissolution.
- Brassel N. C., Wardroper A. M. K., Thompson I. D., J.R. M. and Eglinton G. (1981) Specific acyclic isoprenoids as biological markers of methanogenic bacteria in marine sediments. *Nature* **290**, 693–696.

- Brazelton W. J., Schrenk M. O., Kelley D. S. and Baross J. A. (2006) Methane- and sulfur-metabolizing microbial communities dominate the lost city hydrothermal field ecosystem. *Appl. Environ. Microbiol.* **72**, 6257–6270.
- Breton T., Nauret F., Pichat S., Moine B., Moreira M., Rose-Koga E. F., Auclair D., Bosq C. and Wavrant L. M. (2013) Geochemical heterogeneities within the Crozet hotspot. *Earth Planet. Sci. Lett.* **376**, 126–136.
- Brocks J. J. and Summons R. E. (2003) Biomarkers for early life. *Biogeochemistry* **8**, 63–115.
- Bromiley G. D. and Pawley A. (2003) The stability of antigorite in the systems MgO-SiO₂-H₂O (MSH) and MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (MASH): The effects of Al³⁺ substitution on high-pressure stability. *Am. Mineral.* **88**, 99–108.
- Brunelli D., Paganelli E. and Seyler M. (2014) Percolation of enriched melts during incremental open-system melting in the spinel field: A REE approach to abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta* **127**, 190–203.
- Bullen T. D., White A. F., Childs C. W., Vivit D. V and Schultz M. S. (2001) Demonstration of a significant iron isotope fractionation in nature. *Geology* **29**, 699–702.
- Burkhard D. J. M. (1993) Accessory chromium spinels: Their coexistence and alteration in serpentinites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 1297–1306.
- Burton E. A. and Walter L. M. (1987) Relative precipitation rates of aragonite and Mg calcite from seawater: temperature or carbonate ion control? *Geology* **15**, 111–114.
- Busigny V., Planavsky N. J., Jézéquel D., Crowe S., Louvat P., Moureau J., Viollier E. and Lyons T. W. (2014) Iron isotopes in an Archean ocean analogue. *Geochim. Cosmochim. Acta* **133**, 443–462.
- Butler I. B., Archer C., Vance D., Oldroyd A. and Rickard D. (2005) Fe isotope fractionation on FeS formation in ambient aqueous solution. **236**, 430–442.
- Butt C. R. M. and Cluzel D. (2013) Nickel laterite ore deposits: Weathered serpentinites. *Elements* **9**, 123–128.
- Byrne R. H. and Kester D. R. (1976) Solubility of hydrous ferric oxide and iron speciation in seawater. *Mar. Chem.* **4**, 255–274.
- Byrne R. H., Luo Y.-R. and Young R. W. (2000) Iron hydrolysis and solubility revisited: observations and comments on iron hydrolysis characterizations. *Mar. Chem.* **70**, 23–25.
- Caillaud J., Proust D., Righi D. and Martin F. (2004) Fe-rich clays in a weathering profile developed from serpentinite. *Clays Clay Miner.* **52**, 779–791.
- Caillaud J., Proust D. and Righi D. (2006) Weathering sequences of rock-forming minerals in a serpentinite: Influence of microsystems on clay mineralogy. *Clays Clay Miner.* **54**, 87–100.
- Caillaud J., Proust D., Philippe S., Fontaine C. and Fialin M. (2009) Trace metals distribution from a serpentinite weathering at the scales of the weathering profile and its related weathering microsystems and clay minerals. *Geoderma* **149**, 199–208.
- Canil D. (1990) Experimental study bearing on the absence of carbonate in mantle-derived xenoliths. *Geology* **18**, 1011–1013.
- Canil D., O'Neill H. S. C., Pearson D. G., Rudnick R. L., McDonough W. F. and Carswell D. A. (1994) Ferric iron in peridotites and mantle oxidation states. *Earth Planet. Sci. Lett.* **123**, 205–220.
- Cann J. R., Blackman D. K., Smith D. K., McAllister E., Janssen B., Mello S., Avgerinos E., Pascoe A. R. and Escartin J. (1997) Corrugated slip surfaces formed at ridge-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge. *Nature* **385**, 329–332.

- Cannat M., Bideau D. and Hebert R. (1990) Plastic-Deformation and Magmatic Impregnation in Serpentinized Ultramafic Rocks from the Garrett Transform-Fault (East Pacific Rise). *Earth Planet. Sci. Lett.* **101**, 216–232.
- Cannat M., Bideau D. and Bougault H. (1992) Serpentinized Peridotites and Gabbros In the Mid-atlantic Ridge Axial Valley At 15° 37' N and 16° 52' N. *Earth Planet. Sci. Lett.* **109**, 87–106.
- Cannat M., Mével C., Maia M., Deplus C., Durand C., Gente P., Agrinier P., Belarouchi A., Dubuisson G., Humler E. and Reynolds J. (1995) Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22° – 24°N). *Geol. Soc. Am.* **23**, 49–52.
- Cannat M. and Seyler M. (1995) Transform tectonics, metamorphic plagioclase and amphibolitization in ultramafic rocks of the Vema transform fault (Atlantic Ocean). *Earth Planet. Sci. Lett.* **133**, 283–298.
- Cannat M., Rommevaux-Jestin C., Sauter D., Deplus C. and Mendel V. (1999) Formation of the axial relief at the very slow spreading Southwest Indian Ridge (49° to 69°E). *J. Geophys. Res.* **104**, 822–825.
- Cannat M., Céline R. J. and Fujimoto H. (2003) Melt supply variations to a magma-poor ultra-slow spreading ridge (Southwest Indian Ridge 61° to 69°E). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **4**, 1–21.
- Cannat M., Sauter D., Mendel V., Ruellan E., Okino K., Escartin J., Combié V. and Baala M. (2006) Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. *Geology* **34**, 605–608.
- Cannat M., Sauter D., Bezos A., Meyzen C., Humler E. and Le Rigoleur M. (2008) Spreading rate, spreading obliquity, and melt supply at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **9**, 1–26.
- Capitani G. and Mellini M. (2004) The modulated crystal structure of antigorite: The m = 17 polysome. *Am. Mineral.* **89**, 147–158.
- Caruso L. J. and Chernosky J. V. J. (1979) The stability of lizardite. *Can. Mineral.* **17**, 757–769.
- Casey J. F. (1997) Comparison of major-and trace-element geochemistry of abyssal peridotites and mafic plutonic rocks with basalts from the MARK region of the Mid-Atlantic Ridge. In *Proc. ODP, Sci. Results* pp. 181–241.
- Chamberlain J. a. (1965) Heazlewoodite and Awaruite in Serpentinities of the Eastern Townships, Quebec. *Can. Mineral.* **53**, 519–522.
- Chan L. H., Edmond J. M., Thompson G. and Gillis K. (1992) Lithium isotopic composition of submarine basalts : implications for the lithium cycle in the oceans. *Earth Planet. Sci.* **108**, 151–160.
- Chapman J. B., Weiss D. J., Shan Y. and Lemburger M. (2009) Iron isotope fractionation during leaching of granite and basalt by hydrochloric and oxalic acids. *Geochim. Cosmochim. Acta* **73**, 1312–1324.
- Charlou J. L., Fouquet Y., Bougault H., Donval J. P., Etoubleau J., Jean-Baptiste P., Dapoigny A., Appriou P. and Rona P. A. (1998) Intense CH₄ plumes generated by serpentinization of ultramafic rocks at the intersection of the 15°20'N fracture zone and the Mid-Atlantic Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 2323–2333.
- Charlou J. L., Donval J. P., Fouquet Y., Jean-baptiste P. and Holm N. (2002) Geochemistry of high H₂ and CH₄ vent fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36° 14' N , MAR). *Chem. Geol.* **191**, 345–359.
- Chaudhuri S. K., Lack J. G. and Coates J. D. (2001) Biogenic Magnetite Formation through Anaerobic Biooxidation of Fe(II). *Appl. Environ. Microbiol.* **67**, 2844–2848.
- Chavagnac V., Monnin C. and Ceuleneer G. (2013) Characterization of hyperalkaline fluids produced by low-

- temperature serpentinization of mantle peridotites in the Oman and Ligurian ophiolites. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **14**.
- Chavrit D., Humler E. and Grasset O. (2014) Mapping modern CO₂ fluxes and mantle carbon content all along the mid-ocean ridge system. *Earth Planet. Sci. Lett.* **387**, 229–239. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.036>.
- Chavrit D., Humler E., Morizet Y. and Laporte D. (2012) Influence of magma ascent rate on carbon dioxide degassing at oceanic ridges: Message in a bubble. *Earth Planet. Sci. Lett.* **357–358**, 376–385.
- Chen C., Su B. X., Uysal I., Avci E., Zhang P. F., Xiao Y. and He Y. S. (2015) Iron isotopic constraints on the origin of peridotite and chromitite in the Kizildağ ophiolite, southern Turkey. *Chem. Geol.* **417**, 115–124.
- Chen Y. and Brantley S. L. (2000) Dissolution of forsteritic olivine at 65 degrees C and 2 < pH < 5. *Chem. Geol.* **165**, 267–281.
- Chernosky J. V (1973) The stability of chrysotile, Mg₃Si₂O₅(OH)₄, and the free energy of formation of talc, Mg₃Si₄O₁₀(OH)₂. In *Geological Society of America Annual Meeting, Program and Abstracts*
- Chernosky J. V, Berman R. G. and Bryndzia L. T. (1988) Stability, phase relations, and thermodynamic properties of chlorite and serpentine group minerals. *Rev. Mineral. Geochemistry* **19**, 295–346.
- Chever F., Rouxel O. J., Croot P. L., Ponzevera E., Wuttig K. and Auro M. (2015) Total dissolvable and dissolved iron isotopes in the water column of the Peru upwelling regime. *Geochim. Cosmochim. Acta* **162**, 66–82.
- Coleman R. G. and Keith T. E. (1971) A Chemical Study of Serpentinization — Burro Mountain, California. *J. Petrol.* **12**, 311–328.
- Conrad R. and Seiler W. (1980) Photooxidative production and microbial consumption of carbon monoxide in seawater. *FEMS Microbiol. Lett.* **9**, 61–64.
- Conrad R., Seiler W., Bunse G. and Giehl H. (1982) Carbon monoxide in seawater (Atlantic Ocean). *J. Geophys. Res.* **87**, 8839–8852.
- Corliss J. B., Dymond J., Gordon L. I., Edmond J. M., vonHerzen R. P., Ballard R. D., Green K., Williams D., Bainbridge A., Crane K. and vanAndel T. H. (1979) Submarine thermal springs on the Galapagos Rift. *Science (80-)*. **203**, 1078–1083.
- Craddock P. R. and Dauphas N. (2011) Iron Isotopic Compositions of Geological Reference Materials and Chondrites. *Geostand. Geoanalytical Res.* **35**, 101–123.
- Craddock P. R., Warren J. M. and Dauphas N. (2013) Abyssal peridotites reveal the near-chondritic Fe isotopic composition of the Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* **365**, 63–76.
- Cressey B. A. and Zussman J. (1976) Electron microscopic studies of serpentinites. *Can. Mineral.* **14**, 307–313.
- Cressey B. A. (1979) Electron Textures Microscopy of Serpentine. *Can. Mineral.* **17**, 741–756.
- Cressey G., Cressey B. A. and Wicks F. J. (2008) Polyhedral serpentine: a spherical analogue of polygonal serpentine? *Mineral. Mag.* **72**, 1229–1242.
- Croal L. R., Johnson C. M., Beard B. L. and Newman D. K. (2004) Iron isotope fractionation by Fe(II)-oxidizing photoautotrophic bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 1227–1242.
- Crosby H. A., Johnson C. M., Roden E. E. and Beard B. L. (2005) Coupled Fe(II)-Fe(III) electron and atom exchange as a mechanism for Fe isotope fractionation during dissimilatory iron oxide reduction. *Environ. Sci. Technol.* **39**, 6698–6704.
- Crosby H. A., Roden E. E., Johnson C. M. and Beard B. L. (2007) The mechanisms of iron isotope fractionation

- produced during dissimilatory Fe(III) reduction by *Shewanella putrefaciens* and *Geobacter sulfurreducens*. *Geobiology* **5**, 169–189.
- D’Antonio M. and Kristensen M. B. (2004) Serpentine and brucite of ultramafic clasts from the South Chamorro Seamount (Ocean Drilling Program Leg 195, Site 1200): inferences for the serpentinization of the Mariana forearc mantle. *Mineral. Mag.* **68**, 887–904.
- Dauphas N., Janney P. E., Mendybaev R. A., Wadhwa M., Richter F. M., Davis A. M., Zuilen M. Van, Hines R., Foley C. N., Avenue S. E. and Pe C. D. R. (2004) Chromatographic Separation and Multicollection-ICPMS Analysis of Iron . Investigating Mass-Dependent and -Independent Isotope Effects. *Anal. Chem.* **76**, 5855–5863.
- Dauphas N. and Rouxel O. (2006) Massspectrometry and natural variations of iron isotopes. *Mass Spectrom. Rev.* **25**, 515–550.
- Dauphas N., Cates N. L., Mojzsis S. J. and Busigny V. (2007) Identification of chemical sedimentary protoliths using iron isotopes in the > 3750 Ma Nuvvuagittuq supracrustal belt, Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.* **254**, 358–376.
- Dauphas N., Craddock P. R., Asimow P. D., Bennett V. C., Nutman A. P. and Ohnenstetter D. (2009a) Iron isotopes may reveal the redox conditions of mantle melting from Archean to Present. *Earth Planet. Sci. Lett.* **288**, 255–267.
- Dauphas N., Pourmand A. and Teng F. Z. (2009b) Routine isotopic analysis of iron by HR-MC-ICPMS: How precise and how accurate? *Chem. Geol.* **267**, 175–184.
- Dauphas N., Teng F. and Arndt N. T. (2010) Magnesium and iron isotopes in 2.7 Ga Alexo komatiites : Mantle signatures, no evidence for Soret diffusion, and identification of diffusive transport in zoned olivine. *Geochemica Cosmochem. Acta* **74**, 3274–3291.
- Dauphas N., Roskosz M., Alp E. E., Neuville D. R., Hu M. Y., Sio C. K., Tissot F. L. H., Zhao J., Tissandier L., Médard E. and Cordier C. (2014) Magma redox and structural controls on iron isotope variations in Earth’s mantle and crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **398**, 127–140.
- Dauphas N., John S. G. and Rouxel O. (2017) Iron Isotope Systematics. *Rev. Mineral. Geochemistry* **82**, 415–510.
- Debaille E. and Lévêque J. J. (1997) Upper mantle heterogeneities in the Indian Ocean from waveform inversion. *Geophys. Res. Lett.* **24**, 245–248.
- Debret B., Andreani M., Godard M., Nicollet C., Schwartz S. and Lafay R. (2013) Trace element behavior during serpentinization/de-serpentinization of an eclogitized oceanic lithosphere: A LA-ICPMS study of the Lanzo ultramafic massif (Western Alps). *Chem. Geol.* **357**, 117–133.
- Debret B., Andreani M., Muñoz M., Bolfan-Casanova N., Carlut J., Nicollet C., Schwartz S. and Trcera N. (2014) Evolution of Fe redox state in serpentine during subduction. *Earth Planet. Sci. Lett.* **400**, 206–218.
- Debret B., Millet M. A., Pons M. L., Bouilhol P., Inglis E. and Williams H. (2016) Isotopic evidence for iron mobility during subduction. *Geology* **44**, 215–218.
- Debret B., Beunon H., Mattielli N., Andreani M., Ribeiro I. and Escartin J. (2018) Ore component mobility , transport and mineralization at mid-oceanic ridges : A stable isotopes (Zn, Cu and Fe) study of the Rainbow massif (Mid-Atlantic Ridge 36°14' N). *Earth Planet. Sci. Lett.* **503**, 170–180.
- Decitre S., Deloule E., Reisberg L., James R., Agrinier P. and Mével C. (2002) Behavior of Li and its isotopes during serpentinization of oceanic peridotites. *Geochemistry Geophys. Geosystems* **3**, 1–20.

- Deines P. (2002) The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths. *Earth-Science Rev.* **58**, 247–278.
- Delacour A., Früh-Green G. L. and Bernasconi S. M. (2008a) Sulfur mineralogy and geochemistry of serpentinites and gabbros of the Atlantis Massif (IODP Site U1309). *Geochim. Cosmochim. Acta* **72**, 5111–5127.
- Delacour A., Früh-Green G. L., Bernasconi S. M. and Kelley D. S. (2008b) Sulfur in peridotites and gabbros at Lost City (30°N, MAR): Implications for hydrothermal alteration and microbial activity during serpentinization. *Geochim. Cosmochim. Acta* **72**, 5090–5110.
- Delacour A., Früh-Green G. L., Bernasconi S. M., Schaeffer P. and Kelley D. S. (2008c) Carbon geochemistry of serpentinites in the Lost City Hydrothermal System (30°N, MAR). *Geochim. Cosmochim. Acta* **72**, 3681–3702.
- Delacour A., Früh-Green G. L., Frank M., Gutjahr M. and Kelley D. S. (2008d) Sr- and Nd-isotope geochemistry of the Atlantis Massif (30°N, MAR): Implications for fluid fluxes and lithospheric heterogeneity. *Chem. Geol.* **254**, 19–35.
- Desbruyeres D. and Laubier L. (1983) Primary Consumers from Hydrothermal Vents Animal Communities BT - Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers. In *Hydrothermal Processes at Seafloor* (eds. P. A. Rona, K. Boström, L. Laubier, and K. L. Smith). Springer US, Boston, MA. pp. 711–734. Available at: https://doi.org/10.1007/978-1-4899-0402-7_29.
- Deschamps F. (2010) Caractérisation in situ des Serpentes en Contexte de Subduction - De la Nature à l'Expérience. *Proc. Natl. Acad. Sci.*
- Deschamps F., Guillot S., Godard M., Andreani M. and Hattori K. (2011) Serpentinites act as sponges for fluid-mobile elements in abyssal and subduction zone environments. *Terra Nov.* **23**, 171–178.
- Deschamps F., Godard M., Guillot S., Chauvel C., Andreani M., Hattori K., Wunder B. and France L. (2012) Behavior of fluid-mobile elements in serpentines from abyssal to subduction environments: Examples from Cuba and Dominican Republic. *Chem. Geol.* **312–313**, 93–117.
- Deschamps F., Godard M., Guillot S. and Hattori K. (2013) Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos* **178**, 96–127.
- Destrigneville C. M., Karpoff A. M. and Charpentier D. (1998) Modelling the halmyrolytic formation of palygorskite from serpentinite. In *Water-Rock Interactions* pp. 715–718.
- Diakonov I. I., Schott J., Martin F., Harrichourry J.-C. and Escalier J. (1999) Iron (III) solubility and speciation in aqueous solutions . Experimental study and modelling : Part 1 . Hematite solubility from 60 to 300 ° C in NaOH – NaCl solutions and thermodynamic properties of Fe (OH) 4 (aq). *Geochemica Cosmochem. Acta* **63**, 2247–2261.
- Dick H. J. B. and Bullen T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **86**, 54–76.
- Dick H. J. B., Lin J. and Schouten H. (2003) An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature* **426**, 405–412.
- Dodony I. (1997) Structure of the 30-sectored polygonal serpentine . A model based on TEM and SAED studies. *Phys. Chem. Miner.* **24**, 39–49.
- Dodony I., Posfai M. and Buseck P. R. (2002) Revised structure models for antigorite : an HRTEM study. *Am. Mineral.* **87**, 1443–1457.
- Domagal-Goldman S. D. and Kubicki J. D. (2008) Density functional theory predictions of equilibrium isotope fractionation of iron due to redox changes and organic complexation. *Geochim. Cosmochim. Acta* **72**, 5201–

- Donnelly T. W., Thompson G. and Salisbury M. (1979) The chemistry of altered basalts at Site 417, Deep Sea Drilling Project Leg 51 1. *Initial Reports Deep Sea Drill. Proj.* **53**, 1319–1330.
- Dostal J., Capedri S. and Aumento F. (1975) Uranium as an indicator of the origin of the Tethyan ophiolites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**, 345–352.
- Dostal J. and Capedri S. (1976) Uranium in Spinel Peridotite Inclusions in Basalts from Sardinia. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **54**, 245–254.
- Douville E., Charlou J. L., Oelkers E. H., Bienvu P., Jove Colon C. F., Donval J. P., Fouquet Y., Prieur D. and Appriou P. (2002) The rainbow vent fluids (36°14'N, MAR): The influence of ultramafic rocks and phase separation on trace metal content in Mid-Atlantic Ridge hydrothermal fluids. *Chem. Geol.* **184**, 37–48.
- Drever J. I. (1997) *The Geochemistry of Natural Waters.*,
- Drouin M., Godard M., Ildefonse B., Bruguier O. and Garrido C. J. (2009) Geochemical and petrographic evidence for magmatic impregnation in the oceanic lithosphere at Atlantis Massif, Mid-Atlantic Ridge (IODP Hole U1309D, 30°N). *Chem. Geol.* **264**, 71–88.
- Drouin M., Ildefonse B. and Godard M. (2010) A microstructural imprint of melt impregnation in slow spreading lithosphere: Olivine-rich troctolites from the Atlantis Massif, Mid-Atlantic Ridge, 30°N, IODP Hole U1309D. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **11**.
- Druffel E. R. M., Williams P. M., Bauer J. E. and Ertel J. R. (1992) Cycling of dissolved and particulate organic matter in the open ocean. *J. Geophys. Res.* **97**, 15639. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/92JC01511>.
- Duff M. C. and Amrhein C. (1996) Uranium (VI) adsorption on goethite and soil in carbonate solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **60**, 1393–1400.
- Duff M. C., Coughlin J. U. and Hunter D. B. (2002) Uranium co-precipitation with iron oxide minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* **66**, 3533–3547.
- Dungan M. A. (1979) A microprobe study of antigorite and some serpentinite pseudomorphs. *Can. Mineral.* **17**, 771–784.
- Dupré B. and Allègre C. J. (1983) Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature* **303**.
- Dziony W., Horn I., Lattard D., Koepke J., Steinhöfel G., Schuessler J. A. and Holtz F. (2014) In-situ Fe isotope ratio determination in Fe-Ti oxides and sulfides from drilled gabbros and basalt from the IODP Hole 1256D in the eastern equatorial Pacific. *Chem. Geol.* **363**, 101–113.
- Eckstrand O. R. (1975) The Dumont serpentinite : a model for control of nickeliferous opaque mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks. *Econ. Geol.* **70**, 183–201.
- Edmond J. M., Measures C., McDuff R. E., Chan L. H., Collier R., Grant B., Gordon L. I. and Corliss J. B. (1979) Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean: The Galapagos data. *Earth Planet. Sci. Lett.* **46**, 1–18.
- Edwards K. J., Rogers D. R., Wirsen C. O. and Mccollom T. M. (2003) Isolation and Characterization of Novel Psychrophilic, Neutrophilic, Fe-Oxidizing, Chemolithoautotrophic alpha- and gamma-Proteobacteria from the Deep Sea. *Appl. Environ. Microbiol.* **69**, 2906–2913.
- Eggleton R. A., Foudoulis C. and Varkevissier D. (1987) Weathering of Basalt: Changes in Rock Chemistry and

- Mineralogy. *Clays Clay Miner.* **35**, 161–169.
- Ehlmann B. L., Mustard J. F., Swayze G. A., Clark R. N., Bishop J. L., Poulet F., Des Marais D. J., Roach L. H., Milliken R. E., Wray J. J., Barnouin-Jha O. and Murchie S. L. (2009) Identification of hydrated silicate minerals on Mars using MRO-CRISM: Geologic context near Nili Fossae and implications for aqueous alteration. *J. Geophys. Res. E Planets* **114**, 1–33.
- Ehlmann B. L., Mustard J. F. and Murchie S. L. (2010) Geologic setting of serpentine deposits on Mars. *Geophys. Res. Lett.* **37**, 1–5.
- Elthon D. (1992) Chemical refertilization trends in abyssal peridotites: of depleted suboceanic mantle. *J. Geophys. Res.* **97**, 9015–9025.
- Emerson D. and Moyer C. (1997) Isolation and characterization of novel iron-oxidizing bacteria that grow at circumneutral pH . Isolation and Characterization of Novel Iron-Oxidizing Bacteria That Grow at Circumneutral pH. *Appl. Environ. Microbiol.* **63**, 4784–4792.
- Emmanuel S. and Berkowitz B. (2006) Suppression and stimulation of seafloor hydrothermal convection by exothermic mineral hydration. *Earth Planet. Sci. Lett.* **243**, 657–668.
- Escartin J., Hirth G. and Evans B. W. (1997) Effects of serpentization on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slow-spreading ridges. *Earth Planet Sci Lett* **151**, 181–189.
- Escartín J., Mével C., MacLeod C. J. and McCaig A. M. (2003) Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: The Mid-Atlantic Ridge core complex at 15°45'N. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **4**.
- Escartín J., Smith D. K., Cann J., Schouten H., Langmuir C. H. and Escrig S. (2008) Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere. *Nature* **455**, 790–794.
- Evans B. W., Johannes W. and Oterdoom H. (1976) Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* **56**, 79–93.
- Evans B. W. (2004) The Serpentinite Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable. *Int. Geol. Rev.* **46**, 479–506.
- Evans B. W. (2008) Control of the products of serpentization by the Fe²⁺ Mg-1 exchange potential of olivine and orthopyroxene. *J. Petrol.* **49**, 1873–1887.
- Fagereng Å., Remitti F. and Sibson R. H. (2010) Shear veins observed within anisotropic fabric at high angles to the maximum compressive stress. *Nat. Geosci.* **3**, 482–485.
- Ferris J. P. (2005) Catalysis and Prebiotic Synthesis. *Rev. Mineral. Geochemistry* **59**, 187–210.
- Finlow-Bates T. and Stumpfl E. F. (1981) The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Miner. Depos.* **16**, 319–328.
- Foden J. D., Sossi P. A. and Halverson G. P. (2013) Global variation in Fe-isotopic composition of Arc basalts indicate a variably oxidised and metasomatised mantle wedge source. *Miner. Mag* **77**, 1097.
- Fouquet Y., Cherkashov G., Charlou J. L., Ondréas H., Birot D., Cannat M., Bortnikov N., Silantyev S., Sudarikov S., Cambon-Bonavita M.-A., Desbruyères D., Fabri M. C., Querellou J., Hourdez S., Gebruk A., Sokolova T., Hoisé E., Mercier E., Kohn C., Donval J. P., Etoubleau J., Normand A., Stephan M., Briand P., Crozon J., Fernagu P. and Buffier E. (2008) Serpentine cruise - ultramafic hosted hydrothermal deposits on the Mid-Atlantic Ridge : First submersible studies on Ashadze 1 and 2 , Logatchev 2 and Krasnov vent fields. *InterRidge News* **17**, 1–6.

- Francheteau J., Armijo R., Cheminée J. L., Hekinian R., Lonsdale P. and Blum N. (1990) 1 Ma East Pacific Rise oceanic crust and uppermost mantle exposed by rifting in Hess Deep (equatorial Pacific Ocean). *Earth Planet. Sci. Lett.* **101**, 281–295.
- Francis G. H. (1956) The serpentinite mass in Glen Urquhart Inverness-Shire, Scotland. *Am. J. Sci.* **254**, 201–226.
- Freund F., Kathrein H., Wengeler H., Knobel R. and Heinen H. J. (1980) Carbon in solid solution in forsterite—a key to the untractable nature of reduced carbon in terrestrial and cosmogenic rocks *. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 1319–1333.
- Friedrich A. J., Beard B. L., Reddy T. R., Scherer M. M. and Johnson C. M. (2014) Iron isotope fractionation between aqueous Fe (II) and goethite revisited: New insights based on a multi-direction approach to equilibrium and isotopic exchange rate modification. *Geochim. Cosmochim. Acta* **139**, 383–398. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2014.05.001>.
- Frisby C., Bizimis M. and Mallick S. (2016) Seawater-derived rare earth element addition to abyssal peridotites during serpentinization. *Lithos* **248–251**, 432–454.
- Frost B. R. (1985) On the stability of sulfides, oxides, and native metals in serpentinite. *J. Petrol.* **26**, 31–63.
- Frost B. R., Beard J. S., Mccaig A. and Condliffe E. (2008) The formation of micro-rodingites from IODP hole U1309D: Key to understanding the process of serpentinization. *J. Petrol.* **49**, 1579–1588.
- Frost B. R., Evans K. A., Swapp S. M., Beard J. S. and Mothersole F. E. (2013) The process of serpentinization in dunite from New Caledonia. *Lithos* **178**, 24–39.
- Frost D. J., Liebske C., Langenhorst F., McCammon C. A., Tronnes R. G. and Rubie D. C. (2004) Experimental evidence for the existence of iron-rich metal in the Earth’s lower mantle. *Nature* **428**, 409–412.
- Früh-Green G. L., Plas A. and Lécuyer C. (1996) Petrologic and stable isotope constraints on hydrothermal alteration and serpentinization of the EPR shallow mantle at Hess Deep (Site 895). *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results* **147**, 255–291.
- Früh-Green G. L., Kelley D. S., Butterfield D. A., Boschi C. and Proskurowski G. (2003) 30,000 Years of hydrothermal activity at the Lost City Vent Field. *Science*. **301**, 495–498.
- Früh-Green G. L., Connolly J. A. D., Plas A., Kelley D. S. and Grobety B. (2004) Serpentinization of oceanic peridotites implications for geochemical cycles and biological activity. In *The seafloor Biosphere at Mid-oceanic Ridges* pp. 119–135.
- Fujii M., Imaoka A., Yoshimura C. and Waite T. D. (2014) Effects of molecular composition of natural organic matter on ferric iron complexation at circumneutral pH. *Environ. Sci. Technol.* **48**, 4414–4424.
- Fyfe W. S. (1974) Heats of Chemical Reactions and Submarine Heat Production. *Geophys. J. R. astr. SO* **37**, 213–215.
- Garuti G., Gorgoni C. and Sighinolfi G. P. (1984) Sulfide mineralogy and chalcophile and siderophile element abundances in the Ivrea-Verbano mantle peridotites (Western Italian Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.* **70**, 69–87.
- Gautheron C., Moreira M., Gerin C., Tassan-Got L., Bezos A. and Humler E. (2015) Constraints on the DUPAL anomaly from helium isotope systematics in the Southwest Indian mid-ocean ridge basalts. *Chem. Geol.* **417**, 163–172.
- Geipel G., Reich T., Brendler V., Bernhard G. and Nitsche H. (1997) Laser and X-ray spectroscopic studies of uranium-calcite interface phenomena. *J. Nucl. Mater.* **248**, 408–411.

- Gente P., Pockalny R. A., Deplus C., Maia M., Ceuleneer G., Catherine M., Cannat M. and Laverne C. (1995) Characteristics and evolution of the segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 20°N and 24°N during the last 10 million years. *Eart* **129**, 55–71.
- German C. R., Thurnherr A. M., Knoery J., Charlou J. L., Jean-Baptiste P. and Edmonds H. N. (2010) Heat, volume and chemical fluxes from submarine venting: A synthesis of results from the Rainbow hydrothermal field, 36°N MAR. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* **57**, 518–527.
- Giblin A. M., Batts B. D. and Swaine D. J. (1981) Laboratory simulation studies of uranium mobility in natural waters. *Geochemica Cosmochem. Acta* **45**, 699–709.
- Godard M., Lagabrielle Y., Alard O. and Harvey J. (2008) Geochemistry of the highly depleted peridotites drilled at ODP Sites 1272 and 1274 (Fifteen-Twenty Fracture Zone, Mid-Atlantic Ridge): Implications for mantle dynamics beneath a slow spreading ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* **267**, 410–425.
- Grauby O., Baronnet A., Devouard B., Schoumacker K. and Demirdjian L. (1998) Chrysotile-polygonal serpentine- lizardite suite synthesized from a 3MgO-2SiO₂-excess H₂O gel. *7th Int. Symp. Exp. Mineral. Petrol. Geochemistry, Orléans, Abstr. Terra Nova, Suppl.* **1**, 24.
- Green D. H. (1961) Ultramafic Breccias from the Musa Valley, Eastern Papua. *Geol. Mag.* **98**, 1–26.
- Green D. H., Morgan J. W. and Heier K. S. (1968) Thorium, uranium and potassium abundances in peridotites inclusions and their host basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **4**, 155–166.
- Grobéty B. (2003) Polytypes and higher-order structures of antigorite : A TEM study. *Am. Mineral.* **88**, 27–36.
- Grozeva N. G., Klein F., Seewald J. S. and Sylva S. P. (2017) Experimental study of carbonate formation in oceanic peridotite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **199**, 264–286.
- Grundl T. and Delwiche J. (1993) Kinetics of ferric oxyhydroxide precipitation. *J. Contam. Hydrol.* **14**, 71–87.
- Guilbaud R., Ellam R. M., Butler I. B. and Rickard D. (2010) Experimental determination of Fe isotope fractionations in the iron-sulfide system at low temperature. University of Edinburgh.
- Haggerty J. A. (1987) Petrology and geochemistry of neogene sedimentary rocks from Mariana forearc seamounts: implications for emplacement of the seamounts. In *Seamounts, Islands and Atolls* pp. 1–16.
- Haines E. L. and Zartman R. E. (1973) Uranium concentration and distribution in six peridotite inclusion of probable mantle origin. *Earth Planet. Sci. Lett.* **20**, 45–53.
- Hanan B. B., Blichert-Toft J., Pyle D. G. and Christie D. M. (2004) Contrasting origins of the upper mantle revealed by hafnium and lead isotopes from the Southeast Indian Ridge. *Nature* **432**, 91–94.
- Hänchen M., Prigobbe V., Storti G., Seward T. M. and Mazzotti M. (2006) Dissolution kinetics of fosteritic olivine at 90 –150°C including effects of the presence of CO₂. *Geochemica Cosmochem. Acta* **70**, 4403–4416.
- Hart S. R., Erlank A. J. and Kable E. J. D. (1974) Sea floor basalt alteration: Some chemical and Sr isotopic effects. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **44**, 219–230.
- Hart S. R. and Staudigel H. (1982) The control of alkalies and uranium in seawater by ocean crust alteration. *Earth Planet. Sci. Lett.* **58**, 202–212.
- Hart S. R. (1984) A large scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature* **309**.
- Hart S. R. and Zindler A. (1986) In search of a bulk-Earth composition. *Chem. Geol.* **57**, 247–267.
- Harvey J., Savov I. P., Agostini S., Cliff R. A. and Walshaw R. (2014) Si-metasomatism in serpentinized peridotite: The effects of talc-alteration on strontium and boron isotopes in abyssal serpentinites from Hole

- 1268a, ODP Leg 209. *Geochim. Cosmochim. Acta* **126**, 30–48.
- Hattori K. and Guillot S. (2003) Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge. *Geology* **31**, 525–528.
- ten Haven H. L., Leeuw J. W. De, Damst J. S. S., Schenck P. A., Palmer S. E. and Zumberge J. E. (1988) Application of biological markers in the recognition of palaeo- hypersaline environments. In *Lacustrine Petroleum Source Rocks* pp. 123–130.
- Hellebrand E., Snow J. E., Dick H. J. and Hofmann A. W. (2001) Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* **410**, 677–681.
- Hemley J. J., Montoya J. W., Shaw D. R. and Luce R. W. (1977) Mineral equilibria in the MgO-SiO₂-H₂O system: II Talc-antigorite-forsterite-anthophyllite-enstatite stability relations and some geologic implications in the system. *Am. J. Sci.* **277**, 353–383.
- Hensler A. S., Hagemann S. G., Rosière C. A., Angerer T. and Gilbert S. (2015) Hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction associated with hypogene “hard” iron ore mineralisation in the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: Implications from in-situ laser ablation ICP-MS iron oxide chemistry. *Ore Geol. Rev.* **69**, 325–351.
- Van Herk J., S P. H. and Schuiling R. D. (1989) Neutralization of industrial waste acids with olivine - The dissolution of forsteritic olivine at 40-70°C. *Chem. Geol.* **76**, 341–352.
- Hibbert K. E. J., Williams H. M., Kerr A. C. and Puchtel I. S. (2012) Iron isotopes in ancient and modern komatiites : Evidence in support of an oxidised mantle from Archean to present. *Earth Planet. Sci. Lett.* **321–322**, 198–207. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.011>.
- Hill P. S. and Schauble E. A. (2008) Modeling the effects of bond environment on equilibrium iron isotope fractionation in ferric aquo-chloro complexes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **72**, 1939–1958.
- Hin R. C., Schmidt M. W. and Bourdon B. (2012) Experimental evidence for the absence of iron isotope fractionation between metal and silicate liquids at 1 GPa and 1250 – 1300 ° C and its cosmochemical consequences. *Geochim. Cosmochim. Acta* **93**, 164–181.
- Hirata T. and Ohno T. (2001) In-situ isotopic ratio analysis of iron using laser ablation-multiple collector-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *J. Anal. At. Spectrom.* **16**, 487–491.
- Hirth G. and Guillot S. (2013) Rheology and tectonic significance of serpentinite. *Elements* **9**, 107–113.
- Hodel F., Macouin M., Triantafyllou A., Carlut J., Berger J., Rousse S., Ennih N. and Trindade R. I. F. (2017) Unusual massive magnetite veins and highly altered Cr-spinels as relics of a Cl-rich acidic hydrothermal event in Neoproterozoic serpentinites (Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Res.* **300**, 151–167.
- Holm N. G. and Charlou J. L. (2001) Initial indications of abiotic formation of hydrocarbons in the Rainbow ultramafic hydrothermal system, Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* **191**, 1–8.
- Honnorez J. and Kirst P. (1975) Petrology of rodingites from the equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **49**, 233–257.
- Horn I., von Von Blanckenburg F., Schoenberg R., Steinhöfel G. and Markl G. (2006) In situ iron isotope ratio determination using UV-femtosecond laser ablation with application to hydrothermal ore formation processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **70**, 3677–3688.
- Hsi C.-K. D. and Langmuir D. (1985) Adsorption of uranyl onto ferric oxyhydroxides: Application of the surface complexation site-binding model. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49**, 1931–1941.

- Huang F., Zhang Z., Lundstrom C. C. and Zhi X. (2011) Iron and magnesium isotopic compositions of peridotite xenoliths from Eastern China. *Geochim. Cosmochim. Acta* **75**, 3318–3334.
- Humphris S. E. (1972) The Hydrothermal Alteration of Oceanic Basalt by Seawater. .
- Icopini G. A., Anbar A. D., Ruebush S. S., Tien M. and Brantley S. L. (2004) Iron isotope fractionation during microbial reduction of iron: the importance of adsorption. *Geology* **32**, 205–208.
- Ildefonse B., Blackman D. K., John B. E., Ohara Y., Miller D. J., MacLeod C. J., Abe N., Abratis M., Andal E. S., Andreani M., Awaji S., Beard J. S., Brunelli D., Charney A. B., Christie D. M., Delacour A. G., Delius H., Drouin M., Einaudi F., Escartin J., Frost B. R., Fryer P. B., Gee J. S., Godard M., Grimes C. B., Halfpenny A., Hansen H. E., Harris A. C., Hayman N. W., Hellebrand E., Hirose T., Hirth J. G., Ishimaru S., Johnson K. T. M., Karner G. D., Linek M., Maeda J., Mason O. U., McCaig A. M., Michibayashi K., Morris A., Nakagawa T., Nozaka T., Rosner M., Searle R. C., Suhr G., Tamura A., Tominaga M., von der Handt A., Yamasaki T. and Zhao X. (2007) Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges. *Geology* **35**, 623–626.
- Ionov D. A., Dupuy C., O'Reilly S. Y., Kopylova M. G. and Genshaft Y. S. (1993) Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* **119**, 283–297.
- Ishikawa T. and Nakamura E. (1992) Boron isotope geochemistry of the oceanic crust from DSDP / ODP.
- Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V. and Wänke H. (1979) The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Geochim. Cosmochim. Acta* **11 (2)**, 2031–2050.
- Janecky D. R. and Seyfried W. E. (1986) Hydrothermal serpentinization of peridotite within the oceanic crust: Experimental investigations of mineralogy and major element chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 1357–1378.
- Jannasch H. W. and Mottl M. J. (1985) Geomicrobiology of Deep-Sea Hydrothermal Vents. *Hydrothermal Process. Seafloor* **229**, 717 LP-725.
- Johannes W. (1968) Experimental investigation of the reaction forsterite + H₂O = serpentine + brucite. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **19**, 309–315.
- John S. G. and Adkins J. (2012) The vertical distribution of iron stable isotopes in the North Atlantic near Bermuda. *Global Biogeochem. Cycles* **26**, 1–10.
- Johnson C. M. and Beard B. L. (1999) Correction of instrumentally produced mass fractionation during isotopic analysis of Fe by thermal ionization mass spectrometry. *Int. J. Mass Spectrom.* **193**, 87–99.
- Johnson C. M., Skulan J. L., Beard B. L., Sun H., Neelson K. H. and Braterman P. S. (2002) Isotopic fractionation between Fe(III) and Fe(II) in aqueous solutions. *Earth Planet. Sci. Lett.* **195**, 141–153.
- Johnson C. M., Beard B. L., Roden E. E., Newman D. K. and Neelson K. H. (2004) Isotopic constraints on biogeochemical cycling of Fe. *Rev. Mineral. Geochemistry* **55**, 359-408.
- Johnson C. M., Roden E. E., Welch S. A. and Beard B. L. (2005) Experimental constraints on Fe isotope fractionation during magnetite and Fe carbonate formation coupled to dissimilatory hydrous ferric oxide reduction. *Geochim. Cosmochim. Acta* **69**, 963–993.
- Johnson C. M. and Beard B. L. (2006) Fe isotopes: An emerging technique for understanding modern and ancient biogeochemical cycles. *GSA Today* **16**, 4–10.

- Johnson K. T. M., Dick H. J. B. and Shimizu N. (1990) Melting in the Oceanic Upper Mantle : an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *J. Geophys. Res.* **95**, 2661–2678.
- Johnson K. T. M. and Dick H. J. B. (1992) Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis II Fracture Zone. *J. Geophys. Res.* **97**, 9219.
- Johnson N. C., Thomas B., Maher K., Rosenbauer R. J., Bird D. and Brown G. E. (2014) Olivine dissolution and carbonation under conditions relevant for in situ carbon storage. *Chem. Geol.* **373**, 93–105.
- Jöns N., Bach W. and Klein F. (2010) Magmatic influence on reaction paths and element transport during serpentinization. *Chem. Geol.* **274**, 196–211.
- Kanehira K., Banno S. and Yiu S. (1975) Awaruite , Heazlewoodite , and Native Copper in Serpentinized Peridotite From the Mineoka District , Southern Boso Peninsula. *Petr. Econ. Geol.* **70**, 388–394.
- Kappler A., Johnson C. M., Crosby H. A., Beard B. L. and Newman D. K. (2010) Evidence for equilibrium iron isotope fractionation by nitrate-reducing iron (II)-oxidizing bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta* **74**, 2826–2842.
- Kappler A. and Newman D. K. (2004) Formation of Fe(III)-minerals by Fe(II)-oxidizing photoautotrophic bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 1217–1226.
- Karl D. M., Wirsén C. O. and Jannasch H. W. (1980) Deep-Sea Primary Production at the Galapagos Hydrothermal Vents. *Science* **207**, 1345–1347.
- Karpoff A. M., Lagabrielle Y., Boillot G. and Girardeau J. (1989) L'authigenèse océanique de palygorskite par hamyolyse de péridotites serpentinisées (Marge de Galice): ses implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris* **308**, 647–654.
- Karpoff A. M., Sauter D., Cannat M., Ulrich M. and Manatschal G. (2017) Fe-Si Oxides Tracing the Ongoing Low-T° Hydrothermal Alteration of Exhumed Serpentinites at the Ultraslow-spreading Southwest Indian Ridge. *Procedia Earth Planet. Sci.* **17**, 280–283.
- Karthe S., Szargan R. and Suoninen E. (1993) Oxidation of pyrite surfaces: a photoelectron spectroscopic study. *Appl. Surf. Sci.* **72**, 157–170.
- Katayama I., Kurosaki I. and Hirauchi K. ichi (2010) Low silica activity for hydrogen generation during serpentinization: An example of natural serpentinites in the Mineoka ophiolite complex, central Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* **298**, 199–204.
- Kelemen P. B., Kikawa E., Miller D. J. and Others A. 25 (2004) Drilling mantle peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16°N. *Proc. Ocean Drill. Progr.* **209**.
- Kelley D. and Früh-Green G. (1999) Abiogenic methane in deep-seated mid-ocean ridge environments: Insights from stable isotope analyses. *J. Geophys. Res. Earth* **104**, 10439–10460.
- Kelley D. S., Karson J. a, Blackman D. K., Früh-Green G. L., Butterfield D. a, Lilley M. D., Olson E. J., Schrenk M. O., Roe K. K., Lebon G. T. and Rivizzigno P. (2001) An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30 degrees N. *Nature* **412**, 145–9.
- Kelley D. S., Karson J. A., Früh-Green G. L., Yoerger D. R., Shank T. M., Butterfield D. A., Hayes J. M., Schrenk M. O., Olson E. J., Proskurowski G., Jakuba M., Bradley A., Larson B., Ludwig K., Glickson D., Buckman K., Bradley A. S., Brazelton W. J., Roe K., Elend M. J., Delacour A., Bernasconi S. M., Lilley M. D., Baross J. A., Summons R. E. and Sylva S. P. (2005) A serpentinite-hosted ecosystem: The Lost City hydrothermal field. *Science* **307**, 1428–1434.

- Kennedy C. B., Scott S. D. and Ferris F. G. (2003) Characterization of bacteriogenic iron oxide deposits from Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge, northeast Pacific ocean. *Geomicrobiol. J.* **20**, 199–214.
- Keppler H., Wiedenbeck M. and Shcheka S. S. (2003) Carbon solubility in olivine and the mode of carbon storage in the Earth's mantle. *Nature* **424**, 414–416.
- Kiczka M., Wiederhold J. G., Frommer J., Kraemer S. M., Bourdon B. and Kretzschmar R. (2010) Iron isotope fractionation during proton- and ligand-promoted dissolution of primary phyllosilicates. *Geochim. Cosmochim. Acta* **74**, 3112–3128.
- Kim E., Ahn H., Jo H. Y., Ryu J. H. and Koh Y. K. (2017) Chlorite alteration in aqueous solutions and uranium removal by altered chlorite. *J. Hazard. Mater.* **327**, 161–170.
- Kimball K. L. (1990) Effects of hydrothermal alteration on the composition of chromian spinels. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **105**, 337–346.
- Kita N. T., Huberty J. M., Kozdon R., Beard B. L. and Valley J. W. (2011) High-precision SIMS oxygen, sulfur and iron stable isotope analyses of geological materials: Accuracy, surface topography and crystal orientation. *Surf. Interface Anal.* **43**, 427–431.
- Kitajima K., Maruyama S., Utsunomiya S. and Liou J. G. (2001) Seafloor hydrothermal alteration at an Archaean mid-ocean ridge. *J. Metamorph. Geol.* **19**, 583–599.
- Klein E. M. and Langmuir C. H. (1987) Global correlation of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J. Geophys. Res.* **92**, 8089–8115.
- Klein E. M., Langmuir C. H., Zindler A., Staudigel H. and Hamelin B. (1988) Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Antarctic Discordance. *Nature* **333**, 623–629.
- Klein F. and Bach W. (2009) Fe-Ni-Co-O-S phase relations in peridotite-seawater interactions. *J. Petrol.* **50**, 37–59.
- Klein F., Bach W., Humphris S. E., Kahl W., Jöns N., Moskowitz B., Berquó T. S., Klein F., Bach W., Humphris S. E., Kahl W., Jöns N. and Moskowitz B. (2014) Magnetite in seafloor serpentinite — Some like it hot. *Geology* **42**, 135–138.
- Kodolányi J. and Pettke T. (2011) Loss of trace elements from serpentinites during fluid-assisted transformation of chrysotile to antigorite - An example from Guatemala. *Chem. Geol.* **284**, 351–362.
- Kodolányi J., Pettke T., Spandler C., Kamber B. S. and Ling K. G. (2012) Geochemistry of ocean floor and fore-arc serpentinites: Constraints on the ultramafic input to subduction zones. *J. Petrol.* **53**, 235–270.
- Komor S. C., Elthon D. and Casey J. F. (1985) Serpentinization of cumulate ultramafic rocks from the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands ophiolite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49**, 2331–2338.
- Komor S. C., Grove T. L. and Hébert R. (1990) Abyssal peridotites from ODP Hole 670A (21°10'N, 45°02'W): residues of mantle melting exposed by non-constructive axial divergence. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results* **106**, 85–101.
- Konn C., Charlou J. L., Donval J. P., Holm N. G., Dehairs F. and Bouillon S. (2009) Hydrocarbons and oxidized organic compounds in hydrothermal fluids from Rainbow and Lost City ultramafic-hosted vents. *Chem. Geol.* **258**, 299–314. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.034>.
- Koutsovitis P., Magganas A., Ntaflos T. and Koukoulas N. (2018) Rodingitization and carbonation, associated with serpentinization of Triassic ultramafic cumulates and lavas in Othris, Greece. *Lithos* **320–321**, 35–48.
- Krumbein W. C. and Garrels R. M. (1952) Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and

- oxidation-reduction potentials. *J. Geol.* **60**, 1–33.
- Kuma K., Nishioka J. and Matsunaga K. (1996) Controls on iron(III) hydroxide solubility in seawater: The influence of pH and natural organic chelators. **41**, 396–407.
- Lacan F., Radic A., Jeandel C., Poitras F., Sarthou G., Pradoux C. and Freydisse R. (2008) Measurement of the isotopic composition of dissolved iron in the open ocean. *Geophys. Res. Lett.* **35**, 1–5.
- Lafay R., Montes-Hernandez G., Janots E., Chiriac R., Findling N. and Toche F. (2012) Mineral replacement rate of olivine by chrysotile and brucite under high alkaline conditions. *J. Cryst. Growth* **347**, 62–72.
- Lafay R., Montes-Hernandez G., Janots E., Chiriac R., Findling N. and Toche F. (2014) Simultaneous precipitation of magnesite and lizardite from hydrothermal alteration of olivine under high-carbonate alkalinity. *Chem. Geol.* **368**, 63–75.
- Lang S. Q., Butterfield D. A., Lilley M. D., Paul Johnson H. and Hedges J. I. (2006) Dissolved organic carbon in ridge-axis and ridge-flank hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* **70**, 3830–3842.
- Lang S. Q., Butterfield D. A., Schulte M., Kelley D. S. and Lilley M. D. (2010) Elevated concentrations of formate, acetate and dissolved organic carbon found at the Lost City hydrothermal field. *Geochim. Cosmochim. Acta* **74**, 941–952. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2009.10.045>.
- Laverne C., Belarouchi A. and Honnorez J. (1996) Alteration mineralogy and chemistry of the upper oceanic crust from hole 896A, Costa Rica Rift. In *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results* pp. 151–170.
- Lawrence J. R. (1979) Temperatures of formation of calcite veins in the basalts from DSDP Holes 417A and 417D. *Init. Rept. DSDP.*, 1183–1184.
- Lee C. T. A., Oka M., Luffi P. and Agranier A. (2008) Internal distribution of Li and B in serpentinites from the feather River Ophiolite, California, based on laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **9**, 1–14.
- Legrand D. L., Bancroft G. M. and Nesbitt H. W. (2005) Oxidation/alteration of pentlandite and pyrrhotite surfaces at pH 9.3: Part 1. Assignment of XPS spectra and chemical trends. *Am. Mineral.* **90**, 1042–1054.
- Li J. and Agee C. B. (2001) The effect of pressure, temperature, oxygen fugacity and composition on partitioning of nickel and cobalt between liquid Fe-Ni-S alloy and liquid silicate: Implications for the Earth's core formation. *Geochemica Cosmochem. Acta* **65**, 1821–1832.
- Lilley M. D., Baross J. A. and Gordon L. I. (1983) Reduced Gases and Bacteria in Hydrothermal Fluids: The Galapagos Spreading Center and 21°N East Pacific Rise BT - Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers. In *Hydrothermal Processes at Seafloor* (eds. P. A. Rona, K. Boström, L. Laubier, and K. L. Smith). Springer US, Boston, MA. pp. 411–449. Available at: https://doi.org/10.1007/978-1-4899-0402-7_18.
- Lissenberg J. and Dick H. (2008) Melt – rock reaction in the lower oceanic crust and its implications for the genesis of mid-ocean ridge basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.* **271**, 311–325.
- Liu J., Dauphas N., Roskosz M., Hu M. Y., Yang H., Bi W., Zhao J., Alp E. E., Hu J. Y. and Lin J. (2016) Iron isotopic fractionation between silicate mantle and metallic core at high pressure. *Nat. Commun.* **8**, 1–6. Available at: <http://dx.doi.org/10.1038/ncomms14377>.
- Liu X. and Millero F. J. (1999) The solubility of iron hydroxide in sodium chloride solutions. *Geochemica Cosmochem. Acta* **63**, 3487–3497.
- Longnecker K. and Reysenbach A. L. (2001) Expansion of the geographic distribution of a novel lineage of ϵ -

- Proteobacteria to a hydrothermal vent site on the Southern East Pacific Rise. *FEMS Microbiol. Ecol.* **35**, 287–293.
- Lorand J. P. (1987) CuFeNiS mineral assemblages in upper-mantle peridotites from the Table Mountain and Blow-Me-Down Mountain ophiolite massifs (Bay of Islands area, Newfoundland): Their relationships with fluids and silicate melts. *Lithos* **20**, 59–76.
- Lorand J. P. (1990) Are spinel lherzolite xenoliths representative of the abundance of sulfur in the upper mantle? *Geochemica Cosmochem. Acta* **54**, 1487–1492.
- Lorand J. P. (1991) Sulphide petrology and sulphur geochemistry of orogenic lherzolites: A comparative study of the pyrenean bodies (France) and the lanzo massif (Italy). *J. Petrol. Special-vo*, 77–95.
- Lorand J. P. and Luguët A. (1998) Supergene weathering and sulphur contents of basalt-hosted mantle xenoliths: an appraisal from Montferrier lherzolites (Languedoc, France). *Earth Planet. Sci.* **327**, 519–525.
- Lowenstern J. B. (2001) Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. , 490–502.
- Ludwig K. A., Kelley D. S., Butterfield D. A., Nelson B. K. and Früh-Green G. (2006) Formation and evolution of carbonate chimneys at the Lost City Hydrothermal Field. *Geochim. Cosmochim. Acta* **70**, 3625–3645.
- Mahoney J., Leroex A. P., Peng Z., Fisher R. L. and Natland J. H. (1992) Southwestern limits of Inidan ocean ridge mantle and the origin of low ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb Mid-ocean ridge basalt: Isotope systematics of the Central Southwest Indian Ridge (17°-50°E). *J. Geophys. Res. Earth* **97**, 19771–19790.
- Malahoff A., McMurtry G., Hammond S. and Embley R. (1984) High temperature hydrothermal fields—Juan de Fuca Ridge axial volcano. *Eos Trans. AGU* **65**, 1112.
- Mallick S., Standish J. J. and Bizimis M. (2015) Constraints on the mantle mineralogy of an ultra-slow ridge: Hafnium isotopes in abyssal peridotites and basalts from the 9-25°E Southwest Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* **410**, 42–53.
- Maltman A. J. (1978) Serpentinite textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. *Bull. Geol. Soc. Am.* **89**, 972–980.
- Malvoisin B., Brunet F., Carlut J., Rouméjon S. and Cannat M. (2012a) Serpentinization of oceanic peridotites: 2. Kinetics and processes of San Carlos olivine hydrothermal alteration. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **117**, 1–13.
- Malvoisin B., Carlut J. and Brunet F. (2012b) Serpentinization of oceanic peridotites: 1. A high-sensitivity method to monitor magnetite production in hydrothermal experiments. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **117**, 1–10.
- Malvoisin B. (2015) Mass transfer in the oceanic lithosphere: Serpentinization is not isochemical. *Earth Planet. Sci. Lett.* **430**, 75–85.
- Des Marais D. J. and Moore J. G. (1984) Carbon and its isotopes in mid-oceanic basaltic glasses. *Earth Planet. Sci. Lett.* **69**, 43–57.
- Des Marais D. J. (2001) Isotopic Evolution of the Biogeochemical Carbon Cycle During the Precambrian. *Rev. Mineral. Geochemistry* **43**, 555–578.
- Marin-Carbonne J., Rollion-Bard C. and Luais B. (2011) In-situ measurements of iron isotopes by SIMS: MC-ICP-MS intercalibration and application to a magnetite crystal from the Gunflint chert. *Chem. Geol.* **285**, 50–61.
- Marin-Carbonne J., Rollion-Bard C., Bekker A., Rouxel O., Agangi A., Cavalazzi B., Wohlgemuth-Ueberwasser C. C., Hofmann A. and McKeegan K. D. (2014) Coupled Fe and S isotope variations in pyrite nodules from

- Archean shale. *Earth Planet. Sci. Lett.* **392**, 67–79.
- Marques A. F. A., Barriga F., Chavagnac V. and Fouquet Y. (2006) Mineralogy, geochemistry, and Nd isotope composition of the Rainbow hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. *Min. Depos.* **41**, 52–67.
- Marshall T. A., Morris K., Law G. T. W., Livens F. R., Mosselmans J. F. W., Bots P. and Shaw S. (2014) Incorporation of Uranium into Hematite during Crystallization from Ferrihydrite. *Environ. Sci. Technol.* **48**, 3724–3731.
- Martin B. and Fyfe W. S. (1970) Some experimental and theoretical observations on the kinetics of hydration reactions with particular reference to serpentinization. *Chem. Geol.* **6**, 185–202.
- Martin W., Baross J., Kelley D. and Russell M. J. (2008) Hydrothermal vents and the origin of life. *Nat. Rev. Microbiol.* **6**, 805–814.
- Mathez E. A., Dietrich V. J. and Irving A. J. (1984) The geochemistry of carbon in mantle peridotites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 1849–1859.
- Matthews D. H. (1971) Weathered And Metamorphosed Basalts. Altered basalts from Swallow Bank, an abyssal hill in the NE Atlantic, and from a nearby seamount. *Philos. Trans. R. Soc. London A Math. Phys. Eng. Sci.* **268**, 551–571.
- Maynard J. B. (1982) Extension of Berner's "New Geochemical Classification of Sedimentary Environments" to Ancient Sediments. **52**.
- McCaig A. M., Cliff R. A., Escartin J., Fallick A. E. and MacLeod C. J. (2007) Oceanic detachment faults focus very large volumes of black smoker fluids. *Geology* **35**, 935–938.
- McCollom T. M., Ritter G. and Simoneit B. R. T. (1999) Lipid synthesis under hydrothermal conditions by Fischer-Tropsch-type reactions. *Orig. Life Evol. Biosph.* **29**, 153–166.
- McCollom T. M. and Seewald J. S. (2001) A reassessment of the potential for reduction of dissolved CO₂ to hydrocarbons during serpentinization of olivine. *Geochemica Cosmochem. Acta* **65**, 3769–3778.
- McCollom T. M. and Seewald J. S. (2006) Carbon isotope composition of organic compounds produced by abiotic synthesis under hydrothermal conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.* **243**, 74–84.
- McCollom T. M. and Seewald J. S. (2007) Abiotic synthesis of organic compounds in deep-sea hydrothermal environments. *Chem. Rev.* **107**, 382–401.
- McCollom T. M. and Bach W. (2009) Thermodynamic constraints on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **73**, 856–875.
- McCollom T. M. (2013) Laboratory Simulations of Abiotic Hydrocarbon Formation in Earth's Deep Subsurface. *Carbon in Earth* **75**, 467–494.
- McCollom T. M. and Seewald J. S. (2013) Serpentinites, hydrogen, and life. *Elements* **9**, 129–134.
- Mellini M., Trommsdorff V. and Compagnoni R. (1987) Antigorite polysomatism: behaviour during progressive metamorphism. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **97**, 147–155.
- Mellini M. and Zanazzi P. (1987) Crystal structures of lizardite-1T and lizardite-2H1 from Coli. *Am. Mineral.* **72**, 943–948.
- Mellini M., Rumori C. and Viti C. (2005) Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites: Formation of "ferritchromit" rims and chlorite aureoles. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **149**, 266–275.
- Mellini M., Cressey G., Wicks F. J. and Cressey B. A. (2010) The crystal structure of Mg end-member lizardite-1T forming polyhedral spheres from the Lizard, Cornwall. *Mineral. Mag.* **74**, 277–284.

