



HAL
open science

Migration des liquides de fusion et formation des dunités dans le manteau de l'ophiolite d'Oman

Delphine Klaessens

► **To cite this version:**

Delphine Klaessens. Migration des liquides de fusion et formation des dunités dans le manteau de l'ophiolite d'Oman. Sciences de la Terre. Université de Lorraine, 2021. Français. NNT : 2021LORR0062 . tel-03338943

HAL Id: tel-03338943

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-03338943v1>

Submitted on 3 Mar 2023

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.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

SIReNa



CRPG



INSU

Géosciences
Montpellier

UNIVERSITE DE LORRAINE

Ecole Doctorale SIReNa - Centre de Recherches Péetrographiques et Géoehimiques

Migration des liquides de fusion et formation des dunites dans le manteau de l'ophiolite d'Oman

Par

Delphine KLAESSENS

*Thèse de doctorat présentée et soutenue publiquement pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Université de Lorraine (Spécialité: Géosciences)*



Soutenance le 23 février 2021 devant le jury composé de:

Prof. Jonathan SNOW	Louisiana State University, USA	<i>Rapporteur</i>
Dr. Carlos J. GARRIDO	Universidad de Granada, Espagne	<i>Rapporteur</i>
Dr. Delphine BOSCH	Géosciences Montpellier, Montpellier	<i>Examinatrice</i>
Prof. Sarah LAMBART	University of Utah, USA	<i>Examinatrice</i>
Dr. David JOUSSELIN	CRPG, Nancy	<i>Examineur</i>
Dr. Laurie REISBERG	CRPG, Nancy	<i>Directrice</i>
Dr. Marguerite GODARD	Géosciences Montpellier, Montpellier	<i>Invitée</i>

CRPG-CNRS Université de Lorraine

15, Rue Notre Dame des Pauvres - 54501 Vandœuvre-Lès-Nancy - France

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier très sincèrement et de tout cœur Laurie Reisberg et David Jousselin, mes encadrants de thèse (directeurs effectifs), très complémentaires, qui ont partagé avec moi leurs connaissances et leurs expériences. Toujours présents et disponibles, ils se sont impliqués à fond dans cette thèse. Ils m'ont initiée à la recherche et au travail de terrain. J'ai découvert en leur compagnie un très beau pays, le Sultanat d'Oman, et d'autres contrées lors de mes multiples missions (Japon, Barcelone, Hanovre). Je me souviendrai de nos feux de camp à la belle étoile en plein désert et de nos tentatives pour identifier les constellations. On a quand même eu la chance d'observer une *Blue Moon* lors de notre première nuit sur le terrain ! Grâce à eux, j'ai aussi participé à un projet international d'ICDP, *l'Oman Drilling Project*, qui m'a permis de rencontrer et d'échanger avec de nombreux chercheurs et doctorants des quatre coins du monde. Lors de ce projet, j'ai eu la possibilité de faire partie d'une équipe de géochimie sur le navire de recherche *Chikyu* d'IODP en mer du Japon. Merci à David pour ses compétences en structurales et les stages de terrain. Maintenant, j'ai l'œil pour trouver le Moho dans les paysages. Merci à Laurie pour son expertise reconnue en géochimie et en NTIMS, et de m'avoir présenté son cher bébé *Finnigan MAT 262*. Nous en avons manipulées des tables de données ! Merci à vous deux.

J'adresse mes remerciements aux membres du jury: Prof. Jonathan Snow (Louisiana University, USA), Dr. Carlos J. Garrido (Universidad de Granada, Espagne), Dr. Delphine Bosch (Géosciences Montpellier, Montpellier) et Prof. Sarah Lambart (University of Utah, USA).

Cette thèse n'aurait pas eu lieu sans l'intervention du *Tellus Program* du CNRS/INSU qui l'a financée, ainsi que de la direction et du secrétariat du CRPG, que je remercie. J'ai une pensée particulière pour Aurélie Didot dont j'ai apprécié l'efficacité et la gentillesse. Je remercie également le Ministère du Commerce et de l'Industrie du Sultanat d'Oman pour son hospitalité et l'autorisation à exporter des échantillons. Merci à l'équipe de *l'Oman Drilling Project* d'ICDP pour son accueil sur le site du forage et les échantillons intégrés à notre étude.

Une personne à ne surtout pas oublier est notre chère *Wonder Woman*, Catherine Zimmermann, toujours dynamique et souriante, sans qui cette thèse n'aurait pas abouti. Merci à Catherine pour son aide précieuse dans les manipulations et nos échanges bien sympathiques. Tu n'as jamais la poisse avec les instruments, ce n'est pas juste ! Un grand merci aussi à Christiane Parmentier pour son aide en chimie (et pour bien avoir voulu partager la salle blanche avec moi), à Damien Cividini et à Aimeryc Schumacher pour leurs supports techniques sur le *Neptune* et le *XSERIES*. Merci à Larry pour ses interventions sur

mon ordinateur et son accueil. Je salue l'intervention de l'équipe du SARM, d'Abdellah Zitouni pour son aide dans le broyage de mes échantillons, de Laurent Tissandier pour son assistance pour le MEB, ainsi que toutes les autres personnes du laboratoire.

Tous mes remerciements vont à Marguerite Godard de *Géosciences Montpellier*, pour son expertise en éléments en trace, ses précieux conseils et les échantillons qu'elle nous a prêtés. Tu t'en es tiré les cheveux avec le traitement de nos données ! Ta bonne humeur sur le *Chikyu* était contagieuse. Je salue aussi le travail de ses collaboratrices, Céline Martin et Léa Causse, qui m'ont assistée dans les préparations chimiques et les analyses des échantillons. Je remercie Cécile Prigent et Dan Lévy qui ont mis à notre disposition des échantillons complétant ainsi notre collection.

Au cours de mes voyages, j'ai partagé des expériences professionnelles et de vie collective qui me laissent de bons souvenirs. Merci à vous: Claire Aupart, Jude Coggon, Ryoko Senda, Chang Zhang, et l'équipe d'Oman DP. Merci aussi à Françoise Boudier et Satish Singh pour nos discussions informelles et contributions sur le terrain.

Je suis extrêmement reconnaissante à Delphine Bosch qui m'a si bien accueillie lors de mon stage préparatoire à ce doctorat. J'ai été touchée par son humanité et sa gentillesse. Ses nombreux conseils constructifs et de qualité, notamment lors des réunions du comité de suivi, m'ont été très précieux.

Petits clins d'œil à mes collègues doctorants et aux anciens doctorants: ma collègue de bureau Marion toujours souriante, Marine toujours énergique et à l'écoute, Julien avec sa bonne humeur permanente, Apolline et ses conseils, Big Seb, Petit Seb, Antoine, Arbia, Marie, Cécile, Valentin, Guillaume et tous les autres.

Et pour finir, il y a bien évidemment mes parents qui m'ont toujours soutenue et à qui je dois énormément. Un immense merci à eux ! Merci aussi à Juju et Rémi ! J'ai une pensée pour ma grand-tante Gwen qui m'a poussée à aller jusqu'aux bouts dans ma recherche pour une thèse, et qui je sais, serait très fière du travail que j'ai accompli.

Résumé

Les rides médio-océaniques sont les sites de formation de la lithosphère océanique, qui recouvre les deux tiers de la surface terrestre. Le transport des liquides de fusion jusqu'à la ride reste encore peu compris. Les ophiolites, segments de lithosphère océanique obductés sur les continents, sont des sites idéaux pour étudier les processus mantelliques sous les dorsales. Elles contiennent des corps dunitiques, formés lors de l'interaction de la péridotite encaissante avec un liquide basaltique, entraînant la dissolution des pyroxènes et la précipitation d'olivine.

La combinaison d'observations structurales et de données géochimiques sur les dunités et leurs harzburgites adjacentes a permis d'identifier trois types de dunité: (1) les dunités de la zone de transition de Moho (MTZ), situées immédiatement sous la croûte, (2) les veines et bandes de dunité, dispersées dans la section mantellique principale, et (3) d'abondantes bandes dunitiques dans l'unité litée à la base de l'ophiolite.

Nos travaux géochimiques se sont concentrés sur les isotopes de l'osmium (Os), qui sont particulièrement adaptés au traçage de la migration de liquides à travers des péridotites mantelliques. Nos résultats montrent des signatures isotopiques en osmium différentes entre les harzburgites et les dunités, et parmi les trois types de dunité. Nous avons constaté que les harzburgites ont des compositions assez homogènes, similaires aux valeurs des péridotites abyssales, tout le long de la section mantellique. En revanche, les compositions des dunités varient systématiquement avec le contexte structural. Les dunités basales ont un caractère hautement résiduel (par exemple, un Mg# élevé) et des compositions isotopiques en Os équivalentes à celles de leurs harzburgites encaissantes, impliquant leur formation par l'interaction de ces harzburgites avec seulement de petites fractions de liquides. Les dunités de la section mantellique principale ont des compositions en Os plus radiogéniques, distinctes de celles des harzburgites adjacentes, suggérant une interaction avec des liquides plus importantes. Les dunités de la MTZ présentent de faibles concentrations en Os couplées à des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ très élevés, semblables à ceux de la croûte sus-jacente et dépassant ceux des MORB. Leur signature isotopique requiert une importante interaction avec des liquides plus radiogéniques que les MORB et probablement dérivés d'un slab.

La modélisation de la percolation de liquides à travers un chenal de dunité a démontré que ce mode de transport ne peut fournir des liquides avec des compositions en Os équivalentes à celles des dunités de la MTZ et de la croûte inférieure sus-jacente: les compositions des liquides deviendraient non radiogéniques au fur et à mesure de la percolation. Les travaux de cette thèse concluent à une migration des liquides, de leur source mantellique vers le Moho,

produite sans équilibration avec la dunite ou la harzburgite, et par conséquent rapide, ou du moins isolée chimiquement.

Une dunite exceptionnellement grande, située à environ 900-1200 m sous le Moho, a aussi été étudiée durant cette thèse: la dunite de Batin. Nos données suggèrent que cette dunite atypique se serait probablement formée, lors d'un évènement magmatique unique, par l'interaction de la harzburgite avec des liquides. Lors de leur montée, les liquides auraient progressivement perdu leur caractère radiogénique en Os et leur sous-saturation en pyroxène. Ces liquides auraient ainsi atteint le Moho avec une composition différente de celle des liquides à l'origine de l'essentiel de la croûte.

Mots clés: ophiolite d'Oman, manteau, isotopes de l'osmium, migration des liquides, dunite

Abstract

Mid-ocean ridges are the formation sites of ocean lithosphere covering two-thirds of the Earth's surface. Yet, melt transport to the ridge remains poorly understood. Ophiolites, segments of oceanic lithosphere thrust onto the continents, are ideal sites for studying mantle processes beneath ridges. They contain dunitic bodies, formed by interaction of the host peridotite with basaltic liquid causing pyroxene dissolution coupled with olivine precipitation. Using the example of the southeastern Oman ophiolite, this thesis explored the relationship between dunite distribution and melt transport to the ridge.

The combination of structural observations with geochemical data on dunites and their host harzburgites allowed identification of three dunite types: (1) dunites of the Moho Transition Zone (MTZ), located immediately below the crust, (2) dunite veins and bands, scattered throughout the main mantle section, and (3) abundant dunitic bands in the banded unit at the ophiolite base.

Our geochemical work focused on osmium isotopes, which are particularly suited for tracing melt flow through mantle peridotites. Our results show different osmium isotopic signatures between harzburgites and dunites, and among the three types of dunites. We found that harzburgites have fairly homogeneous compositions, similar to abyssal peridotite values, throughout the whole mantle section. In contrast, dunite compositions vary systematically with structural context. Basal dunites have highly residual character (e.g. high Mg#), and Os isotopic compositions equivalent to those of their host harzburgites, implying formation from these harzburgites by interaction with only small melt fractions. Dunites of the main mantle section have more radiogenic Os compositions, differing from those of adjacent harzburgites, suggesting more extensive melt interaction. MTZ dunites display low Os concentrations coupled with very high $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios, similar to those of the overlying crust and exceeding those of MORB. Their osmium isotope signature requires extensive interaction with melts more radiogenic than MORB and probably derived from a slab. Modeling melt percolation through a dunite channel demonstrated that this transport mode cannot deliver melts with Os compositions equivalent to those of MTZ dunites and the overlying lower crust: melt compositions would become progressively unradiogenic during percolation. The work of this thesis concludes that melt migration, from the mantle source to the Moho, occurred without equilibration with dunite or harzburgite, and was therefore rapid, or at least chemically isolated.

An exceptionally large dunite, located about 900-1200 m below the Moho, was also studied during this thesis: the Batin dunite. Our data suggest that this atypical dunite was probably formed by melt-harzburgite interaction during a unique magmatic event. As the melts ascended from the base of the dunite, they progressively lost their radiogenic Os signature and their under-saturation in pyroxene. These melts would thus have reached the Moho with a composition different from that of the melts that produced most of the crust.

Keywords: Oman ophiolite, mantle, osmium isotopes, melt migration, dunite

Table des matières

PREMIERE PARTIE - Introduction et mise en contexte de l'étude.....1

Chapitre I - Introduction générale et contexte de l'étude3

1. Contexte scientifique: Accrétion des fonds océaniques.....	3
2. Objectifs de la thèse	9
3. Intérêts de la thèse.....	10
4. Démarche	11
4.1. Déroulement du projet principal de la thèse.....	11
4.2. Déroulement du projet sur la dunite de Batin.....	12
5. Organisation du mémoire	13

Chapitre II - Migration des liquides de fusion dans le manteau océanique: données existantes15

1. Modèles d'extraction des liquides de fusion dans le manteau.....	15
1.1. Modèle d'écoulement poreux global.....	16
1.2. Modèle d'écoulement poreux chenalisé	17
1.2.1. Ecoulement poreux chenalisé le long d'une barrière de perméabilité	17
1.2.2. Ecoulement poreux chenalisé et réaction de dissolution.....	19
1.3. Modèle de migration par fracturation hydraulique.....	23
2. Expériences de migration de liquides dans la péridotite et d'interactions liquide-péridotite.....	26
2.1. Formation d'une zone de dunite réactionnelle et de veinules de liquide dans le manteau.....	26
2.2. Formation d'un gradient compositionnel à l'interface dunite-harzburgite.....	30
2.3. Focalisation et quantification des liquides nécessaires à la formation de la dunite	33
3. Conclusions.....	37

Chapitre III - L'ophiolite d'Oman comme cas d'étude39

1. Généralités sur les ophiolites	39
2. L'ophiolite d'Oman	41
2.1. Unités lithologiques et structure interne.....	41
2.1.1. Section crustale	41
2.1.2. Section mantellique.....	44
2.1.3. Filons.....	46
2.1.4. Semelle métamorphique	48
2.2. Mise en place de l'ophiolite	49
2.3. Zone d'étude.....	53

**Chapitre IV - Les éléments fortement sidérophiles et les isotopes de l'osmium:
de puissants traceurs de la migration de liquide dans le manteau55**

1. Eléments fortement sidérophiles	55
1.1. Les HSE dans le manteau	58
1.1.1. Minéraux hôtes des HSE dans le manteau	58
1.1.2. Influence des sulfures sur le comportement des HSE lors de la fusion partielle	61
1.1.2.1. Distribution des HSE liée à l'équilibration liquide silicaté/liquide sulfuré	61
1.1.2.2. Fractionnement des HSE par fusion partielle incongruente des sulfures	62
1.1.2.3. Comportement des HSE après la disparition des sulfures	63
1.1.2.4. Synthèse	64
2. Système isotopique ^{187}Re-^{187}Os	67
3. Composition du manteau supérieur	70
3.1. Le manteau primitif supérieur (PUM)	70
3.1.1. Contenu en HSE du PUM	70
3.1.2. Composition isotopique en osmium du PUM	72
3.2. Composition du manteau convectif supérieur	73
3.2.1. Abondances en HSE des péridotites abyssales	73
3.2.2. Composition isotopique en osmium des péridotites abyssales	74
3.2.3. Composition isotopique en osmium des MORB	75
3.2.4. Estimation de la composition isotopique en osmium moyenne du DMM	75
3.3. Application du système isotopique Re-Os dans le manteau	77
3.3.1. Traçage de processus anciens	77
3.3.2. Traçage des interactions liquide-roche récentes	79
4. Applications de l'étude des HSE aux ophiolites	83
4.1. L'ophiolite de Troodos (Chypre)	83
4.2. L'ophiolite de Pindos (Grèce)	86
4.3. L'ophiolite de Taitao (Chili)	91
4.4. Le complexe ophiolitique des îles Shetland (Ecosse)	94
4.5. Le complexe ophiolitique de Leka (Norvège)	98
5. Conclusions	102

Chapitre V - Données préexistantes de la zone d'étude.....105

1. Distribution de la dunite dans le manteau	105
1.1. Description de trois types de dunite	111
1.2. Un quatrième type de dunite: la dunite de Batin	114
2. Etudes géochimiques sur la partie sud-est de l'ophiolite d'Oman	115
2.1. Distribution des éléments en traces incompatibles en lien avec les contextes structuraux	115
2.2. Etudes préexistantes des HSE sur l'ophiolite d'Oman	119
2.2.1. Section crustale	119
2.2.2. Section mantellique	120
2.2.2.1. Harzburgites	120
2.2.2.2. Dunites	122
2.2.2.3. Chromitites	125

Références	127
-------------------------	------------

DEUXIEME PARTIE - Méthodologie et techniques analytiques.....145

Chapitre VI - Echantillonnage et préparation des échantillons147

- 1. Echantillonnage..... 147**
- 2. Fabrication de lames minces pour l'analyse pétrographique..... 148**
- 3. Réalisation des poudres destinées à l'analyse géochimique 148**
- 4. Choix des échantillons pour les analyses chimiques 150**

Chapitre VII - Méthodes de caractérisation des échantillons.....151

- 1. Eléments majeurs et mineurs..... 151**
- 2. Analyse pétrographique..... 152**

Chapitre VIII - Techniques analytiques des compositions en éléments en traces et des isotopes de l'osmium des échantillons153

- 1. Eléments en traces incompatibles..... 153**
 - 1.1. Préparation chimique des échantillons 153
 - 1.2. Analyse des échantillons par spectrométrie de masse..... 154
 - 1.3. Traitement des données 155
- 2. Eléments fortement sidérophiles et isotopes de l'osmium..... 156**
 - 2.1. Dilution isotopique 156
 - 2.2. Extraction chimique des HSE 160
 - 2.2.1. Etape 1: la digestion acide des échantillons sous haute pression 160
 - 2.2.2. Etape 2: l'extraction liquide-liquide de l'osmium 161
 - 2.2.3. Etape 3: la purification de l'osmium par microdistillation 162
 - 2.2.4. Etape 4: la séparation du rhénium et des autres platinoïdes (Ru, Pd, Pt et Ir) par chromatographie à colonnes échangeuses d'anions..... 163
 - 2.2.5. Séries d'échantillons et validation de la méthode 165
 - 2.3. Analyse des HSE par spectrométrie de masse 166
 - 2.3.1. Analyse de l'osmium par NTIMS..... 166
 - 2.3.1.1. Préparation des échantillons..... 166
 - 2.3.1.2. Mesure des échantillons par NTIMS..... 167
 - 2.3.1.2.1. Fonctionnement du NTIMS 167
 - 2.3.1.2.2. Déroulement de l'analyse 169
 - 2.3.1.2.3. Corrections et validation des résultats 170
 - 2.3.2. Analyse des autres HSE (Ru, Pd, Re, Pt et Ir) par MC-ICP-MS (et Q-ICP-MS)..... 171
 - 2.3.2.1. Principe et fonctionnement du MC-ICP-MS..... 171
 - 2.3.2.2. Protocole analytique 173
 - 2.3.2.3. Corrections et validation des résultats..... 175

Références..... 177

TROISIEME PARTIE - Présentation et discussion des résultats de la thèse.....179

Chapitre IX - Formation de la dunite et traçage de la migration des liquides dans le manteau de l'ophiolite d'Oman par les isotopes de l'osmium181

Article: Osmium isotope evidence for rapid melt migration towards the Moho in the Oman ophiolite.....	183
Abstract	184
Keywords.....	184
Highlights.....	184
1. Introduction.....	185
2. Structure of the mantle section in the Oman ophiolite	186
2.1. Internal structure.....	186
2.2. Current views of dunite distribution in the mantle section.....	188
2.3. Definition of three types of dunite in the mantle section based on new cross-sections	189
3. Samples and analytical techniques.....	192
3.1. Sample selection and description	192
3.2. Analytical methods	193
3.2.1. Whole-rock major and trace element compositions.....	193
3.2.2. Re-Os compositions	193
4. Variations in major element and Os isotope compositions with structural context.....	194
5. Discussion	199
5.1. Seawater contamination vs. Magmatic process	199
5.2. Os isotope evolution during melt-rock interaction.....	201
5.2.1. Theoretical considerations.....	201
5.2.2. Melt percolation model.....	202
5.2.2.1. Description of the model.....	202
5.2.2.2. Results for the three types of dunite in the framework of the model.....	204
5.3. Need for rapid melt transport through the mantle section.....	207
5.4. Concordance of model with geological observations	208
6. Conclusions.....	209
Acknowledgements.....	209
Author Contributions.....	210
CRediT author statement.....	210
Competing Interests statement	210
7. Supplementary material.....	211
7.1. Analytical method for trace element compositions	211
7.2. Seawater alteration of peridotite-mixing model	212
7.3. Melt-peridotite mixture	213
7.4. Melt percolation model	214
7.5. Supplementary Figures	217
7.6. Supplementary Tables	223
References	238

Chapitre X - Caractérisation des compositions en éléments en traces de la dunite dans le manteau de l'ophiolite d'Oman243

1. Eléments fortement sidérophiles	243
1.1. Observation et analyse de sulfures au MEB	243
1.2. Abondances en HSE	246
1.2.1. Qualité et validation des données analytiques	246
1.2.2. Description et discussion des données	254
1.2.2.1. Harzburgites	254
1.2.2.2. Dunites.....	257
1.2.2.2.1. Dunite de la section basale.....	257
1.2.2.2.2. Dunites de la section mantellique principale.....	258
1.2.2.2.3. Dunites de la MTZ	259
1.2.2.3. Paires harzburgite/dunite.....	261
1.3. Conclusions	264
2. Eléments en traces incompatibles.....	265
2.1. Qualité et validation des données analytiques.....	265
2.2. Description et discussion des données	275
2.2.1. Dunites de la zone de transition du Moho.....	275
2.2.2. Péridotites de la section mantellique principale.....	276
2.2.2.1. Harzburgites	276
2.2.2.2. Dunites.....	277
2.2.3. Péridotites de la section basale	278
3. Conclusion	284

Chapitre XI - Etude d'une dunite particulière dans le massif de Wadi Tayin: la dunite de Batin - Participation à l'Oman Drilling Project d'ICDP285

1. Observations de terrain.....	291
2. Description des puits BA et des échantillons	294
3. Compositions chimiques des péridotites de Batin.....	296
3.1. Qualité et validation des données analytiques.....	296
3.2. Description des résultats	302
3.2.1. Harzburgites.....	302
3.2.2. Dunites.....	303
4. Discussion des résultats	309
4.1. Contamination par l'eau de mer vs. Processus magmatique	309
4.2. Enregistrement d'anciens épisodes de fusion partielle.....	311
4.3. Composition chimique atypique pour la dunite de Batin	312
4.4. Formation de la dunite de Batin	314
5. Conclusion	315
Références.....	317

QUATRIEME PARTIE – Conclusions et perspectives.....	323
<i>Conclusions et perspectives.....</i>	<i>325</i>
<i>Références.....</i>	<i>333</i>
CINQUIEME PARTIE – Annexes.....	335
<i>Annexe 1 : Liste des abréviations.....</i>	<i>337</i>
<i>Annexe 2 : Compositions en éléments majeurs des échantillons de la thèse...</i>	<i>338</i>
<i>Annexe 3 : Observations pétrographiques.....</i>	<i>342</i>
<i>Annexe 4: Photographies de terrain des trois types de dunite dans la zone d'étude.....</i>	<i>343</i>

Première Partie

Introduction et mise en contexte de l'étude



Chapitre I

Introduction générale et contexte de l'étude

1. Contexte scientifique: accréation des fonds océaniques

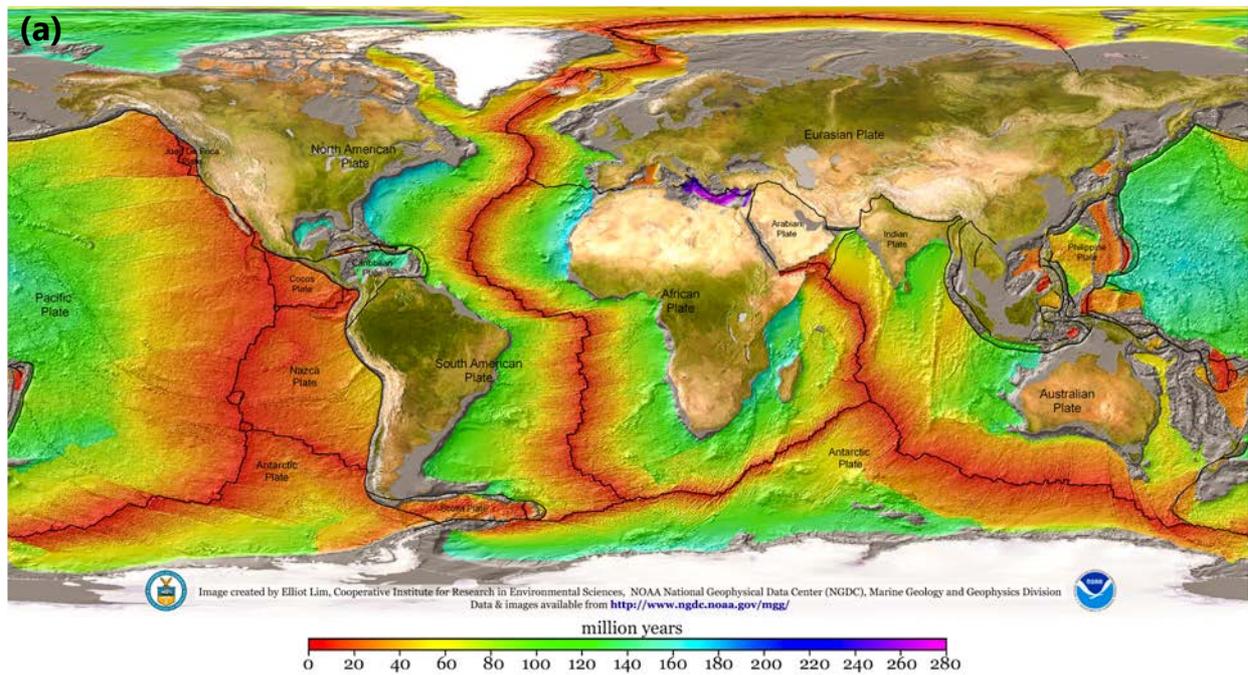
La lithosphère océanique couvre plus des deux tiers de la surface terrestre (Fig. I. 1). Elle se forme le long de fines structures, les rides médio-océaniques, et plonge dans le manteau au niveau des zones de subduction moins de 200 millions d'années plus tard. Sous les dorsales océaniques, le manteau fond partiellement sur un vaste champ atteignant plusieurs dizaines de kilomètres de large (e.g. >200 km de large à la dorsale Est-Pacifique) (Fig. I. 2). En revanche, l'activité volcanique en surface est souvent restreinte à une zone d'une largeur inférieure à 2 km et centrée sur la dorsale (en dehors de quelques monts sous-marins peu actifs situés au-delà d'une distance de 15 km).

La formation de la lithosphère océanique est un processus fondamental de la dynamique terrestre et fait encore l'objet de nombreuses questions telles que:

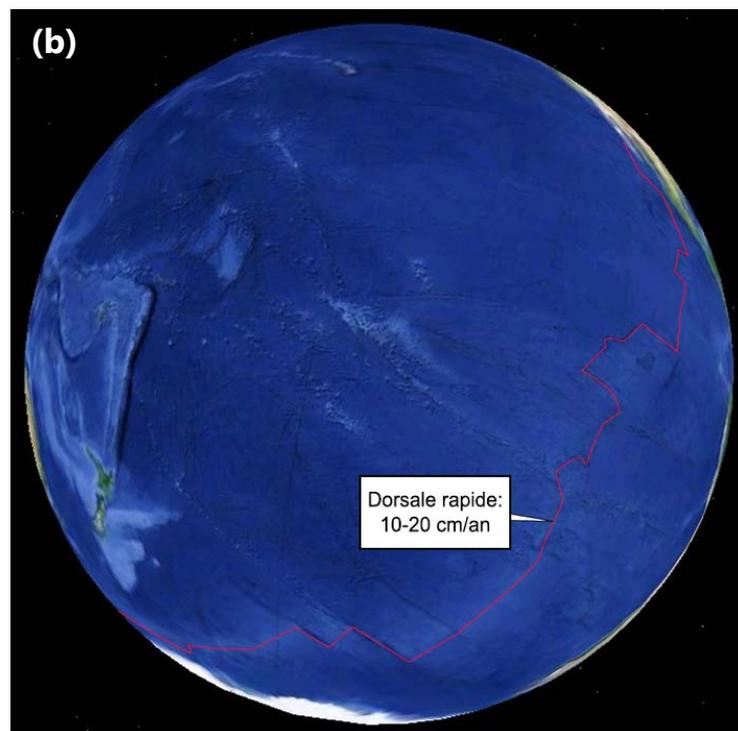
- Quels mécanismes permettent le transport et la focalisation du liquide à l'axe ?
- Comment se distribue ce liquide dans le manteau sous la ride ?
- Quelle est la composition de la (ou des) roche(s) source(s) de ce liquide ?
- Comment la composition du liquide évolue-t-elle lors de sa remontée vers la surface et quelle est son influence sur les roches avec lesquelles il interagit?

La thèse participe à cette thématique de formation de la lithosphère océanique et a pour principal objectif la discussion des processus de migration des liquides de fusion dans le manteau pour nourrir les rides médio-océaniques.

Fig. 1. 1. Formation de la lithosphère océanique le long des rides médio-océaniques.



(a) Carte mondiale illustrant l'âge de la lithosphère océanique (Müller et al., 2008). La lithosphère la plus jeune (>1 Ma) est représentée en rouge, et la plus ancienne, en bleu et rose (≥ 200 Ma).



(b) La lithosphère de l'Océan Pacifique, formée à la ride Est-Pacifique (EPR) avec un taux d'expansion de 10-20 cm/an, couvre quasiment un hémisphère terrestre. Image aérienne issue de Google Earth.

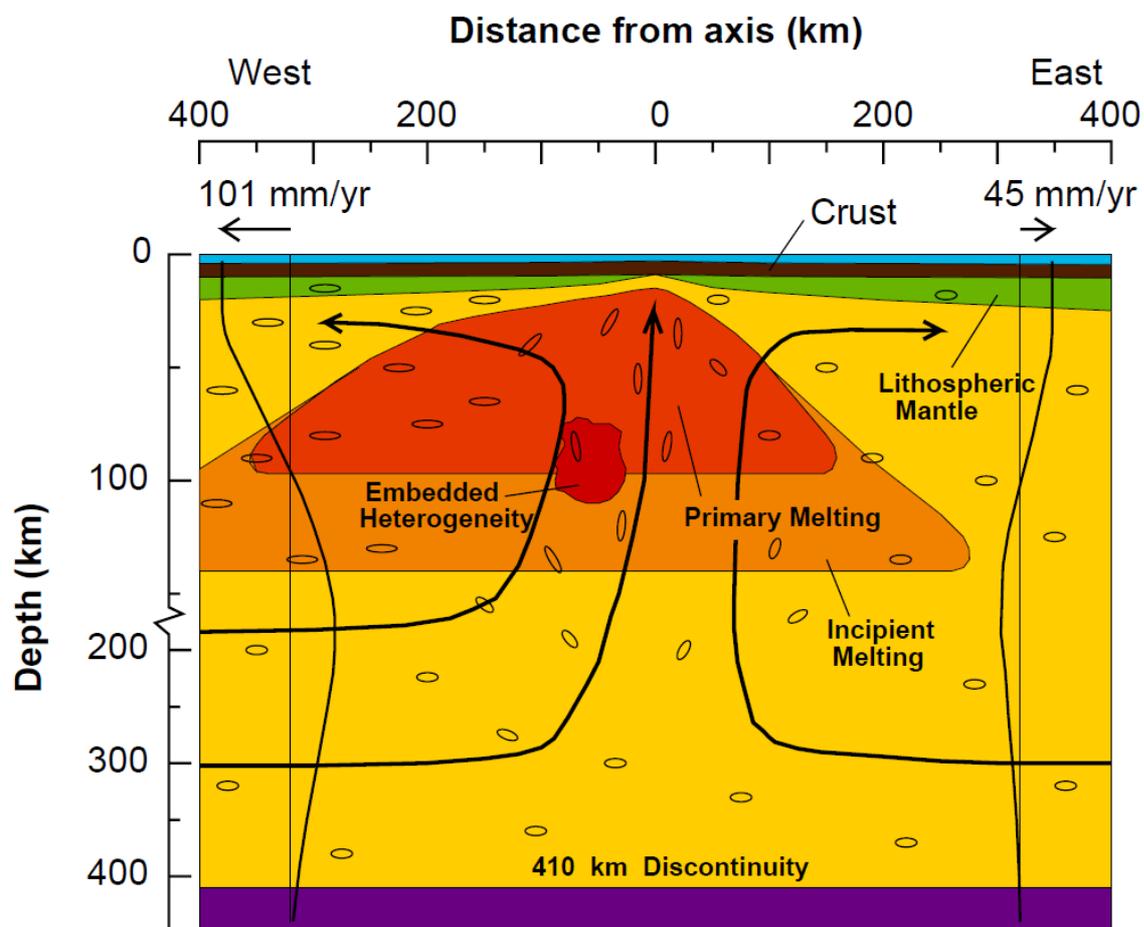


Fig. 1. 2. Profil de la dorsale Est-Pacifique qui synthétise une partie des résultats de l'expérience MELT (Forsyth et al., 1998). La zone rouge/orange représente une région du manteau où les vitesses sismiques sont ralenties par la présence de liquides de fusion. Cette fraction de liquides pourrait être de l'ordre de 1 à 2% à une profondeur de 100 km, voire de plus de 150 km, et s'étendre sur une largeur dépassant les 200 km. L'expérience MELT montre également que cette zone à faible vitesse sismique dans le manteau serait asymétrique sous la dorsale Est-Pacifique, à la suite d'une différence des vitesses d'éloignement des plaques de part et d'autre de la ride (101 mm/an vers l'Ouest vs. 45 mm/an vers l'Est). Cette différence de vitesse impliquerait ainsi un cisaillement plus important dans le manteau supérieur sous la plaque Pacifique, plus rapide que la plaque Nazca. Les flèches correspondent aux lignes de flux mantelliques. Des profils des vitesses horizontales sont proposés loin de l'axe de la dorsale sous la forme de lignes continues et indiquent un plus grand flux de retour vers l'Ouest. De petites ellipses figurent aussi et désignent l'orientation préférentielle des cristaux d'olivine (axe a). L'étude géochimique des laves a suggéré la présence d'hétérogénéités dans le manteau.

Pour étudier le manteau océanique et la migration de liquides de fusion au sein de ce dernier, diverses approches existent:

- accéder directement aux roches en place lors de missions en mer, par forage ou carottage et par dragage des roches sur les fonds océaniques;
- utiliser la géophysique qui via la tomographie sismique, peut fournir des informations sur les dorsales en fonctionnement jusque dans les couches mantelliques, et donc sur la distribution des liquides magmatiques;
- étudier des ophiolites.

La première méthode a permis de déterminer les lithologies présentes au niveau des dorsales: des basaltes, des gabbros et des péridotites. L'analyse de ces lithologies a mis en évidence l'existence d'un déséquilibre géochimique entre les roches crustales et les péridotites mantelliques aux faibles pressions de la croûte (Niu, 2004; O'Hara, 1965; Stolper, 1980). Néanmoins, cette méthode pose d'importantes limitations: (1) les roches draguées ne sont que superficielles; (2) il est souvent difficile d'établir des relations structurales entre les échantillons récoltés; (3) en dehors de zones très particulières comme le rift d'Hess Deep, les roches mantelliques sont surtout accessibles aux dorsales lentes, où l'absence de production magmatique permet leur exposition.

L'expérience MELT (MELT, Mantle Electromagnetic and Tomography) (e.g. Forsyth et al. (1998)) et le projet UNDERSHOOT (Toomey et al., 2007) sont deux exemples emblématiques d'expériences de tomographie sismique permettant d'avoir une vue de la structure du manteau sous la ride Est-Pacifique. L'expérience MELT comporte des études de sismologie passive (enregistrement de tremblements de terre lointains), qui ont permis d'imager des structures sous la dorsale jusqu'à une profondeur de 400 km, le long de deux profils transversaux à l'axe, sur une étendue d'environ 800 km (Forsyth et al., 1998). Les données récoltées ont montré l'existence d'une structure asymétrique dans le manteau sous la dorsale (Fig. I. 2): la zone de fusion partielle (1-2% de liquide) s'étend jusqu'à une profondeur supérieure à 100 km et sur une largeur de plusieurs centaines de kilomètres, atteignant 350 km sous le flan occidental (Forsyth et al., 1998). Le projet UNDERSHOOT consistait en une expérience de sismologie active (enregistrement de tirs). Il s'est intéressé à la distribution des liquides de fusion à l'interface croûte-manteau, jusqu'à 4 km sous le Moho, sur une étendue d'environ 30 km et en continu le long d'un segment entier de premier ordre entre les failles de Clipperton et Siqueiros. Les images obtenues indiquent une distribution des liquides non uniforme le long de l'axe de la ride, et pas toujours centrée sous l'axe (Fig. I. 3). Les zones les plus riches en liquide (1 à 3%) se répartissent dans des zones de 10 km de large espacées de 20 à 30 km.

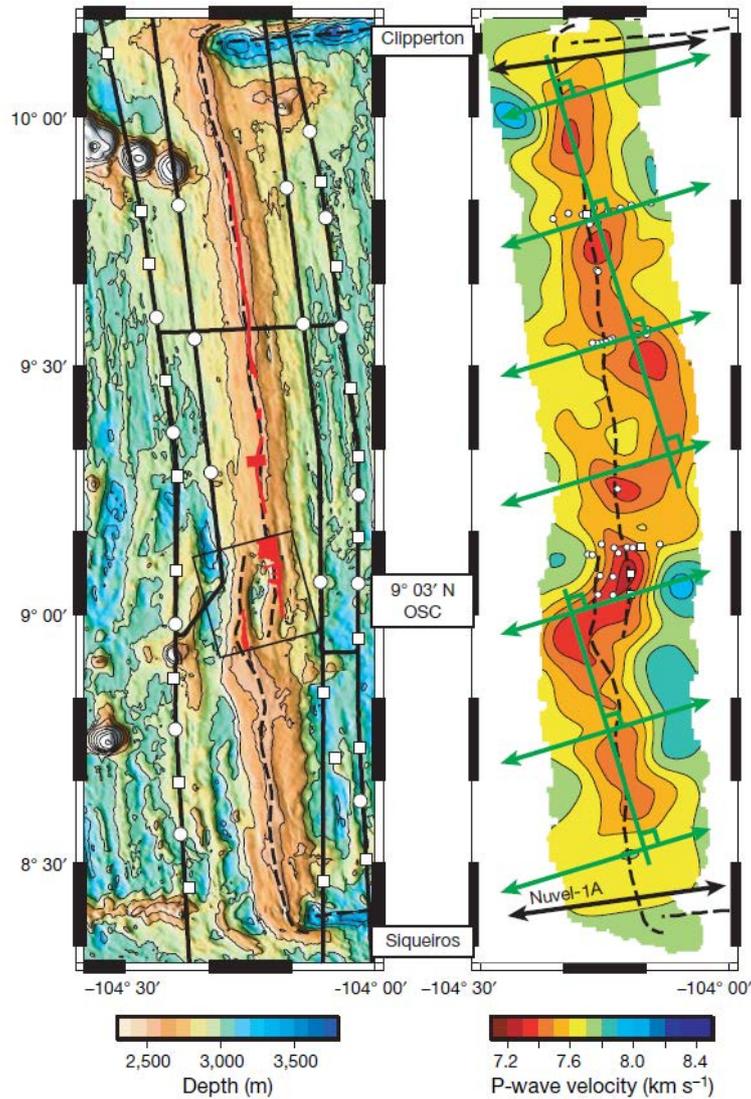


Fig. 1. 3. Expérience UNDERSHOOT (Toomey et al, 2007). (a) Carte topographique de la zone d'étude avec la localisation des sismomètres (carrés et ronds blancs) le long de la ride Est-Pacifique (ligne noire tiretée) entre les failles de Clipperton et Siqueiros. (b) Image tomographique de la vitesse des ondes P à l'interface croûte-manteau. Les zones les plus ralenties (en rouge) sont interprétées comme des régions comportant 3% de liquide sous la croûte. Les lignes et flèches vertes représentent respectivement des segments en échelons de la zone à faible vitesse du manteau et les directions du flux mantellique. Les flèches noires indiquent les directions d'expansion océanique.

Finalement, des chercheurs se sont intéressés aux ophiolites, plus faciles d'accès, qui sont des morceaux de lithosphère océanique obductés sur le continent (Fig. 1. 4). Leur étude a notamment permis d'établir des logs de la lithosphère océanique permettant ainsi de mieux comprendre sa structure. L'analyse de leurs roches a confirmé le déséquilibre chimique entre les basaltes et les péridotites à basse pression (~8 kbars) (Kelemen et al., 1995a). Dans la section mantellique des ophiolites, principalement lherzolitique ou harzburgitique, des **corps dunitiques** peuvent être observés et sont généralement interprétés comme les produits de l'interaction de la péridotite encaissante avec un liquide basaltique (Boudier and Nicolas, 1977, 1995; Büchl et al., 2002, 2004b; Kelemen, 1990; Kelemen et al., 1995a). Ces corps dunitiques correspondraient à des zones d'interaction et de circulation de liquides de fusion au travers de la péridotite encaissante (Kelemen et al., 1995a; Nicolas, 1986).

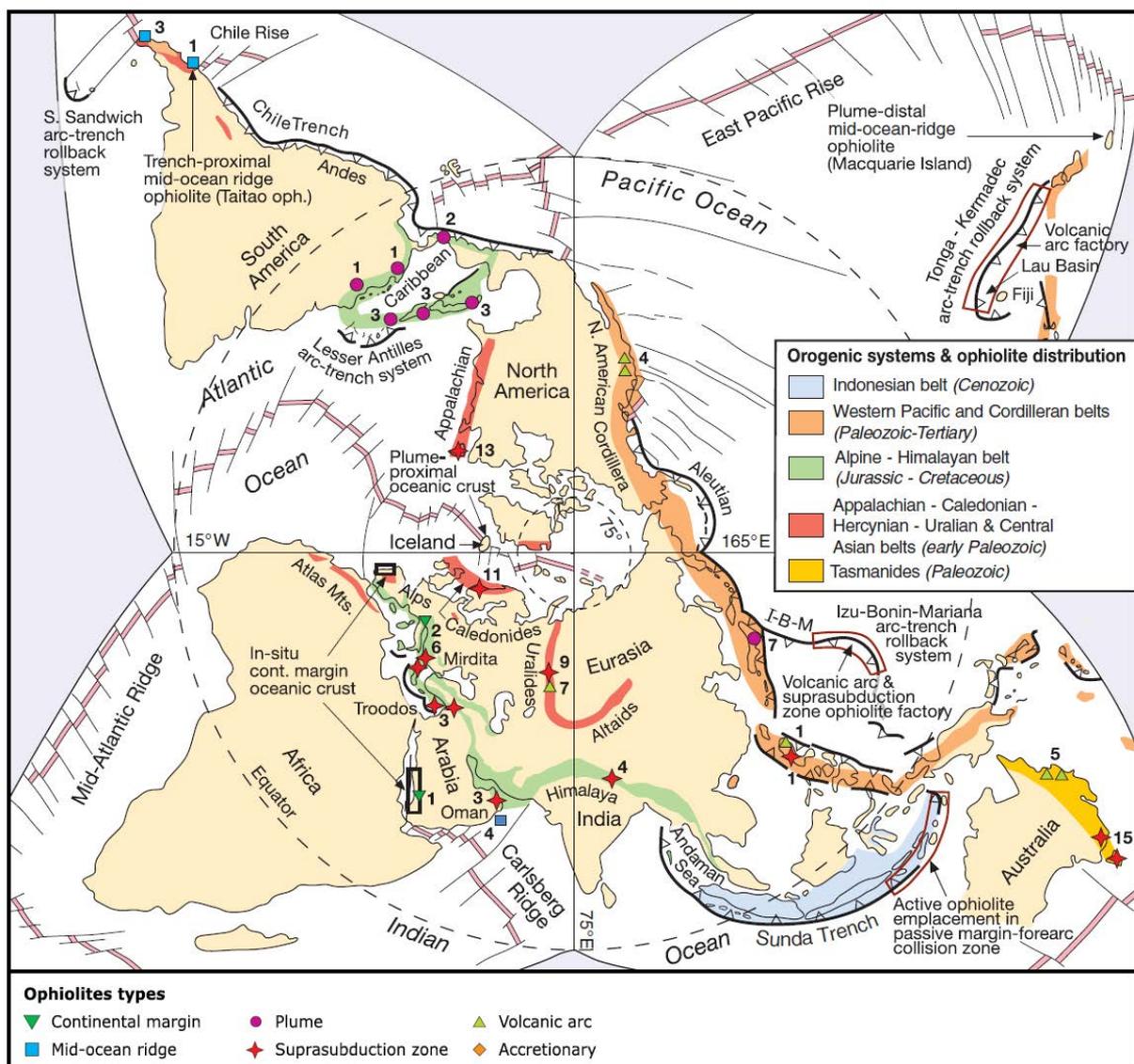


Fig. 1. 4. Distribution globale des chaînes orogéniques majeures et des ophiolites en projection polaire nord de Dilek and Furnes (2011). Le contexte tectonique (selon ces auteurs) de chaque ophiolite est indiqué: marge continentale, ride médio-océanique, panache mantellique ou zone de supra-subduction.

2. Objectifs de la thèse

Au cours de ma thèse, j'étudie l'ophiolite d'Oman qui est un site d'étude privilégié de par son excellente préservation et sa vaste étendue (500 km de long, 50 à 100 km de large). Elle constitue le plus grand segment de lithosphère océanique accessible à l'étude directe sur Terre. Sa section mantellique affleure sur plus de 60% de sa surface. Elle est donc particulièrement adaptée à l'étude de la migration de liquides dans le manteau sous les rides médio-océaniques, difficilement accessible. L'approche de cette étude est concentrée sur la formation des dunités mantelliques dans cette ophiolite. La cartographie et la géologie structurale sont couplées à la pétrographie et à la géochimie afin de mieux caractériser les corps dunitiques présents dans la section mantellique et de tracer les interactions liquide-roche dont ils résultent.

Après avoir contraint la distribution de la dunite dans la section mantellique de la région sud-est de l'ophiolite d'Oman, il faut répondre à plusieurs sous-objectifs:

- caractériser les dunités et en identifier **différentes catégories** (si existantes)
Les dunités sont-elles toutes identiques des points de vue chimique, pétrographique et structural ? En existe-t-il plusieurs types répartis différemment dans la section mantellique ? Dans le [Chapitre V](#), nous identifierons trois types de dunite.
- étudier les **liens génétiques** des différents types de dunite
Par exemple, l'un des trois types de dunite correspond à des bandes de dunite qui se concentrent à la base de la section mantellique de l'ophiolite. Un autre type consiste en la zone de transition du Moho, située sous l'interface croûte-manteau.
Les dunités basales se sont-elles aussi formées juste sous le Moho ? Puis, ont-elles été déplacées plus en profondeur, à la base de la section ? Sont-elles d'anciennes dunités verticales, comme suggérées dans le modèle de Kelemen et al. (1995a) (cf. [Chapitre II](#)), qui ont été par la suite transposées par l'écoulement divergent à la dorsale ? Ou n'ont-elles tout simplement aucun lien de parenté avec les autres dunités ?
- quantifier les **portions relatives de liquide** circulant dans la harzburgite et la dunite
Quelle quantité de liquide est nécessaire pour transformer de la harzburgite en dunite par interaction liquide-péridotite ? Les dunités de la section mantellique de l'ophiolite ont-elles toutes été formées et ont-elles toutes réagi avec les mêmes fractions de liquide ? Et qu'en est-il de la harzburgite ?
- contraindre la **source de ce liquide** (dans le cas de l'ophiolite d'Oman)
Le contexte géodynamique de l'ophiolite d'Oman, comme de la plupart des ophiolites, est controversé (cf. [Chapitre III](#)). En Oman, deux modèles prédominent avec une formation de l'ophiolite au niveau d'une ride médio-océanique ou dans une

zone de supra-subduction. Le liquide circulant dans le manteau est-il issu d'une ride, de la déshydratation d'un slab ou d'une source plus exotique ?

- déterminer le **mode de transport** de ce liquide dans le manteau

Comment le liquide circule-t-il dans le manteau ? Migre-t-il lentement en imbibant les joints de grains de la péridotite? Nous avons vu plus haut que les basaltes sont en déséquilibre chimique avec les harzburgites océaniques et ophiolitiques. Le liquide doit-il alors circuler rapidement pour préserver ce déséquilibre ?

3. Intérêts de la thèse

L'essentiel de la thèse repose sur l'utilisation du système radiométrique ^{187}Re - ^{187}Os , dans lequel l'isotope ^{187}Re du rhénium se désintègre pour former de l'isotope ^{187}Os de l'osmium ($t_{1/2} = 41.6 \text{ Ga}$, $\lambda = 1.666 \cdot 10^{-11}$) (Smoliar et al., 1996), pour tracer les interactions récentes entre les liquides et les péridotites mantelliques. Ces deux éléments se comportent différemment lors de la fusion partielle: l'osmium, très compatible, se concentre dans le résidu de fusion, tandis que le rhénium, modérément incompatible, migre dans le liquide. Cette différence de comportement entraîne la création de réservoirs terrestres avec des rapports Re/Os très distincts, qui développeront avec le temps des rapports isotopiques $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ très contrastés. Ainsi, de par son affinité pour le liquide de fusion, le rhénium y entraîne un excès d' ^{187}Os après la décroissance du ^{187}Re , laissant une croûte enrichie en rhénium et en ^{187}Os par rapport au manteau.

Lors de la migration d'un liquide au travers d'une péridotite, les compositions isotopiques (du Sr, Nd et Pb) et les teneurs en éléments incompatibles, comme les terres rares légères (LREE, Light Rare Earth Elements), de la péridotite sont rapidement modifiées par équilibration avec celles du liquide, bien plus concentré en ces éléments. Pour l'osmium, le bilan des masses est inversé, et la péridotite enregistre progressivement la modification de sa composition isotopique en osmium vers celle du liquide au fur et à mesure de la percolation du liquide. L'enregistrement graduel des compositions isotopiques permet la quantification relative des quantités de liquides qui ont circulé dans la péridotite, et fait ainsi des isotopes de l'osmium de puissants traceurs des interactions liquide-péridotite dans le manteau. L'utilisation de ces traceurs, combinée à un examen du contexte structural de chaque péridotite analysée, apporte des résultats clés à la compréhension de la migration des liquides de fusion et à la formation de la dunite dans le manteau supérieur sous les rides-médio-océaniques.

4. Démarche

L'approche générale de la thèse a d'abord consisté à contraindre la distribution et l'abondance de la dunite dans la section mantellique des massifs sud-est (Nakhl-Rustaq, Sumail, Wadi Tayin et Haylayn) de l'ophiolite d'Oman, par des observations structurales lors d'expéditions sur le terrain. Les observations de terrain ont conduit à la définition de différentes catégories de dunite. Ces différentes catégories de dunite, ainsi que la harzburgite encaissante, ont ensuite été analysées pétrographiquement et géochimiquement afin d'étudier l'existence ou non de liens génétiques entre elles, et de quantifier les fractions relatives de liquides qui y ont circulé et qui les ont formées. Ce volet constitue la majeure partie de la thèse. Une étude complémentaire a été réalisée sur une dunite particulièrement grande (jusqu'à 250 m d'épaisseur) qui affleure dans la région de Batin, dans le massif de Wadi Tayin, pour comprendre son origine. Elle fait partie d'un projet international, *l'Oman Drilling Projet* d'ICDP (ICDP, International Continental Scientific Drilling Program).

4.1. Déroulement du projet principal de la thèse

Les échantillons de la thèse proviennent d'une campagne de terrain organisée en première année de thèse (49 sites, 71 échantillons), d'une collection déjà disponible de 72 sites d'échantillonnage (143 échantillons) acquise en 2016 en prévision de cette thèse, de la collection de Godard et al. (2000) ainsi que d'autres missions de terrain. En plus d'un échantillonnage supplémentaire, la première campagne de terrain en Oman a consisté en l'observation des structures entre les différentes unités et au sein de ces dernières. Une deuxième mission de terrain dans l'ophiolite a été réalisée en début de troisième année dans le but de compléter nos observations structurales sur les différents sites d'échantillonnage.

Des coupes de la section mantellique de l'ophiolite d'Oman ont été établies afin de caractériser les variations latérales et verticales de la distribution des différents types de dunite et d'étudier les liens possibles entre les unités. Les volets de pétrographie et de géochimie ont consisté en:

- une étude de caractérisation des roches par une analyse pétrographique et par la détermination de la composition en éléments majeurs et mineurs des roches totales;
- une étude de traçage de la circulation des liquides dans les roches ultrabasiques par l'analyse des compositions en éléments en traces des roches, des plus incompatibles (e.g. LREE) aux plus compatibles (e.g. Os, Ir et Ru), et des isotopes de l'osmium.

L'étude pétrographique approfondie des lames minces a inclus une analyse des textures qui a permis de comprendre les conditions de déformation des roches. Les analyses chimiques des compositions en éléments fortement sidérophiles (Os, Ir, Ru, Pt, Pd, Re) et isotopiques en osmium constituent la majeure partie de la thèse (52 échantillons dont 10 duplicatas), et ont été effectuées au *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques* (CRPG) à Nancy. Certaines lames minces d'échantillons analysés ont également été observées en réflexion et au microscope électronique à balayage afin de déterminer la distribution, l'abondance et la nature des sulfures présents ou non dans la roche, qui jouent un rôle important sur le budget des éléments fortement sidérophiles dans les péridotites. De plus, les éléments en traces incompatibles ont été analysés avec la collaboration de Marguerite Godard au laboratoire *Géosciences Montpellier*. Ces éléments constituent de bons traceurs de l'histoire magmatiques des roches, et présentent un grand intérêt dans cette étude. Par exemple, la composition des roches en ces éléments peut varier en fonction de leurs contextes structuraux, comme l'ont montré Godard et al. (2000) en comparant les spectres en terre rares d'harzburgites de la section mantellique en dehors de l'axe loin de diapirs et d'harzburgites issues du diapir de Maqсад (cf. [Chapitre V](#)).

4.2. Déroulement du projet sur la dunite de Batin

A la collection des échantillons de la thèse, s'ajoutent les échantillons issus de la participation à *l'Oman Drilling Project*, une campagne de forages ICDP dans l'ophiolite d'Oman. Ce projet international a pour objectifs: (1) l'obtention de données clés sur les processus d'extraction de liquide de fusion à partir du manteau, d'accrétion magmatique et d'altération hydrothermale de la croûte océanique, et (2) l'étude des processus d'altération actuels, de leurs relations avec la biosphère profonde, et de leur potentiel pour capturer et stocker le carbone par carbonatation minérale in situ. La campagne comprenait dix puits de forage par carottage et six puits destructifs dans les massifs sud-est de l'ophiolite. Dans la région de Batin, située dans le massif de Wadi Tayin, l'équipe d'ICDP a foré une série de puits BA destinée à l'étude de la serpentinitisation. J'ai participé à la campagne de forage de cette série de puits lors de la première mission de terrain. Ensuite, les carottes des puits BA ont été décrites et analysées sur le navire japonais *Chikyu* d'IODP à la fin de ma première année de thèse. J'ai intégré l'équipe de géochimie du navire lors de cette expédition.

La participation à ce projet a permis l'accès à un échantillonnage continu et à petite échelle dans la zone particulière de Batin, où une dunite exceptionnellement grande affleure, ainsi qu'à une large plate-forme d'échanges et de rencontres avec des chercheurs et des doctorants internationaux. Les échantillons collectés comprennent des harzburgites et des dunités dont une partie a été analysée chimiquement au CRPG afin d'en déterminer les compositions en éléments majeurs et fortement sidérophiles, et en les isotopes de l'osmium.

5. Organisation du mémoire

Le manuscrit de thèse se divise en quatre parties.

La [Première Partie](#) consiste en une introduction générale de la problématique abordée dans cette thèse (cf. [Chapitre I](#)), suivie d'un état de l'art réparti en quatre chapitres. Les modèles proposés et les expériences menées pour essayer de comprendre la migration des liquides de fusion sous les rides médio-océaniques sont résumés dans le [Chapitre II](#). L'importance de la dunite dans cette thématique y est également discutée. Le [Chapitre III](#) est consacré aux généralités sur les ophiolites et à l'ophiolite d'Oman. Le [Chapitre IV](#) s'intéresse aux éléments fortement sidérophiles et aux isotopes de l'osmium. Ce chapitre expose l'intérêt de ces traceurs dans le cadre de la thèse, qui permettent de tracer les interactions liquide-roche dans le manteau, et ainsi, la migration de liquides dans ce dernier. Différents cas d'étude y sont également décrits. Le [Chapitre V](#) reprend les données existantes de la distribution de la dunite et des études géochimiques réalisées sur les péridotites de la section mantellique de l'ophiolite d'Oman.

La [Deuxième Partie](#) est consacrée à la méthodologie et aux techniques d'analyse des échantillons de la thèse. Cette partie se divise en trois chapitres. Le premier, le [Chapitre VI](#), décrit les techniques d'échantillonnage et de préparation des échantillons pour leur analyse. Le [Chapitre VII](#) expose les méthodologies appliquées pour l'analyse pétrographique et géochimique de leurs compositions en éléments majeurs et mineurs. Ensuite, sont discutées, dans le [Chapitre VIII](#), les techniques analytiques de leurs compositions en éléments en traces incompatibles et fortement sidérophiles ainsi que des isotopes de l'osmium.

La [Troisième Partie](#) présente et discute les résultats des deux projets de la thèse en trois chapitres. Le [Chapitre IX](#) consiste en un article soumis à la revue *Earth and Planetary Science Letters*, consacré aux résultats principaux de la thèse et du **Projet 1**. Cet article combine les données de terrain de la distribution de la dunite dans le manteau aux analyses des concentrations en osmium et en rhénium ainsi que des compositions isotopiques en osmium. Dans le [Chapitre X](#), sont regroupés les autres données du **Projet 1**, les compositions en éléments en traces incompatibles et fortement sidérophiles. Le [Chapitre XI](#) est consacré aux résultats des abondances en éléments fortement sidérophiles et des isotopes de l'osmium du **Projet 2** sur la dunite de Batin.

Ce manuscrit se termine par des conclusions générales et des perspectives établies dans la [Quatrième Partie](#), et par les annexes dans la [Cinquième Partie](#).

Chapitre II

Migration des liquides de fusion dans le manteau océanique: données existantes

Dans ce chapitre, seront abordés les différents modèles proposés pour expliquer l'extraction des liquides de fusion dans le manteau océanique et leur focalisation extrême à l'axe des dorsales. L'importance de la dunité dans cette problématique y sera également évoquée.

1. Modèles d'extraction des liquides de fusion dans le manteau

Les processus de migration des liquides de fusion au sein du manteau sous les rides médio-océaniques restent controversés. Divers chercheurs ont tenté de les comprendre au travers de modélisations basées sur des études structurales (Nicolas, 1986), géochimiques (Kelemen et al., 1995a), pétrologiques (Lambart et al., 2009; Pec et al., 2015) ou encore numériques (Ahern and Turcotte, 1979; Kelemen et al., 1995b; Stevenson, 1989). Parmi les modèles proposés, trois types principaux se distinguent:

- (1) Modèle d'**écoulement poreux global** (à travers toute la matrice mantellique) (e.g. Ahern and Turcotte (1979))
- (2) Modèle d'**écoulement poreux chenalisé** (e.g. Aharonov et al. (1995); Hebert and Montési (2010); Kelemen et al. (1995a,b); Sparks and Parmentier (1991))
- (3) Modèle de **migration par fracturation hydraulique** (e.g. Nicolas (1986); Richardson (1998); Rubin (1995); Sleep (1988); Stevenson (1989))

1.1. Modèle d'écoulement poreux global

L'un des premiers modèles de migration des liquides de fusion dans le manteau sous les rides médio-océaniques est celui d'Ahern and Turcotte (1979). Dans leur modèle numérique, ils proposent que le liquide de fusion migre verticalement dans la section mantellique, par écoulement poreux (loi de Darcy), jusqu'à la lithosphère. Le liquide forme un réseau connecté entre les grains de la péridotite encaissante (Fig. II. 1a-b). Par différence de densité, il s'élève dans la matrice élasto-plastique, plus dense, qui se referme et se compacte, et migre ainsi vers le haut de la section pour nourrir la ride.