- Melton C. E., Salotti C. A. and Giardini A. A. (1972) The observation of nitrogen, water, carbon dioxide, methane and argon as impurities in natural diamonds. *Am. Mineral.* **57**, 1518–1523.
- Melton C. E. and Giardini A. A. (1974) The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil. *Am. Mineral.* **59**, 775–782.
- Mendel V., Sauter D., Rommevaux-Jestin C., Patriat P., Lefebvre F. and Parson L. M. (2003) Magmato-tectonic cyclicity at the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge: Evidence from variations of axial volcanic ridge morphology and abyssal hills pattern. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **4**, 1–23.
- Ménez B., Pasini V. and Brunelli D. (2012) Life in the hydrated suboceanic mantle. *Nat. Geosci.* **5**, 133–137.
- Ménez B., Pasini V., Guyot F., Bernard S., Brunelli D. and Brunelli D. (2018) Mineralizations and transition metal mobility driven by organic carbon during low-temperature serpentinization. *Lithos*.
- Menzies M. A., Halliday A. N., Palacz Z., Hunter R. H., Upton B. G. J., Aspen P. and Hawkesworth C. J. (1987) Evidence from mantle xenoliths for an enriched lithospheric keel under the Outer Hebrides. *Nature* **325**, 44–47.
- Mével C. and Stamoudi C. (1996) Hydrothermal Alteration of the Upper-Mantle Section at Hess Deep. *Proc. Ocean Drill. Program, 147 Sci. Results* **147**.
- Mével C. (2003) Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Comptes Rendus Geosci.* **335**, 825–852.
- Meyzen C. M., Toplis M. J., Humler E., Ludden J. N. and Mével C. (2003) A discontinuity in mantle composition beneath the southwest Indian ridge. *Nature* **421**, 731–733.
- Meyzen C. M., Ludden J. N., Humler E., Luais B., Toplis M. J., Mével C. and 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, Geophys. Geosystems* **6**.
- Michael P. J. and Bonatti E. (1985) Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting. *Earth Planet. Sci. Lett.* **73**, 91–104.
- Michalski J. R. and Niles P. B. (2010) Deep crustal carbonate rocks exposed by meteor impact on Mars. *Nat. Geosci.* **3**, 751–755.
- Middleton A. P. and Whittaker E. J. W. (1976) The structure of Povlen-type chrysotile. *Can. Mineral.* **14**, 301–306.
- Migdisov A., Williams-Jones A. E., Brugger J. and Caporuscio F. A. (2016) Hydrothermal transport, deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations. *Chem. Geol.* **439**, 13–42.
- Millero F. (2001) Speciation of metals in natural waters. *Geochem. Trans.*
- Miranda E. A. and Dilek Y. (2010) Oceanic Core Complex Development in Modern and Ancient Oceanic Lithosphere: Gabbro-Localized versus Peridotite-Localized Detachment Models. *J. Geol.* **118**, 95–109.
- Miyashiro A., Shido F. and Ewing M. (1969) Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° North Latitude. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **23**, 117–127.
- Moine B. N., Grégoire M., Reilly S. Y. O., Delpech G., Sheppard S. M. F., Lorand J. P., Renac C., Giret A. and Cottin J.-Y. (2004) Carbonatite melt in oceanic upper mantle beneath the Kerguelen Archipelago. *Lithos* **75**, 239–252.
- Monnin C., Chavagnac V., Boulart C., Ménez B., Gérard M., Gérard E., Pisapia C., Quéméneur M., Erauso G., Postec A., Guentas-Dombrowski L., Payri C. and Pelletier B. (2014) Fluid chemistry of the low temperature

- hyperalkaline hydrothermal system of Prony bay (New Caledonia). *Biogeosciences* **11**, 5687–5706.
- Moody J. B. (1976) Serpentinization: a review. *Lithos* **9**, 125–138.
- Morrison S. J., Spangler R. R. and Tripathi V. S. (1995) Adsorption of uranium(VI) on amorphous ferric oxyhydroxide at high concentrations of dissolved carbon(IV) and sulfur(VI). *J. Contam. Hydrol.* **17**, 333–346.
- Muller M. R., Robinson C. J., Minshull T. A., White R. S. and Bickle M. J. (1997) Thin crust beneath ocean drilling program borehole 735B at the Southwest Indian Ridge? *Earth Planet. Sci. Lett.* **148**, 93–107.
- Murck B. W., Burruss R. C. and Hollister L. S. (1978) Phase equilibria in fluid inclusions in ultramafic xenoliths. *Am. Mineral.* **63**, 40–46.
- Nadeau S., Pineau F., Javoy M. and Francis D. (1990) Carbon concentrations and isotopic ratios in fluid-inclusion-bearing upper-mantle xenoliths along the northwestern margin of North America. *Chem. Geol.* **81**, 271–297.
- Neal C. and Stanger G. (1984) Calcium and Magnesium Hydroxide Precipitation from Alkaline Groundwaters in Oman, and Their Significance to the Process of Serpentinization. *Mineral. Mag.* **48**, 237–241.
- Nebel O., Campbell I. H., Sossi P. A. and Kranendonk M. J. Van (2014) Hafnium and iron isotopes in early Archean komatiites record a plume-driven convection cycle in the Hadean Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* **397**, 111–120.
- Nebel O., Sossi P. A., Bénard A., Wille M., Vroon P. Z. and Arculus R. J. (2015) Redox-variability and controls in subduction zones from an iron-isotope perspective. *Earth Planet. Sci. Lett.* **432**, 142–151.
- Neubeck A., Duc N. T., Hellevang H., Oze C., Bastviken D., Bacsik Z. and Holm N. G. (2014) Olivine alteration and H₂ production in carbonate-rich, low temperature aqueous environments. *Planet. Space Sci.* **96**, 51–61.
- Neubeck A., Nguyen D. T. and Etiope G. (2016) Low-temperature dunite hydration : evaluating CH₄ and H₂ production from H₂O and CO₂. *Geofluids* **16**, 408–420.
- Nishio Y., Nakai S., Ishii T. and Sano Y. (2007) Isotope systematics of Li, Sr, Nd, and volatiles in Indian Ocean MORBs of the Rodrigues Triple Junction: Constraints on the origin of the DUPAL anomaly. *Geochim. Cosmochim. Acta* **71**, 745–759.
- Niu Y. (1997) Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites. *J. Petrol.* **38**, 1047–1074.
- Niu Y. and Hékinian R. (1997a) Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform: a case study at fast-spreading ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.* **146**, 243–258.
- Niu Y., Langmuir C. H. and Kinzler R. J. (1997) The origin of abyssal peridotites: a new perspective. *Earth Planet. Sci. Lett.* **152**, 251–265.
- Niu Y. (2004) Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: Implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath Mid-Ocean ridges. *J. Petrol.* **45**, 2423–2458.
- Nord G. L., Heuer A. H. and Lally J. S. (1976) Pigeonite Exsolution from Augite. In *Electron Microscopy in Mineralogy* pp. 220–227.
- Nordstrom D. K. (1982) Aqueous pyrite oxidation and the consequent formation of secondary iron minerals. *Acid Sulfate Weather.*, 37–56.
- Normand C., Williams-Jones A. E., Martin R. F. and Vali H. (2002) Hydrothermal alteration of olivine in a flow-through autoclave: Nucleation and growth of serpentine phases. *Am. Mineral.* **87**, 1699–1709.
- O’Hanley D. S., Chernosky J. V and Wicks F. J. (1989) The stability of lizardite and chrysotile. *Can. Mineral.* **27**,

483–493.

- O'Hanley D. S. (1991) Fault-related phenomena associated with hydration and recrystallization during serpentinization. *Can. Mineral.* **29**, 21–35.
- O'Hanley D. S. (1992) Solution to the volume problem in serpentinization. *Geology* **20**, 705–708.
- O'Hanley D. S. and Wicks F. J. (1995) Conditions of formation of lizardite, chrysotile and antigorite, Cassiar, British Columbia. *Can. Mineral.* **33**, 753–773.
- O'Hanley D. S. (1996) *Serpentinities - Records of tectonic and petrological history*. ed. Oxford University Press.
- O'Neill H. S. C. and Wall V. J. (1987) The olivine - orthopyroxene - spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the earth's upper mantle. *J. Petrol.* **28**, 1169–1191.
- Oberheuser G., Kathrein H. K. A., Demortier G. U. Y., Gonska H. and Freund F. (1983) Carbon in olivine single crystals analyzed by the $^{12}\text{C}(\text{d,p})^{13}\text{C}$ method and by photoelectron spectroscopy. *geochimi* **47**, 1117–1129.
- Oelkers E. H. and Schott J. (2001) An experimental study of enstatite dissolution rates as a function of pH, temperature, and aqueous Mg and Si concentration, and the mechanism of pyroxene/pyroxenoid dissolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* **65**, 1219–1231.
- Oeser M., Dohmen R., Horn I., Schuth S. and Weyer S. (2015) ScienceDirect Processes and time scales of magmatic evolution as revealed by Fe – Mg chemical and isotopic zoning in natural olivines. *Geochim. Cosmochim. Acta* **154**, 130–150.
- Ohara Y., Stern R. J., Ishii T., Yurimoto H. and Yamazaki T. (2002) Peridotites from the Mariana Trough: First look at the mantle beneath an active back-arc basin. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **143**, 1–18.
- Olivier N. and Boyet M. (2006) Rare earth and trace elements of microbialites in Upper Jurassic coral- and sponge-microbialite reefs. *Chem. Geol.* **230**, 105–123.
- Opatkiewicz A. D., Butterfield D. A. and Baross J. A. (2009) Individual hydrothermal vents at Axial Seamount harbor distinct seafloor microbial communities. *FEMS Microbiol. Ecol.* **70**, 413–424.
- Orcutt B. N., Sylvan J. B., Knab N. J. and Edwards K. J. (2011) Microbial Ecology of the Dark Ocean above, at, and below the Seafloor. *Microbiol. Mol. Biol. Rev.* **75**, 361–422.
- Ottone G. and Zuccolini M. V. (2009) Ab-initio structure, energy and stable Fe isotope equilibrium fractionation of some geochemically relevant H-O-Fe complexes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **73**, 6447–6469.
- Oufi O., Cannat M. and Horen H. (2002) Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotites. *J. Geophys. Res.* **107**, 2095.
- Palandri J. L. and Reed M. H. (2004) Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: Serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 1115–1133.
- Paquet M., Cannat M., Brunelli D., Hamelin C. and Humler E. (2016) Effect of melt-mantle interactions on MORB chemistry at the easternmost Southwest Indian Ridge (61°8–67°8E). *Geochemistry Geophys. Geosystems* **17**, 2825–2834.
- Parat F., Holtz F. and Streck M. J. (2011) Sulfur-bearing Magmatic Accessory Minerals. *Rev. Mineral. Geochemistry* **73**, 285–314.
- Parkinson I. J. and Pearce J. A. (1998) Peridotites from the Izu – Bonin – Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt – Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *J. Petrol.* **39**, 1577–1618.

- Pasini V., Brunelli D., Dumas P., Sandt C., Frederick J., Benzerara K., Bernard S. and Ménez B. (2013) Low temperature hydrothermal oil and associated biological precursors in serpentinites from mid-ocean ridge. *Lithos* **178**, 84–95.
- Patriat P. and Segoufin J. (1988) Reconstruction of the Central Indian Ocean. *Tectonophysics* **155**, 211–234.
- Patriat P., Sloan H. and Sauter D. (2008) From slow to ultraslow: A previously undetected event at the Southwest Indian Ridge at ca. 24 Ma. *Geology* **36**, 207–210.
- Paulick H., Bach W., Godard M., De Hoog J. C. M., Suhr G. and Harvey J. (2006) Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209): Implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. *Chem. Geol.* **234**, 179–210.
- Pearce J. A., Barker P. F., Edwards S. J., Parkinson I. J. and Leat P. T. (2000) Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **139**, 36–53.
- Pens M., Andreani M., Daniel I., Perrillat J. P. and Cardon H. (2016) Contrasted effect of aluminum on the serpentinization rate of olivine and orthopyroxene under hydrothermal conditions. *Chem. Geol.* **441**, 256–264.
- Percak-Dennett E. M., Beard B. L., Xu H., Konishi H., Johnson C. M. and Roden E. E. (2011) Iron isotope fractionation during microbial dissimilatory iron oxide reduction in simulated Archaean seawater. *Geobiology* **9**, 205–220.
- Peters D., Bretscher A., John T., Scambelluri M. and Pettke T. (2017) Fluid-mobile elements in serpentinites: Constraints on serpentinisation environments and element cycling in subduction zones. *Chem. Geol.* **466**, 654–666.
- Piccardo G. B., Zanetti A. and Müntener O. (2007) Melt/peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite: Field, textural and geochemical evidence. *Lithos* **94**, 181–209.
- Pineau F. and Javoy M. (1983) Carbon isotopes and concentrations in mid-oceanic ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **62**, 239–257.
- Pineau F., Javoy M. and Kornprobst J. (1987) Primary igneous graphite in ultramafic xenoliths: II isotopic composition of the carbonaceous phases present in xenoliths and host lava at Tissemt (Eggéré, Algerian Sahara). *J. Petrol.* **28**, 313–322.
- Pineau F. and Mathez E. A. (1990) Carbon isotopes in xenoliths from the Hualalai Volcano, Hawaii, and the generation of isotopic variability. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 217–227.
- Poitrasson F., Halliday A. N., Lee D. C., Levasseur S. and Teutsch N. (2004) Iron isotope differences between Earth, Moon, Mars and Vesta as possible records of contrasted accretion mechanisms. *Earth Planet. Sci. Lett.* **223**, 253–266.
- Poitrasson F., Levasseur S. and Teutsch N. (2005) Significance of iron isotope mineral fractionation in pallasites and iron meteorites for the core – mantle differentiation of terrestrial planets. **234**, 151–164.
- Poitrasson F., Roskosz M. and Corgne A. (2009) No iron isotope fractionation between molten alloys and silicate melt to 2000 ° C and 7 . 7 GPa : Experimental evidence and implications for planetary differentiation and accretion. *Earth Planet. Sci. Lett.* **278**, 376–385.
- Poitrasson F., Delpech G. and Grégoire M. (2013) On the iron isotope heterogeneity of lithospheric mantle xenoliths: Implications for mantle metasomatism, the origin of basalts and the iron isotope composition of

- the Earth. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **165**, 1243–1258.
- Pokrovsky O. S., Golubev S. V., Schott J. and Castillo A. (2009) Calcite, dolomite and magnesite dissolution kinetics in aqueous solutions at acid to circumneutral pH, 25 to 150 °C and 1 to 55 atm pCO₂: New constraints on CO₂ sequestration in sedimentary basins. *Chem. Geol.* **265**, 20–32.
- Polyakov V. . B., Clayton R. N., Horita J. and Mineev S. D. (2007) Equilibrium iron isotope fractionation factors of minerals: Reevaluation from the data of nuclear inelastic resonant X-ray scattering and Mössbauer spectroscopy. *Geochim. Cosmochim. Acta* **71**, 3833–3846.
- Prigobbe V., Costa G., Baciocchi R., Hänchen M. and Mazzotti M. (2009) The effect of CO₂ and salinity on olivine dissolution kinetics at 120°C. *Chem. Eng. Sci.* **64**, 3510–3515.
- Prikryl J. D., Jain A., Turner D. R. and Pabalan R. T. (2001) Uranium VI sorption behavior on silicate mineral mixtures. *J. Contam. Hydrol.* **47**, 241–253.
- Proskurowski G., Lilley M. D., Seewald J. S., Früh-Green G. L., Olson E. J., Lupton J. E., Sylva S. P. and Kelley D. S. (2008) Abiogenic hydrocarbon production at lost city hydrothermal field. *Science (80-.)*. **319**, 604–607.
- Quinby-Hunt M. S. and Turekian K. K. (1983) Distribution of elements in sea water. *Oceanogr. Rep.*, 130–132.
- Radic A., Lacan F. and Murray J. W. (2011) Iron isotopes in the seawater of the equatorial Pacific Ocean: New constraints for the oceanic iron cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **306**, 1–10.
- Rakovan J. (2011) Serpentine. *World to Wise - Rocks Miner.* **86**, 63–67.
- Raleigh C. B. (1967) Plastic Deformation of Upper Mantle Silicate Minerals. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **14**, 45–49.
- Rampone E., Piccardo G. B., Vannucci R. and Bottazzi P. (1997) Chemistry and origin of trapped melts in ophiolitic peridotites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 4557–4569.
- Reddy T. R., Frierdich A. J., Beard B. L. and Johnson C. M. (2015) The effect of pH on stable iron isotope exchange and fractionation between aqueous Fe (II) and goethite. *Chem. Geol.* **397**, 118–127.
- Reeder R. J., Nugent M., Tait C. D., Morris D. E., Heald S. M., Beck K. M., Hess W. P. and Lanzirotti A. (2001) Coprecipitation of Uranium (VI) with Calcite : XAFS , micro-XAS , and luminescence characterization. *Geochemica Cosmochem. Acta* **65**, 3491–3503.
- Reid J. B. and Woods G. A. (1978) Oceanic mantle beneath the southern Rio Grande rift. *Earth Planet. Sci. Lett.* **41**, 303–316.
- Reysenbach A.-L., Longnecker K. and Kirshtein J. (2000) Novel Bacterial and Archaeal Lineages from an In Situ Growth Chamber. *Appl. Environ. Microbiol.* **66**, 3798.
- Ribeiro Da Costa I., Barriga F. J. A. S., Viti C., Mellini M. and Wicks F. J. (2008) Antigorite in deformed serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge. *Eur. J. Miner.* **20**, 563–572.
- Richardson S. and Vaughan D. J. (1989) Surface alteration of pentlandite and spectroscopic evidence for secondary violarite formation. *Mineral. Mag.* **53**, 213–222.
- Robinson P., Ross M., Nord G. L. J., Smyth J. and Jaffe H. W. (1977) Exsolution lamellae in augite and pigeonite : fossil indicators of lattice parameters at high temperature and pressure. *Am. Mineral.* **62**, 857–873.
- Roskosz M., Sio C. K. I., Dauphas N. and Bi W. (2015) Spinel – olivine – pyroxene equilibrium iron isotopic fractionation and applications to natural peridotites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **169**, 184–199.
- Rouméjon S. (2014) Serpentinisation des péridotites exhumées aux dorsales lentes : approches microstructurale ,

minéralogique et géochimique. .

- Rouméjon S. and Cannat M. (2014) Serpentinization of mantle derived peridotites at mid ocean ridges: mesh texture in the context of tectonic exhumation. , 2354–2379.
- Rouméjon S., Cannat M., Agrinier P., Godard M. and Andreani M. (2015) Serpentinization and fluid pathways in tectonically exhumed peridotites from the southwest Indian ridge (62-65°E). *J. Petrol.* **56**, 703–734.
- Rouméjon S., Früh-Green G., Orcutt B. N. and Party I. E. 357 S. (2018) Alteration Heterogeneities in Peridotites Exhumed on the Southern Wall of the Atlantis Massif (IODP Expedition 357). *J. Petrol.* **59**, 1329–1358.
- Le Roux V., Bodinier J. L., Tommasi A., Alard O., Dautria J. M., Vauchez A. and Riches A. J. V. (2007) The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **259**, 599–612.
- Rouxel O., Dobbek N., Ludden J. and Fouquet Y. (2003) Iron isotope fractionation during oceanic crust alteration. *Chem. Geol.* **202**, 155–182.
- Rouxel O., Fouquet Y. and Ludden J. N. (2004) Subsurface processes at the lucky strike hydrothermal field, Mid-Atlantic ridge: Evidence from sulfur, selenium, and iron isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 2295–2311.
- Rouxel O., Shanks W. C., Bach W. and Edwards K. J. (2008) Integrated Fe- and S-isotope study of seafloor hydrothermal vents at East Pacific Rise 9-10°N. *Chem. Geol.* **252**, 214–227.
- Rouxel O., Toner B. M., Manganini S. J. and German C. R. (2016) Geochemistry and iron isotope systematics of hydrothermal plume fall-out at East Pacific Rise 9°50'N. *Chem. Geol.* **441**, 212–234.
- Rucklidge C., Patterson G. C. and Early O. (1977) Contributions to Mineralogy and Petrology The Role of Chlorine in Serpentinization. **4**.
- Rumori C., Mellini M. and Viti C. (2004) Oriented, non-topotactic olivine → serpentine replacement in mesh-textured, serpentinized peridotites. *Eur. J. Mineral.* **16**, 731–741.
- Rustad J. R. and Dixon D. A. (2009) Prediction of Iron-Isotope Fractionation Between Hematite ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) and Ferric and Ferrous Iron in Aqueous Solution from Density Functional Theory. *J. Phys. Chem. A* **113**, 12249–12255.
- Sader J. A., Leybourne M. I., Mcclenaghan M. B. and Hamilton S. M. (2007) Low-temperature serpentinization processes and kimberlite groundwater signatures in the Kirkland Lake and Lake Timiskiming kimberlite fields , Ontario , Canada : implications for diamond exploration. *Geochemistry Explor. Environ. Anal.* **7**, 3–21.
- Salters V. J. M. and Dick H. J. B. (2002) Mineralogy of the mid-ocean-ridge basalt source from neodymium isotopic composition of abyssal peridotites. *Nature* **418**, 68–72.
- Salters V. J. M. and Stracke A. (2004) Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **5**.
- Saumur B. M. and Hattori K. (2013) Zoned Cr-spinel and ferritchromite alteration in forearc mantle serpentinites of the Rio San Juan Complex, Dominican Republic. *Mineral. Mag.* **77**, 117–136.
- Sauter D., Mendel V., Rommevaux-Jestin C., Parson L. M., Fujimoto H., Mével C., Cannat M. and Tamaki K. (2004) Focused magmatism versus amagmatic spreading along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge: Evidence from TOBI side scan sonar imagery. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **5**, 1–20.
- Sauter D., Cannat M. and Mendel V. (2008) Magnetization of 0-26.5 Ma seafloor at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge, 61°-67°E. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **9**.

- Sauter D., Cannat M., Meyzen C., Bezos A., Patriat P., Humler E. and Debayle E. (2009) Propagation of a melting anomaly along the ultraslow Southwest Indian Ridge between 46°E and 52°20'E: Interaction with the Crozet hotspot? *Geophys. J. Int.* **179**, 687–699.
- Sauter D., Cannat M., Rouméjon S., Andreani M., Birot D., Bronner A., Brunelli D., Carlut J., Delacour A., Guyader V., MacLeod C. J., Manatschal G., Mendel V., Ménez B., Pasini V., Ruellan E. and Searle R. (2013) Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years. *Nat. Geosci.* **6**, 314–320.
- Scambelluri M., Muntener O., Hermann J., Piccardo G. B. and Trommsdorff V. (1995) Subduction of water into the mantle: history of an Alpine peridotite. *Geology* **23**, 459–462.
- Schauble E. (2004) Applying stable isotope fractionation theory to new systems. *Rev. Mineral. Geochemistry* **55**, 65.
- Schilling J., Kingsley R. H., Hanan B. B. and Mccully B. L. (1992) Nd-Sr-Pb Isotopic Variations Along the Gulf of Aden' Evidence for Afar Mantle Plume-Continental Lithosphere Interaction. *J. Geophys. Res.* **97**.
- Schmidt K., Koschinsky A., Garbe-Schönberg D., de Carvalho L. M. and Seifert R. (2007) Geochemistry of hydrothermal fluids from the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field, 15°N on the Mid-Atlantic Ridge: Temporal and spatial investigation. *Chem. Geol.* **242**, 1–21.
- Schoenberg R. and Von Blanckenburg F. (2006) Modes of planetary-scale Fe isotope fractionation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **252**, 342–359.
- Schott J. and Berner R. A. (1985) Dissolution mechanisms of pyroxenes and olivines during weathering. In *The Chemistry of Weathering* pp. 35–53.
- Schrenk M. O., Kelley D. S., Bolton S. A. and Baross J. A. (2004) Low archaeal diversity linked to subseafloor geochemical processes at the Lost City Hydrothermal Field, Mid-Atlantic Ridge. *Environ. Microbiol.* **6**, 1086–1095.
- Schrenk M. O., Brazelton W. J., Carolina N. and Lang S. Q. (2013) Serpentinization, Carbon, and Deep Life. *Rev. Mineral.* **75**, 575–606.
- Schwartz S., Guillot S., Reynard B., Lafay R., Debret B., Nicollet C., Lanari P., Auzende A. L., Schwartz S., Guillot S., Reynard B., Lafay R. and Debret B. (2013) Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos* **178**, 197–210.
- Schwarzenbach E. M. (2011) Serpentinization, fluids and life: comparing carbon and sulfur cycles in modern and ancient environments. .
- Schwarzenbach E. M., Früh-Green G. L., Bernasconi S. M., Alt J. C., Shanks W. C., Gaggero L. and Crispini L. (2012) Sulfur geochemistry of peridotite-hosted hydrothermal systems: Comparing the Ligurian ophiolites with oceanic serpentinites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **91**, 283–305.
- Scott S. R., Sims K. W. W., Frost B. R., Kelemen P. B., Evans K. A. and Swapp S. M. (2017) On the hydration of olivine in ultramafic rocks : Implications from Fe isotopes in serpentinites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **215**, 105–121.
- Seitz M. G. and Hart S. R. (1973) Uranium and boron distributions in some oceanic ultramafic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* **21**, 97–107.
- Severmann S., Johnson C. M., Beard B. L., German C. R., Edmonds H. N., Chiba H. and Green D. R. H. (2004) The effect of plume processes on the Fe isotope composition of hydrothermally derived Fe in the deep ocean

- as inferred from the Rainbow vent site, Mid-Atlantic Ridge, 36°14'N. *Earth Planet. Sci. Lett.* **225**, 63–76.
- Seyfried W. E. and Bischoff J. L. (1979) Low temperature basalt alteration by sea water: an experimental study at 70°C and 150°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 1937–1947.
- Seyfried W. E. and Dibble W. E. (1979) Seawater-peridotite interaction at 300°C and 500 bars: implications for the origin of oceanic serpentinites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 309–321.
- Seyfried W. E., Janecky D. R. and Mottl M. J. (1984) Alteration of the oceanic crust: Implications for geochemical cycles of lithium and boron. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 557–569.
- Seyfried W. E. (1987) Experimental and theoretical constraints on hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges. *Annu. Rev. earth Planet. Sci. Vol. 15* **5**, 317–335.
- Seyfried W., Foustoukos D. I. and Allen D. E. (2004) Ultramafic-hosted hydrothermal systems at Mid-Ocean Ridges: Chemical and physical constraints on pH, redox, and carbon reduction reactions. *Mid-Ocean Ridges Hydrothermal Interact. between Lithosph. Ocean.* **148**, 267–285.
- Seyfried W. E., Foustoukos D. I. and Fu Q. (2007) Redox evolution and mass transfer during serpentinization: An experimental and theoretical study at 200°C, 500 bar with implications for ultramafic-hosted hydrothermal systems at Mid-Ocean Ridges. *Geochim. Cosmochim. Acta* **71**, 3872–3886.
- Seyfried W. E., Pester N. J., Ding K. and Rough M. (2011) Vent fluid chemistry of the Rainbow hydrothermal system (36°N, MAR): Phase equilibria and in situ pH controls on seafloor alteration processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **75**, 1574–1593.
- Seyler M., Toplis M. J., Lorand J. P., Luguet A. and Cannat M. (2001) Clinopyroxene microtextures reveal incompletely extracted melts in abyssal peridotites. *Geology* **29**, 155–158.
- Seyler M., Cannat M. and Mével C. (2003) Evidence for major-element heterogeneity in the mantle source of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge (52° to 68° E). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **4**.
- Seyler M., Lorand J. P., Toplis M. J. and Godard G. (2004) Asthenospheric metasomatism beneath the mid-ocean ridge: Evidence from depleted abyssal peridotites. *Geology* **32**, 301–304.
- Seyler M., Brunelli D., Toplis M. J. and Mével C. (2011) Multiscale chemical heterogeneities beneath the eastern Southwest Indian Ridge (52°E–68°E): Trace element compositions of along-axis dredged peridotites. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* **12**.
- Shahar A., Ziegler K., Young E. D., Ricolleau A., Schauble E. A. and Fei Y. (2009) Experimentally determined Si isotope fractionation between silicate and Fe metal and implications for Earth's core formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **288**, 228–234.
- Shahar A., Hillgren V. J., Horan M. F., Mesa-garcia J., Kaufman L. A. and Mock T. D. (2015) Sulfur-controlled iron isotope fractionation experiments of core formation in planetary bodies. *Geochim. Cosmochim. Acta* **150**, 253–264.
- Sharma M., Polizzotto M. and Anbar A. D. (2001) Iron isotopes in hot springs along the Juan de Fuca Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* **194**, 39–51.
- Sharp Z. D. and Barnes J. D. (2004) Water-soluble chlorides in massive seafloor serpentinites: a source of chloride in subduction zones. **226**, 243–254.
- Sharp Z. D. (2007) *Principles of stable isotope geochemistry*.
- Shcheka S. S., Wiedenbeck M., Frost D. J. and Keppler H. (2006) Carbon solubility in mantle minerals. *Earth Planet. Sci. Lett.* **245**, 730–742. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.036>.

- Shervais J. W., Kolesar P. and Andreassen K. (2005) A Field and Chemical Study of Serpentinization — Stonyford, California : Chemical Flux and Mass Balance. *Int. Geol. Rev.* **47**, 1–23.
- Shibuya T., Tahata M., Kitajima K., Ueno Y., Komiya T., Yamamoto S., Igisu M., Terabayashi M., Sawaki Y., Takai K., Yoshida N. and Maruyama S. (2012) Depth variation of carbon and oxygen isotopes of calcites in Archean altered upperoceanic crust: Implications for the CO₂ flux from ocean to oceanic crust in the Archean. *Earth Planet. Sci. Lett.* **321–322**, 64–73.
- Shilobreeva S., Martinez I., Busigny V., Agrinier P. and Laverne C. (2011) Insights into C and H storage in the altered oceanic crust: Results from ODP/IODP Hole 1256D. *Geochim. Cosmochim. Acta* **75**, 2237–2255.
- Shock E. L., Sassani D. C. and Betz H. (1997) Uranium in geologic fluids : Estimates of standard partial molal properties , oxidation potentials , and hydrolysis constants at high temperatures and pressures. *Geochemica Cosmochem. Acta* **61**, 4245–4266.
- Sickafus K. E., Wills J. M. and Grimes N. W. (1999) Structure of spinel. *J. Am. Ceram. Soc.* **82**, 3279–3292.
- Simoneit B. R. T., Leinz R. W., Peresypkin V. I. and Osipov G. A. (2004) Composition and origin of hydrothermal petroleum and associated lipids in the sulfide deposits of the Rainbow Field (Mid-Atlantic Ridge at 36 ° N). *Geochemica Cosmochem. Acta* **68**, 2275–2294.
- Sinha A. K., Hewitt D. A. and Rimstidt J. D. (1986) Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites. *Geology* **14**, 883–886.
- Sio C. K. I., Dauphas N., Teng F., Chaussidon M., Helz R. T. and Roskosz M. (2013) Discerning crystal growth from diffusion profiles in zoned olivine by in situ Mg – Fe isotopic analyses. *Geochim. Cosmochim. Acta* **123**, 302–321.
- Sio C. K. I. and Dauphas N. (2016) Thermal and crystallization histories of magmatic bodies by Monte Carlo inversion of Mg-Fe isotopic profiles in olivine. *Geology* **44**, 67–70.
- Skulan J. L., Beard B. L. and Johnson C. M. (2002) Kinetic and equilibrium Fe isotope fractionation between aqueous Fe(III) and hematite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **66**, 2995–3015.
- Smith K. L., Milnes A. R. and Eggleton R. A. (1987) Weathering of basalts: formation of iddingsite. *Clays Clay Miner.* **35**, 418–428.
- Smith H. J., Spivack A. J., Staudigel H. and Hart S. R. (1995) The boron isotopic composition of altered oceanic crust. *Chem. Geol.* **126**, 119–135.
- Snow J. E. and Dick H. J. B. (1995) Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 4219–4235.
- Sossi P. A., Nebel O. and Foden J. (2016) Iron isotope systematics in planetary reservoirs. *Earth Planet. Sci. Lett.* **452**, 295–308.
- Spivack A. . and Edmond J. . (1987) Boron isotope exchange between seawater and the oceanic crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**, 1033–1043.
- Stamoudi C. (2002) Processus de serpentinisation des péridotites de Hess-Deep (leg 147, site 895) et de la zone MARK (leg 153, site 920) : approche chimique et minéralogique.
- Stefansson A. (2007) Iron (III) Hydrolysis and Solubility at 25°C. *Environ. Sci. Technol.* **4**, 6117–6123.
- Stopar J. D., Taylor G. J., Hamilton V. E. and Browning L. (2006) Kinetic model of olivine dissolution and extent of aqueous alteration on Mars. *Geochemica Cosmochem. Acta* **70**, 6136–6152.
- Straub K. L. and Buchholz-Cleven B. E. E. (1998) Enumeration and Detection of Anaerobic Ferrous Iron-

- Oxidizing , Nitrate-Reducing Bacteria from Diverse European Sediments. *Appl. Environ. Microbiol.* **64**, 4846–4856.
- Straube W. L., Deming J. W., Somerville C. C., Colwell R. R. and Baross J. A. (1990) Particulate DNA in smoker fluids: Evidence for existence of microbial populations in hot hydrothermal systems. *Appl. Environ. Microbiol.* **56**, 1440–1447.
- Streckeisen A. (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* **12**, 1–33.
- Stueber A. M., Huang W. H. and Johns W. D. (1968) Chlorine and fluorine abundances in ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **32**, 353–358.
- Su B. X., Teng F. Z., Hu Y., Shi R. D., Zhou M. F., Zhu B., Liu F., Gong X. H., Huang Q. S., Xiao Y., Chen C. and He Y. S. (2015) Iron and magnesium isotope fractionation in oceanic lithosphere and sub-arc mantle: Perspectives from ophiolites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **430**, 523–532.
- Sugisaki R. and Mimura K. (1994) Mantle hydrocarbons : Abiotic or biotic ? *Geochemica Cosmochem. Acta* **58**, 2527–2542.
- Sun S.-s. and McDonough W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **42**, 313–345.
- Suzuki S., Kuenen J. G., Schipper K., Van Der Velde S., Ishii S., Wu A., Sorokin D. Y., Tenney A., Meng X., Morrill P. L., Kamagata Y., Muyzer G. and Nealson K. H. (2014) Physiological and genomic features of highly alkaliphilic hydrogen-utilizing Betaproteobacteria from a continental serpentinizing site. *Nat. Commun.* **5**.
- Tang Y., Zhai Q. G., Hu P. Y., Wang J., Xiao X. C., Wang H. T., Tang S. H. and Lei M. (2018) Rodingite from the Beila ophiolite in the Bangong–Nujiang suture zone, northern Tibet: New insights into the formation of ophiolite-related rodingite. *Lithos* **316–317**, 33–47.
- Tangalos G. E., Beard B. L., Johnson C. M., Alpers C. N., Shelobolina E. S., Xu H., Konishi H. and Roden E. E. (2010) Microbial production of isotopically light iron(II) in a modern chemically precipitated sediment and implications for isotopic variations in ancient rocks. *Geobiology* **8**, 197–208.
- Taran Y. A., Kliger G. A. and Sevastianov V. S. (2007) Carbon isotope effects in the open-system Fischer – Tropsch synthesis. **71**, 4474–4487.
- Taylor S. R. and McLennan S. M. (1985) *The continental crust: Its evolution and composition.*, Oxford.
- Teir S., Kuusik R., Fogelholm C. J. and Zevenhoven R. (2007) Production of magnesium carbonates from serpentinite for long-term storage of CO₂. *Int. J. Miner. Process.* **85**, 1–15.
- Teng F. Z., Dauphas N. and Helz R. T. (2008) Iron isotope fractionation during magmatic differentiation in Kilauea Iki lava lake. *Science (80-)*. **320**, 1620–1622.
- Teng F. Z., Dauphas N., Helz R. T., Gao S. and Huang S. (2011) Diffusion-driven magnesium and iron isotope fractionation in Hawaiian olivine. *Earth Planet. Sci. Lett.* **308**, 317–324.
- Teng F. Z., Dauphas N., Huang S. and Marty B. (2013) Iron isotopic systematics of oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta* **107**, 12–26.
- Thiry M., Carrillo N., Franke C. and Martineau N. (2013) *Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X et introduction à l'interprétation des diagrammes.*
- Thompson G. and Melson W. G. (1970) Boron contents of serpentinites and metabasalts in the oceanic crust: Implications for the boron cycle in the oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* **8**, 61–65.

- Toft P. B., Arkani-Hamed J. and Haggerty S. E. (1990) The effects of serpentinization on density and magnetic susceptibility: a petrophysical model. *Phys. Earth Planet. Inter.* **65**, 137–157.
- Tomilenko A. A., Chepurov A. I., Pal'yanov, Yu.N. Pokhilenko L. N. and Shebanin A. P. (1995) Volatile components in the upper mantle (based on data on fluid inclusion studies). Proceedings of the Int. Kimberlite Conf. Sixth Int. Kimberlite Conf.; Ext. Abs., 628–630. In *Sixth Int. Kimberlite Conf.* pp. 628–630.
- Toner B. M., Rouxel O. J., Santelli C. M., Bach W. and Edwards K. J. (2016) Iron Transformation Pathways and Redox Micro-Environments in Seafloor Sulfide-Mineral Deposits: Spatially Resolved Fe XAS and $\delta^{57/54}\text{Fe}$ Observations. *Front. Microbiol.* **7**, 1–17.
- Tornabene T. G., Langworthy T. A., Holzer G. and Oro J. (1979) Squalenes, Phytanes and Other Isoprenoids as Major Neutral Lipids of Methanogenic and Thermoacidophilic "Archaeobacteria." *J. Mol. Evol.* **13**, 73–83.
- Tucholke B. E., Lin J., Kleinrock M. C., Tivey A., Reed B. and Jaroslow G. E. (1997) Segmentation and crustal structure of the western Mid-Atlantic Ridge flank, $25^{\circ}25' - 27^{\circ}10' \text{ N}$ and 0-29 m.y. *J. Geophys. Res.* **102**, 10,203-10,223.
- Turekian K. K. (1968) Detailed Composition of Seawater. *Oceans*, 88237.
- Uehara S. and Shirozu H. (1985) Variations in chemical composition and structural properties of antigorites. *Mineral. J.* **12**, 299–318.
- Ulmer G. C., Grandstaff D. E., Weiss D., Moats M. A., Buntin T. J., Gold D. P., Hatton C. J., Kadik A., Koseluk R. A. and Rosenhauer M. (1987) *The mantle redox state; an unfinished story.*
- Ulmer P. and Trommsdorff V. (1995) Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science* **268**, 858–861.
- Urey H. C. (1947) The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc.*
- Venturelli G., Contini S., Bonazzi A. and Mangia A. (1997) Weathering of ultramafic rocks and element mobility at Mt. Prinzera, Northern Apennines, Italy. *Mineral. Mag.* **61**, 765–778.
- Vidal O. and Durin L. (1999) Aluminium mass transfer and diffusion in water at 400–550°C, 2 kbar in the $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ system driven by a thermal gradient or by a variation of temperature with time. *Mineral. Mag.* **63**, 633.
- Vils F., Pelletier L., Kalt A., Müntener O. and Ludwig T. (2008) The Lithium, Boron and Beryllium content of serpentinized peridotites from ODP Leg 209 (Sites 1272A and 1274A): Implications for lithium and boron budgets of oceanic lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta* **72**, 5475–5504.
- Vils F., Müntener O., Kalt A. and Ludwig T. (2011) Implications of the serpentine phase transition on the behaviour of beryllium and lithium-boron of subducted ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **75**, 1249–1271.
- Viti C. and Mellini M. (1996) Vein antigorites from Elba Island, Italy. *Eur. J. Mineral.* **8**, 423–434.
- Viti C. and Mellini M. (1998) Mesh textures and bastites in the Elba retrograde serpentinites. *Eur. J. Miner.* **10**, 1341–1359.
- Wang K., Moynier F., Barrat J. A., Zanda B., Paniello R. C. and Savage P. S. (2012) Homogeneous distribution of Fe isotopes in the early solar nebula. *Meteorit. Planet. Sci.* **48**, 354–364.
- Warren J. M. and Shimizu N. (2010) Cryptic Variations in Abyssal Peridotite Compositions: Evidence for Shallow-level Melt Infiltration in the Oceanic Lithosphere. **51**.
- Warren J. M. (2016) Global variations in abyssal peridotite compositions. *Lithos* **248–251**.

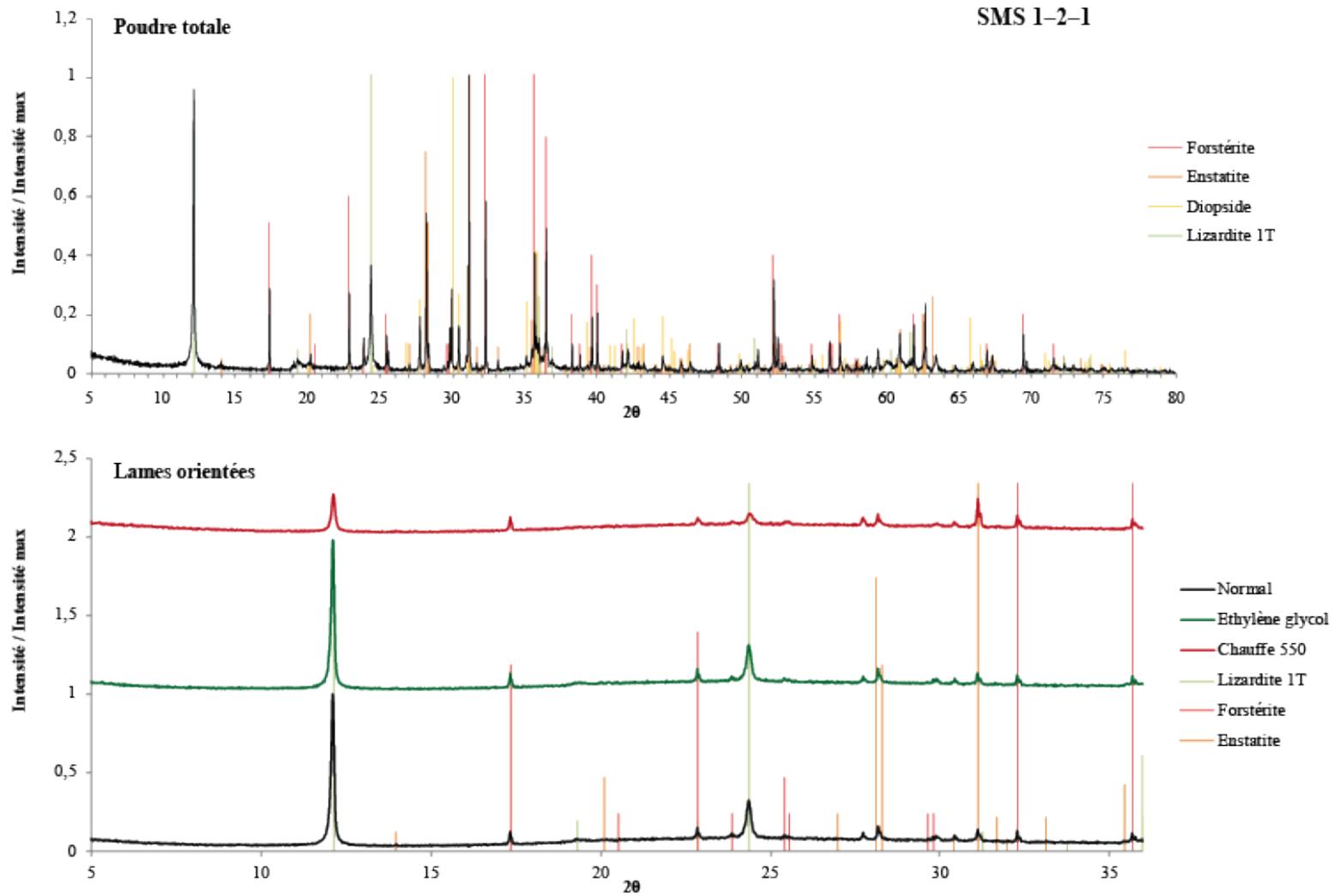
- Wazne M., Korfiatis G. P. and Meng X. (2003) Carbonate Effects on Hexavalent Uranium Adsorption by Iron Oxyhydroxide. *Environ. Sci. Technol.* **37**, 3619–3624.
- Welch S. A., Beard B. L., Johnson C. M. and Braterman P. S. (2003) Kinetic and equilibrium Fe isotope fractionation between aqueous Fe(II) and Fe(III). *Geochim. Cosmochim. Acta* **67**, 4231–4250.
- Wenner D. B. and Taylor H. P. (1971) Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on O18/O16 fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **32**, 165–185.
- Weyer S. and Schwieters J. B. (2003) High precision Fe isotope measurements with high mass resolution MC-ICPMS. *Int. J. Mass Spectrom.* **226**, 355–368.
- Weyer S., Anbar A. D., Brey G. P., Münker C., Mezger K. and Woodland A. B. (2005) Iron isotope fractionation during planetary differentiation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **240**, 251–264.
- Weyer S. and Ionov D. A. (2007) Partial melting and melt percolation in the mantle: The message from Fe isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **259**, 119–133.
- Whittaker E. J. W. (1953) The structure of chrysotile. *Acta Crystallogr.* **6**, 747.
- Whittaker E. J. W. and Wicks F. J. (1970) Chemical differences among the serpentine “polymorphs”: a discussion. *Am. Mineral.* **55**, 1025–1047. Available at: <https://doi.org/>.
- Wicks F. J. and Whittaker E. J. W. (1975) A Reappraisal of the Structures of the Serpentine Minerals. *Can. Mineral.* **13**, 227–243.
- Wicks F. J. and Whittaker E. J. W. (1977) Serpentine texture and serpentinization. *Can. Mineral.* **15**, 459–488.
- Wicks F. J., Whittaker E. J. W. and Zussman J. (1977) An idealized model for serpentine textures after olivine. *Can. Mineral.* **15**, 446–458.
- Wicks F. J. and Plant A. G. (1979) Electron Microprobe and X-Ray Microbeam Studies of Serpentine Textures. *Can. Mineral.* **17**, 785–830.
- Wicks F. J. (1984) Deformation Histories As Recorded By Serpentinities - II. Deformation During and After Serpentinization. *Can. Mineral.* **22**, 197–203.
- Wieser M. E. and Schwieters J. B. (2005) The development of multiple collector mass spectrometry for isotope ratio measurements. *Int. J. Mass Spectrom.* **242**, 97–115.
- Wiesli A., Beard B. L. and Johnson C. M. (2004) Experimental determination of Fe isotope fractionation between aqueous Fe(II), siderite and “green rust” in abiotic systems. *Chem. Geol.* **211**, 343–362.
- Williams H. M., McCammon C. A., Peslier A. H., Halliday A. N., Teutsch N., Levasseur S. and Burg J.-P. J. (2004) Iron isotope fractionation and the oxygen fugacity of the mantle. *Science (80-)*. **304**, 1656–1659.
- Williams H. M., Peslier A. H., McCammon C., Halliday A. N., Levasseur S., Teutsch N. and Burg J. P. (2005) Systematic iron isotope variations in mantle rocks and minerals: The effects of partial melting and oxygen fugacity. *Earth Planet. Sci. Lett.* **235**, 435–452.
- Williams H. M., Nielsen S. G., Renac C., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., McCammon C. A., Pearson N., Viljoen F., Alt J. C. and Halliday A. N. (2009) Fractionation of oxygen and iron isotopes by partial melting processes: Implications for the interpretation of stable isotope signatures in mafic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* **283**, 156–166.
- Williams H. M. and Bizimis M. (2014) Iron isotope tracing of mantle heterogeneity within the source regions of oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **404**, 396–407.
- Winkler H. G. (1976) F. 1976. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* ed. Springer Science+Business Media New

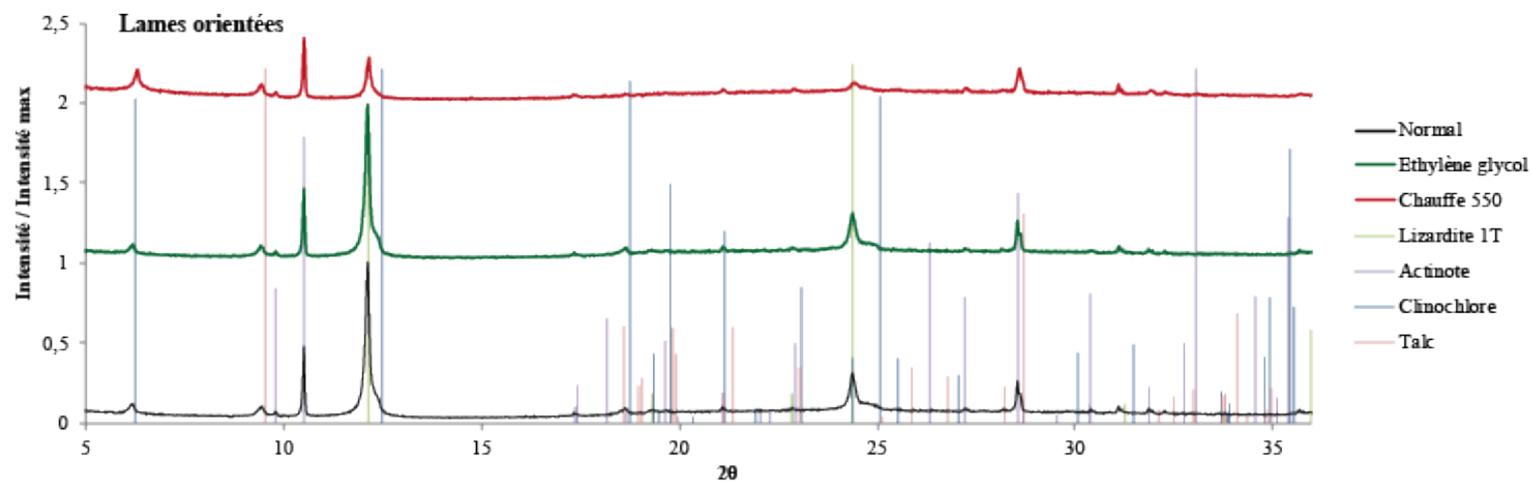
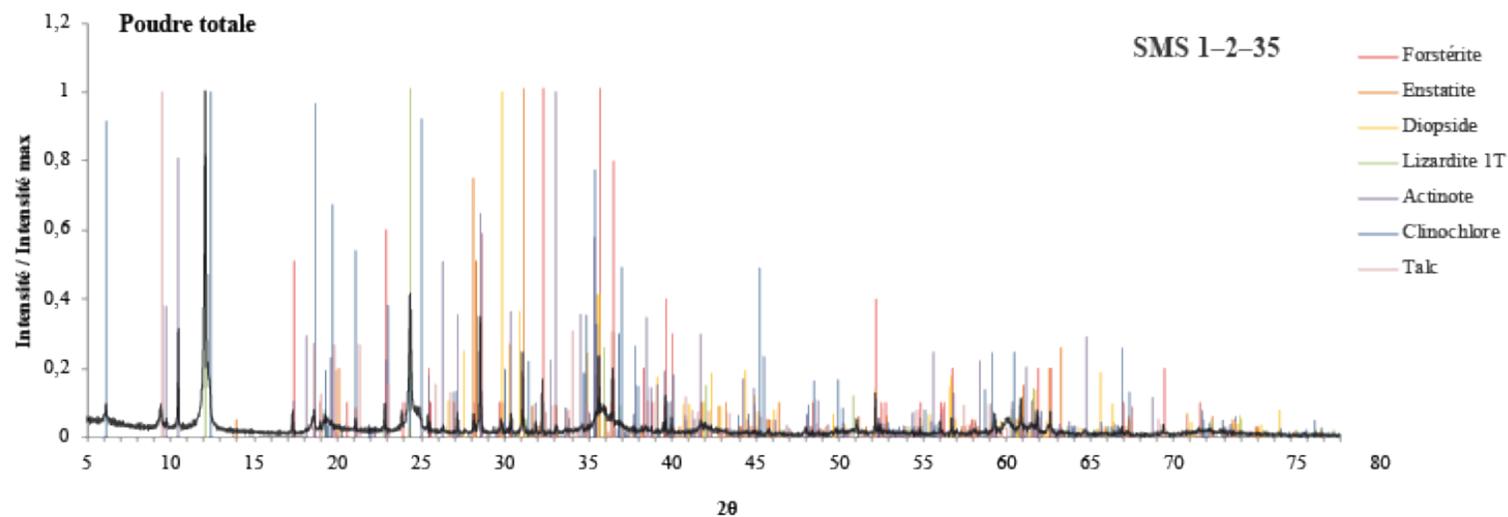
- York. *Berlin: Springer-Verlag* **1**, 347.
- Wogelius R. O. Y. A. and Walther J. V (1991) Olivine dissolution at 25 ° C : Effects of pH , CO₂ , and organic acids in Acidic Solutions. **55**, 943–954.
- Wogelius R. A. and Walther J. V (1992) Olivine dissolution kinetics at near-surface conditions. *Chem. Geol.* **97**, 101–112.
- Wolfe A. L., Stewart B. W., Capo R. C., Liu R., Dzombak D. A., Gordon G. W. and Anbar A. D. (2016) Iron isotope investigation of hydrothermal and sedimentary pyrite and their aqueous dissolution products. *Chem. Geol.* **427**, 73–82.
- Wood B. J., Walter M. J. and Wade J. (2006) Accretion of the Earth and segregation of its core. *Nature* **441**, 825–833.
- Workman R. K. and Hart S. R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DDM). *Earth Planet Sci Lett* **231**, 53–72.
- Wray J. L. and Daniels F. (1957) Precipitation of Calcite and Aragonite. *J. Am. Chem. Soc.* **79**, 2031–2034.
- Wu L., Beard B. L., Roden E. E. and Johnson C. M. (2009) Influence of pH and dissolved Si on Fe isotope fractionation during dissimilatory microbial reduction of hematite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **73**, 5584–5599.
- Wu L., Beard B. L., Roden E. E. and Johnson C. M. (2011) Stable Iron Isotope Fractionation Between Aqueous Fe (II) and Hydrated Ferric Oxide. *Environ. Sci. Technol.*, 1847–1852.
- Wu L., Druschel G., Findlay A., Beard B. L. and Johnson C. M. (2012) Experimental determination of iron isotope fractionations among Fe²⁺(aq)–FeS(aq)–Mackinawite at low temperatures : Implications for the rock record. *Geochim. Cosmochim. Acta* **89**, 46–61.
- Wunder B. and Schreyer W. (1997) Antigorite: High-pressure stability in the system MgO-SiO₂-H₂O (MSH). *Lithos* **41**, 213–227.
- Wyllie P. J. (1995) Experimental petrology of upper mantle materials, processes and products. *J. Geodyn.* **20**, 429–468.
- Yada K. (1967) Study of chrysotile asbestos by a high resolution electron microscope. *Acta Crystallogr.* **23**, 704–707.
- Yoshiya K., Sawaki Y., Shibuya T., Yamamoto S. and Komiya T. (2015) In-situ iron isotope analyses of pyrites from 3 . 5 to 3 . 2 Ga sedimentary rocks of the Barberton Greenstone Belt , Kaapvaal Craton. *Chem. Geol.* **403**, 58–73.
- Yücel M., Gartman A., Chan C. S. and Iii G. W. L. (2011) Hydrothermal vents as a kinetically stable source of iron-sulphide-bearing nanoparticles to the ocean. *Nat. Geosci.* **4**, 1–5.
- Zeebe R. E. and Wolf-Gladrow D. (2001) *CO₂ in seawater: equilibrium, kinetics, isotopes.*, Gulf Professional Publishing.
- Zega T. J., Garvie L. A. J., Dódony I., Friedrich H., Stroud R. M. and Buseck P. R. (2006) Polyhedral serpentine grains in CM chondrites. **688**, 681–688.
- Zhang X. and Spry P. G. (1994) Mineralogy Petrology FO2PH : a quickBASIC program to calculate mineral stabilities and sulphur isotope contours in log fO₂-pH space. , 287–291.
- Zhao X., Zhang H., Zhu X., Tang S. and Tang Y. (2010) Iron isotope variations in spinel peridotite xenoliths from North China Craton: Implications for mantle metasomatism. *Contrib. to Mineral. Petrol.* **160**, 1–14.

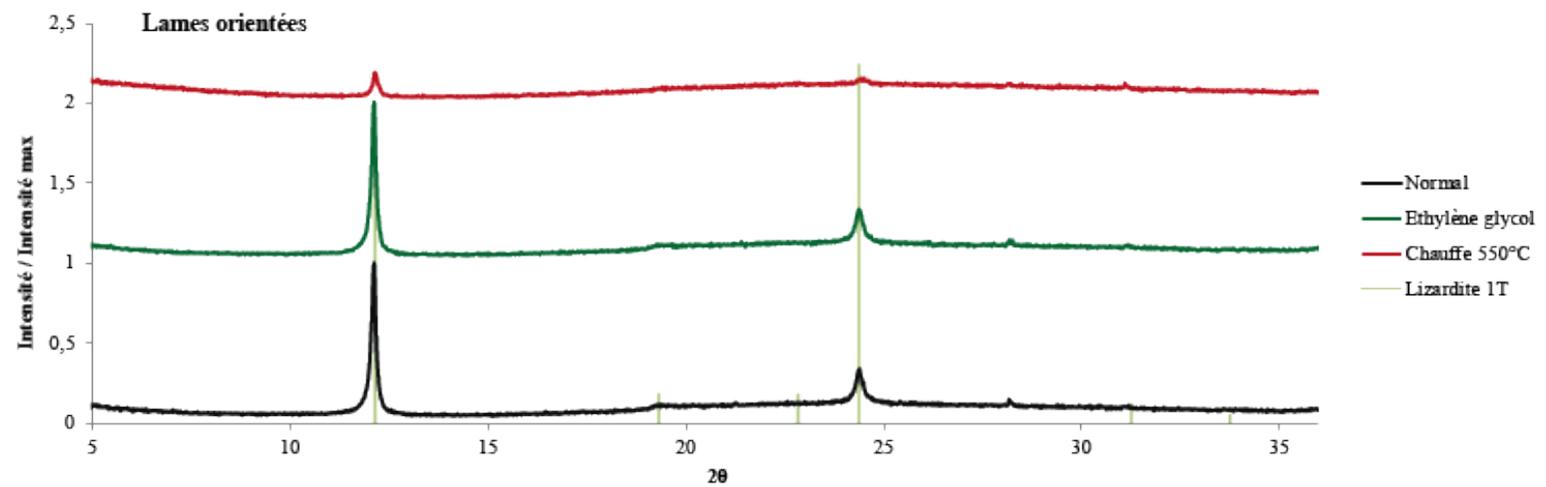
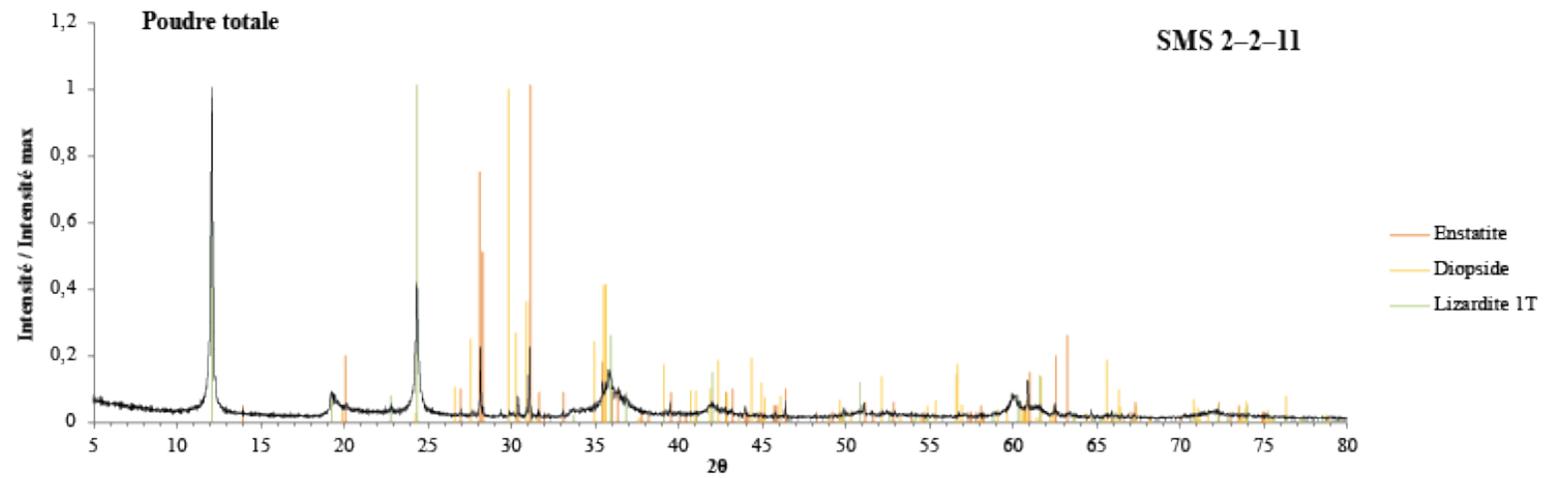
- Zhao X., Zhang H., Zhu X., Tang S. and Yan B. (2012) Iron isotope evidence for multistage melt – peridotite interactions in the lithospheric mantle of eastern China. *Chem. Geol.* **292–293**, 127–139.
- Zhao X., Zhang H., Zhu X., Zhu B. and Cao H. (2015) Effects of melt percolation on iron isotopic variation in peridotites from Yangyuan, North China Craton. *Chem. Geol.* **401**, 96–110.
- Zhu X.-K., Guo Y., O’Nions R. K., Young E. D. and Ash H. D. (2001) Isotopic heterogeneity of iron in the early solar system. *Nature* **412**, 311–313.
- Zhu X. K., Guo Y., Williams R. J. P., O’Nions R. K., Matthews A., Belshaw N. S., Canters G. W., de Waal E. C., Weser U., Burgess B. K. and Salvato B. (2002) Mass fractionation processes of transition metal isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **200**, 47–62.
- Zubkov V. S., Bychinskiy V. A., Karpov I. K. and Stepanov, A.N. 2000. (2000) Thermodynamic stability of mantle hydrocarbon. *Geol. Neft. Gaza* **2**, 59–63.
- Zuo Y. and Jones R. D. (1995) Formation of Carbon Monoxide by Photolysis of Dissolved Marine Organic Material and Its Significance in the Carbon Cycling of the Oceans. *Naturwissenschaften* **82**, 80–82.

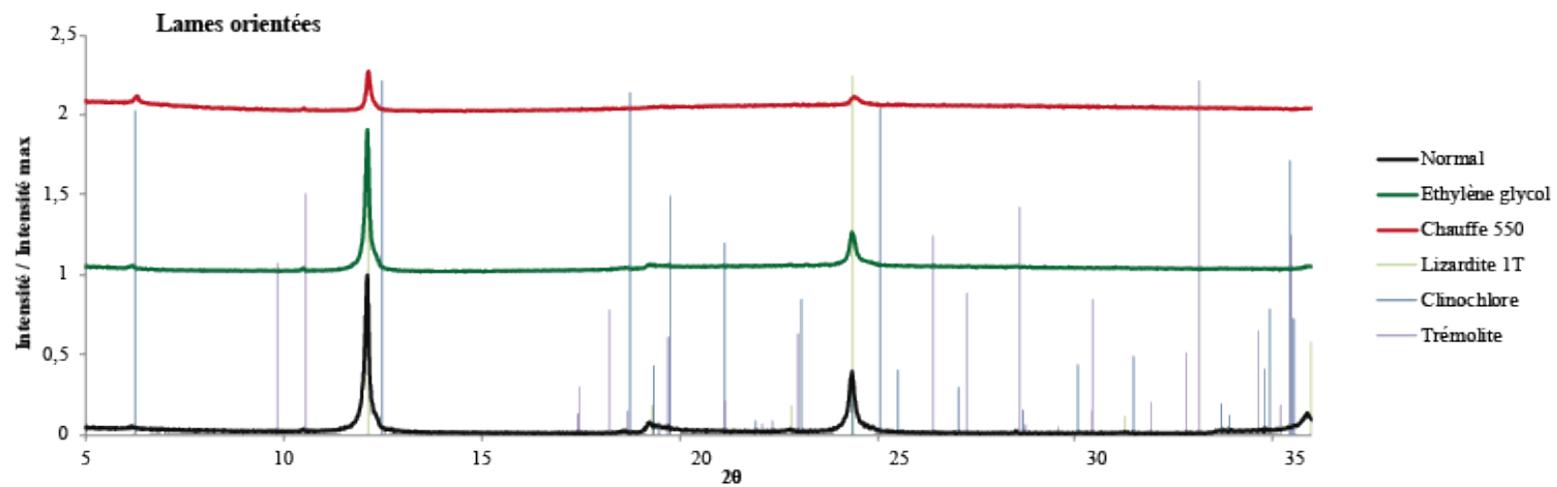
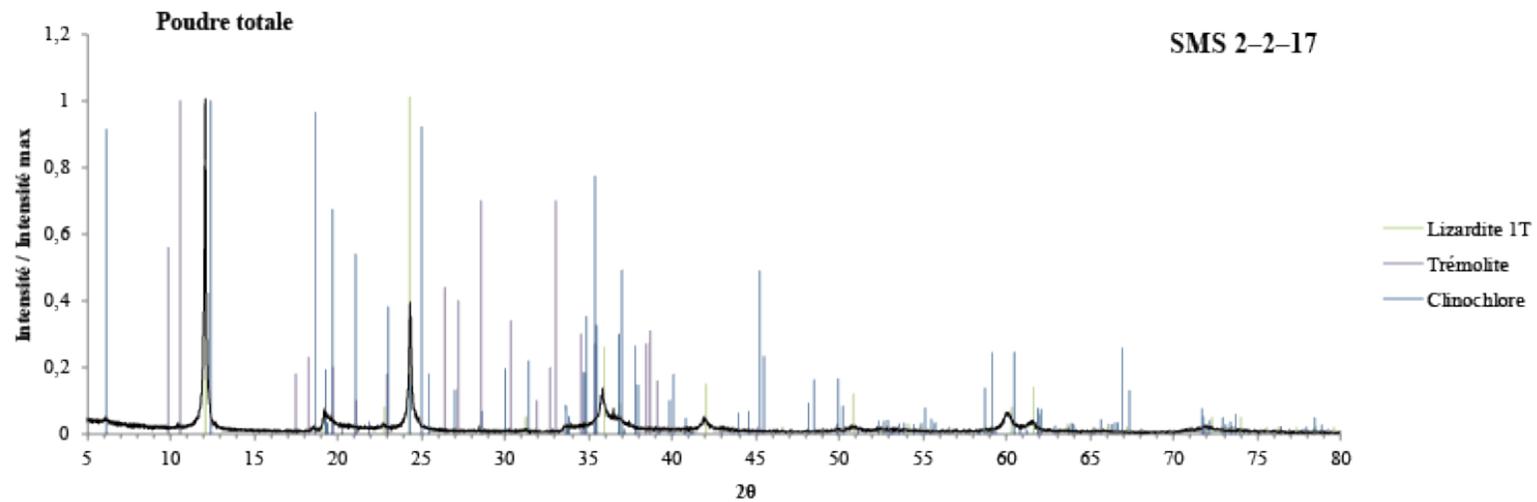
ANNEXES DU CHAPITRE III :

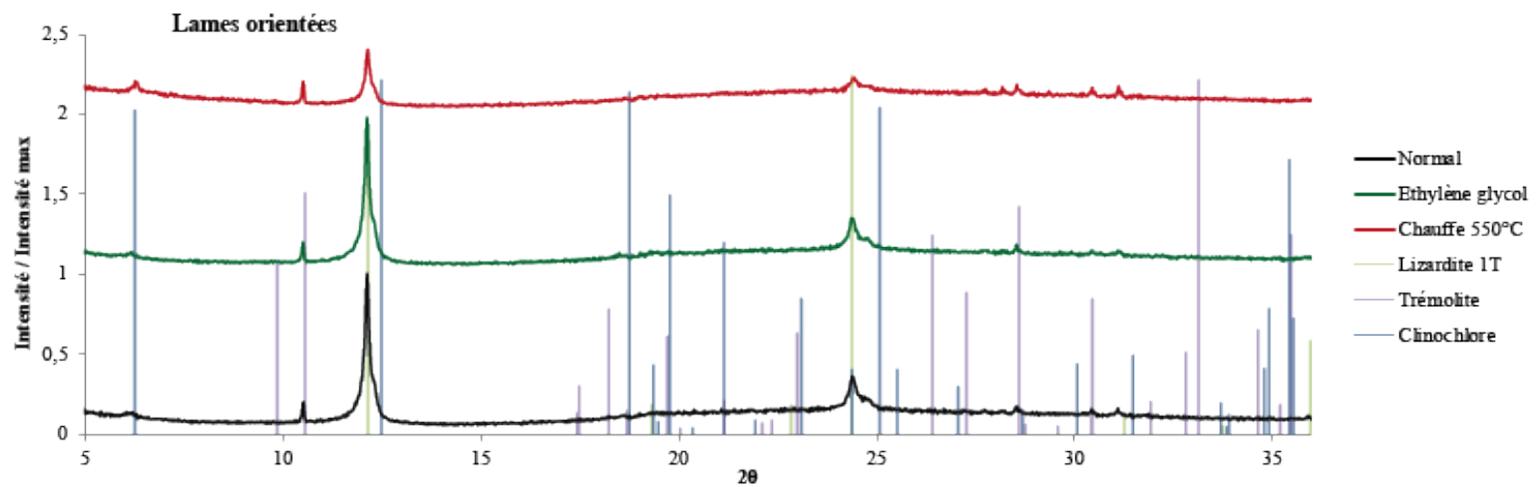
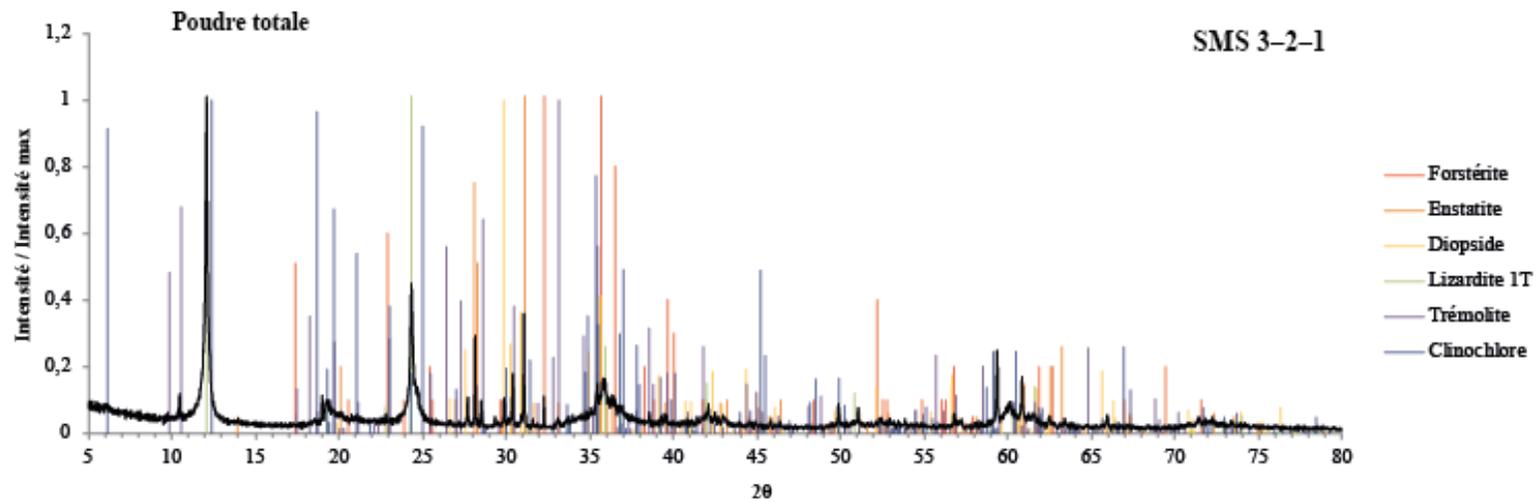
Spectres de diffraction des rayons X

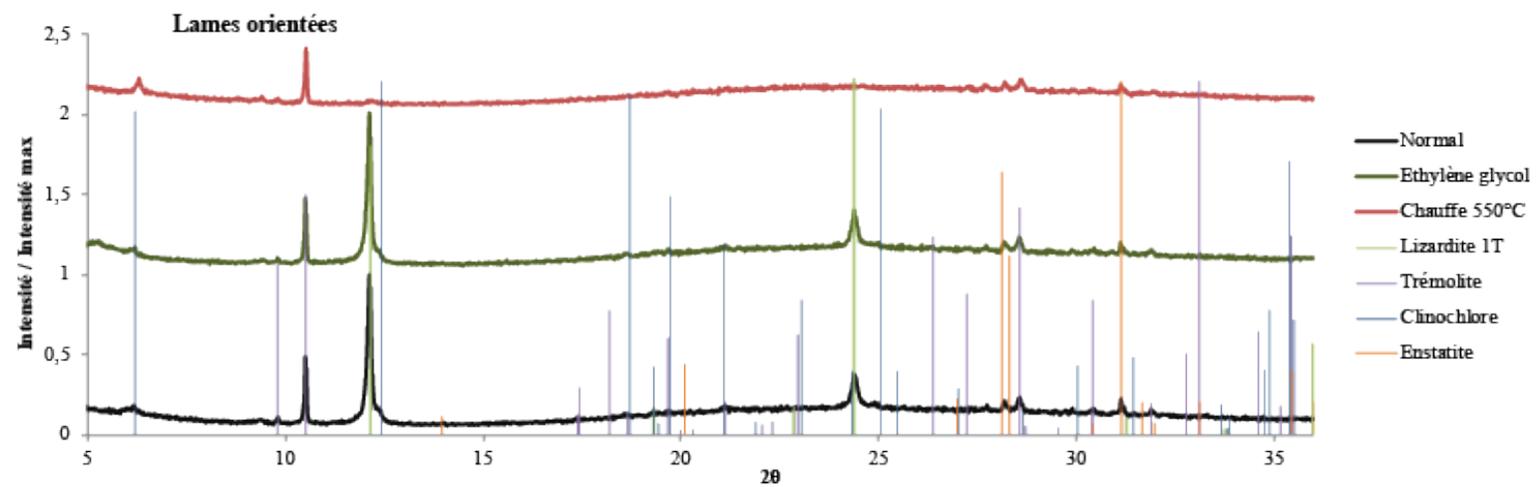
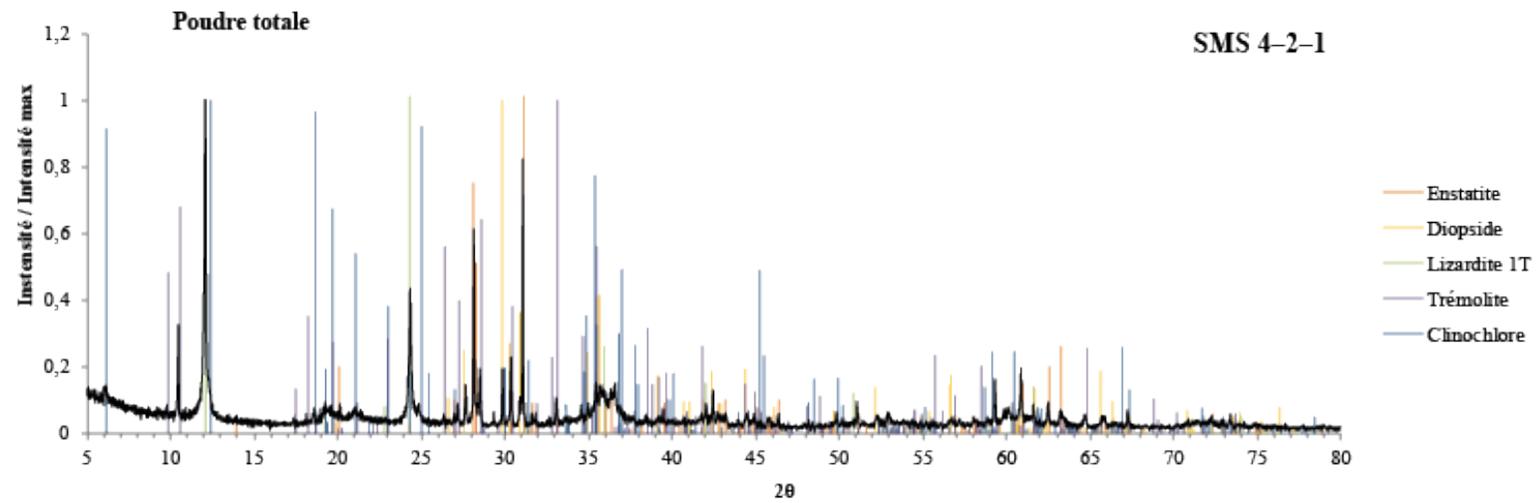


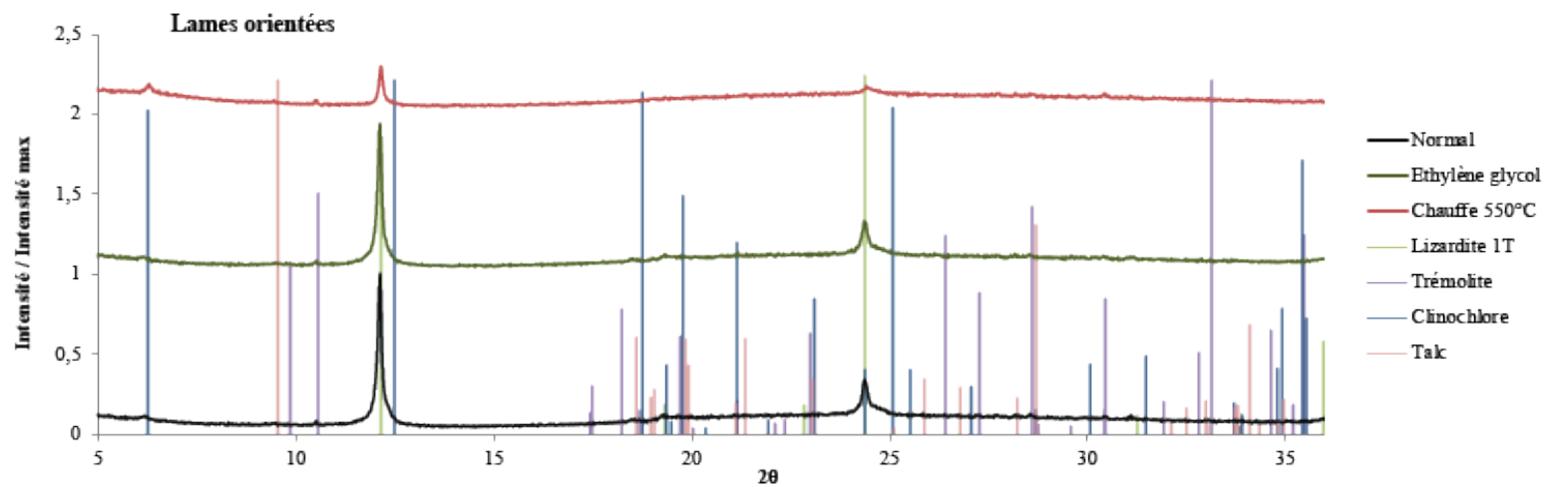
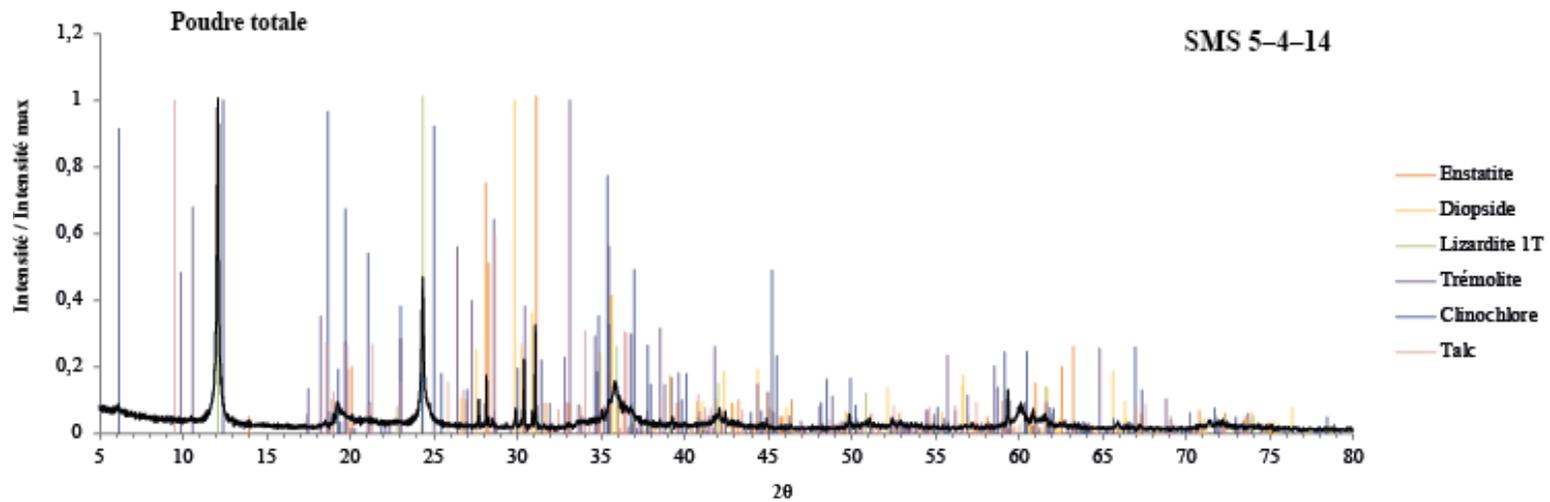


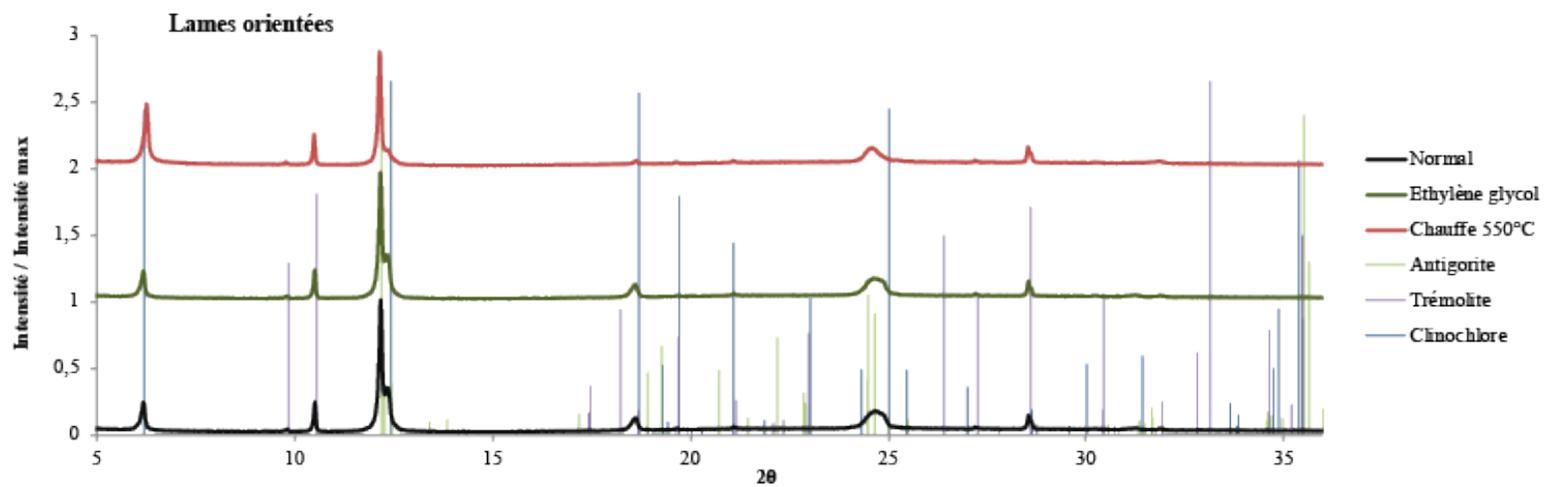
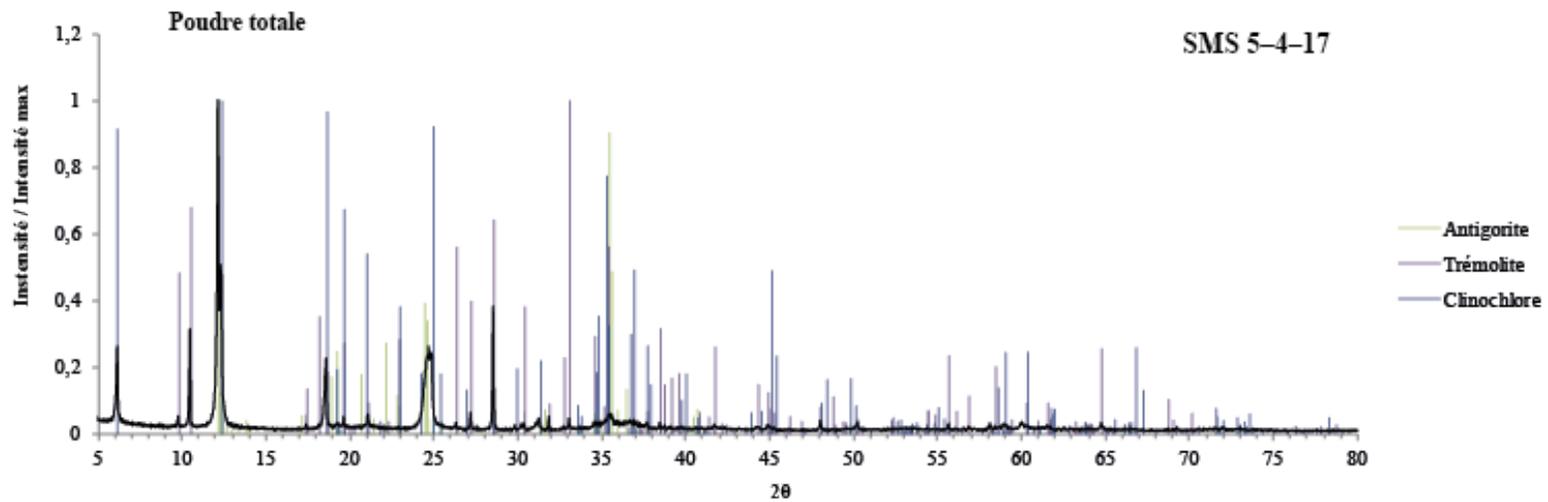


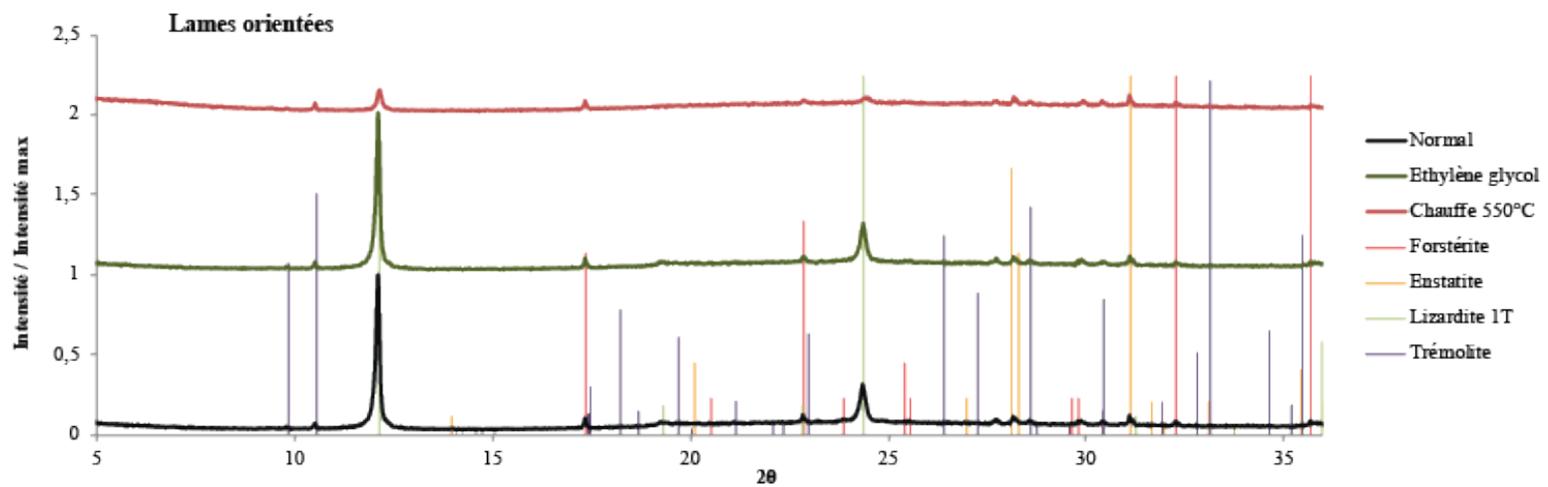
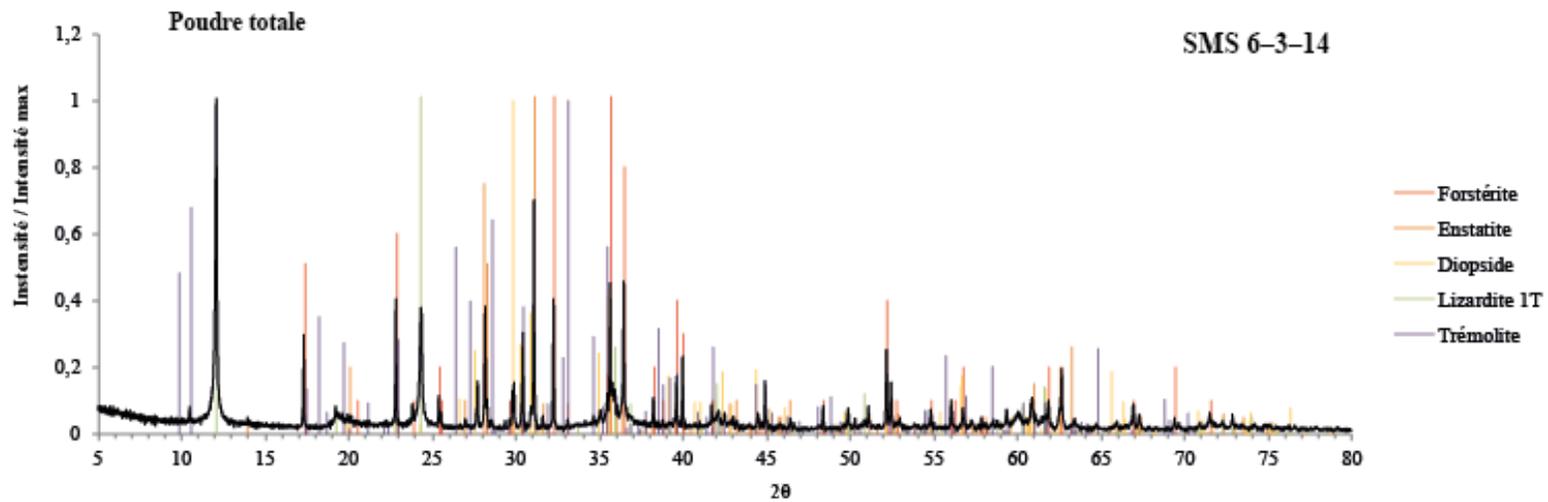


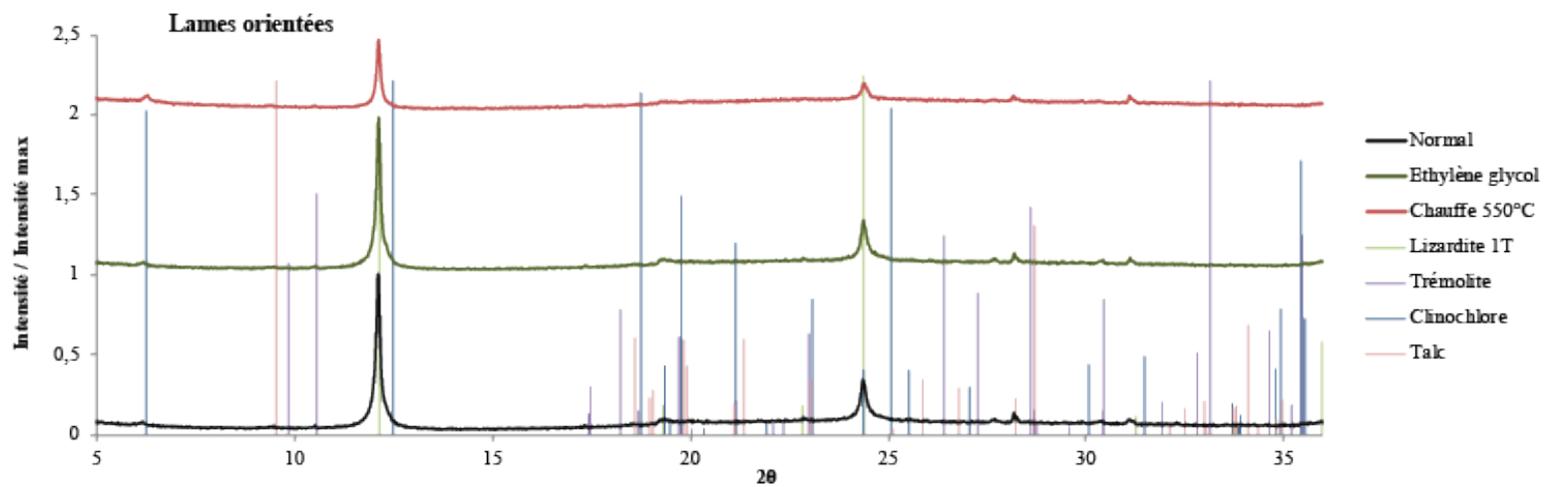
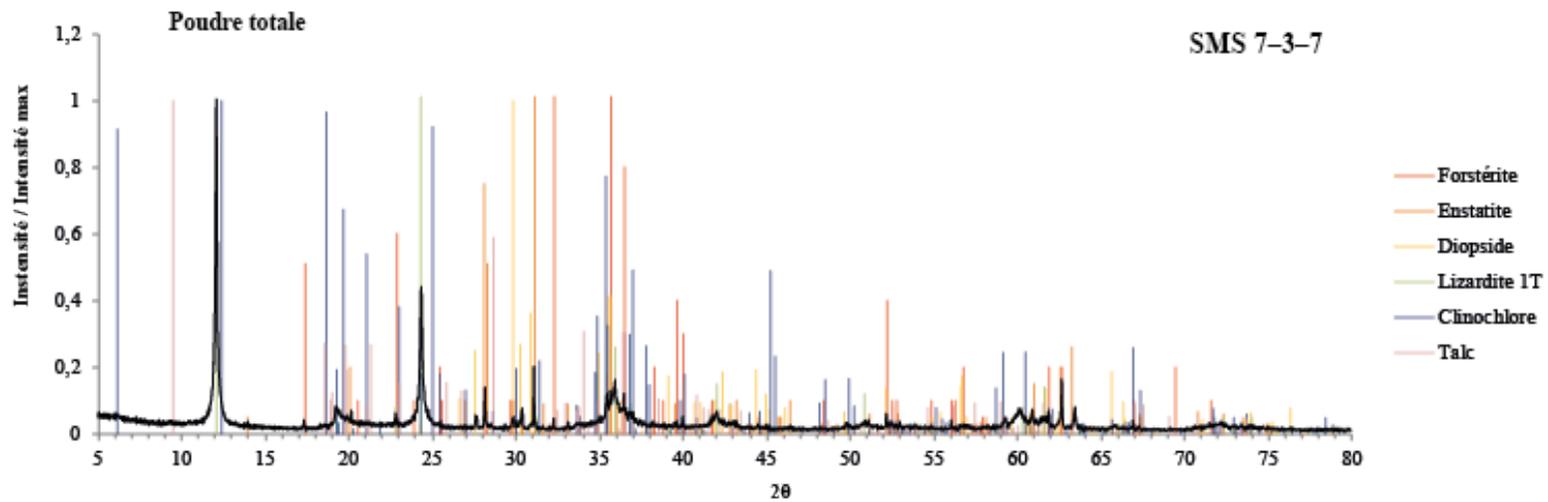


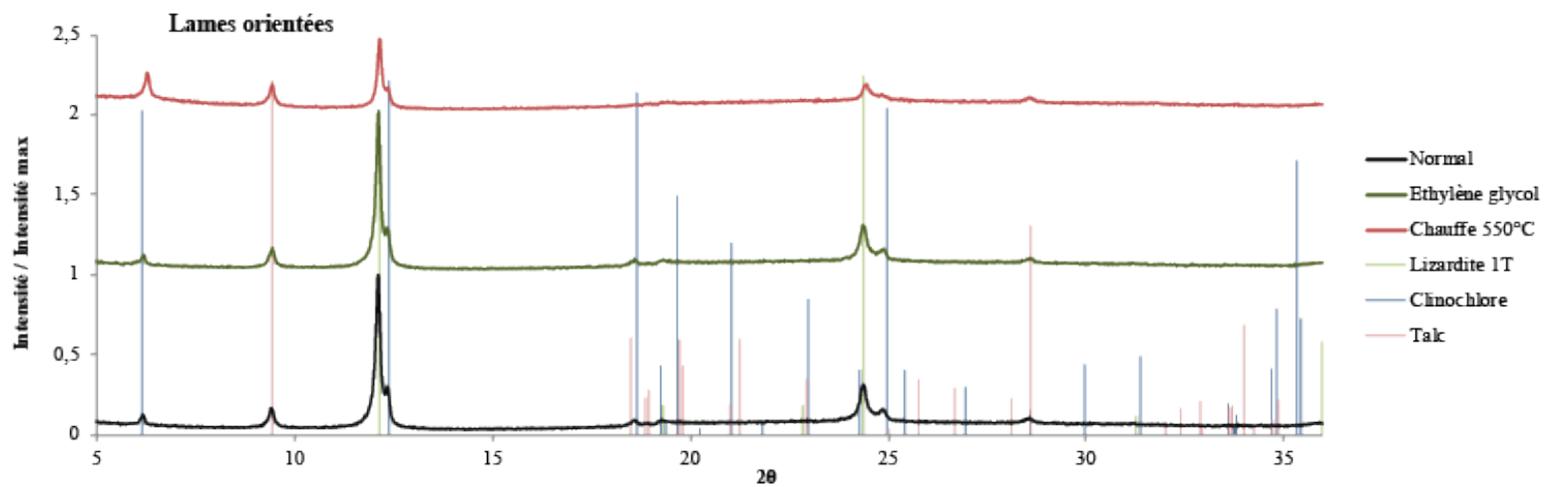
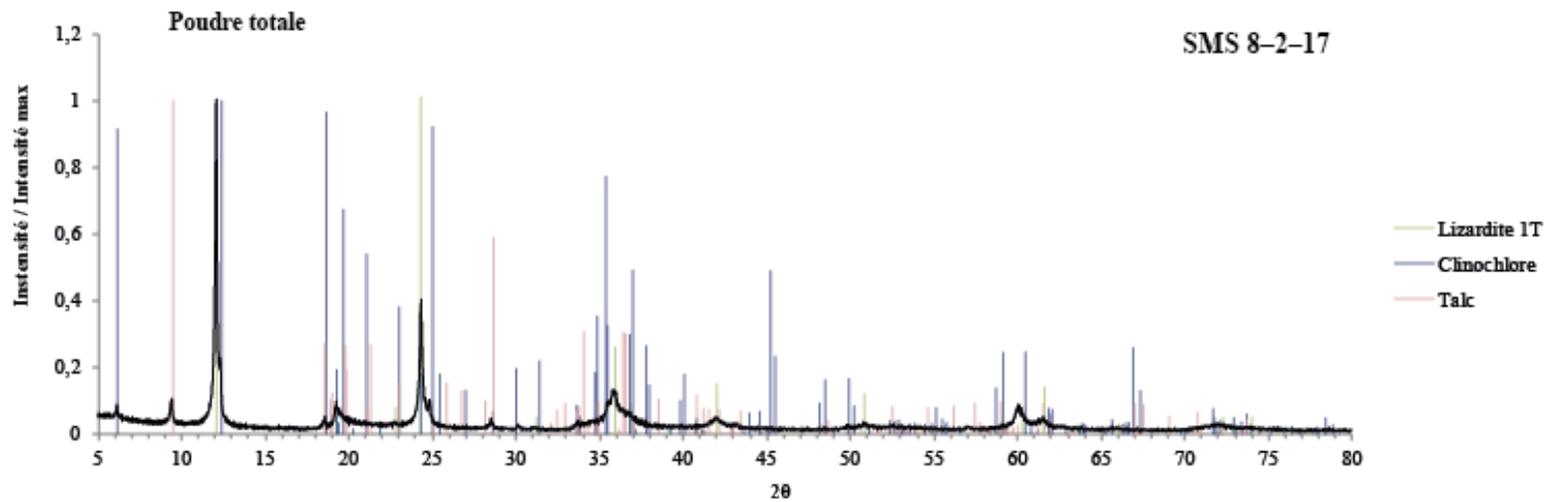


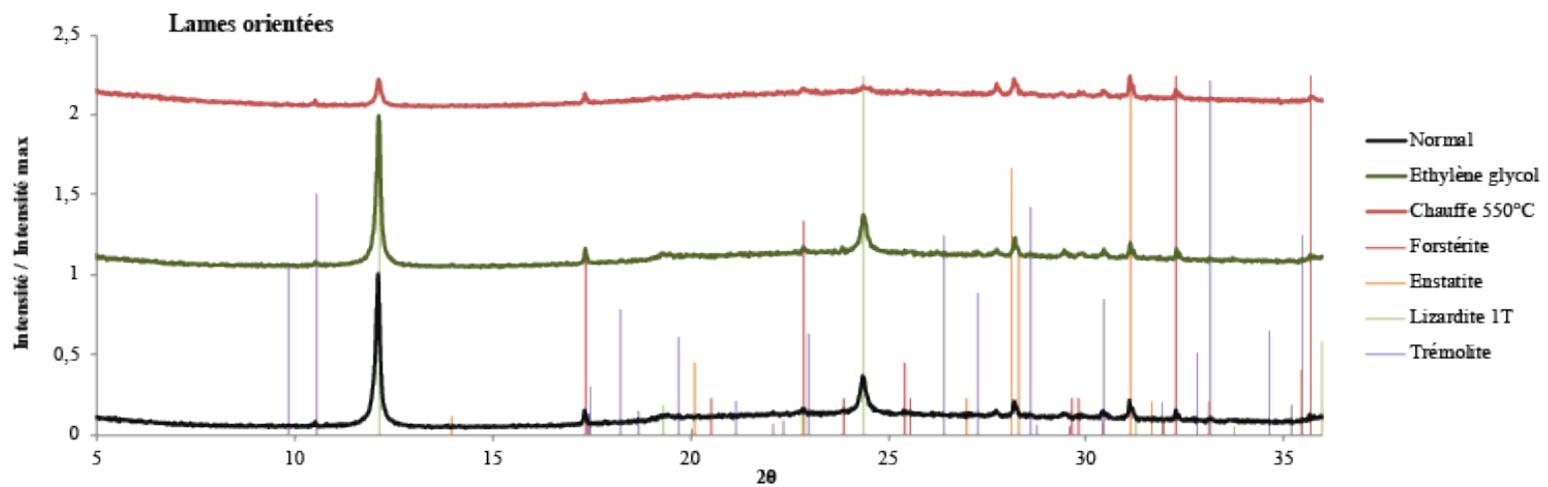
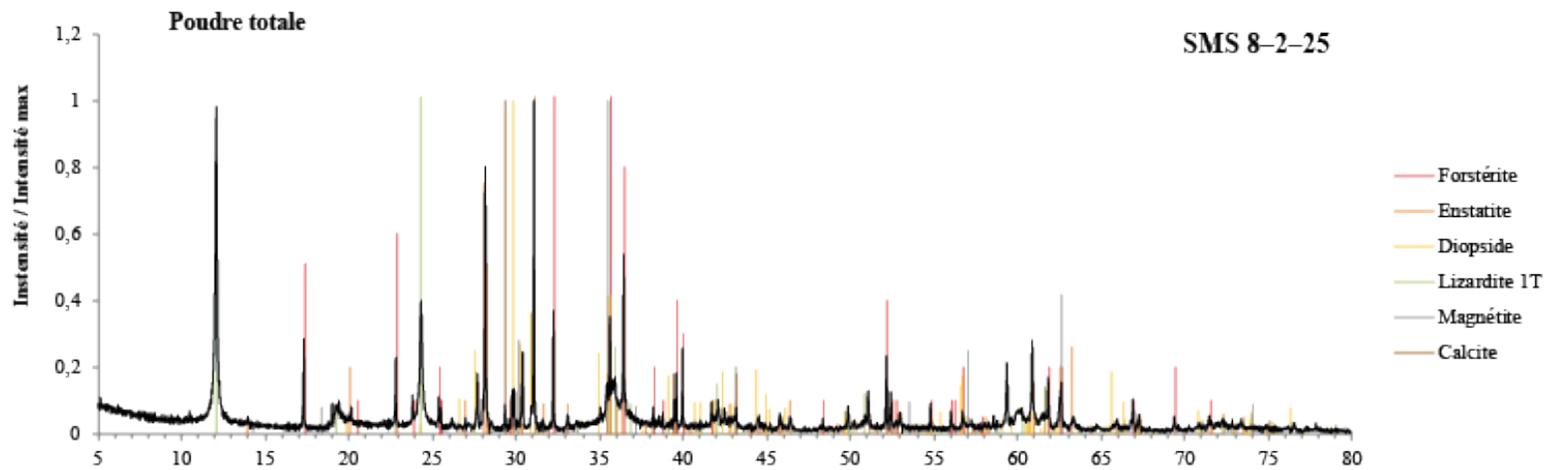


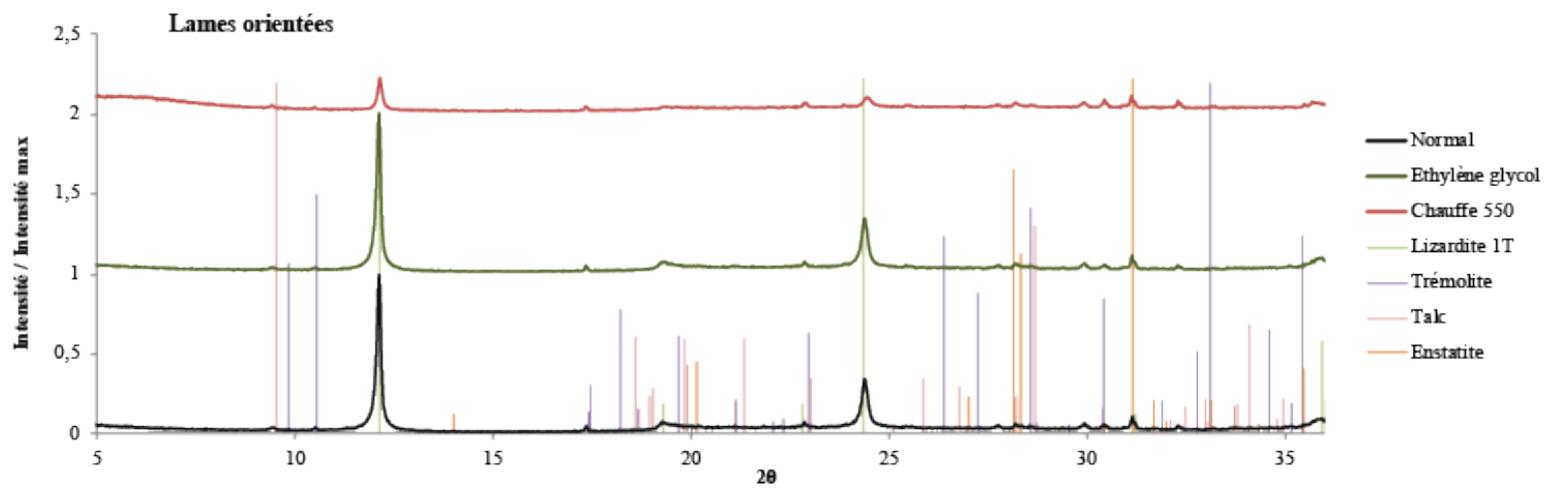
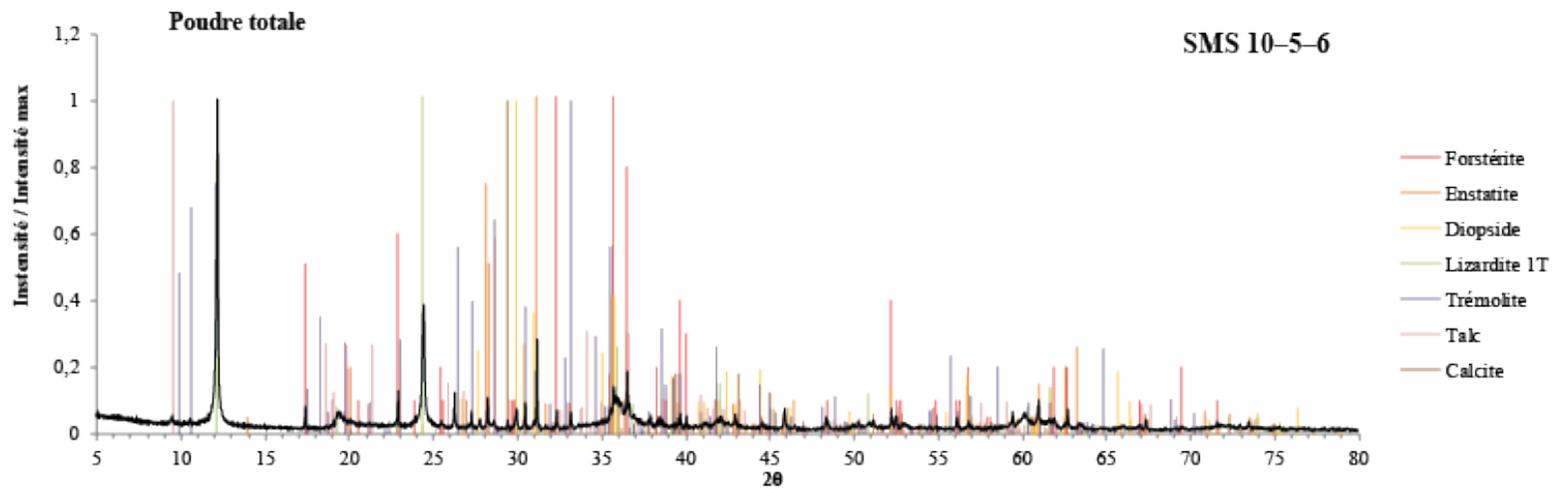


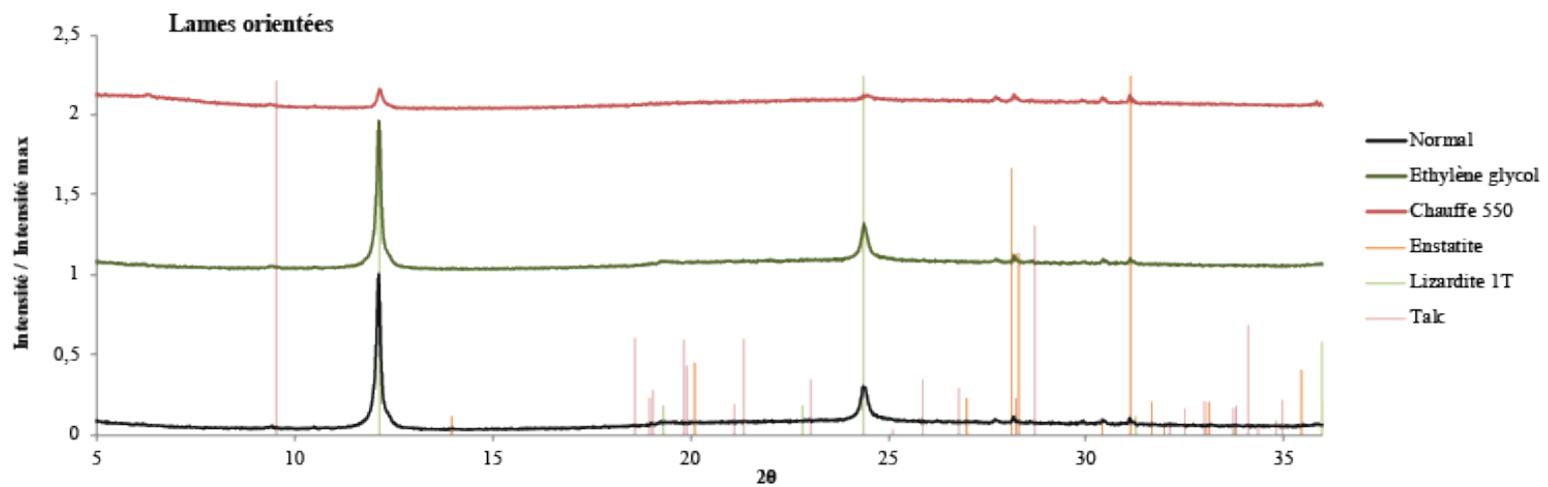
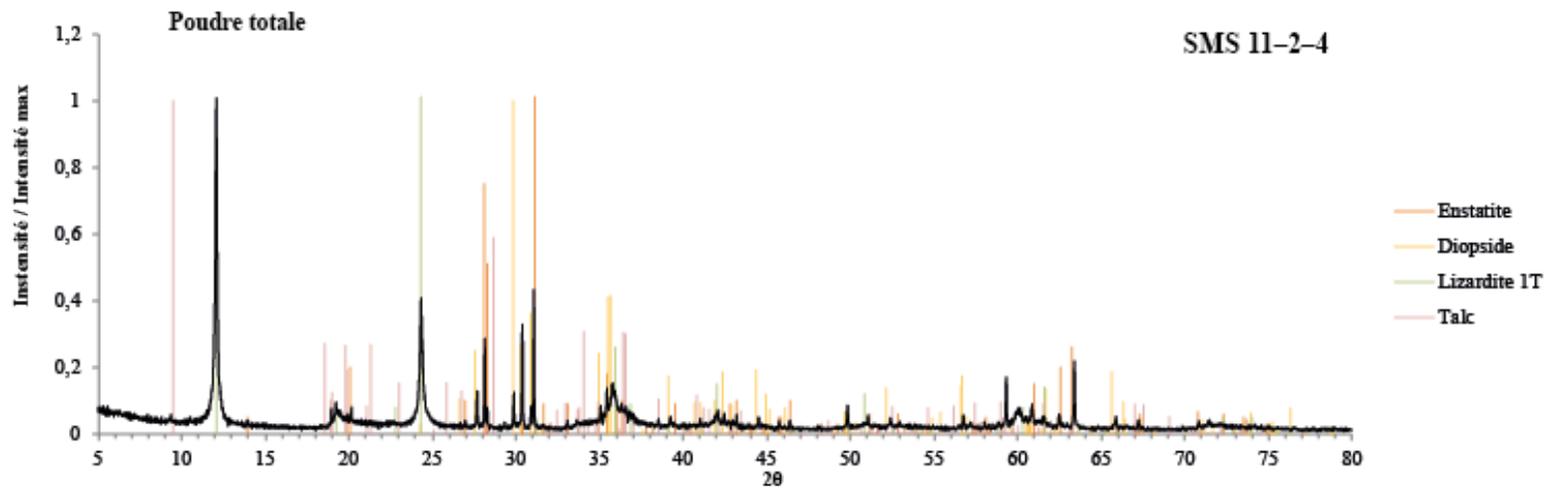