Les calculs du modèle concluent que le volume de liquide produit est équivalent à une croûte de 5.9 km d'épaisseur. Cependant, la quantité de liquides produits directement sous l'axe de la dorsale est de loin insuffisante pour former toute cette croûte. Ahern and Turcotte (1979) suggèrent par conséquent que les liquides produits en dehors de l'axe migrent latéralement vers la dorsale, au travers des lignes de flux mantellique (Fig. II. 1c).

Parmi les modèles numériques, le modèle d'Ahern and Turcotte (1979) reste l'un des plus clairs à discuter de l'écoulement poreux malgré ses 23 équations. Il est également l'un des rares à faire le bilan de flux du liquide produit dans le manteau et de la quantité de liquide nécessaire pour produire la croûte. Néanmoins, une contradiction semble y être renfermée quant à la compaction de la matrice lors de l'extraction du liquide, qui forme un réseau connecté. Quand la matrice se ferme, le réseau de liquide devrait perdre sa connectivité. De plus, Ahern and Turcotte (1979) concluent à une fusion sur un large champ pour nourrir la ride mais ils ne tentent pas de résoudre la question de la focalisation des liquides à l'axe.

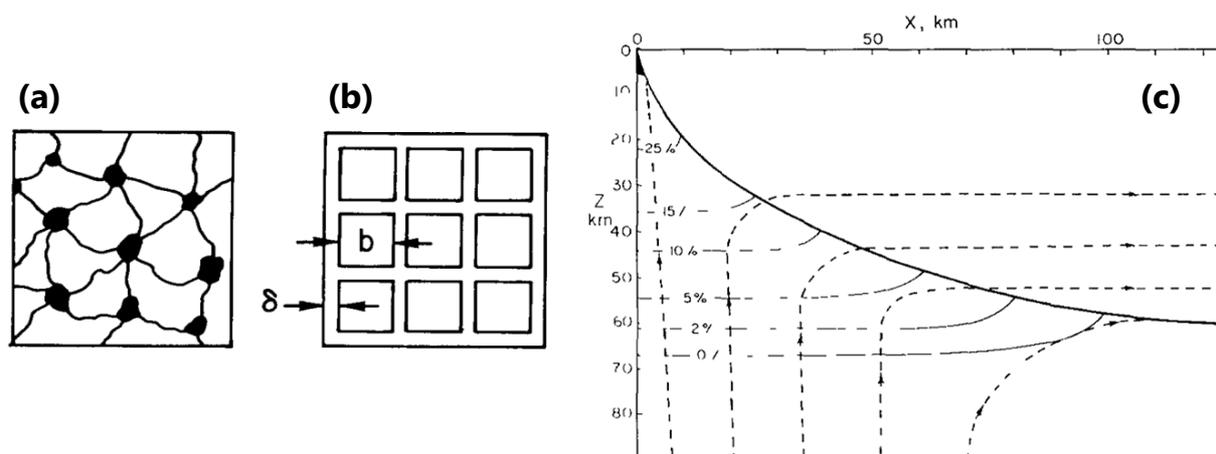


Fig. II. 1. Modèle d'écoulement poreux global d'Ahern and Turcotte (1979). (a) Formation d'un réseau connecté via les intersections granulaires de la matrice. (b) Schéma du modèle de la migration des liquides de fusion utilisé par Ahern and Turcotte (1979) consistant en une matrice de cubes avec b , la longueur du côté du cube, et δ , le diamètre des joints de grains. (c) Coupe schématisée d'une dorsale indiquant la courbe du solidus correspondant à la base de la lithosphère (ligne noire en gras), la trajectoire du flux mantellique (lignes en coude tiretées) et les courbes des degrés de fusion partielle (lignes horizontales discontinues).

1.2. Modèle d'écoulement poreux chenalisé

1.2.1. *Écoulement poreux chenalisé le long d'une barrière de perméabilité*

En réponse au modèle d'Ahern and Turcotte (1979) qui ne prend pas en compte la focalisation des liquides à l'axe des rides médio-océaniques, Sparks and Parmentier (1991) proposent un modèle numérique d'écoulement poreux chenalisé, sous la limite lithosphère-asthénosphère (Fig. II. 2).

Le principe de ce modèle est le suivant (Fig. II. 2): Le liquide de fusion migre vers le haut de la section mantellique par écoulement poreux dans une matrice solide-visqueuse. Une fois qu'il atteint la limite thermique à la base de la lithosphère froide, il cristallise dans la matrice poreuse, qui se compacte, et forme une barrière imperméable. La cristallisation du liquide et la compaction de la matrice créent un niveau sous-jacent fortement poreux (Ribe, 1985; Spiegelman, 1993a), pouvant atteindre une épaisseur d'environ 200 à 300 m (Fig. II. 3). Bloqué par la barrière imperméable, le liquide peut emprunter le chenal à forte porosité nouvellement formé et ainsi longer la barrière jusqu'à l'axe de la ride. La limite thermique froide s'approfondit avec la distance à la ride, en s'enfonçant dans le manteau au fur et à mesure que la distance par rapport à la crête augmente. De cette manière, le chenal de haute porosité serait capable de transporter latéralement le liquide de fusion ascendant sous l'action des forces de gravité jusqu'à l'axe de la ride.

Sparks and Parmentier (1991) estiment que les quantités de liquides extraits par écoulement poreux le long de cette barrière seraient suffisantes pour former une croûte océanique d'une épaisseur équivalente à celle observée aux dorsales, soit d'environ 6 km.

Ce modèle sera repris plus tard par Ghods and Arkani-Hamed (2000), Hebert and Montési (2010), Katz (2008) et Spiegelman (1993b, 1993c).

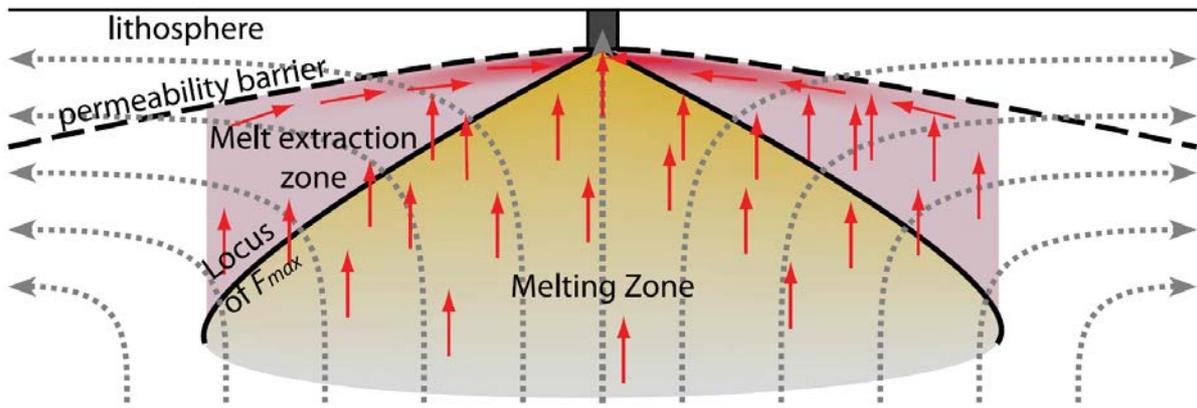


Fig. II. 2. Modèle d'écoulement poreux chenalisé le long d'une barrière imperméable de Hebert and Montési (2010). Production des liquides de fusion dans la zone de fusion active (zone jaune). Migration dynamique de ces derniers (flèches rouges) jusqu'à la limite thermique située à la base de la lithosphère. Cristallisation des liquides au contact de la lithosphère froide et formation d'une barrière imperméable (ligne noire tiretée). Accumulation des liquides sous la barrière de perméabilité et formation d'un chenal poreux par décompaction de la matrice. Migration des liquides par écoulement poreux dans ce chenal jusqu'au centre d'accrétion, le long de la barrière en suivant la topographie. La zone rouge représente la zone d'extraction des liquides de fusion. Les flèches grises en coupe et en pointillés désignent la trajectoire du flux mantellique.

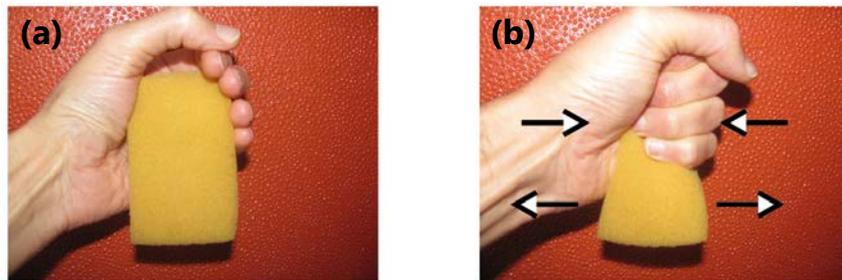


Fig. II. 3. Principe de formation d'un niveau de haute porosité sous une limite thermique froide. (a) Matrice poreuse initiale. (b) Cristallisation du liquide et déformation de la matrice au contact de la lithosphère froide sus-jacente. La partie supérieure de la matrice se refroidit et se compacte. Cette compaction entraîne une ouverture des pores dans sa partie inférieure, créant ainsi un niveau de haute porosité.

1.2.2. *Écoulement poreux chenalisé et réaction de dissolution*

Les basaltes formés au niveau des rides médio-océaniques (MORB, Mid-Oceanic Ridge Basalt) proviennent de la fusion des péridotites du manteau océanique. Cependant, des études géochimiques réalisées sur des échantillons récoltés lors de missions en mer ont mis en évidence que les basaltes et les gabbros de la croûte sont en déséquilibre chimique avec les péridotites résiduelles (lherzolite et harzburgite) aux faibles pressions de la croûte (Niu, 2004; O'Hara, 1965; Stolper, 1980). Ils sont sous-saturés en orthopyroxène, un constituant majeur des péridotites résiduelles, et trop riches en clinopyroxène (diopside) au Moho. De plus, leur composition en éléments en traces n'est pas en équilibre avec celle des péridotites proches du Moho (Klein and Langmuir, 1987; Salters and Hart, 1989). Dès lors, quand des liquides basaltiques migrent dans le manteau, ils peuvent dissoudre l'orthopyroxène de la péridotite encaissante et précipiter de l'olivine en interagissant avec elle selon l'équation suivante (Dick, 1977; Kelemen, 1990):



Cette réaction de dissolution peut conduire à la **formation d'une dunite** si elle se poursuit jusqu'à l'épuisement total de l'orthopyroxène de la péridotite. L'origine des corps dunitiques ophiolitiques est souvent attribuée à ce processus (Boudier and Nicolas, 1977, 1995; Büchl et al., 2002, 2004b; Kelemen, 1990; O'Driscoll et al., 2012; Wang et al., 2013).

Kelemen et al. (1995a) ont proposé un modèle d'extraction des liquides de fusion sous les rides médio-océaniques sur la base de ce processus. Ils ont montré qu'à l'inverse des péridotites résiduelles superficielles, les roches crustales sont en équilibre chimique avec les dunites de l'ophiolite d'Oman. Ils suggèrent dans leur modèle que le processus de dissolution de l'orthopyroxène de la péridotite par les liquides de fusion peut générer des chenaux de dunite dans lesquels ces liquides ascendants migrent pour nourrir la dorsale.

Lorsque la fusion partielle s'initie, le liquide migre vers le haut dans une harzburgite encaissante avec laquelle il est en déséquilibre chimique. Ce déséquilibre chimique entraîne la dissolution de l'orthopyroxène de la harzburgite et la formation de dunite sur le passage du liquide de fusion (Fig. II. 4a). Le prochain liquide emprunte les mêmes chenaux de dunite que le premier liquide; il est ainsi isolé de la harzburgite encaissante et reste en déséquilibre avec le manteau sur les 45 derniers kilomètres de son ascension, mais peut s'équilibrer avec la dunite. Par conséquent, un réseau ramifié de conduits dunitiques connectés se forme sous la dorsale (Fig. II. 4b).

Ce modèle, le plus communément admis, implique de trouver:

- des chenaux de dunite verticaux à l'axe assez larges bien que leurs largeurs soient encore sujettes à débat;
- des bandes de dunite horizontales au sommet et dans le reste de la section mantellique en dehors de l'axe (Fig. II. 4c), qui correspondraient à ces chenaux verticaux transposés par l'écoulement divergent à la dorsale.

La distribution de la dunite est par conséquent importante à contraindre dans le manteau au niveau des rides médio-océaniques.

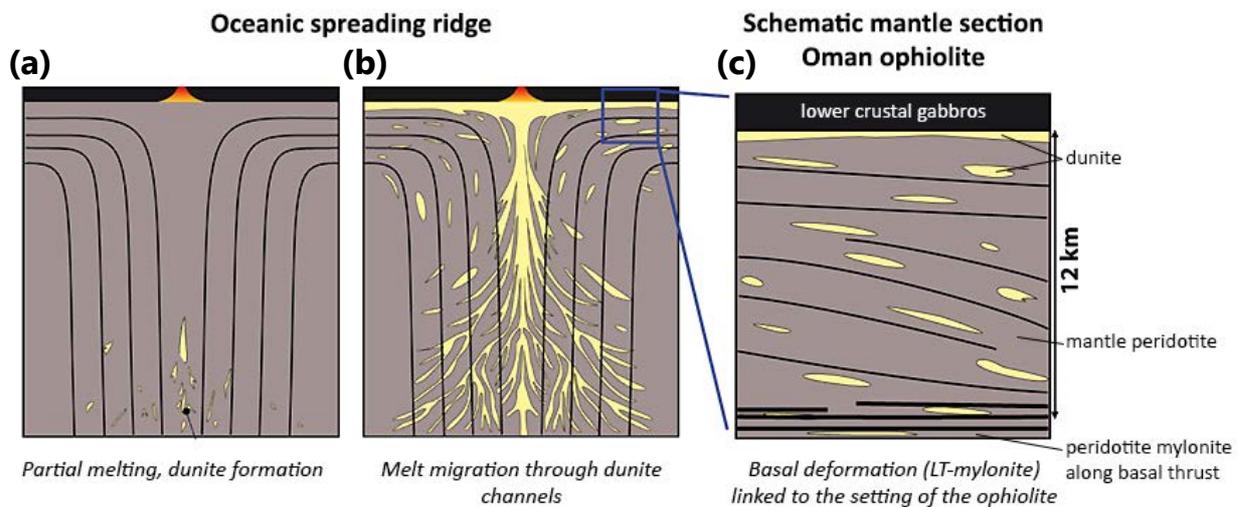


Fig. II. 4. Modèle d'extraction des liquides de fusion de Kelemen et al. (1995a). **(a)** Initiation de la fusion partielle et formation de dunite (en jaune) par la migration des premiers liquides de fusion. **(b)** Poursuite de l'extraction par d'autres liquides, isolés de la harzburgite (en gris), qui empruntent les mêmes chenaux créant ainsi un réseau arborescent de conduits poreux dunitiques sous la dorsale. **(c)** Coupe schématique de la section de Wadi Tayin de l'ophiolite d'Oman illustrant la transposition des chenaux verticaux de dunite formés à l'axe par l'écoulement divergent à la dorsale.

Pour estimer la largeur des chenaux de dunite verticaux à l'axe d'une dorsale que le modèle de Kelemen et al. (1995a) prédit, on peut réaliser un simple calcul de flux 2D (Fig. II. 5). Le flux de liquide nécessaire pour former le chenal de dunite vertical (F_{melt}) dépend de la fraction de liquide dans la dunite (φ), de la largeur du chenal (W) et de la vitesse du liquide de fusion (v_{melt}). On obtient l'équation suivante:

$$F_{melt} = v_{melt} \cdot W \cdot \varphi$$

Ce même liquide nourrit la dorsale et forme une croûte de 6 km d'épaisseur. Le flux de croûte (F_{crust}) peut s'exprimer ainsi:

$$F_{crust} = v_{plates} \cdot H$$

où H est l'épaisseur de la croûte, et v_{plates} est la vitesse des plaques divergentes (taux d'expansion complet) à la ride. Ensuite, un bilan de masse des deux flux est réalisé pour déterminer la largeur du chenal:

$$F_{melt} = F_{crust}$$

$$v_{melt} \cdot W \cdot \varphi = v_{plates} \cdot H$$

$$W = \frac{v_{plates} \cdot H}{v_{melt} \cdot \varphi}$$

Il est communément admis dans les modèles de flux poreux dans le manteau que la « porosité » de ce dernier ou fraction de liquide (φ) serait de l'ordre de 1 à 3%, et la vitesse du liquide de 1 m/an (e.g. Braun and Kelemen (2002); Spiegelman et al. (2001)). La vitesse des plaques au niveau d'une dorsale à croissance rapide est d'environ 10 cm/an. L'équation devient avec $\varphi = 2\%$:

$$W = \frac{0.1 \cdot 6000}{1 \cdot 0.02} = 30000 \text{ m} = 30 \text{ km}$$

Les chenaux de dunite verticaux prédits par le modèle de Kelemen et al. (1995a) devraient être par conséquent larges de plusieurs kilomètres. Si on considère qu'un axe de dorsale est préservé dans l'ophiolite d'Oman, ces dunites verticales devraient être visibles sur le terrain. Nous verrons dans les [Chapitres V et IX](#) que de telles dunites ne sont pas observées. Pour former des dunites plus fines, il faudrait considérablement augmenter, soit, la vitesse du liquide, soit, la fraction de liquide (d'au moins de deux ordres de grandeur).

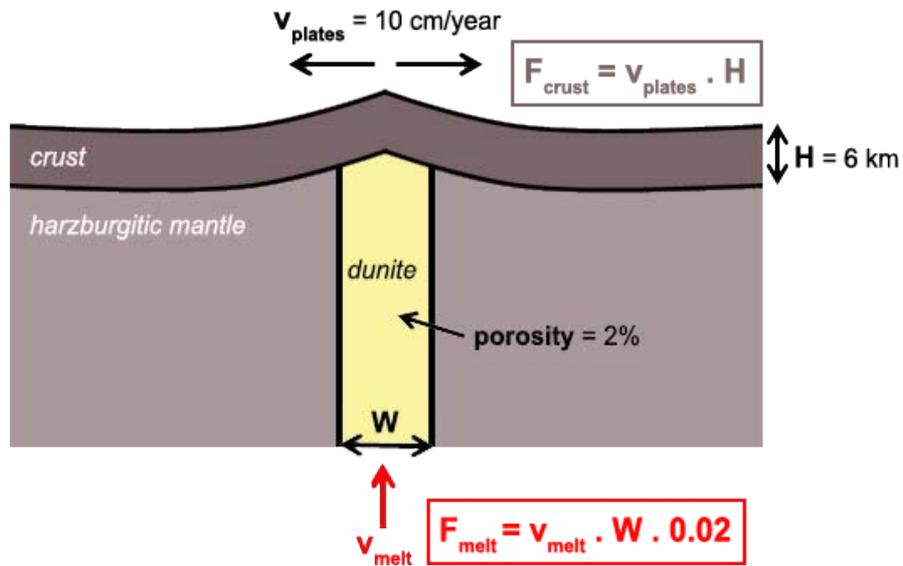


Fig. II. 5. Coupe schématique d'une dorsale où les plaques s'éloignent à une vitesse de 10 cm/an (v_{plates}). Un liquide forme un chenal de dunite vertical d'une largeur W dans un manteau d'une « porosité » (ou fraction de liquide) de 2%, à l'axe de la dorsale, en migrant vers ce dernier (v_{melt}). Il nourrit cette dorsale et forme une croûte de 6 km d'épaisseur. Les flux de croûte (F_{crust}) et de liquide (F_{melt}) peuvent être ainsi établis.

1.3. Modèle de migration par fracturation hydraulique

Parallèlement aux modèles d'écoulement poreux, Nicolas (1986) soumet un modèle d'extraction sur la base d'observations de terrain, faisant intervenir la fracturation hydraulique. Dans son modèle, lors de la remontée adiabatique d'un diapir mantellique, des liquides de fusion sont produits et forment progressivement un réseau interconnecté de veines dans la péridotite encaissante (Fig. II. 6a). La pression de fluide dans une colonne de liquide connecté est égale à la différence de densité entre le liquide et le solide, multipliée par la hauteur de la colonne et l'accélération de la gravité (9.81 m/s^2). Cette pression de fluide peut dépasser la limite d'élasticité de la péridotite, provoquant la fracturation hydraulique de la roche. Cette fracture générée se propage verticalement et le liquide y est expulsé jusqu'à la surface (suivant les trajectoires de σ_1 , contrainte principale maximale). Lors du drainage du liquide, la roche à la base devient de moins en moins perméable entraînant la migration des derniers liquides et la fermeture de la fissure. Seuls des liquides piégés sous forme de lentilles persistent dans le système.

Dans son modèle, Nicolas (1986) propose que des processus discontinus et épisodiques d'extraction de liquides par fracturation hydraulique peuvent être générés par le processus continu de la remontée diapirique du manteau.

Nicolas (1986) discute également de la formation de veines de dunite lors du drainage des liquides à travers la fissure (Fig. II. 6b). Selon lui, ces dunites résulteraient d'une réaction au niveau des parois de la veine et d'imprégnations locales de liquides. Elles pourraient ensuite être transposées par l'écoulement divergent à la dorsale (Fig. II. 6b-c).

Le transport des liquides via des hydrofractures dans le manteau n'est pas communément admis. Certains chercheurs considèrent qu'une rupture cassante y semble peu probable. Daines and Pec (2015) exposent deux contre-arguments pour ce type de transport:

- Aux pressions et températures mantelliques, les roches ont tendance à se déformer de manière ductile quand elles sont soumises à des contraintes. Ce contre-argument ne tient pas compte de la relation de dépendance de la rupture de la roche avec la vitesse de déformation. Par exemple, quand on applique lentement une contrainte sur une pâte à modeler, elle s'étire. Par contre, si on tire rapidement aux deux extrémités de la pâte, elle peut se rompre.
- Lorsqu'un liquide est soumis à une déformation et à des gradients de pression imposés, il se déplacerait rapidement empêchant son accumulation suffisante pour atteindre la pression de fluide nécessaire à la fracturation de la roche. Néanmoins, selon Daines and Pec (2015), si le liquide peut se localiser sous forme de veines, il serait possible de fracturer la péridotite.

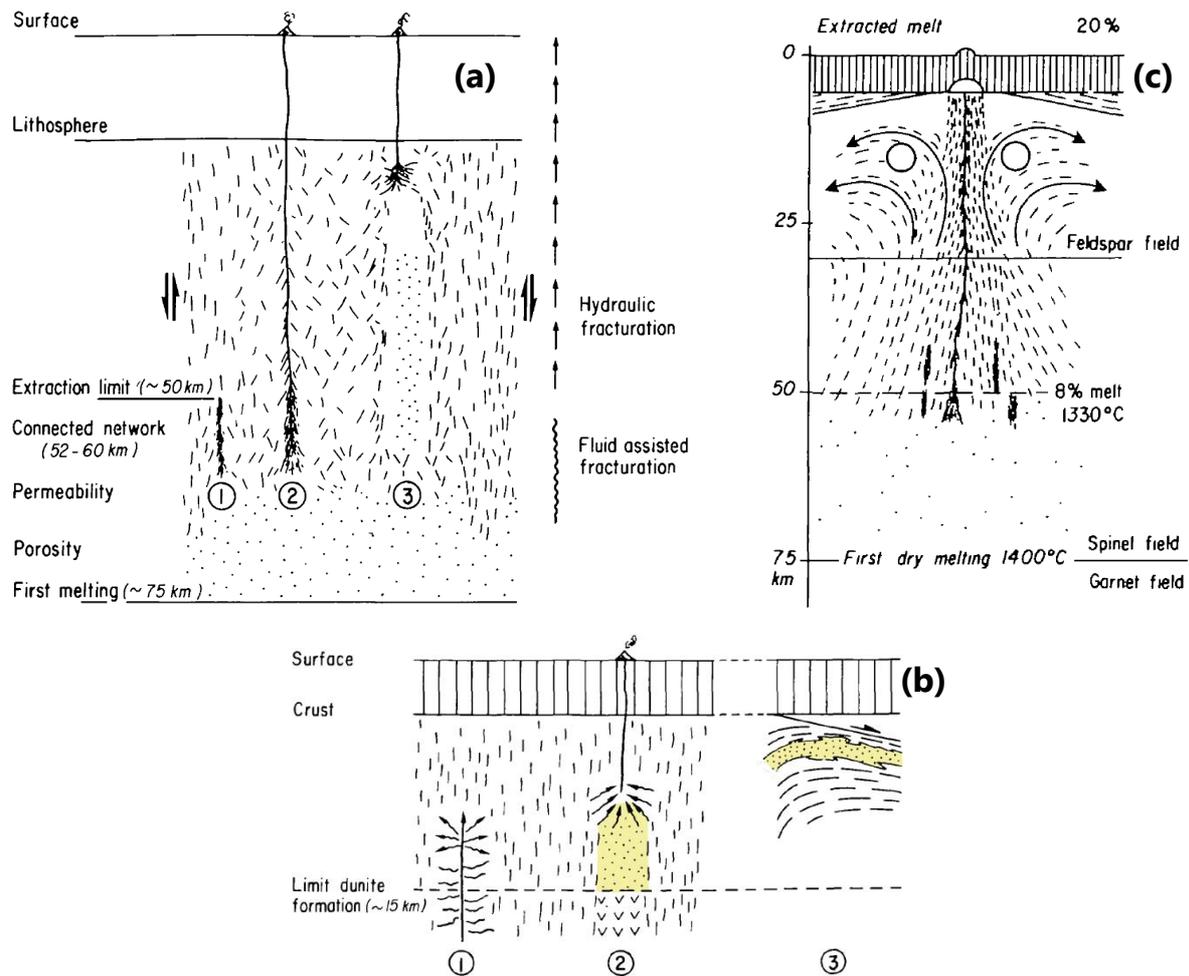


Fig. 11. 6. Modèle de migration par fracturation hydraulique dans un diapir mantellique (Nicolas, 1986). Figures modifiées d'après Nicolas (1986). **(a)** 1, Création d'un réseau connecté de liquide; 2, formation d'un conduit drainant les liquides; 3, fermeture du conduit qui amène les derniers liquides superficiels à la surface. Sont représentées respectivement, sous forme de points et de tirets, des gouttes isolées et des veines de liquide. **(b)** Formation des dunites: 1, fracturation hydraulique et imprégnation locales de liquides dans le conduit; 2, drainage des liquides; 3, transposition des dunites à la suite de l'écoulement divergent à la ride. Sont représentées respectivement, sous forme de points sur fond jaune et de « v », la dunite et la harzburgite. **(c)** Schéma de l'extraction de liquides de fusion dans le manteau au niveau d'une dorsale.

Dans une modélisation numérique, Stevenson (1989) prédit la formation de veines ou de lentilles de liquides dans un manteau en fusion. La présence de liquide induirait une baisse locale de la viscosité. Si les contraintes régionales sont uniformes, la pression de fluide dans des zones riches en liquide et donc plus déformables serait plus faible que dans les zones où la quantité de liquide est moindre (et la viscosité plus forte). Ce gradient de pression conduirait le liquide à se concentrer dans la zone affaiblie, accentuant davantage ce processus. Un large réseau de liquide connecté pourrait progressivement se former et atteindre une pression suffisante pour provoquer la fracturation hydraulique de la roche.

Une migration des liquides de fusion via des veines est aussi proposée numériquement par Richardson (1998). Il simule l'infiltration d'un liquide dans une matrice plus visqueuse et compacte. Comme Stevenson (1989), il considère que cette matrice perd de sa viscosité au fur et à mesure que la fraction de liquide qu'elle renferme augmente. Il montre que, sous une contrainte de cisaillement appliquée, se forment, d'une part, des poches allongées ou des veines de liquide, et d'autre part, des « îlots » imperméables. Le liquide migrerait quasi horizontalement de ces îlots vers les veines, dans lesquelles il s'écoulerait verticalement. Richardson (1998) suggère que la formation de ces veines de liquides est possible sous les rides médio-océaniques, et que la contrainte totale sur la matrice pourrait être suffisante pour former de plus importantes veines, capables d'extraire efficacement les liquides de fusion du manteau jusqu'à la dorsale.

Nous reprenons ici le simple calcul de flux 2D présenté dans la section 1.2.2. pour estimer la largeur des chenaux de dunitite verticaux à l'axe d'une ride, prédits par le modèle de Kelemen et al. (1995a). Par contraste à un écoulement poreux, le liquide peut atteindre des vitesses beaucoup plus élevées (de l'ordre de 5 cm/s; Wu et al. (2020)) dans un système d'hydrofractures, tout en occupant 100% du volume de la veine. Si on considère une vitesse de liquide rapide de 5 cm/s et une vitesse intermédiaire de 100 m/an, l'épaisseur cumulée des veines (si toutefois les veines sont conservées) serait alors très petite, d'environ 0.4 mm et 6 m respectivement. Cette dernière estimation paraît réaliste au regard des observations de terrain et suggérerait que les liquides de fusion migraient assez rapidement dans le manteau.

Rubin (1995) appuie également que le processus de fracturation hydraulique est réaliste et le plus efficace pour amener les liquides de leur source à la ride, ou au travers de la lithosphère froide. Selon lui, l'écoulement poreux n'est envisageable que s'il y a eu suffisamment d'advection de chaleur pour élever la température des roches au-dessus du solidus. La formulation numérique que Rubin (1995) propose pour modéliser ces processus reste cependant difficile à appréhender, et nécessite de bonnes connaissances en physique et en mathématiques.

2. Expériences de migration de liquides dans la péridotite et d'interactions liquide-péridotite

Diverses expériences ont été réalisées en laboratoire, notamment à l'aide de pistons-cylindres, pour tenter de mieux comprendre les processus de migration des liquides de fusion dans le manteau, et les mécanismes réactionnels entre ces liquides et la péridotite encaissante, en particulier la dissolution de son orthopyroxène et la précipitation d'olivine.

2.1. Formation d'une zone de dunite réactionnelle et de veinules de liquide dans le manteau

En réaction aux nouveaux modèles d'écoulement poreux chenalisé (Kelemen et al., 1995a), Daines and Kohlstedt (1994) ont étudié l'effet de la réaction liquide/péridotite sur les mécanismes et la cinétique de la migration du liquide de fusion au travers de quatre expériences. Lors de leurs expériences, ils mettent en contact un liquide de composition similaire aux MORB, saturée en olivine et sous-saturée en pyroxène, avec une péridotite, composée d'olivine et de pyroxène pauvre en calcium en concentrations variables. Leurs expériences se sont déroulées à 1250 °C et à 300 GPa dans un réservoir à milieu gazeux de haute pression pendant 6 ou 12 heures. Les auteurs ont fait varier le pourcentage initial en pyroxène pauvre en calcium de la péridotite qui était de 5, 20, 50 ou de 95 wt. %_{pyroxène}.

Après 6 heures, ils obtiennent le développement d'un front de réaction d'abord planaire, dans lequel tous les pyroxènes sont dissous et qui se compose uniquement d'olivine et de liquide. La proportion initiale de pyroxène de la péridotite est un paramètre important de la réaction, et exerce un effet direct sur l'épaisseur du front de réaction, la quantité de liquide et la taille des grains qu'il contient. Plus l'abondance est élevée, plus le liquide sera vite saturé en pyroxène, moins le front de réaction sera étendu, plus la fraction de liquide dans cette zone sera importante et plus les grains d'olivine de la zone vont croître.

Si la réaction se poursuit, des structures de veinules peuvent être observées en fonction du contenu initial en pyroxène de la péridotite. Pour un pourcentage de pyroxène de 5 wt. %, le front de réaction est difficile à distinguer (Fig. II. 7a), tandis qu'il devient plus prononcé et régulièrement dentelé avec 20 wt. % de pyroxène (Fig. II. 7b). Quelques digitations de la zone de réaction se forment également mais restent peu communes. Si le contenu en pyroxène est augmenté à 50 wt. %, ces digitations deviennent plus abondantes et très distinctes (Fig. II. 7c). Tous les pyroxènes y sont dissous et les grains d'olivine y sont plus larges que dans les zones environnantes. Elles renferment aussi une fraction de liquide importante. Certaines de ces digitations ou veinules forment des branchements mais ces derniers restent peu

développés. Ils sont néanmoins bien étendus dans l'expérience avec 95 wt. %_{pyroxène} (Fig. II. 7d). Les digitations de cette expérience sont aussi distinctes mais moins épaisses et espacées.

Daines and Kohlstedt (1994) s'attendaient à former des chenaux par écoulement poreux, comme le prévoit le modèle de Kelemen et al. (1995a). Cependant, leurs expériences montrent que, lors de sa migration, le liquide réagit avec la péridotite en développant un front de dissolution de pyroxène, qui peut devenir instable et former des digitations ou veinules dans lesquelles se concentre le liquide. Ces auteurs en concluent que, dans la nature, les hautes fractions de liquide, ségréguées dans ces digitations, sont susceptibles de transformer ces structures en zones de faiblesse, plus facilement déformables (Beeman and Kohlstedt, 1993; Cooper and Kohlstedt, 1986; Kohlstedt, 1992). Ils suggèrent que ces dernières seraient progressivement allongées par accumulation de liquide et atteindraient finalement une pression lithostatique suffisante pour fracturer la roche, comme l'a proposé Stevenson (1989).

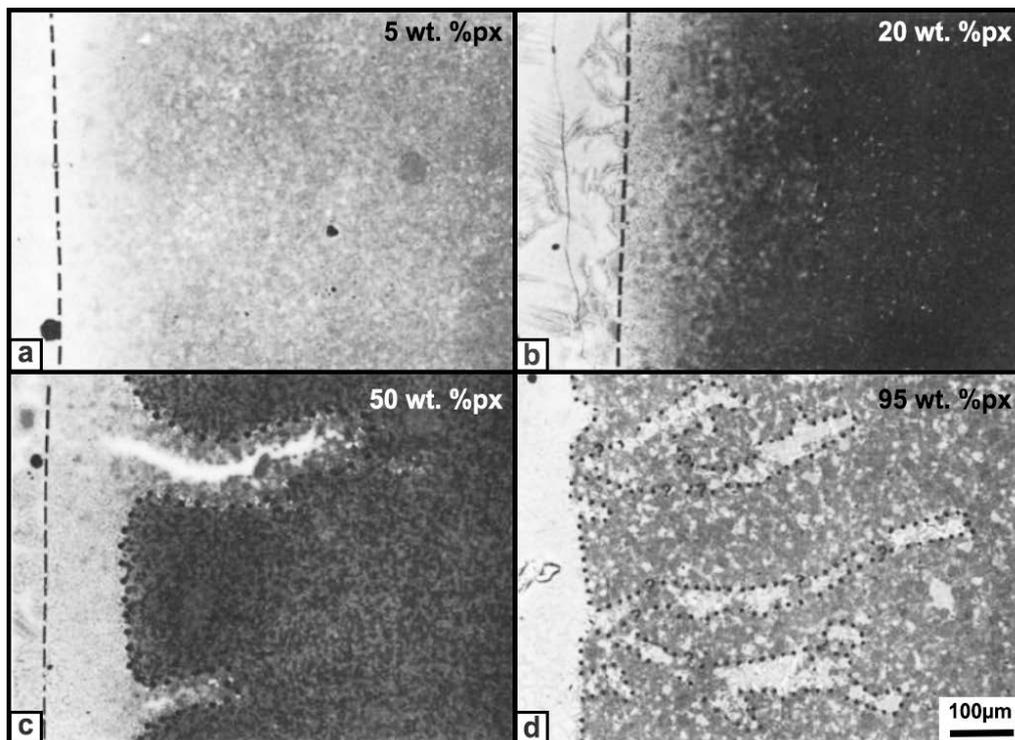


Fig. II. 7. Photo-micrographes au MEB des expériences de Daines and Kohlstedt (1994) après 12 heures de réaction pour un contenu initial en pyroxène de la péridotite de 5 (a), 20 (b), 50 (c) et de 95 wt. % (d). Modifiées d'après Daines and Kohlstedt (1994). Les olivines sont en gris clair et les pyroxènes en gris moyen. Le verre est blanc à gris foncé selon son degré de sous-saturation en pyroxène. L'interface entre la source de liquide et la péridotite est indiquée par une ligne tiretée. La ligne en pointillés représente le front de réaction qui peut être instable. Ses instabilités varient d'un front dentelé (b) à des digitations ou veinules parfois branchées (c-d).

Une expérience similaire a été réalisée par Pec et al. (2015) pour mieux comprendre la géométrie des chenaux et la pétrologie des produits de réaction lors de la migration de liquide réactif par écoulement poreux chenalisé au travers des roches mantelliques. Pour ce faire, ils ont effectué plusieurs expériences réactives à 1200°C et 300 MPa sur une durée maximale de 5 heures. Lors de ces expériences, ils font interagir une roche partiellement fondue, composée d'olivine et de clinopyroxène, et un liquide basaltique alcalin. Cette roche est placée entre la source de liquide et un réservoir poreux d'alumine, utilisé comme déversoir (Fig. II. 8). Pec et al. (2015) arrivent à créer un gradient de pression de fluide de 0 à 88 MPa/mm au travers de la roche partiellement fondue. Ce gradient leur sert de moteur pour la migration du liquide et ils observent les résultats suivants:

- Lorsque le gradient de pression de fluide est nul, le liquide dissout les clinopyroxènes de la roche et précipite de l'olivine ($\text{liquide}_1 + \text{clinopyroxène} \rightarrow \text{liquide}_2 + \text{olivine}$) le long d'un front de réaction planaire à l'interface entre la source de liquide et la roche (Fig. II. 8b). La zone de réaction se compose alors d'olivine et de liquide.
- Par contre, si un gradient de pression existe, des digitations ou veinules, remplies de liquide et similaires à celles de Daines and Kohlstedt (1994), se forment en complément de la zone réactionnelle (Fig. II. 9). Ces digitations contiennent également de l'olivine et du liquide et sont dépourvues de clinopyroxène.

Lors des expériences avec un gradient de pression non nul, le volume de la source de liquide s'est réduit de 13 à 44% et le réservoir poreux s'est rempli de liquide, témoignant ainsi qu'une quantité significative de liquide a migré dans la roche (Fig. II. 8a). Pec et al. (2015) ont estimé que les digitations peuvent contenir localement jusqu'à 100% de liquide tandis qu'environ 40% de liquide constituent la zone de réaction.

Les digitations ou veinules se propagent généralement sur 2 mm après l'interface liquide-roche mais certaines plus perméables arrivent à atteindre le réservoir poreux (Fig. II. 9). Pec et al. (2015) concluent que la pétrologie des zones de réaction est globalement en accord avec celle attendue dans des chenaux dunitiques, mais que la forme de tube cylindrique des digitations ne ressemble pas aux plans anastomosés décrits par Kelemen et al. (1995a). De plus, leurs expériences montrent que les fractions de liquide ou porosités produites dans la zone de réaction (~40%) et dans les digitations (jusqu'à 100% au cœur) sont bien plus élevées que celles employées dans les modèles d'écoulement poreux chenalisé, où la loi de Darcy est appliquée (2%).

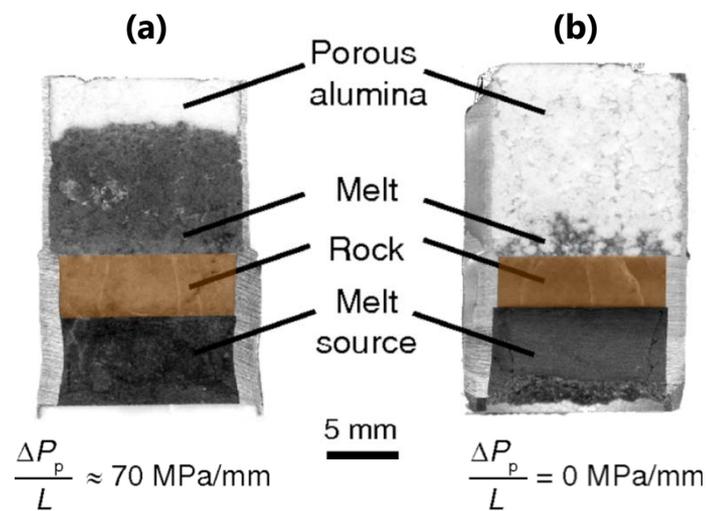


Fig. 11. 8. Coupe transversal des échantillons après les expériences à gradient de pression imposé **(a)** et sans gradient **(b)** de Pec et al. (2015), montrant l'état de la source de liquide basaltique alcalin (gris foncé à noir), la roche partiellement fondue (orangée) et le réservoir poreux d'alumine (blanc) (de bas en haut). Modifiée d'après Pec et al. (2015). Dans **(a)**, le volume de la source de liquide a bien diminué et de grandes quantités de liquide sont présentes dans le réservoir poreux. Dans **(b)**, un peu de liquide s'est extrait de la roche dans le réservoir poreux par tension superficielle. L , longueur. ΔP_p , gradient de pression correspondant à la différence entre la pression de confinement et la pression des pores.

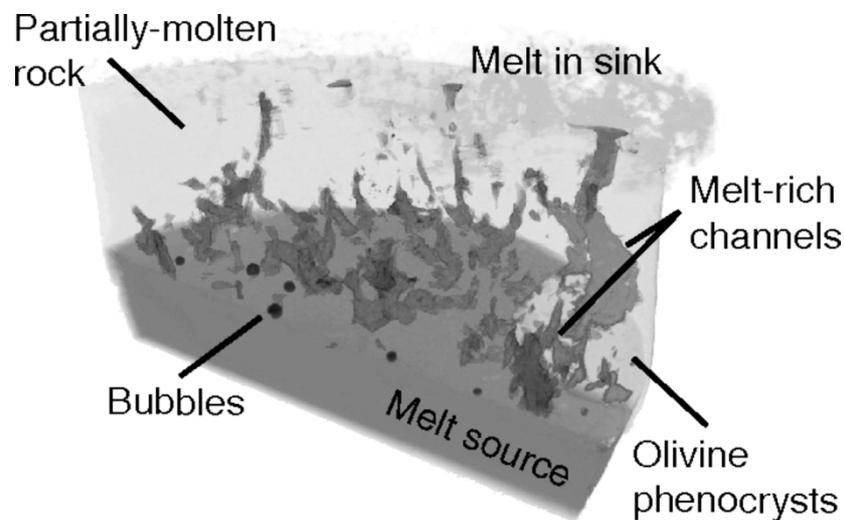


Fig. 11. 9. Reconstructions tridimensionnelles des données de tomographie par rayons X d'un échantillon de 12 mm de diamètre de Pec et al. (2015). Des digitations ou veinules riches en liquide (gris foncé) se sont formées dans la roche partiellement fondue (gris clair) et se propagent depuis la source de liquide (gris moyen). Un phénocristal d'olivine se distingue dans la matrice de la roche.

2.2. Formation d'un gradient compositionnel à l'interface dunite-harzburgite

Plusieurs études pétrologiques et géochimiques des sections mantelliques d'ophiolites (Kubo, 2002; Quick, 1981; Suhr et al., 2003; Takahashi, 1992) ont montré l'existence de gradients de composition en éléments majeurs, mineurs et en traces (e.g. $Mg\#_{Ol}$, contenus en NiO et CaO de l'olivine) au travers de contacts entre de la harzburgite et de la dunite réactionnelle. La présence de tels gradients de concentration au travers de ces contacts dunite-harzburgite suggère que la cinétique exerce très probablement un effet important lors de transformation de la harzburgite en dunite. C'est pourquoi, Morgan and Liang (2003) se sont intéressés de près à cette réaction de dissolution. Ils ont combiné une approche expérimentale à une approche numérique pour étudier les mécanismes et la cinétique de la réaction de dissolution de la harzburgite par les liquides basaltiques. Ils ont d'abord essayé de caractériser pétrologiquement, minéralogiquement et géochimiquement ce processus réactionnel. Ensuite, ils ont tenté de mieux comprendre sa cinétique afin (1) d'expliquer les gradients de concentration observés au travers des contacts dunite-harzburgite dans les ophiolites, et finalement (2) de développer des modèles de migration des liquides de fusion dans le manteau plus réalistes.

Pour ce faire, ils ont réalisé plusieurs expériences de dissolution entre une harzburgite et une source de liquide basaltique alcalin, d'une durée maximale de 8 heures, à 1250-1290°C et à 0.6-0.75 GPa dans un piston-cylindre, et ont analysé chimiquement leurs produits par microsonde (Fig. II. 10). Ils observent, comme Daines and Kohlstedt (1994) et Pec et al. (2015), le développement d'une zone de réaction, dépourvue d'orthopyroxène et composée d'olivine et de liquide interstitiel (19-24%), à l'interface entre la harzburgite et la source de liquide (Fig. II. 10 à droite). Cette zone est marquée d'un front minéralogique net, avec un contenu en orthopyroxène d'environ 40% dans la harzburgite et nul dans la dunite. Son étendue est proportionnelle à la racine carrée de la durée de l'expérience. Morgan and Liang (2003) suggèrent que, lors de la croissance de cette zone, la diffusion prédominerait les autres mécanismes de transfert de masse. Quelques veinules riches en liquide se sont également formées dans la harzburgite (Fig. II. 10 à gauche). Cependant, elles résulteraient probablement de l'infiltration du liquide le long de fractures préexistantes et de la dissolution locale d'orthopyroxène. Elles ne sont, d'après Morgan and Liang (2003), pas comparables à celles produites par Daines and Kohlstedt (1994) et Pec et al. (2015).

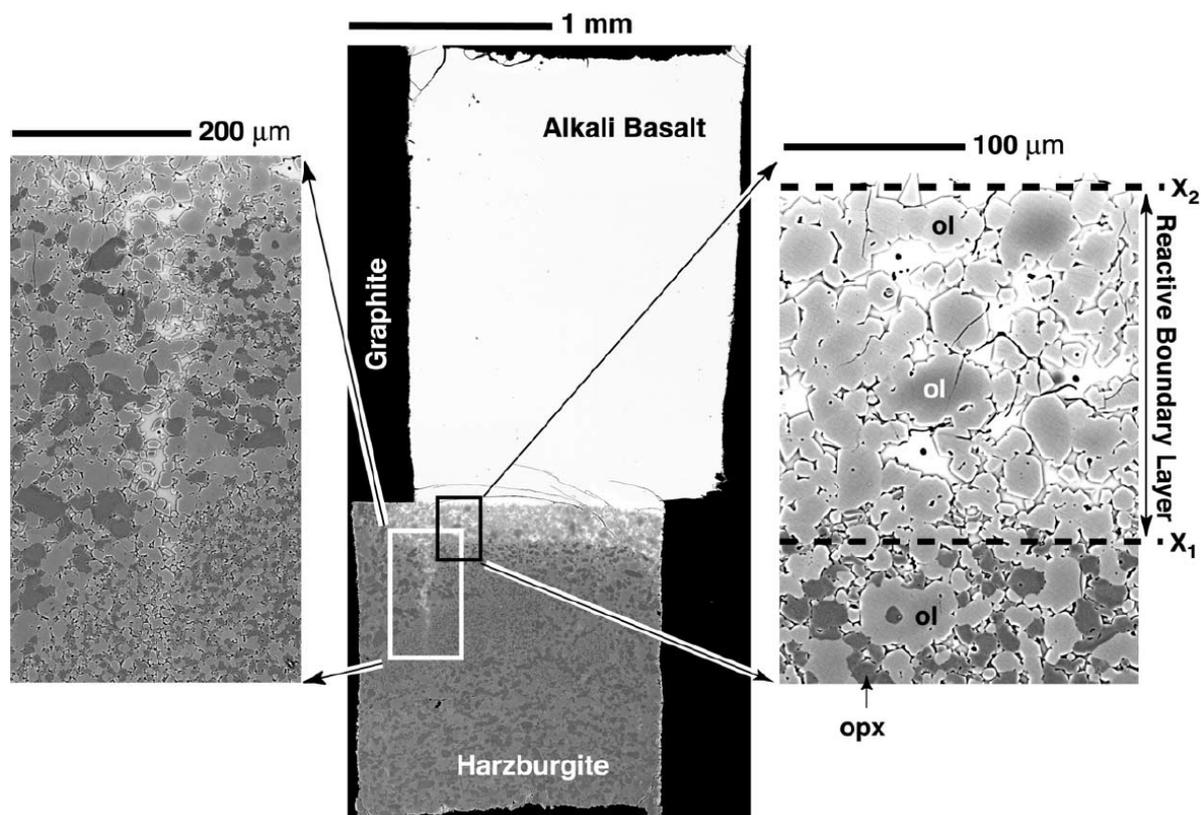


Fig. II. 10. Photo(-micro)graphes au MEB d'une expérience de Morgan and Liang (2003) (1290°C, 0.6 GPa) après 4h de réaction entre un liquide basaltique alcalin et une harzburgite. Le liquide a dissous l'orthopyroxène (opx, gris foncé) de la harzburgite le long d'un front de réaction, formant une zone réactive (zoom à droite) composée d'olivine (ol, gris clair) et de liquide (blanc), et ici, une veinule de liquide (zoom à gauche). Les lignes tiretées délimitent la zone de réaction dunitique avec la source de liquide (X_2) et la harzburgite (X_1).

Les analyses chimiques des compositions des liquides interstitiels dans la dunite, du liquide basaltique alcalin et des minéraux de la harzburgite et de la dunite confirment l'existence d'un gradient compositionnel à l'interface dunite-harzburgite. La dissolution préférentielle de l'orthopyroxène enrichit en SiO_2 les liquides interstitiels dans la dunite, par rapport au liquide basaltique alcalin, au fur et à mesure que le liquide migre dans la dunite. Ses contenus en éléments alcalins augmentent également, à l'inverse de ses teneurs en CaO , FeO , TiO_2 et Al_2O_3 . Au cours de la réaction, les olivines de la dunite deviennent progressivement plus riches en NiO et plus pauvres en CaO que celles de la harzburgite, et leurs $\text{Mg}\#$ sont aussi de plus en plus élevés. Sur la base de leurs résultats, Morgan and Liang (2003) proposent que le front de réaction net et le gradient compositionnel observé au sein de la zone de réaction proviennent de l'effet combiné de plusieurs processus:

- (1) la dissolution de l'orthopyroxène et de l'olivine à l'interface dunite-harzburgite,
- (2) la re-précipitation de l'olivine dans la dunite, et
- (3) l'échange diffusif entre les cristaux, le liquide basaltique alcalin et le liquide interstitiel dans la dunite.

Les mécanismes de dissolution présentés par Morgan and Liang (2003) sont similaires à ceux de Liang (2003). Ils consistent en:

- (1) la dissolution complète ou partielle de l'olivine et de l'orthopyroxène de la harzburgite par le liquide basaltique,
- (2) le mélange par diffusion des composants dissous de l'olivine avec le liquide environnant,
- (3) la re-précipitation d'olivine dans la zone de réaction sous la forme de grains secondaires ou en bordure de grains d'olivine résiduelle (formant ainsi des olivines zonées avec une couronne enrichie en NiO).

Dans leur modèle numérique, Morgan and Liang (2003) montrent que la dissolution diffusive ne pourrait pas former à elle seule des chenaux de dunite de plusieurs mètres de large dans le manteau sous les rides médio-océaniques. Les auteurs en concluent qu'une percolation de liquide quasi continue serait nécessaire pour former de plus larges chenaux dans le manteau.

2.3. Focalisation et quantification des liquides nécessaires à la formation de la dunite

Lambart et al. (2009) ont tenté de simuler expérimentalement, à l'aide d'un piston-cylindre, les effets pétrologiques de la focalisation de liquides de fusion, similaire à celle suggérée sous les rides médio-océaniques. Cette étude a pour objectif d'identifier les effets de ce mode de transport au travers de chenaux très perméables, d'une part, sur les compositions chimiques des liquides, et d'autre part, sur les abondances et les compositions des phases solides dans le manteau. Elle a permis de:

- (1) contraindre les rapports liquide/roche nécessaires pour former de la dunite lors de la réaction de dissolution de l'orthopyroxène d'une harzburgite par un liquide basaltique, et
- (2) générer des liquides de type MORB primitifs en équilibre avec l'olivine (\pm spinelle).

Les expériences de Lambart et al. (2009) ont consisté en un modèle simplifié d'une fusion par décompression, de la focalisation et de la migration de liquides de fusion produits. Ce modèle comprend plusieurs étapes (Fig. II. 11):

- (1) Du solidus à une pression de 1.25 GPa: fusion par décompression adiabatique du manteau à 1350°C, avec un taux de fusion (f) croissant jusqu'à une valeur de $\pm 10\%$.
- (2) A 1.25 GPa et à 1310°C ($f \sim 10\%$): focalisation instantanée des liquides de fusion dans des chenaux. La masse totale du liquide dans un chenal est multipliée par un facteur de focalisation Ω , permettant de calculer le rapport liquide-roche.
- (3) De 1.25 à 0.5 GPa: poursuite de la fusion avec un taux plus important dans les chenaux de liquide par effet de focalisation, dissolution partielle voire complète des pyroxènes et précipitation d'assemblages olivine + liquide \pm spinelle (même à des rapports liquide/roche ≤ 0.5).
- (4) À 0.5 GPa (± 15 km de profondeur): extraction des liquides de fusion de la matrice solide et leur transport via des filons et non plus via des chenaux de haute porosité. Cette transition survient à la suite des changements thermiques et rhéologiques lors de la transition d'un régime convectif en profondeur vers un régime de refroidissement conductif plus superficiel (e.g. Niu and Hékinian (1997)).
- (5) De 0.5 à 0 GPa: migration rapide des liquides via les filons jusqu'à une chambre superficielle sous la ride médio-océanique.

Dans ce modèle, les compositions des MORB primitifs correspondraient donc aux liquides qui se sont équilibrés avec l'assemblage olivine \pm spinelle de la partie supérieure des chenaux, et qui ont ensuite été rapidement extraits sans modification majeure.

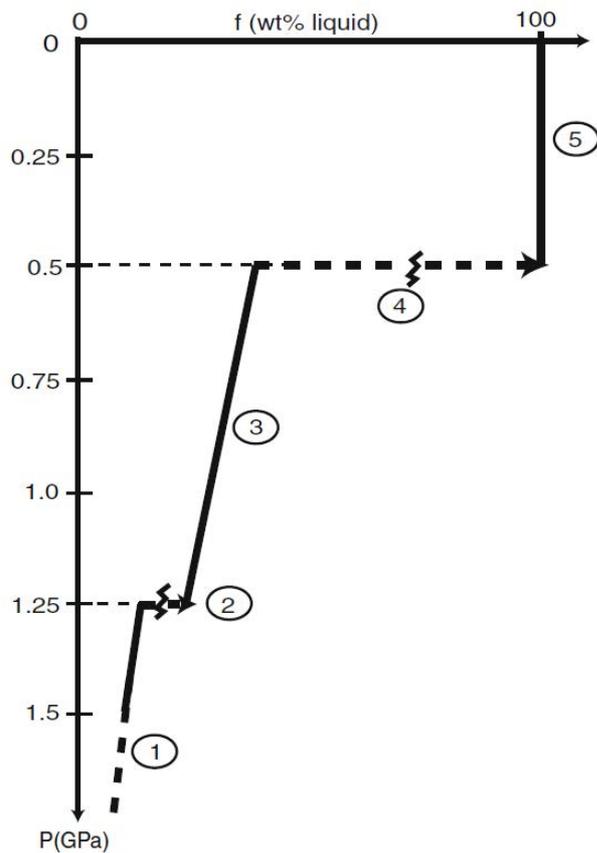


Fig. II. 11. Evolution du taux de fusion (f) en fonction de la pression (P) dans le modèle simplifié de Lambart et al. (2009) d'une fusion par décompression, de la focalisation et de la migration de liquides de fusion produits sous les rides médio-océaniques. (1) Fusion par décompression adiabatique du manteau à 1350°C. (2) Focalisation instantanée des liquides de fusion dans des chenaux (discontinuité 1). (3) Poursuite de la fusion avec un taux plus important dans les chenaux de liquide, dissolution partielle voire complète des pyroxènes et précipitation d'assemblages olivine + liquide \pm spinelle. (4) Extraction des liquides de fusion via des filons (discontinuité 2). (5) Migration rapide des liquides via les filons jusqu'à une chambre superficielle sous la ride médio-océanique.

Du point de vue pratique, Lambart et al. (2009) ont formé un basalte à partir de la fusion d'une péridotite fertile (FM). Ce basalte correspond à la composition du liquide d'une fusion partielle à l'équilibre à 1,25 GPa et à 1310°C. Il a ensuite été mélangé en différentes proportions avec de la poudre de péridotite FM pour former les matériaux enrichis FF3 et FF6 et simuler le processus de focalisation des liquides pour un facteur Ω de 3 et de 6, respectivement. Afin d'observer l'évolution des abondances et des compositions des phases solides et liquides lors de la fusion par décompression adiabatique, la péridotite FM et les deux matériaux enrichis FF3 et FF6 ont été équilibrés respectivement à 1 GPa-1290°C, 0.75 GPa-1270°C et à 0.5 GPa-1250°C. L'algorithme pMELTS (Asimow et al., 2001; Ghiorso et al., 2002; Ghiorso and Sack, 1995) a ensuite été utilisé pour extrapoler les données expérimentales à des facteurs de focalisation plus élevés (de 1 à 23) à différentes pressions et températures.

Les résultats de cette étude se résument en deux points principaux:

- (1) La focalisation des liquides de fusion joue un rôle très important dans le processus de dissolution des pyroxènes de la péridotite et de formation de la dunite résiduelle. Lors de la fusion d'une lherzolite par décompression adiabatique, la dissolution de l'orthopyroxène n'est pas complète, même à 0.5 GPa, et le résidu de fusion n'est donc pas nécessairement dunitique (Fig. II. 12a-c). Les pyroxènes sont cependant entièrement consommés quand les liquides sont focalisés (Fig. II. 12d-i). Plus le facteur de focalisation Ω est élevé, moins basse sera la pression à laquelle la dunite sera formée (Table II. 1). Il est ainsi possible de former de la dunite à haute pression mais ce processus requiert des facteurs de focalisation très élevés.
- (2) Comme l'ont montré Morgan and Liang (2003), les interactions entre des péridotites et des liquides basaltiques peuvent modifier de manière significative leurs compositions modales et en éléments majeurs. La diversité de leurs compositions chimiques peut provenir de la combinaison de plusieurs processus: fusion partielle, extraction des liquides et interactions liquide-roche. Les phases résiduelles contiennent très peu de pyroxènes voire aucun (parfois cpx > opx); elles ont aussi des concentrations très faibles en SiO₂, CaO, Al₂O₃, et élevées en MgO et FeO par rapport aux résidus de fusion partielle de péridotites en système fermé. De leur côté, les liquides générés par cette fusion montrent aussi des contrastes compositionnels avec les liquides en équilibre avec l'olivine (\pm spinelle) à basse pression (0.5 GPa) dans les chenaux de dunite. Ces derniers sont plus appauvris en SiO₂ et plus enrichis en MgO, FeO et en éléments incompatibles (Na₂O, K₂O, TiO₂). Dans le tétraèdre d'olivine–silice–diopside–plagioclase, ils se situent dans le champ des compositions des MORB primitifs et requièrent des rapports liquide/roche de 0.3 à 1.1 dans cette étude.

En conclusion, l'étude de Lambart et al. (2009) a montré qu'il est possible de produire des liquides avec des compositions similaires à celles des MORB primitifs et uniquement en équilibre avec l'olivine en faisant interagir des liquides de fusion focalisés avec les péridotites encaissantes. De plus, de la dunite peut être formée lors de ces interactions, comme l'ont montré d'autres études expérimentales (e.g. Daines and Kohlstedt (1994); Morgan and Liang (2003); Pec et al. (2015)). Selon les résultats des expériences de Lambart et al. (2009), sa formation ne requiert que des rapports liquide/roche relativement faibles et est favorisée à basse pression (e.g. 0.26 à 0.5 GPa). Néanmoins, elle est possible à plus haute pression avec des rapports liquide-roche plus élevés (Table II. 1). Il existe donc un lien génétique entre la migration focalisée des liquides, les corps dunitiques dans le manteau supérieur et la production de MORB primitifs (Asimow and Stolper, 1999).