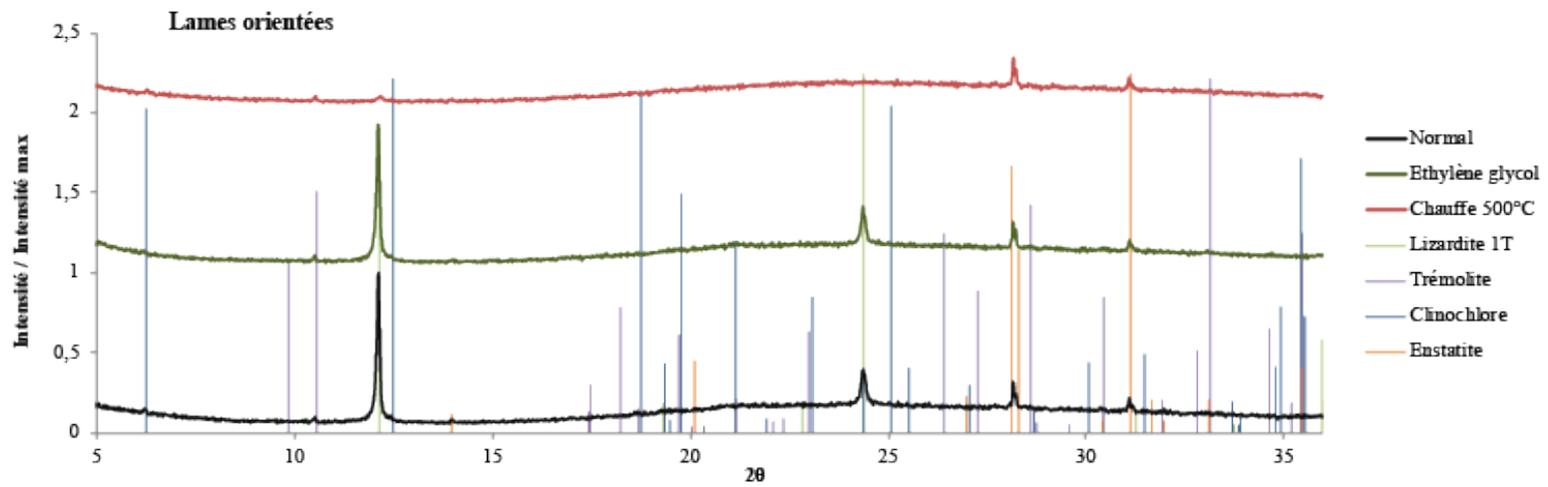
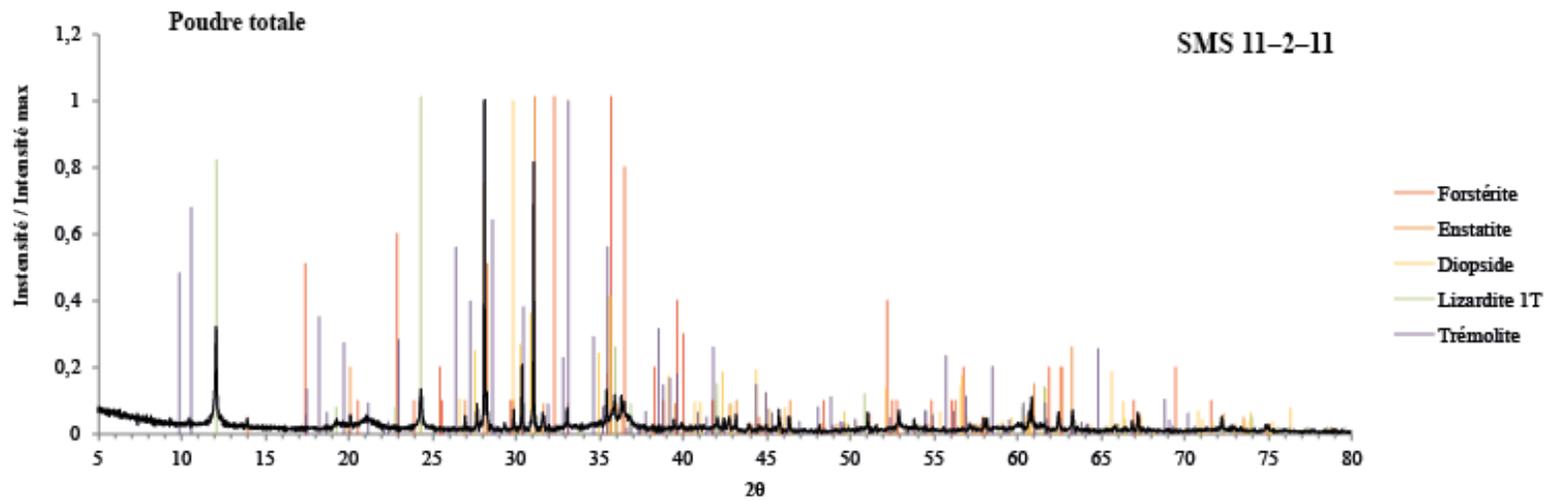


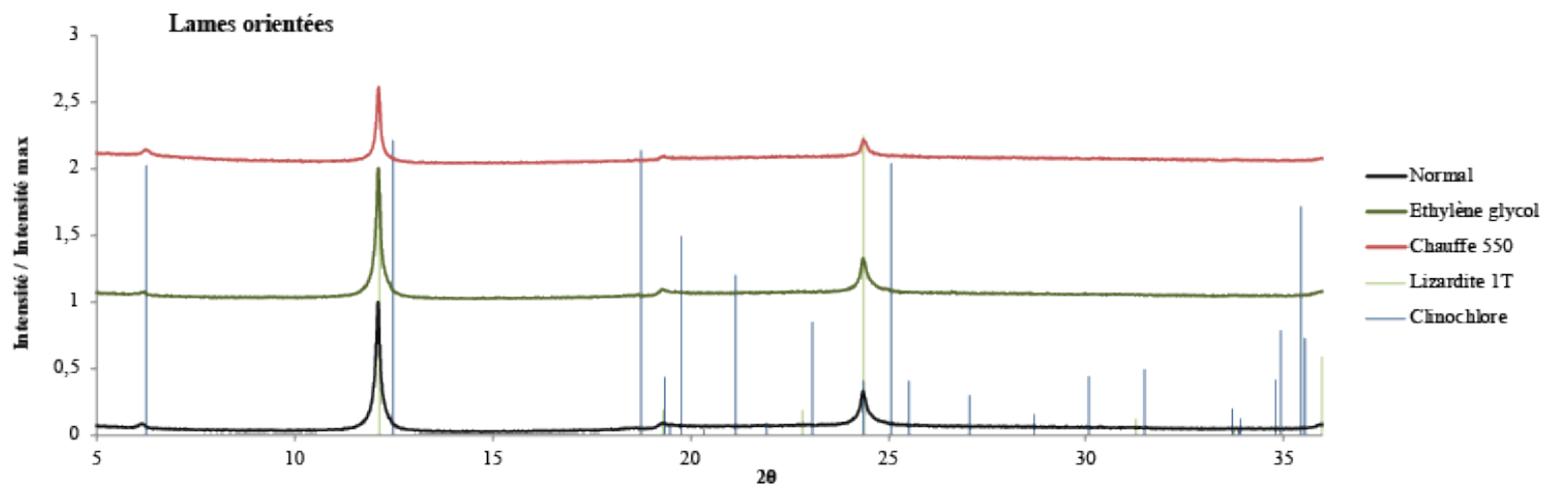
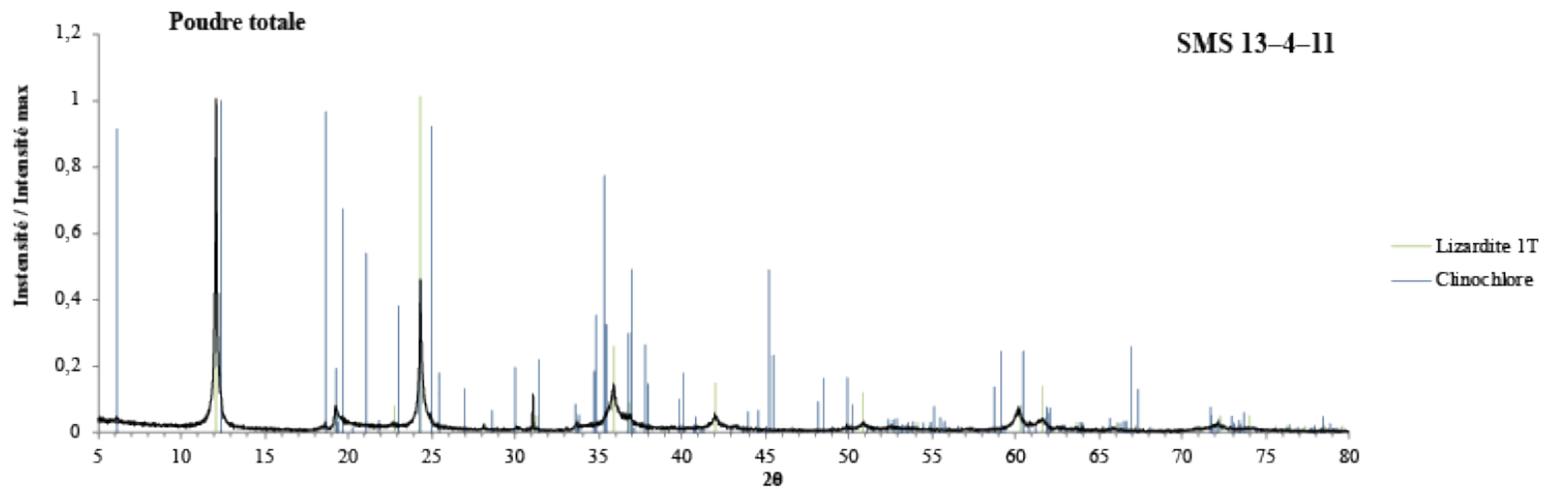


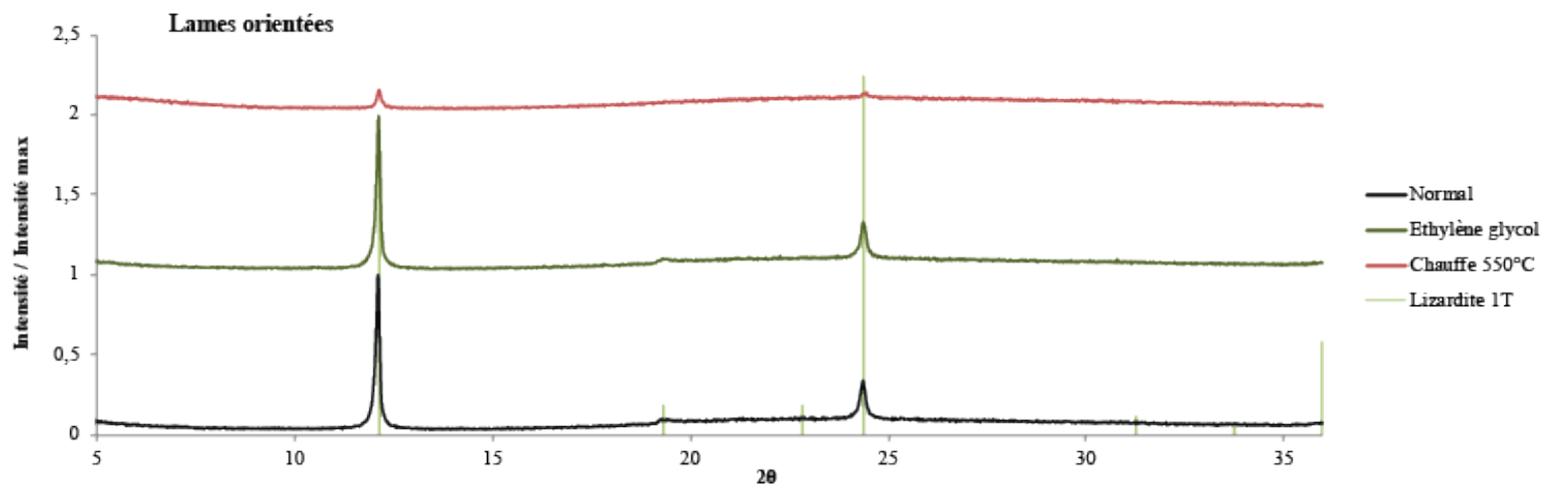
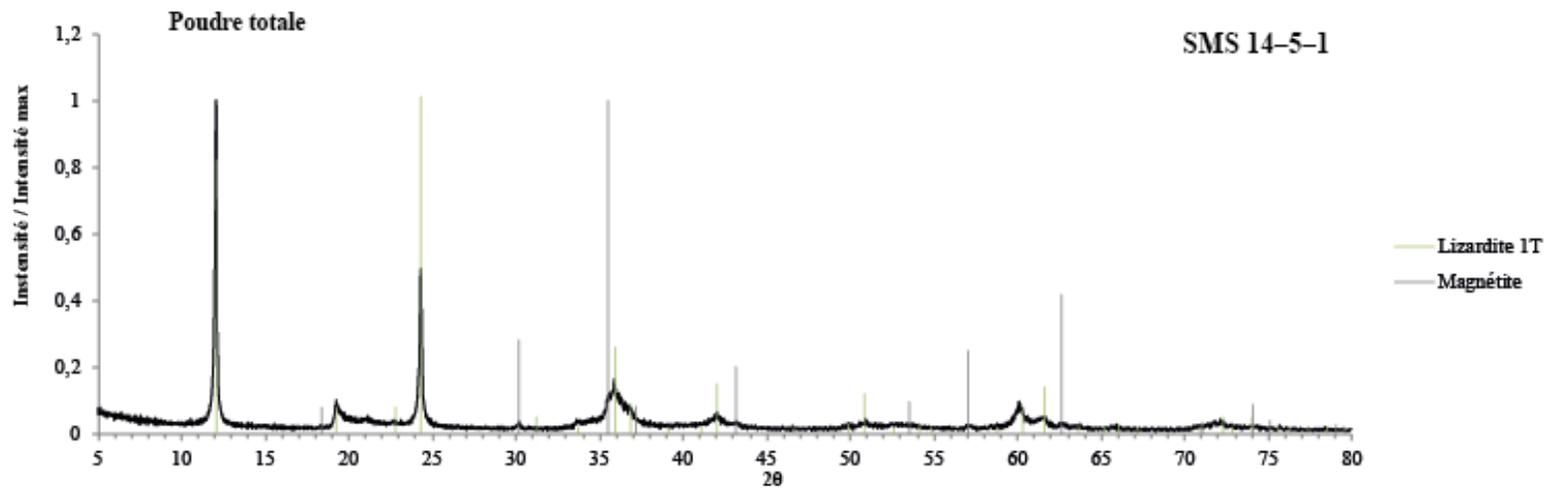


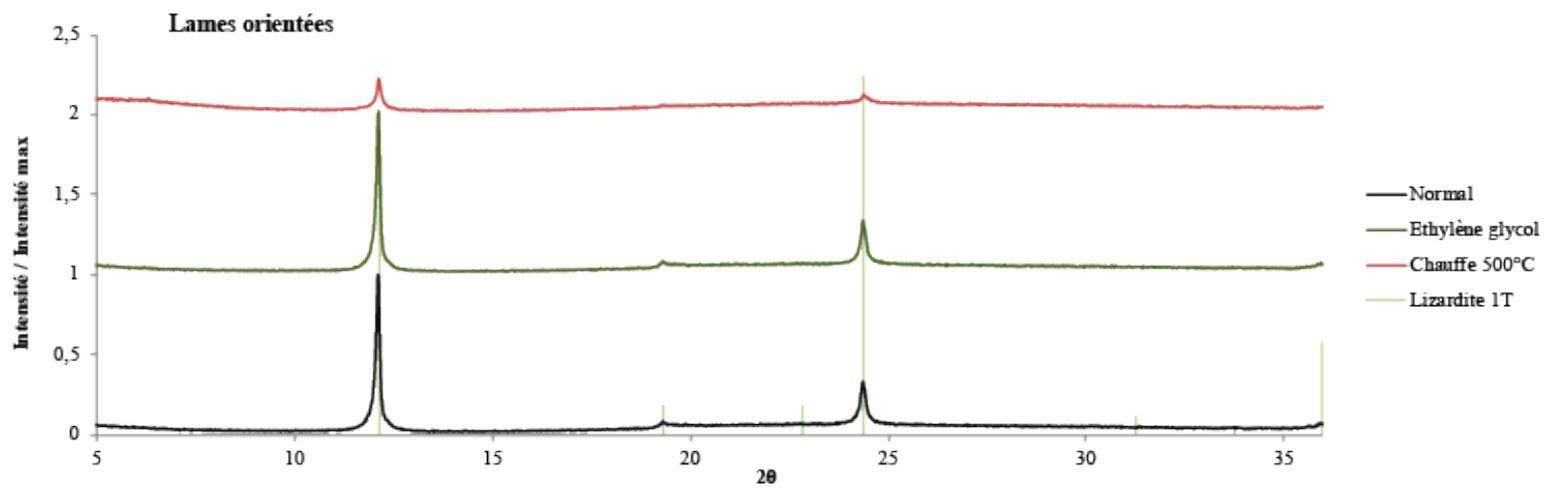
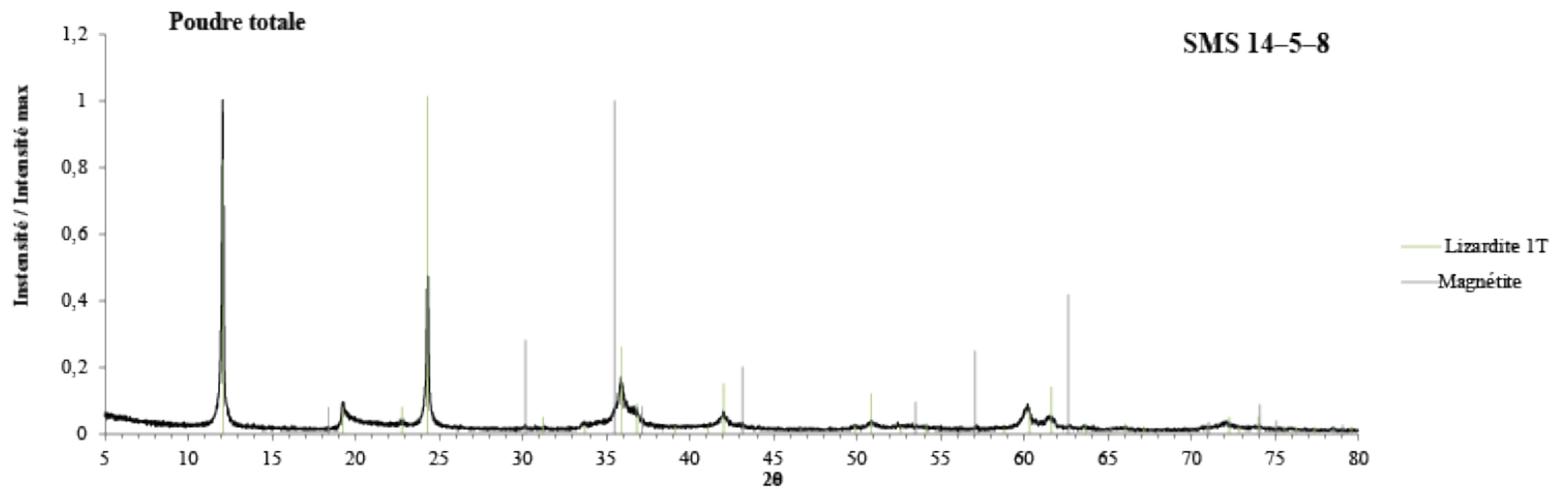


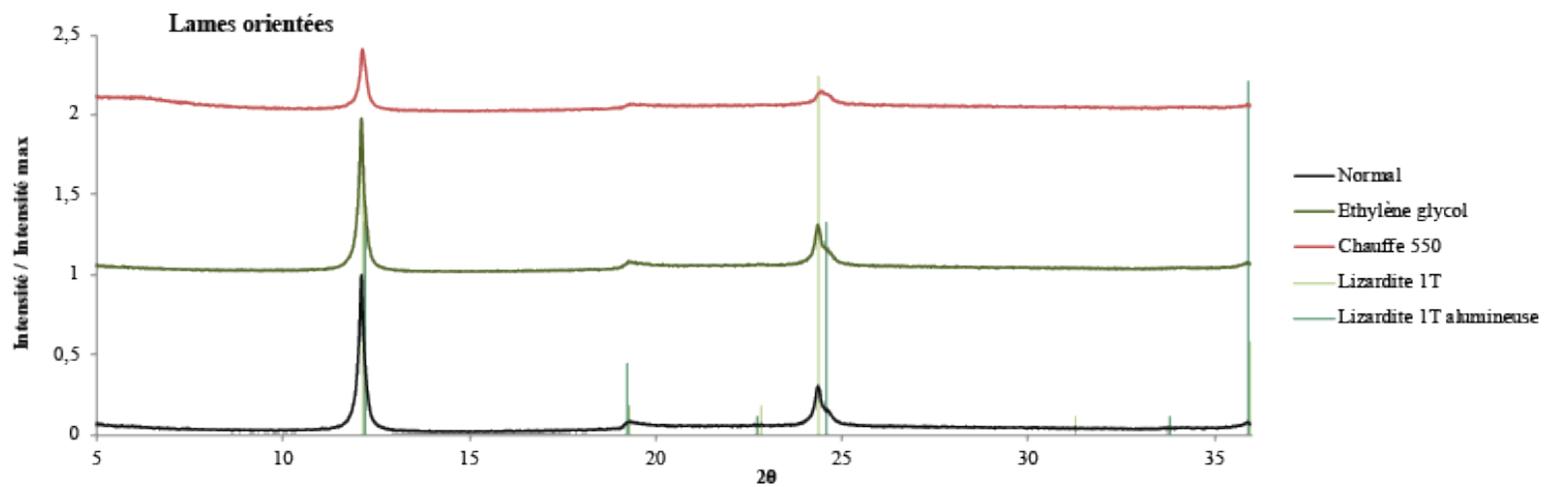
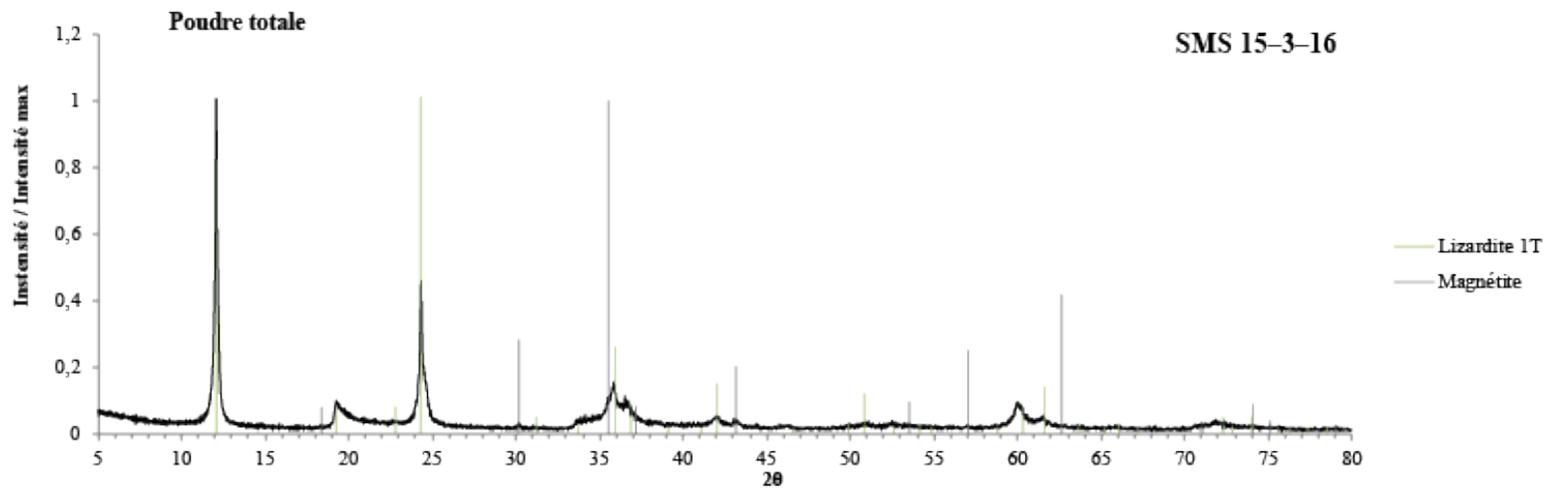


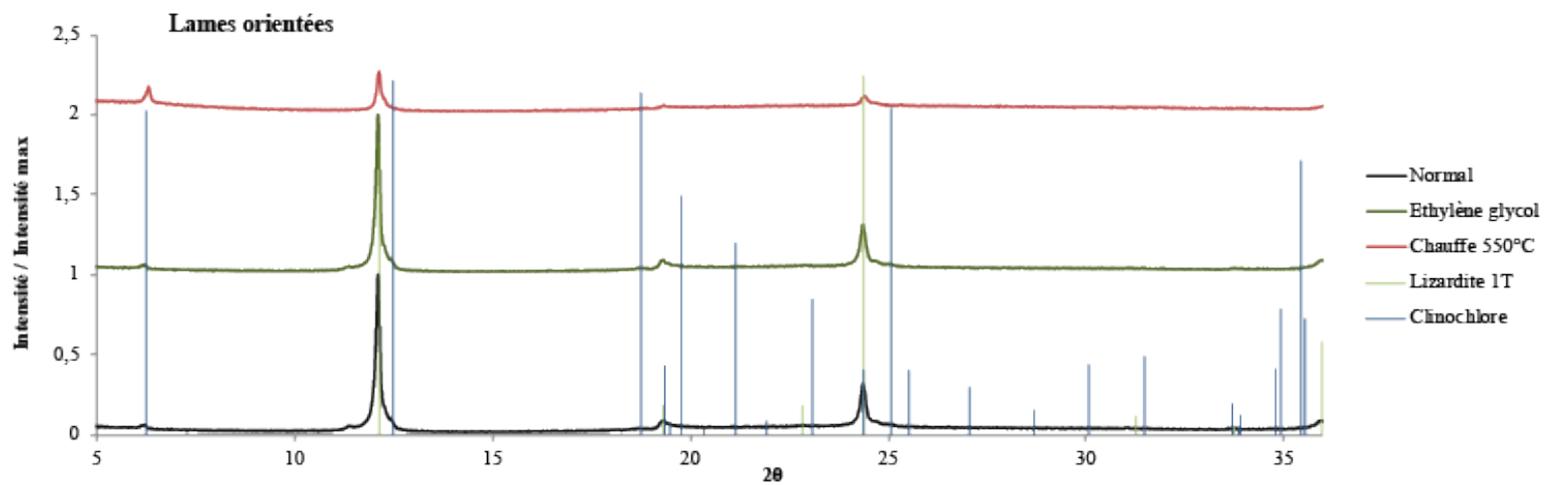
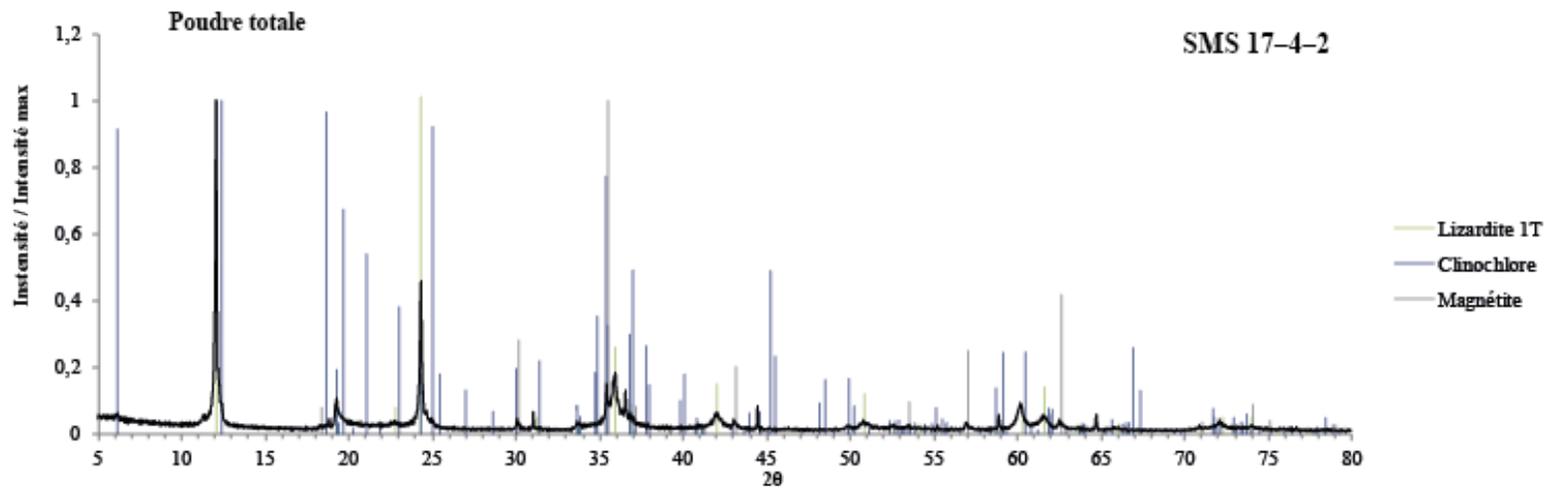


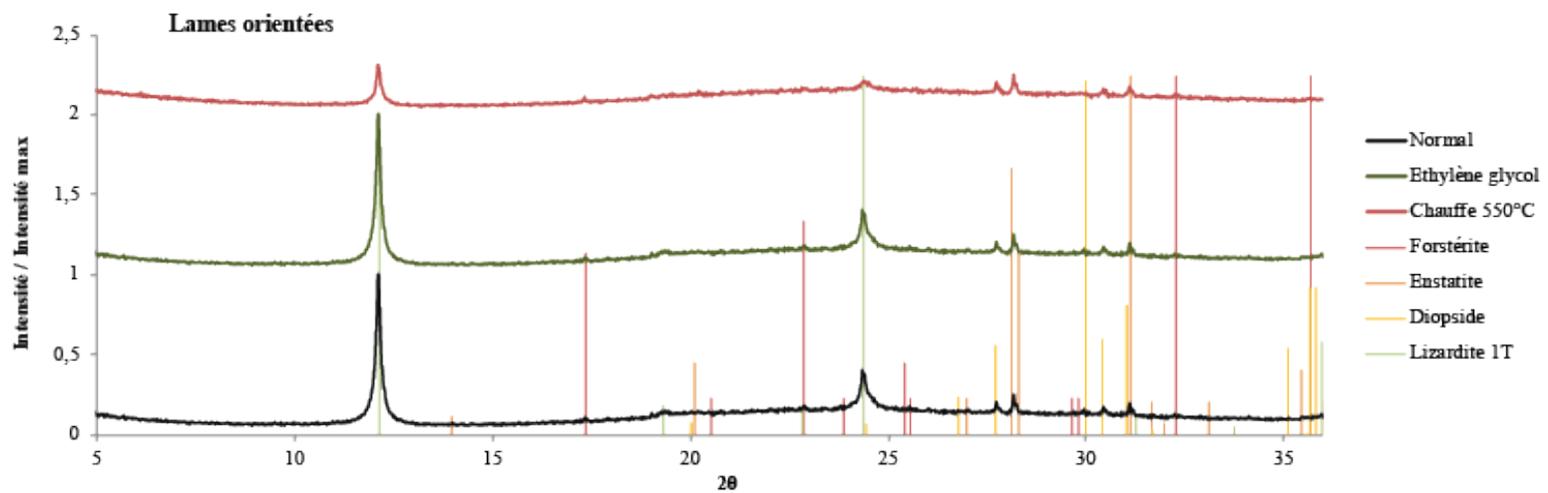
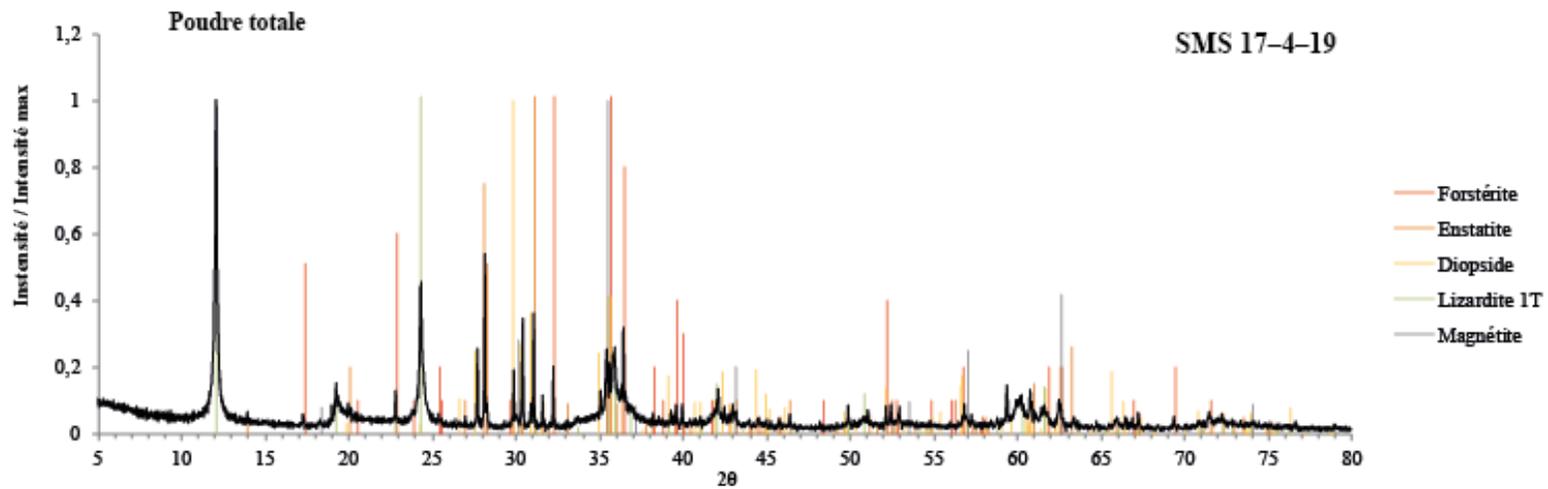


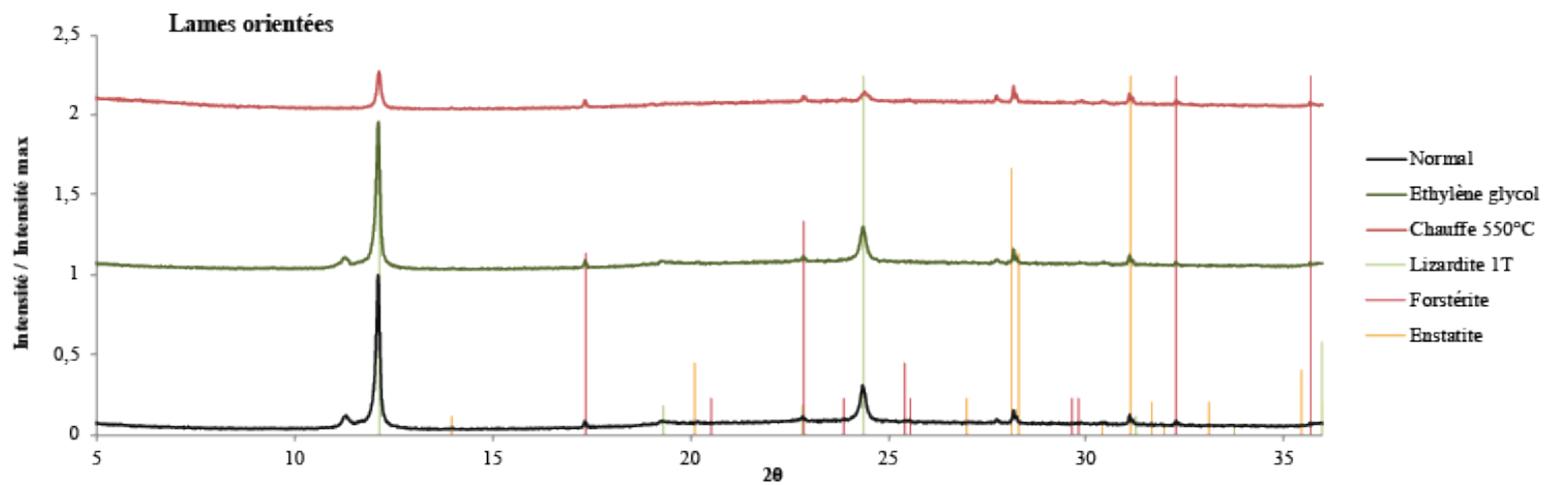
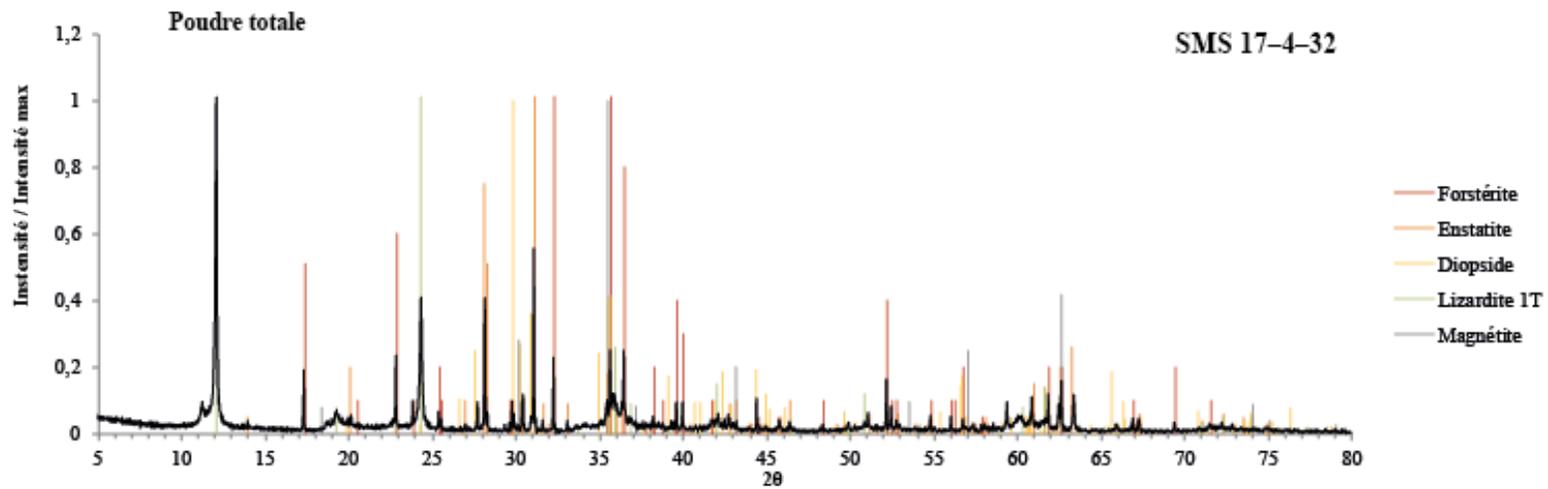


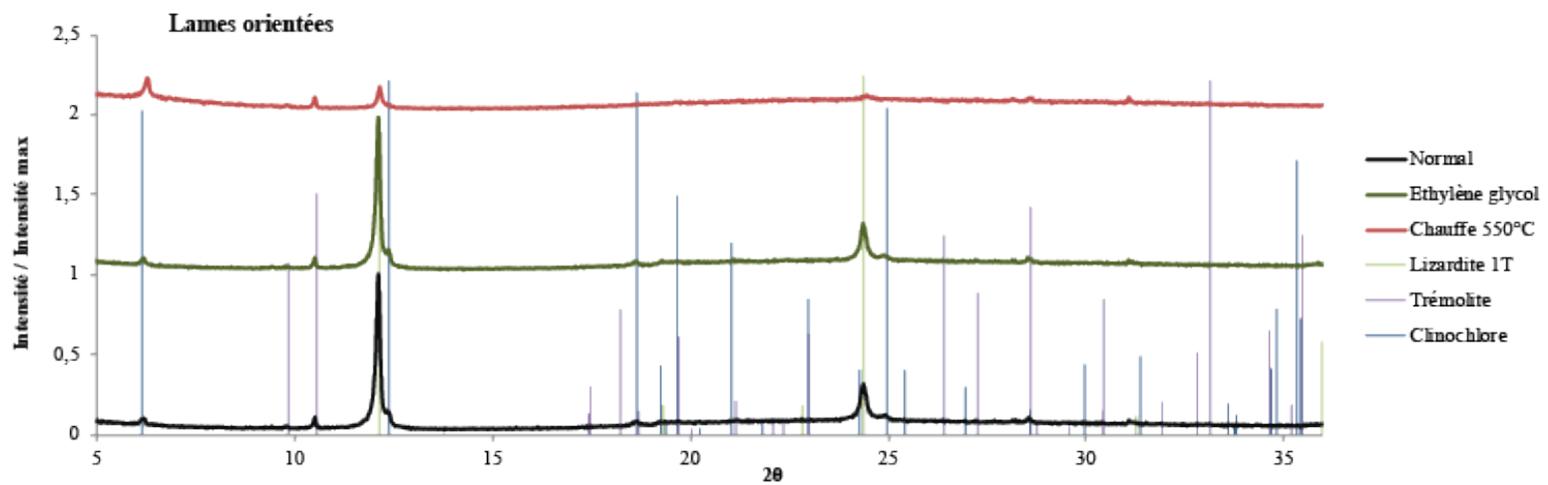
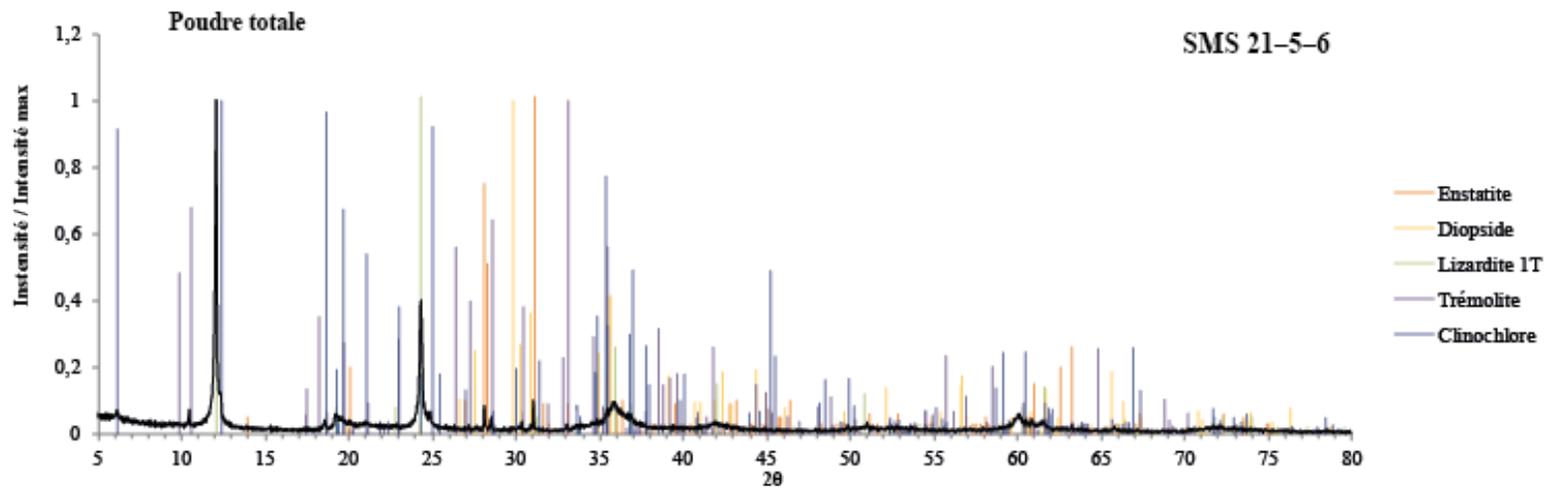


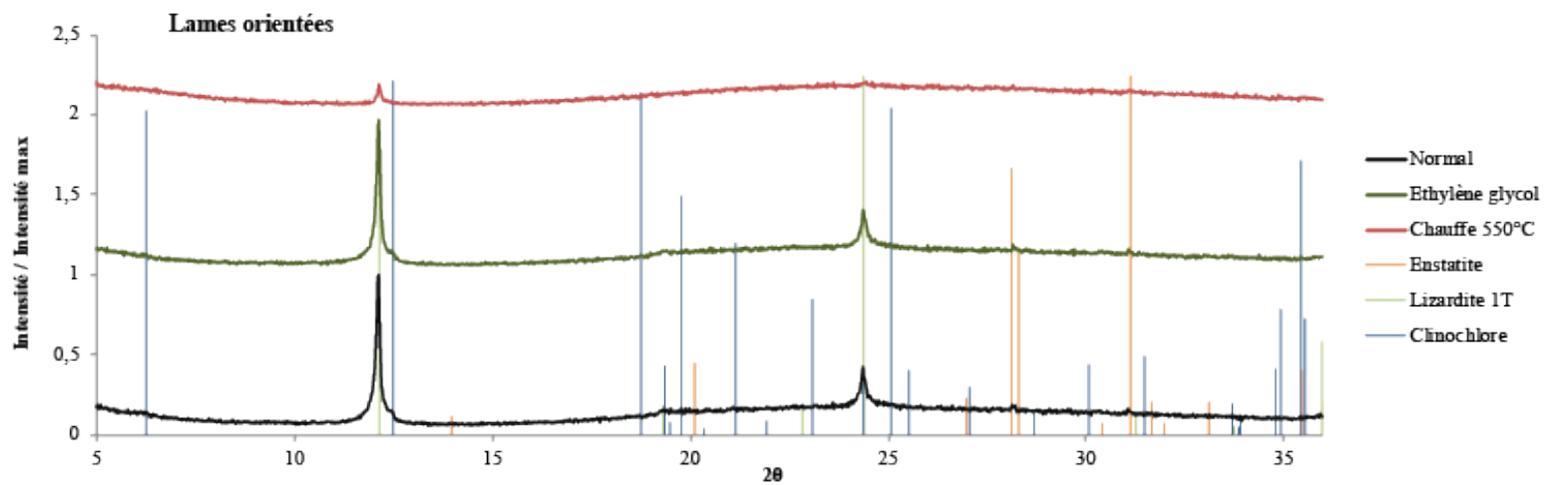
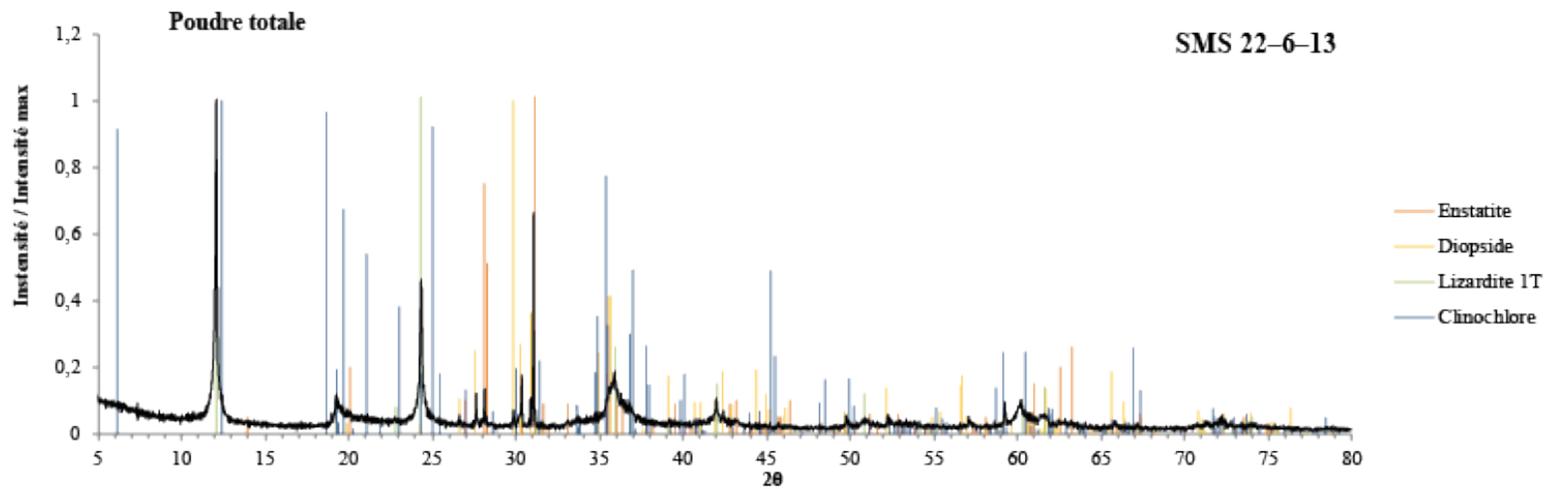


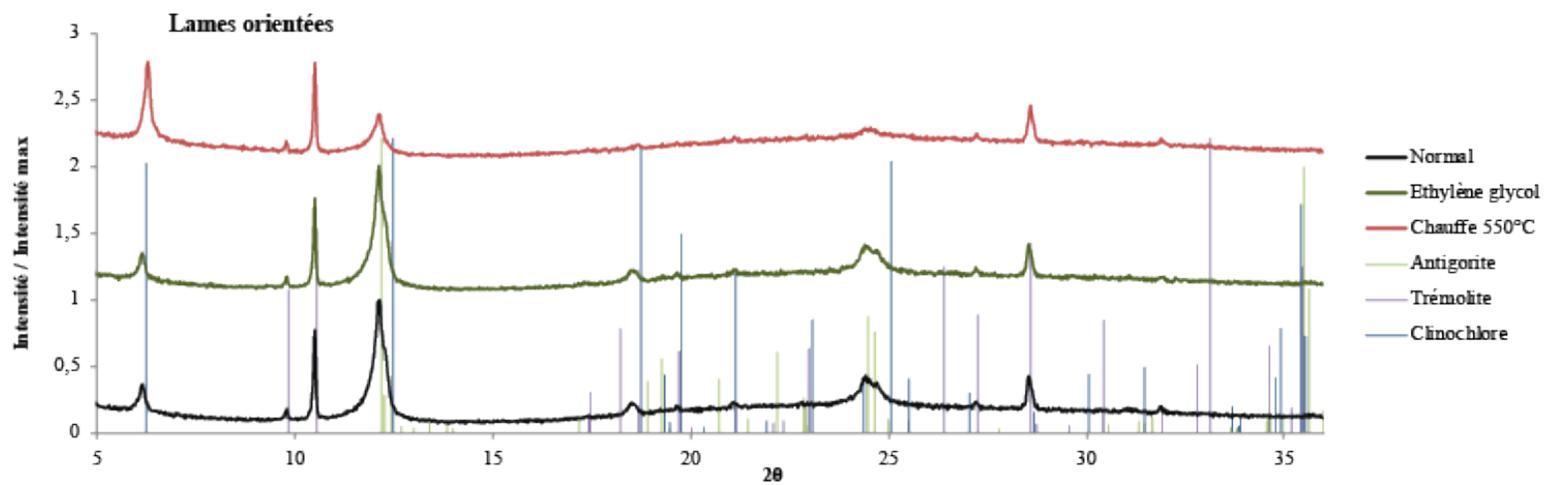
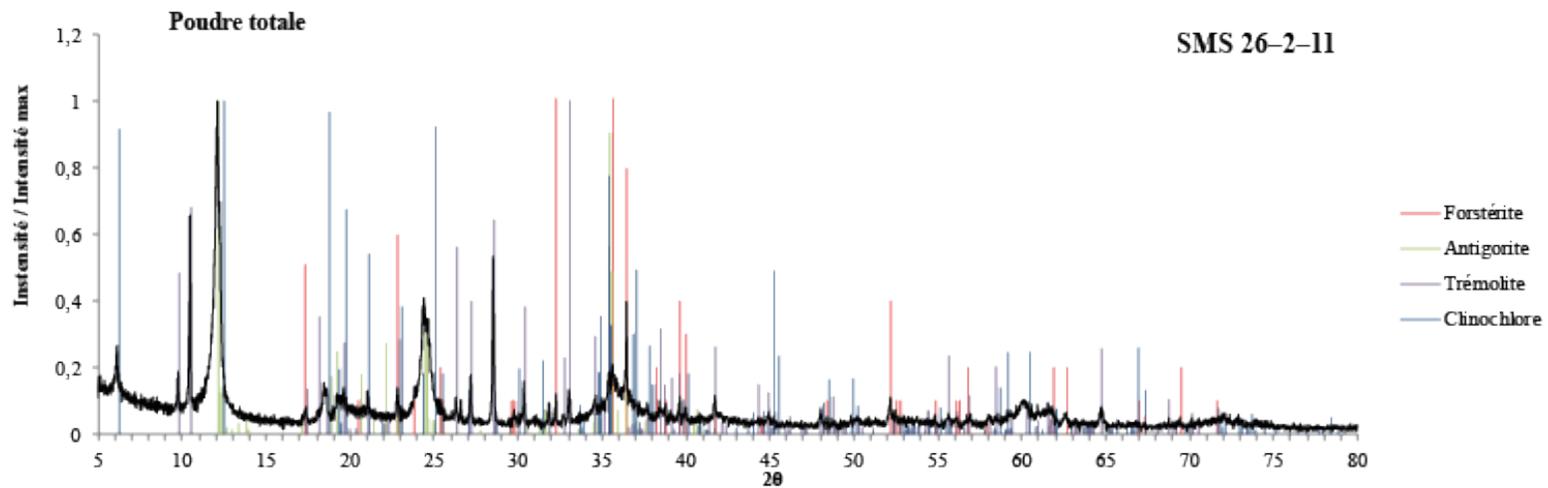


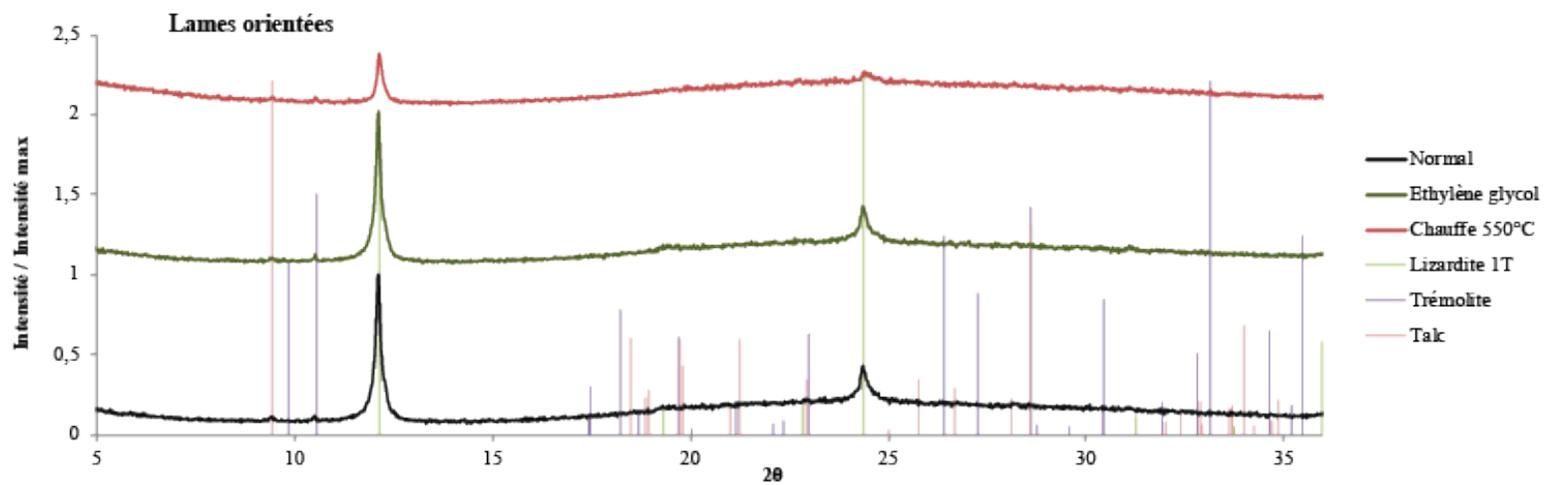
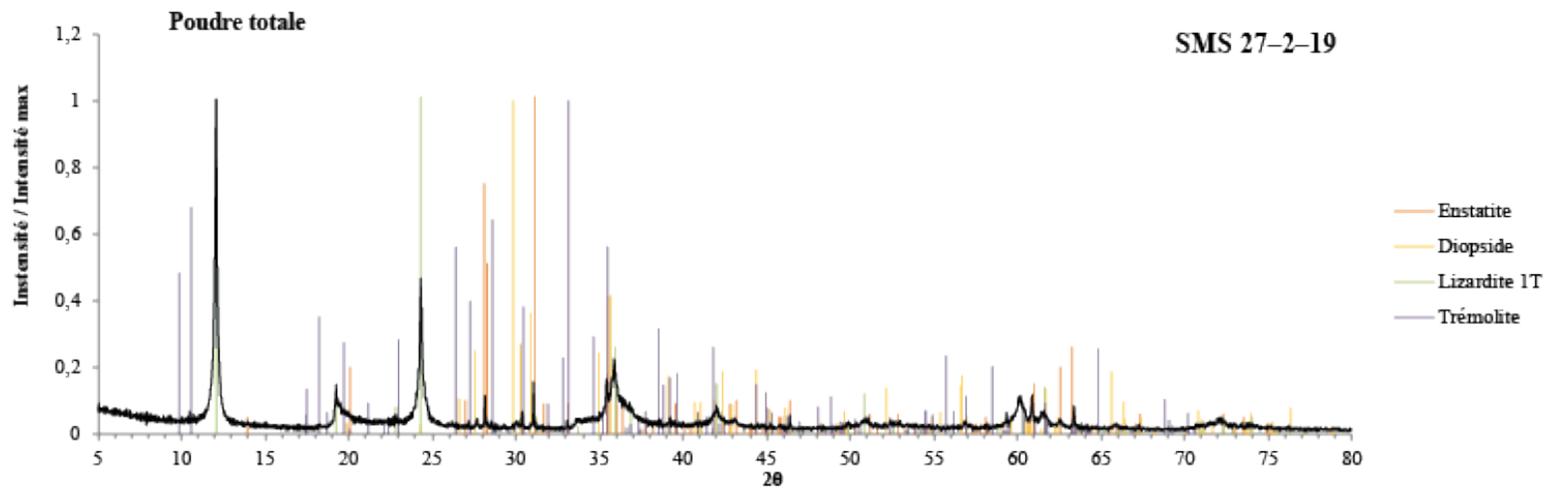


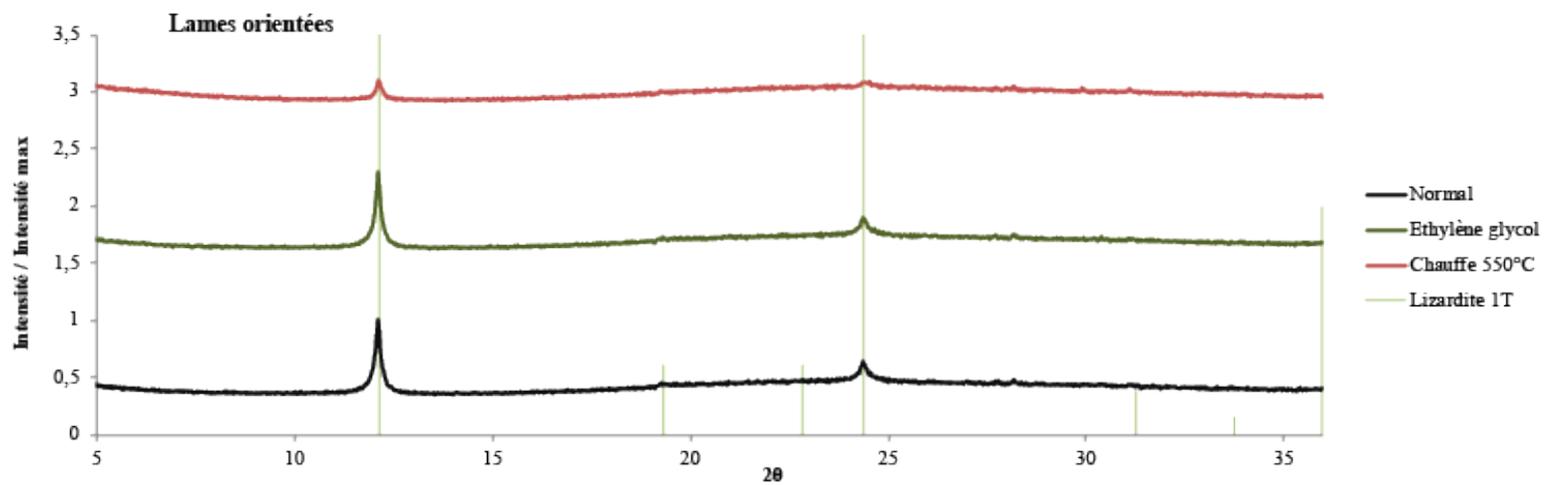
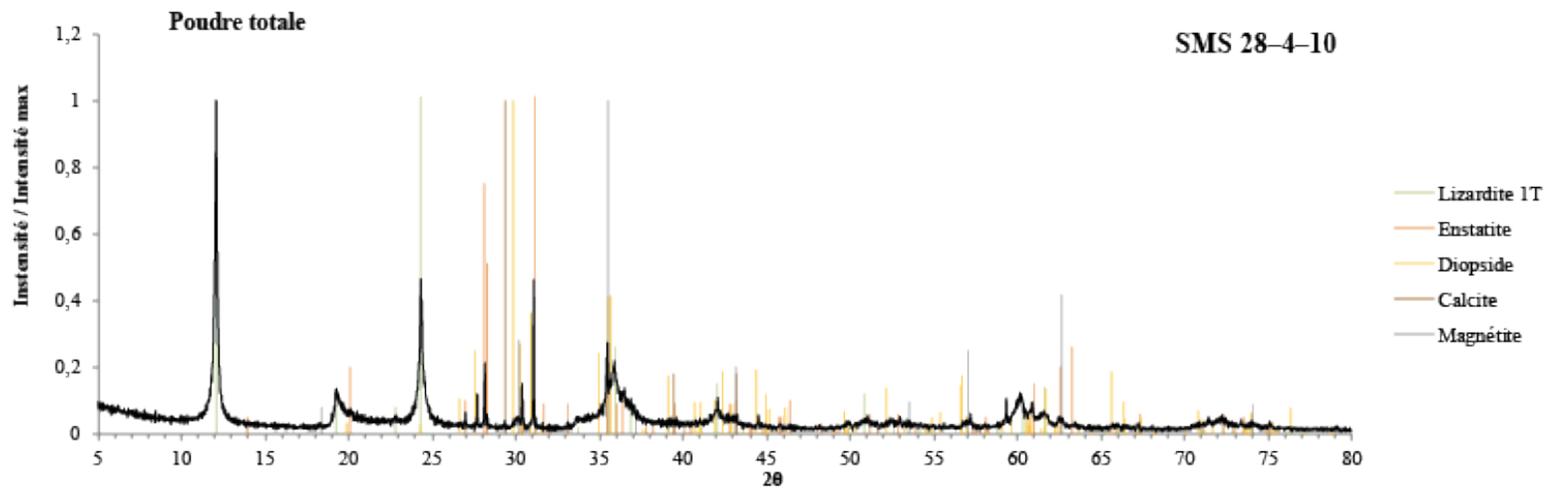


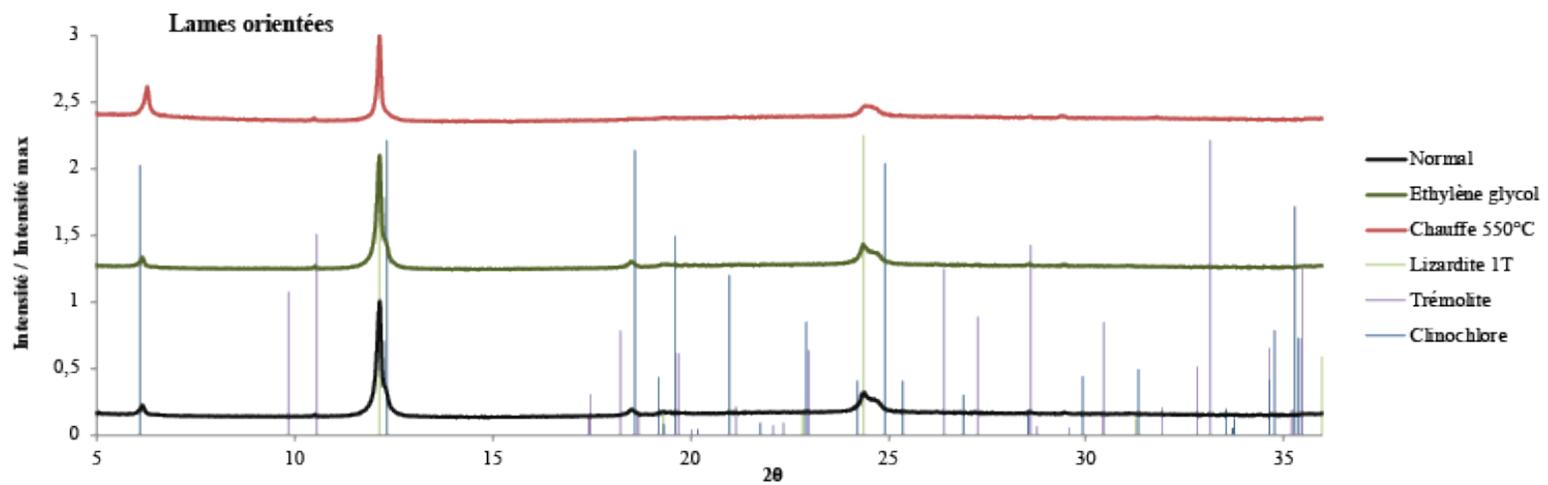
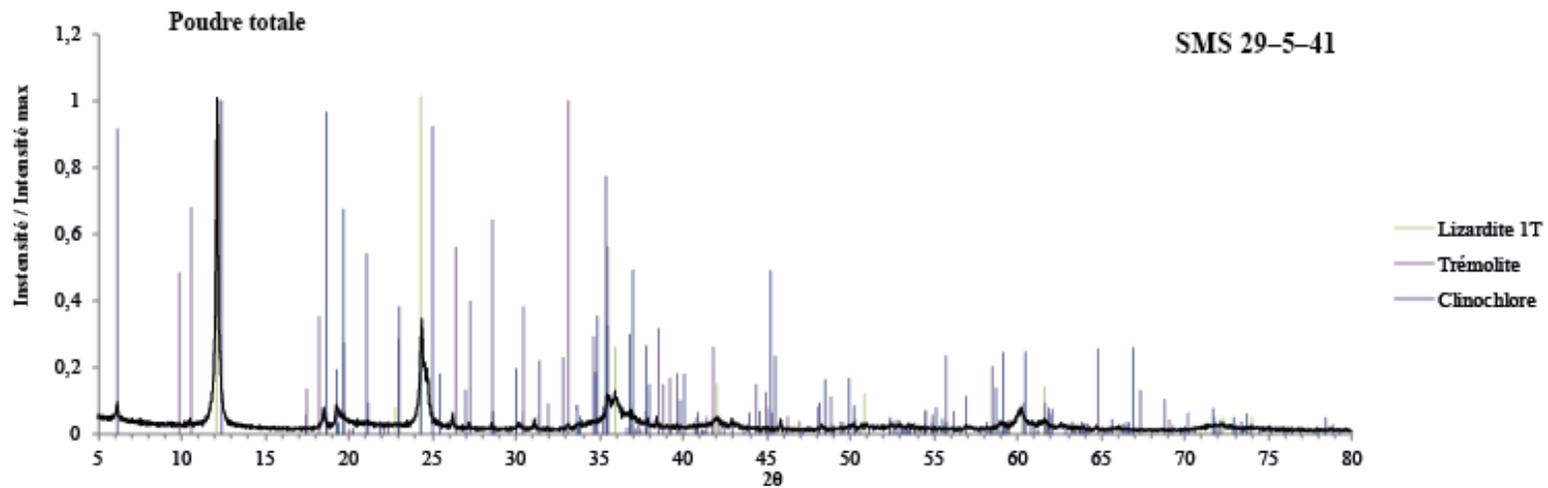


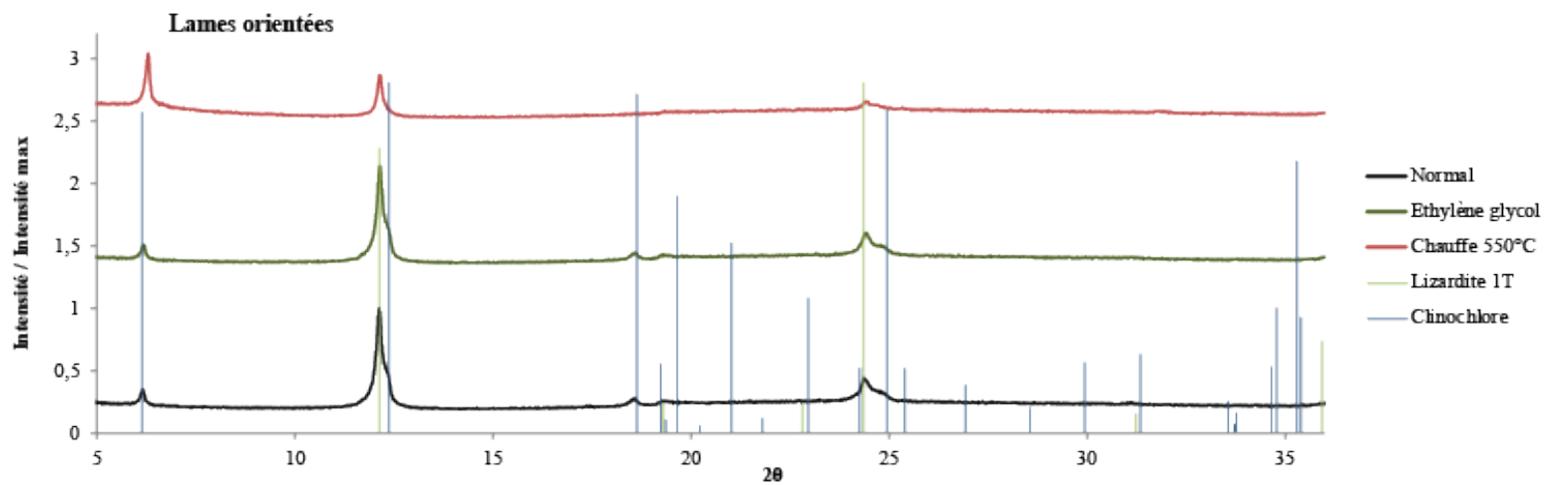
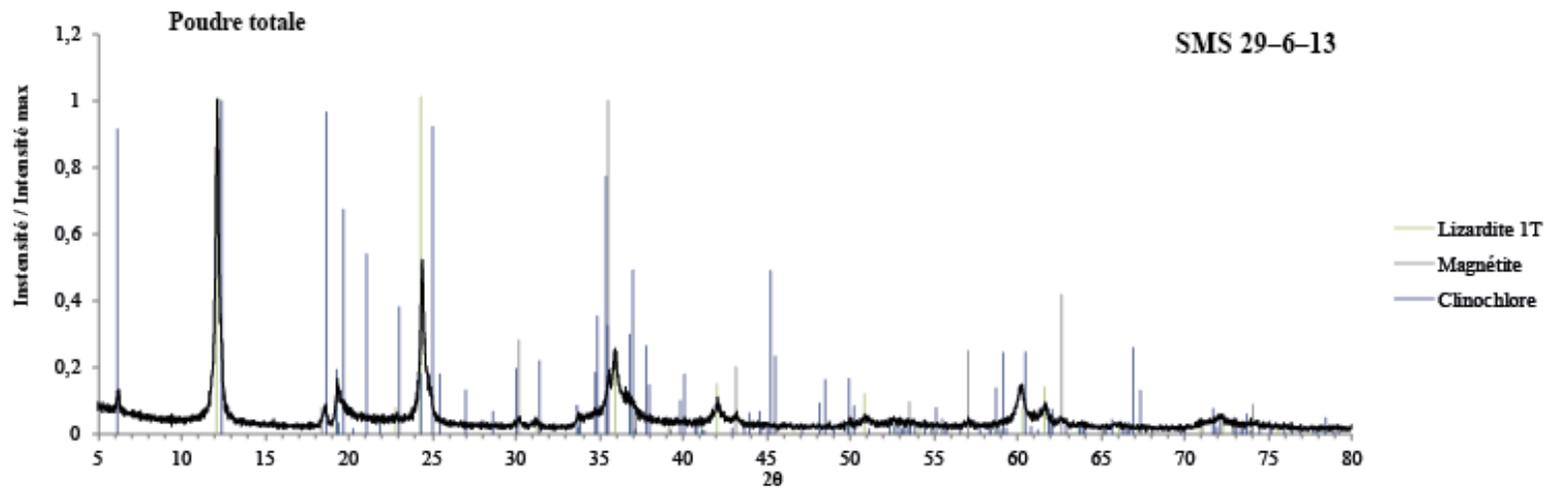


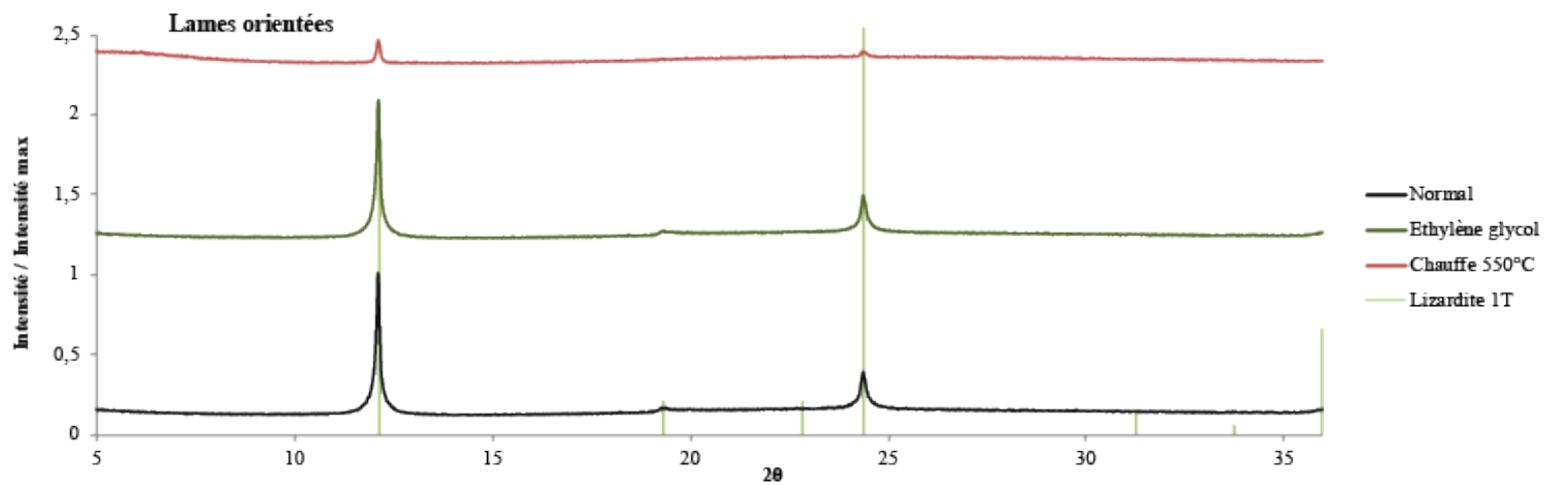
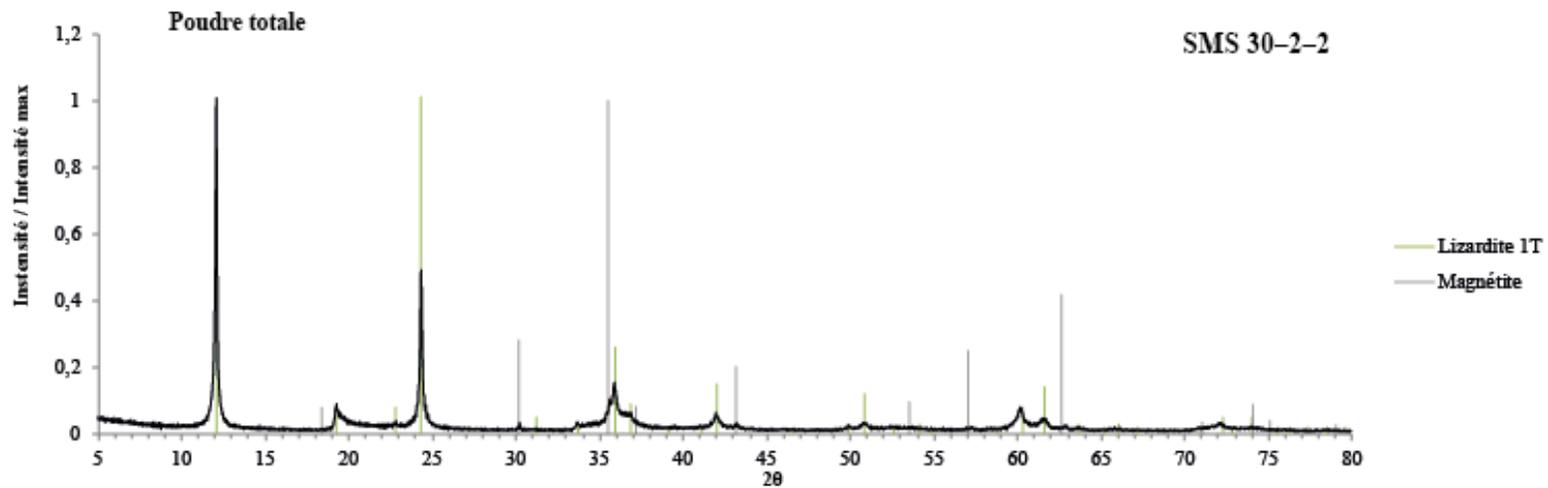


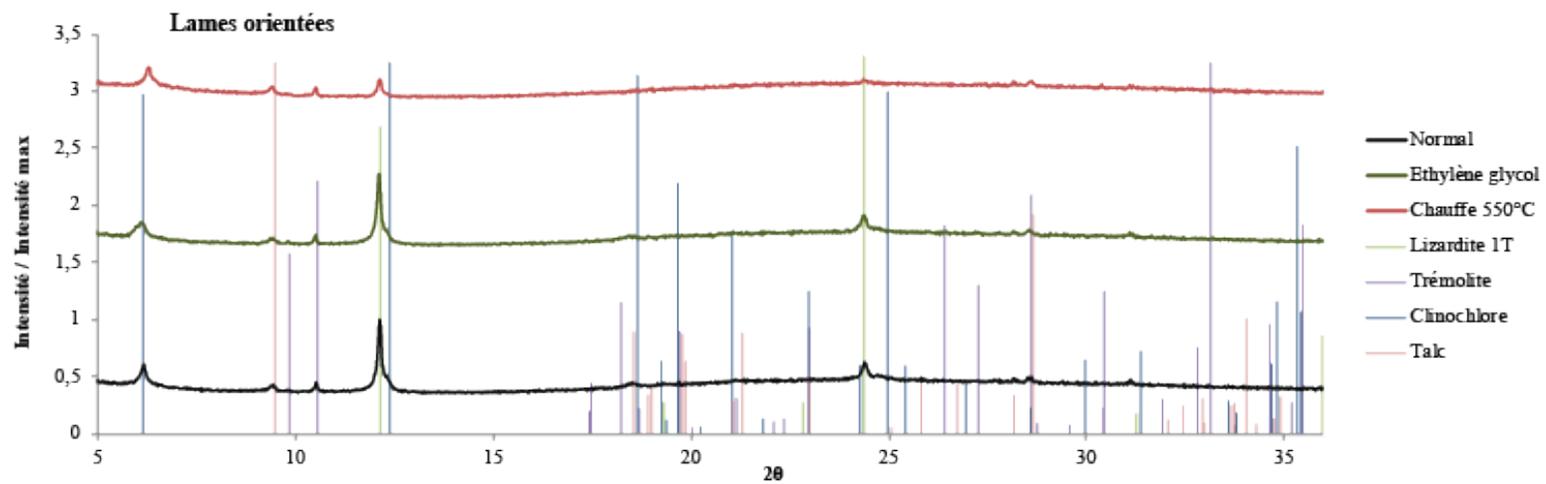
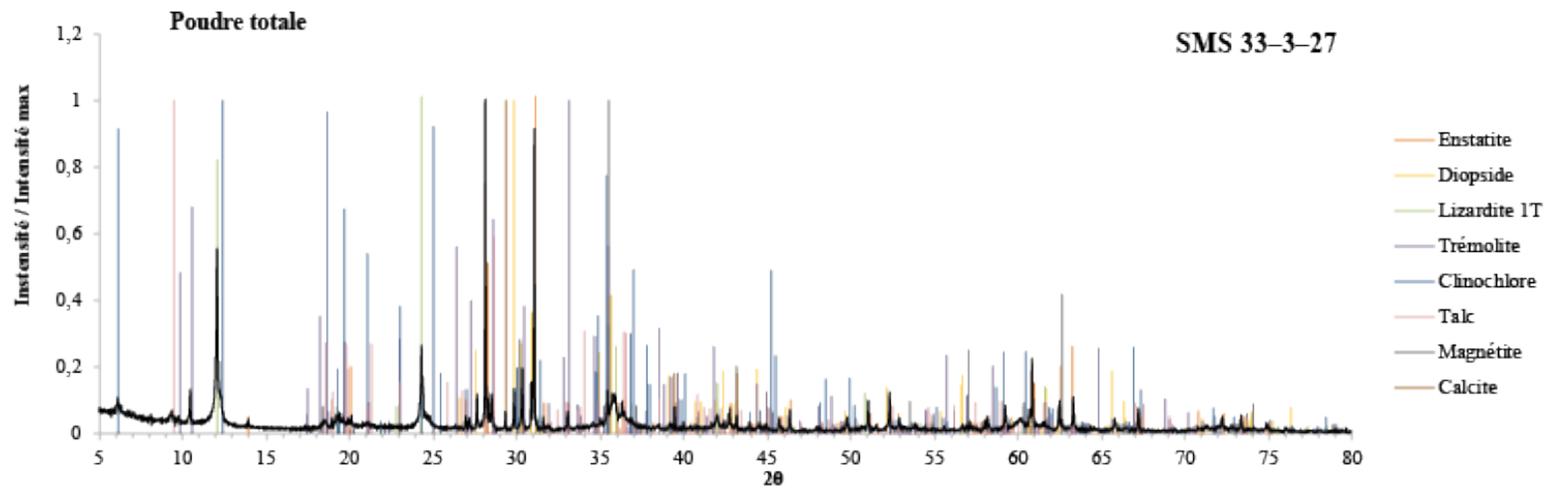












ANNEXES DU CHAPITRE III:

Photographies macroscopiques et microscopiques des échantillons de serpentinites du Smooth seafloor de la SWIR.

<p>Photographie macroscopique</p> 	<p>Nom et description minéralogique</p> <p>ol=olivine, opx=orthopyroxène, cpx=clinopyroxène, sp=spinel, spt=serpentine, tr=trémolite, cl=chlorite, tl=talc, cb=carbonates, mt=magnétite, pn=pentlandite, mi=millerite, cpy=chalcopyrite, vt=violarite, aw=awaruite, cpn=chalcopentlandite, hm=hématite, gt=goethite, hg=hydrogrenat</p>
<p>Scan de lame mince 30 µm en lumière polarisée non analysée</p> 	<p>Scan de lame mince 30 µm en lumière polarisée et analysée</p> 



SMS 1-2-1

Protolithe : harzburgite

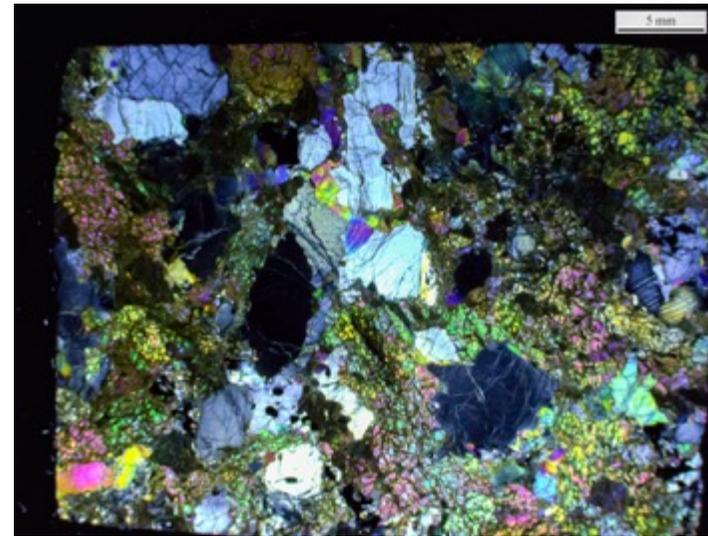
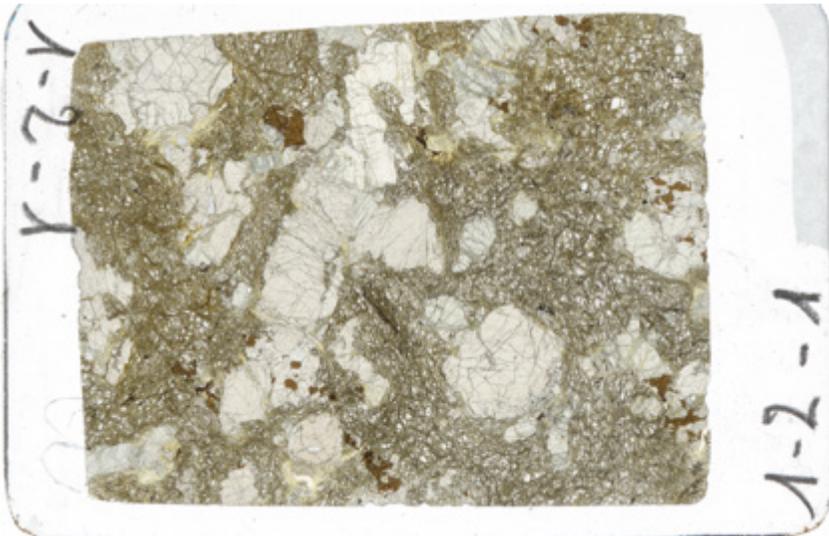
Degré serpentinisation : 69%

Minéraux primaires : ol, opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt

Sulfures : pn

Autres : -





SMS 1-2-35

Protolithe : lherzolite

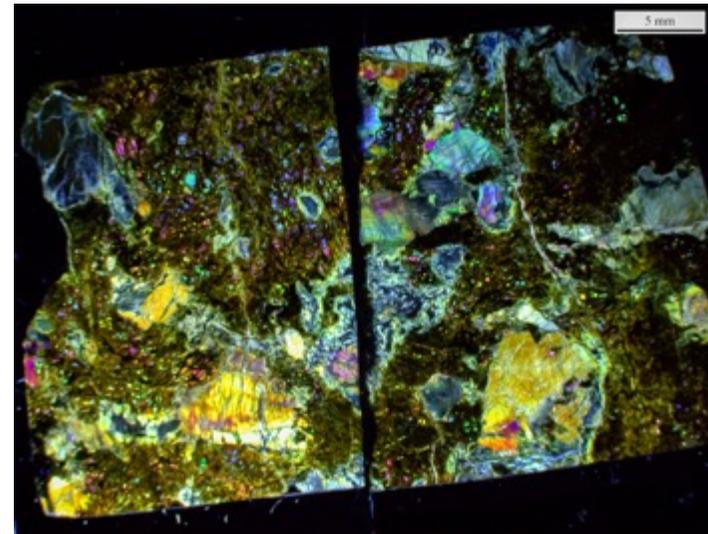
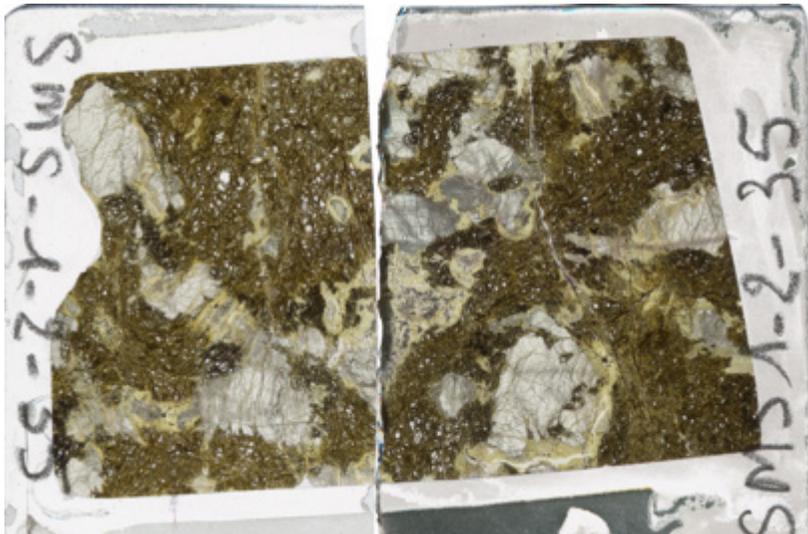
Degré serpentinisation : 80%

Minéraux primaires : ol, opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, cl, tr, tl

Sulfures : pn

Autres : hg





SMS 2-2-11

Protolithe : harzburgite

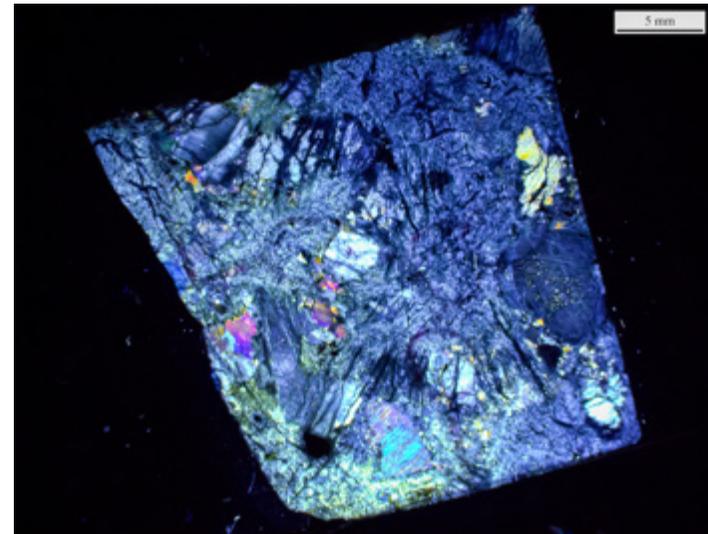
Degré serpentinisation : 90%

Minéraux primaires : opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt

Sulfures : mi, cpy, vt

Autres : -





SMS 2-2-17

Protolithe : harzburgite

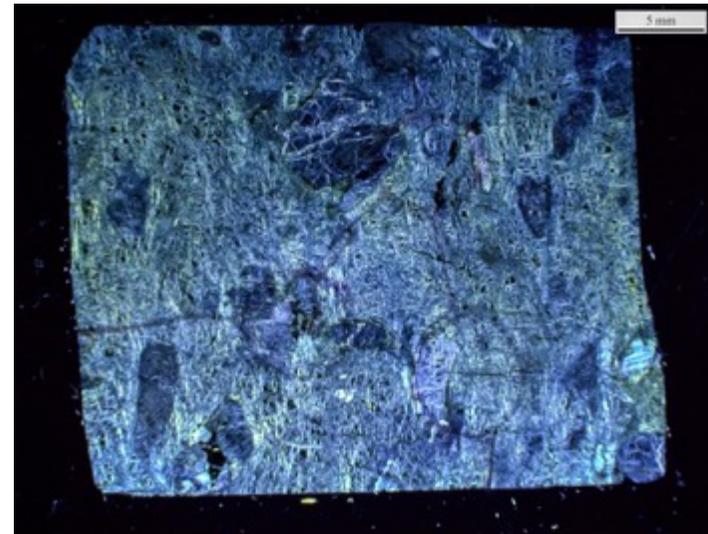
Degré serpentinisation : 98%

Minéraux primaires : sp

Minéraux secondaires : spt, mt, cl, tr

Sulfures : -

Autres : -





SMS 3-2-1

Protolithe : lherzolite

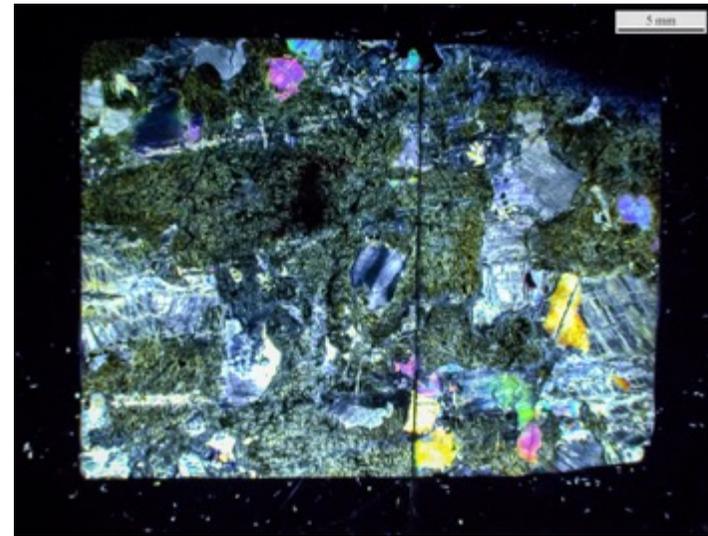
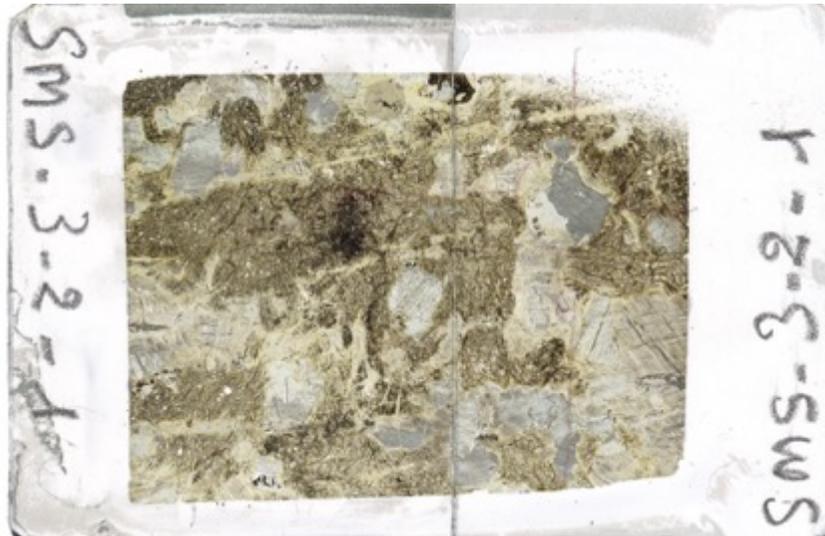
Degré serpentinisation : 93%

Minéraux primaires : opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, cl, tr, tl

Sulfures : pn

Autres : -





SMS 4-2-1

Protolithe : lherzolite

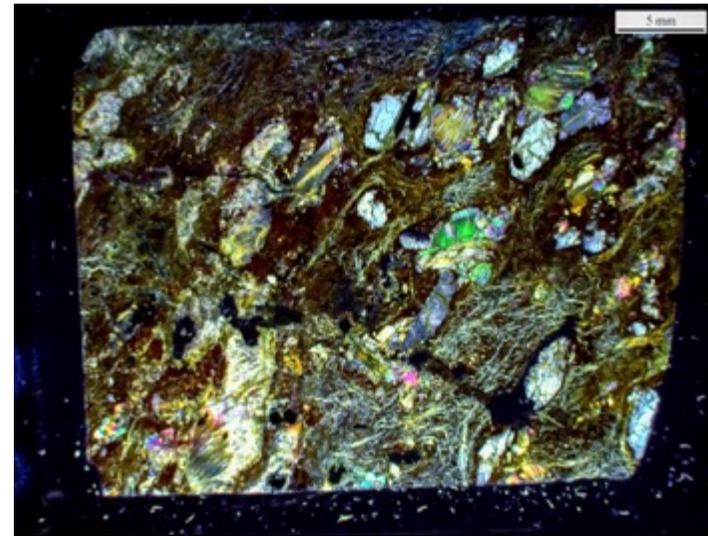
Degré serpentinisation : 94%

Minéraux primaires : opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, cl, tr, tl

Sulfures : -

Autres : hm, gt





SMS 5-4-14

Protolithe : harzburgite

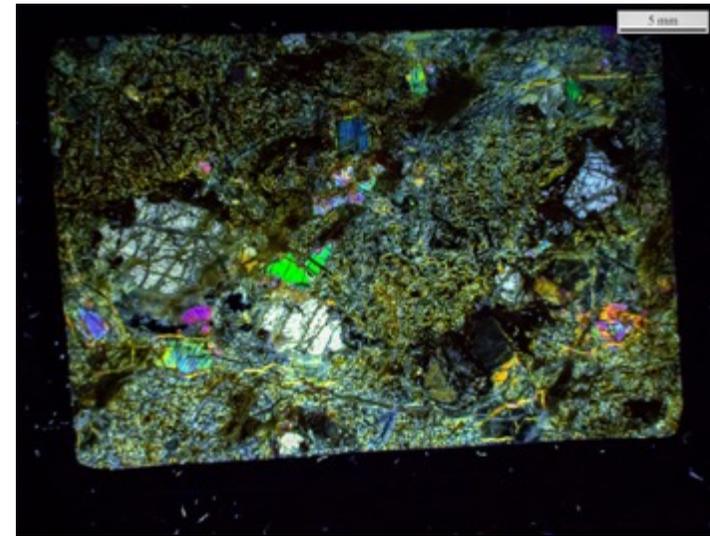
Degré serpentinisation : 91%

Minéraux primaires : opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, cl, tr, tl

Sulfures : pn, aw

Autres : hm, gt





SMS 5-4-17

Protolithe : olivine webstérite

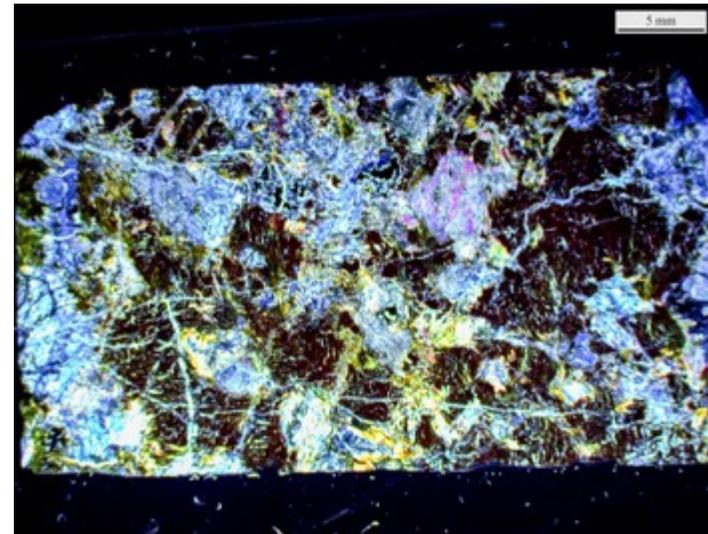
Degré serpentinisation : 99%

Minéraux primaires : cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, cl, tr

Sulfures : -

Autres : hm, gt





SMS 6-3-14

Protolithe : harzburgite

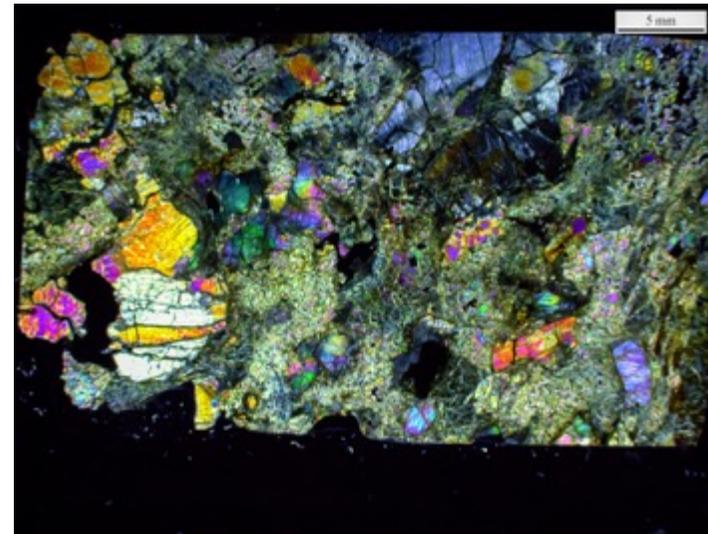
Degré serpentinisation : 60%

Minéraux primaires : ol, opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt

Sulfures : pn

Autres : hm, gt





SMS 7-3-7

Protolithe : harzburgite

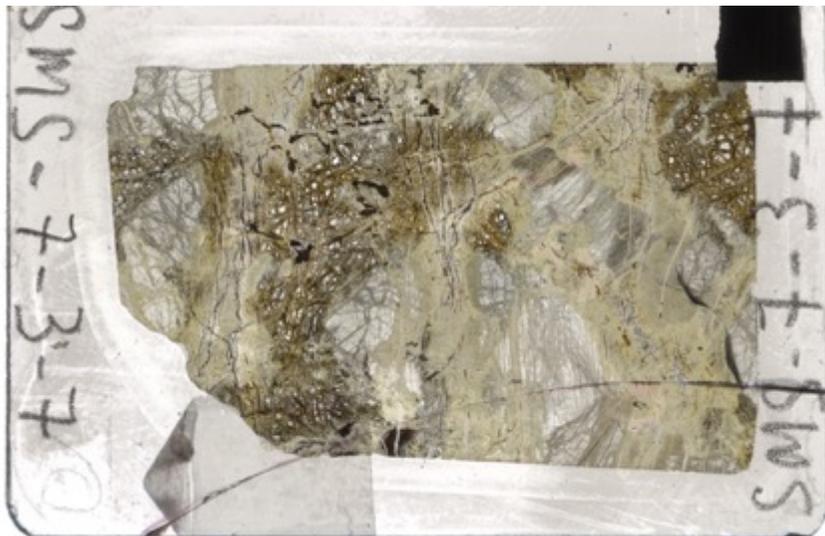
Degré serpentinisation : 66%

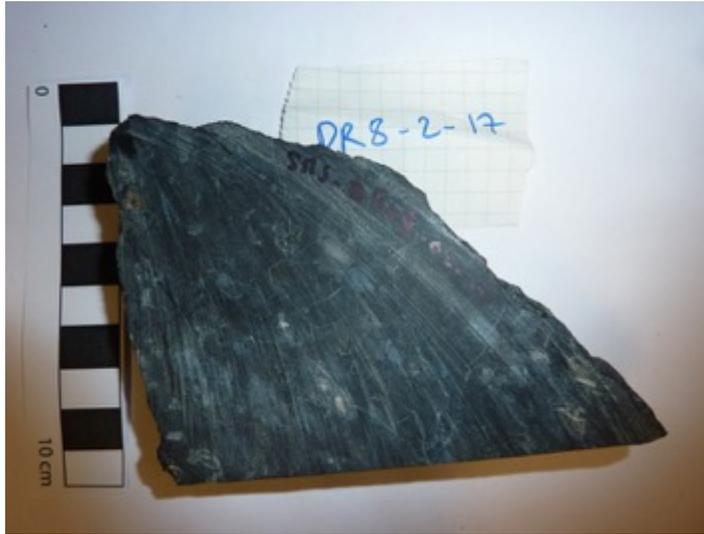
Minéraux primaires : ol, opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, cl

Sulfures : pn, mi

Autres : hg





SMS 8-2-17

Protolithe : harzburgite

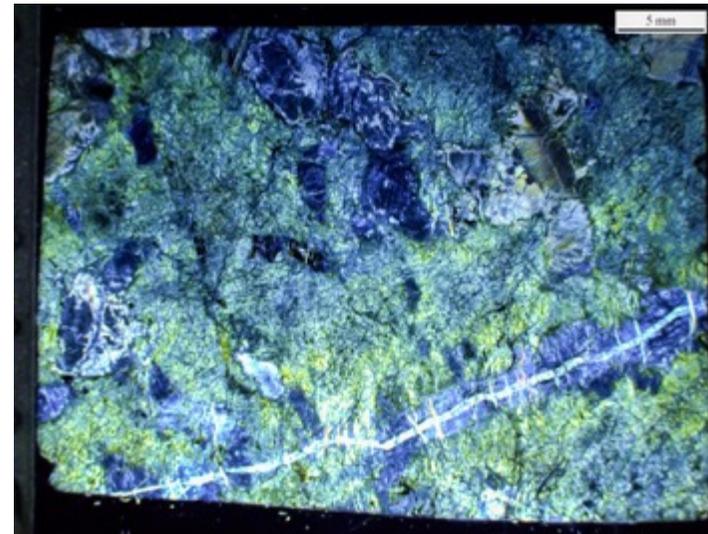
Degré serpentinisation : 100%

Minéraux primaires : sp

Minéraux secondaires : spt, mt, cl, tl

Sulfures : -

Autres : -





SMS 8-2-25

Protolithe : lherzolite

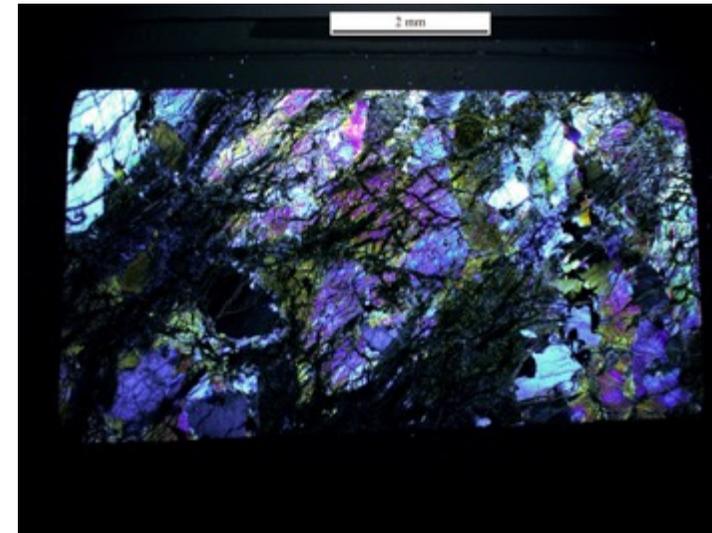
Degré serpentinitisation : 63%

Minéraux primaires : ol, opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt

Sulfures : pn

Autres : cb





SMS 10-5-6

Protolithe : harzburgite

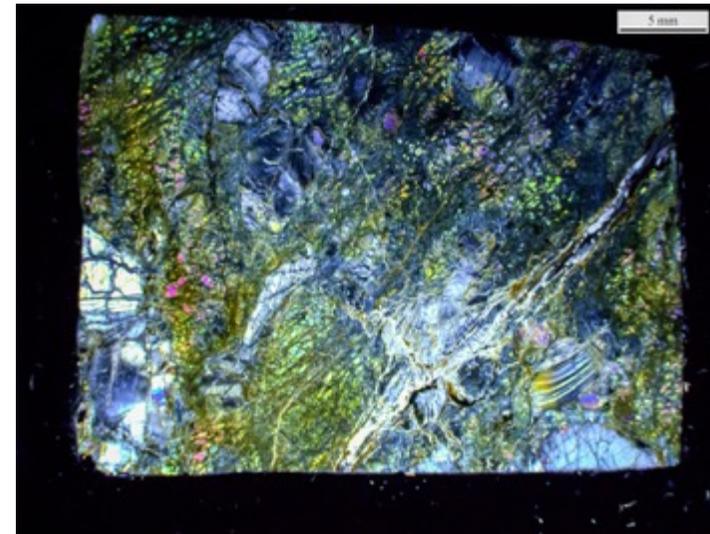
Degré serpentinisation : 52%

Minéraux primaires : ol, opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, tr, tl

Sulfures : pn

Autres : cb





SMS 11-2-4

Protolithe : lherzolite

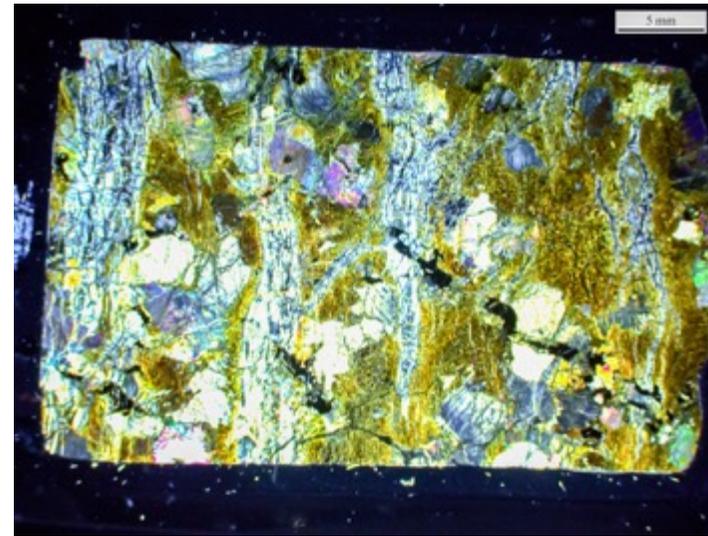
Degré serpentinisation : 85%

Minéraux primaires : opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, cl, tr, tl

Sulfures : pn

Autres : hm, gt





SMS 11-2-11

Protolithe : harzburgite

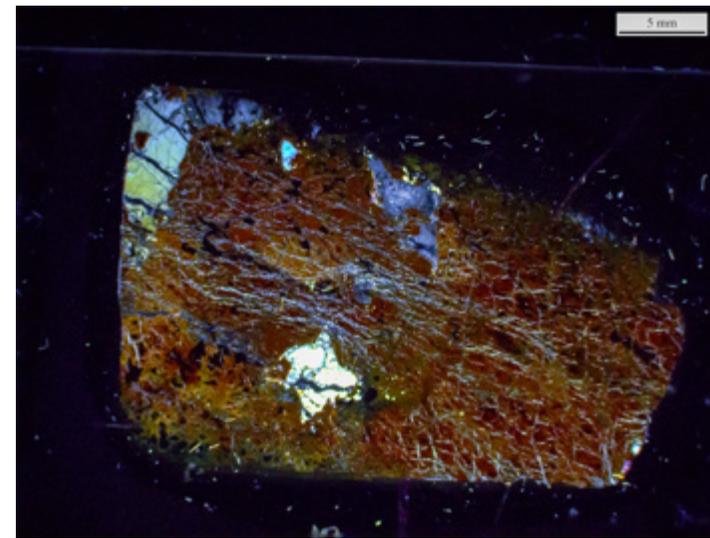
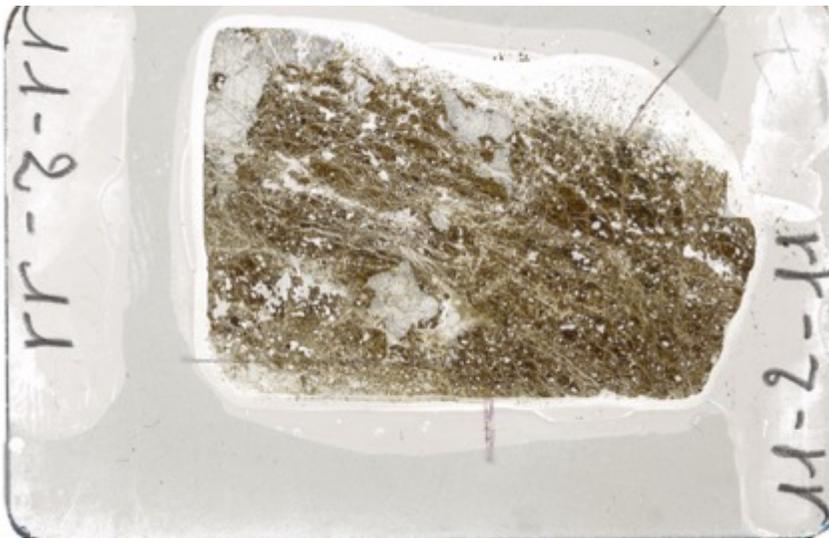
Degré serpentinisation : 74%

Minéraux primaires : ol, opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt

Sulfures : -

Autres : hm, gt





SMS 13-4-11

Protolithe : harzburgite

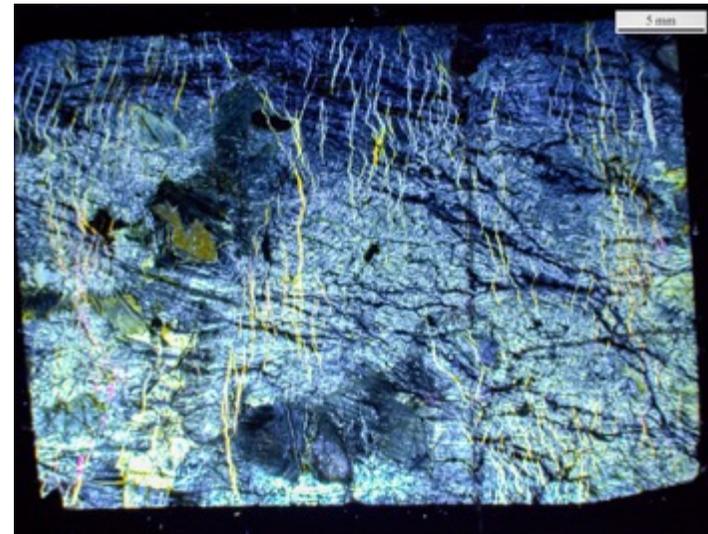
Degré serpentinisation : 96%

Minéraux primaires : opx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, cl

Sulfures : -

Autres : -





SMS 14-5-1

Protolithe : dunite

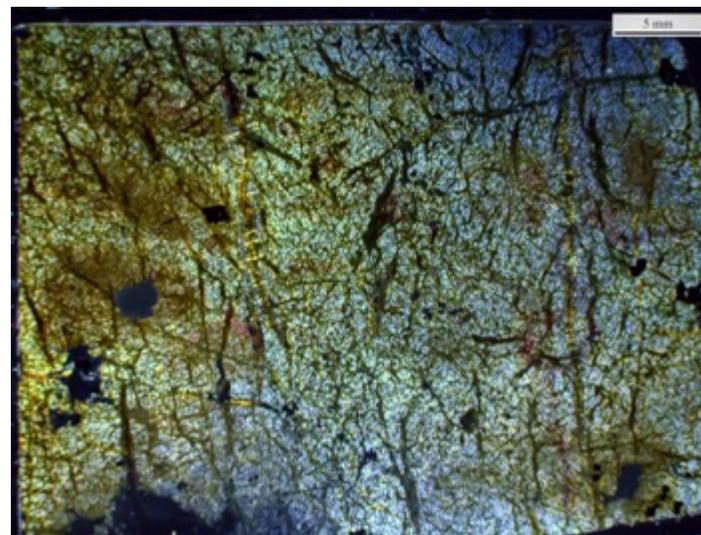
Degré serpentinisation : 98%

Minéraux primaires : sp

Minéraux secondaires : spt, mt

Sulfures : pn

Autres : hm, gt





SMS 14-5-8

Protolithe : dunite

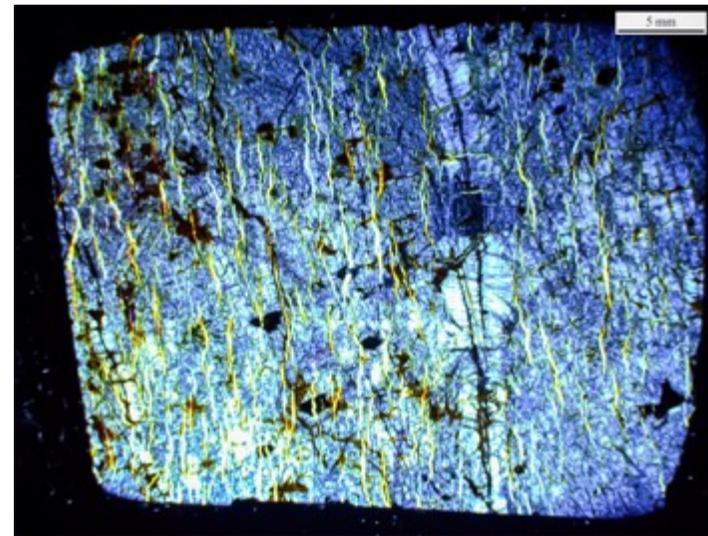
Degré serpentinisation : 99%

Minéraux primaires : sp

Minéraux secondaires : spt, mt

Sulfures : -

Autres : hm, gt





SMS 15-3-16

Protolithe : harzburgite

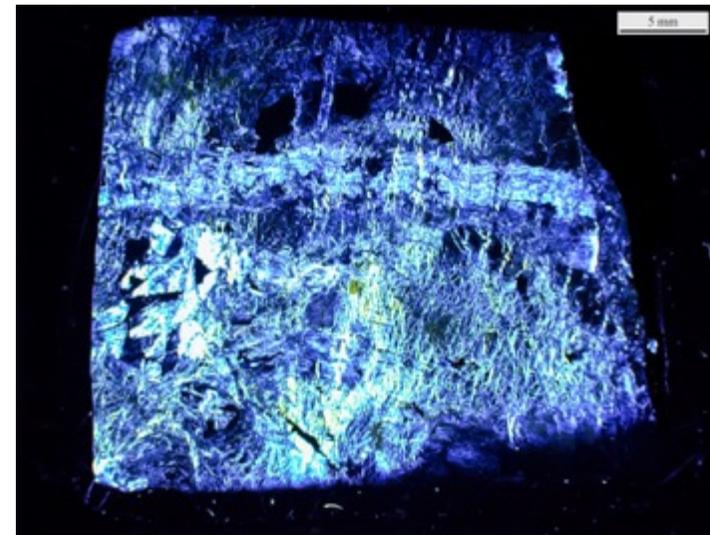
Degré serpentinisation : 96%

Minéraux primaires : opx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt

Sulfures : -

Autres : -





SMS 17-4-2

Protolithe : dunite

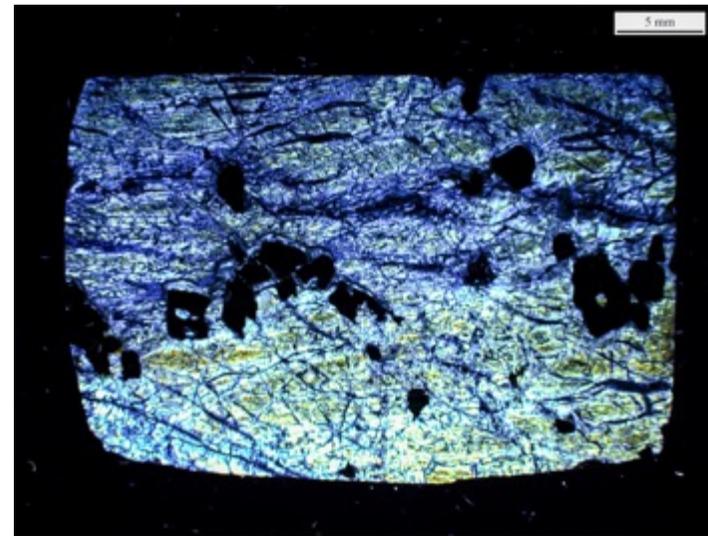
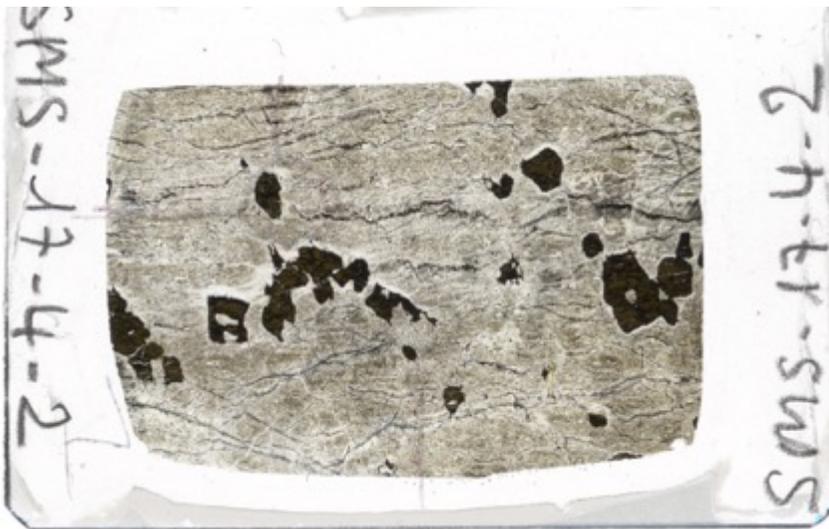
Degré serpentinisation : 92%