Table II. 1. Conditions de formation de la dunite selon Lambart et al. (2009). La pression à laquelle de la dunite est formée dépend fortement du facteur de focalisation Ω , correspondant à un rapport liquide/roche (R_{lr}).

Ω	R_{lr}	Pression (GPa)
4	0.26	0.5
7	0.52	0.75
8	0.62	0.8
23	1.94	1

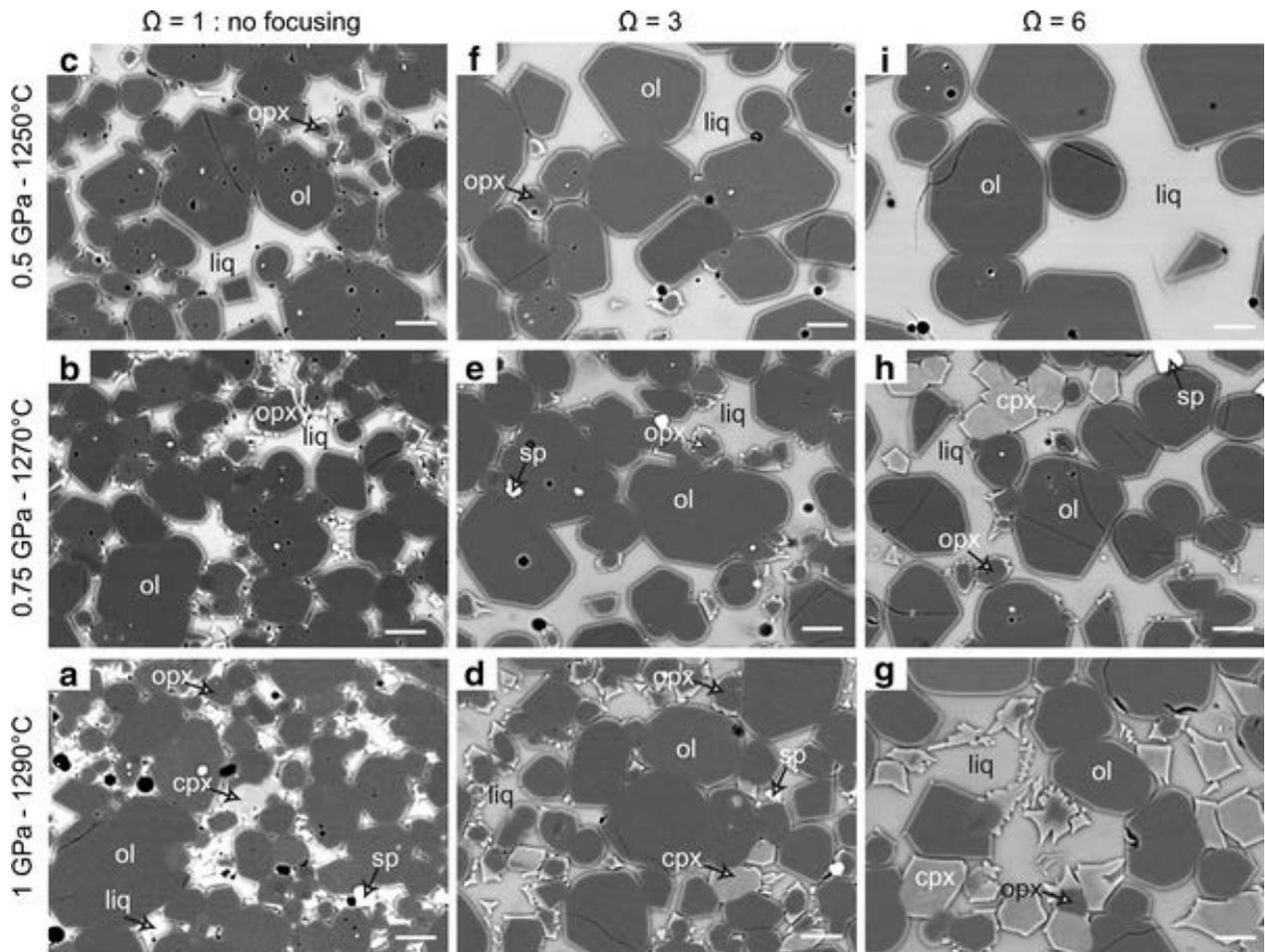


Fig. II. 12. Photo-micrographes au MEB des trois séries expérimentales de Lambart et al. (2009) illustrant les textures et les assemblages minéralogiques observés. (a-c) Expériences de fusion partielle d'un manteau fertile FM ($\Omega = 1$) à 1 GPa-1290°C (a, FM2), 0.75 GPa-1270°C (b, FM3) et à 0.5 GPa-1250°C (c, FM4). (d-f) Expériences d'interaction liquide-péridotite pour un facteur de focalisation Ω de 3 (composition FF3), à 1 GPa-1290°C (d, FF3-3), 0.75 GPa-1270°C (e, FF3-2) et à 0.5 GPa-1250°C (f, FF3-1). (g-i) Expériences d'interaction liquide-péridotite pour $\Omega = 6$ (composition FF6), à 1 GPa-1290°C (g, FF6-3), 0.75 GPa-1270°C (h, FF6-2) et à 0.5 GPa-1250°C (i, FF6-1). A 0.5 GPa, le liquide est uniquement en équilibre avec l'olivine, et le contenu en orthopyroxène diminue systématiquement quand le facteur de focalisation augmente (de 1 à 6): 12.1% > 1.2% > 0%. Les échelles sont à 10 μm .

3. Conclusions

Divers chercheurs ont tenté d'expliquer la migration des liquides de fusion dans le manteau sous les rides médio-océaniques et leur focalisation à l'axe à l'aide de modèles (e.g. Ahern and Turcotte (1979); Hebert and Montési (2010); Kelemen et al. (1995a); Nicolas (1986); Richardson (1998); Sparks and Parmentier (1991); Stevenson (1989)). Ces modèles peuvent impliquer un écoulement poreux global ou chenalisé, ou encore un transport via des filons. Lors de l'élaboration de leur modèle, certains chercheurs se sont intéressés aux interactions entre les liquides de fusion et la péridotite encaissante (e.g. Kelemen et al. (1995a); Nicolas (1986)). Un déséquilibre chimique a été mis en évidence entre les MORB et les péridotites de faible profondeur (O'Hara, 1965; Stolper, 1980), notamment la sous-saturation des MORB en orthopyroxène. Ce déséquilibre peut conduire à la dissolution de l'orthopyroxène contenu dans les péridotites lors de l'interaction de ces deux phases, et former un résidu dunitique en cas de dissolution complète de ce minéral (e.g. Dick (1977); Kelemen (1990)).

Les corps dunitiques dans les ophiolites sont généralement interprétés comme les produits de ce processus réactionnel (e.g. Boudier and Nicolas (1977, 1995); Büchl et al. (2002, 2004b); Kelemen (1990)) et comme les reliques d'anciennes voies de transport de liquides migrants (chenaux ou filons) (Kelemen et al., 1995a; Nicolas, 1986). C'est pourquoi, il est important de bien contraindre les conditions de formation, l'abondance, la distribution et la chimie de ces corps dunitiques. Lambart et al. (2009) et Morgan and Liang (2003) ont étudié expérimentalement les conditions de formation de la dunite. Morgan and Liang (2003) se sont intéressés aux mécanismes et à la cinétique de l'interaction liquide-harzburgite, et ont conclu que (1) la dissolution diffusive n'était pas capable de former à elle seule des chenaux de dunite larges de plusieurs mètres dans le manteau sous les rides médio-océaniques, et que (2) la formation de plus larges chenaux requérait une percolation de liquide quasi continue. Lambart et al. (2009) ont, quant à eux, quantifié les liquides requis pour dissoudre la totalité des pyroxènes et former de la dunite résiduelle. Les rapports liquide/roche nécessaires sont relativement faibles si le transport des liquides est focalisé et dépendent fortement de la pression (e.g. 0.26 à 0.5 GPa). Daines and Kohlstedt (1994) et Pec et al. (2015) ont tenté de reproduire expérimentalement des chenaux par l'instabilité d'un front de réaction entre un liquide et une harzburgite; ils ont produit des digitations riches en liquide, suggérant la formation de filons (Fig. II. 6c,8). Ces études expérimentales fournissent des contraintes critiques sur la formation des dunités dans le manteau et sur leur rôle dans la migration des liquides de fusion sous les dorsales océaniques. Néanmoins, une compréhension complète de ces processus nécessite de confronter ces contraintes expérimentales à des observations sur le terrain et à des données géochimiques et pétrologiques sur des échantillons naturels.

Chapitre III

L'ophiolite d'Oman comme cas d'étude

Ce chapitre se consacre à la définition, la description et la genèse des ophiolites, et plus spécifiquement de l'ophiolite d'Oman, choisie comme site d'étude pour cette thèse. S'étendant sur 500 km de long et sur 50-100 km de large, cette ophiolite constitue le plus grand segment de lithosphère océanique accessible à l'étude directe sur Terre. Les roches mantelliques y sont exposées sur plus de 60% de sa surface; elle est donc particulièrement adaptée à l'étude de la migration de liquides dans le manteau sous les dorsales.

1. Généralités sur les ophiolites

Une ophiolite ou un complexe ophiolitique, du grec *οφις* (serpent) et *λιθος* (pierre), désigne des fragments mafiques et ultramafiques fossiles de lithosphère océanique (Anonymous, 1972), mis en place sur le continent via un processus tectonique appelé *obduction* (Coleman, 1971). L'étude des complexes ophiolitiques a permis à la communauté scientifique de mieux comprendre les processus de formation de la lithosphère océanique par l'observation directe de ses différentes unités, dont l'unité mantellique rarement accessible à la surface de la Terre.

La structure complète d'une ophiolite archétypique se compose, du sommet vers la base (Fig. III. 1):

- d'une croûte mafique complète, d'une épaisseur moyenne de 6 km, variable de 0 à 10 km, constituée d'une partie supérieure basaltique (basaltes en coussin surplombant un complexe filonien), recouverte de sédiments marins, et d'une partie inférieure gabbroïque (gabbros supérieurs isotropes et foliés, gabbros inférieurs lités);
- d'une section mantellique renfermant des péridotites appauvries (harzburgites, dunités, lherzolites en proportions variables) souvent serpentinisées et surmontant une semelle métamorphique.

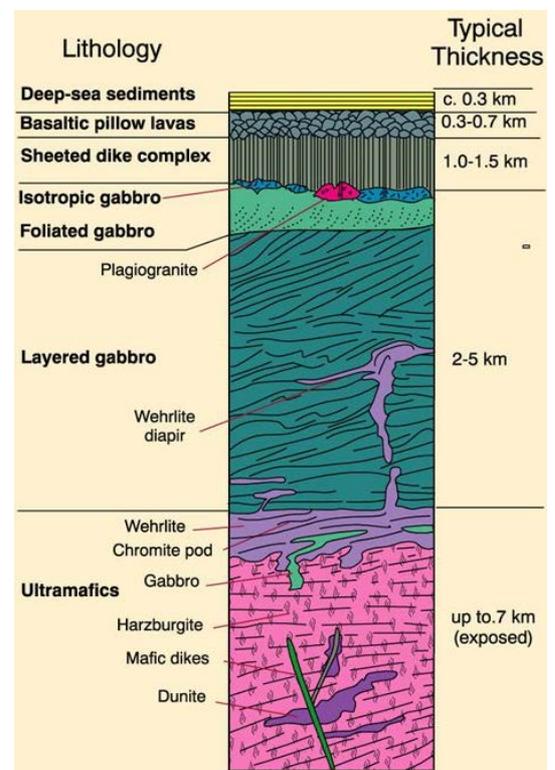


Fig. III. 1. Profil type d'une lithosphère océanique au niveau d'une ride rapide avec une croûte complète (sédiments marins, basaltes en coussin, complexe filonien, gabbros isotropes, foliés puis lités) et une section mantellique de type harzburgitique (Boudier and Nicolas, 1985).

Cette structure varie en fonction du type d'ophiolites rencontrées. Il existe en effet deux classes d'ophiolites: les ophiolites à section mantellique de nature lherzolitique (LOT, Lherzolite Ophiolite Type) (e.g. Chenaillet dans les Alpes françaises, Trinity en Californie, Xigaze au Tibet) et harzburgitique (HOT, Harzburgite Ophiolite Type) (e.g. Oman, Troodos à Chypre), dont les profils équivalent respectivement à ceux observés au niveau de rides à croissance lente (~1 cm/an) et rapide (~10 cm/an) (Boudier and Nicolas, 1985). Ces deux types se distinguent également par leur croûte: dans le cas d'une ophiolite de type LOT, la croûte océanique est réduite, discontinue, voire absente; alors que la section crustale d'une ophiolite de type HOT est épaisse de 3 à 7 km et continue.

Comme mentionné précédemment, les ophiolites se mettent en place sur les continents par un processus, l'obduction. A l'inverse de la subduction, l'obduction est le chevauchement d'une plaque océanique sur une plaque continentale. Le contexte de mise en place des ophiolites est encore de nos jours controversé. Divers modèles géodynamiques ont été proposés; parmi ces derniers, figure un chevauchement au niveau d'une ride médio-océanique (MOR, Medio-Oceanic Ridge) (e.g. Boudier et al. (1988); Boudier and Nicolas (2007); Nicolas (1989)) ou en contexte de bassin d'arrière-arc ou d'avant-arc, proche d'une zone de subduction, dans un environnement appelé zone de supra-subduction (SSZ, SupraSubduction Zone) (e.g. Casey and Dewey (1984); Guilmette et al. (2018); MacLeod et al. (2013); Pearce et al. (1981); Searle and Cox (1999); Searle and Malpas (1980); Shervais (2001); Warren et al. (2005, 2007)). L'ophiolite de Troodos à Chypre fut la première à être classifiée d'ophiolite SSZ. Elle présente en effet des laves calco-alcalines boninitiques (Miyashiro, 1973), caractéristiques d'un contexte géodynamique d'arc. La [Table III. 1](#) reprend les critères géochimiques généralement employés dans la littérature pour différencier le magmatisme associé aux ophiolites de type SSZ de celui de type MOR.

Table III. 1. Caractéristiques mises en évidence dans les ophiolites de type SSZ. (L, M, H)REE, (low, mid, high) Rare Earth Elements ou terres rares (légères, moyennes, lourdes); HFSE, High Field Strength Elements ou éléments à fort effet de champ (Hf, Zr, Ti, Nb et Ta); Fo, forstérite (Mg_2SiO_4); LOI, Loss On Ignition ou perte au feu.

Processus	Caractéristiques	Exemples
<i>Magmatisme calco-alcalin</i>	<ul style="list-style-type: none"> – Dépôt de laves calco-alcalines – Nature calcique des plagioclases dans les gabbros – Appauvrissement en REE et HFSE (Zr, Ti, Nb, Ta) dans les roches 	Troodos (Chypre): Miyashiro (1973); Appalaches (Vermont, USA): Arai (1994); Barnes and Roeder (2001); Irian Jaya (Indonésie): Monnier et al. (2000)
<i>Fusion d'un manteau fortement appauvri (taux très élevés)</i>	Chimie typique des résidus de fusion et des gabbros: <ul style="list-style-type: none"> – Très faibles concentrations en LREE – Appauvrissement en HREE – Concentrations élevées en Ni et Cr – Fort pourcentage en forstérite (Fo%) des olivines – Cr# élevé des spinelles 	Irian Jaya (Indonésie): Monnier et al. (2000); Appalaches (Vermont, USA): Coish and Gardner (2004)
<i>Percolation de fluides hydratés</i>	Enrichissement en éléments fortement incompatibles (Cs, Rb, U) et en LREE dans les résidus de fusion et les gabbros (non lié à la serpentinitisation – LOI constante)	Irian Jaya (Indonésie): Monnier et al. (2000)

2. L'ophiolite d'Oman

L'ophiolite d'Oman ou nappe de Semail, située en Oman et aux Emirats Arabes Unis dans la péninsule arabique, constitue l'une des plus grandes ophiolites au monde (Fig. III. 2). Elle s'est accrétée vers ~95 Ma (Hacker, 1994; Rioux et al., 2012), au niveau d'un centre d'expansion rapide (Boudier et al., 1997; Nicolas et al., 2000a; Rioux et al., 2012). Elle mesure environ 500 km de long, 50 km à 100 km de large, et jusqu'à 20 km d'épaisseur. Elle se compose de plusieurs morceaux de lithosphère océanique obductés sur des sédiments et des roches cristallines (Permien/Cénomaniens) de la marge arabe. Les plaques arabe et eurasiennne, séparées par le Golfe d'Oman, ne sont pas encore entrées en collision; les structures dans l'ophiolite, acquises à la dorsale d'origine, ont ainsi été peu déformées après la mise en place de l'ophiolite. Dans quelques millions d'années, la subduction, dite *subduction du Makran*, aboutira à la fermeture complète du Golfe d'Oman et à la collision des plaques conduisant à la formation d'une chaîne de montagnes.

2.1. Unités lithologiques et structure interne

L'ophiolite d'Oman se répartit en une douzaine de massifs, surplombant les sédiments peu métamorphisés du bassin d'Hawasina (roches volcaniques, radiolarites, calcaires récifaux... du Permien et du Trias) (Fig. III. 2). Ces sédiments ont été charriés et chevauchés par l'ophiolite; ils ont eux-mêmes chevauché la marge omanaise avec l'ophiolite. Ils sont parfois présents en bordure des massifs. Les unités lithologiques et les structures internes de l'ophiolite sont décrites dans cette section.

2.1.1. *Section crustale*

Une croûte complète, composée d'une partie inférieure gabbroïque et d'une partie supérieure basaltique recouverte de sédiments marins, surmonte la section mantellique (Fig. III. 2). La croûte gabbroïque est continue à travers toute l'ophiolite; cette continuité indique l'existence et le fonctionnement permanent d'une chambre magmatique tout le long de la dorsale d'origine, comme observé au niveau des rides à croissance rapide actuelles (Boudier and Nicolas, 1985; MacLeod and Rothery, 1992; Nicolas and Boudier, 1991; Tilton et al., 1981). La nature harzburgitique du manteau de l'ophiolite et l'absence de lherzolite au sein de ce dernier sont cohérents avec l'idée que l'ophiolite d'Oman est issue d'un ancien centre d'accrétion océanique à croissance rapide. La croûte gabbroïque est composée de deux sections distinctes: (1) les gabbros supérieurs foliés, dont la foliation est à fort pendage et parallèle au complexe filonien dans la partie la plus supérieure (Fig. III. 3a-b); (2) les gabbros inférieurs, lités parallèlement à la foliation induite par l'écoulement magmatique, généralement horizontale et parallèle au Moho (Nicolas et al., 1988, 2000a) (Fig. III. 3c-d).

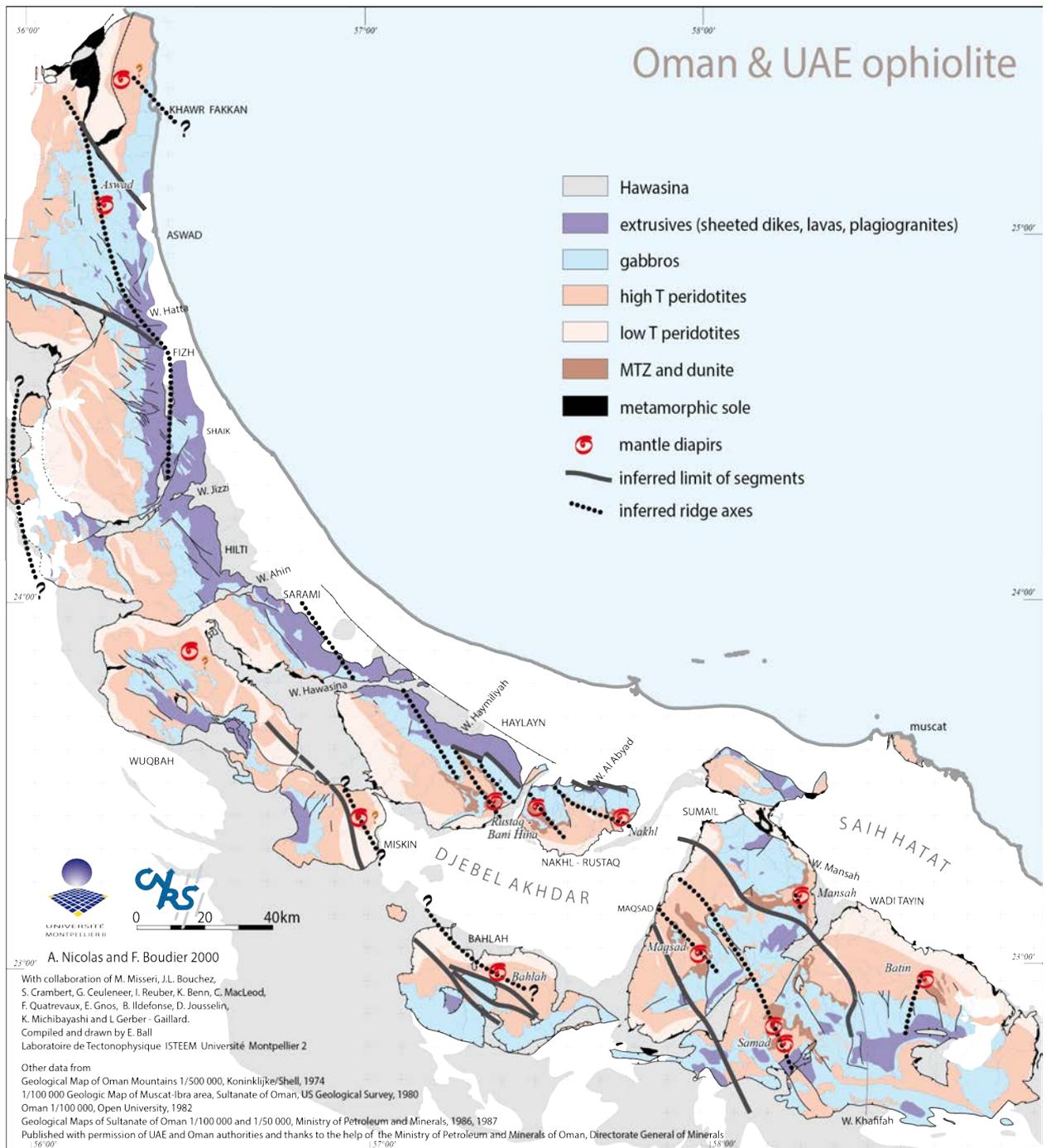


Fig. III. 2. Carte géologique de l'ophiolite d'Oman (Nicolas and Boudier, 2001) localisant les différentes lithologies, les segments de ride fossilisés et les diapirs mantelliques.

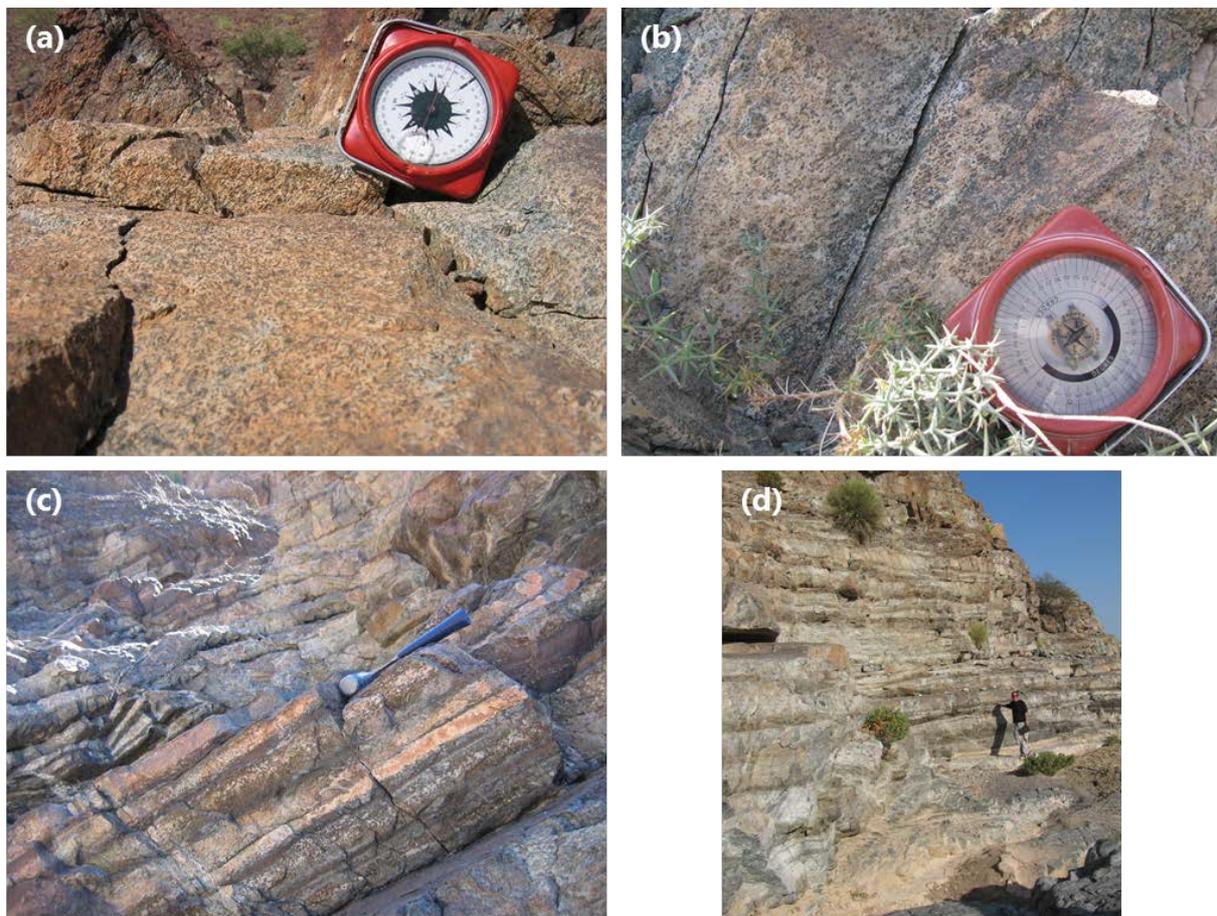


Fig. III. 3. Photographies de terrain de gabbros foliés à pendage assez fort (a-b) et de gabbros lités dont le pendage est souvent plat ou faible (c-d).

Sur les gabbros, repose le complexe filonien, dont le pendage des filons indique la paléoverticale, et dont la direction est parallèle à l'orientation de la dorsale d'origine. Le complexe filonien est surmonté de plusieurs séries de laves V1, V2 et V3 produites lors de trois épisodes magmatiques (du plus ancien au plus récent). Les laves V1, aussi appelées Geotimes, sont les plus abondantes et ont été formées par le volcanisme à l'axe de la ride (e.g. MacLeod and Rothery (1992); Nicolas et al. (1996); Nicolas and Boudier (1991)). Les laves V2, nommées Lasail et Alley, recoupent ou recouvrent les laves V1, et aucun dépôt sédimentaire continu intercalé entre les deux séries de laves V1 et V2 n'est observé, hormis des dépôts métallifères, interprétés comme les rejets de cheminées hydrothermales comparables aux fumeurs noirs de la dorsale Est-Pacifique (Karpoff et al., 1988). L'évènement magmatique donnant naissance à cette deuxième série de laves s'est déroulé peu de temps après l'épisode 1, soit moins de 2 millions d'années (Tippit et al., 1981), au début de la fermeture de la Téthys. Les laves V2 sont particulièrement présentes dans les massifs du nord de l'ophiolite. Les laves V3 sont peu communes et sont issues d'un évènement magmatique survenu 15 à 20 millions d'années après l'épisode 2 et non lié à l'activité de la ride d'origine.

2.1.2. Section mantellique

La section mantellique, épaisse d'environ 15 km, est de composition essentiellement harzburgitique. Cette section affleure sur environ 60% de la surface de l'ophiolite (Fig. III. 2) et fait de cette ophiolite un site d'exception pour l'étude de la migration des liquides dans le manteau océanique.

Au sein de la harzburgite omniprésente, de la dunite est aussi observée et, comme vu précédemment, est souvent interprétée comme la relique d'anciens chenaux de transport de liquides magmatiques (Braun and Kelemen, 2002; Kelemen et al., 1995a). Au sommet du manteau, juste en dessous de la croûte, est exposée une couche dunitique continue d'épaisseur variable, appelée Zone de Transition du Moho (MTZ, Moho Transition Zone) (Fig. III. 2). La MTZ est communément interprétée comme une zone d'accumulation et de réaction de liquides. (Boudier and Nicolas, 1995; Godard et al., 2000; Koga et al., 2001; Rospabé et al., 2018). La section basale, au-dessus de la semelle métamorphique, renferme une unité litée (BBU, Basal Banded Unit), composée de dunite, de harzburgite parfois à clinopyroxène, et par moment de lherzolite (Boudier and Coleman, 1981; Lippard et al., 1986; Searle and Malpas, 1980). Dans le Chapitre V, la distribution de la dunite sera abordée en détails.

La section mantellique comprend des péridotites qui ont subi une déformation ductile de haute température, hypersolidus à solidus ($>1200^{\circ}\text{C}$) (Fig. III. 2), attribuée au fluage mantellique asthénosphérique qui a siégé sous le centre d'accrétion océanique d'origine (Boudier et al., 1997; Ceuleneer et al., 1988; Joussetin et al., 1998; Nicolas, 1989; Nicolas et al., 1988). Cette déformation conduit à la formation de textures granulaires et porphyroclastiques à gros grains. Les structures observées présentent généralement un écoulement mantellique horizontal subparallèle au Moho, associé à des linéations perpendiculaires à l'orientation du complexe filonien (Fig. III. 4a) (Ceuleneer et al., 1988). Les textures associées à cette déformation HT ont été figées au contact de la lithosphère froide ou in situ. A certains endroits, des linéations plongeantes se concentrent sur des zones d'une vingtaine de kilomètres carrés, bordées par des linéations horizontales et radiales (Fig. III. 4b,5) (Ceuleneer et al., 1988; Joussetin et al., 1998; Nicolas and Boudier, 1995). Ces zones sont interprétées comme des diapirs de manteau, où le magma monte vers la ride. Les diapirs mantelliques sont surmontés d'une MTZ épaisse (≤ 500 m) qui contraste avec la MTZ beaucoup plus fine (< 30 m) habituelle dans les régions non-diapiriques. Les linéations plastiques au sommet du manteau et les linéations magmatiques dans la base de la croûte sus-jacente sont parallèles. L'épaisseur de la MTZ et la direction concordante des linéations dans le manteau et dans la croûte montrent que les diapirs mantelliques étaient contemporains du fonctionnement de la chambre magmatique. Ainsi, ces diapirs constitueraient vraisemblablement des zones d'alimentation pour les segments de ride sus-

jacents, et ne peuvent pas être considérés comme des structures tardives sous une croûte figée et refroidie. Une carte structurale (Fig. III. 2) révèle la présence d'un centre d'accrétion préservé dans les massifs du sud de l'ophiolite, le long duquel s'alignent les diapirs mantelliques (Nicolas et al., 2000a; Nicolas and Boudier, 1995).

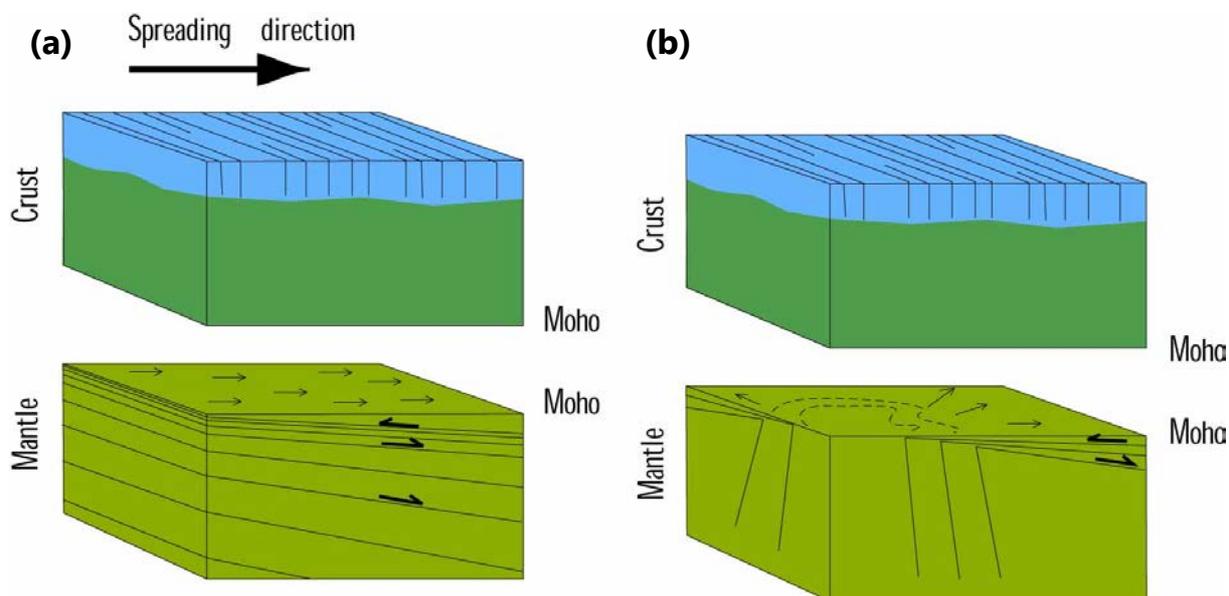


Fig. III. 4. Blocs schématiques illustrant le fluage mantellique asthénosphérique sous le Moho autour (a) et dans un diapir mantellique (b) à l'axe d'une dorsale. Modifié d'après Ceuleneer et al. (1988). Les blocs supérieurs représentent la section crustale de l'ophiolite, composée du complexe filonien (bleu) et de gabbros (vert foncé); tandis que les blocs sous-jacents décrivent les plans et les lignes du flux mantellique. Dans un cas général (a), l'écoulement mantellique est horizontal et subparallèle au Moho; les linéations sont perpendiculaires à l'orientation du complexe filonien. A l'intérieur d'un diapir du manteau, au paléoaxe de la dorsale (b), le flux est vertical avec des linéations plongeantes, qui deviennent horizontales et radiales en bordure de cette zone d'instabilité mantellique.



Fig. III. 5. Photographies de terrain de la trace de la foliation, indiquée par l'orientation préférentielle des spinelles (en noir) et par le doigt, dans le diapir de Maqsad (pendage assez fort). Source: D. Jousselin.

Un deuxième épisode de déformation, de basse-température (800-1000°C), a affecté la base de la section mantellique sur 0 à 2-3 km d'épaisseur au-dessus de la semelle métamorphique (Fig. III. 2) (Boudier et al., 1988; Takazawa et al., 2003). Cette déformation BT est associée au détachement et au chevauchement intra-océanique (Boudier et al., 1988; Boudier and Coleman, 1981; Linckens et al., 2011; Nicolas et al., 2000a; Searle and Malpas, 1980), durant lesquels les péridotites étaient partiellement refroidies. Les péridotites subissent alors une réduction de leur granulométrie avec des textures porphyroclastiques à grains fins, voire ultramylonitiques juste au-dessus de la semelle.

2.1.3. *Filons*

Outre les filons basaltiques du complexe filonien, les sections gabbroïques et mantelliennes sont traversées par divers filons (Fig. III. 6). La texture de ces filons dépend de la température de l'encaissant durant la mise en place du filon, et illustre le refroidissement progressif de l'ophiolite. Les filons observés regroupent, de la plus basse température (mise en place la plus tardive) aux températures les plus élevées (mise en place la plus précoce):

- des filons basaltiques aphyriques, bornés par des épontes figées,
- des filons basaltiques sans éponte figée ou doléritique,
- des filons gabbroïques à grains fins,
- des filons gabbroïques et pyroxénitiques à gros grains (0.5-2 cm), et
- dans le manteau seulement, des filons gabbroïques et pyroxénitiques à gros grains, bordés par une éponte de dunitite, témoignant d'une réaction liquide-harzburgite à une température proche du solidus.

Ces derniers sont souvent discontinus à l'échelle de quelques dizaines de centimètres, ne laissant parfois que la gaine dunitique du filon comme indice de la présence ancienne d'une fracture hydraulique. Quelques gabbros à gros grains décrivent des textures pegmatitiques à amphibole, suggérant une interaction avec des fluides hydratés. Quelle que soit leur nature, les filons gardent une orientation localement constante, en moyenne parallèle aux filons du complexe filonien (Nicolas et al., 2000b).

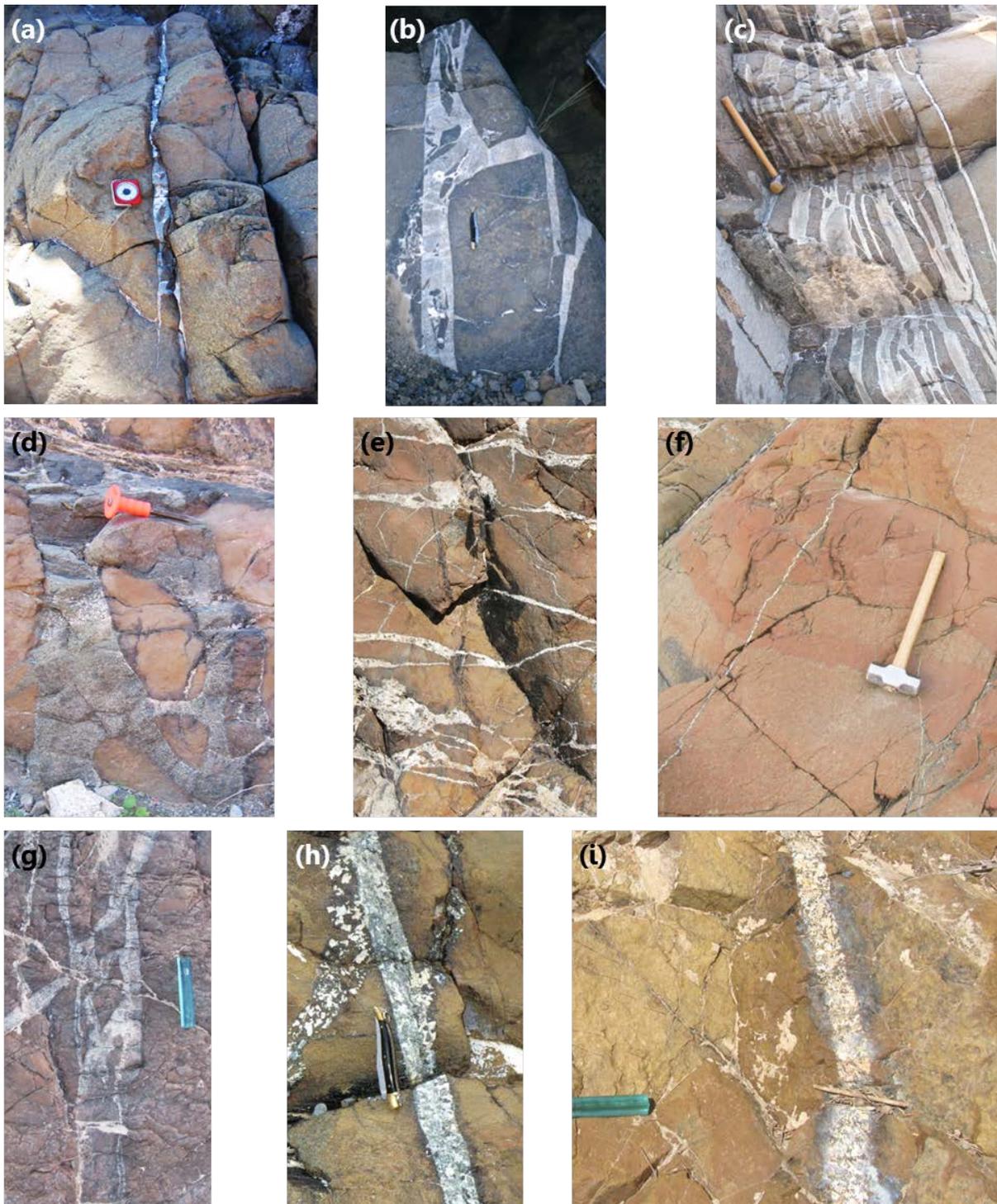
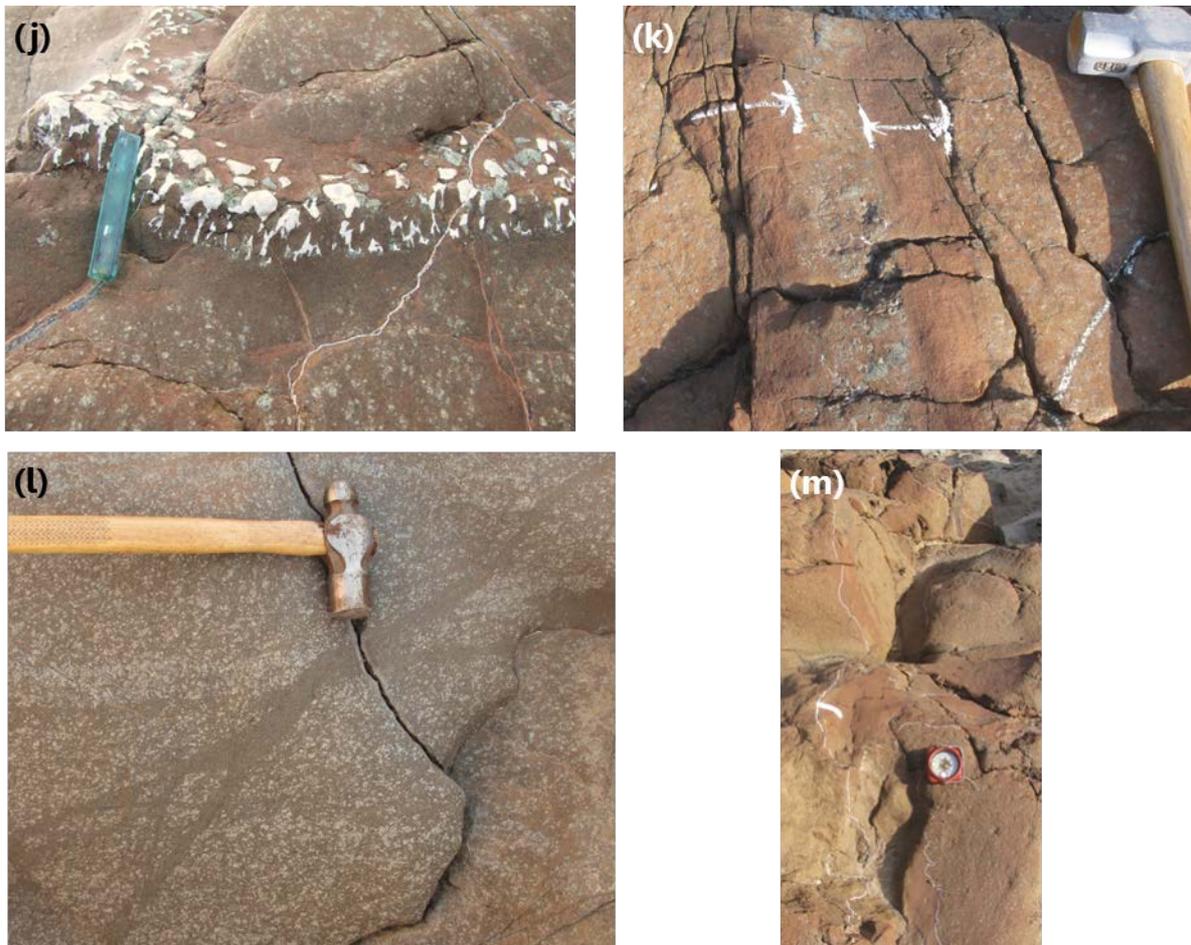


Fig. III. 6. Photographies de terrain des différents types de filons dans les péridotites. (a-c) Filons de diabase et de gabbros à grains fins (<1 mm). (d-i) Filons de gabbros à gros grains (>1 mm). Dans (f), le filon est parallèle au manche du marteau et est épais de 1 cm, soit l'épaisseur de 1 à 2 grains, les bandes de dunite sont de 10 à 40 cm d'épaisseur. Dans (h), le filon rectiligne aux épontes franches coupe et décale un filon plus précoce, aux épontes diffuses et ayant une taille de grain supérieure.



*Fig. III. 6 (suite). (j-k) Filons de gabbros et de pyroxénite avec une gaine de dunite, produite par réaction de dissolution aux épontes. (l-m) Filons de dunite interprétés comme les restes de réaction aux épontes des filons, ayant pu progresser sans laisser de relique de cumulat. Les filons (j-m) sont appelés « filons réactifs » ou « filons in situ » par Nicolas et al. (2000b). Tous les filons ont localement des orientations voisines, proches de celle du complexe filonien de la région. Ils sont interprétés comme le témoignage d'un refroidissement progressif de l'ophiolite. Les filons réactifs se sont mis en place plus tôt que les autres types de filon, et sont systématiquement coupés par ces derniers; tandis que les filons à gros grains ne sont coupés que par les filons à grains fins et les diabases. Tous les types de filon peuvent être isolés (cas **a**, **f**, **i**, **k**), ou former des réseaux et des ramifications, piégeant des morceaux anguleux de roche encaissante entre leurs branches, habitus typiques du processus de fracturation hydraulique (cas exemplaires **b**, **c**, **d**, **g**, **l**)*

2.1.4. Semelle métamorphique

A la base du manteau, la semelle métamorphique, exposée de manière discontinue (Fig. III. 2), se divise en deux parties, l'une supérieure associée à de la haute température (750-850°C; 0,9-1,1 GPa; Agard et al. (2016); Cowan et al. (2014); Ghent and Stout (1981); Gnos (1998); Hacker et al. (1996); Searle and Cox (2002); Searle and Malpas (1980)), l'autre inférieure, à de la basse température (~500-600°C; 0,4-0,6 GPa; Bucher (1991); Gnos (1998)). La semelle de HT se compose principalement de metabasaltes (granulites à amphibolites), tandis que la semelle BT renferme également des métasédiments dans le faciès des schistes verts (Bucher, 1991; Ghent and Stout, 1981; Gnos, 1998; Searle and Cox, 2002; Searle and Malpas, 1980).

2.2. Mise en place de l'ophiolite

Le contexte géodynamique de l'ophiolite d'Oman est encore de nos jours fortement débattu. Des observations pétro-structurales ont mis en évidence des caractéristiques de l'ophiolite similaires à celles rencontrées au niveau des rides médio-océaniques (Boudier et al., 1997; Le Mée et al., 2004; Nicolas et al., 2000a). Toutefois, des études géochimiques (e.g. Alabaster et al. (1982); Ishikawa et al. (2002); MacLeod et al. (2013)) et de datation (e.g. Guilmette et al. (2018)) indiquent une accrétion au-dessus d'un slab et d'un manteau hydraté. Ces données conduisent à considérer les deux modèles classiques qui expliquent l'origine des ophiolites:

- (1) formation de l'ophiolite au niveau d'une ride médio-océanique (MOR, Medio-Oceanic Ridge) (Fig. III. 7) (e.g. Boudier et al. (1988, 1997); Coleman and Hopson (1981); Michard et al. (1991); Nicolas et al. (2000a); Nicolas and Boudier (2003))

Dans ce modèle, les deux marges passives continentales, arabe et eurasienne, qui bordent la Néo-Téthys, se rapprochent au lieu de s'éloigner. A ce moment-là, un détachement intra-océanique s'amorce près de l'axe de la dorsale, où la lithosphère est plus mince et donc plus facile à chevaucher. Il se poursuit par le chevauchement d'une des plaques océaniques jusqu'à la marge continentale arabe, puis par le chevauchement de cette marge. Cette ultime étape est l'obduction et la formation de l'ophiolite proprement dite.

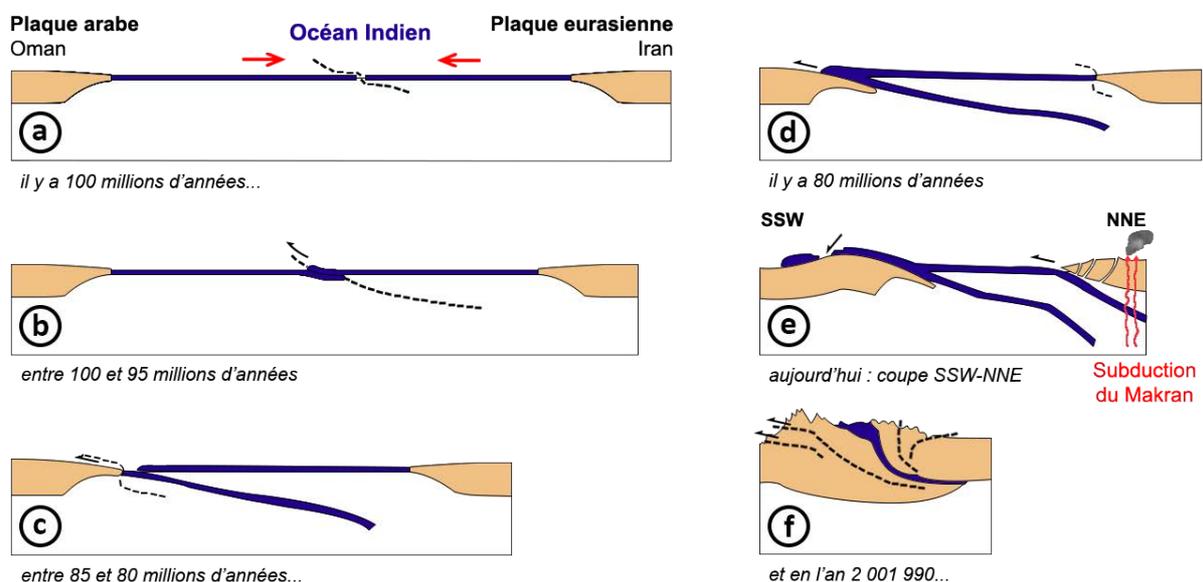


Fig. III. 7. Modèle de mise en place de l'ophiolite d'Oman dans un contexte de ride médio-océanique (modifié d'après Nicolas (1999)). (a) Inversion du mouvement divergent, compression et détachement près de l'axe de la dorsale. (b) Chevauchement des plaques océaniques et formation de la semelle métamorphique. (c) Subduction de la plaque chevauchée jusqu'à la marge continentale. (d) Obduction de la lithosphère océanique sur la marge continentale (métamorphisme de HT sur le continent) et initiation d'une nouvelle subduction au niveau de la marge eurasienne (subduction du Makran) (e) Piégeage de la nappe ophiolitique sur l'autochtone par isostasie et création d'un arc en Iran. (f) Fermeture prévue du Golfe d'Oman et collision des plaques continentales.

(2) formation de l'ophiolite dans une zone de supra-subduction (SSZ, SupraSubduction Zone), en contexte de bassin d'arrière-arc ou d'avant-arc (Fig. III. 8) (e.g. Alabaster et al. (1982); Guilmette et al. (2018); Lippard et al. (1986); MacLeod et al. (2013); Pearce et al. (1981); Searle and Cox (1999, 2002); Searle and Malpas (1980); Shervais (2001))

Dans un contexte de SSZ, l'accrétion de la lithosphère destinée à être obductée a lieu après l'initiation d'une subduction intra-océanique. Tout d'abord, dans la Néo-Téthys, se met en place une subduction intra-océanique, rapprochant ainsi les deux marges continentales arabe et eurasienne. Durant cette subduction, de la lithosphère est nouvellement formée au-dessus du slab. Une fois la subduction intra-océanique terminée, une subduction continentale prend la suite, générant le chevauchement de fragments de lithosphère océanique sur le continent.

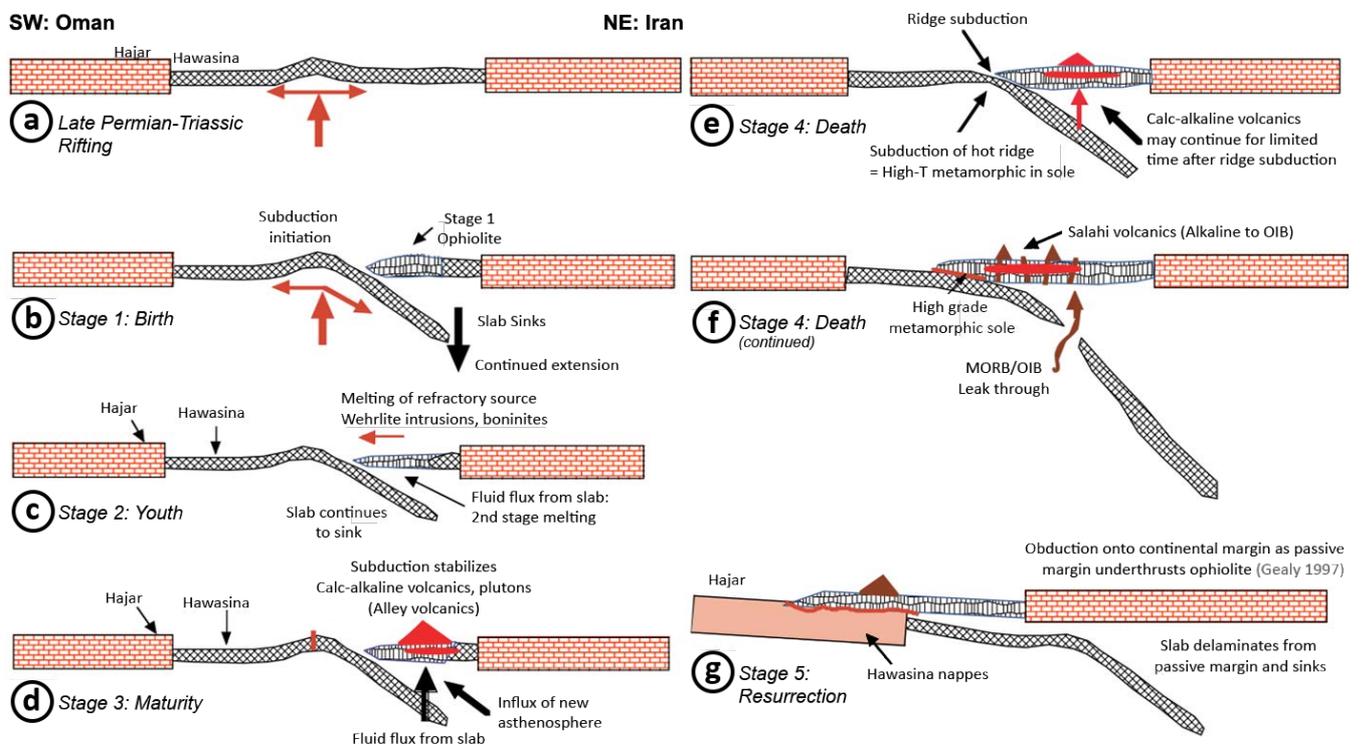


Fig. III. 8. Exemple de modèle de mise en place de l'ophiolite d'Oman dans une zone de supra-subduction (modifié d'après Shervais (2001)). (1) Existence d'un bassin océanique extensif et formation de lithosphère océanique entre les plaques arabe et eurasienne. (2) Instauration d'un régime compressif, début de la subduction intra-océanique et formation d'une nouvelle lithosphère océanique. (3) Déshydratation du slab, deuxième fusion du coin de manteau et intrusion des liquides réfractaires produits dans la lithosphère. (4) Stabilisation de la subduction et formation de laves calco-alkalines. (5) Collision de la zone de subduction avec le centre d'accrétion de la ride, formation de la semelle métamorphique et production des dernières laves calco-alkalines. (6) Chevauchement du centre d'accrétion sur l'autre plaque océanique jusqu'à la marge continentale et formation de laves de type MORB et OIB. (7) Obduction de la lithosphère océanique sur la marge continentale et piégeage de la nappe sur l'autochtone par isostasie.

Dans les deux modèles, la faible densité de la marge continentale subductée sous la lithosphère océanique chevauchante fait ralentir le mouvement convergent, jusqu'à son arrêt. Puis, la marge continentale, par réajustement isostatique, se soulève et entraîne le glissement d'un morceau de lithosphère océanique de la nappe sur l'autochtone.

Quel que soit le modèle de mise en place, une semelle métamorphique de haute température-basse pression (faciès amphibolitique) est produite, au tout début du chevauchement ou de la subduction intra-océanique, et se constitue d'écaillés métamorphiques issues de la croûte de la plaque inférieure (subductée ou sous-chevauchante). Dans cette semelle, le gradient métamorphique est inversé, avec des températures plus élevées en haut de section, au plus près de la base de l'ophiolite. La semelle se forme par réchauffement des unités chevauchées, en contact avec la section mantellique de la base de la plaque supérieure (Fig. III. 9). Ce manteau, source de chaleur (au moins 1000°C), agit comme un fer à repasser sur les unités superficielles sous-jacentes et les métamorphise (Boudier et al., 1988; Nicolas, 1999).

La croûte océanique de l'ophiolite d'Oman est datée à environ **95 Ma** (âges U/Pb sur zircon: 94.8 Ma, Hacker (1994); 96.4-95.5 Ma, Rioux et al. (2012)). L'âge obtenu pour la semelle métamorphique, qui représente le détachement ou la subduction intra-océanique de la lithosphère océanique de la plaque eurasiennne sur celle de la plaque arabe, est de **93.7 Ma** (âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblende: 93.7 Ma, Hacker (1994); âge U-Pb sur zircon: 94.48 ± 0.23 Ma, Warren et al. (2005)) et est cohérent avec celui de la croûte. La cohérence de ces âges indiquent que le détachement ou subduction intra-océanique s'est initié près de l'axe de la ride (Boudier et al., 1988). Cependant, une récente étude de datation (Guilmette et al., 2018), a été réalisée sur la semelle métamorphique et fournit des âges Lu-Hf sur grenat de 103.7 Ma, indiquant l'âge de l'enfouissement lors de la subduction. Ces âges diffèrent des âges U/Pb sur zircon, correspondant à l'âge de sa cristallisation, concomitant avec le magmatisme du centre d'accrétion (96.19 Ma; U/Pb sur sphène: 95.60 Ma). L'étude de Guilmette et al. (2018) révèle qu'une subduction intra-océanique s'est initiée vers **104 Ma** et prédate l'accrétion de la lithosphère océanique d'environ 8 millions d'années. Cette datation montre clairement que la mise en place de l'ophiolite d'Oman nécessite l'enfouissement d'un slab avant l'accrétion de la lithosphère qui sera obductée. De plus, l'étude géochimique des éléments majeurs dans les basaltes suggère que les laves sont issues de la fusion d'un manteau hydraté (MacLeod et al., 2013), liée potentiellement à un slab sous-jacent. La position relative du centre d'accrétion d'origine et de la zone de subduction, ainsi que l'absence d'un arc proprement dit, associé à la croûte océanique produite sous l'influence de la subduction, sont des points qui restent incompris.

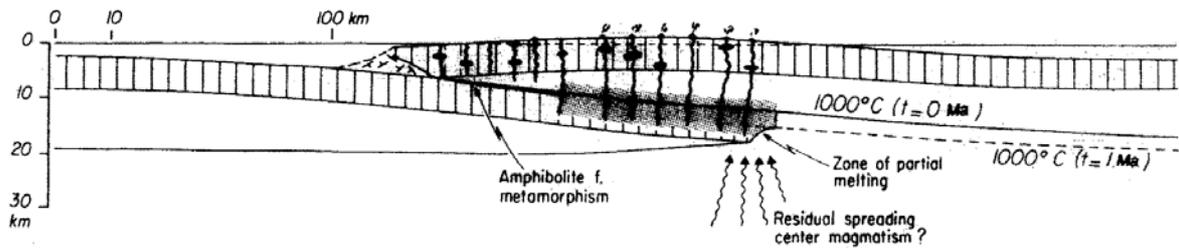


Fig. III. 9. Formation du métamorphisme à gradient thermique inverse observé à la base de l'ophiolite, par réchauffement des unités crustales de la plaque inférieure lors du chevauchement ou de la subduction intra-océanique (Boudier et al, 1988).

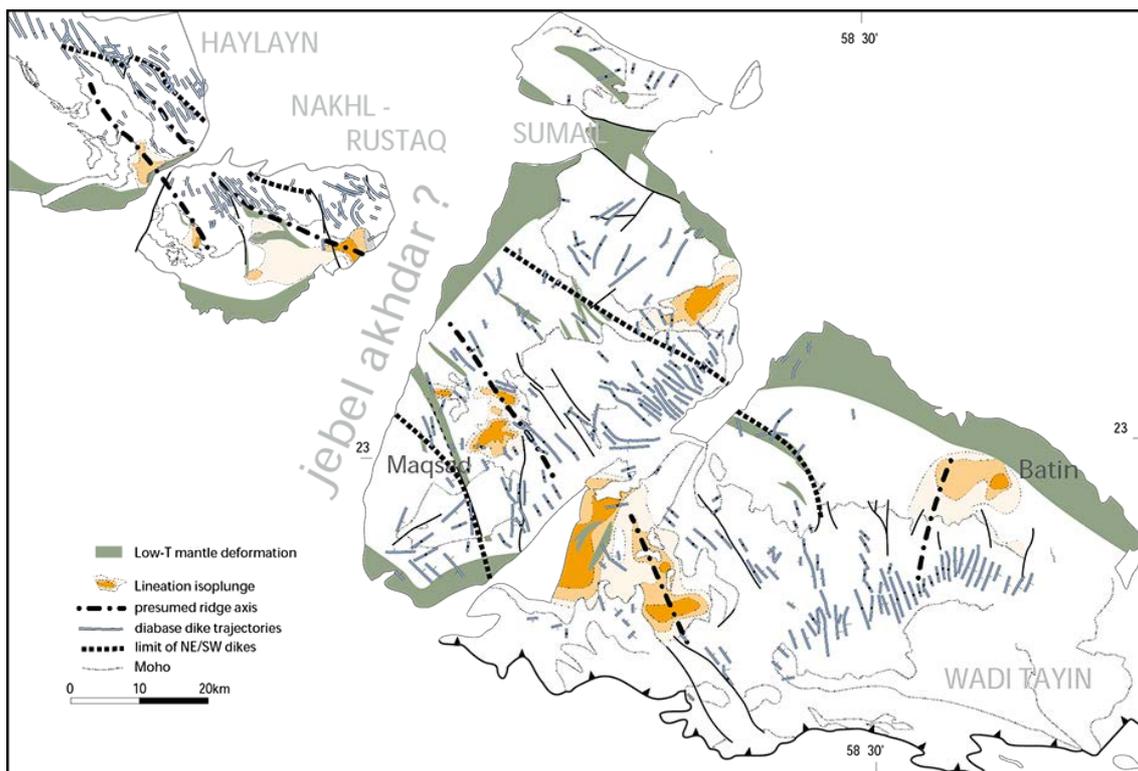


Fig. III. 10. Carte structurale de la région sud-est de l'ophiolite d'Oman localisant l'axe de ride préservé au sein de cette dernière. Adaptée à partir de Boudier et al. (1997).

2.3. Zone d'étude

La zone d'étude de la thèse se situe dans la région sud-est de l'ophiolite d'Oman et comprend les massifs de Nakhl-Rustaq, Sumail, Wadi Tayin et Haylayn. Dans cette région, la limite croûte-manteau a une orientation proche de l'horizontale, et les filons du complexe filonien sont verticaux; de sorte que les massifs peuvent être vus comme des morceaux de lithosphère océanique translatsés sur le continent et disséqués par l'érosion. Divers arguments ont été mis en avant par Boudier et al. (1997) pour démontrer l'existence d'un axe de dorsale rapide préservé dans ces massifs (Fig. III. 10).

Le premier est l'orientation des filons du complexe filonien et des divers filons au sein des autres sections. L'orientation de ces filons indique la direction de l'ouverture de la dorsale. Deux orientations sont observées dans la région sud-est de l'ophiolite: l'une, NW-SE, au centre du massif de Sumail, formant un couloir délimité par les lignes noires tiretées dans la Fig. III. 10, et l'autre perpendiculaire, NE-SW, en dehors de ce couloir. Les filons d'orientation NE-SW sont parfois recoupés par des filons NW-SE, indiquant que les filons NE-SW sont plus anciens. Comme ces filons anciens se répartissent de part et d'autre du couloir NW-SE, une lithosphère plus jeune s'est formée dans ce couloir indiquant qu'un centre d'accrétion y est préservé et s'est ouvert dans une lithosphère plus ancienne.

Le deuxième argument est l'alignement de plusieurs diapirs mantelliques harzburgitiques, dont le diapir de Maqсад, dans ce couloir (Fig. III. 10). Un diapir hors axe, le diapir de Mansah, est également observé dans la zone d'étude et se situe dans la partie nord-est du massif de Sumail. Ce diapir montre des caractéristiques structurales (Jousselin and Nicolas, 2000) et géochimiques (Nicolle et al., 2016) particulières.

Les autres arguments de la préservation d'un axe fossilisé au sein de la zone d'étude sont la différence entre les pendages des gabbros supérieurs et l'inversion du sens de cisaillement de part et d'autre de l'axe de la ride (Nicolas and Boudier, 1995, 2015).

Un second axe fossilisé est localisé dans la région de Batin, dans le massif de Wadi Tayin (Fig. III. 10). Rioux et al. (2012) ont confirmé la présence de cet axe par une étude radiochronologique U/Pb sur des zircons issus de diverses roches crustales (gabbros, tonalites/trondhjémites, pegmatites gabbroïques), échantillonnées à des distances différentes par rapport à l'axe. Cette étude révèle des âges croissants de part et d'autre de l'axe.

Chapitre IV

Les éléments fortement sidérophiles et les isotopes de l'osmium: de puissants traceurs de la migration de liquide dans le manteau

Le présent chapitre est consacré aux principes de l'étude des éléments fortement sidérophiles et des isotopes de l'osmium. Ces derniers sont particulièrement bien adaptés au traçage de la migration des liquides dans les péridotites. Leur application aux corps dunitiques des ophiolites, généralement considérés comme les reliques d'anciens chenaux de transport de liquides magmatiques (Braun and Kelemen, 2002; Kelemen et al., 1995a), est par conséquent particulièrement intéressante. Les sections mantelliques de divers complexes ophiolitiques ont déjà fait l'objet d'étude de ces éléments et des isotopes de l'osmium. Plusieurs cas d'étude seront abordés pour mieux cerner leur intérêt: les complexes ophiolitiques de Troodos à Chypre, de Pindos dans la région nord de la Grèce, de Taitao au Chili, des îles Shetland en Ecosse et de Leka en Norvège.

1. Éléments fortement sidérophiles

Les éléments fortement sidérophiles (HSE, Highly Siderophile Elements) et chalcophiles se définissent respectivement par leur affinité très dominante pour le fer et le soufre. Ces éléments vont ainsi préférentiellement se concentrer dans les métaux et les sulfures plutôt que dans les phases silicatées et oxydées. Ils se composent du rhénium (Re), de l'or (Au) et des platinoïdes (PGE, Platinum Group Elements), incluant l'osmium (Os), l'iridium (Ir), le ruthénium (Ru), le rhodium (Rh), le platine (Pt) et le palladium (Pd). Ils possèdent des coefficients de partage métal/silicate extrêmement élevés pour les phases métalliques ($D_i^{\text{Met/Sil}} > 10^4$), mais étant également très chalcophiles, en l'absence de métal, ils se regroupent dans les sulfures (coefficients de partage liquide sulfuré/silicate $D_i^{\text{SulLiq/SilLiq}} > 10^6$ pour Os, Ir, Ru, Rh, Pt et Pd; ~400-800 pour Re; ~700-11000 pour Au) (Brenan, 2008; Mungall and Brenan, 2014). Le rhénium et l'or se comportent de manière très similaire aux PGE, mais leur coefficients de partage $D_i^{\text{SulLiq/SilLiq}}$ sont généralement plus faibles, surtout pour le rhénium.

Les HSE sont caractérisés par des températures de fusion et de condensation élevées, et sont donc hautement réfractaires. Ils auraient été, par conséquent, relativement concentrés dans la matière première des planètes terrestres, comme le montre la composition de météorites chondritiques (e.g. Fischer-Gödde et al. (2010); Horan et al. (2003)). Etant donnée leur forte affinité pour le fer, la majeure partie des HSE aurait très probablement été séquestrée dans le noyau métallique lors de la différenciation planétaire, laissant la partie silicatée (BSE, Terre

silicatée ou Bulk Silicate Earth) presque dépourvue en HSE. Cependant, lors de ce processus, les HSE et les éléments très chalcophiles ont été fortement fractionnés, produisant une grande variété de fractionnements inter-éléments absolus et relatifs (Harvey and Day, 2016). Par exemple, les HSE auraient été fortement découplés dans les noyaux des planétésimaux, et probablement dans celui de la Terre: L'osmium, l'iridium, le ruthénium et le rhodium (Groupe de l'iridium – IPGE) et le rhénium résideraient dans la phase métallique solide, tandis que le platine et le palladium (Groupe du platine – PPGE) et l'or demeureraient principalement dans le résidu liquide métallique. Ce découplage a été suggéré par l'analyse des météorites ferreuses (Goldstein et al., 2009).

L'analyse des roches mantelliques, issues de la partie silicatée de la Terre, indique, quant à elle, de faibles quantités (de l'ordre du ppb) de HSE dans ce réservoir, mais ces teneurs sont néanmoins nettement plus importantes que celles attendues après la ségrégation du noyau (Fig. IV. 1). De plus, les abondances relatives en HSE des péridotites sont similaires à celles des chondrites (Day et al., 2016) et diffèrent de celles attendues après la formation du noyau terrestre (Brenan et al., 2016). Ce processus, à lui seul, ne peut expliquer le contenu en HSE du manteau. Plusieurs autres processus ont été suggérés (e.g. Arculus and Delano (1981); Azbel et al. (1993); Chou (1978); Jones and Drake (1986); Kimura et al. (1974); Snow and Schmidt (1998)). Bien que certains problèmes restent non résolus, l'hypothèse la plus acceptée est l'ajout d'une faible quantité (~0.3-1%) de matériel chondritique, après la formation du noyau, lors d'un événement d'accrétion tardif (late veneer event) il y a au moins 3,8 Ga (e.g. Chou (1978); Kimura et al. (1974)).

Les HSE peuvent être étudiés en combinaison avec les éléments chalcogènes, qui comprennent le soufre (S), le sélénium (Se) et le tellure (Te). Ces éléments sont contenus également en très faibles abondances au sein de la Terre silicatée (Fig. IV. 1). Cependant, leurs températures de fusion et de condensation sont plus faibles que celles des HSE, les rendant très volatiles.

Les HSE ont fait l'objet d'un volume spécial de la revue *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* (Harvey and Day, 2016).

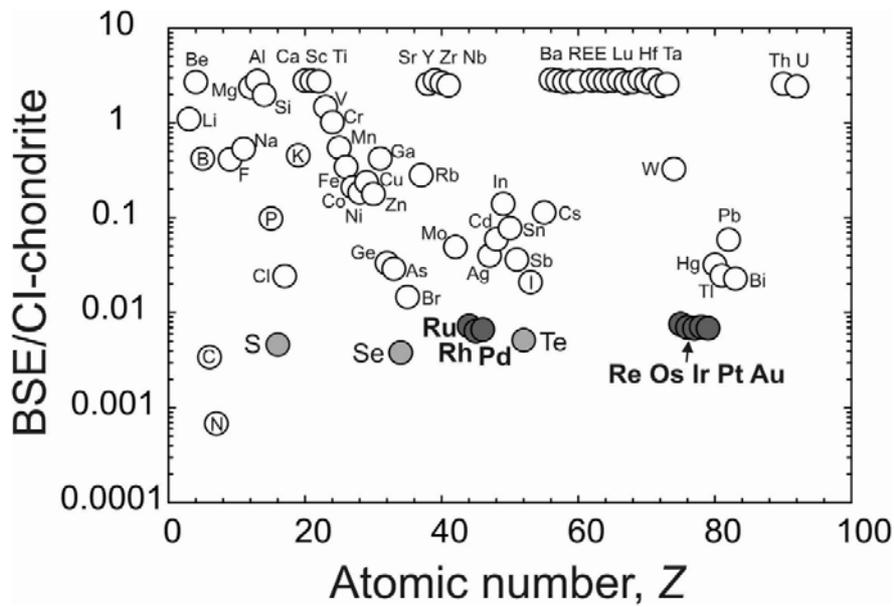


Fig. IV. 1. Distribution des éléments en fonction de leur nombre atomique (Z) et de leur abondance au sein de la Terre silicatée (BSE), normalisée à la composition des chondrites CI (Harvey and Day, 2016). Les éléments fortement sidérophiles et les chalcogènes (S, Se et Te) sont respectivement représentés par des symboles gris foncé et gris clair. Parmi les éléments naturels à Z inférieure à 92, l'hydrogène (H), l'oxygène (O) et les gaz rares (He, Ne, Ar, Kr, Xe) ne figurent pas dans le diagramme. Données issues de McDonough and Sun (1995).

1.1. Les HSE dans le manteau

1.1.1. *Minéraux hôtes des HSE dans le manteau*

Dans le manteau, les HSE résident majoritairement dans les sulfures de Fe–Cu–Ni (BMS, sulfures des métaux de base ou base-metal sulfide), dans lesquels ils peuvent atteindre des concentrations de plusieurs ppm (e.g. Luguët et al. (2001)), soient trois ordres de grandeur au-dessus des concentrations dans les péridotites. Comme mentionné précédemment, leurs coefficients de partage liquide sulfuré/silicate sont très élevés (Mungall and Brenan, 2014). De nombreuses études menées sur les BMS ont montré que ces sulfures contrôlent les budgets et les signatures en HSE des roches totales dans le manteau (e.g. Alard et al. (2000, 2002, 2011); Lorand and Alard (2001); Mitchell and Keays (1981)).

Les sulfures de Fe–Cu–Ni constituent environ 0 à 0.2 wt.% (soit environ 250 ± 50 ppm S) des péridotites mantelliques et ont typiquement des dimensions de l'ordre de plusieurs dizaines de micromètres (e.g. Harvey et al. (2016)). Ils peuvent être inclus dans des phases silicatées, intergranulaires ou interstitiels (Fig. IV. 2). Ils se composent d'une ou de plusieurs phases sulfurées, qui consistent généralement en une solution solide monosulfurée (MSS, monosulfide solid solution) (Fe_{1-x}S , Ni_{1-x}S), dont les produits d'exsolution à faible température sont la pyrrhotite Fe_{1-x}S (avec $x = 0-0.2$), la pentlandite $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ et la chalcopyrite CuFeS_2 (e.g. Lorand and Luguët (2016)). Des quantités mineures de mackinawite $(\text{Fe,Ni})_{1+x}\text{S}$, de chalcocite Cu_2S , de bornite Cu_5FeS_4 ou de millérite (NiS) sont parfois associées à ces sulfures.

Les BMS au sein des péridotites mantelliques sont souvent distingués par leur caractère primaire ou secondaire (Alard et al., 2000; Harvey et al., 2016; Lorand et al., 2013; Lorand and Luguët, 2016). Néanmoins, la plupart d'entre eux témoigne des effets d'un processus complexe, la fusion partielle incongruente des sulfures, décrite par Luguët and Reisberg (2016) (pour plus de détails: lire cet article et les références incluses). Cette fusion produirait, à partir des BMS, un liquide sulfuré riche en Cu et en Ni, et un résidu composé d'une solution solide monosulfurée. La composition de cette MSS et des autres sulfures cristallisés varierait en fonction de la température: Aux conditions de température et de pression mantelliques, la phase sulfurée formerait un liquide sulfuré homogène (« matte ») ou des mélanges partiellement fondus de haute température (1192°C). Une MSS se développerait à partir de cette matte sulfurée, avec une composition similaire à FeS. Le liquide serait, quant à lui, riche en Ni et en Cu. Quand la température diminue jusqu'à 1000°C, la MSS précipitée s'enrichirait en Ni et en Cu. Elle deviendrait instable à des températures plus basses, et en suivant un chemin complexe d'interaction entre les phases solides et liquides, s'exsolverait en pentlandite, pyrrhotite, et plus rarement en pyrite.

Les sulfures BMS peuvent être répartis en deux types (e.g. Alard et al. (2000)):

- Type 1:** BMS primaires, riches en soufre et en Fe-Ni

Ils sont essentiellement composés de MSS, pyrrhotite, pentlandite, et de quelques sulfures riches en Cu comme la chalcopyrite. Ces sulfures peuvent prendre la forme d'inclusions rondes dans l'olivine ou du clinopyroxène. Lors du refroidissement de ces sulfures, de la pentlandite peut former des flammes par exsolution dans de la MSS ou de la pyrrhotite, et de la chalcopyrite peut border les autres grains de BMS. Ce type de sulfures est interprété comme étant des phases résiduelles de la fusion partielle (Alard et al., 2002), produites par la cristallisation d'une matte ou d'un liquide sulfuré de haute température.
- Type 2:** BMS secondaires souvent plus riches en Cu-Ni et plus pauvres en soufre

Ils sont principalement constitués de pentlandite et de chalcopyrite, associées à des quantités mineures de MSS et de pyrrhotite. Leurs compositions peuvent néanmoins être très diversifiées. Ces sulfures peuvent être interstitiels, intergranulaires ou inclus dans des minéraux silicatés métasomatiques. Au moins trois sous-types, d'histoire différente, ont été identifiés (Luguet and Reisberg, 2016). A l'inverse du Type 1, les sulfures du Type 2 ont une origine métasomatique. Dans beaucoup de cas, ils résulteraient de la cristallisation de liquides sulfurés très évolués plus riches en Cu, dans des interstices ou sous la forme d'inclusions dans des minéraux silicatés (Lorand and Alard, 2001). D'autres sulfures secondaires, composés de MSS, de pyrrhotite et de pentlandite, pourraient correspondre à d'anciens BMS de Type 1, remobilisés lors de la percolation de liquides silicatés sous-saturés en soufre, et ensuite reprécipités dans les interstices de la péridotite (Lorand et al., 2004).

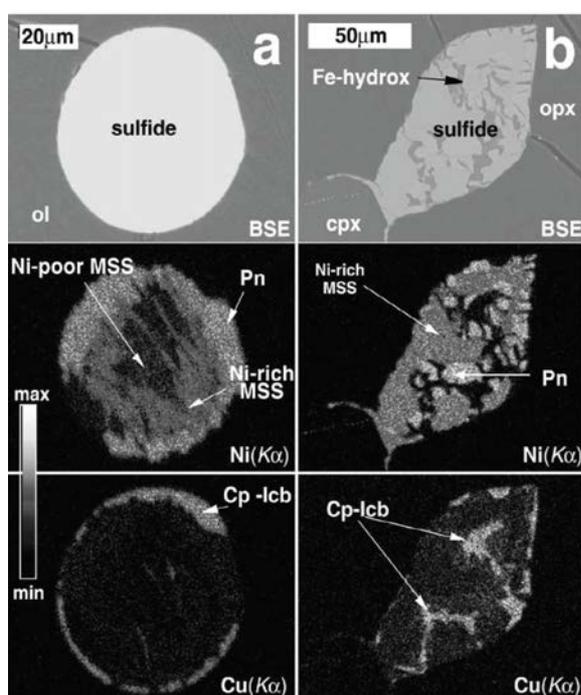


Fig. IV. 2. Photo-micrographes et cartes chimiques au MEB de sulfures BMS de péridotites du Mont Gambier (Australie) (Alard et al., 2002). (a) Sulfure inclus dans une phase silicatée. (b) Sulfure intergranulaire. L'échelle grise indique l'abondance relative d'un élément donné. BSE, électrons rétrodiffusés. MSS, solution solide monosulfurée. Pn, pentlandite. Cp-Icb, chalcopyrite-isocubanite.

Les minéraux silicatés et les oxydes constituent d'autres phases hôtes des HSE dans le manteau, et exercent ainsi une moindre contribution sur le budget en HSE des roches totales (<5-20%) (e.g. Mitchell and Keays (1981)). Certains PGE (Os, Ir, Ru) sont légèrement compatibles dans l'olivine ($D^{\text{olivine/melt}} \sim 0 \text{ à } 2$) (cf. résumé dans Brenan et al. (2016)) et peuvent y résider. Etant donné qu'il est beaucoup moins chalcophile que les PGE ($D_i^{\text{SulLiq/SilLiq}} \sim 400-800$ vs. $>10^6$) (Brenan, 2008; Mungall and Brenan, 2014), le rhénium est moins piégé par les sulfures; sa proportion dans les phases silicatées est par conséquent plus élevée que celles des PGE. Par exemple, environ 35% du rhénium serait contenu dans les phases silicatées des xénolites péridotitiques de Kilbourne Hole (Burton et al., 1999).

En plus des BMS, des silicates et des oxydes, les HSE peuvent être piégés dans des exsolutions micro-minérales de PGE thermiquement plus stables (PGM, minéraux de platinoïdes ou Platinum Group Minerals) (Fig. IV. 3) (e.g. Alard et al. (2011); Delpech et al. (2012); Luguet et al. (2007); Mitchell and Keays (1981); O'Driscoll and González-Jiménez (2016)). Les PGM peuvent être des alliages (Ru-Os-Ir, Pt-Fe), des phases sulfurées (laurite RuS_2 , erlichmanite OsS_2) ou encore des arséniures (sperrylite PtAs_2 , irarsite IrAsS). Ils influencent aussi le contenu en HSE et les fractionnements de ces éléments et des isotopes de l'osmium dans les péridotites.

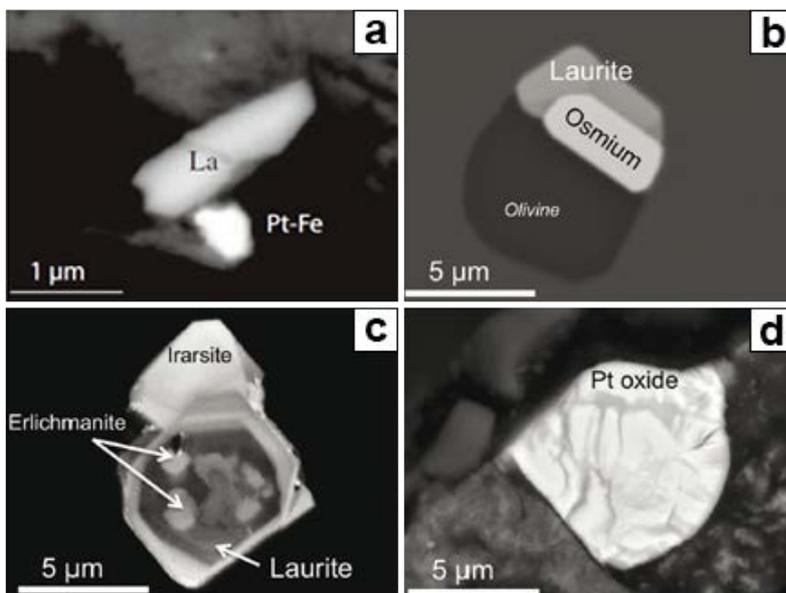


Fig. IV. 3. Photo-micrographes au MEB de PGM. **(a)** Laurite et alliage de Pt-Fe d'une péridotite de l'ophiolite d'Oman (Lorand et al., 2009). **(b-d)** PGM dans des chromites ou dans la matrice silicatée de chromitites (O'Driscoll and González-Jiménez, 2016). **(b)** Laurite et alliage d'Os-Ir à la bordure d'une inclusion silicatée. **(c)** Intercroissance de laurite-erlichmanite zonée avec de l'irarsite. **(d)** Oxyde de Pt. Les chromitites sont issues des complexes ultramafiques de Vizcaino (Mexique) **(b)**, de Mayarí-Baracoa (Cuba) **(c)** et de Nouvelle-Calédonie **(d)**.

1.1.2. Influence des sulfures sur le comportement des HSE lors de la fusion partielle

Pour comprendre le comportement des HSE lors de la fusion partielle, il est important de s'intéresser à leurs principaux hôtes dans le manteau, les sulfures, et à leur conduite quand ces derniers entrent en fusion partielle. Les sulfures sont caractérisés par des températures de fusion partielle faibles, s'étendant de 850°C, pour les BMS riches en Cu et en Ni, à 1200°C pour les riches en Fe (Craig and Kullerud, 1969). Lors des processus mantelliques, le soufre se comporte de manière incompatible. Dès lors, les sulfures primaires sont consommés progressivement pendant la fusion partielle et la teneur en soufre de la péridotite décroît. Il en résulte une corrélation entre la teneur en soufre et des indices de fusion partielle, tels que la teneur en Al_2O_3 , en Lu ou le Mg# number [$Mg\# = Mg / (Mg + Fe_{total})_{at}$]. La présence et l'état des sulfures pendant la fusion partielle vont influencer le comportement des HSE et peut-être induire un fractionnement entre ces éléments. En général, deux aspects sont à considérer et sont décrits en détails par Lugué and Reisberg (2016).

1.1.2.1. Distribution des HSE liée à l'équilibration liquide silicaté/liquide sulfuré

Lors de la fusion partielle, les HSE se comportent en fonction de leurs coefficients de partage liquide sulfuré/silicaté ($D_i^{SulLiq/SilLiq} > 10^6$ pour PGE; ~400-800 pour Re; ~700-11000 pour Au) (Brenan, 2008; Mungall and Brenan, 2014). Aux températures supérieures au liquidus des phases sulfurées, les sulfures forment une matte sulfurée fondue dans le manteau (e.g. Fonseca et al. (2011); Mungall and Brenan (2014)), dans laquelle les PGE vont se concentrer plutôt que dans le liquide de fusion silicaté, à cause de leurs $D_i^{SulLiq/SilLiq}$ élevés. Les sulfures sont progressivement extraits des résidus de fusion durant le processus de fusion partielle. Ces résidus vont voir leurs concentrations en PGE augmenter par bilan de masse, tandis que leur contenu en sulfures résiduels diminue. Les PGE resteront dans les résidus de fusion tant qu'ils renfermeront des sulfures, même en infime traces. Ce modèle implique rarement un fractionnement entre les PGE pendant la fusion partielle jusqu'à la disparition des sulfures. Par contre, le rhénium est caractérisé par un $D_i^{SulLiq/SilLiq}$ plus faible que les autres HSE (Brenan, 2008; Mungall and Brenan, 2014). Il serait donc moins retenu dans les sulfures, et extrait au fur et à mesure dans le liquide silicaté lors de la fusion.

1.1.2.2. Fractionnement des HSE par fusion partielle incongruente des sulfures

Comme vu précédemment, la fusion partielle des sulfures se déroule de manière incongruente. Ainsi, entre le solidus et le liquidus des phases sulfurées, une solution solide monosulfurée résiduelle et un liquide sulfuré riche en Cu et en Ni coexistent. Les HSE vont être attirés différemment par ces deux phases, créant ainsi un fractionnement entre eux lors de ce processus. Les coefficients de partage des HSE entre la MSS et le liquide sulfuré ($D_i^{MSS/SulLiq}$) varient entre 1 et 10 pour les IPGE et le Re; tandis qu'ils sont inférieurs à 1 pour les PPGE et l'Au (cf. résumé dans Brenan et al. (2016)). Les IPGE et le Re ont ainsi une forte affinité pour les phases sulfurées résiduelles (MSS). Le Pd et le Pt se concentrent, en revanche, préférentiellement dans les liquides sulfurés riches en Cu et Ni.

Ce fractionnement des HSE s'observe notamment au sein des spectres en HSE des différents types de sulfures. Par exemple, la Fig. IV. 4 reprend les spectres en HSE, dont les teneurs sont normalisées aux valeurs estimées du manteau primitif de McDonough and Sun (1995), de sulfures résiduels de Type 1 et de sulfures de Type 2, précipités à partir des liquides sulfurés (Alard et al., 2000). Dans la Fig. IV. 4, les inclusions de MSS de Type 1 dans les phases silicatées de la xénolite péridotitique présentent des spectres en HSE enrichis en IPGE et appauvris en Pt, Pd et en Au. Ces spectres sont typiques des sulfures résiduels. Par contre, les sulfures interstitiels de Type 2 ont des concentrations en HSE plus faibles avec un enrichissement en Pd et en Au, indiquant la signature des liquides sulfurés riches en Cu et Ni, dans lesquels ces éléments incompatibles se concentrent.

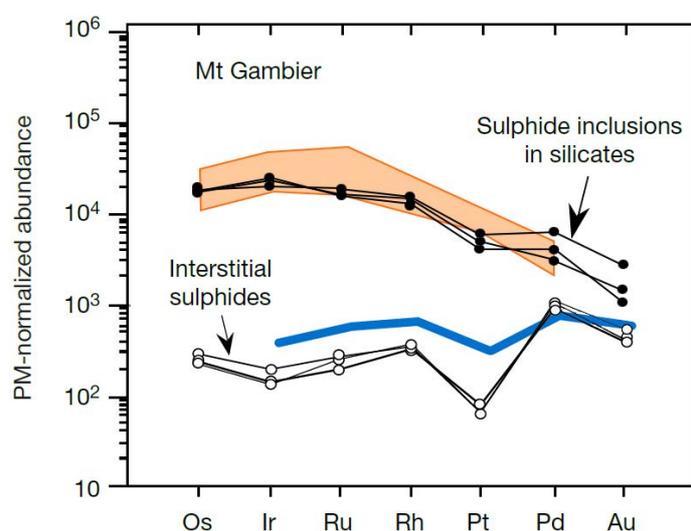


Fig. IV. 4. Profil des concentrations en HSE, normalisées aux abondances du manteau primitif (McDonough and Sun, 1995), de sulfures inclus dans des silicates (MSS) (cercles noirs) et interstitiels (pentlandite riche en Cu) (cercles vides) d'une xénolite issue du Mt Gambier (Australie). La zone orange et la ligne bleue représentent respectivement de la MSS incluse dans un diamant péridotitique (Guo et al., 1999) et la fraction sulfurée totale d'une lherzolite (Meisel et al., 1996). Adaptée à partir d'Alard et al. (2000).

1.1.2.3. Comportement des HSE après la disparition des sulfures

Le comportement des sulfures lors de la fusion partielle du manteau n'explique pas complètement la répartition en HSE des péridotites résiduelles. L'équilibration entre les liquides sulfuré et silicaté ne permet pas d'obtenir un résidu de fusion appauvri en PPGE, comme observé dans les péridotites mantelliques appauvries (Fig. IV. 5). Le fractionnement entre les phases sulfurées solide et liquide, quant à lui, n'explique pas le fort appauvrissement en Re des péridotites. L'analyse de roches très appauvries, dépourvues de sulfures, comme les péridotites de Kerguelen (Lorand et al., 2004) et du Massif Central (Lorand and Alard, 2001), révèle des contenus totaux en HSE de l'ordre du ppb. Ces observations montrent que des phases autres que les sulfures jouent un rôle important dans le fractionnement des HSE lors de la fusion partielle, bien que le budget en HSE dans le manteau soit principalement contrôlé par les sulfures BMS quand ils sont présents (e.g. Alard et al. (2000, 2002, 2011); Lorand and Alard (2001)). Il est donc important de prendre en compte les autres minéraux hôtes de ces éléments dans le manteau.

Après la disparition des sulfures, le comportement des HSE serait contrôlé par les phases résiduelles. Les données existantes (résumées dans Brenan et al. (2016)) suggèrent que les IPGE (Os, Ir, Ru) seraient modérément compatibles dans l'olivine ($D^{\text{olivine/melt}} \sim 0$ à 2; Brenan et al. (2003, 2005)) et dans la spinelle, tandis que le Pt, le Pd et le Re y seraient incompatibles. La fusion partielle au-delà de l'extraction complète des BMS résulterait ainsi en un appauvrissement des PPGE et du Re dans le résidu.

De plus, les péridotites appauvries peuvent contenir des PGM. Quand les sulfures primaires sont consommés progressivement pendant la fusion partielle, une partie de leur contenu en HSE est néanmoins préservé dans des exsolutions micro-minérales de PGE thermiquement plus stables (Fig. IV. 3) (e.g. Fonseca et al. (2012); Luguet et al. (2007); O'Driscoll and González-Jiménez (2016)). Ces phases minérales, en plus des minéraux silicatés, permettent d'expliquer la présence de HSE dans des péridotites dépourvues de sulfures. Les IPGE sont souvent les principaux composants d'alliages (Ru-Os-Ir) ou de phases sulfurées (laurite RuS_2 , erlichmanite OsS_2). Le platine est parfois contenu dans certains alliages (Ru-Os-Ir, Pt-Fe) ou arséniures (sperrylite PtAs_2). Quant au palladium et au rhénium, ils sont rarement retenus dans les PGM en grande quantité. C'est pourquoi, ils sont les plus incompatibles des HSE, après la disparition des sulfures, par rapport aux autres HSE. Les PGM peuvent néanmoins se former, comme les sulfures secondaires, lors de la percolation d'un liquide sursaturé en soufre dans le manteau (e.g. Talkington and Lipin (1986)).

1.1.2.4. Synthèse

La discussion précédente indique que les sulfures, mais aussi les silicates, les oxydes ainsi que les PGM contribuent tous ensemble au comportement global des HSE lors de la fusion partielle, qui peut être résumé ainsi:

- L'osmium, l'iridium, le ruthénium et le rhodium (IPGE) sont compatibles et vont se concentrer dans le résidu de fusion, donc dans la péridotite (Fig. IV. 5);
- En revanche, le platine et le palladium (PPGE) sont légèrement incompatibles, ainsi que l'or et le rhénium. Ces éléments vont migrer dans le liquide de fusion (cf. basalte dans Fig. IV. 5).

En général, pour les péridotites mantelliques, les coefficients de partage globaux des HSE péridotite-liquide suivent la séquence suivante, de l'HSE le plus compatible à celui le plus incompatible (e.g. Fischer-Gödde et al. (2011)):

$$\text{Os} \geq \text{Ru} \geq \text{Ir} > \text{Rh} \geq \text{Pt} > \text{Pd} > \text{Au} \geq \text{Re}$$

Cependant, il existe très peu de données pour le rhodium et l'or. Ces deux éléments sont mono-isotopiques (^{103}Rh et ^{197}Au) et ne peuvent pas être analysés en utilisant la méthode analytique la plus commune et la plus fiable, la dilution isotopique, qui requiert deux isotopes non-radiogéniques d'un élément.

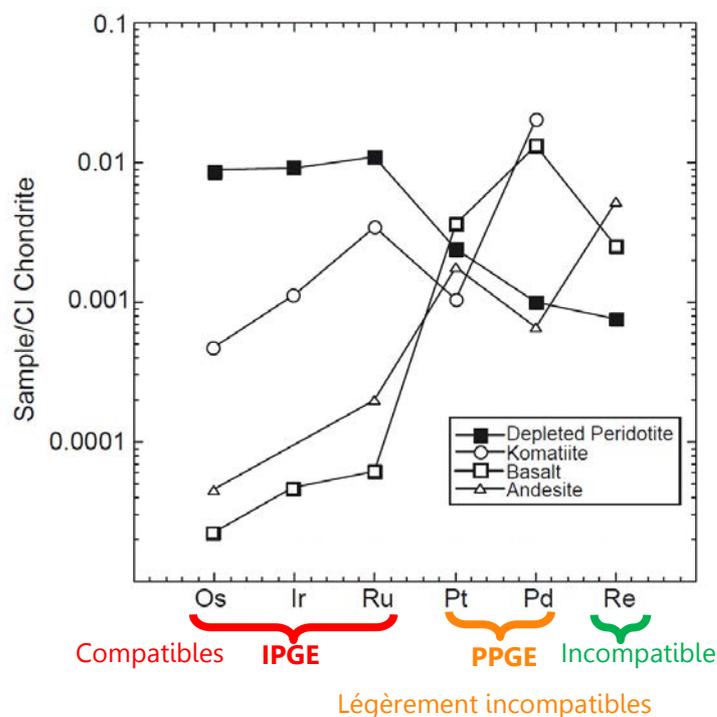
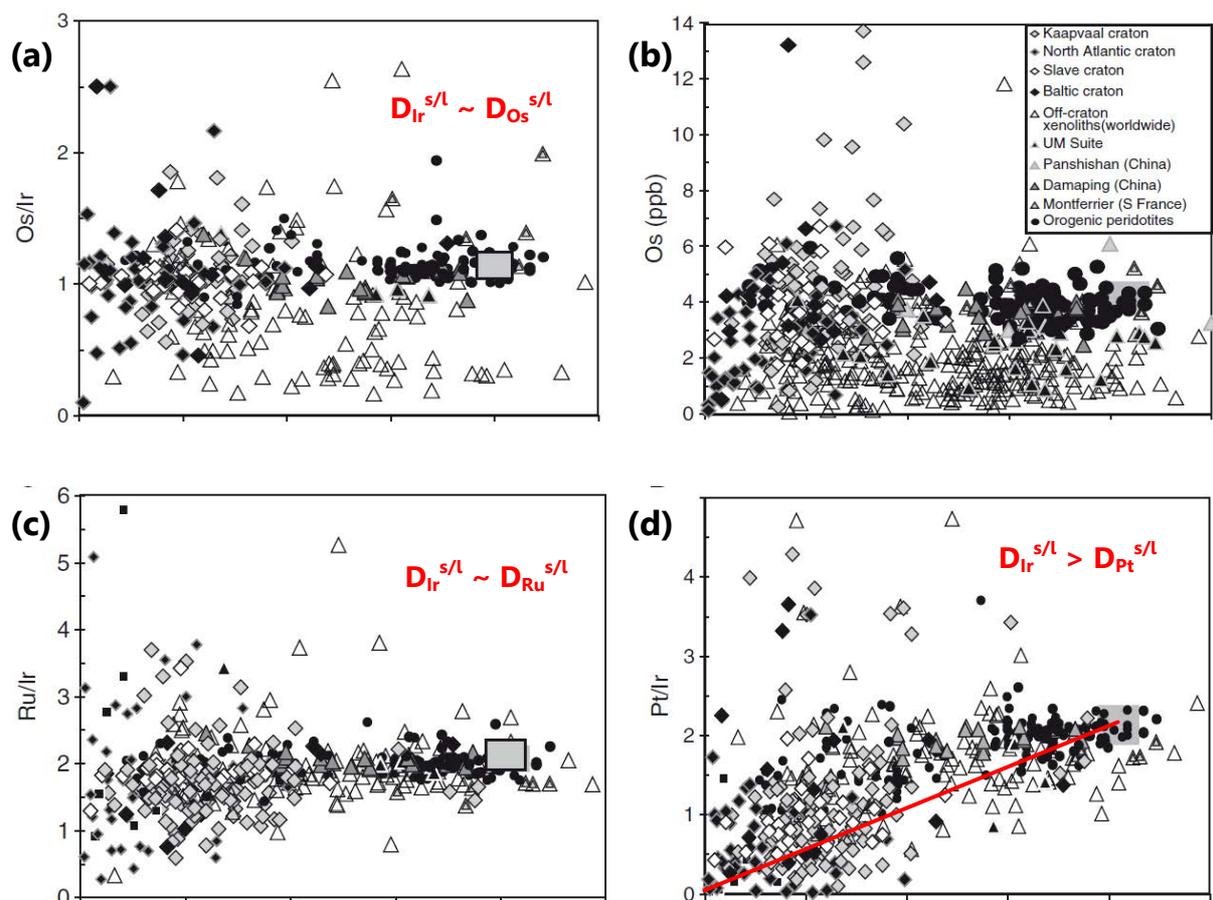


Fig. IV. 5. Profil des concentrations en HSE d'un basalte d'arc (Woodland et al., 2002), d'une andésite (Woodland et al., 2002), d'une komatiite (Puchtel and Humayan, 2001) et d'une xénolite de péridotite appauvrie (Irvine et al., 2001), normalisées aux abondances de la chondrite CI (Horan et al., 2003). Issue de Carlson (2005).

Les degrés de compatibilité pour les HSE peuvent être aussi déterminés à l'aide d'indices de fusion partielle, tels que la teneur en Al_2O_3 de la péridotite (Fig. IV. 6) (Becker et al., 2006; Lorand et al., 2013). L'aluminium étant un élément magmatophile, la teneur de la péridotite en cet élément va diminuer au cours de la fusion partielle. Les compatibilités relatives des HSE peuvent être ainsi induites à partir de corrélations entre des rapports de PGE (e.g. Pd/Ir) et la teneur en Al_2O_3 de péridotites mantelliques. Dans la Fig. IV. 6a-c, les teneurs en Os et les rapports Os/Ir et Ru/Ir ne montrent pas de corrélation avec le contenu en Al_2O_3 . Cette stabilité indique qu'ils ont des coefficients de partage péridotite-liquide similaires et qu'ils sont très compatibles dans la péridotite. Par contre, le platine et surtout le palladium se comportent de manière incompatible pendant la fusion partielle. Leurs rapports avec l'iridium corréleront positivement avec la teneur en Al_2O_3 (Fig. IV. 6d-e). La corrélation positive entre le rapport Pd/Pt et le contenu en Al_2O_3 indique qu'une plus grande compatibilité du Pt par rapport au Pd (Fig. IV. 6f).



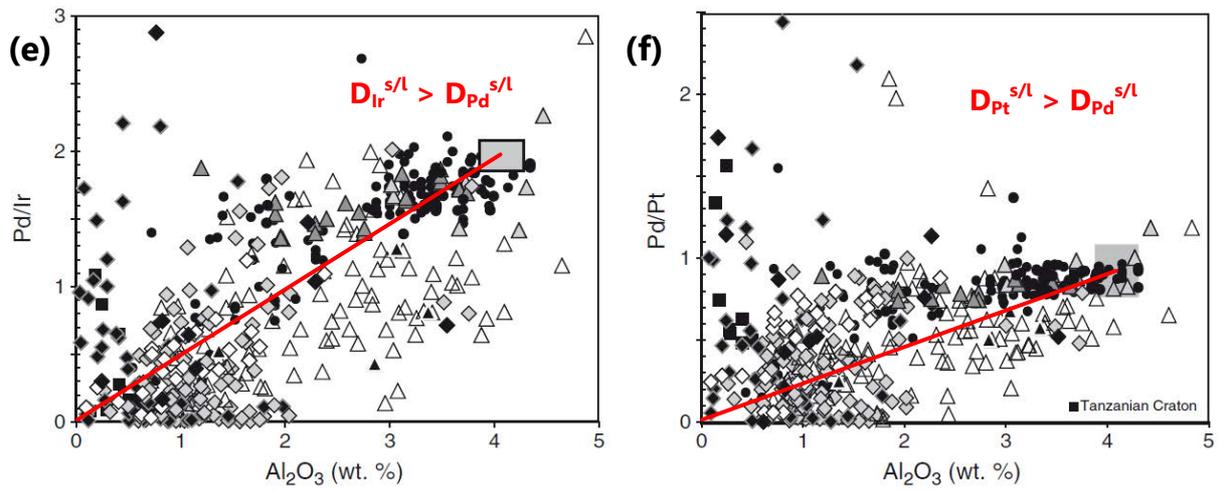
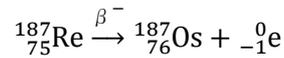


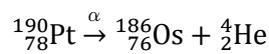
Fig. IV. 6. Diagrammes des abondances en HSE en fonction de la teneur en Al_2O_3 de péridotites: (a) Os/Ir, (b) Os, (c) Ru/Ir, (d) Pt/Ir, (e) Pd/Ir, (f) Pd/Pt vs. Al_2O_3 wt. %. Issus de Lorand et al. (2013). Sources des données incluses dans l'article. Le grand rectangle gris représente la composition estimée du manteau primitif (Becker et al., 2006; Fischer-Gödde et al., 2011).

2. Système isotopique ^{187}Re - ^{187}Os

Parmi les PGE, l'osmium est particulier. Il comporte sept isotopes naturels, dont cinq stables (^{187}Os , ^{188}Os , ^{189}Os , ^{190}Os et ^{192}Os , le plus abondant) et deux radioactifs ^{184}Os et ^{186}Os , avec des demi-vies extrêmement longues (Fig. IV. 7). Ses isotopes 187 et 186 sont en partie issus respectivement de la désintégration du ^{187}Re et du ^{190}Pt :



$$t_{1/2} = 41.6 \text{ Ga} \quad \lambda = 1.666 \pm 0.0006 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1} \text{ (Smoliar et al., 1996)}$$



$$t_{1/2} = 497 \text{ Ga} \quad \lambda = 1.39 \pm 3.2\% \times 10^{-12} \text{ an}^{-1} \text{ (Braun et al., 2017)}$$

Etant données sa très longue demi-vie et la faible abondance de l'isotope ^{190}Pt , le système isotopique ^{190}Pt - ^{186}Os produit d'assez faibles variations isotopiques au niveau du rapport $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ des roches mantelliques. C'est pourquoi, ce système isotopique ne sera pas abordé dans le cadre de cette thèse.

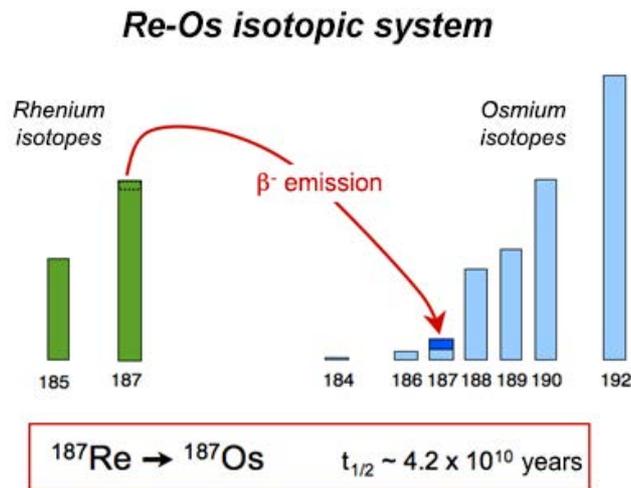


Fig. IV. 7. Isotopes du rhénium et de l'osmium et désintégration β^- de l'isotope radioactif ^{187}Re en ^{187}Os .

Comme vu précédemment, l'osmium et le rhénium se comportent différemment lors de la fusion partielle (e.g. Barnes et al. (1985)): l'Os, très compatible, se concentre dans le résidu de fusion, qui aura ainsi un rapport Re/Os faible. En revanche, le Re, modérément incompatible, migre dans le liquide, quasi dépourvu en Os, qui sera donc caractérisé par un rapport Re/Os élevé. La croûte continentale, extraite du manteau par des processus magmatiques, a une concentration en Os extrêmement faible, environ 100 fois plus basse que celle du manteau, et une teneur en Re plutôt similaire (Peucker-Ehrenbrink and Jahn, 2001); son rapport Re/Os est donc beaucoup plus élevé que celui du manteau (Fig. IV. 8). Avec le temps, le ^{187}Re s'est désintégré en ^{187}Os et a développé des rapports isotopiques $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ très contrastés entre ces deux réservoirs. Ainsi, dans un diagramme du rapport isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ en fonction du temps (Fig. IV. 8), la croûte évolue différemment du manteau (Shirey and Walker, 1998), développant une composition beaucoup plus radiogénique. Etant donné que la masse de la croûte est environ 150 fois plus petite que celle du manteau, l'extraction de la croûte exerce un effet minime sur le contenu en HSE et le rapport $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ (et donc $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) du manteau. Ce dernier gardera en moyenne des abondances relatives en HSE et une composition isotopique en osmium chondritiques.

De plus, la compatibilité de l'Os rend le système Re-Os plus résistant au métasomatisme que les autres systèmes isotopiques communément utilisés dans l'étude des roches mantelliques (e.g. Sm-Nd, Rb-Sr). Les fortes teneurs en Os des péridotites résiduelles par rapport aux liquides et magmas limitent l'impact des fluctuations engendrées par des processus secondaires, comme la serpentinisation (Becker and Dale, 2016).

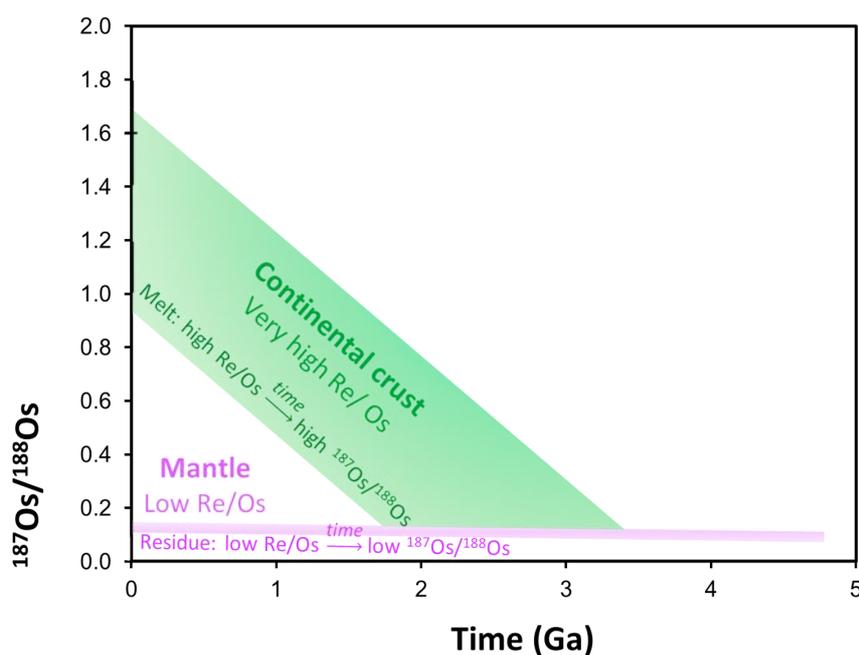


Fig. IV. 8. Evolution schématisée du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de la croûte (vert) et du manteau (violet) depuis la différenciation de la Terre et formation de réservoirs terrestres caractérisés par des rapports Re/Os distincts, qui développeront avec le temps des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ très contrastés.

Le système isotopique Re-Os sert à la fois comme outil de datation et de traçage des interactions entre les liquides et les roches. Deux méthodes de calcul des âges modèles Re-Os sont utilisées (Fig. IV. 9) pour estimer l'âge de fusion partielle d'une péridotite:

- L'**âge modèle T_{MA}** est censé correspondre à l'âge d'extraction de l'échantillon d'un manteau d'évolution chondritique. Il est calculé par extrapolation du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de l'échantillon dans le temps jusqu'à l'intersection avec la courbe d'évolution du manteau, en utilisant le rapport $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ mesuré de l'échantillon. Cependant, le rapport $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ est souvent perturbé par des événements récents.
- Pour cette raison, les **âges modèles d'appauvrissement en Re (T_{RD} , Re-depletion model age)** (Walker et al., 1989) sont souvent préférés pour estimer l'âge d'extraction du liquide des péridotites. Cette méthode suppose un rapport $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ nul, et l'âge est obtenu par la comparaison directe du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de l'échantillon avec la courbe d'évolution du manteau. Les âges T_{RD} doivent toujours être considérés comme des valeurs minimales; l'approximation $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} \sim 0$ est en effet trop simpliste. Cependant, cette limite d'âge est très fiable, contrairement aux âges T_{MA} qui peuvent être soit trop jeunes, soit trop vieux. Pour les harzburgites appauvries, qui auraient subi des taux de fusion partielle très importants, l'approximation $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} \sim 0$ n'est pas trop faussée, et les valeurs T_{RD} obtenues devraient être proches des vrais âges de fusion partielle.

L'utilisation du système Re-Os pour tracer les interactions liquide-péridotite sera discutée plus loin dans ce chapitre.

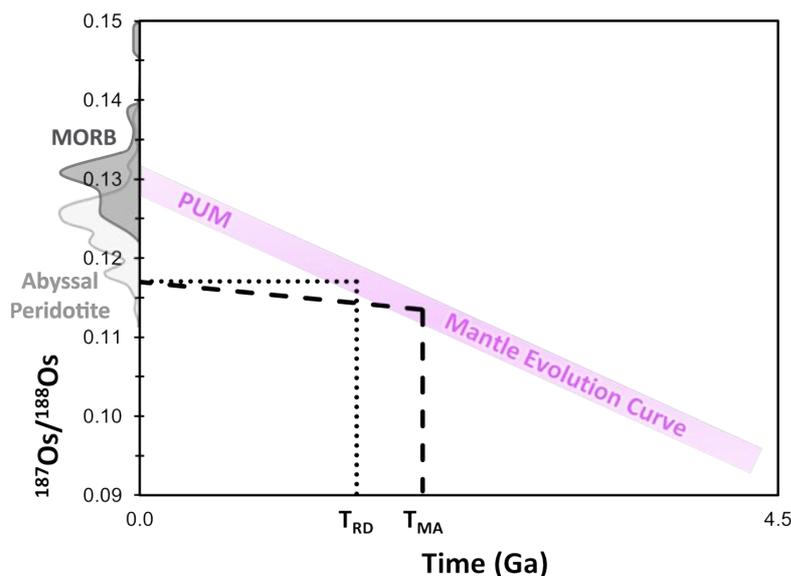


Fig. IV. 9. Evolution schématisée du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ du manteau (violet) depuis la différenciation de la Terre. Des âges modèles T_{MA} et T_{RD} peuvent être calculés avec le système isotopique Re-Os. Les compositions isotopiques des MORB (gris foncé) (données de sulfures compilées dans Gannoun et al. (2016)) et des péridotites abyssales (gris clair) (compilation de Becker and Dale (2016)) sont indiquées.

3. Composition du manteau supérieur

3.1. Le manteau primitif supérieur (PUM)

Les roches mantelliques constituent les matériaux les plus appropriés pour reconstruire les compositions en HSE et isotopiques en osmium du Manteau Primitif (cf. résumés dans Becker and Dale (2016) et Luguet and Reisberg (2016)). Cependant, les péridotites récoltées à la surface de la Terre proviennent uniquement de la partie supérieure du manteau supérieur (profondeur ≤ 250 km) et ne permettent d'estimer que les compositions de Manteau Supérieur Primitif (PUM, Primitive Upper Mantle). Le PUM est défini comme un réservoir hypothétique fertile du manteau supérieur, qui n'a subi aucun processus de différenciation, dont l'extraction de la croûte. La reconstruction de la composition de ce réservoir est bien complexe. Les compositions des péridotites ont enregistré la signature des différents processus qui les ont affectées, tels que des événements de fusion partielle ou d'interaction avec des liquides ou des fluides circulant dans le manteau. De plus, les matériaux extraterrestres ajoutés lors de l'épisode d'accrétion tardive n'étaient apparemment pas tous homogènes (e.g. Day et al. (2016); Fischer-Gödde et al. (2010); Horan et al. (2003); Walker et al. (2002a)). L'homogénéisation du PUM et sa composition uniforme peuvent par conséquent être discutées. Dès lors, on parlera d'approximation de cette composition.

3.1.1. *Contenu en HSE du PUM*

Le contenu en HSE du PUM a été estimé à partir des compositions de péridotites mantelliques issues de massifs péridotitiques et de xénolites de péridotite contenues dans des basaltes alcalins (Becker et al., 2006; Fischer-Gödde et al., 2011; McDonough and Sun, 1995; Morgan, 1986). Cette estimation a été réalisée à l'aide de corrélations entre les compositions de ces résidus de fusion et des indices de fusion partielle, tels que leurs teneurs en Al_2O_3 ou leurs Mg#, comme nous l'avons vu précédemment avec la détermination des degrés de compatibilité des HSE. Les concentrations en HSE de ces péridotites montrent malheureusement de grandes variations à une teneur en Al_2O_3 ou à un Mg# donné, qui peuvent résulter de plusieurs processus mantelliques autres que la fusion partielle. Les rapports inter-éléments, ayant un comportement beaucoup plus systématique, sont donc préférés. Des rapports inter-éléments des HSE de ces résidus de fusion suivent des corrélations avec ces indices, suivant leur degré d'appauvrissement en éléments magmatophiles. Ces corrélations permettent donc de déterminer de manière approximative la composition en HSE d'un manteau fertile.

Les abondances en HSE estimées pour le PUM par les différentes études (Becker et al., 2006; Fischer-Gödde et al., 2011; McDonough and Sun, 1995; Morgan, 1986) sont de l'ordre de plusieurs ppb et sont reprises dans la Fig. IV. 10. Leurs gammes figurent dans la Table IV. 1. Les estimations de Becker et al. (2006) seront utilisées dans la suite de cette thèse pour désigner la composition en HSE du PUM.

Table IV. 1. Gammes des abondances en HSE estimées du Manteau Supérieur Primitif (PUM) (Becker et al., 2006; Fischer-Gödde et al., 2011; McDonough and Sun, 1995; Morgan, 1986).

HSE	Concentration (ppb)
Os	3.1–3.9
Ir	3.2–3.5
Ru	5–7
Rh	0.9–1.19
Pt	7.1–7.6
Pd	3.9–7.1
Au	1–1.7
Re	0.26–0.35

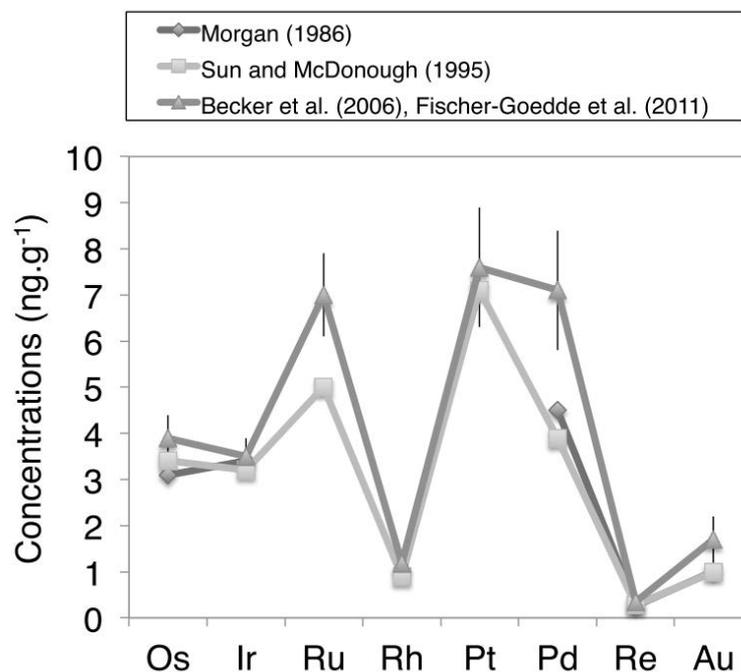


Fig. IV. 10. Estimation des abondances en HSE du Manteau Supérieur Primitif (PUM) (Luguet and Reisberg, 2016).

3.1.2. Composition isotopique en osmium du PUM

Pour estimer la composition isotopique en osmium du PUM, Meisel et al. (1996, 2001) ont analysé des résidus de fusion partielle variablement appauvris, issus de massifs péridotitiques et de xénolites de péridotite contenues dans des basaltes alcalins. Ils ont montré l'existence d'une corrélation entre le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ et la teneur en Al_2O_3 de ces péridotites (Fig. IV. 11a). Ils ont ensuite extrapolé la composition isotopique en Os d'un manteau non appauvri par convergence des compositions des péridotites analysées: $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{PUM}} = 0.1296 \pm 0.0008$ à 4.2 wt. % Al_2O_3 , correspondant aussi au contenu en Al_2O_3 estimé pour le manteau supérieur. L'estimation de Becker et al. (2006) est similaire à celle de Meisel et al. (1996, 2001) (Fig. IV. 11b).

Dans cette thèse, nous préférons l'estimation de Meisel et al. (2001) pour le rapport isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ du PUM (0.1296 ± 0.0008).