Minéraux primaires : sp

Minéraux secondaires : spt, mt, cl

Sulfures : -

Autres : -





SMS 17-4-19

Protolithe : harzburgite

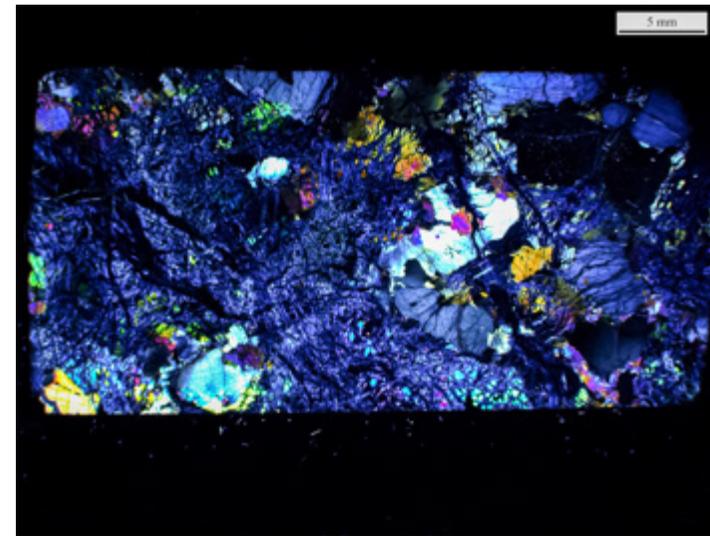
Degré serpentinisation : 81%

Minéraux primaires : ol, opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt

Sulfures : pn

Autres : -





SMS 17-4-32

Protolithe : harzburgite

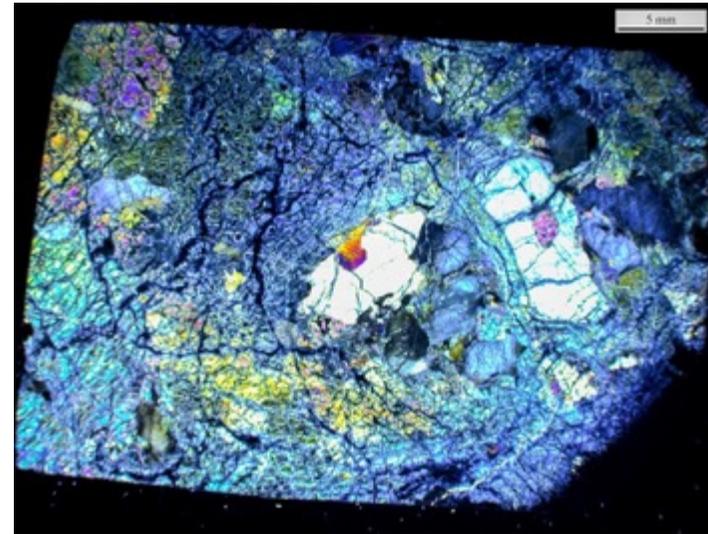
Degré serpentinisation : 51%

Minéraux primaires : ol, opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt

Sulfures : pn

Autres : cb





SMS 21-5-6

Protolithe : lherzolite

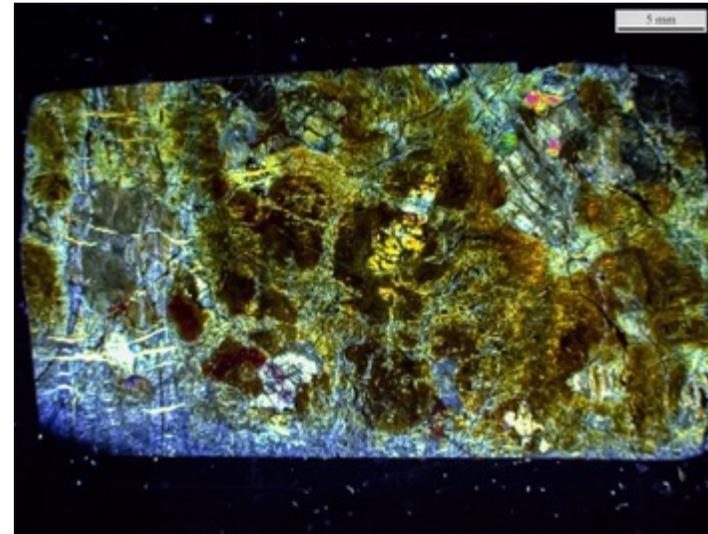
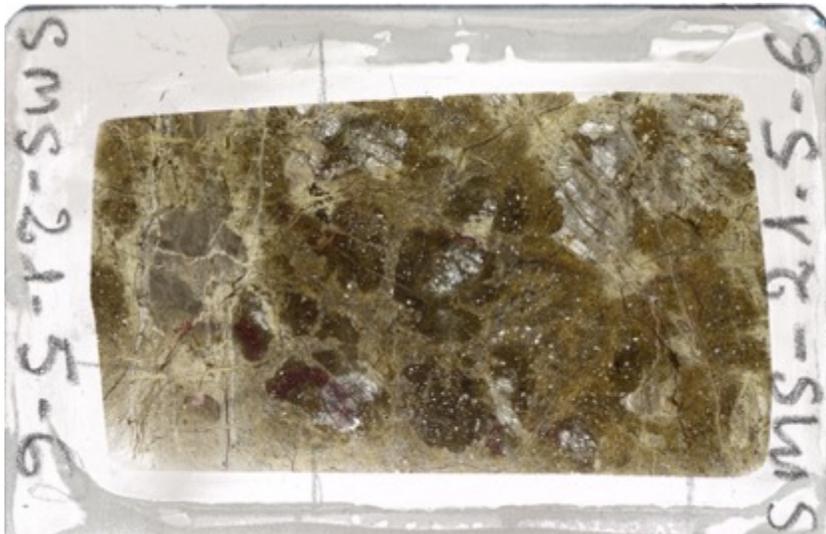
Degré serpentinisation : 90%

Minéraux primaires : opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, cl, tr

Sulfures : -

Autres : hm, gt





SMS 22-6-13

Protolithe : harzburgite

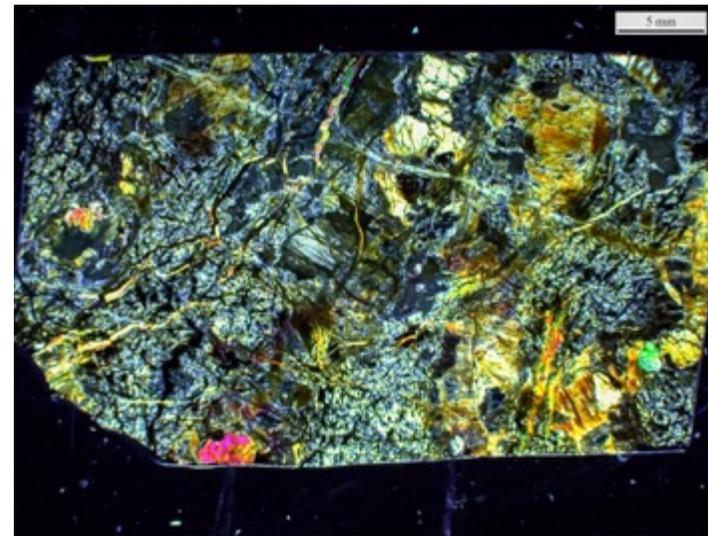
Degré serpentinisation : 89%

Minéraux primaires : opx, cpx

Minéraux secondaires : spt, mt, cl

Sulfures : -

Autres : hg, hm, gt





SMS 26-2-11

Protolithe : olivine webstérite

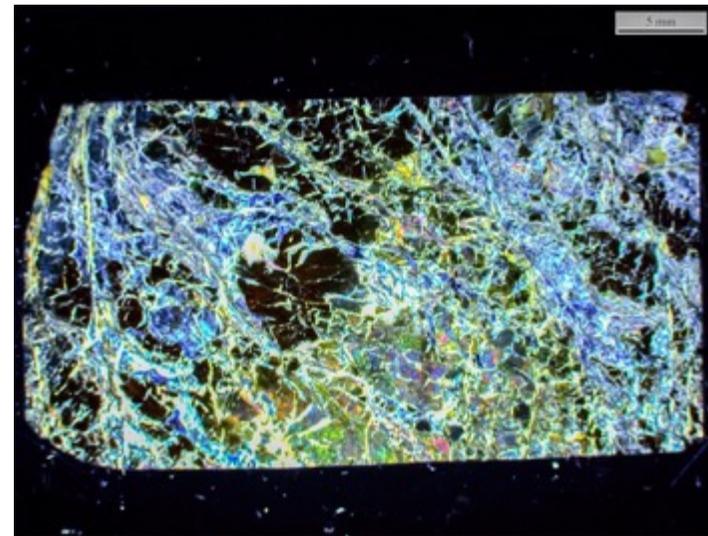
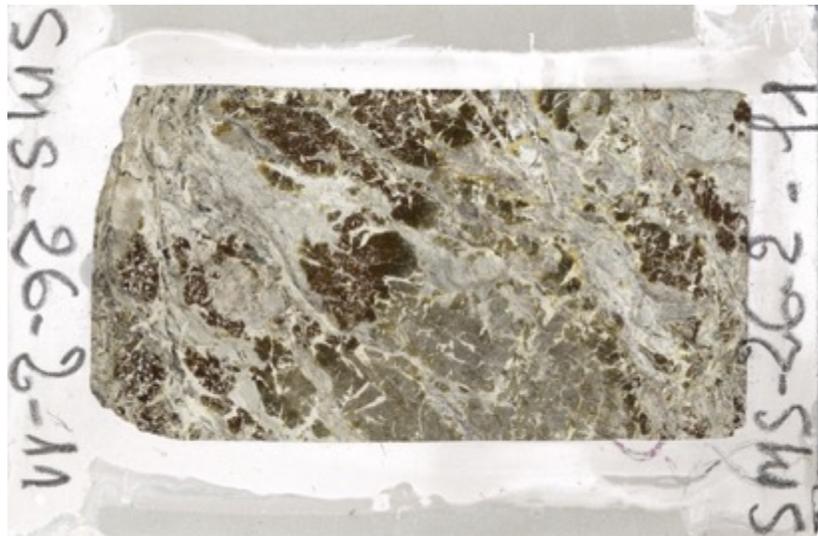
Degré serpentinisation : 90%

Minéraux primaires : ol

Minéraux secondaires : spt, mt, tr, cl

Sulfures : pn

Autres : hm, gt





SMS 27-2-19

Protolithe : harzburgite

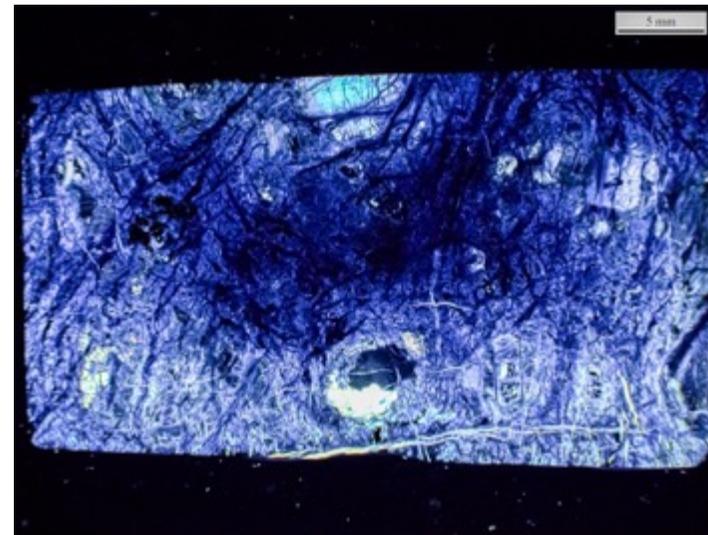
Degré serpentinisation : 98%

Minéraux primaires : opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, tr, tl

Sulfures : pn, mi

Autres : -





SMS 28-4-10

Protolithe : harzburgite

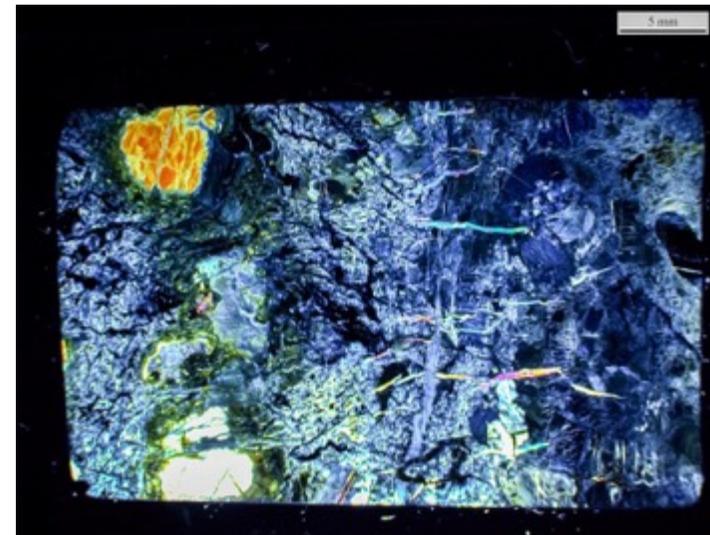
Degré serpentinisation : 80%

Minéraux primaires : opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt

Sulfures : pn, mi, cpn

Autres : -





SMS 29-5-41

Protolithe : harzburgite

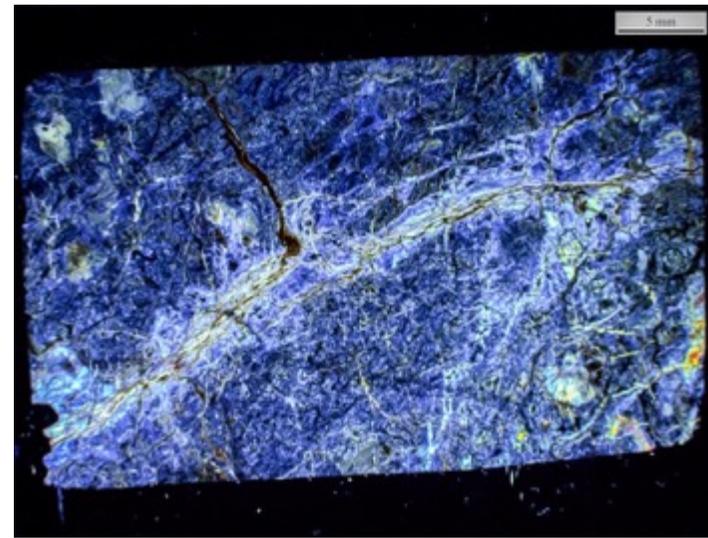
Degré serpentinisation : 94%

Minéraux primaires : cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, tr, cl, tl

Sulfures : -

Autres : cb





SMS 29-6-13

Protolithe : harzburgite

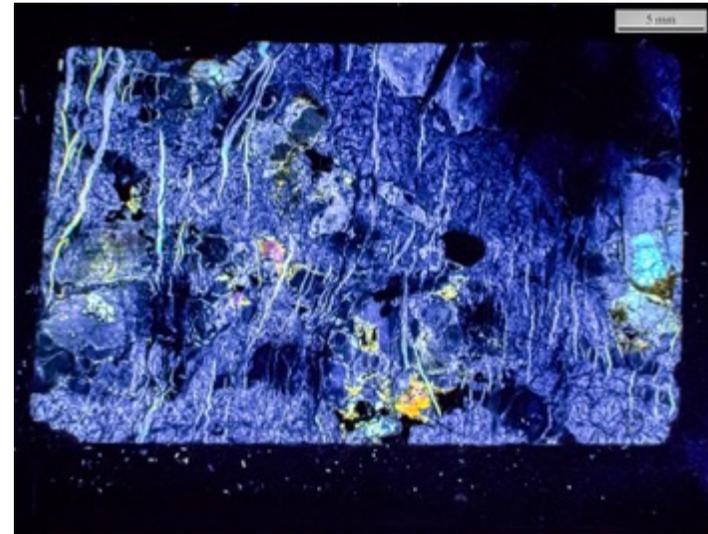
Degré serpentinisation : 96%

Minéraux primaires : opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, cl

Sulfures : pn

Autres : hm, gt





SMS 30-2-2

Protolithe : harzburgite

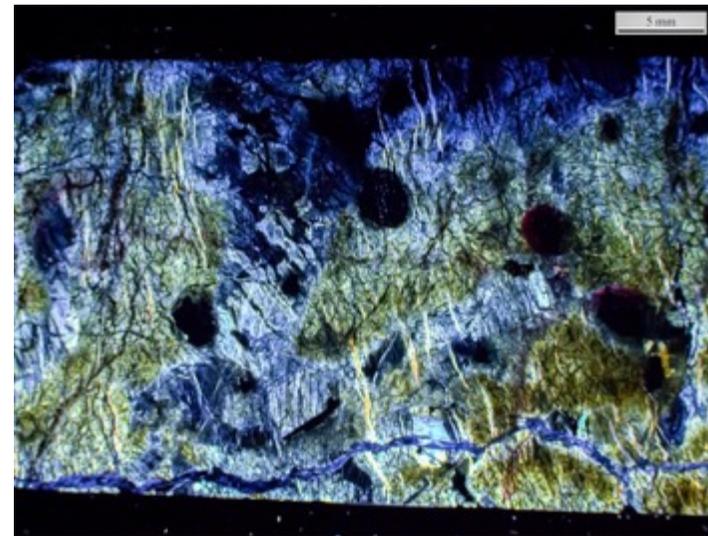
Degré serpentinisation : 100%

Minéraux primaires : sp

Minéraux secondaires : spt, mt

Sulfures : -

Autres : -





SMS 33-3-27

Protolithe : lherzolite

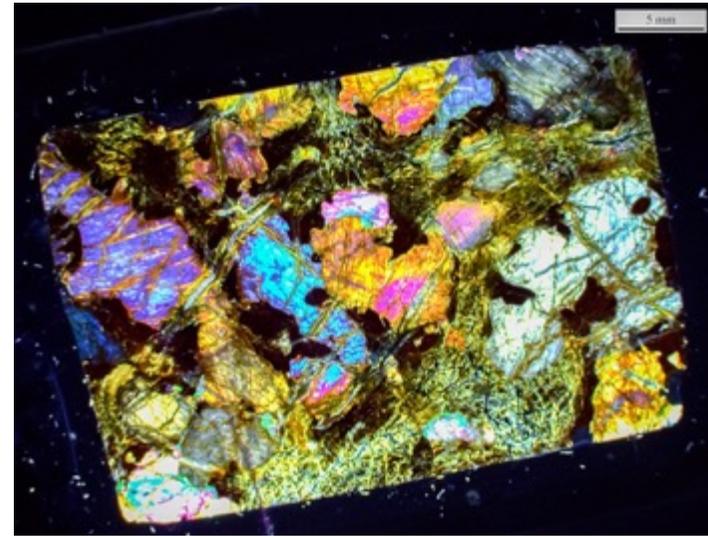
Degré serpentinisation : 76%

Minéraux primaires : opx, cpx

Minéraux secondaires : spt, mt

Sulfures : -

Autres : hm, gt





SMS 34-2-17

Protolithe : harzburgite

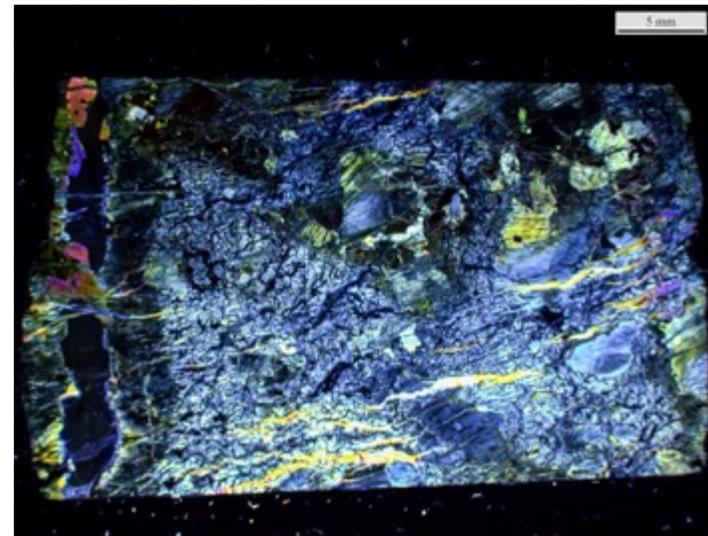
Degré serpentinisation : 95%

Minéraux primaires : opx, cpx, sp

Minéraux secondaires : spt, mt, tr, cl, tl

Sulfures : -

Autres : hg



ANNEXES DU CHAPITRE III:

**Analyses microsonde en éléments majeurs des minéraux des
serpentinites du smooth seafloor de la SWIR**

Echantillon	SMS 1-2-1	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 6-3-14	SMS 6-3-14	SMS 6-3-14					
Minéral	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine						
Oxyde wt%												
SiO2	40,78	41,15	40,65	40,64	40,72	40,86	40,67	40,68	40,60	40,80	40,62	40,91
FeO	9,62	9,77	9,93	9,87	9,63	9,83	10,18	10,27	10,30	9,63	9,65	9,65
MnO	0,15	0,11	0,14	0,15	0,11	0,17	0,20	0,16	0,12	0,16	0,15	0,17
MgO	48,63	49,00	48,92	49,01	48,81	48,93	48,53	48,64	48,40	49,11	48,66	49,14
NiO	0,42	0,44	0,41	0,46	0,37	0,38	0,40	0,38	0,39	0,48	0,41	0,37
TOTAL	99,60	100,47	100,06	100,14	99,65	100,17	99,98	100,11	99,80	100,17	99,50	100,23
Fo	90,01	89,94	89,78	89,85	90,03	89,87	89,47	89,41	89,33	90,09	89,99	90,08
<i>2σ</i>												
SiO2	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10
FeO	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,23	0,15
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
MgO	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17
NiO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04

Echantillon	SMS 6-3-14	SMS 6-3-14	SMS 6-3-14	SMS 7-3-7	SMS 8-2-25	SMS 8-2-25	SMS 8-2-25	SMS 8-2-25				
Minéral	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine
Oxyde wt%												
SiO2	40,31	40,48	40,91	40,51	40,51	40,50	40,35	40,57	40,95	40,65	40,82	40,31
FeO	9,45	9,65	9,72	9,71	9,71	9,68	9,61	9,58	10,46	10,40	10,63	10,55
MnO	0,12	0,11	0,13	0,13	0,13	0,17	0,18	0,15	0,11	0,10	0,16	0,17
MgO	48,70	49,26	49,12	48,70	48,70	48,82	49,10	49,20	48,13	48,13	48,10	47,50
NiO	0,39	0,38	0,41	0,39	0,39	0,41	0,35	0,38	0,36	0,39	0,34	0,36
TOTAL	98,97	99,89	100,29	99,44	99,44	99,57	99,59	99,89	100,02	99,67	100,06	98,89
Fo	90,19	90,09	9d.l.	89,94	89,94	89,99	90,11	90,15	89,13	89,19	88,97	88,92
<i>2σ</i>												
SiO2	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10
FeO	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17
NiO	<0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 8-2-25	SMS 8-2-25	SMS 8-2-25	SMS 8-2-25	SMS 10-5-6	SMS 17-4-19						
Minéral	Olivine											
Oxyde												
wt%												
SiO2	40,84	40,54	40,23	40,12	40,86	41,02	40,71	40,74	40,68	41,15	41,06	40,75
FeO	10,68	10,59	10,91	10,22	9,42	9,58	9,65	9,36	9,93	9,44	9,79	11,19
MnO	0,14	0,12	0,20	0,12	0,09	0,11	0,09	0,12	0,12	0,15	0,13	0,16
MgO	48,32	47,89	47,94	47,65	49,02	48,99	48,26	48,57	48,97	48,92	48,87	47,85
NiO	0,39	0,39	0,39	0,38	0,39	0,39	0,37	0,41	0,38	0,39	0,39	0,36
TOTAL	100,37	99,54	99,67	98,48	99,79	100,10	99,09	99,20	100,08	100,05	100,24	100,31
Fo	88,97	88,96	88,68	89,26	90,27	90,12	89,91	90,25	89,78	90,23	89,90	88,40
<i>2σ</i>												
<i>SiO2</i>	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10
<i>FeO</i>	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,16	0,16
<i>MnO</i>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
<i>MgO</i>	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,17	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18
<i>NiO</i>	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 17-4-19	SMS 17-4-32	SMS 26-2-11	SMS 26-2-11	SMS 29-5-41	SMS 29-5-41						
Minéral	Olivine											
Oxyde												
wt%												
SiO2	40,62	41,07	40,59	40,49	41,18	40,90	40,92	41,48	41,16	41,52	41,74	
FeO	11,03	10,29	9,97	10,21	9,81	9,94	10,23	9,83	9,56	8,61	8,43	
MnO	0,12	0,16	0,09	0,16	0,14	0,12	0,17	0,18	0,48	0,11	0,12	
MgO	47,61	48,82	48,25	48,56	48,52	48,68	48,63	49,38	49,49	49,94	50,36	
NiO	0,39	0,38	0,39	0,33	-	0,35	0,39	0,41	0,40	0,37	0,39	
TOTAL	99,76	100,72	99,30	99,75	99,65	10d.l.	100,33	101,28	101,09	100,55	101,04	
Fo	88,50	89,42	89,62	89,45	89,82	89,72	89,45	89,95	90,22	91,18	91,42	
<i>2σ</i>												
<i>SiO2</i>	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	
<i>FeO</i>	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	
<i>MnO</i>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	
<i>MgO</i>	0,17	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	
<i>NiO</i>	0,03	0,03	0,04	0,03	<0,01	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	

Echantillon	SMS 1-2-1	SMS 1-2-1	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 2-2-11	SMS 2-2-11	SMS 3-2-1
Minéral	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX
Oxyde (wt%)												
SiO2	55,32	54,24	55,72	55,59	54,74	55,72	55,59	54,74	55,23	54,62	54,23	
TiO2	0,11	0,11	0,18	0,20	0,20	0,18	0,20	0,20	d.l.	d.l.	d.l.	
Al2O3	4,87	5,83	4,30	4,42	4,47	4,30	4,42	4,47	4,43	4,88	5,17	
Cr2O3	0,62	0,68	0,70	0,73	0,76	0,70	0,73	0,76	0,55	0,58	0,69	
FeO	6,32	6,32	6,60	6,55	6,60	6,60	6,55	6,60	6,44	6,60	6,36	
MnO	0,19	0,15	0,17	0,17	0,15	0,17	0,17	0,15	0,17	0,15	0,16	
MgO	32,13	32,23	32,25	32,26	31,74	32,25	32,26	31,74	31,50	32,46	31,60	
CaO	0,82	0,79	0,75	0,84	1,17	0,75	0,84	1,17	2,49	0,86	1,46	
Na2O	d.l.	0,08	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,07	0,06	
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	
NiO	d.l.	d.l.	0,08	0,09	0,13	0,08	0,09	0,13	0,11	0,10	d.l.	
TOTAL	100,38	100,43	100,74	100,84	99,97	100,74	100,84	99,97	100,91	100,31	99,73	
En												
En	88,59	88,69	88,37	88,29	87,48	88,37	88,29	87,48	85,36	88,25	87,25	
Fs												
Fs	9,78	9,76	10,15	10,07	10,20	10,15	10,07	10,20	9,79	10,08	9,86	
Wo												
Wo	1,63	1,55	1,48	1,64	2,32	1,48	1,64	2,32	4,84	1,67	2,89	
2σ												
SiO2	0,12	0,12	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,12	0,10	
TiO2	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	
Al2O3	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
Cr2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	
FeO	0,12	0,12	0,07	0,12	0,12	0,07	0,12	0,12	0,13	0,13	0,08	
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	
MgO	0,13	0,13	0,09	0,14	0,14	0,09	0,14	0,14	0,13	0,13	0,10	
CaO	0,04	0,04	0,20	0,04	0,04	0,20	0,04	0,04	0,07	0,04	0,23	
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,02	
K2O	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
NiO	<0,01	<0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	

Echantillon	SMS 3-2-1	SMS 4-2-1	SMS 4-2-1	SMS 4-2-1	SMS 5-4-14b	SMS 5-4-14b	SMS 5-4-14b	SMS 6-3-14	SMS 6-3-14	SMS 6-3-14	SMS 7-3-7
Minéral	OPX exsolution	OPX	OPX	OPX exsolution	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX exsolution	OPX
Oxyde (wt%)											
SiO2	54,37	54,88	54,43	54,41	54,67	54,74	55,13	55,16	54,68	53,81	53,31
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	0,21	0,13	d.l.	0,12	d.l.	0,10	0,14	0,06
Al2O3	4,82	4,92	4,56	5,18	5,48	5,40	5,46	4,44	4,52	5,43	6,09
Cr2O3	0,77	0,67	0,53	0,62	0,69	0,69	0,64	0,60	0,68	0,72	0,88
FeO	5,84	6,38	6,53	5,51	6,28	6,56	6,34	6,64	6,02	5,58	8,44
MnO	0,12	0,20	0,14	0,12	0,12	0,13	0,16	0,11	0,10	0,10	0,25
MgO	30,72	32,25	32,59	28,90	32,10	31,64	32,27	32,75	30,91	27,01	30,32
CaO	3,09	0,63	0,56	5,39	2,11	1,69	1,36	d.l.	1,96	6,91	0,44
Na2O	0,09	d.l.	d.l.	0,15	0,06	d.l.	d.l.	d.l.	0,16	0,20	0,01
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,05
NiO	d.l.	0,11	0,11	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TOTAL	99,82	100,03	99,44	100,50	101,64	100,84	101,47	99,71	99,13	99,90	99,85
En											
En	84,82	88,88	88,91	80,58	86,43	86,60	87,67	89,78	86,59	76,93	85,72
Fs											
Fs	9,05	9,87	9,99	8,63	9,49	10,07	9,67	10,22	9,46	8,92	13,39
Wo											
Wo	6,13	1,25	1,10	10,79	4,08	3,32	2,66	0,00	3,94	14,15	0,89
2σ											
SiO2	0,11	0,12	0,12	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
FeO	0,12	0,13	0,13	0,12	0,12	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,17	0,13	0,13	0,16	0,13	0,13	0,17	0,13	0,13	0,13	0,13
CaO	0,05	0,04	0,04	0,10	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05
Na2O	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01
K2O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	<0,01	0,03	0,03	<0,01	<0,01	0,03	<0,01

Echantillon	SMS 8-2-25	SMS 10-5-6									
Minéral	OPX										
Oxyde (wt%)											
SiO2	54,29	54,76	55,61	54,57	54,45	53,71	55,53	54,26	54,40	55,08	54,85
TiO2	0,19	0,20	0,11	0,20	0,15	0,17	d.l.	0,14	0,17	0,12	0,15
Al2O3	5,87	5,53	3,76	6,28	5,72	5,21	4,42	4,76	4,87	4,55	5,23
Cr2O3	0,50	0,54	0,39	0,55	0,68	0,53	0,37	0,39	0,60	0,64	0,67
FeO	7,01	6,88	6,88	6,73	6,37	6,49	6,50	6,62	6,09	6,26	6,35
MnO	0,13	0,12	0,21	0,18	0,14	0,15	0,15	0,16	0,11	0,14	0,17
MgO	31,25	31,77	32,66	31,23	30,47	30,11	33,09	32,57	31,84	32,00	32,17
CaO	1,23	0,99	0,82	1,15	2,05	2,76	0,49	0,45	1,83	1,46	1,01
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	0,07	0,11	0,12	d.l.	d.l.	d.l.	0,07	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,06	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	d.l.										
TOTAL	100,47	100,79	100,44	100,97	100,15	99,26	100,61	99,36	99,89	100,47	100,60
En	86,64	87,42	88,00	87,15	85,78	84,26	89,20	88,97	87,06	87,51	88,23
Fs	10,91	10,62	10,41	10,54	10,07	10,19	9,84	10,15	9,34	9,61	9,78
Wo	2,45	1,95	1,59	2,31	4,15	5,55	0,96	0,88	3,60	2,87	1,99
2σ											
SiO2	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
FeO	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,12
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13
CaO	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07	0,04	0,03	0,03	0,04	0,06
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01

Echantillon	SMS 11-2-11	SMS 11-2-11	SMS 11-2-11	SMS 11-2-11	SMS 11-2-4	SMS 11-2-4	SMS 17-4-19	SMS 17-4-32	SMS 17-4-32	SMS 21-5-6	SMS 22-6-13
Minéral	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX exsolution	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX
Oxyde (wt%)											
SiO2	55,65	56,18	55,87	55,45	54,75	54,09	54,11	54,86	54,77	55,81	56,28
TiO2	0,09	0,08	0,05	0,06	0,18	0,25	0,15	0,16	0,16	0,13	d.l.
Al2O3	4,22	3,53	3,97	4,28	4,93	4,64	5,25	4,54	4,85	3,43	3,12
Cr2O3	0,81	0,58	0,60	0,74	0,54	0,59	0,51	0,66	0,65	0,93	0,97
FeO	5,87	5,93	6,47	6,01	6,26	5,18	7,35	6,71	6,60	5,99	6,09
MnO	0,12	0,19	0,14	0,15	0,13	d.l.	0,15	0,13	0,13	0,13	0,14
MgO	32,66	32,00	33,11	32,78	31,41	28,14	31,32	31,82	31,46	32,31	32,83
CaO	1,13	2,33	0,62	0,98	1,72	6,34	0,72	1,13	1,23	1,60	1,27
Na2O	0,06	0,09	0,03	0,03	d.l.	0,14	d.l.	0,08	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	0,01	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	d.l.	0,08	d.l.	d.l.	0,09	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,10	0,10
TOTAL	100,61	101,00	100,87	100,48	100,00	99,36	99,56	100,08	99,85	100,41	100,80
En	88,83	86,47	89,04	88,93	86,87	79,03	87,09	87,42	87,27	87,75	88,34
Fs	8,96	9,00	9,76	9,15	9,71	8,17	11,47	10,34	10,27	9,13	9,20
Wo	2,20	4,52	1,20	1,91	3,41	12,80	1,44	2,23	2,46	3,12	2,45
2σ											
SiO2	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
FeO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,13	0,13	0,13	0,13	0,16	0,15	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13
CaO	0,05	0,06	0,04	0,04	0,05	0,11	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,03

Echantillon	SMS 22-6-13	SMS 22-6-13	SMS 22-6-13	SMS 22-6-13	SMS 22-6-13	SMS 22-6-13	SMS 22-6-13	SMS 22-6-13	SMS 22-6-13	SMS 22-6-13	SMS 27-2-19
Minéral	OPX	OPX exsolution	OPX	OPX exsolution							
Oxyde (wt%)											
SiO2	55,84	54,81	55,87	55,88	55,96	55,92	55,94	56,28	55,84	55,87	54,30
TiO2	0,13	0,13	0,13	d.l.	0,13	0,14	0,15	d.l.	0,13	0,13	0,18
Al2O3	3,42	3,43	3,63	3,68	3,60	3,35	3,15	3,12	3,42	3,63	4,74
Cr2O3	0,83	0,95	0,89	0,98	0,95	0,93	0,88	0,97	0,83	0,89	0,60
FeO	6,13	5,45	6,09	6,18	6,14	6,25	6,19	6,09	6,13	6,09	5,30
MnO	0,14	0,10	0,13	0,13	0,12	0,16	0,13	0,14	0,14	0,13	0,13
MgO	32,94	30,25	32,47	32,47	32,33	32,16	32,63	32,83	32,94	32,47	28,23
CaO	1,08	4,27	1,18	0,95	1,26	1,25	1,20	1,27	1,08	1,18	6,93
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,22
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,02
NiO	0,08	0,11	0,11	d.l.	0,08	0,09	0,11	0,10	0,08	0,11	d.l.
TOTAL	100,60	99,50	100,48	100,27	100,58	100,25	100,36	100,80	100,60	100,48	100,64
En	88,65	83,15	88,39	88,67	88,12	87,95	88,28	88,34	88,65	88,39	78,02
Fs	9,26	8,41	9,30	9,47	9,40	9,60	9,40	9,20	9,26	9,30	8,22
Wo	2,09	8,44	2,31	1,86	2,48	2,46	2,33	2,45	2,09	2,31	13,76
2σ											
SiO2	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,11	0,10	0,11
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr2O3	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
FeO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,17	0,16	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,17	0,14	0,12
CaO	0,05	0,09	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,11
Na2O	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
K2O	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	<0,01

Echantillon	SMS 28-4-10a	SMS 29-5-41	SMS 29-5-41	SMS 29-5-41a	SMS 33-3-27	SMS 34-2-17	SMS 34-2-17				
Minéral	OPX	OPX exsolution	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX exsolution	OPX	OPX
Oxyde (wt%)											
SiO ₂	54,77	56,43	56,91	56,38	54,62	54,46	54,48	54,75	54,55	56,67	55,63
TiO ₂	0,10	d.l.	d.l.	d.l.	0,15	0,13	d.l.	d.l.	0,17	d.l.	d.l.
Al ₂ O ₃	5,01	2,23	2,41	2,61	4,47	4,43	4,51	4,36	4,04	2,25	3,25
Cr ₂ O ₃	0,61	0,95	0,66	0,92	0,65	0,55	0,62	0,62	0,58	0,82	0,76
FeO	6,70	4,75	5,56	5,53	6,66	6,67	6,53	7,00	6,04	5,78	6,98
MnO	0,17	0,17	0,15	0,11	0,10	0,16	0,17	0,13	0,16	0,17	0,13
MgO	32,12	31,24	33,87	33,44	32,17	32,24	31,06	32,30	30,60	33,55	31,48
CaO	0,77	4,87	1,21	0,94	1,12	0,74	2,65	0,83	3,23	0,92	0,82
Na ₂ O	0,02	0,16	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,10	d.l.	d.l.
K ₂ O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	d.l.	0,12	0,12	0,13	0,16	d.l.	0,13	0,10	0,11	d.l.	d.l.
TOTAL	100,27	100,92	100,88	100,05	100,10	99,39	100,16	100,10	99,58	100,16	99,05
En	88,15	83,52	89,46	89,86	87,63	88,29	84,80	87,72	84,27	89,57	87,48
Fs	10,32	7,13	8,25	8,33	10,18	10,25	10,01	10,66	9,34	8,67	10,89
Wo	1,52	9,35	2,29	1,81	2,19	1,46	5,19	1,62	6,39	1,76	1,63
2σ											
SiO ₂	0,12	0,12	0,12	0,10	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
FeO	0,13	0,11	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,13	0,13	0,14	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14
CaO	0,04	0,09	0,05	0,04	0,05	0,04	0,07	0,04	0,08	0,04	0,04
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
NiO	<0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	<0,01	<0,01

Echantillon	SMS 1-2-1	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 2-2-11	SMS 2-2-11					
Minéral	CPX	CPX exsolution	CPX	CPX	CPX	CPX exsolution						
Oxyde (wt%)												
SiO ₂	50,20	50,61	52,00	52,14	50,77	50,25	51,22	52,04	51,36	54,14	51,52	52,82
TiO ₂	0,67	0,52	0,45	0,36	0,48	0,33	0,56	0,53	0,52	0,59	0,15	0,15
Al ₂ O ₃	7,28	6,81	4,77	5,69	6,72	7,51	5,30	4,67	4,66	1,65	6,08	5,61
Cr ₂ O ₃	1,13	1,03	0,56	0,76	0,83	1,05	1,21	1,01	1,16	0,41	0,96	0,86
FeO	2,42	2,56	2,82	2,68	2,49	2,90	3,15	3,39	2,75	2,03	2,75	3,52
MnO	0,09	0,09	d.l.	0,16	d.l.	d.l.	0,18	0,13	0,12	d.l.	d.l.	0,12
MgO	14,43	14,81	15,65	15,42	14,58	14,61	16,32	17,92	15,95	16,86	15,05	18,67
CaO	23,13	22,83	22,74	22,80	23,08	22,66	21,89	19,84	22,93	24,51	22,53	18,84
Na ₂ O	0,75	0,65	0,53	0,62	0,58	0,59	0,37	0,33	0,35	0,11	0,77	0,60
K ₂ O	0,11	d.l.	d.l.	d.l.	0,07	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,08	d.l.						
TOTAL	100,21	99,92	99,51	100,63	99,60	99,90	100,20	99,85	99,80	100,30	99,90	101,19
En	44,54	45,36	46,62	46,30	44,78	44,94	48,26	52,58	46,95	47,35	45,91	54,63
Fs	4,19	4,40	4,72	4,52	4,29	5,00	5,24	5,58	4,55	3,20	4,71	5,79
Wo	51,27	50,24	48,66	49,17	50,93	50,06	46,50	41,84	48,49	49,45	49,38	39,59
2σ												
SiO ₂	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,12
TiO ₂	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
FeO	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,09	0,08	0,12	0,09	0,10
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,09	0,14	0,09	0,10
CaO	0,22	0,22	0,22	0,24	0,24	0,23	0,21	0,20	0,22	0,05	0,21	0,19
Na ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,03	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 2-2-11	SMS 3-2-1	SMS 3-2-1	SMS 4-2-1	SMS 4-2-1	SMS 4-2-1	SMS 4-2-1	SMS 5-4-14				
Minéral	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX
Oxyde (wt%)												
SiO2	51,71	50,78	51,35	51,26	50,34	51,41	51,21	50,91	50,50	51,05	51,42	50,46
TiO2	0,15	0,33	0,32	0,37	0,38	0,37	0,42	0,27	0,27	0,37	0,45	0,43
Al2O3	5,83	6,71	6,61	5,61	6,94	5,58	6,00	6,57	6,22	6,38	6,46	7,03
Cr2O3	1,03	1,06	1,06	0,89	1,01	0,81	0,91	1,06	0,98	0,88	0,89	1,09
FeO	2,66	2,64	2,77	2,44	2,26	2,32	2,43	2,97	2,85	3,04	2,90	3,03
MnO	0,13	0,11	0,14	0,12	0,12	d.l.	d.l.	d.l.	0,11	0,13	0,10	0,15
MgO	15,24	14,98	15,85	15,73	14,81	15,14	15,16	15,53	15,36	15,37	15,48	15,80
CaO	22,92	22,43	22,13	22,77	23,28	23,41	22,89	22,26	23,08	22,54	22,28	22,13
Na2O	0,75	0,54	0,57	0,53	0,55	0,56	0,51	0,52	0,49	0,46	0,52	0,56
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	d.l.	0,08	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TOTAL	100,42	99,67	100,81	99,70	99,69	99,60	99,52	100,10	99,86	100,22	100,50	100,66
En	45,90	45,98	47,59	47,01	45,16	45,53	45,99	46,79	45,80	46,21	46,75	47,30
Fs	4,51	4,55	4,66	4,09	3,87	3,92	4,13	5,02	4,78	5,12	4,91	5,09
Wo	49,59	49,47	47,74	48,89	50,97	50,55	49,88	48,19	49,42	48,67	48,33	47,61
2σ												
SiO2	0,11	0,09	0,09	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
TiO2	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Al2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr2O3	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
FeO	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,12	0,08
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,13	0,10
CaO	0,21	0,19	0,19	0,21	0,21	0,24	0,23	0,24	0,21	0,24	0,14	0,24
Na2O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 5-4-14	SMS 6-3-14	SMS 6-3-14	SMS 6-3-14	SMS 7-3-7	SMS 7-3-7	SMS 7-3-7	SMS 7-3-7	SMS 7-3-7	SMS 7-3-7	SMS 11-2-4	SMS 11-2-4
Minéral	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX exsolution	CPX exsolution	CPX exsolution	CPX exsolution	CPX	CPX
Oxyde (wt%)												
SiO2	50,71	50,84	51,51	51,33	51,21	50,04	51,27	51,16	52,16	52,71	51,04	51,26
TiO2	0,29	0,39	0,35	0,46	0,41	0,34	0,32	0,23	d.l.	0,20	0,40	0,34
Al2O3	6,55	7,61	6,95	6,71	6,03	7,17	6,66	6,14	5,83	6,29	6,68	6,34
Cr2O3	0,96	1,25	1,14	0,92	1,01	0,97	0,97	1,02	0,76	0,91	0,98	0,97
FeO	2,83	2,38	3,35	3,06	2,53	2,57	4,59	2,50	6,35	4,57	2,73	2,65
MnO	0,11	0,12	0,11	0,11	0,16	0,10	0,09	0,13	d.l.	0,12	0,09	d.l.
MgO	15,15	14,24	17,13	17,40	14,83	14,47	20,18	17,87	23,99	20,94	14,98	15,06
CaO	22,47	22,06	19,43	20,43	23,77	22,73	16,25	19,59	9,77	15,58	22,62	23,08
Na2O	0,52	0,75	0,56	0,55	0,54	0,55	0,35	0,60	0,17	0,32	0,52	0,57
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,02	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,09	d.l.	d.l.	d.l.	0,10	d.l.	d.l.
TOTAL	99,60	99,63	100,53	100,99	100,51	99,02	100,68	99,24	99,03	101,75	100,03	100,28
En	46,07	45,31	51,97	51,50	44,51	44,88	58,60	53,59	69,39	60,36	45,72	45,46
Fs	4,84	4,25	5,70	5,09	4,26	4,48	7,48	4,20	10,31	7,39	4,67	4,48
Wo	49,09	50,44	42,33	43,41	51,23	50,64	33,91	42,21	20,30	32,25	49,61	50,06
2σ												
SiO2	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11
TiO2	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
Al2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr2O3	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
FeO	0,08	0,08	0,11	0,08	0,08	0,08	0,11	0,08	0,12	0,10	0,12	0,11
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,09	0,09	0,12	0,09	0,09	0,10	0,12	0,11	0,13	0,12	0,16	0,15
CaO	0,21	0,21	0,19	0,21	0,21	0,23	0,19	0,21	0,14	0,18	0,05	0,11
Na2O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 11– 2–11	SMS 17– 4–19	SMS 17– 4–19	SMS 27– 2–19	SMS 27– 2–19	SMS 28– 4–10a	SMS 28– 4–10a	SMS 29– 5–41	SMS 29– 5–41	SMS 29– 5–41	SMS 29– 6–13	SMS 29– 6–13
Minéral	CPX exsolution	CPX exsolution	CPX exsolution	CPX	CPX exsolution	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX
Oxyde (wt%)												
SiO2	52,18	50,43	51,07	50,69	52,39	51,49	50,30	53,81	52,76	53,71	51,19	50,87
TiO2	0,30	0,37	0,39	0,42	0,29	0,43	0,44	d.l.	d.l.	0,15	0,39	0,40
Al2O3	5,19	7,22	7,00	7,23	6,86	5,58	7,11	3,08	3,37	3,09	6,26	6,43
Cr2O3	1,21	0,99	0,98	1,00	0,95	0,85	1,12	1,39	1,47	1,55	1,33	1,25
FeO	3,75	3,31	4,54	2,78	4,26	2,68	3,02	2,39	2,31	2,27	2,78	2,87
MnO	0,09	0,11	0,11	0,08	0,08	0,05	0,14	d.l.	d.l.	0,09	d.l.	0,12
MgO	19,18	16,20	17,62	14,13	19,70	15,56	14,57	16,90	16,59	16,99	15,13	14,80
CaO	17,09	20,00	17,68	22,67	15,22	23,25	22,86	21,90	22,01	22,23	22,33	22,16
Na2O	0,56	0,77	0,58	0,76	0,39	0,39	0,48	0,81	0,72	0,79	0,69	0,68
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,03	0,03	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TOTAL	99,56	99,43	99,97	99,76	100,14	100,30	100,06	100,27	99,22	100,86	100,10	99,57
En	57,15	49,96	53,60	44,19	59,65	46,08	44,58	49,74	49,23	49,63	46,23	45,78
Fs	6,26	5,72	7,75	4,87	7,24	4,45	5,18	3,95	3,84	3,72	4,77	4,98
Wo	36,59	44,31	38,65	50,93	33,11	49,48	50,24	46,32	46,93	46,65	49,00	49,24
2σ												
SiO2	0,11	0,10	0,11	0,10	0,10	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,10	0,10
TiO2	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Al2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
Cr2O3	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
FeO	0,10	0,08	0,09	0,08	0,10	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,10	0,08	0,10	0,08	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10
CaO	0,18	0,22	0,20	0,22	0,17	0,22	0,22	0,21	0,21	0,21	0,23	0,23
Na2O	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K2O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
NiO	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 29-6-13	SMS 29-6-13	SMS 33-3-27	SMS 34-2-17	SMS 34-2-17	SMS 34-2-17
Minéral	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX
Oxyde (wt%)						
SiO2	50,91	51,25	51,56	53,01	52,74	51,90
TiO2	0,44	0,40	0,52	1,38	1,31	1,23
Al2O3	6,09	6,13	5,16	2,54	2,59	2,90
Cr2O3	1,17	1,23	1,07	0,43	0,24	0,32
FeO	2,78	2,68	2,68	3,70	3,55	4,62
MnO	0,11	d.l.	d.l.	0,17	0,13	0,16
MgO	15,04	14,78	15,69	16,57	16,91	16,49
CaO	21,99	22,41	23,27	22,05	21,83	21,63
Na2O	0,74	0,67	0,48	0,64	0,64	0,57
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TOTAL	99,28	99,56	100,44	100,49	99,94	99,81
En	46,42	45,64	46,26	48,04	48,89	47,64
Fs	4,82	4,65	4,44	6,02	5,76	7,48
Wo	48,76	49,71	49,29	45,94	45,35	44,87
2σ						
SiO2	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
TiO2	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Al2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr2O3	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
FeO	0,08	0,08	0,09	0,08	0,09	0,08
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10
CaO	0,23	0,23	0,21	0,22	0,21	0,23
Na2O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K2O	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
NiO	0,03	<0,01	0,03	<0,01	0,03	<0,01

Echantillon	SMS 1-2-1	SMS 1-2-35	SMS 2-2-11	SMS 2-2-17	SMS 2-2-17	SMS 2-2-17	SMS 3-2-1	SMS 3-2-1	SMS 3-2-1	SMS 4-2-1	SMS 4-2-1
Minéral	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle
Oxide wt%											
SiO2	d.l.	d.l.	0,01	d.l.	d.l.	0,02	d.l.	d.l.	d.l.	0,02	0,01
TiO2	0,10	0,35	0,02	0,12	0,07	0,11	d.l.	0,10	0,09	0,07	0,05
Cr2O3	11,90	24,29	13,55	16,83	17,57	16,45	13,61	16,01	15,53	12,67	15,26
Al2O3	54,99	41,35	53,72	50,87	50,64	50,52	53,66	51,79	52,18	54,27	52,12
Fe2O3	1,19	3,01	0,89	2,16	1,33	1,63	1,24	0,92	0,97	1,32	1,10
FeO	10,70	15,16	11,24	10,93	11,16	11,20	10,58	10,97	11,11	10,96	11,50
MnO	d.l.	0,13	0,17	0,12	0,12	0,14	0,12	0,11	0,11	0,13	0,18
NiO	d.l.	0,23	0,35	0,31	0,30	0,31	0,31	0,36	0,32	0,34	0,34
MgO	19,30	15,20	18,48	18,80	18,58	18,35	18,97	18,66	18,62	18,74	18,19
CaO	d.l.	d.l.	0,04	0,05	0,03	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,05	d.l.
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	0,01	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,03	0,03
TOTAL	98,18	99,72	98,47	100,22	99,78	98,74	98,49	98,91	98,94	98,62	98,78
Cr#	0,13	0,28	0,14	0,18	0,19	0,18	0,15	0,17	0,17	0,14	0,16
Mg#	0,79	0,66	0,78	0,77	0,78	0,77	0,79	0,78	0,78	0,78	0,77
Taux fusion (%)	3,35	11,37	4,68	6,95	7,33	6,82	4,72	6,39	6,07	4,01	5,93
2σ											
SiO2	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01
TiO2	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al2O3	0,06	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07
Cr2O3	0,07	0,11	0,08	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
FeO	0,16	0,20	0,17	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18
MnO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
MgO	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01
K2O	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01
NiO	<0,01	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04

Echantillon	SMS 5-4-14	SMS 5-4-14	SMS 5-4-14	SMS 5-4-17	SMS 5-4-17	SMS 5-4-17	SMS 6-3-14				
Minéral	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Ferritchrome	Ferritchrome	Ferritchrome	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle
Oxide wt%											
SiO2	d.l.	d.l.	d.l.	11,13	20,84	25,46	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TiO2	d.l.	d.l.	0,12	0,70	0,72	0,20	0,10	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Cr2O3	14,73	14,28	14,16	18,29	16,95	12,88	16,98	17,36	14,69	14,98	15,17
Al2O3	52,48	52,69	52,99	3,20	6,03	12,51	51,16	50,21	52,60	52,71	52,48
Fe2O3	1,97	2,01	1,65	22,27	d.l.	d.l.	0,28	0,41	1,44	1,26	1,52
FeO	10,66	10,39	10,91	26,87	23,73	11,04	13,56	13,04	10,90	10,81	10,92
MnO	0,12	0,13	0,10	0,70	0,74	0,33	0,10	0,13	0,10	0,12	0,12
NiO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
MgO	19,11	19,22	19,07	11,84	20,17	26,59	17,24	17,17	18,89	19,00	18,96
CaO	d.l.	d.l.	d.l.	0,10	0,08	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,08	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TOTAL	99,07	98,74	98,99	95,09	89,34	89,01	99,42	98,32	98,61	98,88	99,18
Cr#	0,16	0,15	0,15	0,79	0,65	0,41	0,18	0,19	0,16	0,16	0,16
Mg#	0,78	0,78	0,78	0,37	0,66	0,85	0,74	0,75	0,78	0,79	0,78
Taux fusion (%)	5,58	5,28	5,16	-	-	-	6,97	7,30	5,54	5,68	5,83
2σ											
SiO2	<0,01	0,01	0,01	0,04	0,06	0,07	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,02
Al2O3	0,06	0,08	0,08	0,02	0,02	0,03	0,06	0,07	0,07	0,08	0,07
Cr2O3	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,11	0,09	0,07	0,08	0,09
FeO	0,18	0,17	0,17	0,38	0,25	0,17	0,20	0,19	0,17	0,20	0,19
MnO	0,04	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04
MgO	0,11	0,10	0,10	0,09	0,11	0,13	0,09	0,10	0,10	0,11	0,10
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
K2O	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
NiO	0,03	0,03	0,03			<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04

Echantillon	SMS 7-3-7	SMS 7-3-7	SMS 7-3-7	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17	SMS 8-2-25				
Minéral	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle
Oxide wt%											
SiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	17,02	13,37	14,10	0,15	d.l.	d.l.	d.l.
TiO2	0,17	0,20	0,25	0,23	0,20	0,16	0,21	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Cr2O3	18,37	18,41	19,50	18,62	17,97	15,02	15,51	19,52	19,03	17,90	10,59
Al2O3	48,67	48,17	47,15	48,23	6,20	4,98	5,45	47,86	47,98	47,76	55,53
Fe2O3	2,54	1,84	2,07	1,91	6,28	19,38	16,22	1,53	2,71	3,38	2,08
FeO	12,32	12,76	12,94	12,41	24,12	25,44	25,67	11,13	12,16	12,04	11,19
MnO	0,14	0,11	0,16	0,11	0,67	0,45	0,54	0,12	0,14	0,12	0,11
NiO	0,25	0,32	0,22	0,29	0,22	0,16	0,15	0,32	0,25	0,27	0,40
MgO	17,81	17,20	17,12	17,54	17,81	14,26	14,62	18,21	17,67	17,51	18,73
CaO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,09	0,11	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TOTAL	100,27	99,03	99,42	99,35	90,50	93,30	92,57	98,84	99,93	98,99	98,65
Cr#	0,20	0,20	0,22	0,21	0,66	0,67	0,66	0,21	0,21	0,20	0,11
Mg#	0,74	0,73	0,73	0,74	0,58	0,43	0,45	0,77	0,74	0,73	0,77
Taux fusion (%)	8,01	8,11	8,73	8,19	–	–	–	8,62	8,40	7,95	2,24
2σ											
SiO2	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,06	0,05	0,05	0,01	0,01	<0,01	0,01
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al2O3	0,06	0,06	0,06	0,06	0,02	0,02	0,02	0,07	0,07	0,07	0,07
Cr2O3	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,07	0,08	0,09	0,09	0,09	0,07
FeO	0,18	0,18	0,09	0,18	0,27	0,33	0,32	0,18	0,19	0,19	0,18
MnO	0,04	0,04	0,09	0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03
MgO	0,11	0,11	0,09	0,11	0,12	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,11
CaO	0,02	0,02	0,09	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01
K2O	0,01	0,01	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,03	0,03	0,09	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04

Echantillon	SMS 8-2-25	SMS 10-5-6	SMS 10-5-6	SMS 11-2-4	SMS 13-4-11	SMS 13-4-11	SMS 13-4-11	SMS 14-5-1	SMS 14-5-1	SMS 14-5-1	SMS 14-5-1
Minéral	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle	Ferritchromite						
Oxide wt%											
SiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,42	d.l.
TiO2	0,34	d.l.	0,11	0,13	d.l.	d.l.	d.l.	0,45	0,39	0,39	0,47
Cr2O3	10,57	12,67	11,67	13,82	26,27	26,08	26,60	26,65	25,81	26,45	26,71
Al2O3	55,58	54,48	54,87	54,34	39,41	39,49	39,00	38,25	39,06	38,54	38,26
Fe2O3	1,39	1,70	1,56	0,70	3,17	2,82	3,32	4,25	4,72	3,60	4,42
FeO	11,48	10,78	10,79	10,90	14,48	14,79	14,23	14,15	13,95	14,84	14,27
MnO	0,13	0,12	d.l.	0,13	0,12	0,21	0,17	0,14	0,17	0,15	0,19
NiO	0,43	d.l.	d.l.	d.l.	0,18	0,19	0,19	0,19	0,18	0,18	0,23
MgO	18,73	19,22	19,24	19,27	15,05	14,72	15,14	15,60	15,85	15,61	15,56
CaO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TOTAL	98,65	98,96	98,22	99,29	98,69	98,31	98,64	99,68	100,13	100,17	100,10
Cr#	0,11	0,13	0,12	0,15	0,31	0,31	0,31	0,32	0,31	0,32	0,32
Mg#	0,77	0,78	0,78	0,79	0,67	0,66	0,67	0,67	0,67	0,66	0,66
Taux fusion (%)	2,21	3,97	3,20	4,74	–	–	–	–	–	–	–
2σ											
SiO2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO2	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Al2O3	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05
Cr2O3	0,07	0,07	0,07	0,12	0,10	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10
FeO	0,17	0,17	0,17	0,19	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21
MnO	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
MgO	0,11	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11
CaO	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01
K2O	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	-4,44	0,01	0,01
NiO	0,04	<0,01	<0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 14-5-8	SMS 14-5-8	SMS 14-5-8	SMS 15-3-16	SMS 17-4-2	SMS 17-4-2	SMS 17-4-2	SMS 17-4-2	SMS 17-4-19	SMS 17-4-19	SMS 17-4-32
Minéral	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle
Oxide wt%											
SiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TiO2	0,35	0,41	0,43	d.l.	0,12	0,18	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,11
Cr2O3	25,88	28,99	26,67	10,75	9,11	9,01	8,82	8,93	11,82	11,85	15,94
Al2O3	37,16	35,77	36,51	30,38	55,60	55,66	56,97	55,95	54,22	54,14	50,80
Fe2O3	5,71	4,95	5,56	29,91	3,76	4,97	3,31	3,54	2,02	2,41	1,60
FeO	14,50	15,30	15,07	18,55	10,69	10,62	10,20	10,12	12,07	11,73	12,34
MnO	0,14	0,22	0,18	0,45	d.l.	0,12	0,11	0,10	0,17	0,15	d.l.
NiO	d.l.	d.l.	d.l.	0,24	0,40	0,37	0,35	0,32	d.l.	d.l.	d.l.
MgO	15,14	14,78	14,79	11,62	19,25	19,60	19,73	19,48	18,22	18,49	17,91
CaO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TOTAL	98,88	100,44	99,22	101,90	98,93	100,53	99,48	98,43	98,51	98,77	98,69
Cr#	0,32	0,35	0,33	0,19	0,10	0,10	0,09	0,10	0,13	0,13	0,17
Mg#	0,64	0,63	0,63	0,37	0,76	0,75	0,77	0,77	0,75	0,75	0,75
Taux fusion (%)	—	—	—	—	0,88	0,77	0,36	0,64	3,41	3,44	6,51
2σ											
SiO2	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
TiO2	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al2O3	0,01	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07
Cr2O3	0,09	0,11	0,11	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,12	0,12	0,08
FeO	0,38	0,21	0,21	0,37	0,19	0,19	0,18	0,18	0,20	0,19	0,19
MnO	0,09	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
MgO	0,05	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,02
Na2O	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
K2O	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
NiO	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	<0,01

Echantillon	SMS 17-4-32	SMS 17-4-32	SMS 21-5-6	SMS 21-5-6	SMS 26-2-11	SMS 26-2-11	SMS 27-2-19	SMS 27-2-19	SMS 28-4-10	SMS 28-4-10	SMS 29-5-41
Minéral	Spinelle	Spinelle	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Ferritchromite
Oxide wt%											
SiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,05	0,01	d.l.	d.l.	10,78
TiO2	0,17	0,13	0,14	d.l.	0,34	0,20	0,03	0,09	d.l.	0,17	0,30
Cr2O3	15,95	15,40	35,82	35,58	38,63	38,46	12,82	12,75	14,84	14,55	32,90
Al2O3	50,66	51,28	32,28	32,37	27,68	27,91	54,02	54,04	51,99	52,05	4,26
Fe2O3	1,87	1,58	2,15	2,62	2,60	2,66	1,39	1,23	2,26	1,88	8,41
FeO	12,27	11,85	13,35	13,08	18,88	18,84	12,76	11,45	10,76	11,05	22,14
MnO	0,14	0,14	0,13	0,16	0,26	0,26	0,12	0,06	0,14	0,10	1,04
NiO	d.l.	d.l.	0,20	0,18	0,15	d.l.	d.l.	d.l.	0,35	0,36	0,09
MgO	17,94	18,16	15,28	15,38	11,37	11,40	17,97	18,71	18,76	18,63	14,25
CaO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,01	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TOTAL	99,00	98,53	99,36	99,36	99,92	99,73	99,16	98,34	99,11	98,79	94,18
Cr#	0,17	0,17	0,38	0,38	0,48	0,48	0,14	0,14	0,16	0,16	0,84
Mg#	0,75	0,76	0,70	0,70	0,55	0,55	0,70	0,77	0,77	0,77	0,52
Taux fusion (%)	6,53	6,14	-	-	-	-	4,15	4,10	5,72	5,55	-
2σ											
SiO2	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al2O3	0,07	0,07	0,06	0,06	0,13	0,13	0,06	0,06	0,06	0,06	0,02
Cr2O3	0,08	0,08	0,12	0,12	0,05	0,05	0,07	0,07	0,08	0,08	0,11
FeO	0,19	0,18	0,19	0,20	0,23	0,22	0,18	0,17	0,17	0,17	0,27
MnO	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06
MgO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,08	0,08	0,10	0,10	0,12	0,11	0,10
CaO	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02
Na2O	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
K2O	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01
NiO	<0,01	<0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	<0,01	<0,01	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 29-5-41	SMS 29-5-41	SMS 29-5-41	SMS 29-5-41	SMS 29-6-13	SMS 29-6-13	SMS 29-6-13	SMS 30-2-2	SMS 30-2-2	SMS 34-2-17	SMS 34-2-17
Minéral	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite
Oxide wt%											
SiO2	<0,01	8,13	15,02	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TiO2	d.l.	0,39	0,31	d.l.	0,16	0,13	d.l.	0,36	0,19	d.l.	d.l.
Cr2O3	39,75	36,31	33,83	40,32	17,58	17,14	17,36	33,13	32,77	46,18	46,31
Al2O3	28,85	2,43	3,59	28,12	49,60	49,68	49,04	35,14	35,26	21,90	21,79
Fe2O3	1,53	10,02	d.l.	1,82	1,49	1,98	2,29	1,61	2,57	2,47	2,57
FeO	14,92	26,01	23,65	15,00	11,85	11,60	11,60	13,03	12,50	17,01	17,01
MnO	0,19	1,63	1,32	0,23	d.l.	0,13	0,15	0,16	0,19	0,28	0,26
NiO	0,13	0,18	0,14	0,09	d.l.	d.l.	d.l.	0,20	0,16	d.l.	d.l.
MgO	13,79	8,81	15,00	13,68	18,16	18,24	17,98	15,95	16,27	11,83	11,85
CaO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TOTAL	99,15	93,92	92,85	99,26	98,83	98,89	98,43	99,59	99,92	99,67	99,79
Cr#	0,48	0,91	0,86	0,49	0,19	0,19	0,19	0,39	0,38	0,59	0,59
Mg#	0,66	0,37	0,59	0,65	0,76	0,76	0,75	0,72	0,72	0,59	0,58
Taux fusion (%)	–	–	–	–	7,50	7,29	7,50	–	–	–	–
2σ											
SiO2	0,01	0,04	0,05	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01
TiO2	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	<0,01	0,02
Al2O3	0,05	0,01	0,02	0,05	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,04	0,04
Cr2O3	0,13	0,12	0,12	0,13	0,09	0,09	0,09	0,12	0,12	0,15	0,15
FeO	0,20	0,29	0,24	0,20	0,18	0,18	0,18	0,19	0,19	0,22	0,22
MnO	0,04	0,07	0,06	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
MgO	0,10	0,08	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09
CaO	<0,01	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
K2O	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03				0,03	0,03	<0,01	d.l.

Echantillon	SMS 1-2-1	SMS 1-2-35	SMS 2-2-11								
Minéral	Serpentine										
Texture	mesh	mesh core									
Oxide wt%											
SiO2	41,83	39,55	40,21	41,31	40,67	39,17	38,42	39,97	39,37	40,99	40,71
TiO2	d.l.										
Al2O3	d.l.	0,08	0,11	d.l.	d.l.	1,81	2,82	d.l.	d.l.	d.l.	0,14
Cr2O3	d.l.										
FeO	5,64	6,73	6,26	4,83	6,63	4,90	5,20	7,07	6,45	3,95	5,72
MnO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,12	d.l.	d.l.	0,08	0,06
MgO	37,93	34,32	35,93	38,75	37,49	37,78	37,79	37,21	38,48	37,21	38,75
CaO	0,11	0,19	0,12	0,06	0,14	0,07	0,07	0,09	0,07	0,07	0,03
Na2O	d.l.										
K2O	d.l.										
NiO	0,40	0,69	0,41	0,28	0,42	0,41	0,47	0,42	0,48	0,37	0,39
TOTAL	85,92	81,55	83,04	85,23	85,35	84,14	84,88	84,75	84,85	82,67	85,80
2σ											
SiO2	0,10	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10
TiO2	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02
Al2O3	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
Cr2O3	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
FeO	0,12	0,13	0,12	0,11	0,12	0,11	0,11	0,13	0,12	0,11	0,12
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,15	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
K2O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
NiO	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03

Echantillon	SMS 2-2-11	SMS 2-2-11	SMS 2-2-11	SMS 2-2-17	SMS 2-2-17	SMS 2-2-17	SMS 3-2-1				
Minéral	Serpentine										
Texture	mesh	mesh	mesh	mesh	mesh	mesh core	mesh	mesh	mesh	mesh	mesh
Oxide wt%											
SiO2	42,28	42,28	41,19	37,95	41,61	40,71	41,06	41,00	40,79	41,27	41,01
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,06	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Al2O3	0,56	0,56	0,14	0,53	0,27	0,14	0,47	0,35	0,51	0,23	0,55
Cr2O3	0,02	0,02	d.l.								
FeO	3,24	3,24	3,87	5,00	4,76	5,72	5,10	5,30	5,05	5,03	5,42
MnO	0,05	0,05	d.l.	0,08	0,03	0,06	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
MgO	37,82	37,82	38,40	34,83	38,32	38,75	37,32	38,91	37,64	39,45	35,20
CaO	0,08	0,08	0,07	0,03	0,04	0,03	0,08	0,07	d.l.	d.l.	0,11
Na2O	0,01	0,01	d.l.	d.l.	0,02	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,14
K2O	0,02	0,02	d.l.	0,01	d.l.						
NiO	0,18	0,18	0,37	0,25	0,30	0,39	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TOTAL	84,26	84,26	84,04	78,67	85,42	85,80	84,03	85,63	83,99	85,99	82,42
2σ											
SiO2	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,01
TiO2	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,09
Al2O3	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,03
Cr2O3	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	0,09	0,09	0,11	0,11	0,11	0,12	0,10	0,08	0,08	0,09	0,08
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,15	0,15	0,14	0,14	0,15	0,15	0,14	0,13	0,13	0,15	0,15
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 4-2-1	SMS 4-2-1	SMS 4-2-1	SMS 5-4-14	SMS 5-4-14	SMS 5-4-14	SMS 5-4-17				
Minéral	Serpentine										
Texture	mesh rim	mesh rim	mesh	mesh core							
Oxide wt%											
SiO2	36,09	39,19	39,63	42,01	39,90	41,53	41,25	38,92	39,88	39,67	39,31
TiO2	0,02	d.l.									
Al2O3	0,12	0,10	0,56	0,21	0,56	0,45	0,51	3,47	3,07	2,88	0,06
Cr2O3	0,01	0,02	0,02	d.l.							
FeO	4,98	5,83	6,38	3,81	6,25	5,90	5,61	4,56	4,04	4,38	5,44
MnO	0,03	0,06	0,11	d.l.							
MgO	34,12	34,90	34,92	38,82	35,13	36,88	35,66	37,20	38,29	38,14	39,53
CaO	0,08	d.l.	0,04	d.l.	0,08	0,09	0,12	0,10	0,07	d.l.	d.l.
Na2O	0,04	0,07	0,02	0,08	0,22	0,13	0,15	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	0,06	0,03	d.l.								
NiO	0,27	0,35	0,32	d.l.							
TOTAL	75,82	80,56	82,01	84,93	82,13	84,98	83,30	84,24	85,34	85,08	84,34
2σ											
SiO2	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10
TiO2	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,02	0,02	<0,01
Al2O3	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
Cr2O3	0,01	0,02	0,01	0,01	<0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
FeO	0,11	0,12	0,13	0,09	0,08	0,12	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,14	0,14	0,14	0,15	0,13	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14	0,14
CaO	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	<0,01
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
NiO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	<0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04

Echantillon	SMS 5-4-17	SMS 6-3-14	SMS 7-3-7	SMS 7-3-7	SMS 7-3-7						
Minéral	Serpentine										
Texture	mesh										
Oxide wt%											
SiO2	42,44	40,67	40,31	40,13	36,82	39,51	38,38	37,35	38,59	40,78	40,23
TiO2	d.l.	0,02	d.l.	0,02							
Al2O3	0,20	0,19	0,58	0,19	0,39	0,15	0,07	d.l.	0,65	0,88	0,25
Cr2O3	d.l.	0,03	0,01								
FeO	5,54	4,41	4,28	4,33	14,82	4,65	6,12	4,52	7,19	3,44	5,66
MnO	d.l.	d.l.	0,09	d.l.	d.l.	0,08	d.l.	d.l.	0,07	0,03	0,07
MgO	35,26	37,81	37,72	37,08	31,98	36,64	36,96	34,98	38,12	39,31	38,22
CaO	0,22	d.l.	d.l.	d.l.	0,18	0,06	0,08	d.l.	0,06	0,03	0,04
Na2O	0,14	0,08	0,06	0,06	0,16	d.l.	0,06	d.l.	0,01	0,01	0,05
K2O	0,42	d.l.	d.l.	d.l.	0,06	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	-	0,10	0,15	-	d.l.	0,29	0,42	0,19	0,35	0,44	0,40
TOTAL	84,22	83,25	83,20	81,90	84,40	81,38	82,08	77,04	85,06	84,97	84,95
2σ											
SiO2	0,09	0,10	0,10	0,09	0,13	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02
Al2O3	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01
Cr2O3	0,01	0,02	<0,01	0,01	0,02	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,01	0,01
FeO	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,13	0,12	0,08	0,13	0,09	0,12
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,14	0,14	0,15	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
CaO	0,03	0,03	0,02	0,03	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
NiO	-	0,04	0,03	-	0,04	0,03	0,03	<0,01	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 7-3-7	SMS 8-2-17	SMS 8-2-25	SMS 8-2-25	SMS 8-2-25						
Minéral	Serpentine										
Texture	mesh	mesh	mesh	mesh	mesh	mesh core	mesh rim	mesh core	mesh	mesh	mesh
Oxide wt%											
SiO2	41,02	40,85	39,56	41,11	41,82	39,36	39,08	40,82	42,90	40,83	39,09
TiO2	0,03	d.l.	0,06	0,03	d.l.						
Al2O3	0,38	0,32	0,63	0,19	0,16	0,34	0,11	0,54	0,08	0,08	0,42
Cr2O3	d.l.	0,11	d.l.	0,01	d.l.						
FeO	5,48	5,63	6,95	4,95	5,42	10,60	6,64	11,11	2,91	5,24	6,46
MnO	0,05	0,09	d.l.	0,10	d.l.	0,13	d.l.	0,14	0,05	0,04	d.l.
MgO	37,31	39,06	37,80	39,42	38,33	33,36	37,83	33,28	39,72	38,91	37,44
CaO	0,19	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,11	d.l.	d.l.	0,05	0,05	0,10
Na2O	0,12	d.l.	0,01	0,01	d.l.						
K2O	d.l.	0,06	d.l.	d.l.							
NiO	0,20	0,36	0,38	0,28	0,36	0,39	0,33	0,42	d.l.	0,42	0,33
TOTAL	84,78	86,42	85,31	86,05	86,09	84,27	83,99	86,31	85,84	85,62	83,83
2σ											
SiO2	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
TiO2	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Al2O3	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01
Cr2O3	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01
FeO	0,14	0,12	0,13	0,11	0,12	0,16	0,13	0,17	0,08	0,11	0,12
MnO	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,13	0,15	0,15	0,15	0,15	0,13	0,15	0,14	0,15	0,15	0,14
CaO	0,03	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
NiO	<0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	<0,01	0,03	0,03

Echantillon	SMS 8-2-25	SMS 8-2-25	SMS 8-2-25	SMS 10-5-6	SMS 11-2-11	SMS 11-2-11	SMS 11-2-4				
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine								
Texture	mesh	mesh	mesh								
Oxide wt%											
SiO2	41,89	40,68	41,47	38,56	37,82	39,94	39,63	38,11	44,38	41,99	42,53
TiO2	0,04	0,03	0,02	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,02	d.l.	d.l.
Al2O3	0,12	0,18	0,10	0,06	0,12	d.l.	d.l.	d.l.	0,52	0,53	1,17
Cr2O3	0,01	0,09	0,01	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,04	0,03	d.l.
FeO	3,28	4,18	3,39	6,15	6,54	7,19	5,89	8,87	2,96	2,37	2,98
MnO	0,06	0,05	0,07	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,06	0,03	d.l.
MgO	39,84	38,68	40,35	38,19	36,74	37,14	38,06	35,40	38,58	40,70	39,39
CaO	0,06	0,07	0,03	0,09	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,13	0,03	0,13
Na2O	0,02	0,04	0,02	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,01	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.								
NiO	0,30	0,21	0,18	-	-	-	-	-	0,09	0,36	d.l.
TOTAL	85,62	84,19	85,65	83,04	81,23	84,27	83,58	82,38	86,77	86,03	86,21
2σ											
SiO2	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10
TiO2	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	<0,01
Al2O3	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01
Cr2O3	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,02	<0,01
FeO	0,09	0,10	0,09	0,12	0,13	0,13	0,12	0,15	0,09	0,11	0,10
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,15	0,14	0,14
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
K2O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
NiO	0,03	0,03	0,03	-	-	-	-	-	0,03	0,04	0,03

Echantillon	SMS 11-2-4	SMS 11-2-4	SMS 13-4-11	SMS 13-4-11	SMS 13-4-11	SMS 14-5-1					
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Texture	mesh	mesh	mesh core	mesh	mesh	mesh rim	mesh core	mesh rim	mesh core	mesh rim	mesh rim
Oxide wt%											
SiO2	43,41	40,90	43,32	41,07	42,20	40,06	41,34	38,30	40,46	35,63	41,67
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,02	d.l.	0,01	0,01	0,02	0,06
Al2O3	0,36	0,25	0,58	0,97	2,90	d.l.	0,02	d.l.	0,01	0,02	d.l.
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,02	d.l.	0,02	d.l.	d.l.	d.l.
FeO	2,57	5,11	2,44	4,94	3,37	4,49	4,17	6,09	4,32	9,74	3,96
MnO	d.l.	0,09	d.l.	d.l.	d.l.	0,04	0,05	0,08	0,01	0,03	0,03
MgO	40,47	39,02	39,79	35,81	38,49	35,05	36,52	34,73	38,19	33,52	38,42
CaO	d.l.	0,09	d.l.	0,12	d.l.	0,08	0,10	0,06	0,01	0,09	0,09
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,04	0,08	0,04	0,03	0,07	0,03
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,01	0,02	d.l.	0,02	0,02	0,01
NiO	d.l.	d.l.	0,37	0,32	0,17	0,28	0,20	0,33	0,30	0,41	0,33
TOTAL	86,81	85,46	86,50	83,24	87,13	80,11	82,50	79,65	83,35	79,55	84,60
2σ											
SiO2	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10
TiO2	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Al2O3	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr2O3	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,02	<0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01
FeO	0,13	0,12	0,08	0,11	0,09	0,11	0,10	0,12	0,10	0,16	0,10
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14	0,15
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 14-5-1	SMS 14-5-1	SMS 14-5-1	SMS 14-5-8	SMS 14-5-8	SMS 14-5-8	SMS 14-5-8	SMS 15-3-16	SMS 17-4-19	SMS 17-4-19	SMS 17-4-19
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine							
Texture	mesh rim	mesh core	mesh rim	mesh	mesh	mesh	mesh	mesh	mesh	mesh	mesh
Oxide wt%											
SiO2	39,67	41,79	41,04	40,07	41,48	40,75	40,69	35,93	42,41	42,16	38,21
TiO2	0,03	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.						
Al2O3	0,05	d.l.	0,03	d.l.	d.l.	0,05	0,06	3,61	0,30	0,17	3,38
Cr2O3	0,08	0,05	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,35
FeO	5,36	3,71	5,71	4,23	4,20	6,40	5,73	4,95	2,47	2,80	7,45
MnO	0,05	0,07	0,04	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,10	d.l.	0,30
MgO	35,51	38,91	37,16	38,32	38,05	37,05	37,06	33,84	40,07	41,04	33,24
CaO	0,04	0,09	0,03	d.l.	0,08	0,12	0,18	d.l.	d.l.	d.l.	0,08
Na2O	0,04	0,07	0,03	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,05	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	0,01	0,01	0,02	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	0,31	0,21	0,37	0,32	0,28	0,30	0,32	0,09	d.l.	0,43	d.l.
TOTAL	81,15	84,90	84,43	82,95	84,10	84,68	84,05	78,47	85,34	86,60	83,02
2σ											
SiO2	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
TiO2	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al2O3	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
Cr2O3	0,02	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01
FeO	0,12	0,10	0,12	0,10	0,10	0,12	0,12	0,11	0,11	0,10	0,10
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,15	0,16	0,16
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
K2O	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	<0,01	<0,01	<0,01

Echantillon	SMS 17-4-19	SMS 17-4-2	SMS 17-4-2	SMS 17-4-2	SMS 17-4-2	SMS 17-4-32					
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Texture	mesh	mesh core	mesh rim	mesh	mesh core	mesh rim	mesh core	mesh rim	mesh	mesh	mesh core
Oxide wt%											
SiO2	43,22	40,90	40,31	41,20	41,61	41,35	38,90	39,48	39,57	38,49	39,09
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Al2O3	0,47	2,69	2,77	1,97	1,64	0,51	0,09	0,12	d.l.	0,06	0,07
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
FeO	2,37	2,17	2,96	1,50	3,46	3,26	6,33	5,00	3,77	4,05	5,60
MnO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	d.l.
MgO	40,76	38,50	38,06	39,38	38,66	39,19	38,30	38,75	40,87	42,25	38,36
CaO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,10	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,06	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	d.l.	0,34	0,34	0,37	0,28	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TOTAL	86,83	84,61	84,44	84,41	85,65	84,45	83,82	83,46	84,31	84,95	83,12
2σ											
SiO2	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
TiO2	0,02	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al2O3	<0,01	0,01	0,02	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr2O3	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01
FeO	0,12	0,08	0,09	0,06	0,10	0,09	0,12	0,11	0,10	0,10	0,12
MnO	0,03	0,03	0,03	<0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,15
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01
K2O	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01
NiO	<0,01	0,03	0,03	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01

Echantillon	SMS 17-4-32	SMS 17-4-32	SMS 17-4-32	SMS 21-5-6	SMS 21-5-6	SMS 21-5-6	SMS 21-5-6	SMS 22-6-13	SMS 22-6-13	SMS 22-6-13	SMS 27-2-19
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Texture	mesh	mesh	mesh	mesh rim	mesh rim	mesh	mesh core	mesh	mesh	mesh core	mesh
Oxide wt%											
SiO2	39,55	39,22	42,73	40,47	41,10	41,80	40,24	40,90	41,04	41,91	41,08
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Al2O3	d.l.	d.l.	0,20	0,07	0,07	d.l.	0,13	2,35	0,57	1,98	2,11
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
FeO	4,30	3,68	3,01	4,58	5,99	4,14	5,80	4,97	3,59	2,34	2,58
MnO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
MgO	40,46	41,83	39,79	35,86	36,23	37,15	35,90	36,00	36,35	39,39	39,97
CaO	d.l.	d.l.	d.l.	0,07	0,12	0,07	d.l.	0,08	d.l.	d.l.	d.l.
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	0,07	0,12	d.l.	0,12	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	0,06	d.l.	d.l.	d.l.	0,06	d.l.	0,06	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	d.l.	d.l.	d.l.	0,33	0,39	0,30	0,32	0,36	0,32	0,31	0,24
TOTAL	84,38	84,73	85,73	81,46	84,09	83,45	82,57	84,67	81,88	85,93	85,98
2σ											
SiO2	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
TiO2	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,02	0,02
Al2O3	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr2O3	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
FeO	0,10	0,10	0,09	0,10	0,12	0,10	0,12	0,11	0,10	0,10	0,08
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,16	0,16	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15
CaO	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
NiO	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 27-2-19	SMS 27-2-19	SMS 27-2-19	SMS 27-2-19	SMS 28-4-10	SMS 29-5-41					
Minéral	Serpentine										
Texture	mesh	mesh	mesh core	mesh rim	mesh	mesh	mesh	mesh	mesh	mesh core	mesh core
Oxide wt%											
SiO2	40,35	39,74	40,94	41,75	43,22	41,64	42,44	40,84	40,38	41,50	41,90
TiO2	d.l.	d.l.	0,01	d.l.	d.l.	d.l.	0,01	d.l.	d.l.	0,03	d.l.
Al2O3	1,05	0,60	0,07	0,18	0,38	1,19	0,45	1,42	1,14	0,02	d.l.
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.	0,02	d.l.	d.l.	0,02	0,02	d.l.	0,03	d.l.
FeO	4,44	5,07	2,65	1,84	1,76	2,41	1,88	2,69	3,40	4,24	2,59
MnO	d.l.	0,10	d.l.	0,04	0,07	0,03	0,06	0,03	0,04	0,06	d.l.
MgO	37,41	35,25	36,51	40,40	39,72	39,89	39,56	39,49	38,74	36,74	39,88
CaO	0,08	0,08	0,10	0,06	0,03	0,02	0,07	0,04	0,07	0,09	d.l.
Na2O	0,01	d.l.	d.l.	0,03	0,01	0,04	0,01	0,03	0,04	0,12	0,06
K2O	d.l.	0,04	d.l.								
NiO	0,23	0,33	0,42	0,30	0,47	0,39	0,40	0,43	0,51	0,23	0,42
TOTAL	83,57	81,16	80,69	84,64	85,66	85,60	84,91	84,99	84,30	83,08	84,84
2σ											
SiO2	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10
TiO2	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02
Al2O3	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
Cr2O3	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
FeO	0,10	0,11	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07	0,08	0,09	0,10	0,08
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,14	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04

Echantillon	SMS 29-5-41	SMS 29-6-13	SMS 29-6-13	SMS 29-6-13	SMS 30-2-2	SMS 30-2-2					
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine								
Texture	mesh rim	mesh rim	mesh rim	mesh	mesh rim	mesh rim	mesh	mesh	mesh	mesh core	mesh core
Oxide wt%											
SiO2	40,56	40,11	42,70	41,33	41,56	41,38	42,32	40,60	41,32	42,73	42,50
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.								
Al2O3	d.l.	0,21	d.l.	0,19	d.l.	d.l.	0,19	1,22	0,97	0,22	0,34
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.								
FeO	4,05	3,59	2,51	5,02	2,68	2,28	3,51	4,11	4,04	3,40	4,12
MnO	d.l.	0,09	0,08	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,09	d.l.	d.l.	d.l.
MgO	34,48	36,36	40,65	38,48	37,53	39,24	39,32	37,46	38,42	40,12	38,34
CaO	d.l.	0,08	0,06	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,09	d.l.	d.l.	d.l.
Na2O	0,06	0,08	d.l.	d.l.	0,07	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.								
NiO	0,49	0,55	0,53	0,43	0,39	0,38	-	-	-	0,38	0,33
TOTAL	79,64	81,06	86,52	85,46	82,22	83,29	85,34	83,58	84,75	86,85	85,62
2σ											
SiO2	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,01	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10
TiO2	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,09	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,02
Al2O3	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr2O3	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
FeO	0,10	0,10	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,10	0,10	0,09	0,10
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,13	0,14	0,15	0,13	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	-	-	-	0,03	0,03

Echantillon	SMS 30-2- 2	SMS 30-2- 2	SMS 33-3- 27	SMS 33-3- 27	SMS 33-3- 27	SMS 34-2- 17	SMS 34-2- 17	SMS 34-2- 17	SMS 34-2- 17
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Texture	mesh	mesh	mesh	mesh	mesh rim	mesh	mesh	mesh	mesh
Oxide wt%									
SiO2	41,22	42,30	41,66	41,63	41,05	42,86	42,02	42,53	39,95
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Al2O3	0,29	0,21	0,21	0,25	0,21	0,23	0,16	0,17	0,13
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.		d.l.
FeO	4,24	3,12	5,54	5,60	3,04	2,73	3,41	2,72	6,02
MnO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
MgO	35,75	40,28	38,45	37,26	37,79	39,65	39,30	39,72	38,25
CaO	0,08	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,07	0,06	d.l.
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,06	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	0,42	0,32	0,39	0,36	0,34	d.l.	d.l.	-	d.l.
TOTAL	82,01	86,23	86,24	85,10	82,49	85,47	84,97	85,20	84,35
2σ									
SiO2	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10
TiO2	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,02
Al2O3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
Cr2O3	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
FeO	0,10	0,09	0,12	0,12	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,14	0,15	0,15	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,13
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
K2O	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	<0,01	<0,01	-	0,03

Echantillon	SMS 1-2-1	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 2-2-11	SMS 2-2-11	SMS 2-2-17	SMS 2-2-17	SMS 3-2-1	SMS 4-2-1	SMS 4-2-1	SMS 4-2-1
Minéral	Serpentine										
Texture	bastite après OPX	bastite après OPX	bastite après CPX	bastite après OPX							
Oxide wt%											
SiO2	39,84	38,23	38,15	41,44	37,55	34,20	35,92	39,45	40,28	40,09	40,69
TiO2	0,01	0,16	d.l.	0,04	d.l.	0,43	0,23	d.l.	d.l.	0,12	0,11
Al2O3	0,04	3,87	2,88	2,91	3,60	3,53	2,90	3,58	6,48	6,73	4,51
Cr2O3	0,04	1,49	d.l.	d.l.	0,61	1,28	1,93	0,37	0,68	0,71	0,58
FeO	7,32	7,69	6,85	4,91	8,86	3,64	8,25	6,92	3,20	3,71	6,30
MnO	0,08	0,21	0,14	0,14	0,22	0,04	0,09	0,21	d.l.	d.l.	0,10
MgO	36,88	34,38	35,52	37,18	34,11	32,52	33,88	35,07	34,35	32,76	31,87
CaO	0,03	d.l.	0,11	0,13	0,08	0,04	0,05	d.l.	0,10	0,22	0,22
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	0,03	0,02	0,03	d.l.	d.l.	0,08	0,10	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	0,02	d.l.	0,05	d.l.	d.l.	0,06	d.l.	0,06
NiO	0,35	d.l.	0,51	0,02	0,16	0,15	0,10	d.l.	0,13	d.l.	0,10
TOTAL	84,60	86,04	84,17	86,84	85,20	75,91	83,35	85,61	85,36	84,45	84,53
2σ											
SiO2	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,12	0,02	0,02	0,02
Al2O3	<0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
Cr2O3	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02
FeO	0,13	0,13	0,13	0,11	0,15	0,10	0,14	0,12	0,09	0,10	0,12
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,14	0,17	0,17	0,17	0,16
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Na2O	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,03	<0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 4-2-1	SMS 5-4-14	SMS 5-4-14	SMS 5-4-14	SMS 6-3-14	SMS 7-3-7	SMS 8-2-17	SMS 8-2-25				
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Texture	bastite	bastite après OPX	bastite après OPX	bastite après OPX	bastite après CPX	bastite après OPX	bastite après OPX					
Oxide wt%												
SiO2	41,88	40,54	39,93	40,56	40,27	41,23	37,29	39,55	41,29	37,62	37,73	
TiO2	0,07	0,13	d.l.	0,11								
Al2O3	0,87	5,52	6,93	4,72	0,37	0,42	1,17	3,16	1,20	3,07	3,70	
Cr2O3	0,04	0,80	0,91	0,86	d.l.	d.l.	0,08	d.l.	d.l.	0,75	0,54	
FeO	3,57	5,84	5,13	5,54	3,61	3,22	8,28	9,31	6,57	8,09	8,79	
MnO	0,11	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,15	0,09	0,22	0,27	
MgO	35,60	28,93	31,28	26,33	37,51	38,09	32,59	34,63	37,75	35,56	32,76	
CaO	0,20	2,11	1,57	3,29	d.l.	d.l.	0,10	0,07	0,03	d.l.	0,12	
Na2O	0,05	0,09	d.l.	0,09	d.l.	0,06	0,07	d.l.	d.l.	d.l.	0,04	
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	0,05	d.l.	0,05	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	
NiO	0,05	0,11	0,13	0,16	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,05	0,12	0,20	
TOTAL	82,44	84,07	85,89	81,62	81,75	83,06	79,57	86,87	86,98	85,43	84,25	
2σ												
SiO2	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02	
Al2O3	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	
Cr2O3	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02	
FeO	0,10	0,12	0,11	0,11	0,14	0,15	0,14	0,12	0,12	0,14	0,15	
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	
MgO	0,14	0,15	0,16	0,14	0,13	0,12	0,13	0,16	0,15	0,14	0,13	
CaO	0,03	0,06	0,06	0,08	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	
K2O	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	

Echantillon	SMS 10-5-6	SMS 11-2-4	SMS 13-4-11	SMS 13-4-11	SMS 15-3-16	SMS 17-4-32	SMS 17-4-32				
Minéral	Serpentine										
Texture	bastite après CPX	bastite après CPX	bastite après OPX								
Oxide wt%											
SiO2	39,10	39,19	39,90	41,30	42,04	39,00	38,38	38,40	39,13	38,48	39,81
TiO2	0,22	0,12	3,72	3,15	3,21	0,10	0,17	0,14	d.l.	d.l.	d.l.
Al2O3	3,40	3,78	35,77	35,52	35,64	4,30	3,78	3,68	0,32	4,26	3,56
Cr2O3	0,66	0,59	d.l.	d.l.	0,05	0,67	1,93	2,15	d.l.	1,03	0,28
FeO	7,14	7,74	d.l.	d.l.	0,10	7,64	6,72	6,51	4,68	6,67	6,13
MnO	0,12	d.l.	5,68	2,99	3,03	0,14	0,13	d.l.	d.l.	0,27	0,32
MgO	34,41	34,51	d.l.	d.l.	d.l.	27,32	35,31	34,81	35,83	31,52	34,14
CaO	d.l.	0,11	d.l.	d.l.	0,12	0,26	d.l.	d.l.	0,06	0,09	0,07
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,05	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	0,41	0,56	0,43	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	-	-	0,08	0,08	0,10	0,26	d.l.	d.l.	0,40	0,12	d.l.
TOTAL	85,05	86,05	85,55	83,60	84,72	79,73	86,42	85,69	80,41	82,44	84,32
2σ											
SiO2	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,10	0,02	0,02
Al2O3	0,02	0,02	0,03	0,03	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Cr2O3	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02
FeO	0,13	0,14	<0,01	0,02	0,02	0,13	0,13	0,13	0,03	0,13	0,12
MnO	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,15	0,04	0,04
MgO	0,14	0,14	0,02	0,01	0,01	0,15	0,14	0,14	0,03	0,16	0,17
CaO	0,02	0,02	0,10	0,09	0,09	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Na2O	0,01	<0,01	0,15	0,15	0,15	0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,01	0,01
K2O	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	<0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
NiO	-	-	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 17-4-19	SMS 17-4-19	SMS 17-4-19	SMS 17-4-19	SMS 21-5-6	SMS 21-5-6	SMS 22-6-13	SMS 26-2-11	SMS 27-2-19	SMS 28-4-10	SMS 29-5-41a
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine							
Texture	bastite après CPX	bastite après CPX	bastite après OPX	bastite après OPX	bastite après OPX	bastite après OPX	bastite après CPX	veine (après cpx?)	bastite après OPX	bastite après CPX	bastite après OPX
Oxide wt%											
SiO2	39,72	39,84	37,66	39,15	40,46	40,60	43,07	40,28	38,89	40,20	38,62
TiO2	0,11	d.l.	0,12	0,11	d.l.	0,14	0,18	d.l.	0,10	d.l.	d.l.
Al2O3	3,95	3,74	3,09	3,24	2,23	1,61	2,10	3,98	2,26	1,38	1,23
Cr2O3	d.l.	d.l.	0,60	0,39	0,78	0,97	0,67	1,39	0,17	0,02	1,14
FeO	5,54	5,53	7,98	7,59	7,19	6,06	7,25	3,57	2,30	4,26	4,34
MnO	d.l.	0,14	0,32	0,25	0,09	0,10	0,16	d.l.	0,06	0,08	d.l.
MgO	36,11	35,70	32,96	33,49	31,79	32,65	31,98	37,62	38,22	38,92	30,53
CaO	0,08	0,09	0,12	0,07	0,44	0,69	0,40	0,12	0,07	0,06	1,56
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,14	0,14	d.l.	d.l.	0,03	d.l.	d.l.
K2O	0,06	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,08	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	-	d.l.	d.l.	d.l.	0,15	0,21	0,20	0,11	0,18	0,46	0,40
TOTAL	85,56	85,04	82,85	84,28	83,27	83,24	86,01	87,06	82,25	85,38	77,81
2σ											
SiO2	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,08
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,10
Al2O3	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03
Cr2O3	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
FeO	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,10	0,08	0,10	0,03
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,14
MgO	0,14	0,14	0,16	0,14	0,16	0,17	0,16	0,15	0,14	0,15	0,03
CaO	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01
Na2O	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,02
NiO	-	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05

Echantillon	SMS 29-5-41a	SMS 29-5-41a	SMS 29-5-41	SMS 29-5-41	SMS 29-5-41	SMS 29-6-13	SMS 29-6-13	SMS 29-6-13	SMS 29-6-13	SMS 30-2-2	SMS 30-2-2
Minéral	Serpentine	Serpentine									
Texture	bastite après OPX	bastite après OPX?	bastite après OPX?								
Oxide wt%											
SiO2	43,79	38,84	40,70	41,14	38,96	36,21	37,98	37,65	37,23	38,06	38,99
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,16	0,10	0,17	0,13	0,10	0,13
Al2O3	3,14	1,46	3,80	3,20	1,13	2,68	2,59	2,79	2,45	2,53	2,03
Cr2O3	1,30	1,13	1,23	1,24	0,92	0,75	0,78	0,89	0,81	1,31	1,17
FeO	3,86	6,12	4,72	5,30	5,43	7,99	5,40	5,26	5,50	4,74	4,68
MnO	d.l.	0,25	0,09	0,08	0,09	0,20	0,16	0,16	0,15	0,10	0,09
MgO	34,66	33,62	34,29	31,45	35,74	32,29	35,52	35,14	32,54	32,82	32,40
CaO	0,44	0,36	d.l.	0,10	0,14	0,40	0,10	0,14	0,12	0,10	0,11
Na2O	d.l.	0,08	d.l.	0,08	d.l.	0,09	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	0,10	d.l.	0,06	0,06	d.l.	0,08	d.l.	d.l.
NiO	0,21	0,42	0,14	0,26	0,35	-	-	-	-	0,13	0,17
TOTAL	87,42	82,29	84,99	82,95	82,75	80,81	82,69	82,21	79,00	79,90	79,77
2σ											
SiO2	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
TiO2	0,10	0,12	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,10	0,02
Al2O3	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02
Cr2O3	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
FeO	0,03	0,03	0,11	0,12	0,12	0,14	0,12	0,11	0,12	0,03	0,10
MnO	0,15	0,15	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,15	0,03
MgO	0,03	0,03	0,17	0,17	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,03	0,12
CaO	0,01	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03
Na2O	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
K2O	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	-	-	-	-	0,03	0,03

Echantillon	SMS 30-2- 2	SMS 33-3- 27	SMS 33-3- 27	SMS 33-3- 27	SMS 33-3- 27	SMS 34-2- 17	SMS 34-2- 17
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Texture	bastite après OPX?	bastite	bastite	bastite	bastite	bastite après CPX	bastite après CPX
Oxide wt%							
SiO2	38,84	41,81	42,50	39,59	38,76	41,07	39,97
TiO2	0,13	0,10	0,18	0,12	0,10	0,11	0,30
Al2O3	2,01	4,53	4,00	4,17	3,45	1,45	1,93
Cr2O3	1,28	0,77	0,82	0,66	0,60	0,56	0,57
FeO	4,96	7,88	9,29	7,73	8,22	7,99	7,77
MnO	d.l.	d.l.	0,16	0,15	0,12	0,10	0,13
MgO	31,04	26,59	26,89	30,66	27,99	34,39	33,43
CaO	0,07	0,68	0,41	0,41	0,18	0,16	0,22
Na2O	d.l.	d.l.	0,11	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	0,07	0,11	0,16	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	0,12	0,16	0,37	0,20	0,22	-	-
TOTAL	78,52	82,65	84,88	83,68	79,63	85,82	84,32
2σ							
SiO2	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Al2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Cr2O3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
FeO	0,12	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,16	0,12	0,12	0,13	0,13	0,14	0,14
CaO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	-	-

Echantillon	SMS 7-3-7	SMS 8-2-25	SMS 8-2-25	SMS 13-4-11	SMS 13-4-11	SMS 13-4-11	SMS 14-5-8	SMS 15-3-16	SMS 15-3-16	SMS 21-5-6	SMS 22-6-13
Minéral	Chrysotile										
Texture	Veine fibreuse										
Oxide wt%											
SiO2	40,65	38,73	38,07	42,55	42,18	42,48	41,72	39,46	39,29	39,59	37,80
TiO2	0,01	d.l.									
Al2O3	0,67	d.l.	0,84	0,90	0,70	0,89	0,06	0,78	0,80	0,07	1,11
Cr2O3	0,01	d.l.									
FeO	5,40	7,27	7,26	5,34	5,11	5,34	7,86	3,45	3,77	6,35	5,10
MnO	0,20	1,97	1,40	0,11	d.l.	0,10	0,10	d.l.	d.l.	d.l.	0,16
MgO	36,84	33,78	32,94	28,43	28,01	26,02	33,21	35,35	33,97	34,05	28,07
CaO	0,03	d.l.	0,14	0,12	0,09	0,10	0,16	d.l.	0,06	0,08	d.l.
Na2O	0,02	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,09	0,08	0,10	0,09
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	0,06	d.l.	0,09	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	0,23	0,28	0,48	0,44	0,39	0,54	d.l.	0,15	0,22	0,36	0,26
TOTAL	84,06	82,03	81,12	77,95	76,49	75,54	83,11	79,27	78,19	80,59	72,60
2σ											
SiO2	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,08
TiO2	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,02
Al2O3	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01
Cr2O3	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
FeO	0,11	0,13	0,13	0,02	<0,01	0,02	0,14	0,09	0,10	0,13	0,11
MnO	0,03	0,07	0,06	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,14	0,14	0,14	0,01	0,01	0,01	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13
CaO	0,02	0,02	0,02	0,11	0,11	0,11	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,13	0,13	0,12	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K2O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 22-6-13	SMS 2-2-17	SMS 5-4-17	SMS 5-4-17	SMS 5-4-17	SMS 5-4-17	SMS 6-3-14	SMS 6-3-14	SMS 6-3-14	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17
Minéral	Chrysotile	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Texture	Veine fibreuse	veine	veine recristallisé e	veine	veine	veine	veine	veine	veine	veine recristallisé e lamellaire	veine recristallisé e lamellaire
Oxide wt%											
SiO2	39,86	41,49	40,56	42,11	42,56	42,53	39,84	40,17	38,04	43,73	44,25
TiO2	d.l.	0,02	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Al2O3	1,06	0,74	4,25	0,25	0,22	0,20	0,07	d.l.	d.l.	0,64	0,63
Cr2O3	d.l.	0,54	0,87	d.l.	d.l.						
FeO	5,47	5,03	4,22	3,58	2,65	2,55	4,32	4,49	6,44	4,34	4,24
MnO	0,30	0,07	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
MgO	29,52	36,91	35,73	36,57	38,76	38,96	35,60	37,73	37,96	38,28	37,62
CaO	0,09	0,08	0,10	0,10	d.l.	0,08	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Na2O	0,08	0,03	d.l.	0,06	0,06	0,11	0,10	0,06	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	0,05	0,01	d.l.	0,18	0,10	0,12	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	0,32	0,08	-	d.l.	d.l.	d.l.	0,19	0,28	0,37	0,17	0,20
TOTAL	76,75	84,99	85,73	82,86	84,35	84,55	80,13	82,74	82,81	87,15	86,94
2σ											
SiO2	0,08	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,02	<0,01	0,02
Al2O3	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Cr2O3	<0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,03	0,03	0,01	0,01
FeO	0,11	0,11	0,10	0,09	0,08	0,08	0,09	0,13	0,13	0,10	0,10
MnO	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,13	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,03	0,03	-	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17	
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	
Texture	veine recristallisé e lamellaire	veine recristallisé e granulaire	veine recristallisé e granulaire	veine recristallisé e granulaire	veine fibreuse	veine recristallisé e lamellaire	veine recristallisé e interpénétrative	veine recristallisé e interpénétrative	veine recristallisé e interpénétrative			
Oxide wt%												
SiO2	44,03	44,18	43,87	43,80	41,86	43,73	44,25	44,03	44,18	43,87	43,80	
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	
Al2O3	0,59	0,52	0,39	0,54	0,70	0,64	0,63	0,59	0,52	0,39	0,54	
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	
FeO	4,28	4,10	4,00	4,22	5,19	4,34	4,24	4,28	4,10	4,00	4,22	
MnO	0,11	d.l.	d.l.	d.l.	0,15	d.l.	d.l.	0,11	d.l.	d.l.	d.l.	
MgO	38,04	37,81	38,00	38,57	35,63	38,28	37,62	38,04	37,81	38,00	38,57	
CaO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,10	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	
NiO	0,17	0,20	0,23	0,17	d.l.	0,17	0,20	0,17	0,20	0,23	0,17	
TOTAL	87,22	86,82	86,49	87,30	83,63	87,15	86,94	87,22	86,82	86,49	87,30	
2σ												
SiO2	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	
TiO2	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	
Al2O3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Cr2O3	0,02	0,02	0,01	<0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	<0,01	
FeO	0,11	0,10	0,10	0,10	0,12	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	
MgO	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	
CaO	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,02	
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	

Echantillon	SMS 8-2-25	SMS 10-5-6	SMS 11-2-4	SMS 14-5-1	SMS 14-5-1	SMS 17-4-19					
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Texture	veine	veine recristallisé e	veine recristallisé e	veine recristallisé e	veine recristallisé e	veine recristallisé e	veine recristallisé e	veine	veine	veine	veine
Oxide wt%											
SiO2	37,99	41,15	40,94	41,33	41,15	40,94	41,33	41,24	40,76	37,04	41,26
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,05	0,03	d.l.
Al2O3	0,65	1,31	1,36	1,17	1,31	1,36	1,17	1,56	0,05	0,03	1,51
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
FeO	10,26	3,61	4,92	5,45	3,61	4,92	5,45	8,06	4,33	6,32	6,06
MnO	0,11	0,12	0,10	0,13	0,12	0,10	0,13	0,16	0,04	0,21	0,13
MgO	33,07	37,06	34,31	36,40	37,06	34,31	36,40	35,06	36,42	29,89	37,01
CaO	0,29	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,14	0,06	0,07	d.l.
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,07	0,10	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,02	0,02	d.l.
NiO	0,31	-	-	-	-	-	-	d.l.	0,15	0,26	d.l.
TOTAL	82,67	83,24	81,62	84,47	83,24	81,62	84,47	86,21	81,94	73,97	85,97
2σ											
SiO2	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,11	0,10	0,10
TiO2	0,10	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01
Al2O3	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01
Cr2O3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	0,03	0,09	0,11	0,12	0,09	0,11	0,12	0,10	0,10	0,14	0,09
MnO	0,15	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,03	0,15	0,14	0,15	0,15	0,14	0,15	0,14	0,15	0,14	0,14
CaO	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
K2O	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
NiO	0,03	-	-	-	-	-	-	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 8-2-25	SMS 10-5-6	SMS 11-2-4	SMS 14-5-1	SMS 14-5-1	SMS 17-4-19					
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Texture	veine	veine recristallisé e	veine recristallisé e	veine recristallisé e	veine recristallisé e	veine recristallisé e	veine recristallisé e	veine	veine	veine	veine
Oxide wt%											
SiO2	37,99	41,15	40,94	41,33	41,15	40,94	41,33	41,24	40,76	37,04	41,26
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,05	0,03	d.l.
Al2O3	0,65	1,31	1,36	1,17	1,31	1,36	1,17	1,56	0,05	0,03	1,51
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
FeO	10,26	3,61	4,92	5,45	3,61	4,92	5,45	8,06	4,33	6,32	6,06
MnO	0,11	0,12	0,10	0,13	0,12	0,10	0,13	0,16	0,04	0,21	0,13
MgO	33,07	37,06	34,31	36,40	37,06	34,31	36,40	35,06	36,42	29,89	37,01
CaO	0,29	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,14	0,06	0,07	d.l.
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,07	0,10	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,02	0,02	d.l.
NiO	0,31	-	-	-	-	-	-	d.l.	0,15	0,26	d.l.
TOTAL	82,67	83,24	81,62	84,47	83,24	81,62	84,47	86,21	81,94	73,97	85,97
2σ											
SiO2	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,11	0,10	0,10
TiO2	0,10	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01
Al2O3	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01
Cr2O3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	0,03	0,09	0,11	0,12	0,09	0,11	0,12	0,10	0,10	0,14	0,09
MnO	0,15	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,03	0,15	0,14	0,15	0,15	0,14	0,15	0,14	0,15	0,14	0,14
CaO	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
K2O	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
NiO	0,03	-	-	-	-	-	-	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	SMS 17-4-19	SMS 17-4-2	SMS 22-6-13	SMS 26-2-11	SMS 27-2-19	SMS 27-2-19	SMS 29-5-41					
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	
Texture	veine	veine	veine	veine	mesh	veine	veine	veine	veine	veine	veine recristallisé e entremêlée	veine recristallisé e entremêlée
Oxide wt%												
SiO2	40,54	38,46	42,04	42,49	39,09	41,43	40,62	45,08	44,99	44,47	44,24	
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,34	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	
Al2O3	1,65	6,58	0,49	2,15	2,83	1,20	0,08	0,08	d.l.	0,23	0,22	
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,78	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	
FeO	5,09	2,26	3,48	3,55	2,65	3,65	3,04	3,07	2,94	4,36	4,16	
MnO	0,13	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,18	0,11	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	
MgO	36,98	38,09	39,48	37,38	37,66	36,82	34,54	39,20	38,98	38,42	37,92	
CaO	d.l.	d.l.	d.l.	0,10	d.l.							
Na2O	d.l.	d.l.	0,05	d.l.	0,05	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,07	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	
NiO	d.l.	0,14	0,33	0,17	0,16	0,16	0,12	0,20	0,17	0,17	0,17	
TOTAL	84,40	85,52	85,87	85,85	83,56	83,44	78,58	87,63	87,07	87,66	86,71	
2σ												
SiO2	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	
TiO2	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,02	
Al2O3	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	
Cr2O3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	<0,01	
FeO	0,10	0,08	0,09	0,10	0,08	0,10	0,09	0,09	0,09	0,11	0,10	
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	
MgO	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
K2O	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	

Echantillon	SMS 29-5-41	SMS 29-5-41	SMS 29-5-41	SMS 29-5-41	SMS 29-6-13	SMS 29-6-13	SMS 29-6-13	SMS 29-6-13	SMS 30-2-2	SMS 30-2-2	SMS 33-3-27
Minéral	Serpentine veine recristallisé e entremêlée	Serpentine veine recristallisé e entremêlée	Serpentine veine recristallisé e entremêlée	Serpentine veine recristallisé e entremêlée	Serpentine veine						
Texture											
Oxide wt%											
SiO2	44,47	44,24	44,03	44,03	40,25	40,34	39,70	40,03	38,65	40,83	42,87
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Al2O3	0,23	0,22	0,23	0,23	2,21	2,40	2,23	1,12	0,23	0,38	1,44
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
FeO	4,36	4,16	4,42	4,42	5,30	5,03	5,36	4,36	7,24	7,53	3,17
MnO	d.l.	d.l.	0,12	0,12	d.l.	0,15	0,11	0,20	0,10	0,17	d.l.
MgO	38,42	37,92	36,85	36,85	36,65	36,63	36,27	34,52	35,98	36,34	39,36
CaO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,14	0,07	0,07
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,07	d.l.	0,09	0,07	0,06	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,13	0,12	0,07	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	0,17	0,17	0,19	0,19	-	-	-	-	0,16	0,13	d.l.
TOTAL	87,66	86,71	85,83	85,83	84,41	84,74	83,78	80,41	82,57	85,51	86,92
2σ											
SiO2	0,11	0,11	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	<0,01	<0,01
Al2O3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr2O3	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
FeO	0,11	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10	0,13	0,14	0,09
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,15	0,15	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	-	-	-	-	0,16	0,03	0,03

Echantillon	SMS 33-3- 27	SMS 33-3- 27	SMS 34-2- 17					
Minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Texture	veine	veine	veine recristallisée granulaire	veine recristallisée granulaire	veine recristallisée granulaire	veine recristallisée granulaire	veine recristallisée granulaire	veine recristallisée granulaire
Oxide wt%								
SiO2	42,92	43,03	41,80	40,44	40,59	41,80	40,44	40,59
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Al2O3	1,31	1,19	1,88	3,57	3,34	1,88	3,57	3,34
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,93	d.l.	d.l.	0,93
FeO	2,79	2,90	4,87	3,92	4,00	4,87	3,92	4,00
MnO	0,08	0,08	0,12	d.l.	0,09	0,12	d.l.	0,09
MgO	39,54	40,09	37,37	37,89	37,75	37,37	37,89	37,75
CaO	d.l.	d.l.	0,11	d.l.	0,06	0,11	d.l.	0,06
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
K2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	d.l.	d.l.	-	-	-	-	-	-
TOTAL	86,64	87,30	86,14	85,82	86,76	86,14	85,82	86,76
2σ								
SiO2	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
TiO2	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al2O3	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Cr2O3	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
FeO	0,09	0,09	0,11	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
CaO	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01
NiO	0,03	<0,01	-	-	-	-	-	-

Echantillon	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 2-2-17	SMS 2-2-17	SMS 3-2-1	SMS 3-2-1	SMS 3-2-1	SMS 4-2-1	SMS 4-2-1	SMS 5-4-17	SMS 5-4-17
Minéral	trémolite	trémolite	trémolite	trémolite	trémolite	trémolite	trémolite	trémolite	trémolite	trémolite	trémolite
Oxyde (wt%)											
SiO2	58,28	57,57	57,79	58,70	58,88	58,37	58,59	52,63	52,89	58,58	57,76
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,19	0,37	d.l.	d.l.
Al2O3	d.l.	0,24	0,08	1,58	0,22	0,26	0,11	4,82	4,72	0,24	0,20
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,60	0,83	d.l.	d.l.
FeO	6,14	5,43	1,84	d.l.	2,93	2,90	2,65	2,65	2,64	2,25	3,18
MnO	d.l.	d.l.	0,39	d.l.	0,10	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,36
MgO	20,95	21,25	23,04	23,61	22,78	22,66	22,67	21,73	21,44	23,40	23,00
CaO	12,09	11,38	12,77	13,32	13,26	13,43	13,38	13,29	13,13	13,55	12,74
Na2O	0,12	d.l.	0,15	0,09	0,10	0,12	d.l.	1,83	1,74	0,08	0,12
K2O	d.l.	d.l.	0,08	0,08	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,06	d.l.	d.l.
NiO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	-	-	-	0,11	d.l.	-	-
TOTAL	97,58	95,87	96,15	97,38	98,28	97,74	97,39	97,86	97,82	98,10	97,35
2σ											
SiO2	0,07	0,09	0,02	0,07	0,09	0,14	0,11	0,10	0,10	0,11	0,11
TiO2	0,06	<0,01	0,04	0,06	0,13	0,17	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
Al2O3	0,03	0,01	0,07	0,04	0,01	0,06	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04
Cr2O3	0,13	<0,01	0,08	0,14	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	0,31	0,08	0,20	0,32	<0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
MnO	0,10	<0,01	0,06	0,11	0,01	0,04	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01
MgO	0,14	0,12	0,13	0,14	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
CaO	0,06	0,06	0,04	0,07	0,05	0,11	0,09	0,08	0,08	0,08	0,09
Na2O	0,02	0,01	0,02	0,02	0,09	0,13	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
K2O	0,03	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,01	<0,01
NiO	0,07	0,01	0,06	0,08	-	-	-	0,03	0,03	-	-

Echantillon	SMS 5-4-17	SMS 21-5-6	SMS 21-5-6	SMS 26-2-11	SMS 26-2-11
Minéral	trémolite	trémolite	trémolite	trémolite	trémolite
Oxyde (wt%)					
SiO2	58,66	58,64	57,83	55,76	58,34
TiO2	d.l.	d.l.	0,10	d.l.	d.l.
Al2O3	d.l.	0,30	0,27	2,76	0,07
Cr2O3	d.l.	d.l.	0,07	0,49	d.l.
FeO	1,76	2,35	3,28	2,26	6,21
MnO	d.l.	d.l.	0,43	d.l.	0,27
MgO	23,58	23,47	23,07	23,23	21,02
CaO	13,29	13,13	13,13	12,08	12,15
Na2O	0,05	0,74	0,65	0,63	0,19
K2O	d.l.	0,06	0,06	d.l.	d.l.
NiO	-	d.l.	d.l.	0,09	d.l.
TOTAL	97,34	98,70	98,89	97,28	98,26
2σ					
SiO2	0,11	0,04	0,15	0,12	0,13
TiO2	0,15	0,06	0,08	0,02	0,02
Al2O3	0,03	0,06	0,04	0,02	<0,01
Cr2O3	0,01	0,15	0,05	0,01	<0,01
FeO	<0,01	0,24	0,19	0,08	0,13
MnO	0,01	0,09	0,10	0,03	0,04
MgO	<0,01	0,14	0,21	0,11	0,11
CaO	0,07	0,06	0,16	0,15	0,15
Na2O	0,11	0,03	0,04	0,02	0,01
K2O	<0,01	0,02	0,04	0,01	0,01
NiO	-	0,08	0,10	0,03	<0,01

Echantillon	SMS 1-2-35	SMS 1-2-35	SMS 3-2-1	SMS 3-2-1	SMS 5-4-17	SMS 5-4-17	SMS 7-3-7	SMS 7-3-7	SMS 8-2-17	SMS 8-2-17	SMS 17-4-2
Minéral	chlorite										
Oxyde (wt%)											
SiO2	35,23	33,23	35,04	36,80	37,16	36,37	34,96	34,90	36,89	34,37	33,37
TiO2	d.l.										
Al2O3	11,99	10,99	12,81	11,77	10,91	12,77	11,17	13,77	14,01	12,77	14,25
Cr2O3	0,48	0,48	0,40	0,48	0,63	0,71	0,18	0,33	d.l.	0,21	d.l.
FeO	4,93	4,93	4,35	5,75	4,03	3,63	3,73	6,75	2,99	3,82	3,18
MnO	0,09	d.l.	d.l.	0,09	d.l.						
MgO	34,32	34,32	35,72	35,32	34,15	33,94	34,19	35,32	35,12	33,94	33,52
CaO	0,10	0,10	0,21	0,11	d.l.						
Na2O	0,10	0,10	d.l.	0,10	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,09	d.l.	d.l.
K2O	d.l.										
NiO	d.l.	0,39	-	-	-	-	0,33	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
TOTAL	87,23	84,53	88,53	90,41	86,89	87,42	84,56	91,06	89,10	85,61	84,32
2σ											
SiO2	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,02	0,08	0,08
TiO2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,05	0,06	<0,01
Al2O3	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,07	0,03	0,03
Cr2O3	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,10	0,14	0,01
FeO	0,07	0,07	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,10	0,07	0,22	0,29	0,09
MnO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,07	0,11	0,02
MgO	0,08	0,08	0,03	0,03	0,03	0,03	0,14	0,09	0,14	0,14	0,13
CaO	0,21	0,21	0,10	0,10	0,10	0,09	0,02	0,22	0,05	0,07	0,01
Na2O	0,01	0,01	0,14	0,14	0,14	0,14	<0,01	0,01	0,03	0,04	<0,01
K2O	<0,01	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,03	0,03	<0,01
NiO	0,01	0,01	-	-	-	-	0,03	0,01	0,06	0,08	0,03

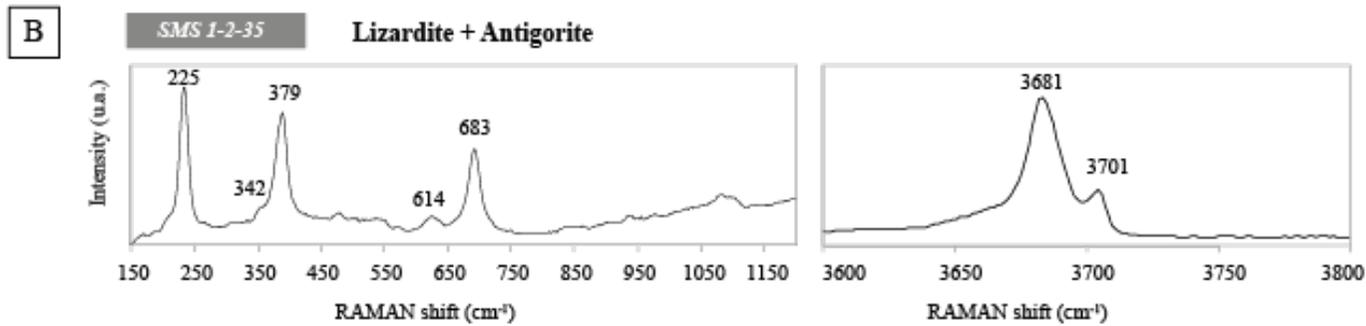
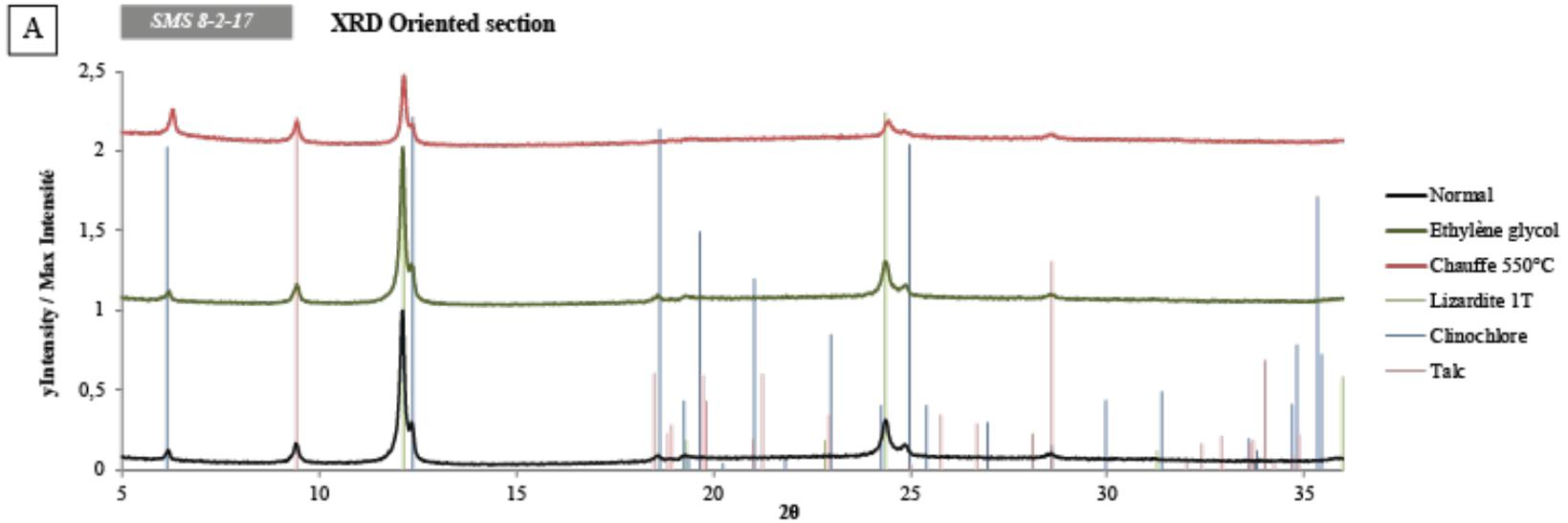
Echantillon	SMS 17-4- 2	SMS 22-6- 13	SMS 22-6- 13	SMS 26-2- 11	SMS 26-2- 11	SMS 34-2- 17
Minéral	chlorite	chlorite	chlorite	chlorite	chlorite	chlorite
Oxyde (wt%)						
SiO2	33,05	32,70	32,69	35,28	34,98	35,80
TiO2	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
Al2O3	13,62	17,48	16,33	12,61	12,64	13,88
Cr2O3	d.l.	d.l.	d.l.	0,17	0,40	0,27
FeO	2,99	5,33	5,48	4,53	4,49	3,75
MnO	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
MgO	34,29	29,75	28,85	33,90	33,82	32,77
CaO	d.l.	0,14	0,21	d.l.	d.l.	0,11
Na2O	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	0,10
K2O	d.l.	0,07	0,07	d.l.	d.l.	d.l.
NiO	d.l.	0,18	0,18	0,21	0,21	d.l.
TOTAL	83,95	85,64	83,81	86,71	86,55	86,66
2σ						
SiO2	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,11
TiO2	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04
Al2O3	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr2O3	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01
FeO	<0,01	0,11	0,10	0,11	0,11	0,14
MnO	<0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,07
MgO	0,03	0,13	0,13	0,14	0,14	0,18
CaO	0,09	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06
Na2O	0,14	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
K2O	0,02	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,03
NiO	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06

ANNEXES DU CHAPITRE V

Annex 1

A) X-Rays Diffraction (XRD) spectra on oriented section of bulk rock powder, showing diffraction peaks of serpentine lizardite 1T, talc and clinocllore.