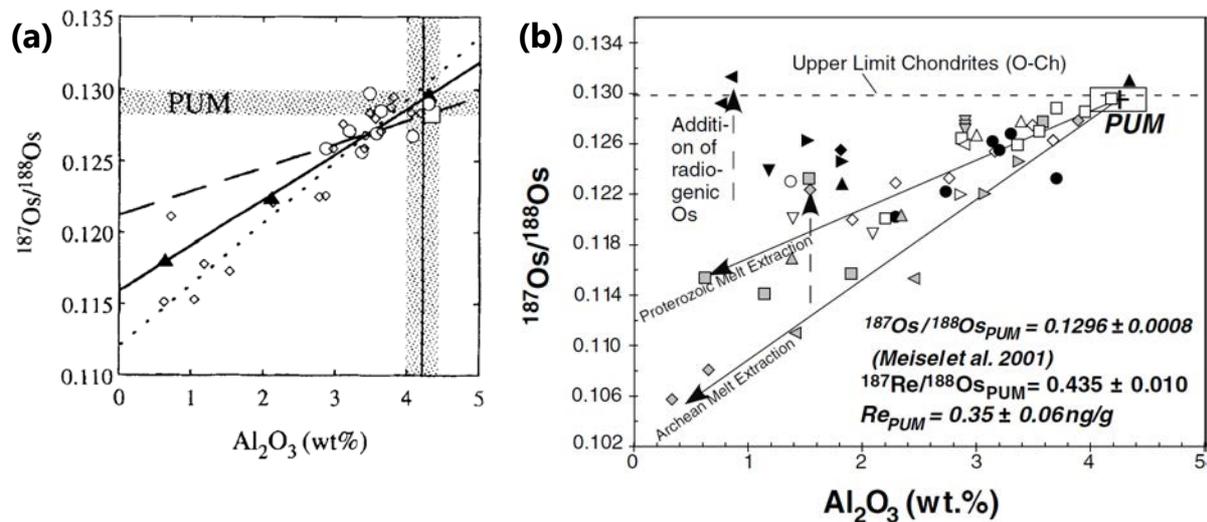


Fig. IV. 11. Diagrammes du rapport isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ mesuré en fonction de la teneur en Al_2O_3 des péridotites originaires (a) de Kilbourne Hole (cercles), de Dreiser Weiher (triangles), des Pyrénées (diamants) et de Tariat (carrés) (Meisel et al., 1996), (b) des Pyrénées, de Hannuoba et de Tanzanie (Becker et al., 2006). Issus de Meisel et al. (1996) (a) et de Becker et al. (2006) (b). Dans (a), des droites de régression sont représentées pour chaque suite (continue pour Dreiser Weiher, tirets pour Kilbourne Hole et pointillés pour Pyrénées). La valeur du rapport isotopique du PUM correspond à l'interception de la régression avec une teneur moyenne en Al_2O_3 du PUM de 4.2 wt. %. La figure (b) est semblable à (a) mais avec plus de données. Les compositions des péridotites décrivent des tendances linéaires, correspondant à différents taux de fusion partielle, qui ont appauvri le manteau en rhénium sur le long-terme (Meisel et al., 2001; Reisberg and Lorand, 1995). Quelques échantillons montrent un enrichissement en osmium radiogénique résultant de l'interaction de ces péridotites avec des liquides radiogéniques (données de Becker et al. (2001), Brandon et al. (2000) et Chesley et al. (1999)). La limite supérieure (valeur moyenne + 1σ) de la composition isotopique des chondrites ordinaires, déterminée par Walker et al. (2002b), est indiquée. Les estimations du rapport Re/Os et de la concentration en Re du PUM ont été réalisées sur la base du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{PUM}}$ de Meisel et al. (2001).

3.2. Composition du manteau convectif supérieur

Après s'être intéressés au manteau fertile (PUM), nous nous focalisons sur le manteau supérieur appauvri (DMM, Depleted Mid-ocean ridge basalt Mantle) en éléments incompatibles, à la suite de l'extraction de la croûte terrestre. Comme discuté ci-dessous, ce processus aura un effet limité sur les teneurs en HSE du manteau supérieur. Cependant, cet effet n'est pas complètement nul, et d'autres processus, tels que la subduction d'une partie de la croûte océanique dans le manteau inférieur, pourraient aussi modifier la composition moyenne en HSE de ce réservoir. Plusieurs types d'échantillons sont disponibles pour étudier le manteau supérieur convectif, dont les péridotites abyssales, qui sont des résidus de fusion aux dorsales, les basaltes des rides (MORB), qui sont les produits de cette fusion, et parfois aussi des picrites et des chromitites dans les ophiolites.

3.2.1. *Abondances en HSE des péridotites abyssales*

Plusieurs études se sont consacrées aux compositions en HSE des péridotites abyssales, résidus de fusion du DMM, en prenant soin de ne garder que celles qui n'ont enregistré la signature d'aucun ou de très peu de processus de réaction avec l'eau de mer (e.g. Becker et al. (2006); Brandon et al. (2000); Harvey et al. (2006); Roy-Barman and Allègre (1994); Snow and Reisberg (1995)). En comparaison avec les autres péridotites mantelliques, les péridotites abyssales présentent des caractéristiques assez similaires; elles sont néanmoins souvent plus serpentinisées. Les péridotites abyssales montrent des compositions en éléments majeurs et traces caractéristiques d'appauvrissements importants en éléments incompatibles lors d'événements de fusion partielle.

Les péridotites abyssales décrivent des spectres en HSE enrichis en IPGE et progressivement appauvris en PPGE, Au et en Re (Fig. IV. 12a) (cf. résumé dans Becker and Dale (2016)). Leurs concentrations en IPGE sont similaires à celles du PUM (Becker et al., 2006), et leurs abondances en PPGE, Au et en Re diminuent en fonction du degré de fusion partielle qu'elles ont subi. Leurs profils en HSE sont le reflet de ceux des liquides de fusion partielle du manteau supérieur, les basaltes de type MORB, enrichis en HSE incompatibles (Fig. IV. 12b) (e.g. Gannoun et al. (2016)). Ainsi, dans le manteau supérieur, sous les rides médio-océaniques, les IPGE se concentrent préférentiellement dans les péridotites abyssales lors des épisodes de fusion partielle, et les liquides de fusion produits renferment des quantités croissantes en éléments de plus en plus incompatibles.

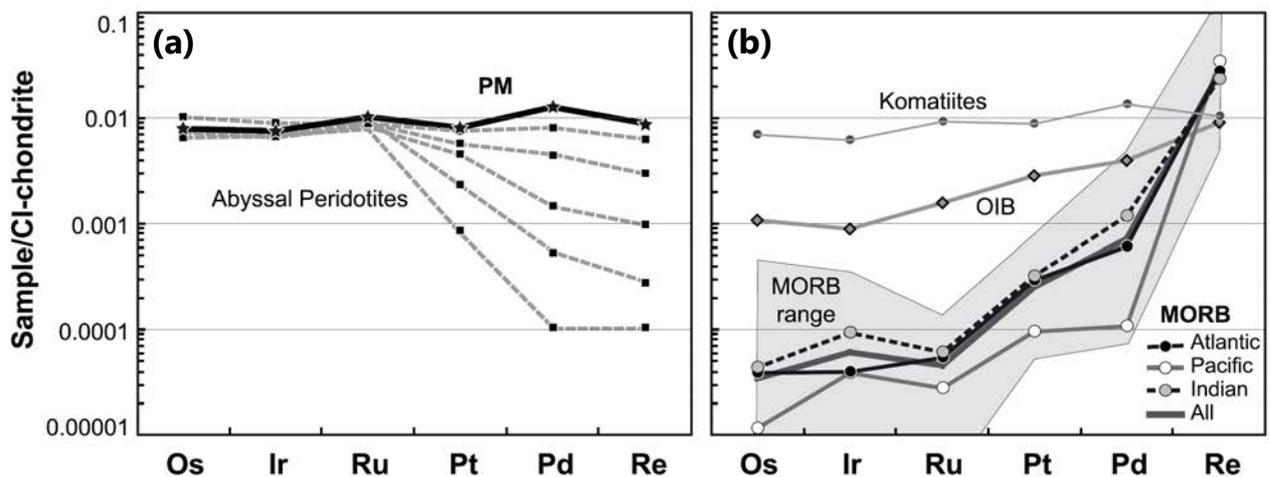


Fig. IV. 12. Profil des concentrations en HSE (a) des péridotites abyssales, du manteau primitif (PM) (Becker et al., 2006), et (b) de liquides dérivés du manteau (MORB, OIB et komatiites), normalisées aux abondances de la chondrite CI. Modifié d'après Gannoun et al. (2016). Sources des données incluses dans l'article. Dans (a), l'appauvrissement en Re, Pd et en Pt des résidus de fusion augmente avec le degré de fusion partielle (10 à 40%), et donc avec la quantité de liquide extrait dans le manteau. Dans (b), les MORB sont appauvris en IPGE, contenus dans les BMS persistants dans les résidus de fusion. Les komatiites sont produites à de très hauts taux de fusion (>35%) consommant tous les sulfures mantelliques. C'est pourquoi, elles présentent des spectres similaires au PM.

3.2.2. Composition isotopique en osmium des péridotites abyssales

Les compositions isotopiques en osmium des péridotites abyssales décrivent une gamme assez large, avec des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ s'étendant de 0.1139 à 0.1382; la moyenne et le mode de ces rapports sont situés à 0.1243 et 0.1261 respectivement ($n = 107$; compilation de Becker and Dale (2016)). Ces rapports sont légèrement plus faibles que la valeur estimée pour le PUM (0.1296) (Meisel et al., 2001). Toutefois, les estimations de Becker and Dale (2016) considèrent uniquement les résidus de la fusion partielle, et ignorent la contribution d'autres lithologies plus fertiles, et ainsi donc plus radiogéniques. Les faibles rapports isotopiques en Os radiogénique de nombreuses péridotites abyssales indiquent qu'elles ont subi des événements de fusion partielle anciens, d'âge variable (jusqu'à 2 Ga pour les plus anciens), qui les ont appauvries en éléments incompatibles dont le Re.

Les sulfures des péridotites abyssales décrivent de plus grandes variations au sein de leurs compositions isotopiques que les roches totales (Alard et al., 2005; Harvey et al., 2006). Cette large gamme s'appuie sur la résidence de différents types de sulfures dans les péridotites. Les inclusions arrondies de sulfures résiduels présentent des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ non radiogéniques (0.1142-0.1263), plus faibles que ceux des roches totales, témoignant d'un appauvrissement en Re lors d'épisodes de fusion partielle anciens. Par contre, les sulfures interstitiels, précipités à partir de liquides percolant, sont généralement caractérisés par de plus hauts rapports Re/Os et des compositions plus radiogéniques (0.1285-0.1670), pouvant affecter les compositions des roches totales.

3.2.3. Composition isotopique en osmium des MORB

Bien que les basaltes soient considérés comme les produits directs de la fusion du manteau supérieur, leurs compositions isotopiques en osmium ne sont pas en équilibre avec celles des péridotites abyssales (Fig. IV. 13.). Ils ont un rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ moyen de 0.133 ± 0.009 (0.126-0.148) pour les verres silicatés et de 0.129 ± 0.005 (0.123-0.140) pour les sulfures riches en Os (compilation de Gannoun et al (2016)), proche de la valeur estimée pour le PUM. Les verres silicatés ont des compositions plus radiogéniques que les sulfures; cette différence est attribuée à la contamination crustale quasi systémique des verres silicatés par l'assimilation de morceaux de croûte océanique ancienne via leurs magmas parentaux (Gannoun et al., 2007, 2016). Les analyses réalisées sur les sulfures sont plus fiables que celles effectuées sur les verres ou les minéraux silicatés. Les compositions isotopiques des basaltes suggèrent qu'ils proviennent d'une source qui a été enrichie en matériel recyclé et confortent l'hypothèse d'un manteau supérieur hétérogène (e.g. Hofmann (1997); Tatsumoto (1966)).

3.2.4. Estimation de la composition isotopique en osmium moyenne du DMM

Ces considérations montrent que les rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ des péridotites abyssales sous-estiment la valeur moyenne du réservoir DMM, tandis que ceux des MORB la surestiment. Walker et al. (2002b), appuyés plus tard par O'Driscoll et al. (2012), ont suggéré que les chromitites peuvent mieux contraindre l'évolution isotopique en Os du DMM que les MORB, les péridotites abyssales ou les péridotites ophiolitiques (e.g. Gannoun et al. (2007); Hanghøj et al. (2010); Harvey et al. (2006); Roy-Barman and Allègre (1994); Snow and Reisberg (1995)). Elles sont généralement très bien préservées dans les ophiolites et leurs très faibles rapports Re/Os induisent des corrections minimales des âges depuis leur formation. Walker et al. (2002b) ont obtenu une approximation de 0.12809 ± 0.00095 pour la valeur moyenne du DMM à partir de chromitites ophiolitiques. Dale et al. (2009), quant à eux, ont analysé des picrites issues de forts degrés de fusion partielle et proposent un rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ actuel de 0.1276 ± 0.0007 pour le manteau supérieur convectif, comparable à celui de Walker et al. (2002b).

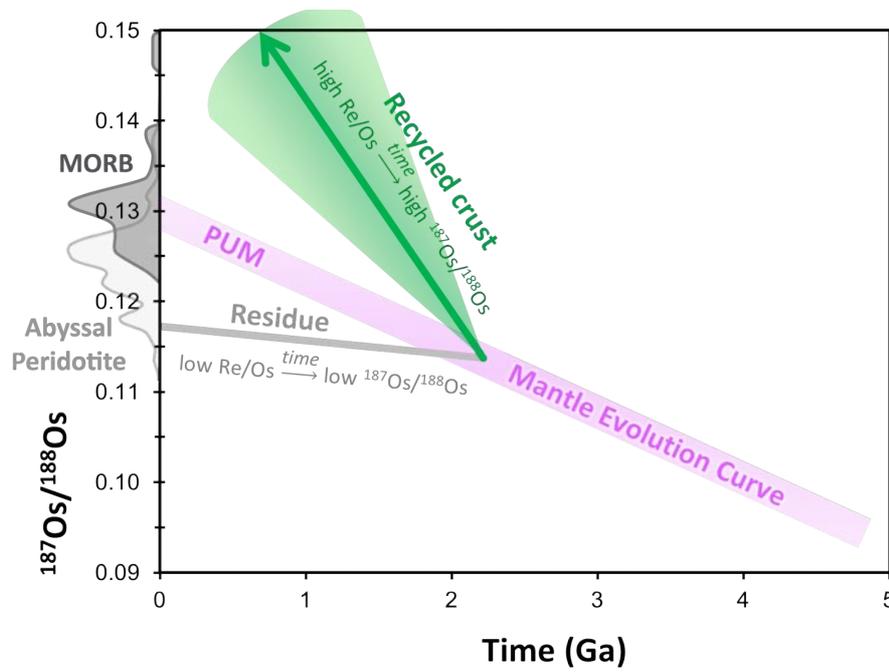


Fig. IV. 13. Evolution du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ du manteau (violet) depuis la différenciation de la Terre et formation de réservoirs terrestres caractérisés par des rapports Re/Os distincts, qui développeront avec le temps des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ très contrastés. Les MORB (gris foncé) (données de sulfures compilées dans Gannoun et al. (2016)) et les péridotites abyssales (gris clair) (compilation de Becker and Dale (2016)) ne sont pas en équilibre isotopique, et proviennent respectivement d'une source semblable au PUM mais en partie enrichie en matériel recyclé et d'une source appauvrie.

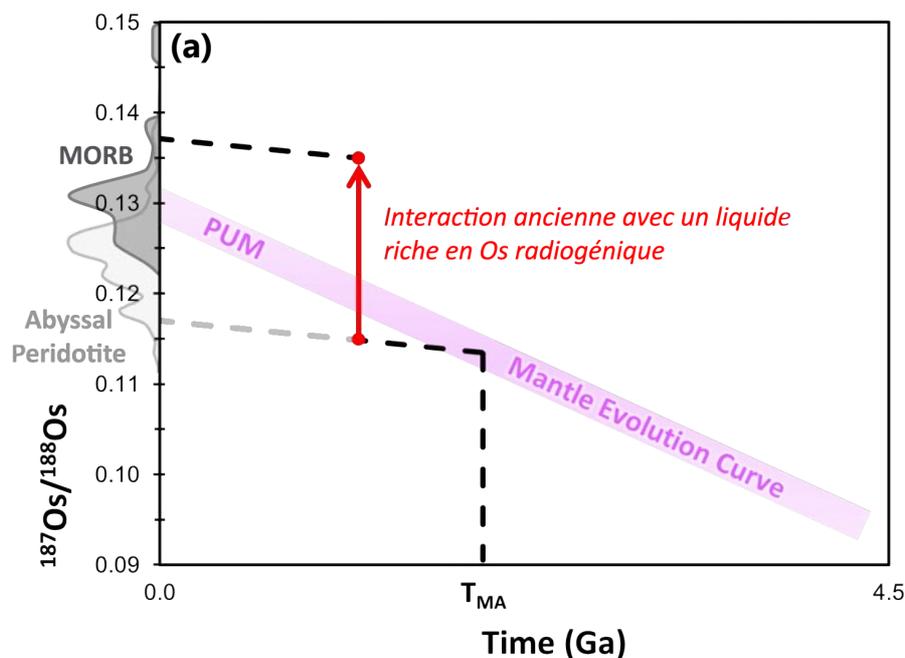
3.3. Application du système isotopique Re-Os dans le manteau

3.3.1. Traçage de processus anciens

Des processus anciens peuvent modifier les compositions isotopiques en osmium d'une péridotite et son âge modèle. Par exemple:

- Après l'épisode de fusion partielle, la péridotite peut interagir avec un liquide riche en Os radiogénique suffisamment longtemps pour établir un équilibre isotopique entre eux (Fig. IV. 14a). Cet équilibre entraîne l'augmentation du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de la roche qui devient supérieur aux valeurs typiques du manteau. Ensuite, le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ continue d'augmenter avec le temps selon le rapport $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ de la roche. L'âge modèle de la péridotite ne date plus l'évènement de fusion partielle mais cette interaction ancienne.
- Une péridotite peut être aussi enrichie en Re lors de sa formation (Fig. IV. 14b). Le ^{187}Re en excès par rapport aux valeurs typiques du manteau va décroître en ^{187}Os et créer un excès en Os radiogénique.

Les rapports Re/Os peuvent également être modifiés par des événements récents. Donc, pour bien interpréter les données isotopiques en Os, il est essentiel de considérer le contexte structural de chaque échantillon.



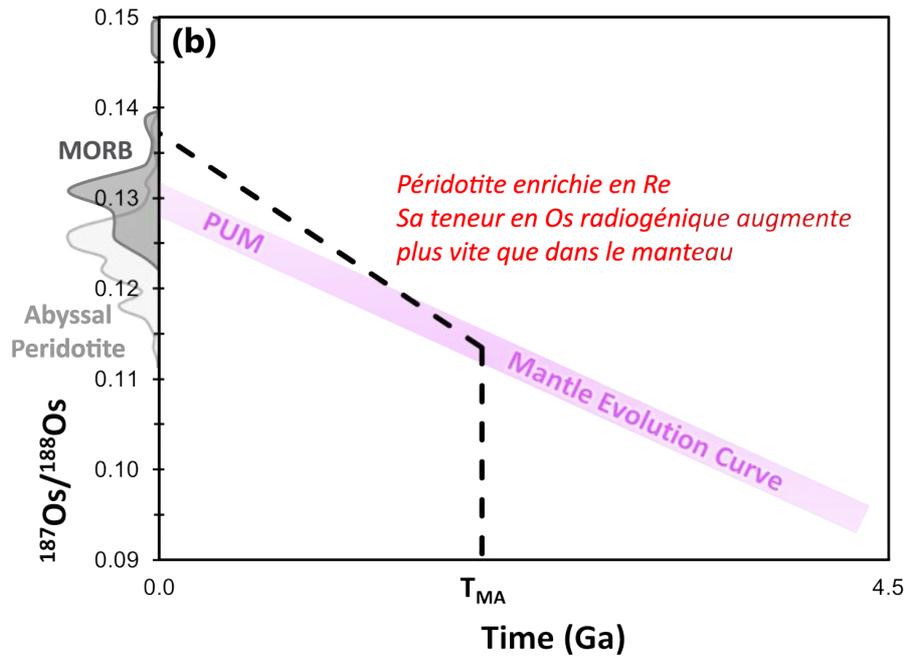


Fig. IV. 14. Evolution schématisée du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ du manteau (violet) depuis la différenciation de la Terre et formation d'une péridotite très radiogénique. Interaction ancienne de la péridotite avec un liquide enrichi en Os radiogénique après l'épisode de fusion partielle (a) et enrichissement de la péridotite en Re lors de sa formation (b). Les compositions isotopiques des MORB (gris foncé) (données de sulfures compilées dans Gannoun et al. (2016)) et des péridotites abyssales (gris clair) (compilation de Becker and Dale (2016)) sont indiquées.

3.3.2. *Traçage des interactions liquide-roche récentes*

Le système Re-Os permet de tracer les interactions récentes entre les liquides ou fluides et les roches mantelliques. Dans le cadre de cette thèse, nous nous focaliserons sur cette application du système Re-Os assez robuste. Lorsqu'un liquide ou un fluide migre au travers d'une harzburgite, ou d'une dunite, les compositions isotopiques et élémentaires en éléments incompatibles, comme les LREE, de la péridotite sont rapidement modifiées par équilibration avec celles du liquide (ou du fluide), bien plus concentré en ces éléments. Pour l'Os, le bilan des masses est inversé. Au fur et à mesure que le liquide (ou fluide) passe dans la péridotite, la composition isotopique de cette dernière évolue progressivement vers celle du liquide (ou du fluide), jusqu'à en atteindre une composition proche en cas d'interaction de très grande ampleur. Cet enregistrement graduel des compositions isotopiques rend les isotopes d'osmium puissants dans le traçage de la migration des liquides (ou des fluides) dans le manteau.

Pour utiliser l'Os comme un traceur de ce processus, le liquide ou le fluide doit avoir une composition isotopique différente, et normalement plus radiogénique, de celle de la péridotite. L'ajout d'Os radiogénique peut provenir de différentes sources possibles:

(1) Contamination par de l'eau de mer

L'eau de mer possède un rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ élevé (~1.05 actuellement (Levasseur et al., 1998); ~0.51–0.57 au Crétacé moyen (Ravizza et al., 2001), lors de la mise en place de l'ophiolite d'Oman). L'interaction de la péridotite avec de l'eau de mer pourrait éventuellement perturber sa composition isotopique en Os et occulter les processus magmatiques qui nous intéressent. L'altération hydrothermale ou la serpentinisation ont fait l'objet de nombreuses études afin de déterminer leur impact sur les compositions isotopiques en Os des péridotites océaniques (résumé des arguments dans Becker and Dale (2016)). Néanmoins, étant donnée la très faible concentration en Os de l'eau de mer (~ 10^{-2} ppt) (Levasseur et al., 1998), de très grandes quantités d'eau de mer sont nécessaires pour affecter de manière significatives les compositions en Os des péridotites (rapports eau/roche >1000) (Fig. IV. 15). Au sein des péridotites ophiolitiques, les rapports eau/roche sont généralement inférieurs à 100 (McCulloch et al., 1981), n'engendrant que très rarement des modifications du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ des péridotites. Pour identifier une contamination par de l'eau de mer, les péridotites altérées devraient montrer des pertes au feu (LOI) plus élevées, des enrichissements en éléments très mobiles (Rb, Cs, Ba, U) et des rapports Th/U très faibles (Blusztajn et al., 2000; Sanfilippo et al., 2016).

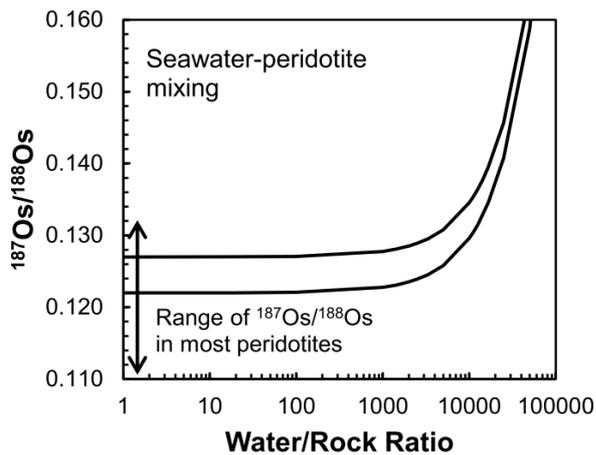


Fig. IV. 15. Influence de la contamination de l'eau de mer sur le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ d'une péridotite, modélisée au travers d'un mélange entre de l'eau de mer ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 1$; $[\text{Os}] = 3.8 \times 10^{-6}$ ppb) et une péridotite non-altérée ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.122$ ou 0.127 ; $[\text{Os}] = 3.9$ ppb) (Becker and Dale, 2016). Ces auteurs ont utilisé la concentration en Os de l'eau de mer de Sharma et al. (1997), plus faible que celle de Levasseur et al. (1998) ($\sim 10^{-2}$ ppt), et considérée comme moins fiable pour la plupart des spécialistes en Os.

(2) Précipitation de sulfures interstitiels radiogéniques (e.g. Alard et al. (2000))

Lorsqu'un liquide saturé en soufre percole au travers d'une péridotite, des sulfures secondaires interstitiels peuvent être précipités au sein de la roche et sont souvent liés à des phases silicatées et/ou des oxydes (e.g. pyroxène et spinelle). A l'inverse des sulfures primaires inclus dans les phases silicatées de la péridotite, ces sulfures interstitiels ont des compositions isotopiques en Os radiogéniques et présentent des spectres HSE enrichis en PPGE et en Re, et appauvris en IPGE. Généralement, les sulfures primaires sont riches en Fe et Ni (pentlandite), et les sulfures secondaires en Fe et Cu (chalcopyrite). La nature radiogénique de ces sulfures peut provenir:

- (1) d'une précipitation ancienne et de la décroissance in situ du ^{187}Re qu'ils contiennent,
- (2) de la migration de sulfures interstitiels issus de roches environnantes,
- (3) ou encore de l'exsolution d'un liquide sulfuré à partir d'un magma silicaté radiogénique qui traverse la péridotite.

L'interprétation de la signature radiogénique des sulfures interstitiels reste par conséquent ambiguë et peut être multiple. Cette source d'Os radiogénique peut être identifiée en examinant les sulfures au MEB et en observant une corrélation entre la teneur en cuivre et le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (Sanfilippo et al., 2016).

(3) Fusion partielle de matériaux anciens, issus de domaines enrichis dans le manteau (e.g. Pearson and Nowell (2004); Reisberg et al. (1991); Sergeev et al. (2014))

Ce processus fait appel au modèle du manteau « marble-cake » (Allègre and Turcotte, 1986), dans lequel le manteau supérieur est supposé hétérogène et contient des bandes de pyroxénite étirées par la convection mantellique. Ces bandes de pyroxénite correspondraient à des morceaux de croûte océanique subductée et recyclée dans le manteau, et y formeraient des domaines enrichis. Ces domaines fondraient en priorité, produisant ainsi des liquides radiogéniques, capables d'affecter la composition isotopique des péridotites océaniques.

(4) Interaction avec des liquides dérivés d'un slab (e.g. Becker et al. (2004); Brandon et al. (1996); Widom et al. (2003))

Comme ils sont dérivés de la croûte continentale qui est elle-même très radiogénique (Fig. IV. 8), les matériaux sédimentaires présents sur le slab ont une composition en Os très radiogénique. Lorsque le slab s'enfonce dans le manteau, il se déshydrate. Des liquides magmatiques et des fluides radiogéniques sont ainsi produits et peuvent migrer vers le haut et interagir avec les couches supérieures du manteau. Dans la Table III. 1, différents critères géochimiques permettent d'établir une interaction du manteau avec des liquides issus d'un slab (e.g. enrichissement en éléments fortement incompatibles LILE, LREE...).

En plus d'une modification de sa composition isotopique en Os, la péridotite verra sa concentration en Os diminuer progressivement au cours de son interaction avec un liquide, si elle est dépourvue de sulfures. Les liquides percolant ont des concentrations en Os plus faibles que les péridotites. Comme l'Os est un élément fortement chalcophile, lors de la percolation d'un liquide au travers d'une péridotite, la concentration en Os de cette dernière va évoluer en fonction de la présence ou non de sulfures (Fig. IV. 16). Aussi longtemps que la péridotite contient des sulfures, l'osmium y est piégé. Mais étant donné que le soufre est un élément incompatible, la quantité de sulfures dans la péridotite va progressivement diminuer au cours de la percolation du liquide. Par bilan de masse, la péridotite voit sa concentration en Os augmenter. Cependant, une fois que tous les sulfures, qui ont un coefficient de partage $D_{Os}^{SulLiq/Silliq} \sim 10^6$ (Mungall and Brenan, 2014), sont dissous, le coefficient de partage global ($D_{Os}^{s/l}$) de la péridotite va diminuer jusqu'à atteindre une valeur d'environ 2, correspondant à la valeur approximative du coefficient $D_{Os}^{olivine/melt}$ (en analogie avec ses éléments sœurs Ru et Ir; voir résumé dans Brenan et al. (2016)). La concentration en Os de la péridotite va par conséquent commencer à diminuer légèrement par équilibration avec les

magmas percolant, qui ont des teneurs en Os beaucoup plus faibles que celles des péridotites. Les péridotites, qui présentent des concentrations faibles en Os, auraient donc interagi avec d'importantes quantités de liquides, et sont généralement des dunites.

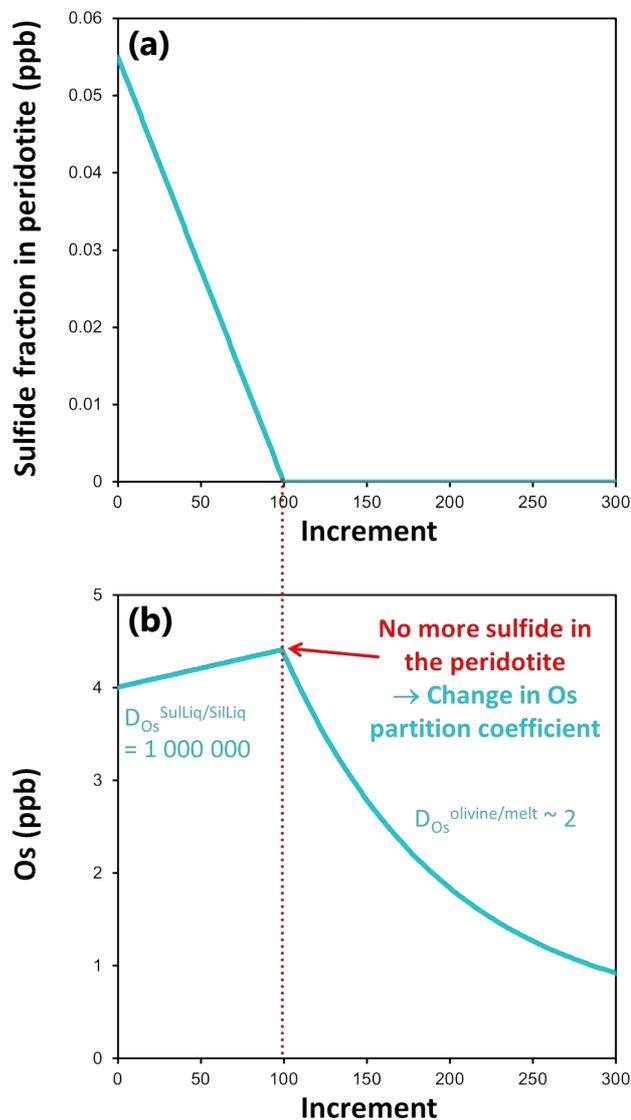


Fig. IV. 16. Influence de la circulation de liquides au travers d'une péridotite sur sa fraction en soufre (a) et sa concentration en Os (b). Le coefficient de partage global de l'osmium dans la péridotite ($D_{Os}^{s/l}$) est dominé par celui de l'Os dans les sulfures ($=10^6$; Mungall and Brenan (2014)) tant que la péridotite en contient, et de celui de l'Os dans l'olivine (supposé être ~ 2 sur la base des données pour les autres IPGE, Ir et Ru; voir résumé dans Brenan et al. (2016)), une fois qu'elle en est dépourvue. Dans ce modèle simple, la présence éventuelle de PGM n'est pas prise en compte.

4. Applications de l'étude des HSE aux ophiolites

Dans cette partie, les compositions en HSE et isotopiques en osmium de péridotites mantelliques de plusieurs ophiolites seront discutées pour illustrer leurs utilisations comme outils de traçage de divers processus d'interaction avec des liquides ou de fluides.

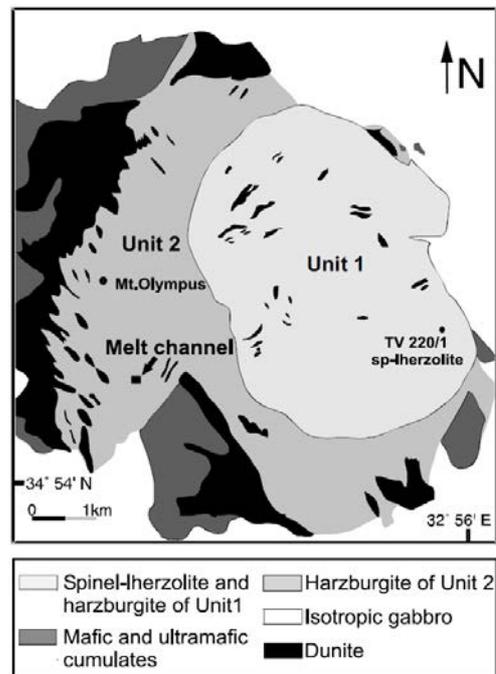
4.1. L'ophiolite de Troodos (Chypre)

L'ophiolite de Troodos, formée il y a environ 90 Ma (Mukasa and Ludden, 1987) et située à Chypre, a fait l'objet d'études géochimiques, qui ont mis en évidence des différences au sein des abondances en HSE et des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de résidus de fusion et des produits de leur réaction avec des liquides (Büchl et al., 2002, 2004b). Cette ophiolite se compose de deux unités mantelliques (Fig. IV. 17) (Batanova and Sobolev, 2000):

- **Unité 1:** partie orientale principalement constituée de lherzolites à spinelle avec des quantités mineures de harzburgite et de dunité;
- **Unité 2:** partie occidentale renfermant des harzburgites, des dunités ainsi que des dépôts de chromitite.

Au sein de l'Unité 2,affleure une dunité bordée de harzburgite, interprétée comme la relique d'un chenal de transport de liquides magmatiques, d'environ 6 cm d'épaisseur.

Fig. IV. 17. Carte géologique de la section mantellique de l'ophiolite de Troodos à Chypre, composée de deux unités décrivant des lithologies différentes (Büchl et al., 2002).



Les compositions isotopiques en Os des péridotites varient selon l'unité mantellique à laquelle elles appartiennent (Büchl et al., 2004b):

- Dans l'Unité 1, les rapports initiaux $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ s'étendent de 0.1169 à 0.1366 avec, pour la plupart, des compositions similaires à celles des péridotites abyssales, résultant de l'appauvrissement en Re lors d'anciens événements de fusion partielle et de percolation de liquides. Quelques harzburgites montrent des âges modèles assez vieux (>800 Ma), comparables à ceux reportés dans des péridotites abyssales de l'arc d'Izu-Bonin-Mariana, situé à proximité du Japon (Parkinson et al., 1998). Ces âges anciens indiquent la présence d'hétérogénéités, composées de matériaux plus anciens, au sein du manteau supérieur.

- Dans l'Unité 2, les péridotites sont caractérisées par des compositions non radiogéniques à très radiogéniques ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}=0.1235-0.1546$), avec des $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} > 0.132$ uniquement mesurés dans des dunites. Ces compositions proviennent de l'interaction de cette partie du manteau avec des liquides radiogéniques, dérivés d'une zone de subduction, qui se serait probablement déroulée lors de la formation de la croûte il y a environ 90 millions d'années.

Les concentrations en Os tendent à diminuer des lherzolites à spinelle (4.35 ± 0.2 ppb) aux harzburgites (Unité 1: 4.06 ± 1.12 ppb; Unité 2: 3.46 ± 1.38 ppb) aux dunites (Unité 1: 2.71 ± 0.84 ppb; Unité 2: 1.85 ± 1.20 ppb). Cette observation concorde avec l'idée que les dunites ont interagi avec de plus grandes quantités de liquides que les lherzolites à spinelle et les harzburgites (Fig. IV. 16).

La différence des compositions des deux unités du manteau de l'ophiolite de Troodos indique qu'elles ont subi des histoires complexes et différentes.

Une étude plus détaillée des compositions en HSE et des isotopes de l'Os a été réalisée sur le chenal de dunite de l'Unité 2 par Büchl et al. (2002). Bien que la harzburgite et la dunite ne se distinguent pas au niveau de leurs $\text{Cr}\#_{\text{Spinelle}}$, ni de leurs profils de REE dans les clinopyroxènes, la formation de la dunite implique un fractionnement important des HSE (Fig. IV. 18):

- La harzburgite présente des profils HSE intermédiaires entre ceux des péridotites appauvries mondiales (Fig. IV. 5,12a) et du manteau primitif, très uniformes en IPGE et plus variables en Pd, Pt et Re (Fig. IV. 18a). Sa concentration en Os varie de 4.6 à 4.7 ppb, valeurs typiques des péridotites abyssales (Becker and Dale, 2016). Sa composition isotopique en Os ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1288-0.1311$) reste dans la gamme des péridotites abyssales mais a tendance à être un peu plus radiogénique que leur valeur moyenne (0.124) (Becker and Dale, 2016). Elle constitue un résidu de fusion qui a peu interagi avec des liquides percolateurs, enrichis en Pt, Pd et Re par rapport aux IPGE.
- Par contre, les deux analyses de la dunite montrent des spectres très différents avec des concentrations constantes en Pt, modérément variables en Pd et en Re, et très variables en Os (Fig. IV. 18b). Ces spectres sont intermédiaires entre le spectre du manteau primitif et ceux d'une boninite et d'une webstérite de la croûte associée. La concentration en Os de la dunite (0.6 et 2.0 ppb) est plus faible que celle de la harzburgite et indique qu'elle a interagi avec des liquides magmatiques. Sa composition isotopique en Os est clairement radiogénique ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1335-0.1374$) et comparable à celles des roches volcaniques des arcs insulaires.

A partir de ces spectres et des compositions isotopiques en Os, il a été suggéré par Büchl et al. (2002) que des liquides radiogéniques, de type webstéritique ou boninitique, liés à une zone de subduction, auraient circulé au travers de l'Unité 2, transformant les lherzolites à spinelle en harzburgites puis en dunites. Ces dernières résulteraient d'une réaction à haut taux liquide/roche, dissolvant tous les sulfures primaires. Les liquides radiogéniques étaient saturés en soufre et auraient précipité des sulfures secondaires au sein des dunites, contrôlant ainsi la distribution des HSE au sein de ces dernières.

Cette différence de profils HSE et de rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ illustre bien l'intérêt de l'étude des HSE au sein des ophiolites, dont les dunites sont considérées comme étant les produits de réaction de la harzburgite encaissante avec des liquides de fusion (Kelemen et al., 1995a). Cependant, une observation importante est la formation de l'ophiolite de Troodos dans une zone de supra-subduction, dans laquelle, pour rappel, circulent des liquides radiogéniques dérivés d'un slab; tandis que l'ophiolite d'Oman, surtout la partie sud-est étudiée ici, a un contexte géodynamique moins clair, comprenant plusieurs affinités avec les rides médio-océaniques. Ce contraste pourrait entraîner une différence dans la nature des liquides qui ont circulé, les conditions de leur circulation, et ainsi sur leurs effets sur les HSE.

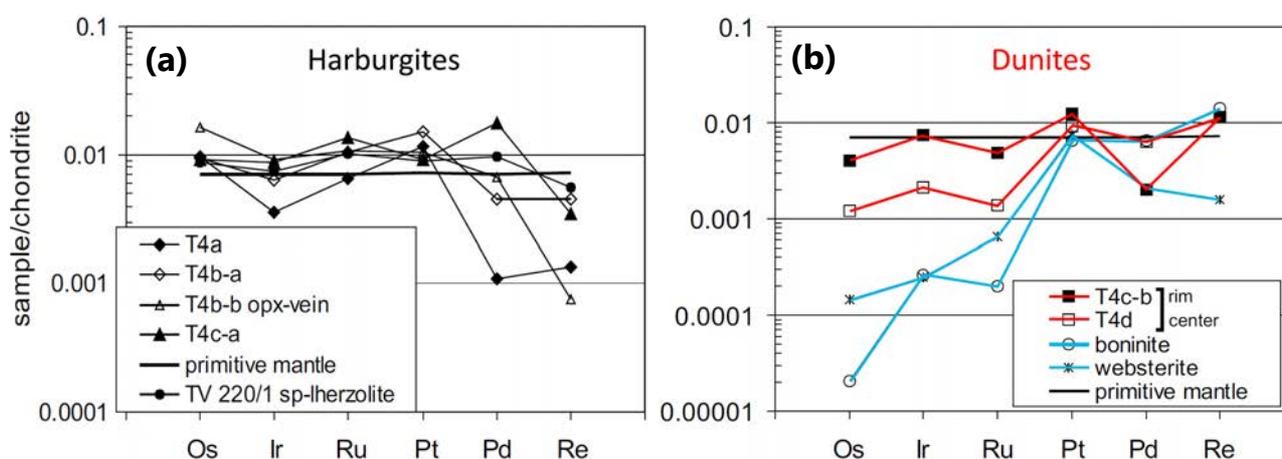


Fig. IV. 18. Profils de HSE normalisés aux chondrites des harzburgites (a) et des dunites (rouge) (b) de l'ophiolite de Troodos de Büchl et al. (2002). Les abondances en HSE du manteau primitif et des veines de boninite et de webstérite (bleu) (b) sont aussi représentées. Au moment de l'article de Büchl et al. (2002), le spectre en HSE du manteau primitif était considéré comme plat. Sa composition supposée en HSE a évolué depuis avec les estimations de Becker et al. (2006).

4.2. L'ophiolite de Pindos (Grèce)

Au nord de la Grèce, près de la frontière avec l'Albanie, se situent plusieurs complexes ophiolitiques (Pelletier et al., 2008), liés à l'évolution de petits bassins océaniques le long de la marge orientale de la Pangée du Trias au Tertiaire (Jones and Robertson, 1991; Pe-Piper and Piper, 2002; Robertson, 2002), dont l'ophiolite de Pindos (Fig. IV. 19). L'origine de ces complexes et la nature des bassins associés sont encore controversées (Pelletier et al. (2008) et références incluses pour plus de détails). Les socles métamorphiques ont été datés entre 169 et 176 Ma (Pe-Piper and Piper (2002) et références incluses). Ces complexes ophiolitiques peuvent être subdivisés en deux groupes (Robertson and Shallo, 2000): (1) les ophiolites « orientales » (Albanie orientale, Vourinos), interprétées comme des ophiolites de type SSZ, et (2) les ophiolites « occidentales » (Albanie occidentale, Othris et Pindos), formées au niveau d'une dorsale océanique à croissance lente et sensées évoluer en ophiolites de type SSZ au début de la subduction.

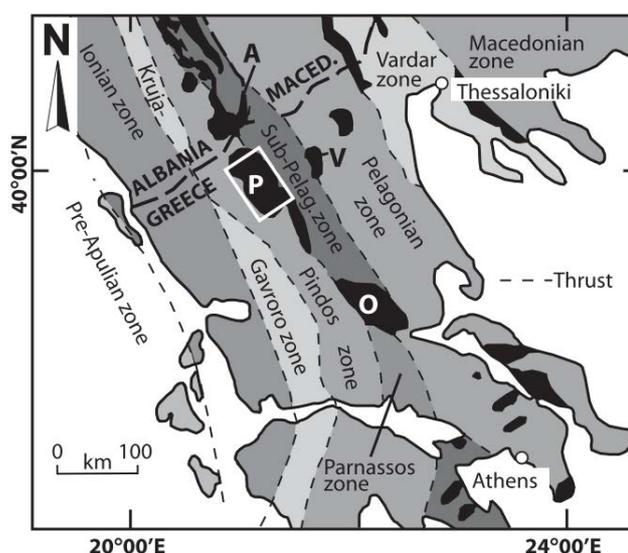


Fig. IV. 19. Carte géologique des complexes ophiolitiques (en noir) du nord de la Grèce (Pelletier et al., 2008). La boîte blanche situe l'ophiolite de Pindos. P, ophiolite de Pindos. V, ophiolite de Vourinos. O, ophiolite Othris. A, ophiolites d'Albanie. Maced., Macédoine. Sub-Pelag. zone, zone Sub-Pélagonienne.

L'ophiolite de Pindos renferme trois unités (Jones and Robertson, 1991): le Complexe Aspropotamos (croûte océanique sous forme de roches intrusives et extrusives disloquées), le Complexe Dramala (manteau océanique disloqué lui aussi) et l'Unité Loumnitsa (socle métamorphique). L'analyse chimique des laves du Complexe Aspropotamos a permis d'identifier différents types de compositions s'étendant des MORB, aux tholéïtes d'arc volcanique (IAT, Island Arc Tholeiities) et à des boninites (Jones and Robertson (1991) et références incluses dans Pelletier et al. (2008)). Ce complexe présente ainsi des caractéristiques chimiques de supra-subduction.

Le Complexe Dramala de l'ophiolite de Pindos a fait l'objet d'une étude des HSE et des isotopes d'Os (Sergeev et al., 2014), qui montre des hétérogénéités au sein des signatures isotopiques en Os dans ce complexe. A l'inverse du Complexe Aspropotamos, il se compose de roches mantelliques similaires aux péridotites abyssales: principalement de la harzburgite à spinelle tectonisée et de la harzburgite à plagioclase, webstérite, pyroxénite et des cumulas ultramafiques en quantités mineures (Fig. IV. 20) (Jones and Robertson, 1991; Pe-Piper and Piper, 2002). Les $Cr\#_{\text{Spinelle}}$ des harzburgites (30-55) indiquent des taux de fusion modérés à modéré-élevés (14-18%) (Pelletier et al., 2008), bien inférieurs à ceux rencontrés dans les contextes de SSZ ($Cr\#_{\text{Spinelle}} > 60$; e.g. Pearce (2003)). De plus, les péridotites ne présentent aucun enrichissement en éléments légers (Pelletier et al., 2008), tels que B, Li, Be, typiques des fluides et liquides dérivés d'un slab (e.g. Benton et al. (2004); Paquin et al. (2004)).

A certains endroits du Complexe Dramala, un litage mantellique est observé alternant de la dunite, de la harzburgite appauvrie et enrichie en pyroxène et de la pyroxénite concordante (Fig. IV. 20). Ce litage est parfois recoupé par une zone mylonitique, probablement associée à la mise en place du complexe, et par des pyroxénites plus tardives, à textures de cumulat.

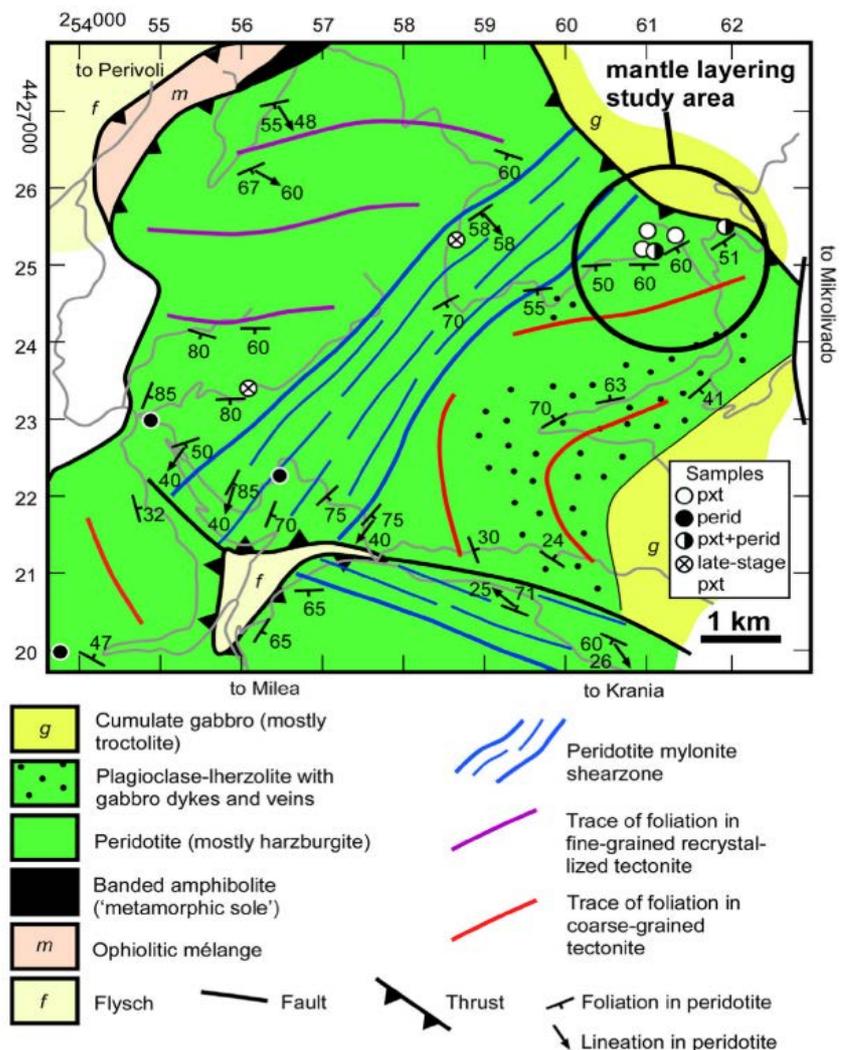


Fig. IV. 20. Carte géologique de la partie nord du massif de Dramala de l'ophiolite de Pindos (Sergeev et al., 2014), localisant les lithologies et les structures rencontrées ainsi que les échantillons de leur étude.

Les compositions en HSE et isotopiques en Os de ces roches sont hétérogènes (Fig. IV. 21). Les cinq péridotites ne montrent aucune différence au niveau de leurs compositions qu'elles proviennent d'une zone litée ou non (Fig. IV. 21b-d) (ce résultat nécessiterait des données supplémentaires pour être plus robuste). Leurs compositions ($[Os] = 1.46-5.54$ ppb; $^{187}Os/^{188}Os_{170Ma} = 0.1196-0.1293$ avec une valeur de 0.1284 pour le PUM de Meisel et al., (2001) à 170 Ma) et leurs profils HSE sont typiques de ceux des péridotites abyssales. Les pyroxénites se distinguent clairement des péridotites par leurs signatures en HSE (Fig. IV. 21):

- Les pyroxénites concordantes ont des rapports $^{187}Os/^{188}Os$ initiaux élevés (0.1415-0.1960) et des concentrations en Os s'étendant de 1.74 à 9.36 ppb avec une moyenne de 5.02 ppb (Fig. IV. 21d). Leurs spectres en HSE (Fig. IV. 21a) sont assez similaires en IPGE à ceux des péridotites et variablement enrichis en PPGE et en Re. Une corrélation est établie entre cet enrichissement et l'abondance de sulfures secondaires. Les PPGE sont découplés des IPGE et sont probablement piégés dans différentes phases.
- Les veines pyroxénitiques tardives sont caractérisées par des spectres très distincts des autres roches (Fig. IV. 21b), très appauvris en IPGE ($[Os] = 0.03-0.26$ ppb) et enrichis en Pt, et des concentrations variables en Pd et faibles en Re. Leurs compositions isotopiques en Os ($^{187}Os/^{188}Os_{170Ma} = 0.1253-0.1284$) (Fig. IV. 21c-d) sont dans la même gamme que celle des péridotites et indiquent une formation par cristallisation d'un liquide dérivé d'une péridotite. Ces veines sont interprétées comme des cumulus produits dans le système de dorsales.

Pour comprendre l'origine des bandes pyroxénitiques, il faut tenir compte de:

- (1) leurs textures de remplacement décrivant une interaction avec un liquide;
- (2) leurs concentrations élevées en IPGE similaires à celles des péridotites, indiquant une formation à partir d'une péridotite;
- (3) leurs rapports $^{187}Os/^{188}Os$ élevés impliquant l'existence d'une source d'Os radiogénique;
- (4) l'hétérogénéité isotopique en Os au sein du domaine mantellique litée entre les bandes de péridotite non-radiogénique et de pyroxénite radiogénique.

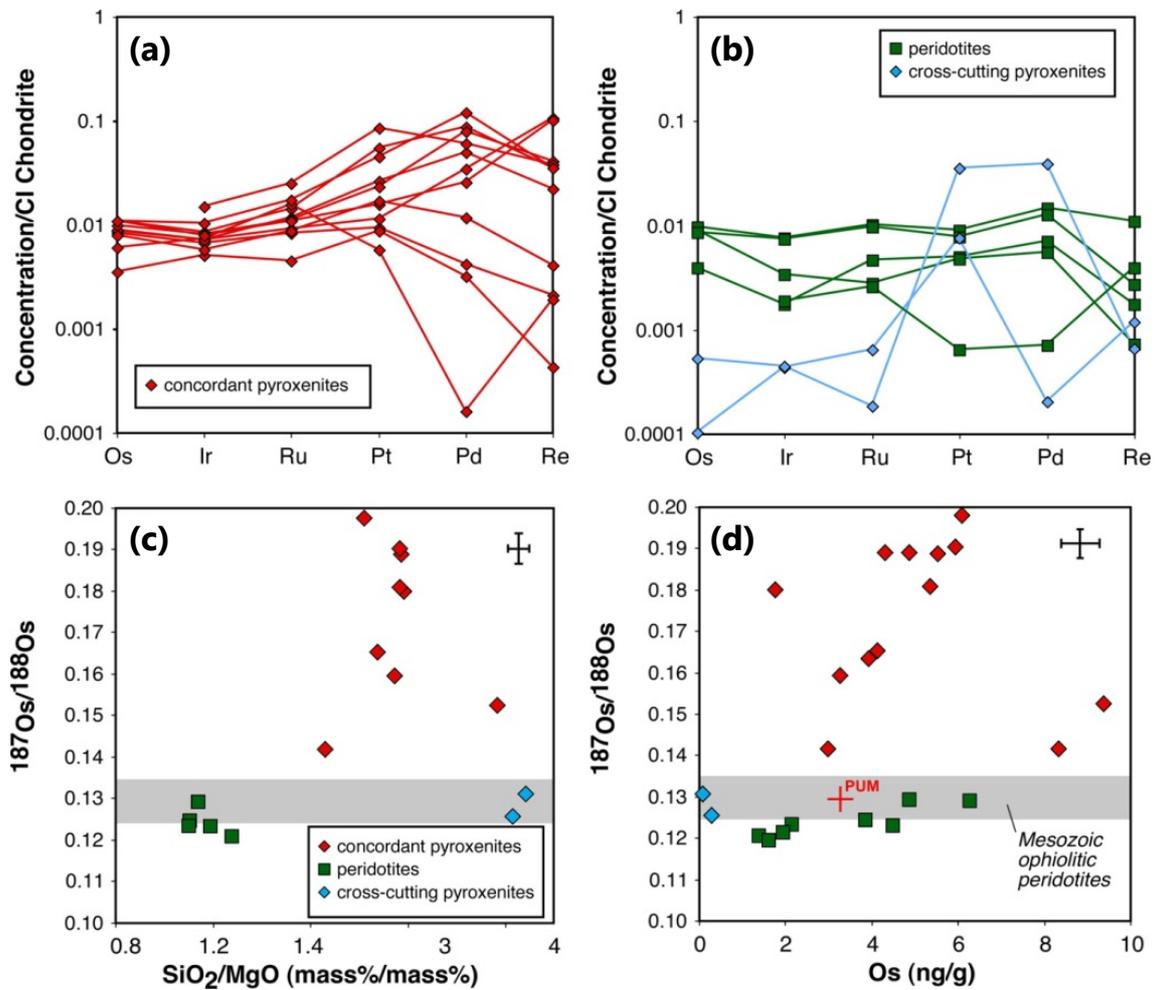


Fig. IV. 21. (a-b) Profils de HSE normalisés aux chondrites (Anders and Grevesse, 1989) des pyroxénites concordantes (rouge) (a), des péridotites (vert) et des veines pyroxénitiques (bleu) (b) du Complexe Dramala de l'ophiolite de Pindos de Sergeev et al. (2014). (c-d) Diagrammes du rapport isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ actuel en fonction du rapport SiO_2/MgO (indicatif de l'abondance en pyroxène) (c) et de la teneur en Os (d) pour ces mêmes roches. Issus de Sergeev et al. (2014). Les zones grises représentent la gamme des compositions isotopiques en Os des chromitites ophiolitiques du Mésozoïque de Walker et al. (2002b). Les barres d'erreur en noir indiquent les incertitudes totales. La composition du manteau primitif (croix rouge) (Meisel et al., 2001) figure également dans (d).

Sergeev et al. (2014) proposent que ces bandes radiogéniques se soient formées par l'interaction de la péridotite avec un liquide dérivé de matériaux anciens à rapports Re/Os élevés (Fig. IV. 22). Avec l'étude de Pelletier et al. (2008), ils excluent l'hypothèse d'un liquide issu d'un slab. En effet, ce liquide contiendrait très peu d'Os et son interaction avec la péridotite ne pourrait pas expliquer les teneurs élevées en Os des bandes de pyroxénite. Ils suggèrent une fusion in situ de bandes préexistantes éclogitiques dans le manteau, associée à la précipitation de phases cumulées piégeant les IPGE à partir des liquides produits. Dans leur modèle pétrogénétique (Fig. IV. 22), des couches mafiques anciennes, peut-être de la croûte océanique recyclée, s'incorporent dans le manteau, comme dans un manteau « marble-cake ». Ensuite, elles fondent et transforment la péridotite adjacente en pyroxénite par réaction liquide-roche.

L'étude de Sergeev et al. (2014) illustre comment de l'Os radiogénique, dérivé de morceaux de croûte recyclée, a pu être mobilisé dans le manteau supérieur de l'ophiolite de Pindos.

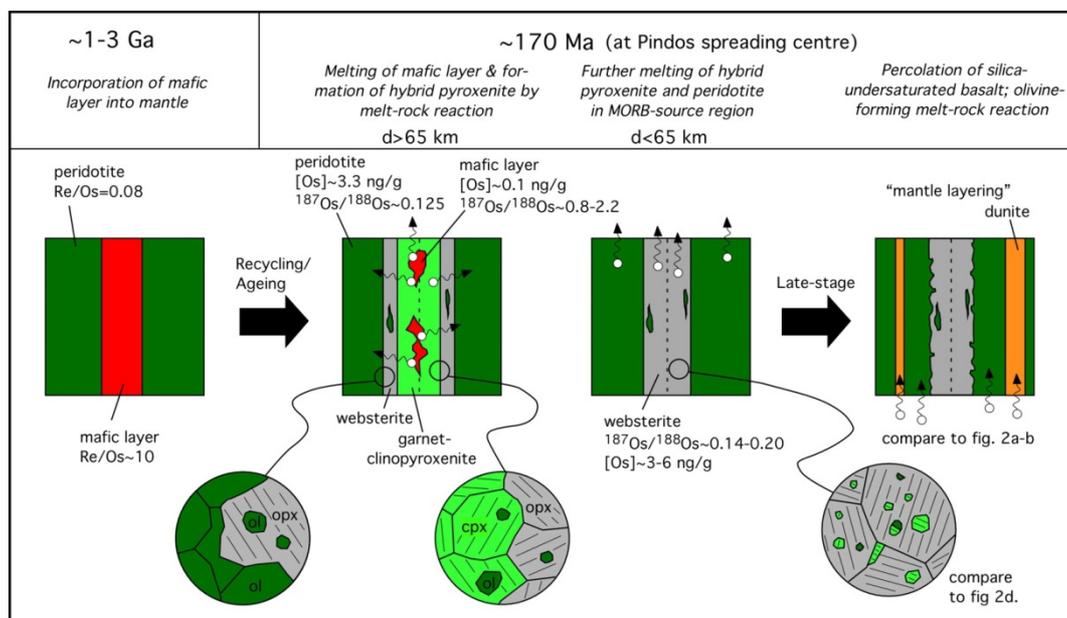


Fig. IV. 22. Modèle pétrogénétique du litage mantellique proposé par Sergeev et al. (2014). Vers 1-3 Ga: Incorporation de couches mafiques à rapports Re/Os élevés dans le manteau. Vers 170 Ma (Mésozoïque): Fusion de couches mafiques anciennes d'un milliard d'années en profondeur sous le centre d'accrétion de Pindos. Réaction de la péridotite encaissante (vert foncé) avec des liquides enrichis en silice et formation de zones de réaction composées de pyroxénite hybride (vert clair et gris). Fusion simultanée de la pyroxénite hybride et de la péridotite dans la région source des MORB à une profondeur inférieure à 65 km pour former des MORB. Percolation des liquides produits dans la section, dissolution des pyroxènes par réaction liquide-roche (Kelemen et al., 1992) et éventuelle formation du litage mantellique, constitué de dunite (orange), de harzburgite à contenu variable en pyroxène et de reliques des couches concordantes de pyroxénite. Les flèches indiquent la percolation des liquides, et les cercles blancs, la fusion.

4.3. L'ophiolite de Taitao (Chili)

L'ophiolite de Taitao se situe dans la Péninsule de Taitao sur la côte sud du Chili, à proximité de la jonction triple du Chili, où se rejoignent les plaques antarctique, de Nazca et sud-américaine (Fig. IV. 23a) (Bourgois et al., 1996). Elle se constitue de lithosphère océanique formée à la dorsale du Chili il y a environ 6 millions d'années; cette dorsale est actuellement en subduction sous la plaque sud-américaine (Guivel et al., 1999).