B) RAMAN spectrum of a lizardite + antigorite mixture in serpentine bastite texture



Annex 2

Electronic Microprobe average compositions of the minerals from the SWIR SMS serpentinites. b.d.l.=below detection limit

Echantillon Mineral	SMS 1-2-1 Olivine	SMS 1-2-35 Olivine	SMS 6-3-14 Olivine	SMS 7-3-7 Olivine	SMS 8-2-25 Olivine	SMS 10-5-6 Olivine	SMS 17-4-19 Olivine	SMS 17-4-32 Olivine	SMS 26-2-11 Olivine	SMS 29-5-41 Olivine
Oxyde wt%										
SiO ₂	40.8	40.65	40.62	40.49	40.56	40.89	40.68	40.86	41.32	41.63
FeO	9.78	10.25	9.62	9.66	10.54	9.6	11.11	10.07	9.7	8.52
MnO	0.14	0.16	0.13	0.15	0.13	0.12	0.14	0.14	0.33	0.11
MgO	48.88	48.52	48.97	48.9	48.01	48.8	47.73	48.58	49.44	50.15
NiO	0.41	0.39	0.42	0.39	0.38	0.39	0.38	0.31	0.40	0.38
TOTAL	100.01	99.97	99.76	99.58	99.62	99.79	100.04	99.96	101.19	100.80
Fo	90	89	90	90	89	90	88	90	90	91
<i>2σ</i>										
SiO ₂	0.38	0.09	0.48	0.16	0.66	0.38	0.18	0.54	0.45	0.31
FeO	0.25	0.13	0.21	0.11	0.48	0.42	0.23	0.39	0.39	0.25
MnO	0.04	0.08	0.04	0.04	0.07	0.04	0.06	0.06	0.42	0.03
MgO	0.29	0.24	0.54	0.47	0.47	0.57	0.34	0.38	0.16	0.59
NiO	0.07	0.02	0.08	0.04	0.03	0.03	0.03	0.3	0.02	0.03
<i>n</i>	6	3	5	5	6	7	2	6	2	2

Echantillon Mineral	SMS 1-2-1 CPX	SMS 1-2-35 CPX	SMS 2-2-11 CPX	SMS 3-2-1 CPX	SMS 4-2-1 CPX	SMS 5-4-14 CPX	SMS 6-3-14 CPX	SMS 7-3-7 CPX	SMS 11-2-4 CPX	SMS 11-2-11 CPX
Oxyde (wt%)										
SiO2	50.99	52.24	51.61	51.07	51.05	50.84	51.23	50.62	51.15	52.18
TiO2	0.47	0.56	0.15	0.33	0.39	0.35	0.40	0.37	0.37	0.30
Al2O3	6.46	3.87	5.95	6.66	6.03	6.53	7.09	6.6	6.51	5.19
Cr2O3	0.89	0.92	1.00	1.06	0.91	0.98	1.10	0.99	0.98	1.21
FeO	2.64	2.64	2.71	2.70	2.36	2.94	2.93	2.55	2.69	3.75
MnO	0.06	0.1	0.06	0.13	0.06	0.1	0.11	0.13	0.05	0.09
MgO	14.92	16.37	15.14	15.41	15.21	15.45	16.26	14.65	15.02	19.18
CaO	22.87	23.11	22.72	22.28	23.08	22.46	20.64	23.25	22.85	17.09
Na2O	0.62	0.28	0.76	0.56	0.53	0.51	0.62	0.55	0.54	0.56
K2O	0.03	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.
NiO	b.d.l.	b.d.l.	0.04	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.04	b.d.l.	b.d.l.
TOTAL	99.96	100.1	100.16	100.24	99.63	100.16	100.38	99.76	100.16	99.56
En	45	48	46	47	46	46	50	45	46	57
Fs	5	4	5	5	4	5	5	4	5	6
Wo	50	48	49	49	50	49	45	51	50	37
2σ										
SiO2	1.72	3.29	0.27	0.81	0.98	0.73	0.70	1.65	0.31	0.11
TiO2	0.24	0.07	0.01	0.01	0.05	0.16	0.12	0.10	0.07	0.03
Al2O3	2.08	3.9	0.36	0.15	1.28	0.54	0.93	1.61	0.47	0.02
Cr2O3	0.43	0.9	0.10	0.00	0.17	0.17	0.34	0.06	0.01	0.03
FeO	0.38	1.14	0.12	0.18	0.17	0.17	1.00	0.06	0.11	0.1
MnO	0.13	0.18	0.18	0.05	0.14	0.1	0.01	0.09	0.13	0.03
MgO	0.99	0.92	0.27	1.23	0.76	0.43	3.51	0.51	0.12	0.1
CaO	0.38	2.64	0.55	0.43	0.61	0.67	2.66	1.47	0.65	0.18
Na2O	0.15	0.29	0.03	0.04	0.04	0.07	0.23	0.01	0.06	0.02
K2O	0.09	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.
NiO	b.d.l.	b.d.l.	0.12	0.12	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.12	b.d.l.	0.03
n	6	3	2	2	4	6	3	2	2	1

Echantillon	SMS 17-4-19	SMS 27-2-19	SMS 28-4-10a	SMS 29-5-41	SMS 29-6-13	SMS 33-3-27	SMS 34-2-17
Mineral	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX
Oxyde (wt%)							
SiO2	50.75	50.69	50.89	53.43	51.05	52.29	52.32
TiO2	0.38	0.42	0.43	0.05	0.41	0.95	1.27
Al2O3	7.11	7.23	6.35	3.18	6.23	3.85	2.74
Cr2O3	0.98	1.00	0.98	1.47	1.25	0.75	0.28
FeO	3.92	2.78	2.85	2.32	2.78	3.19	4.08
MnO	0.11	0.08	0.10	0.03	0.06	0.08	0.14
MgO	16.91	14.13	15.06	16.82	14.94	16.13	16.7
CaO	18.84	22.67	23.06	22.05	22.22	22.66	21.73
Na2O	0.68	0.76	0.44	0.78	0.69	0.56	0.60
K2O	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
TOTAL	99.7	99.76	100.18	100.12	99.63	100.47	99.88
En	52	44	45	50	46	47	48
Fs	7	5	5	4	5	5	7
Wo	41	51	50	47	49	48	45
2σ							
SiO2	0.91	0.10	1.68	1.16	0.38	2.06	1.18
TiO2	0.03	0.03	0.02	0.17	0.04	1.20	0.12
Al2O3	0.31	0.02	2.15	0.32	0.3	3.71	0.44
Cr2O3	0.03	0.02	0.38	0.16	0.13	0.90	0.12
FeO	1.74	0.08	0.48	0.12	0.15	1.44	1.51
MnO	0.01	0.03	0.12	0.1	0.13	0.24	0.04
MgO	2.00	0.08	1.4	0.42	0.35	1.24	0.59
CaO	3.28	0.22	0.56	0.33	0.37	1.72	0.29
Na2O	0.27	0.02	0.14	0.09	0.06	0.23	0.1
K2O	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
n	2	1	2	3	3	2	2

Echantillon Mineral	SMS 1-2-1 OPX	SMS 1-2-35 OPX	SMS 2-2-11 OPX	SMS 3-2-1 OPX	SMS 4-2-1 OPX	SMS 5-4-14 OPX	SMS 6-3-14 OPX	SMS 7-3-7 OPX	SMS 8-2-25 OPX	SMS 10-5-6 OPX
Oxyde (wt%)										
SiO2	54.78	55.35	54.93	54.3	54.42	54.85	54.92	53.31	54.57	54.82
TiO2	0.11	0.2	b.d.1.	b.d.1.	0.1	0.08	0.05	0.06	0.17	0.12
Al2O3	5.35	4.39	4.65	4.99	4.87	5.44	4.48	6.09	5.4	4.77
Cr2O3	0.65	0.73	0.57	0.73	0.57	0.67	0.64	0.88	0.53	0.53
FeO	6.32	6.58	6.52	6.1	6.02	6.39	6.33	8.44	6.73	6.37
MnO	0.17	0.16	0.16	0.14	0.13	0.14	0.1	0.25	0.16	0.14
MgO	32.18	32.08	31.98	31.16	30.74	32.00	31.83	30.32	31.25	32.33
CaO	0.81	0.92	1.67	2.28	2.98	1.72	0.98	0.44	1.5	1.05
Na2O	0.04	b.d.1.	0.03	0.07	0.08	0.02	0.08	0.01	0.05	0.01
K2O	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	0.05	b.d.1.	0.01
NiO	b.d.1.	0.1	0.1	b.d.1.	0.05	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.
TOTAL	100.41	100.52	100.61	99.77	99.99	101.32	99.42	99.85	100.35	100.19
En	89	88	87	86	86	87	88	86	87	88
Fs	10	10	10	9	9	10	10	13	10	10
Wo	2	2	3	5	4	3	2	1	3	2
<i>2σ</i>										
SiO2	1.53	0.94	0.85	0.2	0.02	0.49	0.68	0.11	1.25	1.03
TiO2	0.00	0.02	b.d.1.	b.d.1.	0.3	0.14	0.15	0.02	0.07	0.14
Al2O3	1.37	0.16	0.64	0.5	0.87	0.09	0.1	0.02	1.76	0.63
Cr2O3	0.08	0.05	0.05	0.11	0.13	0.05	0.12	0.02	0.19	0.28
FeO	0.00	0.04	0.24	0.74	1.43	0.29	0.88	0.13	0.5	0.42
MnO	0.05	0.02	0.03	0.06	0.03	0.04	0.03	0.03	0.07	0.05
MgO	0.14	0.53	1.36	1.24	5.22	0.65	2.6	0.13	1.82	1.00
CaO	0.05	0.4	2.31	2.31	6.83	0.75	2.77	0.05	1.5	1.2
Na2O	0.12	b.d.1.	0.09	0.05	0.22	0.07	0.23	0.01	0.11	0.06
K2O	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	0.01	b.d.1.	0.05
NiO	b.d.1.	0.05	0.02	b.d.1.	0.15	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.
<i>n</i>	2	6	2	2	2	3	2	1	6	5

Echantillon	SMS 11-2-4	SMS 11-2-11	SMS 17-4-19	SMS 17-4-32	SMS 22-6-13	SMS 28-4-10	SMS 29-5-41	SMS 33-3-27	SMS 34-2-17
Mineral	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX
Oxyde (wt%)									
SiO2	54.42	55.79	54.11	54.82	55.86	54.77	56.64	54.57	56.15
TiO2	0.21	0.07	0.15	0.16	0.1	0.1	b.d.l.	0.09	b.d.l.
Al2O3	4.79	4,00	5.25	4.69	3.41	5.01	2.51	4.36	2.75
Cr2O3	0.56	0.68	0.51	0.65	0.91	0.61	0.79	0.6	0.79
FeO	5.72	6.07	7.35	6.65	6.08	6.7	5.54	6.58	6.38
MnO	0.07	0.15	0.15	0.13	0.13	0.17	0.13	0.14	0.15
MgO	29.77	32.64	31.32	31.64	32.39	32.12	33.65	31.67	32.52
CaO	4.03	1.27	0.72	1.18	1.45	0.77	1.07	1.71	0.87
Na2O	0.07	0.05	b.d.l.	0.04	b.d.l.	0.02	b.d.l.	0.02	b.d.l.
K2O	b.d.l.	0,00	b.d.l.						
NiO	0.05	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.09	b.d.l.	0.12	0.1	b.d.l.
TOTAL	99.68	100.74	99.56	99.96	100.43	100.27	100.46	99.86	99.61
En	83	88	87	87	88	88	90	87	89
Fs	9	9	11	10	9	10	8	10	10
Wo	8	2	1	2	3	2	2	3	2
<i>2σ</i>									
SiO2	0.94	0.63	0.11	0.13	0.77	0.12	0.75	0.23	1.47
TiO2	0.1	0.04	0.02	0,00	0.13	0.02	b.d.l.	0.17	b.d.l.
Al2O3	0.41	0.68	0.02	0.45	0.42	0.02	0.28	0.37	1.41
Cr2O3	0.07	0.22	0.02	0.01	0.11	0.03	0.36	0.09	0.08
FeO	1.52	0.54	0.13	0.16	0.43	0.12	0.05	0.69	1.7
MnO	0.19	0.06	0.03	0,00	0.03	0.03	0.05	0.05	0.06
MgO	4.62	0.94	0.13	0.51	1.51	0.13	0.61	1.58	2.92
CaO	6.54	1.48	0.04	0.15	1.88	0.05	0.38	2.29	0.14
Na2O	0.19	0.06	0.01	0.11	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.09	b.d.l.
K2O	b.d.l.	0.01	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	0.13	0.08	b.d.l.	b.d.l.	0.06	0.03	0.01	0.12	b.d.l.
n	2	4	1	2	11	1	2	5	2

Echantillon	SMS 1-2-1	SMS 1-2-35	SMS 2-2-11	SMS 2-2-17	SMS 3-2-1	SMS 4-2-1	SMS 5-4-14	SMS 5-4-17 Ferritchromite mixed with serpentine	SMS 6-3-14	SMS 7-3-7
Mineral	Cr-spinel	Cr-spinel	Cr-spinel	Cr-spinel	Cr-spinel	Cr-spinel	Cr-spinel		Cr-spinel	Cr-spinel
Oxide wt%										
SiO2	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.01	b.d.l.	0.02	b.d.l.	19.14	b.d.l.	b.d.l.
TiO2	0.1	0.35	0.02	0.1	0.07	0.06	0.04	0.54	0.02	0.21
Cr2O3	11.9	24.29	13.55	16.95	15.05	13.97	14.39	16.04	15.84	18.69
Al2O3	54.99	41.35	53.72	50.68	52.54	53.2	52.72	7.24	51.83	47.97
Fe2O3	1.19	3.01	0.89	1.7	1.04	1.21	1.88	7.42	0.98	2.05
FeO	10.7	15.16	11.24	11.1	10.88	11.23	10.65	20.55	11.84	12.55
MnO	b.d.l.	0.13	0.17	0.13	0.11	0.15	0.12	0.59	0.12	0.13
NiO	b.d.l.	0.23	0.35	0.31	0.33	0.34	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.27
MgO	19.3	15.2	18.48	18.58	18.75	18.47	19.13	19.53	18.25	17.4
CaO	b.d.l.	b.d.l.	0.04	0.03	b.d.l.	0.03	b.d.l.	0.06	b.d.l.	b.d.l.
Na2O	b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.00	b.d.l.	0.00	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.
K2O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
TOTAL	98.18	99.72	98.47	99.58	98.78	98.7	98.93	91.15	98.88	99.26
Cr#	0.13	0.28	0.14	0.18	0.16	0.15	0.15	0.62	0.17	0.21
Mg#	0.79	0.66	0.78	0.77	0.78	0.77	0.78	0.63	0.77	0.74
Taux fusion (%)	3.35	11.37	4.68	7.03	5.73	4.97	5.34	-	6.27	8.26
2σ										
SiO2	0.01	b.d.l.	0.01	0.03	b.d.l.	0.02	b.d.l.	14.62	b.d.l.	b.d.l.
TiO2	0.02	0.03	0.02	0.06	0.11	0.03	0.14	0.59	0.09	0.06
Al2O3	0.06	0.05	0.07	1.14	2.54	3.65	0.6	5.64	2.47	0.93
Cr2O3	0.07	0.11	0.08	0.36	1.97	3.05	0.51	9.54	2.21	1.18
FeO	0.16	0.2	0.17	0.84	0.35	0.3	0.4	25.72	1.18	0.58
MnO	0.03	0.04	0.04	0.29	0.55	0.75	0.51	16.76	2.68	0.58
MgO	0.1	0.09	0.1	0.02	0.01	0.06	0.03	0.45	0.03	0.05
CaO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.05	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.08
Na2O	0.01	0.01	0.01	0.45	0.38	0.78	0.16	14.79	1.91	0.56
K2O	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.05	b.d.l.	0.07	b.d.l.	0.11	b.d.l.	b.d.l.
NiO	b.d.l.	0.03	0.03	0.01	b.d.l.	0.00	b.d.l.	0.09	b.d.l.	b.d.l.
n	1	1	1	3	3	2	3	3	5	5

Echantillon	SMS 17-4-32	SMS 21-5-6	SMS 26-2-11	SMS 27-2-19	SMS 28-4-10	SMS 29-5-41	SMS 29-6-13	SMS 30-2-2	SMS 34-2-17
Mineral	Cr-spinel	Ferritchromite	Ferritchromite	Cr-spinel	Cr-spinel	Ferritchromite mixed with serpentine	Cr-spinel	Ferritchromite	Ferritchromite
Oxide wt%									
SiO2	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.	6.79	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
TiO2	0.14	0.07	0.27	0.06	0.08	0.2	0.09	0.28	b.d.l.
Cr2O3	15.76	35.7	38.54	12.78	14.7	36.62	17.36	32.95	46.24
Al2O3	50.91	32.33	27.8	54.03	52.02	13.45	49.44	35.2	21.85
Fe2O3	1.68	2.39	2.63	1.31	2.07	4.36	1.92	2.09	2.52
FeO	12.15	13.21	18.86	12.1	10.9	20.34	11.68	12.77	17.01
MnO	0.09	0.14	0.26	0.09	0.12	0.88	0.09	0.17	0.27
NiO	b.d.l.	0.19	0.07	b.d.l.	0.35	0.12	b.d.l.	0.18	b.d.l.
MgO	18.00	15.33	11.38	18.34	18.7	13.11	18.13	16.11	11.84
CaO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Na2O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
K2O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
TOTAL	98.74	99.36	99.82	98.75	98.95	95.87	98.72	99.76	99.73
Cr#	0.17	0.38	0.48	0.14	0.16	0.72	0.19	0.39	0.59
Mg#	0.75	0.7	0.55	0.73	0.77	0.56	0.76	0.72	0.59
Taux fusion (%)	6.4	–	–	4.12	5.63	–	7.43	–	–
2σ									
SiO2	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.05	b.d.l.	13.33	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
TiO2	0.06	0.2	0.2	0.08	0.23	0.37	0.17	0.24	b.d.l.
Al2O3	0.63	0.34	0.24	0.09	0.41	6.72	0.44	0.51	0.18
Cr2O3	0.65	0.13	0.34	0.03	0.08	27.49	0.7	0.17	0.16
FeO	0.32	0.66	0.08	0.23	0.54	9.05	0.81	1.36	0.15
MnO	0.53	0.39	0.06	1.85	0.41	10.21	0.29	0.75	0.00
MgO	0.16	0.05	0.01	0.08	0.05	1.3	0.16	0.04	0.03
CaO	b.d.l.	0.03	0.21	b.d.l.	0.01	0.07	b.d.l.	0.06	b.d.l.
Na2O	0.27	0.13	0.04	1.05	0.19	4.91	0.27	0.46	0.04
K2O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
n	3	2	2	2	2	5	3	2	2

Echantillon	SMS 1-2-1	SMS 1-2-35	SMS 2-2-11	SMS 2-2-17	SMS 3-2-1	SMS 4-2-1	SMS 5-4-14	SMS 5-4-17	SMS 6-3-14	SMS 7-3-7	SMS 17-4-19
Mineral	Cr-spinel	Cr-spinel	Cr-spinel	Cr-spinel	Cr-spinel	Cr-spinel	Cr-spinel	Ferritchromite mixed with serpentine	Cr-spinel	Cr-spinel	Cr-spinel
Oxide wt%											
SiO2	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.01	b.d.l.	0.02	b.d.l.	19.14	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
TiO2	0.1	0.35	0.02	0.1	0.07	0.06	0.04	0.54	0.02	0.21	b.d.l.
Cr2O3	11.9	24.29	13.55	16.95	15.05	13.97	14.39	16.04	15.84	18.69	11.83
Al2O3	54.99	41.35	53.72	50.68	52.54	53.2	52.72	7.24	51.83	47.97	54.18
Fe2O3	1.19	3.01	0.89	1.7	1.04	1.21	1.88	7.42	0.98	2.05	2.21
FeO	10.7	15.16	11.24	11.1	10.88	11.23	10.65	20.55	11.84	12.55	11.9
MnO	b.d.l.	0.13	0.17	0.13	0.11	0.15	0.12	0.59	0.12	0.13	0.16
NiO	b.d.l.	0.23	0.35	0.31	0.33	0.34	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.27	b.d.l.
MgO	19.3	15.2	18.48	18.58	18.75	18.47	19.13	19.53	18.25	17.4	18.36
CaO	b.d.l.	b.d.l.	0.04	0.03	b.d.l.	0.03	b.d.l.	0.06	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Na2O	b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.00	b.d.l.	0.00	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
K2O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
TOTAL	98.18	99.72	98.47	99.58	98.78	98.7	98.93	91.15	98.88	99.26	98.64
Cr#	0.13	0.28	0.14	0.18	0.16	0.15	0.15	0.62	0.17	0.21	0.13
Mg#	0.79	0.66	0.78	0.77	0.78	0.77	0.78	0.63	0.77	0.74	0.75
Taux fusion (%)	3.35	11.37	4.68	7.03	5.73	4.97	5.34	-	6.27	8.26	3.43
2σ											
SiO2	0.01	b.d.l.	0.01	0.03	b.d.l.	0.02	b.d.l.	14.62	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
TiO2	0.02	0.03	0.02	0.06	0.11	0.03	0.14	0.59	0.09	0.06	b.d.l.
Al2O3	0.06	0.05	0.07	1.14	2.54	3.65	0.6	5.64	2.47	0.93	0.04
Cr2O3	0.07	0.11	0.08	0.36	1.97	3.05	0.51	9.54	2.21	1.18	0.11
FeO	0.16	0.2	0.17	0.84	0.35	0.3	0.4	25.72	1.18	0.58	0.55
MnO	0.03	0.04	0.04	0.29	0.55	0.75	0.51	16.76	2.68	0.58	0.47
MgO	0.1	0.09	0.1	0.02	0.01	0.06	0.03	0.45	0.03	0.05	0.03
CaO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.05	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.08	b.d.l.
Na2O	0.01	0.01	0.01	0.45	0.38	0.78	0.16	14.79	1.91	0.56	0.39
K2O	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.05	b.d.l.	0.07	b.d.l.	0.11	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	b.d.l.	0.03	0.03	0.01	b.d.l.	0.00	b.d.l.	0.09	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
n	1	1	1	3	3	2	3	3	5	5	2

Echantillon	SMS 1-2-1	SMS 1-2-35	SMS 2-2-11	SMS 2-2-17	SMS 3-2-1	SMS 4-2-1	SMS 5-4-14	SMS 5-4-17	SMS 6-3-14	SMS 7-3-7
Mineral Texture	Serpentine Mesh									
Oxide wt%										
SiO ₂	40.71	39.59	41.61	40.09	41.03	38.31	41.15	40.24	39.02	40.15
TiO ₂	b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.02	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02
Cr ₂ O ₃	0.04	0.93	0.35	0.31	0.42	0.26	0.4	1.7	0.22	0.54
Al ₂ O ₃	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01
Fe ₂ O ₃	6.02	5.51	4.02	5.16	5.18	5.73	5.32	4.93	6.16	5.44
MnO	b.d.l.	0.04	0.04	0.06	b.d.l.	0.07	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.06
NiO	36.89	37.69	38.2	37.3	37.7	34.65	36.95	37.35	36.17	38.24
MgO	0.12	0.07	0.06	0.03	0.05	0.04	0.06	0.08	0.04	0.08
CaO	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.01	0.03	0.04	0.14	0.05	0.06	0.05
Na ₂ O	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.00	b.d.l.	0.03	b.d.l.	0.07	0.01	b.d.l.
K ₂ O	0.44	0.43	0.28	0.31	b.d.l.	0.32	b.d.l.	b.d.l.	0.19	0.35
TOTAL	84.22	84.26	84.59	83.3	84.41	79.46	84.02	84.42	81.9	84.94
<i>2σ</i>										
SiO ₂	1.8	1.92	1.58	3.82	0.34	3.86	2.22	2.67	3.05	2.19
TiO ₂	b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.06	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.03
Al ₂ O ₃	0.11	2.63	0.49	0.39	0.26	0.52	0.36	3.19	0.4	0.56
Cr ₂ O ₃	b.d.l.	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.03
FeO	1.59	2.49	2.35	0.99	0.34	1.42	2.64	1.36	7.74	3.08
MnO	b.d.l.	0.11	0.05	0.04	b.d.l.	0.08	b.d.l.	b.d.l.	0.08	0.04
MgO	3.53	1.05	0.92	4.3	3.3	0.92	3.7	3.29	4.14	1.64
CaO	0.09	0.02	0.04	0.01	0.1	0.08	0.1	0.16	0.13	0.15
Na ₂ O	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.02	0.12	0.06	0.15	0.15	0.11	0.1
K ₂ O	b.d.l.	b.d.l.	0.03	0.01	b.d.l.	0.06	b.d.l.	0.35	0.04	b.d.l.
NiO	0.3	0.1	0.23	0.14	b.d.l.	0.08	b.d.l.	b.d.l.	0.3	0.21
<i>n</i>	5	5	4	3	5	3	3	6	7	4

Echantillon	SMS 8-2-17	SMS 8-2-25	SMS 10-5-6	SMS 11-2-4	SMS 11-2-11	SMS 13-4-11	SMS 14-5-1	SMS 14-5-8	SMS 15-3-16	SMS 17-4-2	SMS 17-4-19
Mineral Texture	Serpentine Mesh										
Oxide wt%											
SiO2	40.37	41.14	38.81	42.28	43.19	42.2	39.99	40.75	35.93	41.12	41.12
TiO2	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Cr2O3	0.33	0.16	0.04	0.59	0.52	1.48	0.01	0.03	3.61	1.72	1.68
Al2O3	0.02	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.09
Fe2O3	7.33	4.24	6.93	3.55	2.66	3.58	5.28	5.14	4.95	2.79	3.7
MnO	0.06	0.05	b.d.l.	0.03	0.04	b.d.l.	0.04	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.07
NiO	37.01	39.16	37.11	39.63	39.64	38.03	36.44	37.62	33.84	38.82	38.39
MgO	0.02	0.06	0.02	0.07	0.08	0.04	0.07	0.1	b.d.l.	b.d.l.	0.02
CaO	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.05	b.d.l.	0.05	0.01	b.d.l.
Na2O	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
K2O	0.36	0.24	b.d.l.	b.d.l.	0.22	0.29	0.31	0.31	0.09	0.25	0.19
TOTAL	85.49	85.13	82.9	86.16	86.4	85.63	82.25	83.94	78.47	84.74	85.26
<i>2σ</i>											
SiO2	2.07	2.57	1.86	2.55	3.39	2.25	3.95	1.15	0.09	1.12	4.32
TiO2	b.d.l.	0.04	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.	0.04	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.
Al2O3	0.4	0.27	0.11	1.00	0.02	2.49	0.03	0.07	0.02	1.87	3.2
Cr2O3	0.08	0.07	b.d.l.	b.d.l.	0.02	b.d.l.	0.05	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.35
FeO	5.02	2.73	2.38	2.73	0.83	2.53	3.72	2.2	0.11	1.77	5.03
MnO	0.12	0.05	b.d.l.	0.1	0.05	b.d.l.	0.04	b.d.l.	0.03	0.09	0.3
MgO	5.18	2.09	2.27	1.5	3.00	4.06	3.73	1.32	0.14	1.18	7.23
CaO	0.08	0.04	0.08	0.14	0.14	0.14	0.06	0.15	0.02	b.d.l.	0.08
Na2O	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.04	b.d.l.	0.01	0.06	b.d.l.
K2O	b.d.l.	0.05	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	0.09	0.29	b.d.l.	b.d.l.	0.38	0.21	0.14	0.04	0.03	0.34	0.45
<i>n</i>	7	6	5	3	2	3	9	4	1	4	4

Echantillon	SMS 17-4-32	SMS 21-5-6	SMS 22-6-13	SMS 27-2-19	SMS 28-4-10	SMS 29-5-41	SMS 29-6-13	SMS 30-2-2	SMS 33-3-27	SMS 34-2-17
Mineral Texture	Serpentine Mesh									
Oxide wt%										
SiO2	39.63	40.9	41.29	40.77	41.67	41.36	41.41	42.19	41.45	41.84
TiO2	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,00	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Cr2O3	0.07	0.07	1.64	0.8	0.77	0.06	0.8	0.27	0.22	0.17
Al2O3	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,00	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Fe2O3	4.47	5.13	3.63	3.32	2.73	3.25	3.89	3.72	4.72	3.72
MnO	0.05	b.d.l.	b.d.l.	0.03	0.05	0.02	0.03	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	40.08	36.29	37.25	37.91	39.02	38.09	38.4	38.62	37.83	39.23
MgO	0.01	0.06	0.03	0.06	0.05	0.02	0.03	0.02	b.d.l.	0.03
CaO	b.d.l.	0.08	b.d.l.	0.01	0.04	0.04	b.d.l.	b.d.l.	0.02	b.d.l.
Na2O	0.01	0.03	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
K2O	b.d.l.	0.34	0.33	0.3	0.4	0.46	b.d.l.	0.36	0.36	b.d.l.
TOTAL	84.31	82.89	84.16	83.21	84.76	83.29	84.55	85.18	84.61	85.00
<i>2σ</i>										
SiO2	2.61	1.4	1.1	1.53	2.08	1.7	1.72	1.34	0.69	2.61
TiO2	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,00	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Al2O3	0.14	0.11	1.88	1.65	1.11	0.2	1.08	0.12	0.04	0.09
Cr2O3	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
FeO	2.19	1.82	2.63	2.74	1.89	2.03	0.65	1.09	2.92	3.14
MnO	0.1	b.d.l.	b.d.l.	0.09	0.04	0.08	0.1	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
MgO	3.07	1.2	3.73	4.45	2.37	4.29	1.86	4.21	1.19	1.35
CaO	0.07	0.1	0.09	0.08	0.06	0.07	0.1	0.08	b.d.l.	0.08
Na2O	b.d.l.	0.11	b.d.l.	0.03	0.08	0.07	b.d.l.	b.d.l.	0.07	b.d.l.
K2O	0.04	0.07	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	b.d.l.	0.08	0.05	0.15	0.19	0.14	b.d.l.	0.1	0.05	b.d.l.
<i>n</i>	8	4	3	5	6	7	3	4	3	3

Echantillon Mineral	SMS 1-2-1 Serpentine	SMS 1-2-35 Serpentine	SMS 1-2-35 Serpentine	SMS 2-2-11 Serpentine	SMS 2-2-17 Serpentine	SMS 3-2-1 Serpentine	SMS 4-2-1 Serpentine	SMS 5-4-14 Serpentine	SMS 6-3-14 Serpentine	SMS 7-3-7 Serpentine
Texture	Bastite after OPX	Bastite after OPX	Bastite after CPX	Bastite after OPX	Bastite after OPX	Bastite after OPX	Bastite after OPX	Bastite after OPX	Bastite after CPX	Bastite after CPX
Oxide wt%										
SiO ₂	39.84	38.15	41.44	39.49	35.06	39.45	40.73	40.35	39.58	41.29
TiO ₂	0.01	b.d.1.	0.04	0.02	0.33	b.d.1.	0.07	0.04	b.d.1.	b.d.1.
Cr ₂ O ₃	0.04	2.88	2.91	3.26	3.22	3.58	4.65	5.72	1.28	1.2
Al ₂ O ₃	0.04	b.d.1.	0.00	0.3	1.6	0.37	0.5	0.86	0.02	b.d.1.
Fe ₂ O ₃	7.32	6.85	4.91	6.88	5.94	6.92	4.2	5.5	6.11	6.57
MnO	0.08	0.14	0.14	0.18	0.06	0.21	0.05	b.d.1.	0.04	0.09
NiO	36.88	35.52	37.18	35.64	33.2	35.07	33.65	28.85	35.7	37.75
MgO	0.03	0.11	0.13	0.1	0.05	b.d.1.	0.18	2.33	0.04	0.03
CaO	0.00	b.d.1.	0.03	0.03	0.02	b.d.1.	0.06	0.06	0.03	0.00
Na ₂ O	b.d.1.	b.d.1.	0.02	0.01	0.03	b.d.1.	0.03	0.02	0.01	b.d.1.
K ₂ O	0.35	0.51	0.02	0.09	0.13	b.d.1.	0.07	0.14	b.d.1.	0.05
TOTAL	84.6	84.17	86.84	86.02	79.63	85.61	84.19	83.86	82.82	86.98
2σ										
SiO ₂	0.09	0.09	0.1	5.51	2.42	0.09	1.6	0.72	3.36	0.1
TiO ₂	0.02	0.02	0.02	0.05	0.29	0.12	0.11	0.15	b.d.1.	b.d.1.
Al ₂ O ₃	0.00	0.01	0.02	0.97	0.9	0.03	5.41	2.24	2.61	0.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.85	0.93	0.01	0.63	0.11	0.08	0.00
FeO	0.13	0.13	0.11	5.59	6.53	0.12	2.84	0.72	6.27	0.12
MnO	0.03	0.03	0.03	0.11	0.07	0.03	0.12	b.d.1.	0.15	0.03
MgO	0.14	0.14	0.14	4.35	1.93	0.17	3.32	4.96	5.14	0.15
CaO	0.02	0.02	0.02	0.07	0.02	0.02	0.11	1.77	0.1	0.02
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.09	0.11	0.07	0.01
K ₂ O	b.d.1.	b.d.1.	0.01	0.03	0.07	0.01	0.07	0.06	0.05	b.d.1.
NiO	0.03	0.04	0.03	0.2	0.07	0.03	0.11	0.05	b.d.1.	0.03
<i>n</i>	1	1	1	2	2	1	4	3	4	1

Echantillon Mineral	SMS 8-2-17 Serpentine	SMS 8-2-25 Serpentine	SMS 10-5-6 Serpentine	SMS 10-5-6 Serpentine	SMS 11-2-4 Serpentine	SMS 13-4-11 Serpentine	SMS 15-3-16 Serpentine	SMS 17-4-19 Serpentine	SMS 17-4-19 Serpentine	SMS 17-4-32 Serpentine	SMS 21-5-6 Serpentine
Texture	Bastite after OPX	Bastite after OPX	Bastite after CPX	Bastite after OPX	Bastite after OPX	Bastite after OPX	Bastite after OPX	Bastite after OPX	Bastite after CPX	Bastite after OPX	Bastite after OPX
Oxide wt%											
SiO2	37.62	37.73	39.15	41.08	39.00	38.39	39.13	38.4	39.78	39.14	40.53
TiO2	b.d.l.	0.11	0.17	3.36	0.1	0.16	b.d.l.	0.11	0.06	b.d.l.	0.07
Cr2O3	3.07	3.7	3.59	35.64	4.3	3.73	0.32	3.17	3.85	3.91	1.92
Al2O3	0.75	0.54	0.63	0.02	0.67	2.04	b.d.l.	0.5	b.d.l.	0.66	0.88
Fe2O3	8.09	8.79	7.44	0.03	7.64	6.61	4.68	7.78	5.53	6.4	6.63
MnO	0.22	0.27	0.06	3.9	0.14	0.06	b.d.l.	0.29	0.07	0.3	0.1
NiO	35.56	32.76	34.46	b.d.l.	27.32	35.06	35.83	33.22	35.9	32.83	32.22
MgO	b.d.l.	0.12	0.06	0.04	0.26	b.d.l.	0.06	0.09	0.09	0.08	0.56
CaO	b.d.l.	0.04	b.d.l.	b.d.l.	0.05	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.14
Na2O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.47	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.	0.04
K2O	0.12	0.2	b.d.l.	0.09	0.26	b.d.l.	0.4	b.d.l.	b.d.l.	0.06	0.18
TOTAL	85.43	84.25	85.55	84.62	79.73	86.06	80.41	83.56	85.3	83.38	83.26
<i>2σ</i>											
SiO2	0.1	0.1	0.12	2.18	0.09	0.03	0.09	2.1	0.17	1.88	0.2
TiO2	0.02	0.02	0.13	0.62	0.02	0.04	0.1	0.02	0.16	b.d.l.	0.19
Al2O3	0.02	0.02	0.53	0.25	0.02	0.14	0.03	0.22	0.31	0.99	0.88
Cr2O3	0.02	0.02	0.09	0.06	0.02	0.31	0.01	0.3	b.d.l.	1.06	0.27
FeO	0.14	0.15	0.85	0.11	0.13	0.3	0.03	0.55	0.01	0.77	1.6
MnO	0.04	0.03	0.17	3.08	0.03	0.18	0.15	0.1	0.2	0.08	0.01
MgO	0.14	0.13	0.15	b.d.l.	0.15	0.71	0.03	0.75	0.57	3.71	1.22
CaO	0.02	0.02	0.16	0.14	0.03	b.d.l.	0.01	0.07	0.01	0.02	0.35
Na2O	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01
K2O	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.17	0.01	b.d.l.	0.02	b.d.l.	0.08	b.d.l.	0.11
NiO	0.03	0.03	b.d.l.	0.03	0.03	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.	0.17	0.08
<i>n</i>	1	1	2	3	1	2	1	2	2	2	2

Echantillon Mineral Texture	SMS 22-6-13 Serpentine	SMS 26-2-11 Serpentine	SMS 27-2-19 Serpentine	SMS 28-4-10 Serpentine	SMS 29-5-41 Serpentine	SMS 29-6-13 Serpentine Bastite after OPX	SMS 30-2-2 Serpentine Bastite	SMS 33-3-27 Serpentine Bastite	SMS 34-2-17 Serpentine Bastite after CPX
Oxide wt%	Bastite after CPX	veine (after cpx?)	Bastite after OPX	Bastite after CPX	Bastite after OPX	OPX	Bastite	Bastite	CPX
SiO2	43.07	40.28	38.89	40.2	40.34	37.26	38.63	40.66	40.52
TiO2	0.18	b.d.l.	0.1	b.d.l.	b.d.l.	0.14	0.12	0.13	0.2
Cr2O3	2.1	3.98	2.26	1.38	2.33	2.63	2.19	4.04	1.69
Al2O3	0.67	1.39	0.17	0.02	1.16	0.81	1.25	0.71	0.56
Fe2O3	7.25	3.57	2.3	4.26	4.96	6.04	4.79	8.28	7.88
MnO	0.16	b.d.l.	0.06	0.08	0.09	0.17	0.06	0.11	0.11
NiO	31.98	37.62	38.22	38.92	33.38	33.87	32.08	28.03	33.91
MgO	0.4	0.12	0.07	0.06	0.44	0.19	0.09	0.42	0.19
CaO	b.d.l.	b.d.l.	0.03	0.00	0.03	0.02	b.d.l.	0.03	b.d.l.
Na2O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.05	0.02	0.07	b.d.l.
K2O	0.2	0.11	0.18	0.46	0.3	b.d.l.	0.14	0.24	b.d.l.
TOTAL	86.01	87.06	82.25	85.38	83.04	81.18	79.39	82.71	85.07
2σ									
SiO2	0.1	0.1	0.1	0.09	3.98	1.54	0.99	3.55	1.56
TiO2	0.02	0.02	0.02	0.00	b.d.l.	0.06	0.03	0.07	0.28
Al2O3	0.01	0.03	0.01	0.01	2.37	0.29	0.59	0.9	0.69
Cr2O3	0.02	0.02	0.02	0.01	0.27	0.12	0.14	0.2	0.02
FeO	0.13	0.1	0.08	0.1	1.64	2.61	0.3	1.41	0.31
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.18	0.05	0.11	0.15	0.05
MgO	0.16	0.15	0.14	0.15	3.99	3.39	1.86	3.7	1.36
CaO	0.03	0.02	0.02	0.02	1.15	0.28	0.05	0.41	0.08
Na2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.08	0.09	b.d.l.	0.11	b.d.l.
K2O	0.01	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.08	0.07	0.08	0.16	b.d.l.
NiO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.22	b.d.l.	0.05	0.18	b.d.l.
n	1	1	1	1	3	4	3	4	2

Echantillon Mineral	SMS 7-3-7 Chrysotile	SMS 8-2-25 Chrysotile	SMS 13-4-11 Chrysotile	SMS 14-5-8 Chrysotile	SMS 15-3-16 Chrysotile	SMS 21-5-6 Chrysotile	SMS 22-6-13 Chrysotile	SMS 2-2-17 Serpentine	SMS 5-4-17 Serpentine	SMS 5-4-17 Serpentine
Texture	Fibrous vein	Fibrous vein	Fibrous vein	Fibrous vein	Fibrous vein	Fibrous vein	Fibrous vein	Vein	Recrystallized vein	Vein
Oxide wt%										
SiO2	40.65	38.4	42.4	41.72	39.38	39.59	38.83	41.49	40.56	42.4
TiO2	0.01	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	0.02	b.d.1.	b.d.1.
Cr2O3	0.67	0.42	0.83	0.06	0.79	0.07	1.08	0.74	4.25	0.22
Al2O3	0.01	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	0.54	0.87	b.d.1.
Fe2O3	5.4	7.26	5.26	7.86	3.61	6.35	5.29	5.03	4.22	2.93
MnO	0.2	1.69	0.07	0.1	b.d.1.	b.d.1.	0.23	0.07	b.d.1.	b.d.1.
NiO	36.84	33.36	27.48	33.21	34.66	34.05	28.79	36.91	35.73	38.1
MgO	0.03	0.07	0.1	0.16	0.03	0.08	0.04	0.08	0.1	0.06
CaO	0.02	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	0.08	0.1	0.09	0.03	b.d.1.	0.08
Na2O	b.d.1.	b.d.1.	0.05	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	0.03	0.01	b.d.1.	0.13
K2O	0.23	0.38	0.46	b.d.1.	0.19	0.36	0.29	0.08	b.d.1.	b.d.1.
TOTAL	84.06	81.57	76.66	83.11	78.73	80.59	74.68	84.99	85.73	83.92
2σ										
SiO2	0.09	0.93	0.39	0.1	0.25	0.1	2.92	0.1	0.09	0.51
TiO2	0.02	b.d.1.	b.d.1.	0.02	b.d.1.	b.d.1.	b.d.1.	0.02	0.02	b.d.1.
Al2O3	0.01	1.19	0.22	0.00	0.04	0.00	0.08	0.01	0.02	0.05
Cr2O3	0.01	b.d.1.	b.d.1.	0.01	b.d.1.	0.01	b.d.1.	0.02	0.02	b.d.1.
FeO	0.11	0.02	0.26	0.14	0.46	0.13	0.53	0.11	0.1	1.14
MnO	0.03	0.8	0.12	0.03	b.d.1.	0.03	0.2	0.03	0.03	b.d.1.
MgO	0.14	1.2	2.57	0.14	1.95	0.14	2.05	0.14	0.14	2.65
CaO	0.02	0.2	0.03	0.02	0.09	0.02	0.13	0.02	0.02	0.11
Na2O	0.01	b.d.1.	b.d.1.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06
K2O	b.d.1.	b.d.1.	0.09	b.d.1.	b.d.1.	0.01	0.07	0.01	0.01	0.08
NiO	0.03	0.27	0.15	0.03	0.11	0.03	0.08	0.03	b.d.1.	b.d.1.
<i>n</i>	1	2	3	1	2	1	2	1	1	3

Echantillon Mineral Texture	SMS 6-3-14 Serpentine Vein	SMS 8-2-17 Serpentine Recrystallized vein	SMS 8-2-25 Serpentine Vein	SMS 10-5-6 Serpentine Recrystallized vein	SMS 11-2-4 Serpentine Vein	SMS 14-5-1 Serpentine Vein	SMS 17-4-19 Serpentine Vein	SMS 22-6-13 Serpentine Vein	SMS 26-2-11 Serpentine Vein	SMS 27-2-19 Serpentine Vein	SMS 29-5-41 Serpentine Vein
Oxide wt%											
SiO2	39.35	43.81	37.99	41.14	41.24	38.9	40.9	42.04	42.49	40.26	43.56
TiO2	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.17	b.d.l.
Cr2O3	0.02	0.56	0.65	1.28	1.56	0.04	1.58	0.49	2.15	2.02	0.05
Al2O3	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.39	b.d.l.
Fe2O3	5.08	4.27	10.26	4.66	8.06	5.33	5.58	3.48	3.55	3.15	3.02
MnO	b.d.l.	0.03	0.11	0.12	0.16	0.12	0.13	b.d.l.	b.d.l.	0.09	0.04
NiO	37.1	37.87	33.07	35.92	35.06	33.16	36.99	39.48	37.38	37.24	37.57
MgO	b.d.l.	0.01	0.29	b.d.l.	0.14	0.06	b.d.l.	b.d.l.	0.1	b.d.l.	b.d.l.
CaO	0.06	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.08	b.d.l.	0.05	b.d.l.	0.03	b.d.l.
Na2O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02
K2O	0.28	0.17	0.31	b.d.l.	b.d.l.	0.2	b.d.l.	0.33	0.17	0.16	0.16
TOTAL	81.9	86.73	82.67	83.11	86.21	77.96	85.19	85.87	85.85	83.5	84.43
2σ											
SiO2	2.3	1.24	0.09	0.35	0.1	5.25	1.02	0.1	0.1	3.31	5.11
TiO2	b.d.l.	b.d.l.	0.1	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.48	b.d.l.
Al2O3	0.08	0.19	0.03	0.18	0.01	0.03	0.2	0.01	0.02	2.31	0.09
Cr2O3	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.01	1.1	b.d.l.
FeO	2.36	0.6	0.03	1.69	0.1	2.8	1.37	0.09	0.1	1.42	0.14
MnO	b.d.l.	0.11	0.15	0.03	0.03	0.24	0.01	0.03	0.03	0.25	0.13
MgO	2.6	1.48	0.03	2.57	0.14	9.23	0.04	0.14	0.14	1.18	5.25
CaO	b.d.l.	0.05	0.01	b.d.l.	0.02	0.02	b.d.l.	0.02	0.02	b.d.l.	b.d.l.
Na2O	0.1	b.d.l.	0.02	b.d.l.	0.01	0.04	b.d.l.	0.01	0.01	0.08	b.d.l.
K2O	b.d.l.	b.d.l.	0.02	b.d.l.	0.01	0.00	b.d.l.	0.01	0.01	b.d.l.	0.08
NiO	0.18	0.11	0.03	b.d.l.	0.03	0.16	b.d.l.	0.03	0.03	0.00	0.08
n	3	13	1	6	1	2	2	1	1	2	3

Echantillon Mineral Texture	SMS 29-5-41 Serpentine Recrystallized vein	SMS 29-6-13 Serpentine Vein	SMS 30-2-2 Serpentine Vein	SMS 33-3-27 Serpentine Vein	SMS 34-2-17 Serpentine Recrystallized vein
Oxide wt%					
SiO ₂	44.25	40.08	39.74	42.94	40.94
TiO ₂	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Cr ₂ O ₃	0.23	1.99	0.31	1.31	2.93
Al ₂ O ₃	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.31
Fe ₂ O ₃	4.32	5.01	7.38	2.95	4.26
MnO	0.04	0.12	0.13	0.05	0.07
NiO	37.73	36.02	36.16	39.66	37.67
MgO	b.d.l.	b.d.l.	0.11	0.02	0.06
CaO	b.d.l.	0.04	0.06	b.d.l.	b.d.l.
Na ₂ O	b.d.l.	0.08	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
K ₂ O	0.18	b.d.l.	0.14	b.d.l.	b.d.l.
TOTAL	86.73	83.33	84.04	86.95	86.24
<i>2σ</i>					
SiO ₂	0.4	0.57	3.09	0.17	1.34
TiO ₂	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Al ₂ O ₃	0.01	1.17	0.21	0.25	1.64
Cr ₂ O ₃	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.96
FeO	0.25	0.91	0.4	0.39	0.94
MnO	0.12	0.17	0.1	0.09	0.11
MgO	1.44	2.02	0.51	0.75	0.48
CaO	b.d.l.	b.d.l.	0.09	0.08	0.1
Na ₂ O	b.d.l.	0.09	0.01	b.d.l.	b.d.l.
K ₂ O	b.d.l.	0.12	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	0.02	b.d.l.	0.05	b.d.l.	b.d.l.
<i>n</i>	5	4	2	3	5

Echantillon Mineral	SMS 1-2-35 Chlorite	SMS 3-2-1 Chlorite	SMS 5-4-17 Chlorite	SMS 7-3-7 Chlorite	SMS 8-2-17 Chlorite	SMS 17-4-2 Chlorite	SMS 22-6-13 Chlorite	SMS 26-2-11 Chlorite	SMS 34-2-17 Chlorite
Oxide wt%									
SiO2	34.23	35.92	36.76	34.93	35.63	33.21	32.69	35.13	35.8
TiO2	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Cr2O3	11.49	12.29	11.84	12.47	13.39	13.93	16.91	12.63	13.88
Al2O3	0.48	0.44	0.67	0.25	0.11	b.d.l.	b.d.l.	0.29	0.27
Fe2O3	4.93	5.05	3.83	5.24	3.4	3.08	5.4	4.51	3.75
MnO	0.04	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	34.32	35.52	34.05	34.75	34.53	33.91	29.3	33.86	32.77
MgO	0.1	0.16	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.18	b.d.l.	0.11
CaO	0.1	0.05	b.d.l.	b.d.l.	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.1
Na2O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.07	b.d.l.	b.d.l.
K2O	0.19	b.d.l.	b.d.l.	0.16	b.d.l.	b.d.l.	0.18	0.21	b.d.l.
TOTAL	85.88	89.47	87.15	87.81	87.11	84.14	84.73	86.63	86.66
2σ									
SiO2	2.82	2.49	1.12	0.08	3.57	0.45	0.01	0.42	0.04
TiO2	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02
Al2O3	1.41	1.47	2.63	3.69	1.76	0.89	1.63	0.04	0.01
Cr2O3	b.d.l.	0.11	0.11	0.21	0.3	b.d.l.	b.d.l.	0.33	0.14
FeO	0.00	1.98	0.56	4.26	1.18	0.28	0.22	0.05	0.07
MnO	0.13	0.13	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.18
MgO	b.d.l.	0.57	0.3	1.59	1.67	1.09	1.28	0.11	0.06
CaO	b.d.l.	0.15	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.11	b.d.l.	0.02
Na2O	b.d.l.	0.15	b.d.l.	b.d.l.	0.13	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.03
K2O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.06
NiO	0.55	b.d.l.	b.d.l.	0.46	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.
n	2	2	2	2	2	2	2	2	1

Echantillon Mineral	SMS 1-2-35 Tremolite	SMS 2-2-17 Tremolite	SMS 3-2-1 Tremolite	SMS 4-2-1 Tremolite	SMS 5-4-17 Tremolite	SMS 21-5-6 Tremolite	SMS 26-2-11 Tremolite
Oxide wt%							
SiO2	57.92	58.24	58.61	52.76	58.33	58.24	57.05
TiO2	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.28	b.d.l.	0.05	b.d.l.
Cr2O3	0.12	0.83	0.2	4.77	0.14	0.29	1.41
Al2O3	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.72	b.d.l.	0.03	0.24
Fe2O3	5.79	0.92	2.83	2.65	2.4	2.81	4.23
MnO	b.d.l.	0.2	0.03	b.d.l.	0.12	0.21	0.14
NiO	21.1	23.33	22.7	21.59	23.33	23.27	22.12
MgO	11.73	13.05	13.36	13.21	13.19	13.13	12.12
CaO	0.06	0.12	0.07	1.79	0.09	0.7	0.41
Na2O	b.d.l.	0.08	b.d.l.	0.03	b.d.l.	0.06	b.d.l.
K2O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.06	b.d.l.	b.d.l.	0.04
TOTAL	96.72	96.77	97.8	97.84	97.6	98.79	97.77
2σ							
SiO2	1,00	1.28	0.51	0.37	1,00	1.16	3.66
TiO2	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.27	b.d.l.	0.15	b.d.l.
Al2O3	0.34	2.12	0.16	0.14	0.25	0.06	3.8
Cr2O3	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.32	b.d.l.	0.1	0.69
FeO	1,00	2.6	0.31	0.02	1.44	1.31	5.58
MnO	b.d.l.	0.55	0.12	b.d.l.	0.41	0.6	0.39
MgO	0.42	0.81	0.14	0.41	0.59	0.56	3.12
CaO	1,00	0.78	0.18	0.23	0.83	0.01	0.1
Na2O	0.17	0.1	0.13	0.14	0.07	0.12	0.62
K2O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.09	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.16	b.d.l.	b.d.l.	0.12
n	2	2	3	2	3	2	2