L'ophiolite expose une section lithosphérique typique composée de péridotites serpentinisées, de gabbros, de dykes, de laves en coussins et de sédiments (Fig. IV. 23b) (Schulte et al., 2009). La section mantellique renferme essentiellement de la harzburgite, et en moindres quantités, de la dunite et de la lherzolite (Nelson et al., 1993). Les laves de la ride du Chili présentent des compositions en éléments en traces caractéristiques des MORB (Klein and Karsten, 1995). Néanmoins, les compositions chimiques de certaines roches de l'ophiolite suggèrent qu'elles auraient été affectées par des processus dérivés de l'existence d'un slab (Kaeding et al., 1990).

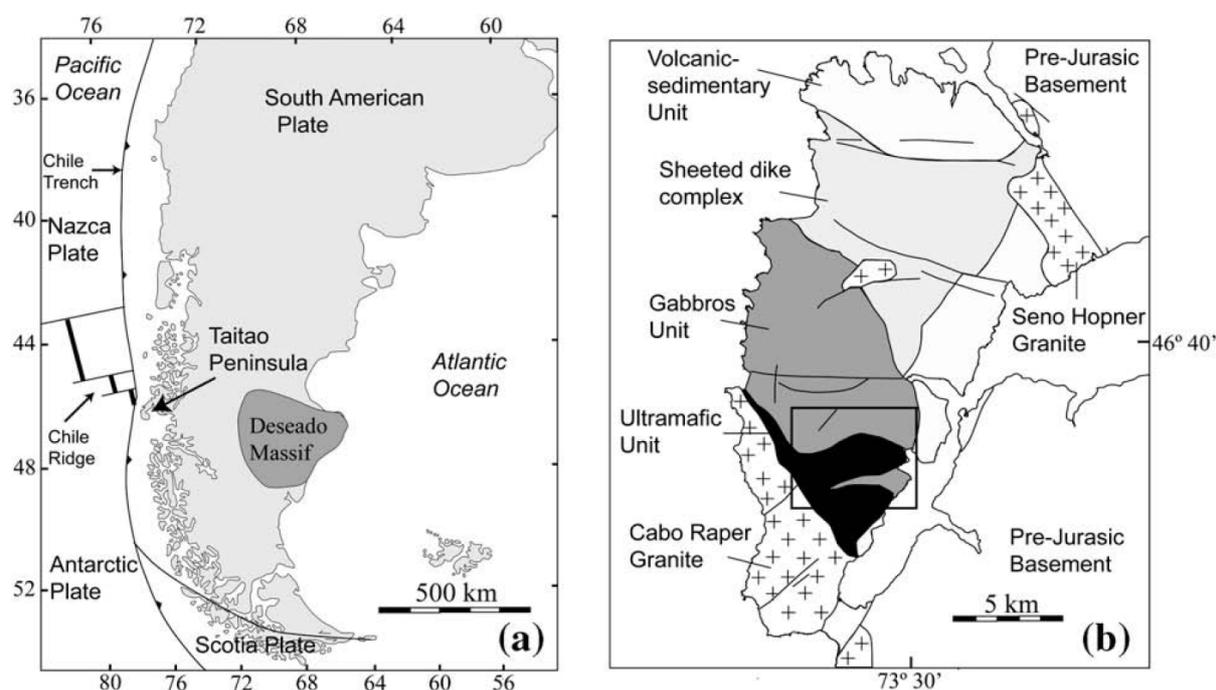


Fig. IV. 23. Localisation (a) et carte géologique (b) de l'ophiolite de Taitao dans la Péninsule de Taitao du Chili. Dans (b), le cadre noir indique la zone d'étude de Schulte et al. (2009). Issue de Schulte et al. (2009).

Les roches crustales et mantelliques de cette ophiolite ont fait l'objet d'une étude des HSE et des isotopes de l'osmium (Schulte et al., 2009):

- Les harzburgites serpentinisées décrivent des spectres en HSE assez différents les uns des autres (Fig. IV. 24). Certaines ne montrent presque aucun fractionnement entre les HSE (Fig. IV. 24a). Un plus grand nombre d'harzburgites sont marquées par des appauvrissements variables en PPGE et en Re par rapport aux IPGE (Fig. IV. 24b). D'autres sont uniquement appauvries en PPGE (Fig. IV. 24c); et quelques-unes présentent des anomalies positives ou négatives en Pt (Fig. IV. 24d). Les concentrations en osmium et les compositions isotopiques en osmium des harzburgites sont similaires à celles des péridotites abyssales ([Os] = 2.63-5.03 ppb; $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{6\text{Ma}} = 0.1167-0.1288$ avec une valeur de 0.1296 pour le PUM de Meisel et al., (2001) à 6 Ma).
- Les roches mafiques ont, quant à elles, des abondances en IPGE très faibles ([Os] = 0.0014-0.2057 ppb), associées à un enrichissement en Re et à des anomalies positives en Pt variables. Leurs rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initiaux couvrent une large gamme s'étendant de valeurs non radiogéniques et très radiogéniques (0.1260 à 0.5610).

Selon Schulte et al. (2009), les contenus en HSE des péridotites résulteraient d'au moins deux événements de fusion partielle. Vers 1.6 Ga, les roches mantelliques sont variablement appauvries lors d'un premier stade de fusion partielle. Elles subissent un second épisode de fusion partielle plus récent vers 6 Ma. De plus, les compositions de certaines harzburgites auraient été affectées par des réactions tardives liquide-roche ou fluide-roche qui les enrichissent en Re, Pd et en Pt.

Pour les roches crustales, leurs compositions isotopiques en osmium peuvent être très radiogéniques. Schulte et al. (2009) proposent que ces signatures radiogéniques proviennent soit d'une contamination des roches par de l'eau de mer ou par de la croûte altérée lors de la mise en place des magmas, soit d'un mélange de morceaux de pyroxénite, enrichis en rhénium, et de péridotites dans la source mantellique. Cette dernière hypothèse soutient l'idée d'une source hétérogène pour les MORB.

Ainsi, le manteau supérieur de l'ophiolite de Taitao aurait été affecté par minimum deux phases de fusion partielle, séparées d'environ 1 milliard d'années. Entre ces deux épisodes, la convection mantellique n'aurait apparemment pas été suffisamment efficace pour homogénéiser les signatures isotopiques en osmium au sein de ce dernier.

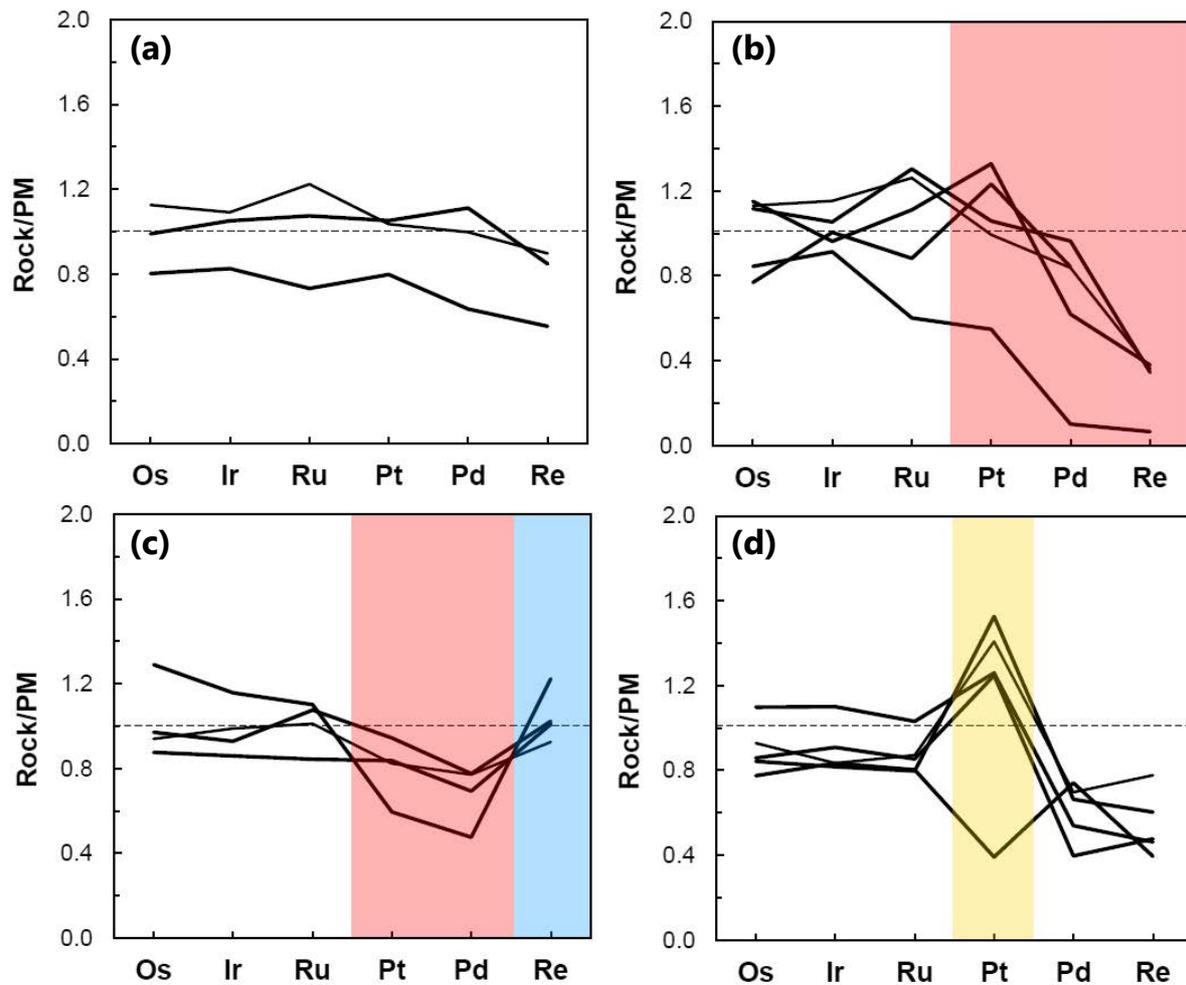


Fig. IV. 24. Profils de HSE normalisés au manteau primitif (Becker et al., 2006) des roches mantelliques de l'ophiolite de Taitao de Becker and Dale (2016) (données de Schulte et al. (2009)). (a) Péridotites relativement peu fractionnées. (b) Roches très appauvries en PPGE et en Re (zone rouge). (c) Roches appauvries en Pd (zone rouge) et ré-enrichies en Re (zone bleue). (d) Roches avec de fortes anomalies positives ou négatives en Pt (zone jaune). Dans (b), l'échantillon le plus pauvre en HSE correspond à une pyroxénite. Modifiée d'après Becker and Dale (2016).

4.4. Le complexe ophiolitique des îles Shetland (Ecosse)

Le complexe ophiolitique des îles Shetland (Unst et Fetlar) (SOC, Shetland Ophiolite Complex), situées en Ecosse, s'est formé dans une zone de supra-subduction il y a environ 492 Ma et est associé à la subduction de l'Océan Iapetus (Fig. IV. 25) (Flinn, 2001; Prichard et al., 1996; Spray and Dunning, 1991).

Le SOC se compose d'une section mantellique, essentiellement harzburgitique, recouverte d'une séquence gabbroïque pauvre en olivine (Fig. IV. 25). Au sommet de la séquence harzburgitique,affleure une couche dunitique d'une épaisseur de 1-3 km. Des pods de chromitite, épais jusqu'à 2 m, sont distribués de manière discontinue dans les péridotites. Ils sont plus abondants au Moho de l'île d'Unst (Prichard and Lord, 1993) où des lentilles et des couches de dunite parallèles au Moho ou discordantes sont observées dans la harzburgite. O'Driscoll et al. (2012) ont échantillonné des chromitites à trois endroits différents (Cliff, Harold's Grave et Hagdale) à proximité du Moho.

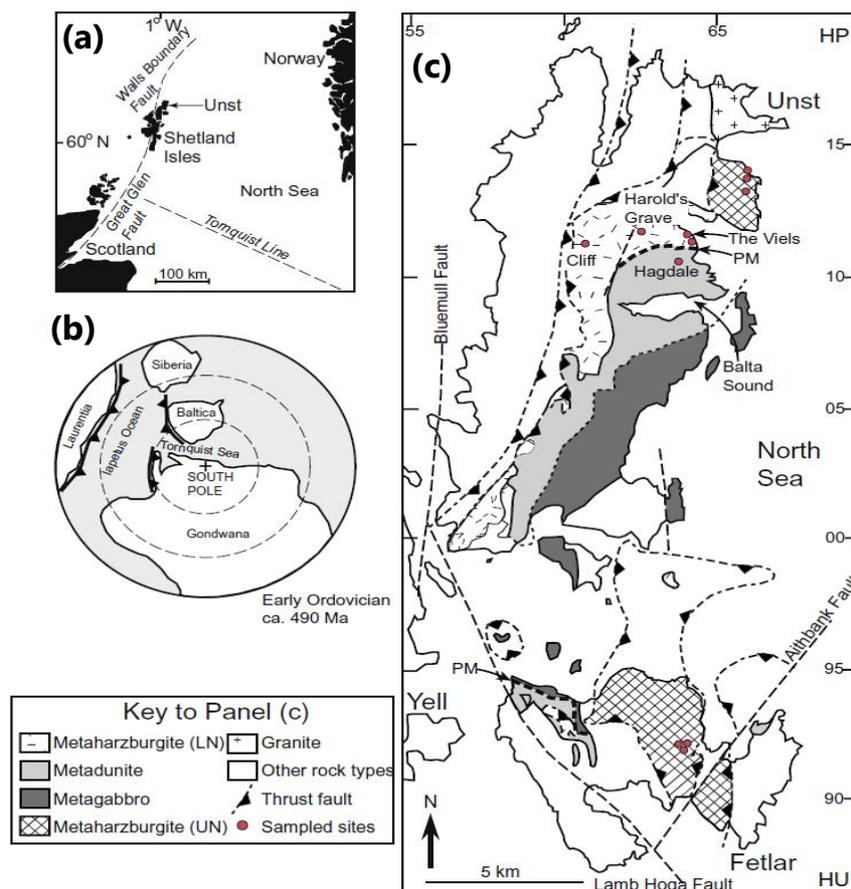


Fig. IV. 25. (a) Localisation géographique du complexe ophiolitique des îles Shetland dans la partie nord de la Mer du Nord (O'Driscoll et al., 2012). (b) Reconstitution de la disposition des paléocontinents au début de l'Ordovicien (vers 490 Ma) illustrant la localisation du paléocontinent Laurentien et de l'océan Iapetus. (c) Carte géologique des îles d'Unst et Fetlar représentant la répartition des unités lithologiques de l'ophiolite et la localisation des échantillons de l'étude d'O'Driscoll et al. (2012). PM, Moho pétrologique. UN, harzburgite de la nappe supérieure. LN, harzburgite de la nappe inférieure. Issue d'O'Driscoll et al. (2012).

De par la préservation de sa section mantellique, le SOC constitue un site idéal pour étudier les hétérogénéités chimiques et isotopiques du manteau supérieur lapétien. C'est pourquoi, O'Driscoll et al. (2012, 2018) ont réalisé une étude sur les compositions en HSE et les isotopes de l'Os des roches mantelliques de ce complexe:

- Les harzburgites ont des spectres HSE (Fig. IV. 26a) similaires à celui du manteau primitif (PUM) (Becker et al., 2006) avec généralement un appauvrissement plus ou moins prononcé en Re. Leurs abondances en HSE sont dans la gamme des compositions des péridotites abyssales, de même que leurs compositions isotopiques en Os ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{492\text{Ma}} = 0.1177-0.1275$ avec une valeur de 0.1260 pour le PUM de Meisel et al., (2001) à 492 Ma) et leurs concentrations en Os (1.91-5.46 ppb). Comme c'est souvent le cas au sein des péridotites ophiolitiques, les harzburgites ont préservé des signatures d'anciens événements de fusion partielle au Mésoproterozoïque ($T_{\text{RD}} \leq 1.4$ Ga) qui ont appauvri le manteau en éléments incompatibles.
- Quant aux dunités, elles ont des compositions en HSE (Fig. IV. 26b) plus variables que les harzburgites et des compositions isotopiques en Os plus radiogéniques ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{492\text{Ma}} = 0.1202-0.1397$). Leurs concentrations en Os s'étendent de 0.40 à 5.89 ppb. Leurs compositions radiogéniques indiquent qu'elles ont interagi avec d'importantes quantités de liquides percolateurs radiogéniques. Plusieurs sources radiogéniques sont possibles comme dans le cas de l'ophiolite de Troodos mais une interaction avec un liquide dérivé d'un slab semble la plus plausible.

Le chrome se comporte comme un élément incompatible lors des processus mantelliques. Il se concentre progressivement dans le liquide pour finalement cristalliser sous la forme de spinelle chromifère (O'Driscoll et al., 2012). Ensuite, il peut former un pod de chromitite par réaction liquide-roche ou par mélange de magmas (e.g. Ballhaus (1998); Matveev and Ballhaus (2002); Melcher et al. (1997); O'Driscoll et al. (2010)). La présence de nombreux pods de chromitite et de sulfures dans les dunités peut suggérer, selon O'Driscoll et al. (2012), d'abondantes réactions liquide-roche dans le manteau supérieur de cette ophiolite, comme proposé dans d'autres complexes (e.g. Büchl et al. (2004a); Melcher et al. (1997); Uysal et al. (2009); Zhou et al. (1998)).

Les chromitites échantillonnées à trois endroits différents ont des compositions variables en fonction de leur localisation (Fig. IV. 26c). Les chromitites de Hagdale et de Harold's Grave présentent des spectres assez typiques des chromitites ophiolitiques (e.g. Melcher et al. (1997); Prichard and Lord (1993); Uysal et al. (2009); Zhou et al. (1998)), reflétant les processus de fusion partielle et d'incorporation des PPGE, modérément incompatibles, dans les liquides de fusion. Quant aux chromitites de Cliff, elles décrivent des spectres inhabituels avec des

enrichissements prononcés en Pt et Pd. Les compositions isotopiques en Os des chromitites sont très similaires ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{492\text{Ma}} = 0.1260$ pour Hagdale; 0.1249-0.1255 pour Harold's Grave; 0.1291-0.1292 pour Cliff) et proches de celle du manteau primitif à 492 Ma (0.1260). Selon Prichard et al. (1996), le degré des enrichissements en Pt et Pd dans les chromitites dépendraient de plusieurs facteurs: l'épaisseur de la séquence dunitique, sa teneur en sulfures et du degré de fusion. Les enrichissements en PPGE dans les chromitites de Cliff résulteraient en outre d'une remobilisation hydrothermale des HSE à partir de roches ultramafiques environnantes. Les chromitites du SOC ont préservé les hétérogénéités isotopiques en Os et les variations des concentrations en HSE initiales (à 492 Ma).

En conclusion, O'Driscoll et al. (2012, 2018) ont montré que les péridotites du SOC ont enregistré des signatures isotopiques d'un ancien épisode de fusion partielle au Mésoprotérozoïque, puis d'événements de fusion partielle et de circulation de liquides dans une zone de supra-subduction vers 492 Ma. L'étude des péridotites et des chromitites de ce complexe révèle des hétérogénéités lithologiques et géochimiques au sein du manteau supérieur à l'échelle d'une dizaine de mètres lors de l'accrétion océanique et de la formation de chromitite dans la lithosphère océanique.

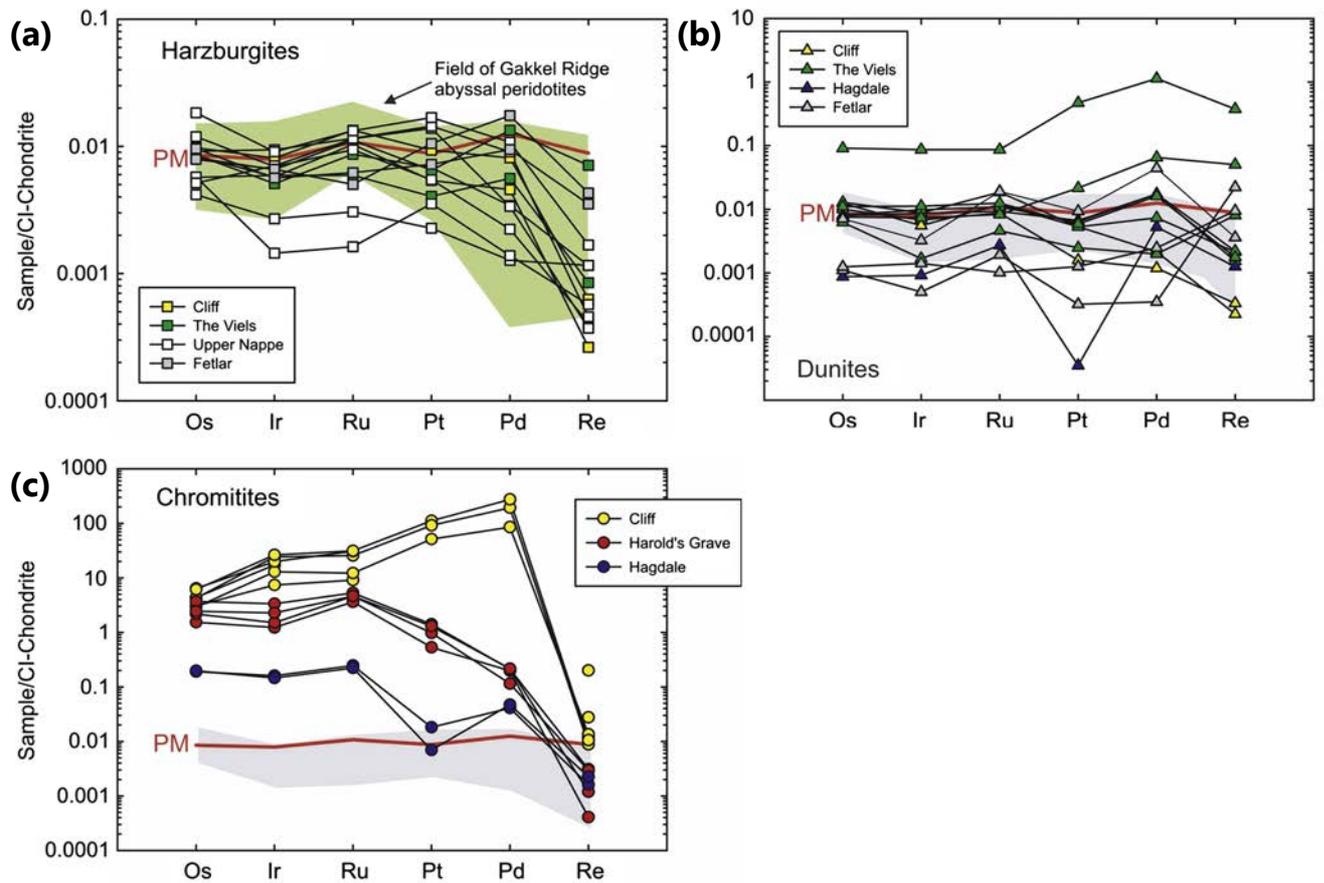


Fig. IV. 26. Profils de HSE normalisés aux chondrites (Horan et al., 2003) des harzburgites (a), des dunites (b) et des chromitites (c) des sites de Hagdale, Harold's Grave et de Cliff du complexe ophiolitique des îles Shetland d'O'Driscoll et al. (2012). Les spectres en HSE des harzburgites et des dunites d'O'Driscoll et al. (2018) ne sont pas présentés mais sont très similaires à ceux d'O'Driscoll et al. (2012). Les abondances en HSE du manteau primitif (Becker et al., 2006) sont aussi représentées. Dans (a), figurent les compositions des péridotites abyssales de la ride de Gakkal (Liu et al. (2009) et références incluses). Dans (b-c), la gamme des compositions en HSE des harzburgites du SOC est également indiquée en comparaison de celles des chromitites et des dunites. A noter: les échelles des trois graphiques ne sont pas les mêmes.

4.5. Le complexe ophiolitique de Leka (Norvège)

Sur l'île de Leka en Norvège, affleurent des portions de lithosphère océanique, constituant le complexe ophiolitique de Leka (LOC, Leka Ophiolite Complex) (Fig. IV. 27) (O'Driscoll et al., 2015), mises en place sur le continent dans un contexte de supra-subduction il y a environ 497 ± 2 Ma (Dunning and Pedersen, 1988; Furnes et al., 1988). Comme le complexe ophiolitique des îles Shetland, le LOC est lié à la fermeture de la partie nord de l'Océan lapetus; il aurait été obducté sur le palécontinent Laurentia, puis déplacé sur Baltica lors de sa collision avec Laurentia il y a environ 400 Ma (Titus et al. (2002) et références incluses).

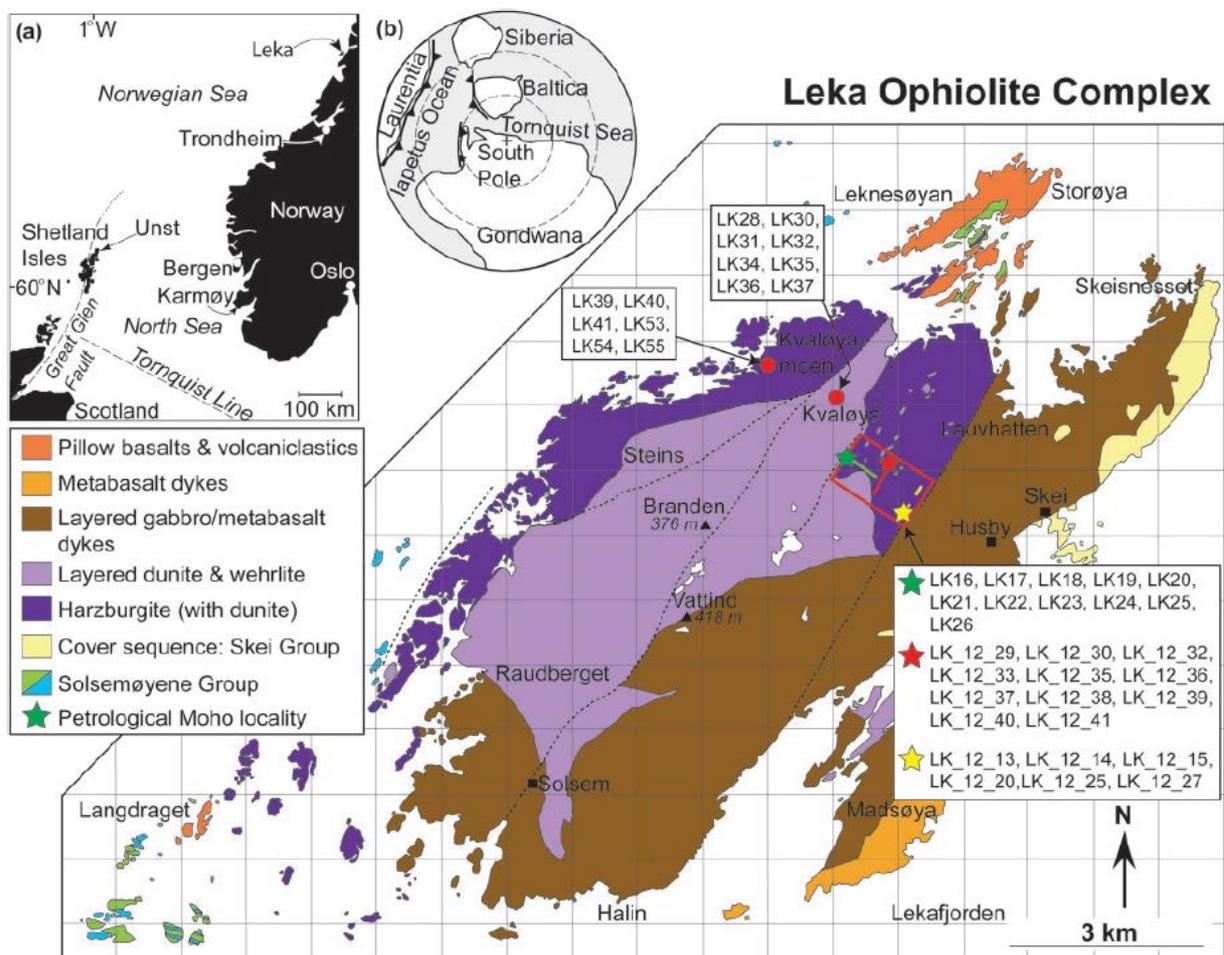


Fig. IV. 27. Carte géologique du complexe ophiolitique de Leka en Norvège représentant la répartition des unités lithologiques de l'ophiolite et la localisation des échantillons, essentiellement récoltés dans la zone encadrée en rouge, de l'étude d'O'Driscoll et al. (2015). Trois coupes d'échantillonnage ont été réalisées dans la zone encadrée et sont indiquées par des lignes verte, rouge et jaune. Les lignes en pointillés correspondent à des contacts de failles. Issue d'O'Driscoll et al. (2015) Encarts: (a) Localisation géographique de l'île de Leka en Norvège par rapport aux îles Shetland. (b) Reconstitution de la disposition des palécontinents au début de l'Ordovicien (vers 490 Ma) illustrant la localisation des palécontinents Laurentia et Baltica et de l'océan lapetus.

Le LOC se compose d'une section mantellique dominée par de la harzburgite peu serpentinisée (Furnes et al., 1988). Néanmoins, la partie supérieure de cette dernière renferme d'abondantes lentilles de dunite généralement parallèles au Moho, mais également, plus haut dans la section mantellique, de nombreux pods de chromitite et des lentilles riches en pyroxène (webstérite, wehrlite et orthopyroxénite) (Maaløe, 2005). La zone de transition du Moho se constitue d'une séquence litée de dunite et de webstérite-wehrlite avec des couches d'épaisseur de 10 à 30 m (Furnes et al., 1988); un litage plus fin (du centimètre au mètre) entre de la dunite, de la chromitite et de la webstérite est aussi observé. Dans cette séquence litée, affleure une imposante chromitite stratiforme, longue d'environ 3 km et épaisse de 3 à 5 m (Pedersen et al., 1993).

Les roches mantelliques du complexe ophiolitique de Leka ont été analysées par O'Driscoll et al. (2015) afin d'en étudier les compositions en HSE et isotopiques en osmium:

- Les harzburgites du LOC ont des abondances en HSE ($[Os] = 2.16-7.13$ ppb) dans la gamme de celles des péridotites abyssales avec des appauvrissements variables en PPGE et en Re (Fig. IV. 28a). Quelques harzburgites sont plus pauvres en Ru, Pd et en Re que le manteau primitif (Becker et al., 2006). Les rapports $^{187}Os/^{188}Os$ initiaux des harzburgites du LOC s'étendent de 0.1202 à 0.1284, avec une valeur de 0.1260 pour le PUM de Meisel et al. (2001) à 497 Ma.
- Les dunites décrivent des spectres en HSE plus variables (Fig. IV. 28b) comme c'est souvent le cas. Leurs abondances en HSE ($[Os] = 0.31-5.03$ ppb) sont similaires à celles des dunites du complexe ophiolitique des îles Shetland d'O'Driscoll et al. (2012, 2018) (Fig. IV. 26b). Deux dunites présentent des concentrations très élevées en Pt (39.25-148.80 ppb) et une autre en IPGE (24.80 ppb Os; 14.67 ppb Ir; 47.55 ppb Ru). Les compositions isotopiques en osmium des dunites ($^{187}Os/^{188}Os_{497Ma} = 0.1206-0.1385$) atteignent des valeurs plus radiogéniques que celles des harzburgites.
- Les pyroxénites montrent des spectres en HSE très hétérogènes (Fig. IV. 28c). Les spectres des deux orthopyroxénites sont plats en IPGE et très enrichis en PPGE. Les veines de webstérite ont des abondances homogènes, constantes en IPGE et progressivement enrichies en Pt, Pd et en Re. Les deux chromitites sont plus concentrées en IPGE que les péridotites associées (Fig. IV. 28c). Elles décrivent des profils enrichis en IPGE et appauvris en PPGE. Les orthopyroxénites, les chromitites et les wehrlites(-dunites) ont des compositions isotopiques non radiogéniques ($^{187}Os/^{188}Os_{497Ma} = 0.1262-0.1279$), tandis que les veines de webstérite ont des rapports $^{187}Os/^{188}Os$ initiaux très radiogéniques (0.1424-0.1666).

Les rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initiaux des harzburgites du LOC sont légèrement plus élevés (de 2%) que la moyenne des rapports des péridotites abyssales. O'Driscoll et al. (2015) proposent que ces valeurs faiblement plus radiogéniques proviennent d'une hétérogénéité isotopique en osmium dans le manteau océanique plutôt que de la signature d'une zone de supra-subduction. Par contre, les autres lithologies ont généralement des compositions isotopiques plus radiogéniques que les harzburgites, et des abondances en HSE plus variables et complexes. Elles sont interprétées comme étant des produits de plusieurs générations successives de migration de liquides dérivés d'un slab et d'interaction de ces liquides avec les péridotites environnantes.

Les roches mantelliques du LOC ont enregistré différents âges. Comme dans de nombreuses péridotites ophiolitiques, la signature d'événements anciens de fusion partielle (~1 Ga), exprimée par de faibles rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initiaux, est présente dans quelques harzburgites. Ensuite, deux âges plus récents ont été obtenus à partir des données isotopiques en Os de dunités, chromitites et de pyroxénites: le plus jeune (485 ± 32 Ma) correspond à l'âge de mise en place de l'ophiolite, et le second (589 ± 15 Ma), probablement aux premiers stades de l'ouverture de l'Océan lapetus.

En conclusion, l'étude d'O'Driscoll et al. (2015) sur la section mantellique du LOC, en complément de celle sur le complexe ophiolitique des îles Shetland par O'Driscoll et al. (2012, 2018), souligne, d'une part, l'influence d'une zone de supra-subduction sur les compositions isotopiques en osmium du manteau de ces ophiolites, et d'autre part, l'hétérogénéité isotopique en osmium du manteau à l'échelle du mètre au kilomètre. Sur la base des données du LOC et du SOC, le manteau océanique pourrait être visualisé comme un patchwork de péridotites de compositions et d'âges différents.

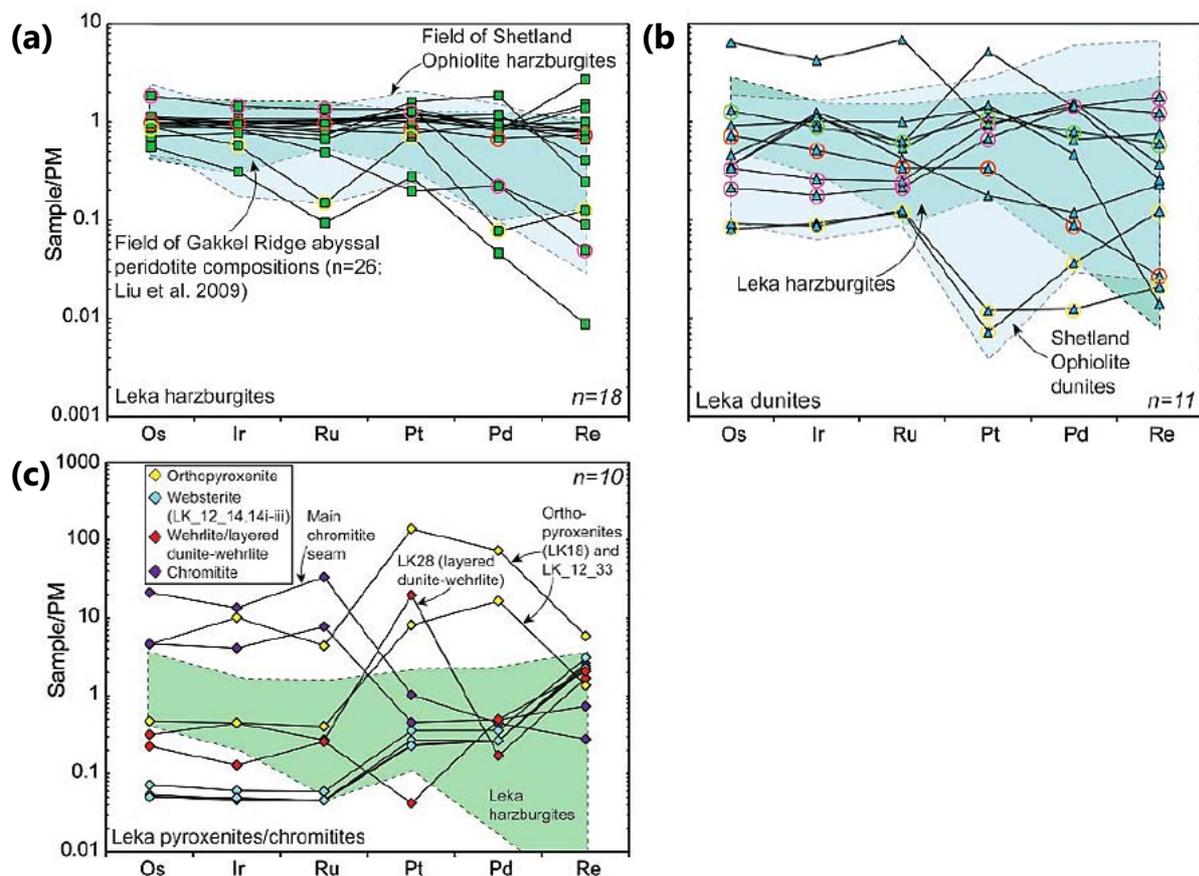


Fig. IV. 28. Profils de HSE normalisés au manteau primitif (Becker et al., 2006) des harzburgites (a), des dunites (b) et des chromitites, des webstérites, des wehrlites et des orthopyroxénites (c) du complexe ophiolitique de Leka d'O'Driscoll et al. (2015). Dans (a), sont représentées les compositions des péridotites abyssales de la ride de Gakkal (Liu et al. (2009) et références incluses) (champ vert). Les compositions des harzburgites et des dunites du complexe ophiolitique des îles Shetland d'O'Driscoll et al. (2012) (champ bleu clair) figurent également dans (a) et (b) respectivement. Dans (b-c), la gamme des compositions en HSE des harzburgites du LOC (champ vert) est indiquée en comparaison de celles des dunites et des autres roches mantelliques. A noter, l'échelle de (c) est différente de celles de (a) et de (b).

5. Conclusions

De nombreuses études des compositions en HSE et isotopiques en osmium ont été réalisées sur les péridotites ophiolitiques (Table IV. 2) (e.g. Agranier et al. (2007); Ahmed et al. (2006); Ahmed and Arai (2002); Aldanmaz et al. (2012); Becker et al. (2006); Büchl et al. (2002, 2004b); González-Jiménez et al. (2009); Hanghøj et al. (2010); Ismail et al. (2014); Marchesi et al. (2011); Meibom et al. (2002); Meisel et al. (1997); O'Driscoll et al. (2012, 2015, 2018); Pearson et al. (2007); Prichard et al. (1996); Prichard and Lord (1993); Schulte et al. (2009); Sergeev et al. (2014); Shi et al. (2007); Tsuru et al. (2000); Walker et al. (1996); Xiong et al. (2020a,b); Zhou et al. (1996, 2000)). Dans ce chapitre, j'ai détaillée celles qui portaient sur les ophiolites de Troodos (Chypre) (Büchl et al., 2002, 2004b), de Pindos (Grèce) (Sergeev et al., 2014), de Taitao (Chili) (Schulte et al., 2009), et des complexes ophiolitiques des îles Shetland (Ecosse) (O'Driscoll et al., 2012, 2018) et de Leka (Norvège) (O'Driscoll et al., 2015).

Table IV. 2. Etudes des compositions en HSE et isotopiques en osmium réalisées sur des roches et des minéraux mantelliques de plusieurs ophiolites (adaptation de la compilation de Becker and Dale (2016)).

Nom de l'ophiolite	Localisation	Etudes des HSE et des isotopes d'Os
Shetland	Ecosse	O'Driscoll et al. (2012, 2018), Prichard et al. (1996), Prichard and Lord (1993)
Leka	Norvège	O'Driscoll et al. (2015)
Jormua et Outokumpu	Finlande	Tsuru et al. (2000), Walker et al. (1996)
Alpes orientales	Autriche	Meisel et al. (1997)
Pindos	Grèce	Sergeev et al. (2014)
Troodos	Chypre	Büchl et al. (2002, 2004b)
Marmaris, Tekirova, Koycegiz	Turquie	Aldanmaz et al. (2012)
Désert oriental	Egypte	Ahmed et al. (2006)
Qalander	Irak	Ismail et al. (2014)
Semail	Oman	Ahmed et al. (2006), Ahmed and Arai (2002), Hanghøj et al. (2010), Lorand et al. (2009), Xiong et al. (2020a,b)
Luobusa	Tibet	Becker et al. (2006), Pearson et al. (2007), Shi et al. (2007), Zhou et al. (1996)
Zambales	Philippines	Zhou et al. (2000)
Taitao	Chili	Schulte et al. (2009)
Mayari-Cristal	Cuba	González-Jiménez et al. (2009), Marchesi et al. (2011)
Feather River, Joséphine et autres	Californie	Agranier et al. (2007), Meibom et al. (2002), Pearson et al. (2007)

En résumé, plusieurs caractéristiques sont généralement observées au sein des abondances en HSE et des compositions isotopiques en osmium des péridotites issues d'ophiolites:

(1) Les harzburgites ont beaucoup de similitudes avec les péridotites abyssales.

Leurs spectres en HSE varient entre un profil plat comme celui du manteau primitif (Becker et al., 2006) et des profils faiblement à fortement appauvris en PPGE et en Re.

Leurs rapports isotopiques $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ entrent généralement dans la gamme des compositions des péridotites abyssales (0.1139-0.1382 avec une moyenne ~ 0.1246 ; compilation de Becker and Dale (2016)), dont la valeur moyenne est proche de celle du PUM (0.1296; Meisel et al. (2001)) mais quand même inférieure.

Comme les péridotites abyssales, certaines harzburgites ophiolitiques peuvent enregistrer la signature d'anciens événements de fusion partielle ($\sim 0.8-2$ Ga) qui ont appauvri le manteau en éléments incompatibles comme le rhénium. Cet appauvrissement se traduit par un faible rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$.

(2) Les dunites montrent souvent de plus grandes variations que les harzburgites.

Leurs spectres en HSE sont beaucoup plus variables avec parfois un appauvrissement en IPGE et/ou un enrichissement en PPGE et en Re.

Leurs compositions isotopiques en Os s'étendent sur un plus large champ incluant souvent des valeurs non radiogéniques et radiogéniques, voire très radiogéniques.

Les dunites sont souvent interprétées comme étant les produits de réaction de la harzburgite encaissante avec des liquides de fusion (Kelemen et al., 1995a). La grande variabilité observée au sein des HSE et des isotopes de l'osmium est fréquemment attribuée à la migration de liquides radiogéniques et à des interactions liquide-roche, parfois à haut taux liquide/roche. Il est souvent proposé que ces liquides soient dérivés d'un slab, comme de nombreuses ophiolites se seraient formées dans un contexte de supra-subduction (e.g. Troodos, SOC et LOC dans les exemples que nous avons vus; Büchl et al. (2002) et O'Driscoll et al. (2012, 2015, 2018)). L'ajout de sulfures interstitiels radiogéniques par des liquides percolateurs est parfois suggéré pour expliquer les compositions radiogéniques des dunites (e.g. Troodos; Büchl et al. (2002)).

(3) Les pyroxénites ont communément des compositions isotopiques en osmium bien plus radiogéniques que les dunites et les harzburgites.

Elles sont souvent considérées comme le résultat de l'interaction de la péridotite avec un liquide dérivé de matériaux anciens à rapports Re/Os élevés, comme dans le cas de l'ophiolite de Pindos (Sergeev et al., 2014). Elles peuvent également provenir d'une réaction avec liquide issu d'un slab.

Leur présence a permis de proposer l'existence d'hétérogénéités isotopiques en osmium au sein du manteau supérieur (e.g. Pindos, Taitao, SOC et LOC; O'Driscoll et al. (2012, 2015, 2018), Schulte et al. (2009) et Sergeev et al. (2014)), correspondant à des morceaux anciens de croûte recyclée dans ce dernier (manteau « marble-cake ») (Allègre and Turcotte, 1986). La fusion de ces portions anciennes produirait un liquide radiogénique qui pourrait interagir avec les péridotites environnantes et leur assimiler de l'osmium radiogénique.

Comme nous l'avons vu dans ce chapitre, le comportement des HSE lors des processus mantelliques est très complexe. L'interprétation des données en HSE et des isotopes de l'Os peut s'avérer délicate, et il est parfois nécessaire de se focaliser sur les phases hôtes de ces éléments qui font de plus en plus l'objet d'études précises. Néanmoins, il est important de prendre connaissance du contexte structural des roches étudiées et d'en tenir compte dans notre interprétation, surtout si elles résultent d'une interaction avec des liquides.

Chapitre V

Données préexistantes de la zone d'étude

Le [Chapitre V](#) reprend les observations de terrain et une partie des études géochimiques déjà menées dans la région sud-est de l'ophiolite d'Oman. Le premier point est consacré aux visions actuelles de la distribution de la dunite dans le manteau. Ensuite, est exposée une synthèse des données géochimiques, parfois en lien avec les observations structurales, récoltées sur la zone d'étude. Cette synthèse comprend les résultats d'études des compositions en éléments majeurs et mineurs, en traces incompatibles et compatibles, réalisées principalement sur les péridotites mais aussi sur des chromitites et des roches crustales.

1. Distribution de la dunite dans le manteau

L'abondance et la distribution de la dunite au sein de la section mantellique de l'ophiolite d'Oman sont actuellement controversées et nécessitent d'être mieux contraintes.

Une coupe stratigraphique du manteau dans le massif de Wadi Tayin bien détaillée a été levée par Boudier and Coleman (1981). Bien qu'elle commence à dater, elle reste à ce jour la plus complète ([Fig. V. 1](#)). Elle décrit une section mantellique essentiellement harzburgitique qui s'étend sur 12 km:

- A son sommet, juste sous la croûte, une couche de dunite est visible sur les cent premiers mètres et correspond à la zone de Transition du Moho (MTZ).
- Sous la MTZ, de la dunite est observée en faible quantité (<5%) dans la section harzburgitique. Elle prend la forme de veines et de corps irréguliers discordants qui peuvent atteindre des dimensions de l'ordre de la dizaine de mètres. Quelques dunites concordantes et des veines de gabbro et de pyroxénite sont aussi présentes.
- A la base de la section mantellique, une unité litée est exposée sur environ 1 km d'épaisseur au-dessus de la semelle métamorphique. Cette unité renferme de la dunite en proportions égales avec la harzburgite, sous la forme de bandes concordantes décimétriques à pluri-métriques.

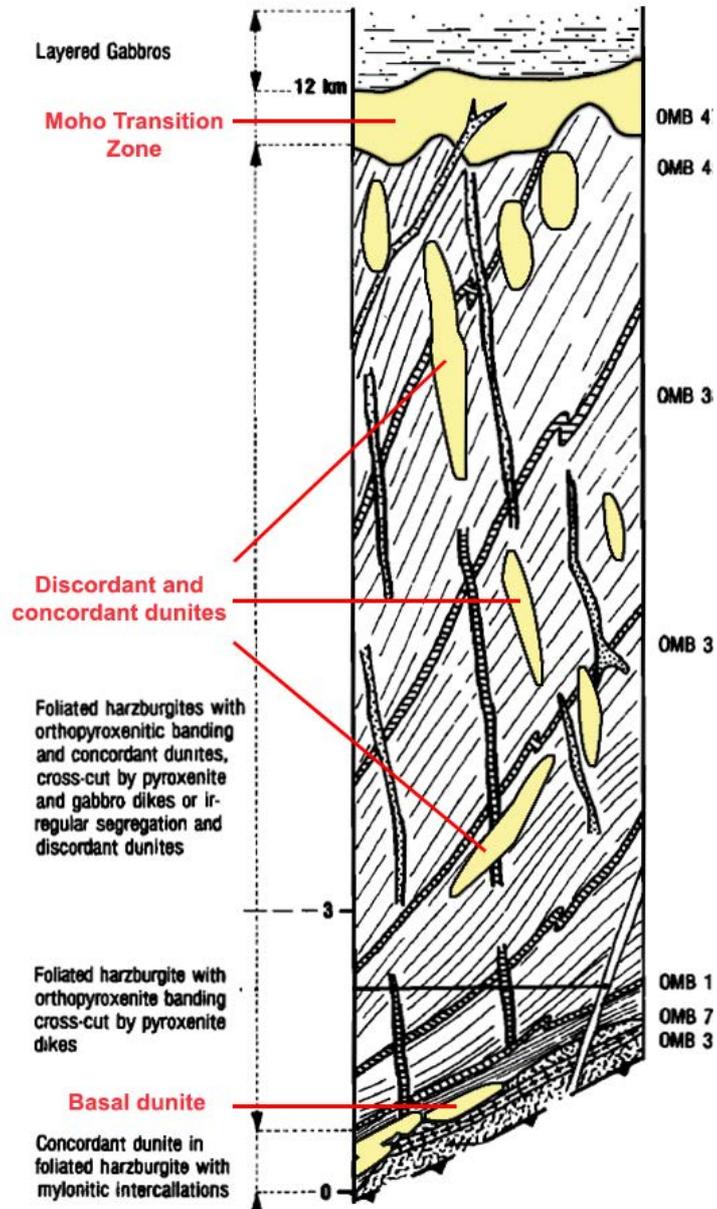


Fig. V. 1. Coupe stratigraphique d'une section harzburgitique dans le massif de Wadi Tayin illustrant la distribution de la dunite (jaune) dans le manteau de l'ophiolite. Trois types de dunites peuvent être identifiés: la zone de transition du Moho, les veines de dunites de la section mantellique principale et les dunites concordantes à la base de la section. Des veines de gabbros (points et tirets) et de pyroxénite (hachures) sont également visibles. Modifiée à partir de Boudier and Coleman (1981).

Lippard et al. (1986) ont réalisé un travail assez équivalent à celui de Boudier and Coleman (1981), en établissant une coupe schématique de la section mantellique de l'ophiolite d'Oman (Fig. V. 2). Ils ont estimé la proportion de dunite dans la section mantellique de 5 à 15%. Dans leur publication, ils ont repris les observations de Bartholomew (1983), qui décrit des corps dunitiques, variablement déformés dans la section mantellique principale (Fig. V. 3). Ces corps, longs d'une dizaine à une vingtaine de mètres, semblent chacun liés à un réseau de veines dunitiques recoupant la harzburgite.

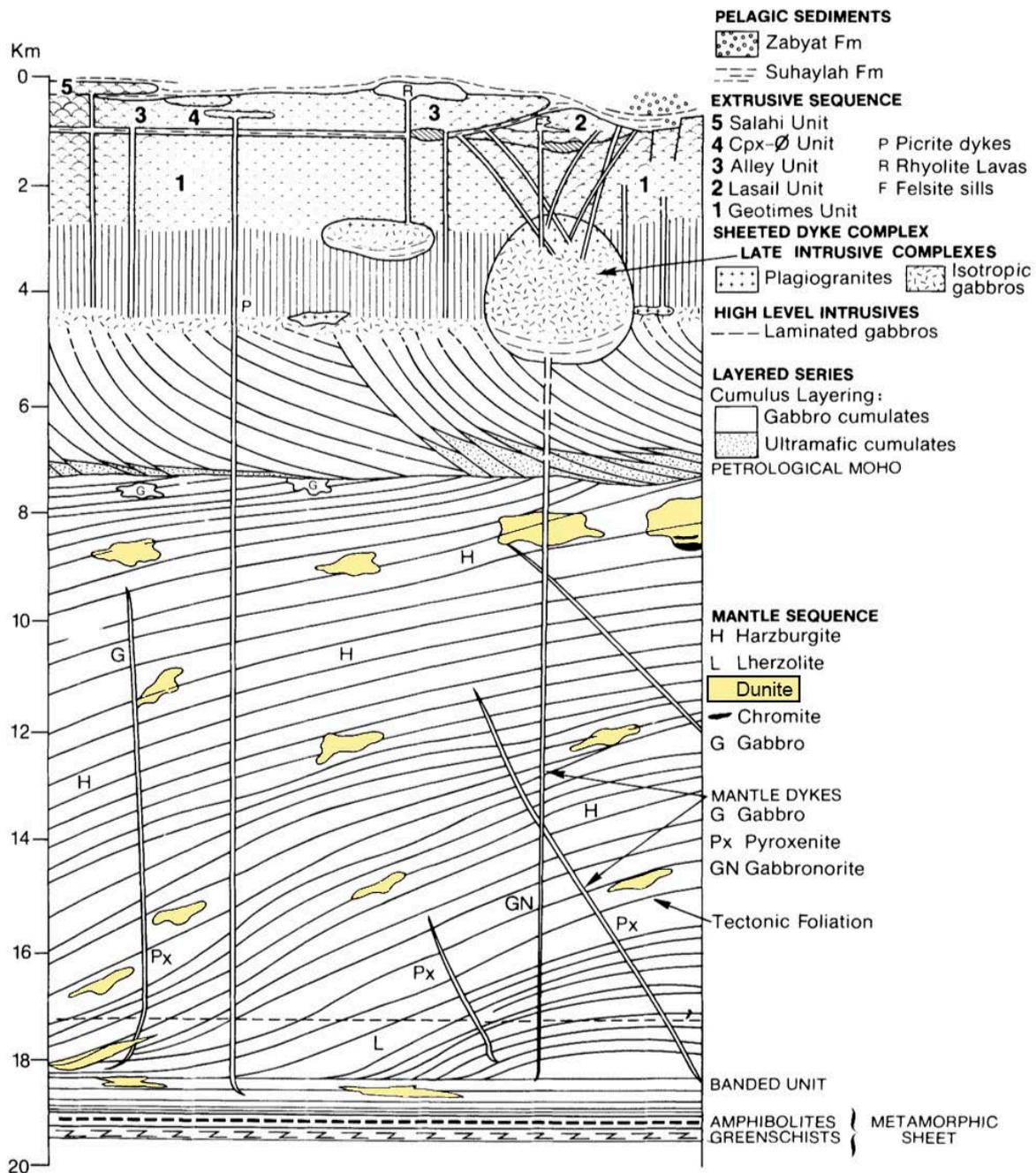


Fig. V. 2. Coupe synthétique des sections crustale et mantellique de l'ophiolite d'Oman de Lippard et al. (1986), surmontant la semelle métamorphique. La distribution de la dunite dans le manteau de l'ophiolite est représentée en jaune. Modifiée à partir de Lippard et al. (1986).

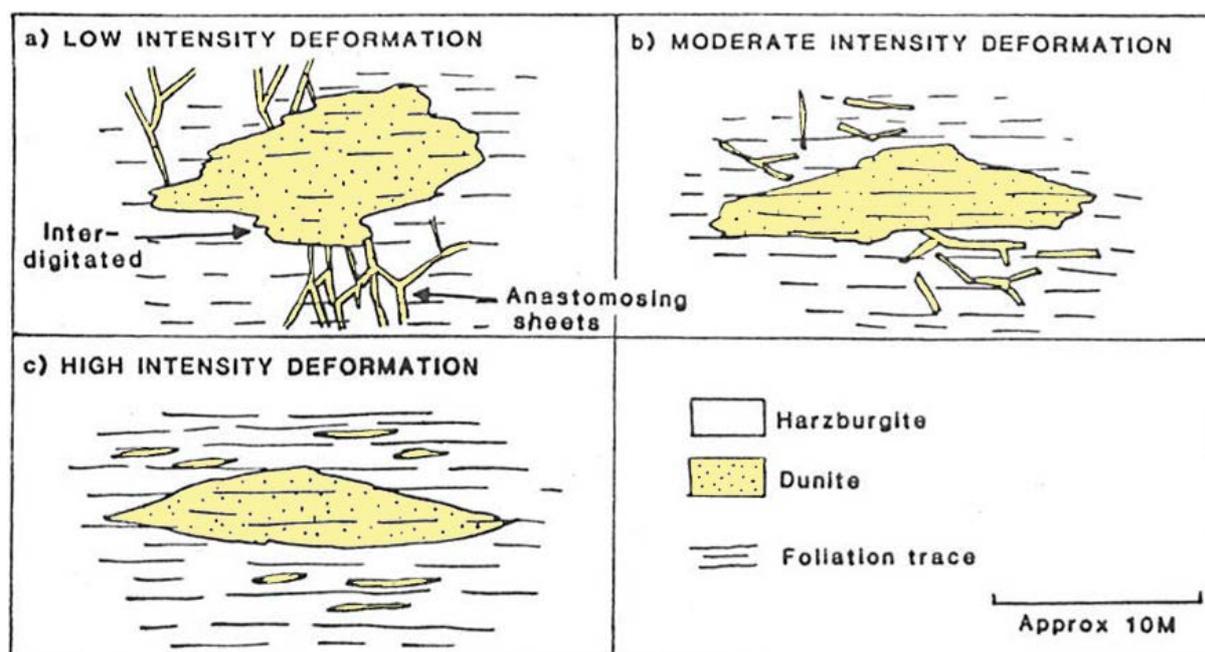


Fig. V. 3. Corps dunitiques observés dans la section harzburgitique principale de l'ophiolite d'Oman et déformation progressive de ces derniers. Modifiée à partir de Bartholomew (1983).

Ils ont aussi remarqué la surabondance de la dunite dans l'unité litée dans la section basale de l'ophiolite (Fig. V. 2), très bien illustrée dans une de leurs photographies de terrain (Fig. V. 4a). Leur coupe synthétique (Fig. V. 2) reporte bien l'unité litée avec des foliations différentes de celles du reste de la section mantellique. Ces foliations sont probablement liées à la déformation de basse température (BT), associée au détachement et au chevauchement intra-océaniques (Boudier et al., 1988; Boudier and Coleman, 1981; Linckens et al., 2011; Nicolas et al., 2000a; Searle and Malpas, 1980), et caractérisée par des textures pétrographiques à grains fins (cf. Chapitre III). Cependant, la coupe schématique de Lippard et al. (1986) ne montre pas clairement la surabondance de dunite dans cette unité basale.

Des travaux postérieurs, en particulier ceux de Hanghøj et al. (2010) et de Kelemen et al. (1995a), ont repris de façon encore plus schématique cette coupe. La concentration des bandes dunitiques à proximité de la semelle métamorphique, remarquée par les premiers auteurs, n'a malheureusement pas été mise en évidence (Fig. V. 5) dans ces nouveaux travaux.

Braun and Kelemen (2002) ont adopté une approche statistique pour caractériser la distribution de dunites dans l'ophiolite. Ils ont réalisé leurs observations de terrain principalement dans le massif de Mascate, dans lequel se niche la capitale du Sultanat d'Oman, et plus accessoirement, dans le *Wadi Lufti*, un fleuve qui traverse l'épaisse MTZ du diapir de Mansah. Dans le massif de Mascate, la dunite est exceptionnellement abondante (18-46%), elle se présente surtout sous la forme de bandes subhorizontales et subparallèles à la foliation, qui semblent atteindre des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres. Braun and Kelemen (2002) y ont mesuré les largeurs des dunites affleurant sur des regroupements de photographies (Fig. V. 4b). Ils tirent de leurs observations une relation mathématique entre la largeur des bandes de dunite et leur abondance cumulative. En étendant cette loi mathématique à un domaine mantellique large de plusieurs centaines de kilomètres, ils suggèrent l'existence de grands conduits de dunite épais de plusieurs kilomètres sous les rides médio-océaniques, qui formeraient un réseau anastomosé pour transporter les liquides jusqu'aux rides. Ils soutiennent ainsi le modèle de transport des liquides de fusion vers la rides via des chenaux de dunite de Kelemen et al. (1995a). Cependant, l'abondance exceptionnelle de la dunite dans ce massif et dans le *Wadi Lufti*, qui échantillonne une MTZ, n'en fait pas des zones d'étude représentatives de l'ensemble de la section mantellique. De plus, le massif de Mascate se trouve à proximité du chevauchement basal. Ces éléments suggèrent fortement que cette étude détaille une partie de l'unité litée basale, distincte de la section mantellique principale.

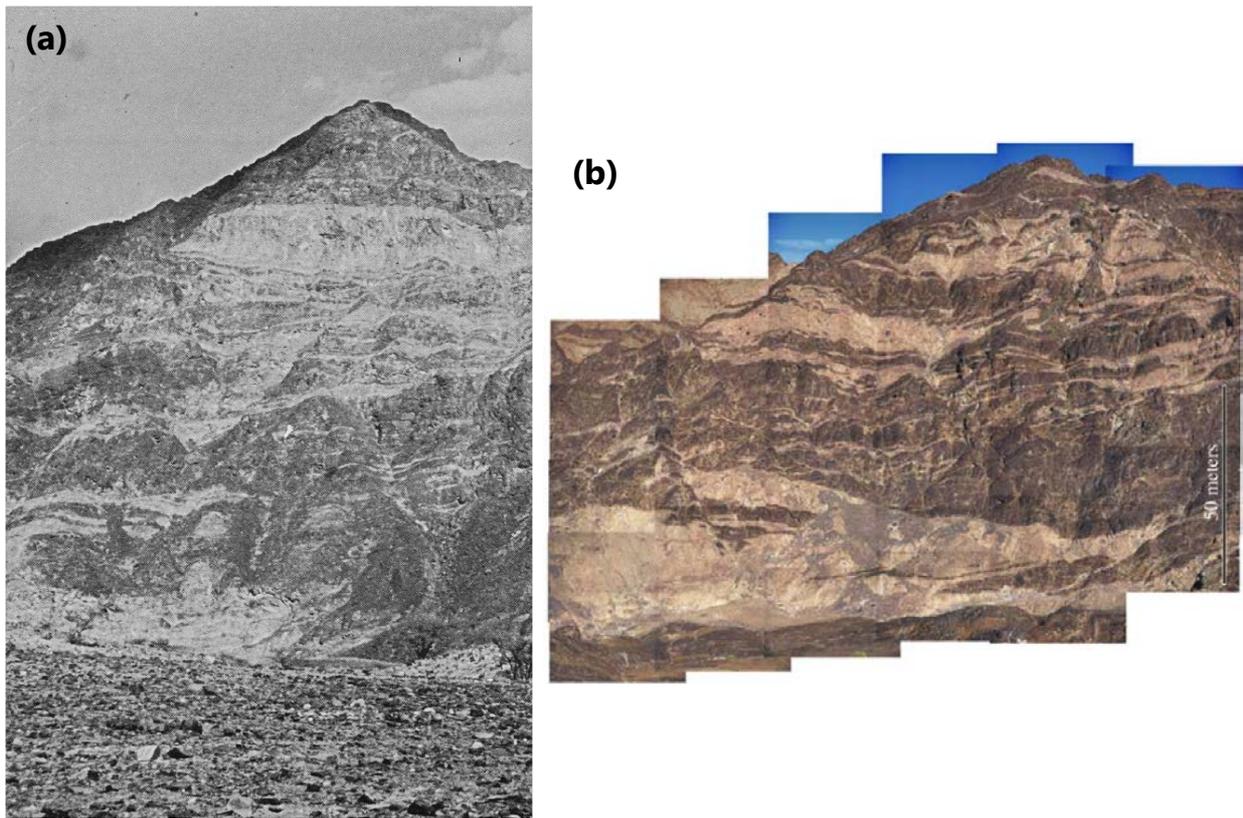


Fig. V. 4. Photographie de terrain de la section mantellique de l'ophiolite d'Oman. (a) Unité litée de la section basale (Lippard et al., 1986) (dunite en gris clair). (b) Regroupement de photographies d'une montagne du massif de Mascate, affleurant de grandes quantités de dunite (beige) au milieu de la harzburgite (brun foncé) (Braun and Kelemen, 2002). Ces deux figures se ressemblent fortement suggérant que la montagne de (b) correspond à une partie de l'unité litée basale.

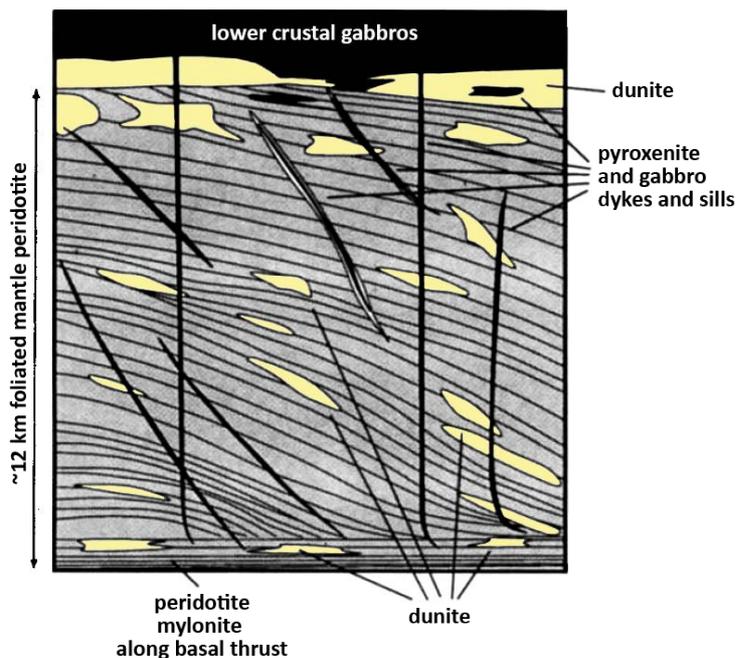


Fig. V. 5. Coupe schématique de la section mantellique du massif de Wadi Tayin de l'ophiolite d'Oman de Kelemen et al. (1995a). La distribution de la dunite est représentée en jaune. Compilation à partir des données de Boudier and Coleman (1981), Lippard et al. (1986) et Nicolas (1989) et d'observations de terrain de Kelemen et al. (1995a). Modifiée à partir de Kelemen et al. (1995a).

1.1. Description de trois types de dunite

Selon la coupe stratigraphique de Boudier and Coleman (1981), trois types de dunite de taille et de localisation différentes sont répertoriés dans la section mantellique de l'ophiolite et certaines ont fait l'objet d'études plus approfondies:

(1) la zone de transition du Moho (Fig. V. 1,6)

La MTZ est une zone de réaction et d'accumulation de liquides (>30 % de liquide) au sommet de la section mantellique (Boudier and Nicolas, 1995; Godard et al., 2000; Koga et al., 2001; Rospabé et al., 2018). Elle est épaisse de plusieurs centaines de mètres à l'axe de la dorsale au niveau de diapirs mantelliques et de quelques mètres au-delà de la zone d'influence des diapirs (environ 10 km). Elle est composée de dunite pure ($\geq 95\%_{\text{O}_2}$; quelques restes de pyroxène peuvent subsister) et de dunite imprégnée de plagioclase et/ou de clinopyroxène (et parfois d'amphibole) (Rospabé et al., 2018). Ces dunites se forment lors de l'interaction de la péridotite encaissante avec des liquides qui dissolvent son orthopyroxène et cristallisent de l'olivine, et parfois du plagioclase. Anciennement, la dunite de la MTZ était vue comme le cumulat d'une chambre magmatique (Elthon, 1979); ce modèle est partiellement repris par Abily and Ceuleneer (2013) pour la fraction supérieure de la MTZ (50 sur 330 m d'une coupe dans la région du diapir de Maqsad). La MTZ peut aussi contenir des lentilles centimétriques à métriques de gabbro, de pyroxénite ou de chromite. La limite dunite-harzburgite est horizontale, parfois sécante sur les structures d'écoulement solide vertical (Jousselin et al., 1998).

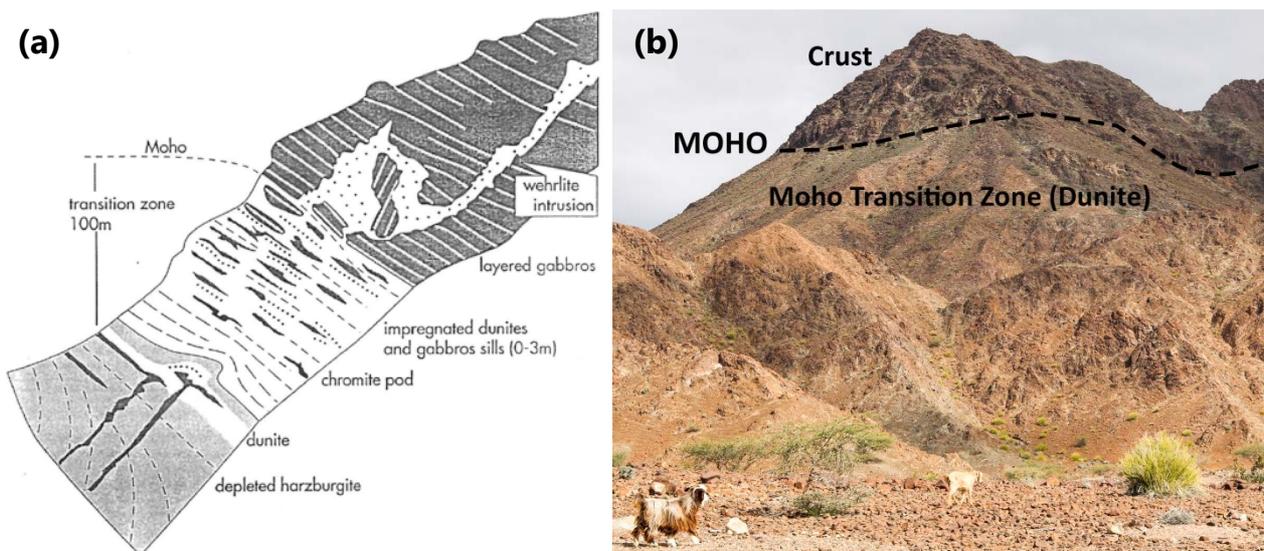


Fig. V. 6. Zone de transition du Moho. (a) Schéma de la MTZ du Wadi Mahkah dans le massif de Wadi Tayin, d'une épaisseur intermédiaire (~100 m) et constituée de dunite imprégnée (en blanc), de sills gabbroïques (gris foncé) et de pods chromitiques (noir) (Boudier and Nicolas, 1995). (b) Photographie de terrain d'une MTZ épaisse dans le diapir de Maqsad.

(2) les veines et bandes de dunite de la section mantellique principale (MMS, Main Mantle section) (Fig. V. 1,3,7)

Des auréoles de réaction dunitiques autour de veines, dans lesquelles ont circulé des liquides (Boudier and Nicolas (1977), Nicolas et al. (2000b) et références incluses), sont observées de manière dispersée tout le long de la section mantellique. Les liquides ont réagi avec la harzburgite encaissante au niveau des bordures de la veine et ont dissous son orthopyroxène, formant de la dunite sur leur passage. Le caractère résiduel de la dunite (désignée comme "restite") est mis en évidence par la préservation de la trace de la foliation de la harzburgite, marquée par l'orientation préférentielle des spinelles, au travers de l'interface harzburgite/dunite et qui se poursuit dans la dunite (Fig. V. 7). Ces veines de dunite, souvent centimétriques à décimétriques, peuvent atteindre (rarement) une largeur maximale de 10 m et former un réseau recoupant la harzburgite (Fig. V. 3) (Bartholomew, 1983). Quelques bandes concordantes de dunite centimétriques sont aussi observées et pourraient correspondre à ces veines transposées.

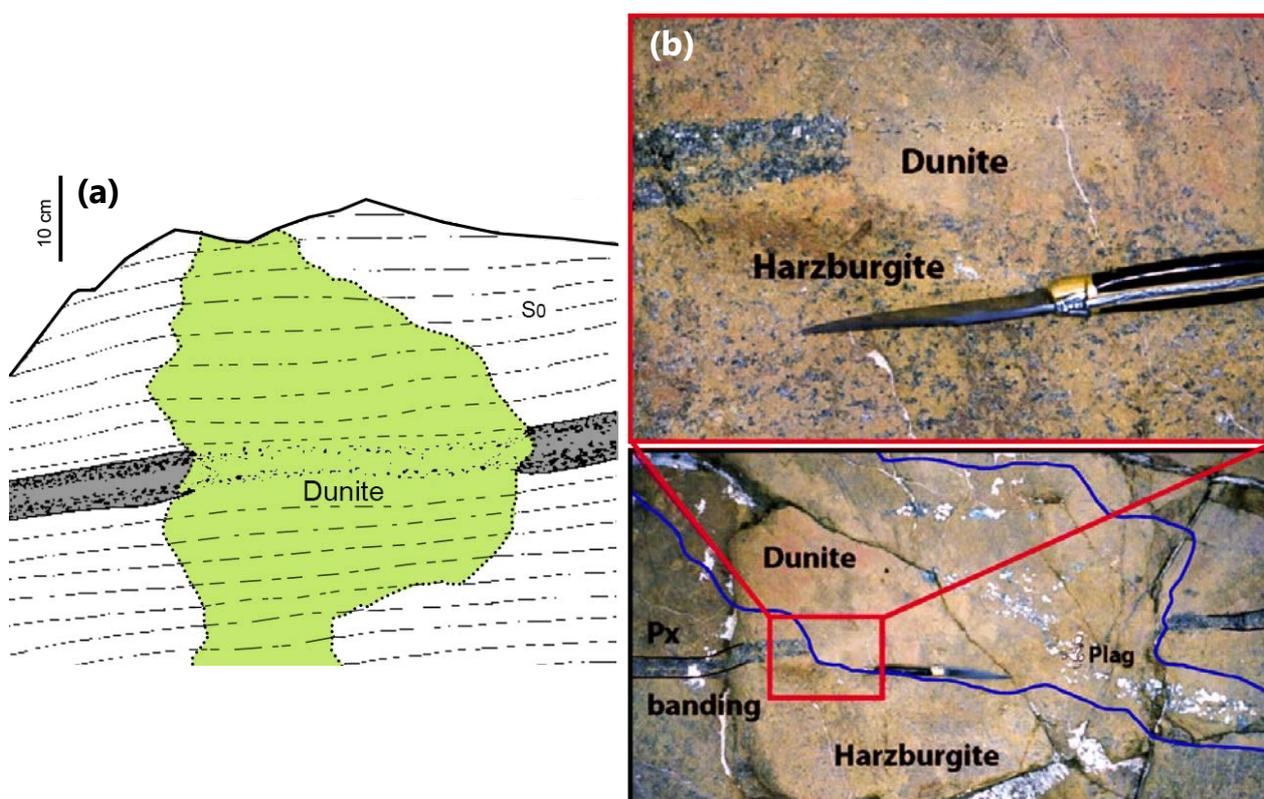


Fig. V. 7. Exemples d'auréoles réactionnelles de dunite dans le massif alpin de Lanzo (Boudier and Nicolas, 1977) (dunite en vert) (a) et dans l'ophiolite d'Oman (photographie de D. Jousset) (b). Dans (b), la figure du haut est un agrandissement de la zone rouge de la figure du bas. La dunite (délimitée par les courbes bleues) s'est formée autour d'une veine dont il ne reste que quelques plagioclases. Le couteau indique le plan de foliation de l'harzburgite, défini par l'orientation préférentielle des spinelles (grains noirs) Dans les deux cas, la harzburgite foliée contient un ruban de pyroxène (en gris dans a) qui est dissous à l'interface harzburgite/dunite. La foliation est toutefois continue à travers cette interface, démontrant que la dunite est un résidu de la harzburgite encaissante et non un produit de cristallisation de la veine (e.g. cumulat).

(3) les bandes de la base de l'ophiolite (Fig. V. 1,4a,8)

A la base de l'ophiolite, des dunités sont présentes sous forme de bandes ou de lentilles horizontales centimétriques à métriques voire décamétriques et forment l'unité basale litée. Ces dunités sont peu étudiées, voire elles ne sont pas distinguées: Braun and Kelemen (2002) les présentent comme représentatives de la section mantellique. Leur distribution et leur origine sont inconnues ou mal contraintes. L'association de ces dunités à la zone déformée de BT (péridotites à grains fins) n'est pas claire.



Fig. V. 8. Photographie de terrain illustrant l'unité litée de la section basale du massif de Sumail, sur la route de Fanjah à Nakh.

1.2. Un quatrième type de dunite: la dunite de Batin

Une dunite particulière, très peu étudiée, affleure dans la région de Batin, située dans la partie nord-est du massif de Wadi Tayin (Fig. V. 9). La dunite de Batin est une très grande dunite tabulaire, d'une épaisseur maximale de 250 m (dans sa zone la plus épaisse), et bien visible sur *Google Earth*. Elle est surmontée d'harzburgite et son origine est encore inconnue. La surface exposée est très altérée dans cette région et complique son étude. L'*Oman Drilling Projet d'ICDP*, auquel nous avons participé, a échantillonné cette dunite (cf. Chapitre XI).

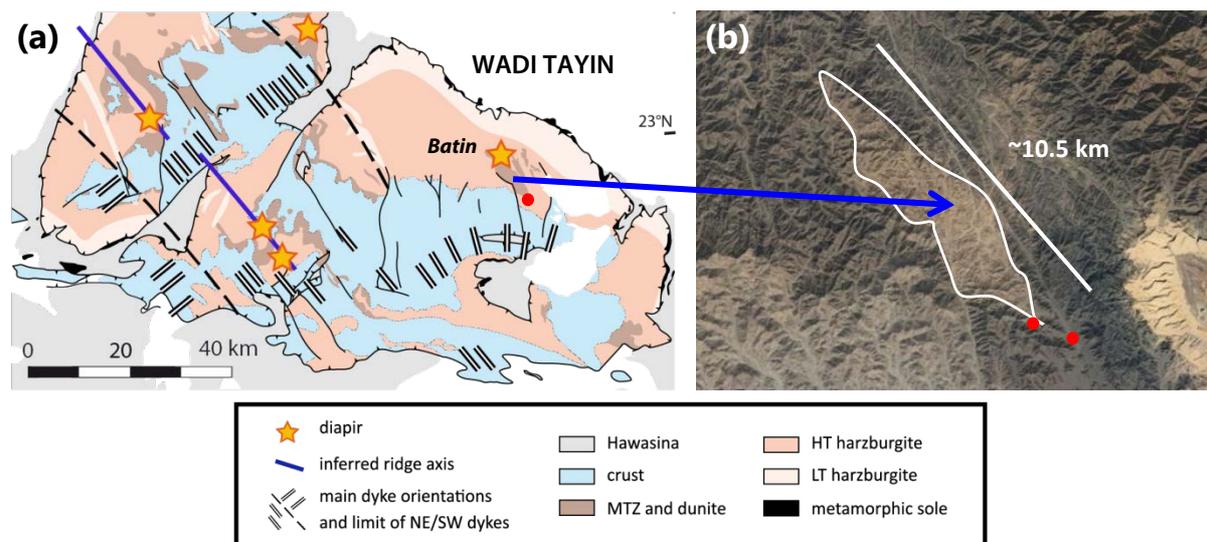


Fig. V. 9. Zoom sur la dunite de Batin. (a) Carte géologique du massif de Wadi Tayin dans l'ophiolite d'Oman localisant les différentes lithologies, les segments de ride fossilisés (ligne bleue), les diapirs mantelliques (étoiles jaunes) et les directions des filons (lignes noires et blanches). Modifiée à partir de Nicolas and Boudier (2001). (b) Image Google Earth mettant en évidence la grande dunite de Batin, plus claire. La localisation des puits de forage BA d'ICDP (point rouge) figure aussi.

2. Etudes géochimiques sur la partie sud-est de l'ophiolite d'Oman

2.1. Distribution des éléments en traces incompatibles en lien avec les contextes structuraux

Godard et al. (2000) ont défini trois domaines structuraux au sein de la section mantellique des massifs du sud-est de l'ophiolite. Ils mettent en évidence une corrélation entre la signature géochimique des péridotites et leur appartenance à l'un de ces trois domaines structuraux, qui partagent des compositions modales et en éléments majeurs relativement homogènes mais qui diffèrent quant à leurs données en traces:

(1) La section mantellique harzburgitique hors zone diapirique (Fig. V. 10a)

Principalement constituée d'harzburgites très réfractaires, la section mantellique est caractérisée par des profils de terres rares (REE) assez linéaires qui montrent un appauvrissement progressif des REE lourdes (HREE) aux REE légères (LREE). Cette signature en REE pourrait être expliquée par l'association de la fusion partielle (15% d'extraction) à un transport de liquides magmatiques.

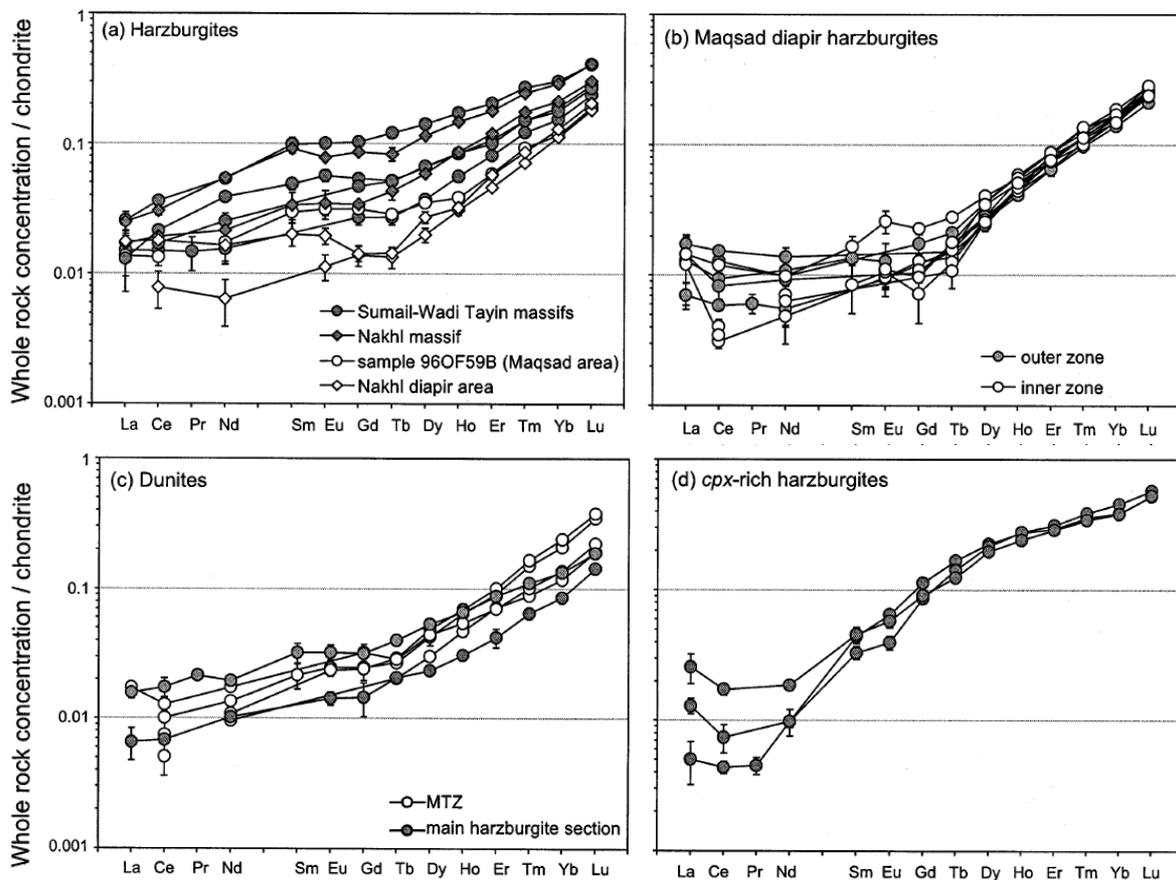


Fig. V. 10. Profils de REE normalisés aux chondrites (Sun and McDonough, 1989) des roches totales des péridotites d'Oman de Godard et al. (2000): harzburgites de la section mantellique non diapirique (a) et du diapir de Maqsad (b), dunites (c), harzburgites à clinopyroxène de la base de l'ophiolite (d). Issue de Godard et al. (2000).

(2) Les zones à diapir (diapir de Maqsad) (Fig. V. 10b-c,11)

- **Harzburgite**

Définis par des linéations plongeantes, les diapirs mantelliques renferment des harzburgites avec des profils en HREE linéaires très homogènes (Fig. V. 10b). En revanche, leurs profils en LREE sont concaves, ascendants en La et Ce, et assez variables par rapport à l'homogénéité des HREE. La partie interne des diapirs se distingue par un rapport Al_2O_3/CaO et un contenu en TiO_2 élevés. Ces caractéristiques chimiques sont interprétées comme le résultat de la focalisation de la remontée des liquides de fusion.

- **Dunite**

Les zones à diapirs sont surmontées d'une épaisse couche dunitique, la zone de transition du Moho (10-1000 m). Les quatre dunites de la MTZ du diapir de Maqsad ont des profils en REE décroissants des HREE aux LREE, et similaires à ceux des deux dunites de la section mantellique principale (Fig. V. 10c). Les dunites de la MTZ sont interprétées, par Godard et al. (2000), comme étant des harzburgites très transformées par des réactions liquide/roche à forts taux liquide/roche, qui conduiraient à la précipitation d'olivine (formation des dunites pures), suivie par une consommation du liquide (formation des dunites imprégnées).

Rospabé et al. (2018) ont analysé des dunites de la MTZ de cette région, comprenant 79 dunites pures et imprégnées. Leur étude a montré une diversité compositionnelle et géochimique au sein de ces dunites (Fig. V. 11). Leurs dunites pures ont des compositions similaires en HREE à celles des dunites de Godard et al. (2000) mais tendent à être plus enrichies en LREE (Fig. V. 11a). Rospabé et al. (2018) expliquent que les compositions en éléments en traces des dunites de la MTZ du diapir de Maqsad ont enregistré différents stades de processus réactionnels avec des liquides de type MORB, des liquides plus évolués enrichis en silice et des fluides hydrothermaux.

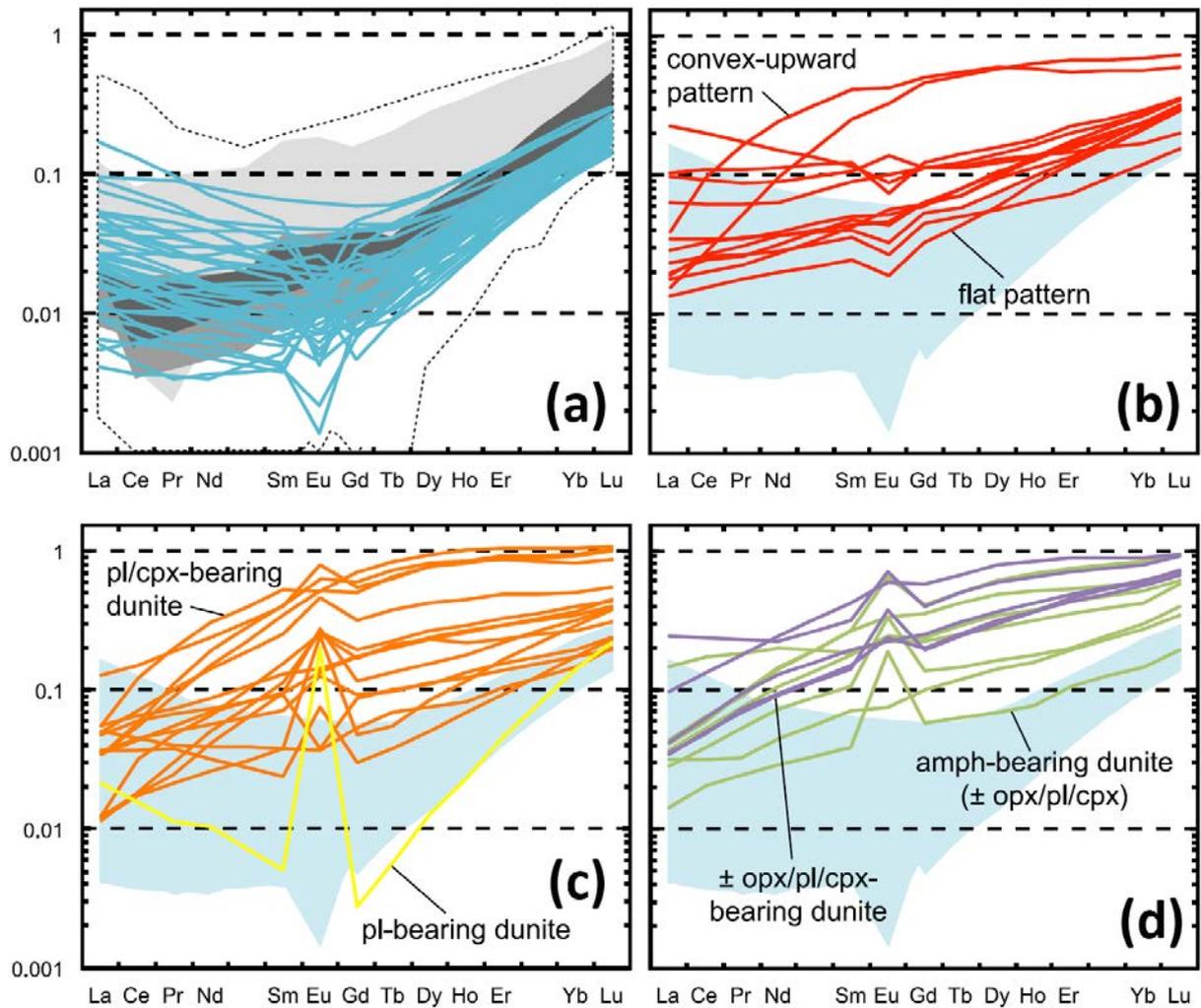


Fig. V. 11. Profils de REE normalisés aux chondrites (Sun and McDonough, 1989) des roches totales des dunites de la MTZ du diapir de Maq̄sad de Rospabé et al. (2018), comprenant des dunites pures (a), des dunites à cpx (b), à pl/cpx (c), et à opx/pl/cpx (mauve) et/ou à amp (\pm opx, pl et cpx) (vert) (d). Dans (a), les données publiées des péridotites d'Oman figurent également en comparaison (sources des données incluses dans l'article): harzburgites (zone blanche délimitée par des pointillés noirs), harzburgites du massif de Sumail (zone gris clair), harzburgites (zone gris moyen) et dunites (zone gris foncé) du diapir de Maq̄sad. Dans (b-d), les champ des dunites pures de Rospabé et al. (2018) figurent également (zone bleue). Pl, plagioclase; cpx, clinopyroxène; opx, orthopyroxène; amp, amphibole. Issue de Rospabé et al. (2018).

(3) La région basale de la section mantellique (Fig. V. 10d)

Bien que des harzburgites très appauvries en orthopyroxène (non analysées par Godard et al. (2000)) y soient observées, la région basale de l'ophiolite est particulière quant à ses abondances parfois élevées en clinopyroxène (>5%). Elle peut contenir des harzburgites à clinopyroxène et des lherzolites, qui décrivent des profils en REE en forme de cuillère (Fig. V. 10d). Plusieurs processus ont été avancés pour expliquer leur présence, qui n'est pas spécifique à l'ophiolite d'Oman (e.g. ophiolite de Terre-Neuve; Batanova et al. (1998)). Le premier est une fusion partielle à un plus faible taux à la base, liée à une diminution progressive de la fusion partielle en profondeur sous la ride, produisant des péridotites plus fertiles que des harzburgites appauvries dans cette région (Khedr et al., 2014, 2013; Lippard et al., 1986; Yoshikawa et al., 2015). Ce processus ne pourrait pas expliquer la surabondance de dunité dans la section basale ainsi que la présence de nombreuses harzburgites appauvries. D'autres processus de formation ont été suggérés par Godard et al. (2000) et Takazawa et al. (2003), et consistent d'abord en une érosion thermo-magmatique de la base de la lithosphère par une remontée asthénosphérique, et puis, en une refertilisation des harzburgites par une réaction avec des liquides de type MORB, précipitant ainsi des clinopyroxènes et réduisant la masse du liquide. Ensuite, cette refertilisation aurait été suivie par la percolation de liquides résiduels dans l'unité mantellique basale qui l'enrichissent en éléments très incompatibles. Par une étude géochimique des phases métasomatiques (éléments majeurs et en traces) et des isotopes du bore, Prigent et al. (2018a,b) proposent que la région basale a été affectée par la circulation de fluides silicatés hydratés, libérés par la plaque inférieure en subduction.

2.2. Etudes préexistantes des HSE sur l'ophiolite d'Oman

2.2.1. Section crustale

Une seule étude des HSE a été réalisée sur la section crustale de l'ophiolite. Peucker-Ehrenbrink et al. (2012) ont analysé des gabbros de la croûte inférieure des massifs de Sumail et de Wadi Tayin, et obtiennent des spectres en HSE appauvris en Os ([Os] = 55 ppt) et Ir et enrichis en Pt et Pd (Fig. V. 12). Les abondances de ces gabbros sont plus faibles en Re ([Re] = 427 ppt) et plus élevées en PGE que celles des MORB (Peucker-Ehrenbrink et al., 2003). Ces abondances sont cohérentes avec les comportements incompatible du Re et compatible des PGE lors des processus magmatiques. Les compositions isotopiques des gabbros ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{96\text{Ma}} \sim 0.142$) sont aussi plus radiogéniques que celles des MORB ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} \sim 0.129 \pm 0.005$; données de sulfures riches en Os compilées dans Gannoun et al. (2016)).

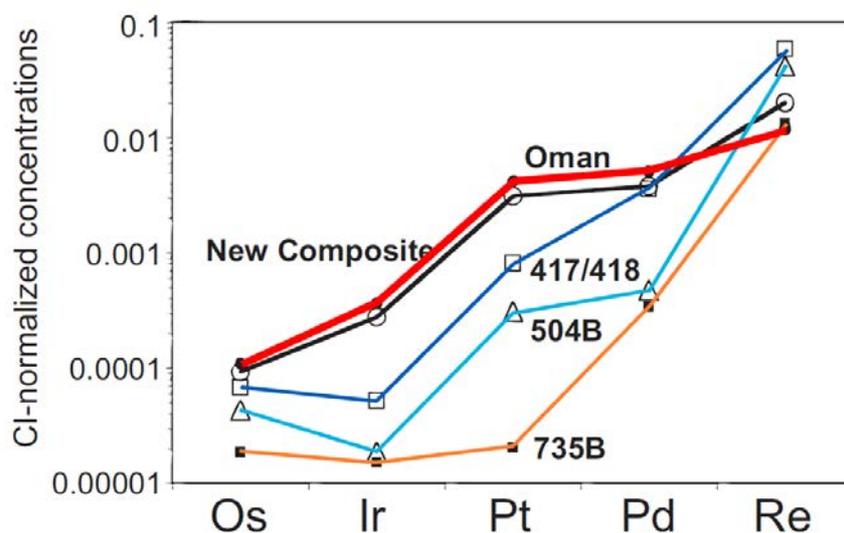


Fig. V. 12. Profils de HSE normalisés aux chondrites (Anders and Grevesse, 1989) des gabbros de la croûte inférieure de l'ophiolite d'Oman (rouge) de Peucker-Ehrenbrink et al. (2012). Les abondances en HSE de la croûte supérieure des océans Atlantique occidentale (sites 417/418 de forage de Deep Sea Drilling Project (DSDP)) (bleu foncé) et Pacifique équatorial oriental (sites 504B de DSDP) (bleu clair) (Peucker-Ehrenbrink et al., 2003), et de la croûte inférieure de la dorsale sud-ouest indienne (site 735B de l'Ocean Drilling Program (ODP)) (orange) (Blusztajn et al., 2000) sont aussi représentées. Peucker-Ehrenbrink et al. (2012) ont également estimé les concentrations en HSE d'une croûte océanique composite (noir), constituée d'un mélange d'environ 28% de croûte supérieure (représentée par les sites 504B de DSDP) et de 72% de croûte inférieure (compositions mesurées dans l'ophiolite d'Oman) (cf. modèle dans l'article). Modifiée à partir de Peucker-Ehrenbrink et al. (2012).

2.2.2. Section mantellique

La section mantellique a été plus étudiée avec des investigations au niveau des harzburgites (Ahmed and Arai, 2002; Hanghøj et al., 2010; Lorand et al., 2009), des dunités (Ahmed and Arai, 2002; Hanghøj et al., 2010; Xiong et al., 2020a,b) et des chromitites (Ahmed et al., 2006; Ahmed and Arai, 2002). Lorand et al. (2009) ont étudié les compositions en PGE de harzburgites issues essentiellement du diapir de Maqсад (échantillons de Godard et al. (2000)) et de trois harzburgites du manteau du massif de Wadi Tayin. Hanghøj et al. (2010) ont analysé les abondances en HSE et les compositions isotopiques en Os de péridotites échantillonnées le long d'une coupe de la section mantellique dans la partie occidentale du massif de Wadi Tayin. Cette coupe s'étend sur 11 km, du Moho à la zone de déformation de BT, située vers la base de la section de l'ophiolite. Des données supplémentaires sur les compositions isotopiques en Os de cinq dunités, trois de la MTZ du diapir de Maqсад et deux de la section mantellique principale de Wadi Tayin (échantillons de Godard et al. (2000)), ont été récemment publiées par Xiong et al. (2020a,b). Ahmed and Arai (2002) se sont focalisés sur des chromitites originaires des massifs de la partie nord de l'ophiolite; ils reportent quelques données sur les roches mantelliques encaissantes. Ahmed et al. (2006) présentent des compositions isotopiques en Os de chromitites issues de la même région.

2.2.2.1. Harzburgites

Les harzburgites décrivent des spectres en HSE plats et relativement constants à l'exception des PPGE et du Re (Fig. V. 13) (Ahmed and Arai, 2002; Hanghøj et al., 2010; Lorand et al., 2009). Elles ont des abondances en HSE proches de celles du manteau primitif (Becker et al., 2006), et légèrement plus élevées en IPGE (Os, Ir et Ru) que les péridotites abyssales. Parfois, un léger appauvrissement en Pt et un enrichissement en Pd sont observés. La harzburgite d'Ahmed and Arai (2002) enrichie en IPGE et en Pd provient de la MTZ.

Les harzburgites du diapir de Maqсад de Lorand et al. (2009) montrent des spectres en PGE très homogènes similaires à celui du manteau primitif (Fig. V. 13). Lorand et al. (2009) expliquent ces résultats par la percolation de liquides basaltiques au travers de la harzburgite encaissante et par la précipitation de sulfures de Cu et de Ni enrichis en Pd. En effet, ils ont observé et analysé les abondances en PGE de sulfures présents dans ces harzburgites, et ils ont identifié trois catégories de sulfures:

- (1) des grains de sulfures (pentlandite + chalcopryrite + bornite) inclus dans des pyroxènes et des spinelles chromifères,
- (2) des sulfures inter-granulaires (inter-croissances de pentlandite et de chalcopryrite), et
- (3) des phases riches en cuivre (cuivre natif, vallérite, digénite, chalcocite) dans des produits de serpentinisation de basse température.

Ces trois types de sulfures présentent des abondances en PGE différentes. Les grains de pentlandite pauvres en chalcopyrite renferment de fortes teneurs en IPGE mais de très faibles en Pd, typiques des sulfures de Type 1 les plus réfractaires (cf. [Chapitre IV](#)) (e.g. Alard et al. (2000)). Par contre, les sulfures inter-granulaires de pentlandite-chalcopyrite sont enrichis en Pd. Quant aux phases riches en Cu, elles sont très appauvries en IPGE et enrichies en Pd.

Comme vu précédemment dans le [Chapitre IV](#), les IPGE du manteau supérieur se concentreraient préférentiellement dans les monosulfures de Fe-Ni (Type 1) (e.g. Alard et al. (2000)). Lors de la fusion partielle, ces monosulfures seraient consommés progressivement, mais leur contenu en PGE resterait dans la phase sulfurée à cause de leur caractère extrêmement chalcophile (Mungall and Brenan, 2014). Les teneurs en PGE de ces sulfures augmenteraient jusqu'à la formation d'exsolutions micro-minérales de PGE thermiquement plus stables (e.g. Fonseca et al. (2012); Luguët et al. (2007); O'Driscoll and González-Jiménez, (2016)), telles que des alliages Ru-Os-Ir (laurite RuS_2 , erlichmanite OsS_2). De telles exsolutions pourraient également se former lorsqu'un liquide sursaturé en soufre percole la péridotite (e.g. Talkington and Lipin (1986)). De la laurite a été trouvée dans l'une des harzburgites de Maqсад (Lorand et al., 2009) et témoigne de hauts taux de fusion partielle (>20%) dans ce diapir. À l'inverse des sulfures primaires résiduels riches en IPGE, les sulfures intergranulaires de pentlandite-chalcopyrite enrichis en Pd sont secondaires et auraient été précipités à partir de liquides basaltiques saturés en soufre, très appauvris en IPGE et riches en Pd. Ces liquides auraient progressivement contaminé le contenu en PGE du manteau supérieur diapirique en augmentant sa concentration en Pd. De cette manière, les harzburgites appauvries du diapir de Maqсад présentent une signature en PGE « primitive ». La circulation importante de liquides dans un diapir permettrait une meilleure homogénéisation de son contenu en PGE.

Les données isotopiques en osmium disponibles pour les harzburgites viennent du massif de Wadi Tayin (Hanghøj et al., 2010). Ces roches ont des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initiaux (à 90 Ma, âge de mise en place de l'ophiolite) (0.1159-0.1362) dans la gamme des compositions isotopiques des péridotites abyssales ([Fig. V. 14a](#)).

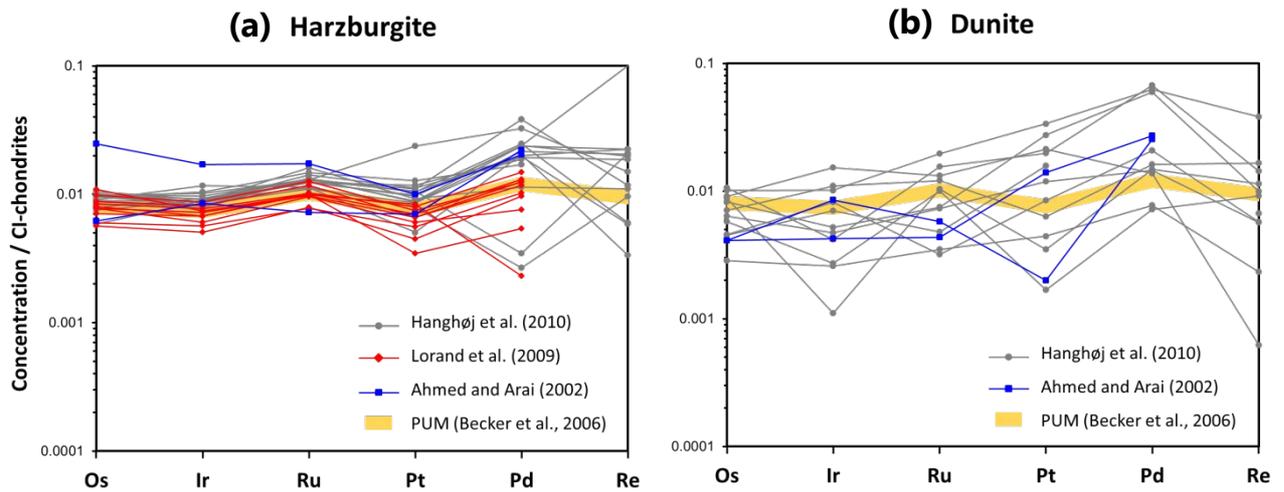


Fig. V. 13. Profils de HSE normalisés aux chondrites CI (Harvey and Day, 2016) des harzburgites (a) (Ahmed and Arai, 2002; Hanghøj et al., 2010; Lorand et al., 2009) et des dunites (b) (Ahmed and Arai, 2002; Hanghøj et al., 2010) de l'ophiolite d'Oman. Les abondances en HSE du manteau primitif supérieur (PUM) (Becker et al., 2006) sont aussi représentées. Les abondances en Re des péridotites n'ont pas été mesurées par Ahmed and Arai (2002) et Lorand et al. (2009), et leurs concentrations en rhodium (Rh) ne sont pas reprises par manque de données pour les échantillons de Hanghøj et al. (2010). Les données de Hanghøj et al. (2010) correspondent aux moyennes des abondances des différents duplicatas réalisés.

2.2.2.2. Dunites

En comparaison des harzburgites, les dunites présentent de plus grandes variations qui s'étendent d'abondances modérément appauvries en Re, Pd et Pt à des enrichissements variables en ces éléments (Fig. V. 13b). Hanghøj et al. (2010) expliquent les concentrations en HSE des dunites par l'interaction de la harzburgite avec des liquides de décompression saturés en soufre. Ces liquides dissoudraient l'orthopyroxène et quelques sulfures résiduels, puis de HSE, dans la harzburgite encaissante, et formeraient de la dunite avec un contenu en sulfures résiduels, et donc en HSE, plus faible. Selon ces auteurs, les enrichissements en Re, Pt et Pd des harzburgites et des dunites pourraient résulter d'une précipitation de sulfures secondaires à faible profondeur à partir de ces magmas saturés en soufre. Une grande partie des HSE pourrait être également contenue au sein de phases non sulfurées comme des métaux ou des alliages (e.g. laurite).

Les dunites d'Oman ont des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initiaux qui suivent une large gamme de valeurs, s'étendant de faibles valeurs non radiogéniques (0.1245) à des valeurs très radiogéniques (0.1477) (Fig. V. 14b-c) (Hanghøj et al., 2010; Xiong et al., 2020a,b). Dans leur étude récente, Xiong et al. (2020a) ont analysé les rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ des quatre dunites de la MTZ du diapir de Maqсад et des deux dunites de la section mantellique principale du massif de Wadi Tayin de Godard et al. (2000). Néanmoins, dans leur article, ils n'ont pas fait de distinction entre elles et les ont toutes catégorisées comme dunites de la MTZ. Un

corrigé (Xiong et al., 2020b) a alors été rédigé et différencie les deux types de dunites. Cependant, ils n'en tiennent malheureusement pas compte dans leur discussion, bien qu'un résultat important ressort de leur set d'échantillons limité: les rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initiaux des dunites de la MTZ (0.1387-0.1451) sont plus élevés que ceux des deux dunites de la section mantellique principale (0.1302-0.1307). Ces dernières ont des compositions similaires à celles des dunites de Hanghøj et al. (2010) (0.1229-0.1378, en écartant une dunite de composition exotique, très riche en HSE et très radiogénique), issues du même contexte structural. Nous verrons dans le [Chapitre IX](#) si nos analyses confirment ou infirment cette distinction au niveau des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de ces deux types de dunites.

Selon Hanghøj et al. (2010), les valeurs radiogéniques de certaines de leurs dunites pourraient s'expliquer par une interaction avec un magma riche en Os radiogénique, comme proposé par Büchl et al. (2002) pour les dunites de l'ophiolite de Troodos. Xiong et al. (2020a,b) proposent que l'Os radiogénique des dunites de la MTZ tirerait son origine dans de multiples réservoirs évolués, caractérisés par un rapport Re/Os élevé, existant dans le manteau asthénosphérique ou lithosphérique (Alard et al., 2005; Sanfilippo et al., 2016). Selon Xiong et al. (2020a,b), des liquides de type MORB auraient percolé dans la harzburgite encaissante et auraient formé des chenaux de dunite sur leur passage dans lesquels de la chromitite et des sulfures riches en Os auraient été précipités. Ensuite, une fois que ces chenaux auraient atteint la MTZ, les abondants sulfures radiogéniques de ces chenaux seraient dissous par de nouveaux liquides de même nature dans la MTZ, augmentant ainsi la signature isotopique radiogénique de cette dernière.

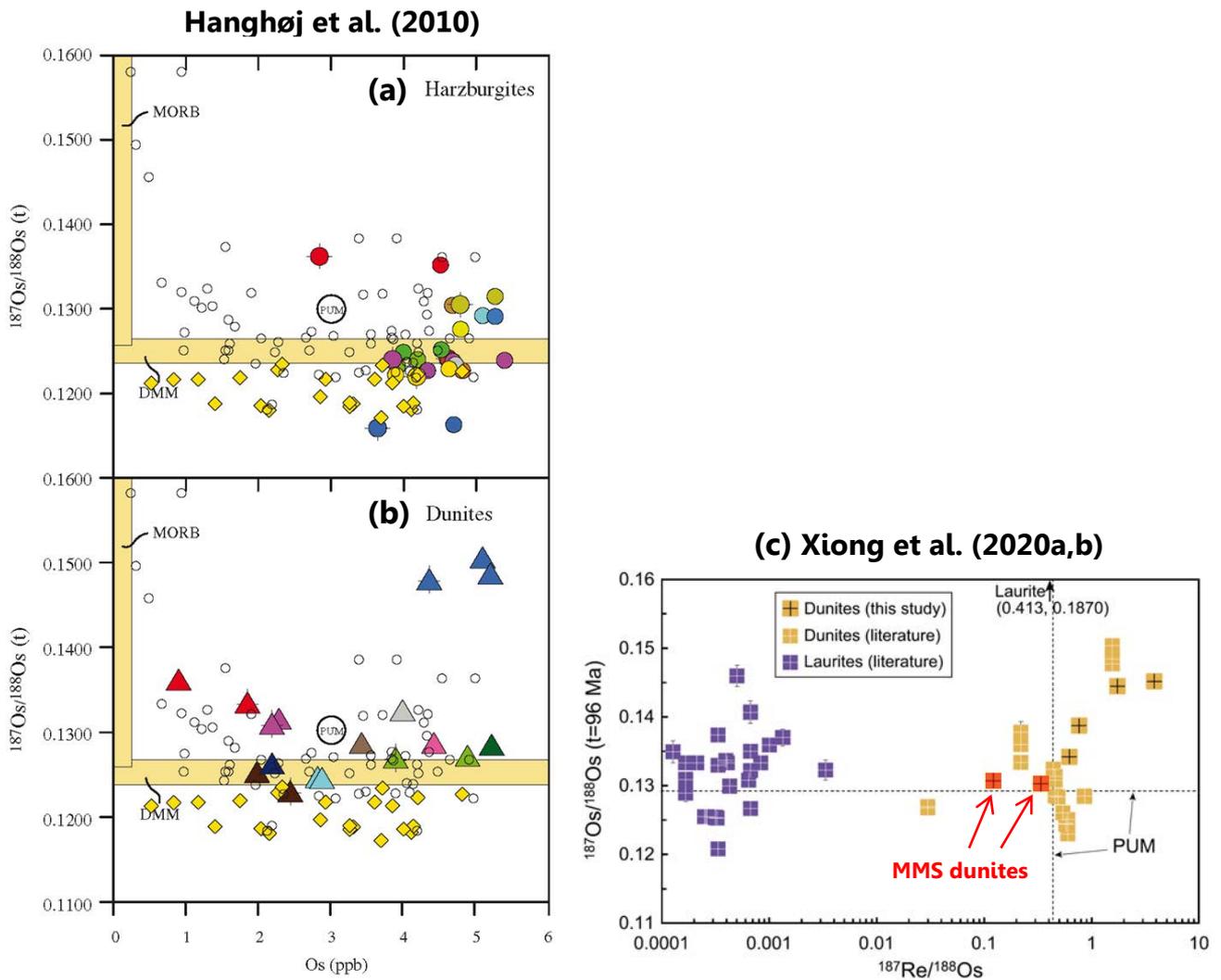


Fig. V. 14. Diagrammes du rapport isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initial (à 90 ou 96 Ma) en fonction de la teneur en Os **(a-b)** pour les harzburgites **(a)** et les dunites **(b)** du massif de Wadi Tayin de l'ophiolite d'Oman de Hanghøj et al. (2010), et du rapport $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ **(c)** des laurites et des dunites des massif de Sumail et de Wadi Tayin de Xiong et al. (2020a,b).

Dans **(a-b)**, les échantillons de même couleur indiquent l'analyse de duplicatas. Les zones jaunes représentent les gammes des compositions isotopiques en Os des MORB (Gannoun et al., 2004) et du manteau supérieur appauvri (DMM) (Snow and Reisberg, 1995). Les données des péridotites abyssales de Brandon et al. (2000), Roy-Barman and Allègre (1994), Snow and Reisberg (1995) et Standish et al. (2002) (cercles vides) et de Harvey et al. (2006) (losanges jaunes) et du manteau primitif (PUM) (Meisel et al., 1996; Walker et al., 2002b) sont aussi indiquées. Les variations entre les duplicatas peuvent provenir d'une dissolution incomplète pendant leur analyse ou d'un effet de pépite traduisant une distribution hétérogène des PGE dans les phases hôtes. Issue de Hanghøj et al. (2010).

Dans **(c)**, les deux dunites de la section mantellique principale sont indiquées en rouge. Une laurite caractérisée par des rapports $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.413$ et $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{96\text{Ma}} = 0.1870$ est marquée par une flèche. La composition du PUM à 96 Ma (Meisel et al., 1996) est indiquée par des droites en pointillés. Les données des laurites d'Ahmed et al. (2006) et d'O'Driscoll and González-Jiménez (2016) et des dunites de Hanghøj et al. (2010) figurent également en comparaison. Les barres d'erreurs sont toutes à $\pm 1\sigma$. Modifiée à partir de Xiong et al. (2020a).

2.2.2.3. Chromitites

Ahmed and Arai (2002) ont étudié des chromitites provenant de quatre endroits différents dans les massifs Fizh et Hilti du nord de l'ophiolite d'Oman. Trois de ces régions correspondent au sommet de la section mantellique (dans la MTZ ou 1-2 km sous le Moho), et la dernière, à des niveaux plus profonds (>5 km). Ces chromitites présentent des abondances en HSE variables. Une chromitite massive et discordante dans la section mantellique profonde, caractérisée par un $Cr\#_{\text{spinel}} > 0.7$, est extrêmement riche en PGE et en renferme jusqu'à 1.5 ppm au total. Son spectre en PGE est très enrichi en IPGE et très appauvri en PPGE (Fig. V. 15b). Elle se distingue des autres chromitites rencontrées dans la MTZ (massives, disséminées, nodulaires) et dans la section mantellique (pods concordants), qui sont pauvres en PGE et contiennent des spinelles avec de plus faibles $Cr\# (\leq 0.6)$. Les spectres en PGE des chromitites de la MTZ (Fig. V. 15a) sont similaires à ceux rencontrés dans d'autres ophiolites (e.g. ophiolite de Terre-Neuve; Edwards (1990); Page and Talkington (1984)) avec des pentes négative entre le Ru et le Pt et positive entre le Pt et le Pd. Dans les chromitites d'Oman, les PGE sont surtout contenus dans des inclusions de PGM.

Les compositions isotopiques en Os de ces chromitites s'étendent de valeurs non radiogéniques à des valeurs radiogéniques (Ahmed et al., 2006). Les chromitites mantelliques montrent des compositions plus constantes ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{95\text{Ma}} = 0.1309-0.1374$ pour les chromitites pauvres en PGE et $0.1230-0.1377$ pour les chromitites riches en PGE) que celles des chromitites de la MTZ ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{95\text{Ma}} = 0.1208-0.1460$). Au sein d'un même pod de chromitites, les compositions isotopiques en Os peuvent être assez hétérogènes.

Face à cette diversité et hétérogénéité de compositions au sein des chromitites d'Oman, Ahmed et al. (2006) et Ahmed and Arai (2002) proposent qu'elles se seraient formées à la suite de deux stades d'activité magmatique. Le premier consisterait en la fusion partielle de la péridotite et en la production de liquides, probablement sous une ride médio-océanique à croissance rapide. Les liquides produits précipiteraient des chromitites à faible $Cr\#$ et pauvres en PGE dans la MTZ et dans la section mantellique principale. Lors du second événement, une fusion partielle à plus fort degré se mettrait en place dans un environnement de supra-subduction et formerait, à partir d'un magma réfractaire, la chromitite discordante, à haut $Cr\#$ et riche en PGE, dans le manteau supérieur. De l'Os radiogénique, provenant du slab et de l'assimilation de matériaux crustaux altérés, s'incorporerait de manière hétérogène dans les chromitites de la MTZ et du manteau plus profond.

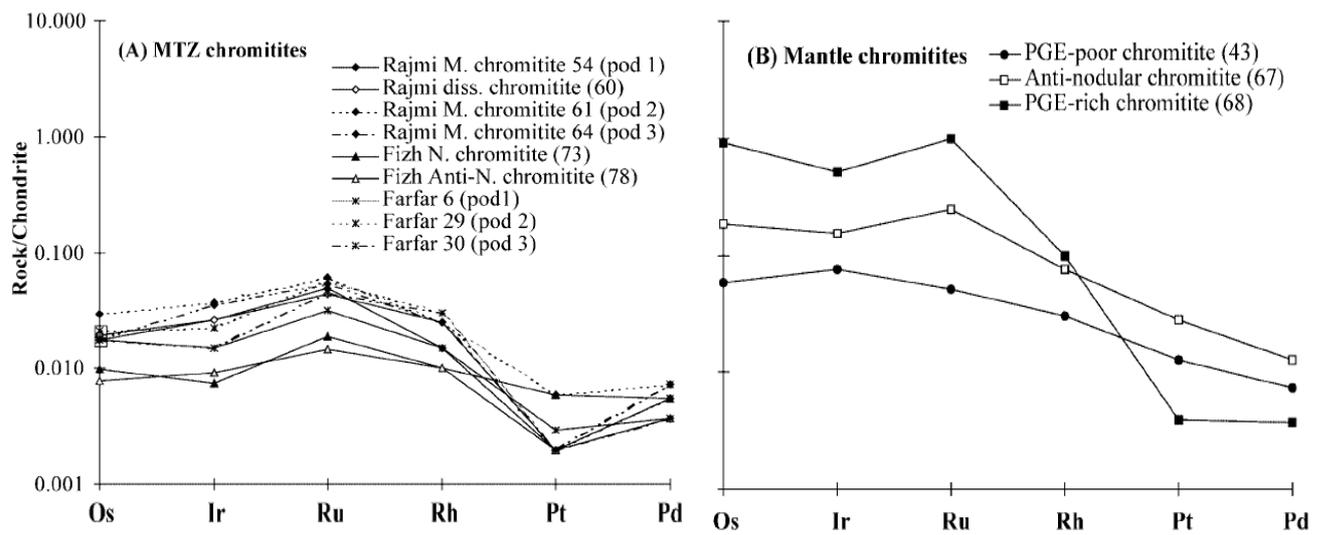


Fig. V. 15. Profils de HSE normalisés aux chondrites CI (Naldrett and Duke, 1980) des chromitites de la MTZ (Farfar, Rajmi and Fizh) (a) et de la section mantellique principale (Hilti) (b) des massifs du nord de l'ophiolite d'Oman d'Ahmed and Arai (2002). MTZ Moho transition zone. N, nodular. M, massive. Diss, disseminated. Issue d'Ahmed and Arai (2002).

Références

- Abily, B., Ceuleneer, G., 2013. The dunitic mantle-crust transition zone in the Oman ophiolite: Residue of melt-rock interaction, cumulates from high-MgO melts, or both? *Geology* 41, 67–70. <https://doi.org/10.1130/G33351.1>
- Agard, P., Yamato, P., Soret, M., Prigent, C., Guillot, S., Plunder, A., Dubacq, B., Chauvet, A., Monié, P., 2016. Plate interface rheological switches during subduction infancy: Control on slab penetration and metamorphic sole formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 451, 208–220. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.054>
- Agranier, A., Lee, C.T.A., Li, Z.X.A., Leeman, W.P., 2007. Fluid-mobile element budgets in serpentinized oceanic lithospheric mantle: Insights from B, As, Li, Pb, PGEs and Os isotopes in the Feather River Ophiolite, California. *Chem. Geol.* 245, 230–241. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.08.008>
- Aharonov, E., Whitehead, J.A., Kelemen, P.B., Spiegelman, M., 1995. Channeling instability of upwelling melt in the mantle. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 20433–20450. <https://doi.org/10.1029/95JB01307>
- Ahern, J.L., Turcotte, D.L., 1979. Magma migration beneath an ocean ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 115–122. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90113-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90113-4)
- Ahmed, A.H., Arai, S., 2002. Unexpectedly high-PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implications. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 143, 263–278. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0347-8>
- Ahmed, A.H., Hanghøj, K., Kelemen, P.B., Hart, S.R., Arai, S., 2006. Osmium isotope systematics of the Proterozoic and Phanerozoic ophiolitic chromitites: In situ ion probe analysis of primary Os-rich PGM. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 777–791. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.021>
- Alabaster, T., Pearce, J.A., Malpas, J., 1982. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 81, 168–183. <https://doi.org/10.1007/BF00371294>
- Alard, O., Griffin, W.L., Lorand, J.P., Jackson, S.E., O'Reilly, S.Y., 2000. Non-chondritic distribution of the highly siderophile elements in mantle sulphides. *Nature* 407, 891–894. <https://doi.org/10.1038/35038049>
- Alard, O., Griffin, W.L., Pearson, N.J., Lorand, J.P., O'Reilly, S.Y., 2002. New insights into the Re-Os systematics of sub-continental lithospheric mantle from in situ analysis of sulphides. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 651–663. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00799-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00799-9)
- Alard, O., Lorand, J.P., Reisberg, L., Bodinier, J.L., Dautria, J.M., O'Reilly, S.Y., 2011. Volatile-rich metasomatism in montferrier xenoliths (Southern France): Implications for the abundances of chalcophile and highly siderophile elements in the subcontinental mantle. *J. Petrol.* 52, 2009–2045. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr038>
- Alard, O., Luguët, A., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Lorand, J.P., Gannoun, A., Burton, K.W., O'Reilly, S.Y., 2005. In situ Os isotopes in abyssal peridotites bridge the isotopic gap between MORBs and their source mantle. *Nature* 436, 1005–1008. <https://doi.org/10.1038/nature03902>
- Aldanmaz, E., Meisel, T., Celik, O.F., Henjes-Kunst, F., 2012. Osmium isotope systematics and highly siderophile element fractionation in spinel-peridotites from the Tethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for multi-stage evolution of oceanic upper mantle. *Chem. Geol.* 294–295, 152–164. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.11.027>
- Allègre, C.J., Turcotte, D.L., 1986. Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature* 323, 123–127. <https://doi.org/10.1038/323123a0>

- Anders, E., Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 197–214. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90286-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90286-X)
- Anonymous, 1972. Penrose Field Conference on ophiolites. *Geotimes* 17, 24–25.
- Arai, S., 1994. Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 59, 279–293. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90083-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90083-3)
- Arculus, R.J., Delano, J.W., 1981. Siderophile element abundances in the upper mantle: evidence for a sulfide signature and equilibrium with the core. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 1331–1343. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90226-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90226-X)
- Asimow, P.D., Hirschmann, M.M., Stolper, E.M., 2001. Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts, IV. Adiabatic decompression and the composition and mean properties of mid-ocean ridge basalts, *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.5.963>
- Asimow, P.D., Stolper, E.M., 1999. Steady-state mantle-melt interactions in one dimension: I. Equilibrium transport and melt focusing. *J. Petrol.* 40, 475–494. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.3.475>
- Azbel, I.Y., Tolstikhin, I.N., Kramers, D., Pechernikova, V., Vityazev, A. V., 1993. Core growth and siderophile element depletion of the mantle during homogeneous Earth accretion. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 2889–2898. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90396-E](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90396-E)
- Ballhaus, C., 1998. Origin of podiform chromite deposits by magma mingling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 156, 185–193. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00005-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00005-3)
- Barnes, S., Naldrett, A.J., Gorton, M.P., 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chem. Geol.* 53, 303–323. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90076-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90076-2)
- Barnes, S.J., Roeder, P.L., 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.* 42, 2279–2302. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2279>
- Bartholomew, I.D., 1983. The primary structures and fabrics of the upper mantle and lower crust from ophiolite complexes. The Open University, Milton Keynes.
- Batanova, V.G., Sobolev, A. V., 2000. Compositional heterogeneity in subduction-related mantle peridotites, Troodos massif, Cyprus. *Geology* 28, 55–58. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<55:CHISMP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<55:CHISMP>2.0.CO;2)
- Batanova, V.G., Suhr, G., Sobolev, A. V., 1998. Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: Ion probe study of clinopyroxenes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 853–866. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00384-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00384-0)
- Becker, H., Carlson, R.W., Shirey, S.B., 2004. Slab-derived osmium and isotopic disequilibrium in garnet pyroxenites from a Paleozoic convergent plate margin (lower Austria). *Chem. Geol.* 208, 141–156. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.009>
- Becker, H., Dale, C.W., 2016. Re–Pt–Os isotopic and highly siderophile element behavior in oceanic and continental mantle tectonites. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 369–440. <https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.7>
- Becker, H., Horan, M.F., Walker, R.J., Gao, S., Lorand, J.P., Rudnick, R.L., 2006. Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 4528–4550. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.004>

- Becker, H., Shirey, S.B., Carlson, R.W., 2001. Effects of melt percolation on the Re-Os systematics of periodites from a Paleozoic convergent plate margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 107–121. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00308-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00308-9)
- Beeman, M.L., Kohlstedt, D.L., 1993. Deformation of fine-grained aggregates of olivine plus melt at high temperatures and pressures. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 98, 6443–6452. <https://doi.org/10.1029/92JB02697>
- Benton, L.D., Ryan, J.G., Savov, I.P., 2004. Lithium abundance and isotope systematics of forearc serpentinites, Conical Seamount, Mariana forearc: Insights into the mechanics of slab-mantle exchange during subduction. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5. <https://doi.org/10.1029/2004GC000708>
- Blusztajn, J., Hart, S.R., Ravizza, G., Dick, H.J.B., 2000. Platinum-group elements and Os isotopic characteristics of the lower oceanic crust. *Chem. Geol.* 168, 113–122. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00186-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00186-8)
- Boudier, F., Ceuleneer, G., Nicolas, A., 1988. Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite: Initiation of thrusting on an oceanic ridge. *Tectonophysics* 151, 275–296.
- Boudier, F., Coleman, R.G., 1981. Cross section through the peridotite in the Semail Ophiolite, southeastern Oman Mountains. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 2573–2592. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02573>
- Boudier, F., Nicolas, A., 2007. Comment on “dating the geologic history of Oman’s Semail ophiolite: insights from U-Pb geochronology” by C. J. Warren, R. R Parrish, D. J. Waters and M. P. Searle. *Contrib. Miner. Petr.* 154, 111–113. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0189-5>
- Boudier, F., Nicolas, A., 1995. Nature of the Moho Transition zone in the Oman ophiolite. *J. Petrol.* 36, 777–796. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.777>
- Boudier, F., Nicolas, A., 1985. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 76, 84–92. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90150-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90150-5)
- Boudier, F., Nicolas, A., 1977. Structural control on the partial melting of the Lanzo peridotite, in: AGU Chapman Conf. Proc. Bull. 96. Geol. Min. Industries, Oregon Dep.
- Boudier, F., Nicolas, A., Ildefonse, B., Joussetin, D., 1997. EPR microplates, a model for the Oman Ophiolite. *Terra Nov.* 9, 79–82. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1997.tb00007.x>
- Bourgeois, J., Martin, H., Lagabriele, Y., Le Moigne, J., Frutos Jara, J., 1996. Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area). *Geology* 24, 723. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0723:SERTSR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0723:SERTSR>2.3.CO;2)
- Brandon, A.D., Creaser, R.A., Shirey, S.B., Carlson, R.W., 1996. Osmium recycling in subduction zones. *Science* 272, 861–864. <https://doi.org/10.1126/science.272.5263.861>
- Brandon, A.D., Snow, J.E., Walker, R.J., Morgan, J.W., Mock, T.D., 2000. 190Pt–186Os and 187Re–187Os systematics of abyssal peridotites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 177, 319–335. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00044-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00044-3)
- Braun, M., Georgiev, Y.M., Schönherr, T., Wilsenach, H., Zuber, K., 2017. A new precision measurement of the α -decay half-life of 190Pt. *Phys. Lett. B* 768, 317–320. <https://doi.org/10.1016/j.physletb.2017.02.052>
- Braun, M.G., Kelemen, P.B., 2002. Dunite distribution in the Oman Ophiolite: Implications for melt flux through porous dunite conduits. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 3, 1–21. <https://doi.org/10.1029/2001GC000289>
- Brenan, J.M., 2008. Re-Os fractionation by sulfide melt-silicate melt partitioning: A new spin. *Chem. Geol.* 248, 140–165. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.09.003>

- Brenan, J.M., Bennett, N.R., Zajacz, Z., 2016. Experimental results on fractionation of the highly siderophile elements (HSE) at variable pressures and temperatures during planetary and magmatic differentiation. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 1–87. <https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.1>
- Brenan, J.M., McDonough, W.F., Ash, R., 2005. An experimental study of the solubility and partitioning of iridium, osmium and gold between olivine and silicate melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 855–872. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.051>
- Brenan, J.M., McDonough, W.F., Dalpé, C., 2003. Experimental constraints on the partitioning of rhenium and some platinum-group elements between olivine and silicate melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 212, 135–150. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00234-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00234-6)
- Bucher, M., 1991. Mineral Equilibria in Metagabbros: Evidence for Polymetamorphic Evolution of the Asimah Window, Northern Oman Mountains, United Arab Emirates, in: Peters, T., Nicolas, A., Coleman, R.G. (Eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 543–571. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3358-6_27
- Büchl, A., Brüggmann, G., Batanova, V.G., 2004a. Formation of podiform chromitite deposits: Implications from PGE abundances and Os isotopic compositions of chromites from the Troodos complex, Cyprus. *Chem. Geol.* 208, 217–232. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.013>
- Büchl, A., Brüggmann, G.E., Batanova, V.G., Hofmann, A.W., 2004b. Os mobilization during melt percolation: The evolution of Os isotope heterogeneities in the mantle sequence of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 3397–3408. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.02.005>
- Büchl, A., Brüggmann, G.E., Batanova, V.G., Münker, C., Hofmann, A.W., 2002. Melt percolation monitored by Os isotopes and HSE abundances: A case study from the mantle section of the Troodos Ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 204, 385–402. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00977-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00977-9)
- Burton, K.W., Schiano, P., Birck, J.L., Allègre, C.J., 1999. Osmium isotope disequilibrium between mantle minerals in a spinel-lherzolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 172, 311–322. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00207-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00207-1)
- Carlson, R.W., 2005. Application of the Pt-Re-Os isotopic systems to mantle geochemistry and geochronology. *Lithos* 82, 249–272. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.08.003>
- Casey, J.F., Dewey, J.F., 1984. Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple-junction evolution, and forearc spreading centres -implications for ophiolitic geology and obduction. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 13, 269–290. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.013.01.22>
- Ceuleneer, G., Nicolas, A., Boudier, F., 1988. Mantle flow patterns at an oceanic spreading centre: The Oman peridotites record. *Tectonophysics* 151, 1–26.
- Chesley, J.T., Rudnick, R.L., Lee, C.T., 1999. Re-Os systematics of mantle xenoliths from the East African Rift: Age, structure, and history of the Tanzanian craton. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 1203–1217. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00004-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00004-6)
- Chou, C.L., 1978. Fractionation of Siderophile Elements in the Earth's Upper Mantle. *Lunar Planet. Sci. Conf. Proc.* 1, 219–230.
- Coish, R.A., Gardner, P., 2004. Suprasubduction-zone peridotite in the northern USA Appalachians: evidence from mineral composition. *Mineral. Mag.* 68, 699–708. <https://doi.org/10.1180/0026461046840214>
- Coleman, R.G., 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geophys. Res.* 76, 1212–1222. <https://doi.org/10.1029/JB076i005p01212>
- Coleman, R.G., Hopson, C.A., 1981. Introduction to the Oman ophiolite Special issue. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 2495–2496. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02495>

- Cooper, R.F., Kohlstedt, D.L., 1986. Rheology and structure of olivine-basalt partial melts. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 91, 9315–9323. <https://doi.org/10.1029/JB091iB09p09315>
- Cowan, R.J., Searle, M.P., Waters, D.J., 2014. Structure of the metamorphic sole to the Oman Ophiolite, Sumeini Window and Wadi Tayin: implications for ophiolite obduction processes. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 392, 155–175. <https://doi.org/10.1144/SP392.8>
- Craig, J.R., Kullerud, G., 1969. Phase relations in the Cu-Fe-Ni-S system and their applications to magmatic ore deposits. *Econ. Geol.* 4, 343–358.
- Daines, M.J., Kohlstedt, D.L., 1994. The transition from porous to channelized flow due to melt/rock reaction during melt migration. *Geophys. Res. Lett.* 21, 145–148. <https://doi.org/10.1029/93GL03052>
- Daines, M.J., Pec, M., 2015. Migration of Melt, in: Sigurdsson, H.B.T.-T.E. of V. (Second E. (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, Amsterdam, pp. 49–64. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00002-X>
- Dale, C.W., Pearson, D.G., Starkey, N.A., Stuart, F.M., Ellam, R.M., Larsen, L.M., Fitton, J.G., Macpherson, C.G., 2009. Osmium isotopes in Baffin Island and West Greenland picrites: Implications for the $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ composition of the convecting mantle and the nature of high $^3\text{He}/^4\text{He}$ mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 278, 267–277. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.014>
- Day, J.M.D., Brandon, A.D., Walker, R.J., 2016. Highly Siderophile Elements in Earth, Mars, the Moon, and Asteroids, in: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. pp. 161–238.
- Delpech, G., Lorand, J.P., Grégoire, M., Cottin, J.Y., O'Reilly, S.Y., 2012. In-situ geochemistry of sulfides in highly metasomatized mantle xenoliths from Kerguelen, southern Indian Ocean. *Lithos* 154, 296–314. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.018>
- Dick, H.J.B., 1977. Evidence of partial melting in the Josephine peridotite. *Bull Oregon Dept Geol Miner. Ind* 96, 59–62.
- Dilek, Y., Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123, 387–411. <https://doi.org/10.1130/B30446.1>
- Dunning, G.R., Pedersen, R.B., 1988. U/Pb ages of ophiolites and arc-related plutons of the Norwegian Caledonides: implications for the development of Iapetus. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 98, 13–23. <https://doi.org/10.1007/BF00371904>
- Edwards, S.J., 1990. Harzburgites and refractory melts in the Lewis Hills massif, Bay of Island ophiolite complex: the base-metals and precious-metals story. *Can. Mineral.* 28, 537–552.
- Elthon, D., 1979. High magnesia liquids as the parental magma for ocean floor basalts. *Nature* 278, 514–518. <https://doi.org/10.1038/278514a0>
- Fischer-Gödde, M., Becker, H., Wombacher, F., 2011. Rhodium, gold and other highly siderophile elements in orogenic peridotites and peridotite xenoliths. *Chem. Geol.* 280, 365–383. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.11.024>
- Fischer-Gödde, M., Becker, H., Wombacher, F., 2010. Rhodium, gold and other highly siderophile element abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 356–379. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.09.024>
- Flinn, D., 2001. The basic rocks of the Shetland Ophiolite Complex and their bearing on its genesis. *Scottish J. Geol.* 37, 79–96. <https://doi.org/10.1144/sjg37020079>
- Fonseca, R.O.C., Laurenz, V., Mallmann, G., Luguët, A., Hoehne, N., Jochum, K.P., 2012. New constraints on the genesis and long-term stability of Os-rich alloys in the Earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 87, 227–242. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.04.002>

- Fonseca, R.O.C., Mallmann, G., O'Neill, H.S.C., Campbell, I.H., Laurenz, V., 2011. Solubility of Os and Ir in sulfide melt: Implications for Re/Os fractionation during mantle melting. *Earth Planet. Sci. Lett.* 311, 339–350. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.035>
- Forsyth, D.W., Scheirer, D.S., Webb, S.C., Dorman, L.M., Orcutt, J.A., Harding, A.J., Blackman, D.K., Morgan, J.P., Detrick, R.S., Shen, Y., Wolfe, C.J., Canales, J.P., Toomey, D.R., Sheehan, A.F., Solomon, S.C., Wilcock, W.S.D., 1998. Imaging the Deep Seismic Structure Beneath a Mid-Ocean Ridge: The MELT Experiment. *Science* 280, 1215–1218.
- Furnes, H., Pedersen, R.B., Stillman, C.J., 1988. The Leka Ophiolite Complex, central Norwegian Caledonides: field characteristics and geotectonic significance. *J. Geol. Soc. London.* 145, 401–412. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.145.3.0401>
- Gannoun, A., Burton, K.W., Day, J.M.D., Harvey, J., Schiano, P., Parkinson, I., 2016. Highly siderophile element and Os isotope systematics of volcanic rocks at divergent and convergent plate boundaries and in intraplate settings. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 651–724. <https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.11>
- Gannoun, A., Burton, K.W., Parkinson, I.J., Alard, O., Schiano, P., Thomas, L.E., 2007. The scale and origin of the osmium isotope variations in mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 259, 541–556. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.014>
- Gannoun, A., Burton, K.W., Thomas, L.E., Parkinson, I.J., van Calsteren, P., Schiano, P., 2004. Osmium Isotope Heterogeneity in the Constituent Phases of Mid-Ocean Ridge Basalts. *Science* 303, 70–72. <https://doi.org/10.1126/science.1090266>
- Ghent, E.D., Stout, M.Z., 1981. Metamorphism at the base of the Semail Ophiolite, southeastern Oman Mountains. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 2557–2571. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02557>
- Ghiorso, M.S., Hirschmann, M.M., Reiners, P.W., Kress, V.C., 2002. The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 3, 1–35. <https://doi.org/10.1029/2001gc000217>
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 119, 197–212. <https://doi.org/10.1007/BF00307281>
- Ghods, A., Arkani-Hamed, J., 2000. Melt migration beneath mid-ocean ridges. *Geophys. J. Int.* 140, 687–697. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2000.00032.x>
- Gnos, E., 1998. Peak Metamorphic Conditions of Garnet Amphibolites Beneath the Semail Ophiolite: Implications for an Inverted Pressure Gradient. *Int. Geol. Rev.* 40, 281–304. <https://doi.org/10.1080/00206819809465210>
- Godard, M., Jousset, D., Bodinier, J.L., 2000. Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: A study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 180, 133–148. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00149-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00149-7)
- Goldstein, J.I., Scott, E.R.D., Chabot, N.L., 2009. Iron meteorites: Crystallization, thermal history, parent bodies, and origin. *Geochemistry* 69, 293–325. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2009.01.002>
- González-Jiménez, J., Gervilla, F., Proenza, J.A., Kerestedjian, T., Augé, T., Bailly, L., 2009. Zoning of laurite (RuS₂) erlichmanite (OsS₂): implications for the origin of PGM in ophiolite chromitites. *Eur. J. Mineral.* 21, 419–432. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1921>
- Guilmette, C., Smit, M.A., van Hinsbergen, D.J.J., Gürer, D., Corfu, F., Charette, B., Maffione, M., Rabeau, O., Savard, D., 2018. Forced subduction initiation recorded in the sole and crust of the Semail ophiolite of Oman. *Nat. Geosci.* 11, 688–695. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0209-2>

- Guivel, C., Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Maury, R.C., Fourcade, S., Martin, H., Arnaud, N., 1999. New geochemical constraints for the origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites from the Chile Triple Junction (Taitao Peninsula and Site 862, LEG ODP141 on the Taitao Ridge). *Tectonophysics* 311, 83–111. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00160-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00160-2)
- Guo, J., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 1999. Geochemistry and origin of sulphide minerals in Mantle Xenoliths: Qilin, Southeastern China. *J. Petrol.* 40, 1125–1149. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.7.1125>
- Hacker, B.R., 1994. Rapid emplacement of young oceanic lithosphere: argon geochronology of the Oman ophiolite. *Science* 265, 1563–1565. <https://doi.org/10.1126/science.265.5178.1563>
- Hacker, B.R., Mosenfelder, J.L., Gnos, E., 1996. Rapid emplacement of the Oman ophiolite: Thermal and geochronologic constraints. *Tectonics* 15, 1230–1247. <https://doi.org/10.1029/96TC01973>
- Hanghøj, K., Kelemen, P.B., Hassler, D., Godard, M., 2010. Composition and genesis of depleted mantle peridotites from the Wadi Tayin massif, Oman ophiolite; Major and trace element geochemistry, and Os isotope and PGE systematics. *J. Petrol.* 51, 201–227. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp077>
- Harvey, J., Day, J.M.D., 2016. Introduction to Highly Siderophile and Strongly Chalcophile Elements in High-Temperature Geochemistry and Cosmochemistry. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, iii–xiv.
- Harvey, J., Gannoun, A., Burton, K.W., Rogers, N.W., Alard, O., Parkinson, I.J., 2006. Ancient melt extraction from the oceanic upper mantle revealed by Re-Os isotopes in abyssal peridotites from the Mid-Atlantic ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 244, 606–621. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.031>
- Harvey, J., Warren, J.M., Shirey, S.B., 2016. Mantle Sulfides and their Role in Re-Os and Pb Isotope Geochronology, in: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. pp. 579–649.
- Hebert, L.B., Montési, L.G.J., 2010. Generation of permeability barriers during melt extraction at mid-ocean ridges. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 11, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GC003270>
- Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385, 219–229. <https://doi.org/10.1038/385219a0>
- Horan, M.F., Walker, R.J., Morgan, J.W., Grossman, J.N., Rubin, A.E., 2003. Highly siderophile elements in chondrites. *Chem. Geol.* 196, 5–20. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00405-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00405-9)
- Irvine, G.J., Pearson, G.D., Carlson, R.W., 2001. Lithospheric mantle evolution of the Kaapvaal Craton: A Re-Os isotope study of peridotite xenoliths from Lesotho kimberlites. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2505–2508. <https://doi.org/10.1029/2000GL012411>
- Ishikawa, T., Nagaishi, K., Umino, S., 2002. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc. *Geology* 30, 899–902.
- Ismail, S.A., Kettanah, Y.A., Chalabi, S.N., Ahmed, A.H., Arai, S., 2014. Petrogenesis and PGE distribution in the Al- and Cr-rich chromitites of the Qalander ophiolite, northeastern Iraq: Implications for the tectonic environment of the Iraqi Zagros Suture Zone. *Lithos* 202–203, 21–36. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.013>
- Jones, G., Robertson, A.H.F., 1991. Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, northwestern Greece. *J. Geol. Soc. London.* 148, 267–288. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.2.0267>
- Jones, J.H., Drake, M.J., 1986. Geochemical constraints on core formation in the Earth. *Nature* 322, 221–228. <https://doi.org/10.1038/322221a0>

- Jousselin, D., Nicolas, A., 2000. Oceanic ridge off-axis deep structure in the Mansah region (Sumail Massif, Oman ophiolite). *Mar. Geophys. Res.* 21, 243–257. <https://doi.org/10.1023/A:1026741208295>
- Jousselin, D., Nicolas, A., Boudier, F., 1998. Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo-spreading center in the Oman ophiolite. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 18153–18170. <https://doi.org/10.1029/98JB01493>
- Kaeding, M., Forsythe, R.D., Nelson, E.P., 1990. Geochemistry of the Taitao ophiolite and near-trench intrusions from the Chile margin triple junction. *J. South Am. Earth Sci.* 3, 161–177. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90001-H](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90001-H)
- Karpoff, A.M., Walter, A. V., Pflumio, C., 1988. Metalliferous sediments within lava sequences of the Sumail ophiolite (Oman): Mineralogical and geochemical characterization, origin and evolution. *Tectonophysics* 151, 223–245. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90247-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90247-8)
- Katz, R.F., 2008. Magma dynamics with the enthalpy method: Benchmark solutions and magmatic focusing at mid-ocean ridges. *J. Petrol.* 49, 2099–2121. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn058>
- Kelemen, P.B., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *J. Petrol.* 31, 51–98. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.1.51>
- Kelemen, P.B., Dick, H.J.B., Quick, J.E., 1992. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature* 358, 635–641. <https://doi.org/10.1038/358635a0>
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Salters, V.J.M., 1995a. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature* 375, 747–753. <https://doi.org/10.1038/375747a0>
- Kelemen, P.B., Whitehead, J.A., Aharonov, E., Jordahl, K.A., 1995b. Experiments on flow focusing in soluble porous media, with applications to melt extraction from the mantle. *J. Geophys. Res.* 100, 475–496.
- Khedr, M.Z., Arai, S., Python, M., 2013. Petrology and chemistry of basal lherzolites above the metamorphic sole from Wadi Sarami central Oman ophiolite. *J. Mineral. Petrol. Sci.* 108, 13–24. <https://doi.org/10.2465/jmps.121026>
- Khedr, M.Z., Arai, S., Python, M., Tamura, A., 2014. Chemical variations of abyssal peridotites in the central Oman ophiolite: Evidence of oceanic mantle heterogeneity. *Gondwana Res.* 25, 1242–1262. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.010>
- Kimura, K., Lewis, R.S., Anders, E., 1974. Distribution of gold and rhenium between nickel-iron and silicate melts: implications for the abundance of siderophile elements on the Earth and Moon. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 683–701. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90144-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90144-6)
- Klein, E.M., Karsten, J.L., 1995. Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge. *Nature* 374, 52–57. <https://doi.org/10.1038/374052a0>
- Klein, E.M., Langmuir, C.H., 1987. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 92, 8089–8115. <https://doi.org/10.1029/JB092iB08p08089>
- Koga, K.T., Kelemen, P.B., Shimizu, N., 2001. Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and the origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 2. <https://doi.org/10.1029/2000GC000132>
- Kohlstedt, D.L., 1992. Structure, Rheology and Permeability of Partially Molten Rocks at Low Melt Fractions, in: Morgan, J.P., Blackman, D.K., Sinton, J.M. (Eds.), *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*, Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 103–121. <https://doi.org/10.1029/GM071p0103>

- Kubo, K., 2002. Dunite formation processes in highly depleted peridotite: Case study of the Iwanaidake peridotite, Hokkaido, Japan. *J. Petrol.* 43, 423–448. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.3.423>
- Lambart, S., Laporte, D., Schiano, P., 2009. An experimental study of focused magma transport and basalt-peridotite interactions beneath mid-ocean ridges: Implications for the generation of primitive MORB compositions. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 157, 429–451. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0344-7>
- Le Mée, L., Girardeau, J., Monnier, C., 2004. Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge. *Nature* 432, 167–172. <https://doi.org/10.1038/nature03075>
- Levasseur, S., Birck, J.L., Allègre, C.J., 1998. Direct measurement of femtomoles of osmium and the $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ ratio in seawater. *Science* 282, 272–274. <https://doi.org/10.1126/science.282.5387.272>
- Liang, Y., 2003. Kinetics of crystal-melt reaction in partially molten silicates: 1. Grain scale processes. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 4, 1–27. <https://doi.org/10.1029/2002GC000375>
- Linckens, J., Herwegh, M., Müntener, O., 2011. Linking temperature estimates and microstructures in deformed polymineralic mantle rocks. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 12, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GC003536>
- Lippard, S.J., Shelton, A.W., Gass, I.G., 1986. The Ophiolite of Northern Oman, in: *The Geological Society Memoirs*. Backwell Scientific Publications, London, p. 178. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.1986.011.01.03>
- Liu, C.Z., Snow, J.E., Brüggmann, G., Hellebrand, E., Hofmann, A.W., 2009. Non-chondritic HSE budget in Earth's upper mantle evidenced by abyssal peridotites from Gakkel ridge (Arctic Ocean). *Earth Planet. Sci. Lett.* 283, 122–132. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.04.002>
- Lorand, J.P., Alard, O., 2001. Platinum-group element abundances in the upper mantle: New constraints from in situ and whole-rock analyses of massif central xenoliths (France). *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 2789–2806. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00627-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00627-5)
- Lorand, J.P., Alard, O., Godard, M., 2009. Platinum-group element signature of the primitive mantle rejuvenated by melt-rock reactions: evidence from Sumail peridotites (Oman Ophiolite). *Terra Nov.* 21, 35–40. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00850.x>
- Lorand, J.P., Delpech, G., Grégoire, M., Moine, B., O'Reilly, S.Y., Cottin, J.Y., 2004. Platinum-group elements and the multistage metasomatic history of Kerguelen lithospheric mantle (South Indian Ocean). *Chem. Geol.* 208, 195–215. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.012>
- Lorand, J.P., Luguët, A., 2016. Chalcophile and siderophile elements in mantle rocks: trace elements controlled by trace minerals. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 441–488. <https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.08>
- Lorand, J.P., Luguët, A., Alard, O., 2013. Platinum-group element systematics and petrogenetic processing of the continental upper mantle: A review. *Lithos* 164–167, 2–21. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.017>
- Luguët, A., Alard, O., Lorand, J.P., Pearson, N.J., Ryan, C., O'Reilly, S.Y., 2001. Laser-ablation microprobe (LAM)-ICPMS unravels the highly siderophile element geochemistry of the oceanic mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 189, 285–294. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00357-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00357-0)
- Luguët, A., Reisberg, L., 2016. Highly Siderophile Element and ^{187}Os Signatures in Non-cratonic Basalt-hosted Peridotite Xenoliths: Unravelling the Origin and Evolution of the Post-Archean Lithospheric Mantle. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 305–367. <https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.06>

- Luguet, A., Shirey, S.B., Lorand, J.P., Horan, M.F., Carlson, R.W., 2007. Residual platinum-group minerals from highly depleted harzburgites of the Lherz massif (France) and their role in HSE fractionation of the mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 3082–3097. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.04.011>
- Maaløe, S., 2005. The dunite bodies, websterite and orthopyroxenite dikes of the Leka ophiolite complex, Norway. *Mineral. Petrol.* 85, 163–204. <https://doi.org/10.1007/s00710-005-0085-5>
- MacLeod, C.J., Lissenberg, C.J., Bibby, L.E., 2013. “Moist MORB” axial magmatism in the Oman ophiolite: The evidence against a mid-ocean ridge origin. *Geology* 41, 459–462. <https://doi.org/10.1130/G33904.1>
- MacLeod, C.J., Rothery, D.A., 1992. Ridge axial segmentation in the Oman ophiolite: evidence from along-strike variations in the sheeted dyke complex. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 60, 39–63. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.060.01.03>
- Marchesi, C., González-Jiménez, J.M., Gervilla, F., Garrido, C.J., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Proenza, J.A., Pearson, N.J., 2011. In situ Re-Os isotopic analysis of platinum-group minerals from the Mayarí-Cristal ophiolitic massif (Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt, eastern Cuba): Implications for the origin of Os-isotope heterogeneities in podiform chromitites. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 161, 977–990. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0575-2>
- Matveev, S., Ballhaus, C., 2002. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 235–243. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00860-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00860-9)
- McCulloch, M.T., Gregory, R.T., Wasserburg, G.J., Taylor, H.P.J., 1981. Sm-Nd, Rb-Sr, and ¹⁸⁰/¹⁶⁰ isotopic systematics in an oceanic crustal section: Evidence from the Samail Ophiolite. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 2721–2735. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02721>
- McDonough, W.F., Sun, S. s., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253.
- Meibom, A., Sleep, N.H., Chamberlain, C.P., Coleman, R.G., Frei, R., Hren, M.T., Wooden, J.L., 2002. Re-Os isotopic evidence for long-lived heterogeneity and equilibration processes in the Earth's upper mantle. *Nature* 419, 705–708. <https://doi.org/10.1038/nature01067>
- Meisel, T., Melcher, F., Tomascak, P., Dingeldey, C., Koller, F., 1997. Re-Os isotopes in orogenic peridotite massifs in the Eastern Alps, Austria. *Chem. Geol.* 143, 217–229. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00117-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00117-4)
- Meisel, T., Walker, R.J., Irving, A.J., Lorand, J.P., 2001. Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: A global perspective. *Geochim Cosmochim Acta* 65, 1311–1323.
- Meisel, T., Walker, R.J., Morgan, J.W., 1996. The osmium isotopic composition of the Earth's primitive upper mantle. *Nature* 383, 517. <https://doi.org/10.1038/383517a0>
- Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhhammer, T.V., Stumpfl, E.F., 1997. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: A study of solid and fluid inclusions in chromite. *J. Petrol.* 38, 1419–1458. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.10.1419>
- Michard, A., Boudier, F., Goffé, B., 1991. Obduction Versus Subduction and Collision in the Oman Case and Other Tethyan Settings, in: Peters, T., Nicolas, A., Coleman, R.G. (Eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 447–467. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3358-6_22
- Mitchell, R.H., Keays, R.R., 1981. Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites: implications for the nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90096-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90096-X)
- Miyashiro, A., 1973. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 218–224. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90118-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90118-0)

- Monnier, C., Girardeau, J., Pubellier, M., Permana, H., 2000. L'ophiolite de la chaîne centrale d'Irian Jaya (Indonésie) : évidences pétrologiques et géochimiques pour une origine dans un bassin arrière-arc. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 331, 691–699. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01479-8](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01479-8)
- Morgan, J.W., 1986. Ultramafic xenoliths: Clues to Earth's late accretionary history. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 91, 12375–12387. <https://doi.org/10.1029/jb091ib12p12375>
- Morgan, Z., Liang, Y., 2003. An experimental and numerical study of the kinetics of harzburgite reactive dissolution with applications to dunite dike formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 214, 59–74. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00375-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00375-3)
- Mukasa, S.B., Ludden, J.N., 1987. Uranium-lead isotopic ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus, and their tectonic significance. *Geology* 15, 825–828. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<825:UJAOPT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<825:UJAOPT>2.0.CO;2)
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Roest, W.R., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 9, 1–19. <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
- Mungall, J.E., Brenan, J.M., 2014. Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* 125, 265–289. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.10.002>
- Naldrett, A.J., Duke, J.M., 1980. Platinum Metals Magmatic Sulfide Ores. *Science* 208, 1417–1424. <https://doi.org/10.1126/science.208.4451.1417>
- Nelson, E., Forsythe, R., Diemer, J., Allen, M., Urbina, O., 1993. Taitao ophiolite: a ridge collision ophiolite in the forearc of southern Chile (46°S). *Rev. Geológica Chile* 20, 137–165. <https://doi.org/10.5027/andgeoV20n2-a02>
- Nicolas, A., 1999. *Les montagnes sous la mer: Expansion des océans et tectonique des plaques*, 2nd ed.
- Nicolas, A., 1989. *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*, Kluwer Aca. ed. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-2374-4>
- Nicolas, A., 1986. A Melt Extraction Model Based on Structural Studies in Mantle Peridotites. *J. Petrol.* 27, 999–1022. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.4.999>
- Nicolas, A., Boudier, F., 2015. Inside the magma chamber of a dying ridge segment in the Oman ophiolite. *Terra Nov.* 27, 69–76. <https://doi.org/10.1111/ter.12130>
- Nicolas, A., Boudier, F., 2003. Where ophiolites come from and what they tell us, in: Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.), *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought*. Geological Society of America, Colorado, pp. 137–152. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2373-6.137>
- Nicolas, A., Boudier, F., 2001. Oman & UAE ophiolite. *Mar. Geophys. Res.* 21.
- Nicolas, A., Boudier, F., 1995. Mapping ridge segments in Oman ophiolite. *Jour. Geophys. Res.* 100, 6179–6197.
- Nicolas, A., Boudier, F., 1991. Rooting of the Sheeted Dike Complex in the Oman Ophiolite, in: Peters, T., Nicolas, A., Coleman, R.G. (Eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 39–54. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3358-6_4
- Nicolas, A., Boudier, F., Ildefonse, B., 1996. Variable crustal thickness in the Oman ophiolite: Implication for oceanic crust. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 101, 17941–17950. <https://doi.org/10.1029/96JB00195>
- Nicolas, A., Boudier, F., Ildefonse, B., Ball, E., 2000a. Accretion of Oman and United Arab Emirates ophiolite – Discussion of a new structural map. *Mar. Geophys. Res.* 21, 147–180. <https://doi.org/10.1023/A:1026769727917>

- Nicolas, A., Ceuleneer, G., Boudier, F., Misseri, M., 1988. Structural mapping in the Oman ophiolites: Mantle diapirism along an oceanic ridge. *Tectonophysics* 151, 27–56.
- Nicolas, A., Ildefonse, B., Boudier, F., Lenoir, X., Ben Ismail, W., 2000b. Dike distribution in the Oman-United Arab Emirates ophiolite. *Mar. Geophys. Res.* 21, 269–287. <https://doi.org/10.1023/A:1026718026951>
- Nicolle, M., Jousset, D., Reisberg, L., Bosch, D., Stephant, A., 2016. Major and trace element and Sr and Nd isotopic results from mantle diapirs in the Oman ophiolite: Implications for off-axis magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 437, 138–149. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.005>
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh068>
- Niu, Y., Hékinian, R., 1997. Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature* 385, 326–329. <https://doi.org/10.1038/385326a0>
- O'Driscoll, B., Day, J.M.D., Walker, R.J., Daly, J.S., McDonough, W.F., Piccoli, P.M., 2012. Chemical heterogeneity in the upper mantle recorded by peridotites and chromitites from the Shetland Ophiolite Complex, Scotland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 333–334, 226–237. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.035>
- O'Driscoll, B., Emeleus, C.H., Donaldson, C.H., Daly, J.S., 2010. Cr-spinel seam petrogenesis in the rum layered suite, NW Scotland: Cumulate assimilation and in situ crystallization in a deforming crystal mush. *J. Petrol.* 51, 1171–1201. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq013>
- O'Driscoll, B., González-Jiménez, J.M., 2016. Petrogenesis of the Platinum-Group Minerals. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 489–578. <https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.09>
- O'Driscoll, B., Walker, R.J., Clay, P.L., Day, J.M.D., Ash, R.D., Daly, J.S., 2018. Length-scales of chemical and isotopic heterogeneity in the mantle section of the Shetland Ophiolite Complex, Scotland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 488, 144–154. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.020>
- O'Driscoll, B., Walker, R.J., Day, J.M.D., Ash, R.D., Daly, J.S., 2015. Generations of Melt Extraction, Melt–Rock Interaction and High-Temperature Metasomatism Preserved in Peridotites of the ~497 Ma Leka Ophiolite Complex, Norway. *J. Petrol.* 56, 1797–1828. <https://doi.org/10.1093/petrology/egv055>
- O'Hara, M.J., 1965. Primary magmas and the origin of basalts. *Scottish J. Geol.* 1, 19–40. <https://doi.org/10.1144/sjg01010019>
- Page, N.J., Talkington, R.W., 1984. Palladium, platinum, rhodium, ruthenium, and iridium in peridotites and chromitites from ophiolite complexes in Newfoundland. *Can. Mineral.* 22, 137–149.
- Paquin, J., Altherr, R., Ludwig, T., 2004. Li-Be-B systematics in the ultrahigh-pressure garnet peridotite from Alpe Arami (Central Swiss Alps): Implications for slab-to-mantle wedge transfer. *Earth Planet. Sci. Lett.* 218, 507–519. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00677-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00677-0)
- Parkinson, I.J., Hawkesworth, C.J., Cohen, A.S., 1998. Ancient Mantle in a Modern Arc: Osmium Isotopes in Izu-Bonin-Mariana Forearc Peridotites. *Science* 281, 2011–2013. <https://doi.org/10.1126/science.281.5385.2011>
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., 2002. *The Igneous Rocks of Greece. The Anatomy of an Orogen.* Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Pearce, J.A., 2003. Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues, in: Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.), *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought.* Geological Society of America, pp. 269–293. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2373-6.269>

- Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W., Searle, M.P., 1981. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A, Math. Phys. Sci.* 300, 299–317. <https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0066>
- Pearson, D.G., Nowell, G.M., 2004. Re-Os and Lu-Hf isotope constraints on the origin and age of pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif: Implications for mixed peridotite-pyroxenite mantle Sources. *J. Petrol.* 45, 439–455. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg102>
- Pearson, D.G., Parman, S.W., Nowell, G.M., 2007. A link between large mantle melting events and continent growth seen in osmium isotopes. *Nature* 449, 202–205. <https://doi.org/10.1038/nature06122>
- Pec, M., Holtzman, B.K., Zimmerman, M., Kohlstedt, D.L., 2015. Reaction infiltration instabilities in experiments on partially molten mantle rocks. *Geology* 43, 575–578. <https://doi.org/10.1130/G36611.1>
- Pedersen, R.B., Johannesen, G.M., Boyd, R., 1993. Stratiform platinum-group element mineralizations in the ultramafic cumulates of the Leka Ophiolite Complex, Central Norway. *Econ. Geol.* 88, 782–803.
- Pelletier, L., Vils, F., Kalt, A., Gméling, K., 2008. Li, B and Be contents of harzburgites from the dramala complex (Pindos Ophiolite, Greece): Evidence for a MOR-type mantle in a supra-subduction zone environment. *J. Petrol.* 49, 2043–2080. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn057>
- Peucker-Ehrenbrink, B., Bach, W., Hart, S.R., Blusztajn, J.S., Abbruzzese, T., 2003. Rhenium-osmium isotope systematics and platinum group element concentrations in oceanic crust from DSDP/ODP Sites 504 and 417/418. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 4, 1–28. <https://doi.org/10.1029/2002GC000414>
- Peucker-Ehrenbrink, B., Hanghøj, K., Atwood, T., Kelemen, P.B., 2012. Rhenium-osmium isotope systematics and platinum group element concentrations in oceanic crust. *Geology* 40, 199–202. <https://doi.org/10.1130/G32431.1>
- Peucker-Ehrenbrink, B., Jahn, B.M., 2001. Rhenium-osmium isotope systematics and platinum group element concentrations: Loess and the upper continental crust. *Geochemistry Geophys. Geosystems* 2.
- Prichard, H.M., Lord, R.A., 1993. An overview of the PGE concentrations in the Shetland ophiolite complex, in: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Pub.* pp. 273–294.
- Prichard, H.M., Lord, R.A., Neary, C.R., 1996. A model to explain the occurrence of platinum- and palladium-rich ophiolite complexes. *J. Geol. Soc. London.* 153, 323–328. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.2.0323>
- Prigent, C., Agard, P., Guillot, S., Godard, M., Dubacq, B., 2018a. Mantle Wedge (De)formation During Subduction Infancy: Evidence from the Base of the Semail Ophiolitic Mantle. *J. Pet.* 0, 1–31. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy090>
- Prigent, C., Guillot, S., Agard, P., Lemarchand, D., Soret, M., Ulrich, M., 2018b. Transfer of subduction fluids into the deforming mantle wedge during nascent subduction: Evidence from trace elements and boron isotopes (Semail ophiolite, Oman). *Earth Planet. Sci. Lett.* 484, 213–228. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.12.008>
- Puchtel, I.S., Humayan, M., 2001. Platinum group element fractionation in a komatite basalt lava lake. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 65, 2979–2993.
- Quick, J.E., 1981. The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, Northern California. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 78, 413–422. <https://doi.org/10.1007/BF00375203>

- Ravizza, G., Blusztajn, J., Prichard, H.M., 2001. Re-Os systematics and platinum-group element distribution in metalliferous sediments from the Troodos ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 369–381. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00337-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00337-5)
- Reisberg, L., Lorand, J.P., 1995. Longevity of sub-continental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs. *Nature* 376, 159.
- Reisberg, L.C., Allègre, C.J., Luck, J.M., 1991. The Re-Os systematics of the Ronda Ultramafic Complex of southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 105, 196–213. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90131-Z](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90131-Z)
- Ribe, N.M., 1985. The generation and composition of partial melts in the earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 73, 361–376. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90084-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90084-6)
- Richardson, C.N., 1998. Melt flow in a variable viscosity matrix. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1099–1102. <https://doi.org/10.1029/98GL50565>
- Rioux, M., Bowring, S., Kelemen, P.B., Gordon, S., Dudás, F., Miller, R., 2012. Rapid crustal accretion and magma assimilation in the Oman-U.A.E. ophiolite: High precision U-Pb zircon geochronology of the gabbroic crust. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, 1–12. <https://doi.org/10.1029/2012JB009273>
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos* 65, 1–67. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00160-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00160-3)
- Robertson, A.H.F., Shallo, M., 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. *Tectonophysics* 316, 197–254. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00262-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00262-0)
- Rospabé, M., Benoit, M., Ceuleneer, G., Hodel, F., Kaczmarek, M.A., 2018. Extreme geochemical variability through the dunitic transition zone of the Oman ophiolite: Implications for melt/fluid-rock reactions at Moho level beneath oceanic spreading centers. *Geochim Cosmochim Acta* 234, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.05.012>
- Roy-Barman, M., Allègre, C.J., 1994. $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ ratios of mid-ocean ridge basalts and abyssal peridotites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 5043–5054. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90230-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90230-5)
- Rubin, A.M., 1995. Propagation of Magma-Filled Cracks. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 287–336. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001443>
- Salters, V.J.M., Hart, S.R., 1989. The hafnium paradox and the role of garnet in the source of mid-ocean-ridge basalts. *Nature* 342, 420.
- Sanfilippo, A., Morishita, T., Senda, R., 2016. Rhenium-osmium isotope fractionation at the oceanic crust-mantle boundary. *Geology* 44, 167–170. <https://doi.org/10.1130/G37428.1>
- Schulte, R.F., Schilling, M., Anma, R., Farquhar, J., Horan, M.F., Komiya, T., Piccoli, P.M., Pitcher, L., Walker, R.J., 2009. Chemical and chronologic complexity in the convecting upper mantle: Evidence from the Taitao ophiolite, southern Chile. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 5793–5819. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.06.015>
- Searle, M., Cox, J., 1999. Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. *Bull. Geol. Soc. Am.* 111, 104–122. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<0104:TSOAOO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<0104:TSOAOO>2.3.CO;2)
- Searle, M.P., Cox, J., 2002. Subduction zone metamorphism during formation and emplacement of the Semail ophiolite in the Oman Mountains. *Geol. Mag.* 139, 241–255. <https://doi.org/10.1017/S0016756802006532>
- Searle, M.P., Malpas, J., 1980. Structure and metamorphism of rocks beneath the Semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 71, 247–262. <https://doi.org/10.1017/S0263593300013614>

- Sergeev, D.S., Dijkstra, A.H., Meisel, T., Brüggmann, G.E., Sergeev, S.A., 2014. Traces of ancient mafic layers in the Tethys oceanic mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 389, 155–166. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.039>
- Sharma, M., Papanastassiou, D.A., Wasserburg, G.J., 1997. The concentration and isotopic composition of osmium in the oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 3287–3299. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00210-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00210-X)
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry Geophys. Geosystems* 2.
- Shi, R., Alard, O., Zhi, X., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Zhang, M., Chen, X., 2007. Multiple events in the Neo-Tethyan oceanic upper mantle: Evidence from Ru-Os-Ir alloys in the Luobusa and Dongqiao ophiolitic podiform chromitites, Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* 261, 33–48. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.044>
- Shirey, S.B., Walker, R.J., 1998. Isotope System in Cosmochemistry and High-Temperature Geochemistry. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26, 423–500. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.423>
- Sleep, N.H., 1988. Tapping of melt by veins and dikes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 93, 10255–10272. <https://doi.org/10.1029/JB093iB09p10255>
- Smoliar, M.I., Walker, R.J., Morgan, J.W., 1996. Re-Os Ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB Iron Meteorites. *Science* 271, 1099 LP – 1102. <https://doi.org/10.1126/science.271.5252.1099>
- Snow, J.E., Reisberg, L., 1995. Os isotopic systematics of the MORB mantle: results from altered abyssal peridotites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 411–421. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00099-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00099-X)
- Snow, J.E., Schmidt, G., 1998. Constraints on Earth accretion deduced from noble metals in the oceanic mantle. *Nature* 391, 166–169. <https://doi.org/10.1038/34396>
- Sparks, D.W., Parmentier, E.M., 1991. Melt extraction from the mantle beneath spreading centers. *Earth Planet. Sci. Lett.* 105, 368–377. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90178-K](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90178-K)
- Spiegelman, M., 1993a. Physics of melt extraction: theory, implications and applications. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A Phys. Eng. Sci.* 342, 23–41. <https://doi.org/10.1098/rsta.1993.0002>
- Spiegelman, M., 1993b. Flow in deformable porous media. Part 1 Simple analysis. *J. Fluid Mech.* 247, 17–38. <https://doi.org/10.1017/S0022112093000369>
- Spiegelman, M., 1993c. Flow in deformable porous media. Part 2 Numerical analysis - The relationship between shock waves and solitary waves. *J. Fluid Mech.* 247, 39–63. <https://doi.org/10.1017/S0022112093000370>
- Spiegelman, M., Kelemen, P.B., Aharonov, E., 2001. Causes and consequences of flow organization during melt transport: The reaction infiltration instability in compactible media. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 106, 2061–2077. <https://doi.org/10.1029/2000JB900240>
- Spray, J.G., Dunning, G.R., 1991. A U/Pb age for the Shetland Islands oceanic fragment, Scottish Caledonides: evidence from anatectic plagiogranites in “layer 3” shear zones. *Geol. Mag.* 128, 667–671. <https://doi.org/10.1017/S0016756800019762>
- Standish, J.J., Hart, S.R., Blusztajn, J., Dick, H.J.B., Lee, K.L., 2002. Abyssal peridotite osmium isotopic compositions from cr-spinel. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 3, 1–24. <https://doi.org/10.1029/2001gc000161>
- Stevenson, D.J., 1989. Spontaneous small-scale melt segregation in partial melts undergoing deformation. *Geophys. Res. Lett.* 16, 1067–1070. <https://doi.org/10.1029/GL016i009p01067>
- Stolper, E., 1980. A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: Preliminary results and implications for petrogenesis. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 74, 13–27. <https://doi.org/10.1007/BF00375485>

- Suhr, G., Hellebrand, E., Snow, J.E., Seck, H.A., Hofmann, A.W., 2003. Significance of large, refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 4, 1–34. <https://doi.org/10.1029/2001GC000277>
- Sun, S. -s., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, pp. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Takahashi, N., 1992. Evidence for melt segregation towards fractures in the Horoman mantle peridotite complex. *Nature* 359, 52–55. <https://doi.org/10.1038/359052a0>
- Takazawa, E., Okayasu, T., Satoh, K., 2003. Geochemistry and origin of the basal lherzolites from the northern Oman ophiolite (northern Fizh block). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 4. <https://doi.org/10.1029/2001GC000232>
- Talkington, R.W., Lipin, B.R., 1986. Platinum-group minerals in chromite seams of the Stillwater Complex, Montana. *Econ. Geol.* 81, 1179–1186. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.5.1179>
- Tatsumoto, M., 1966. Genetic Relations of Oceanic Basalts as Indicated by Lead Isotopes. *Science* 153, 1094–1101. <https://doi.org/10.1126/science.153.3740.1094>
- Tilton, G.R., Hopson, C.A., Wright, J.E., 1981. Uranium-lead isotopic ages of the Samail Ophiolite, Oman, with applications to Tethyan ocean ridge tectonics. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 2763–2775. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02763>
- Tippit, P.R., Pessagno, E.A., Smewing, J.D., 1981. The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail Ophiolite. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 2756–2762. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02756>
- Titus, S.J., Fossen, H., Pedersen, R.B., Vigneresse, J.L., Tikoff, B., 2002. Pull-apart formation and strike-slip partitioning in an obliquely divergent setting, Leka Ophiolite, Norway. *Tectonophysics* 354, 101–119. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00293-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00293-7)
- Toomey, D.R., Joussetin, D., Dunn, R.A., Wilcock, W.S.D., Detrick, R.S., 2007. Skew of mantle upwelling beneath the East Pacific Rise governs segmentation. *Nature* 446, 409–414. <https://doi.org/10.1038/nature05679>
- Tsuru, A., Walker, R.J., Kontinen, A., Peltonen, P., Hanski, E., 2000. Re-Os isotopic systematics of the 1.95 Ga Jormua ophiolite complex, northeastern Finland. *Chem. Geol.* 164, 123–141. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00134-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00134-5)
- Uysal, I., Tarkian, M., Sadiklar, M.B., Zaccarini, F., Meisel, T., Garuti, G., Heidrich, S., 2009. Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Muğla, SW Turkey: Implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 158, 659–674. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0402-9>
- Walker, R.J., Carlson, R.W., Shirey, S.B., Boyd, F.R., 1989. Os, Sr, Nd, and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: Implications for the chemical evolution of subcontinental mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 1583–1595. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90240-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90240-8)
- Walker, R.J., Hanski, E., Vuollo, J., Liipo, J., 1996. The Os isotopic composition of Proterozoic upper mantle: Evidence for chondritic upper mantle from the Outokumpu ophiolite, Finland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 141, 161–173. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(96\)00076-3](https://doi.org/10.1016/0012-821x(96)00076-3)
- Walker, R.J., Horan, M.F., Morgan, J.W., Becker, H., Grossman, J.N., Rubin, A.E., 2002a. Comparative 187Re-187Os systematics of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 4187–4201. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)01003-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01003-7)

- Walker, R.J., Prichard, H.M., Ishiwatari, A., Pimentel, M., 2002b. The osmium isotopic composition of convecting upper mantle deduced from ophiolite chromites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 329–345. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00767-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00767-0)
- Wang, Z., Becker, H., Gawronski, T., 2013. Partial re-equilibration of highly siderophile elements and the chalcogens in the mantle: A case study on the Baldissero and Balmuccia peridotite massifs (Ivrea Zone, Italian Alps). *Geochim. Cosmochim. Acta* 108, 21–44. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.01.021>
- Warren, C.J., Parrish, R.R., Waters, D.J., Searle, M.P., 2005. Dating the geologic history of Oman's Semail ophiolite: insights from U-Pb geochronology. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 150, 403–422. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0028-5>
- Warren, C.J., Searle, M.P., Parrish, R.R., Waters, D.J., 2007. Reply to Comment by F. Boudier and A. Nicolas on "Dating the geologic history of Oman's Semail Ophiolite: insights from U-Pb geochronology" by C. J. Warren, R. R. Parrish, M. P. Searle and D. J. Waters. *Contrib. Miner. Petr.* 154, 115–118. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0182-z>
- Widom, E., Kepezhinskas, P., Defant, M., 2003. The nature of metasomatism in the sub-arc mantle wedge: Evidence from Re-Os isotopes in Kamchatka peridotite xenoliths. *Chem. Geol.* 196, 283–306. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00417-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00417-5)
- Woodland, S.J., Pearson, D.G., Thirlwall, M.F., 2002. A platinum group element and Re-Os isotope investigation of siderophile element recycling in subduction zones: Comparison of Grenada, Lesser Antilles Arc, and the Izu-Bonin Arc. *J. Petrol.* 43, 171–198. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.1.171>
- Wu, X., Guo, Q., Cai, M., Zhu, Y., Zhang, J., Dong, Z., 2020. Study on the influence of fracture flow on the temperature field of rock mass with high temperature. *Case Stud. Therm. Eng.* 22, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.csite.2020.100755>
- Xiong, Q., Xu, Y., González-Jiménez, J.M., Liu, J., Alard, O., Zheng, J.P., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2020a. Sulfide in dunite channels reflects long-distance reactive migration of mid-ocean-ridge melts from mantle source to crust: A Re-Os isotopic perspective. *Earth Planet. Sci. Lett.* 531, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115969>
- Xiong, Q., Xu, Y., González-Jiménez, J.M., Liu, J., Alard, O., Zheng, J.P., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2020b. Corrigendum to "Sulfide in dunite channels reflects long-distance reactive migration of mid-ocean-ridge melts from mantle source to crust: A Re-Os isotopic perspective" [Earth and Planetary Science Letters 531 (2020) 115969]. *Earth Planet. Sci. Lett.* 535, 1. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116136>
- Yoshikawa, M., Python, M., Tamura, A., Arai, S., Takazawa, E., Shibata, T., Ueda, A., Sato, T., 2015. Melt extraction and metasomatism recorded in basal peridotites above the metamorphic sole of the northern Fizz massif, Oman ophiolite. *Tectonophysics* 650, 53–64. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.004>
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Li, Z., 1996. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *J. Petrol.* 37, 3–21. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.3>
- Zhou, M.F., Sun, M., Keays, R.R., Kerrich, R.W., 1998. Controls on platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: A case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 677–688. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00382-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00382-7)
- Zhou, M.F., Yumul, G.P., Malpas, J., Sun, M., 2000. Comparative study of platinum-group elements in the Coto and Acoje blocks of the Zambales ophiolite complex, Philippines. *Isl. Arc* 9, 556–564. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2000.00301.x>

Deuxième Partie

Méthodologie et techniques analytiques



Chapitre VI

Echantillonnage et préparation des échantillons

1. Echantillonnage

Les échantillons de la collection de la thèse comprennent essentiellement des harzburgites (140 échantillons) et des dunites (81 échantillons) et quelques pyroxénites et gabbros. Les échantillons sont prélevés en prenant soin qu'ils soient suffisamment frais pour des analyses chimiques et représentatifs des variétés de dunite rencontrées dans la zone étudiée. Généralement, lors de l'échantillonnage d'une dunite, la harzburgite encaissante est aussi récoltée à une distance inférieure à un mètre. Dans la mesure du possible, chaque échantillon est orienté avant d'être prélevé en indiquant la position du Nord par une flèche et l'horizontale par minimum deux traits sur des faces différentes (Fig. VI. 1).

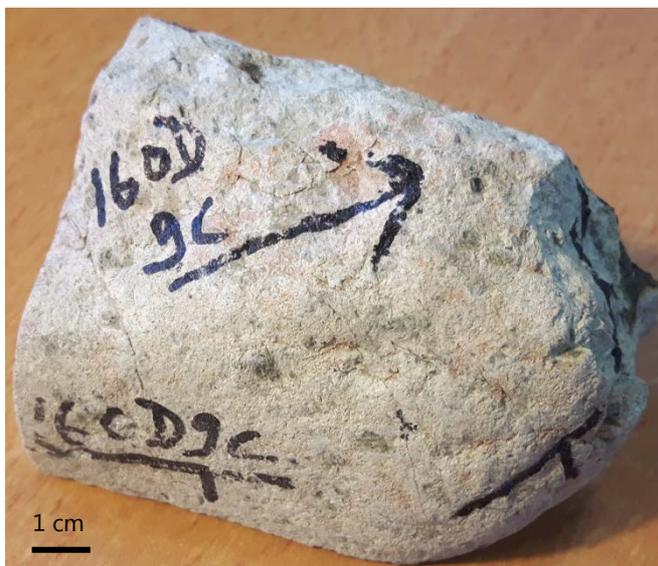


Fig. VI. 1. Echantillon 160D9C, orienté et décoloré par de l'acide chlorhydrique dilué à 10%. L'orientation de cet échantillon est marquée par une flèche indiquant la position du Nord, et par trois traits représentant l'horizontale.

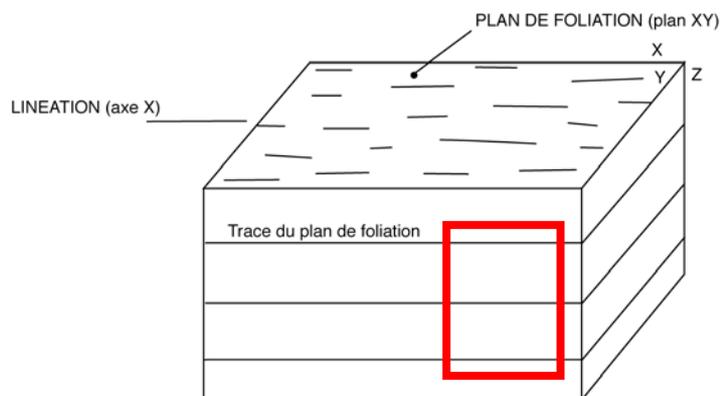


Fig. VI. 2. Axes structuraux X, Y et Z et fabrication d'une lame mince (rectangle rouge) dans le plan structural XZ, perpendiculaire au plan de foliation (plan XY) et parallèle à la linéation (axe X).

2. Fabrication de lames minces pour l'analyse pétrographique

L'observation des microstructures des échantillons nécessite la fabrication de lames minces d'une épaisseur de 30 μm . Cette dernière est réalisée dans le plan structural XZ (perpendiculaire à la foliation, parallèle à la linéation) (Fig. VI. 2) et se déroule en plusieurs étapes. En faisant attention à bien préserver l'orientation des échantillons, la patine et les surfaces altérées sont d'abord sciées pour obtenir des surfaces fraîches. Puis, les échantillons sont plongés dans un bac rempli d'acide chlorhydrique dilué à 10% pour décolorer l'olivine et mieux faire apparaître les orientations préférentielles des spinelles (Fig. VI. 3), indiquant le plan de foliation (plan XY de l'ellipsoïde de déformation dans lequel $X > Y > Z$). La linéation (étirement maximal correspondant à l'axe X) peut être définie de la même manière en sciant dans ce plan. Un sucre est ensuite scié dans le plan XZ afin d'observer les contrastes de déformation les plus forts. Ce sucre est finalement confié à la plateforme de lithopréparation du Service Commun du pôle scientifique OTELo de l'Université de Lorraine, qui procède à la fabrication de la lame mince en collant le sucre sur une plaque de verre et en l'amincissant à une épaisseur de 30 μm .

3. Réalisation des poudres destinées à l'analyse géochimique

Pour réaliser des analyses chimiques, la roche est broyée en une poudre de granulométrie inférieure à 70-80 μm . Pour ce faire, des copeaux de la roche fraîche sont d'abord concassés à l'aide d'un concasseur à mâchoires, puis broyés successivement par deux broyeurs à cylindres réduisant ainsi progressivement sa granulométrie. Ensuite, les grains d'une taille inférieure au centimètre sont porphyrisés mécaniquement pendant environ 6 minutes dans un microbroyeur planétaire en agate, créant une poudre de granulométrie suffisamment fine pour être analysée chimiquement. Afin d'éviter toute contamination des échantillons, les résidus de roche sont désincrustés sur chaque appareil à l'aide de papier de verre et les poussières retirées avec de l'air comprimé. Entre chaque échantillon, le microbroyeur d'agate est nettoyé d'abord avec de la silice pure, puis désinfecté méticuleusement avec de l'alcool.

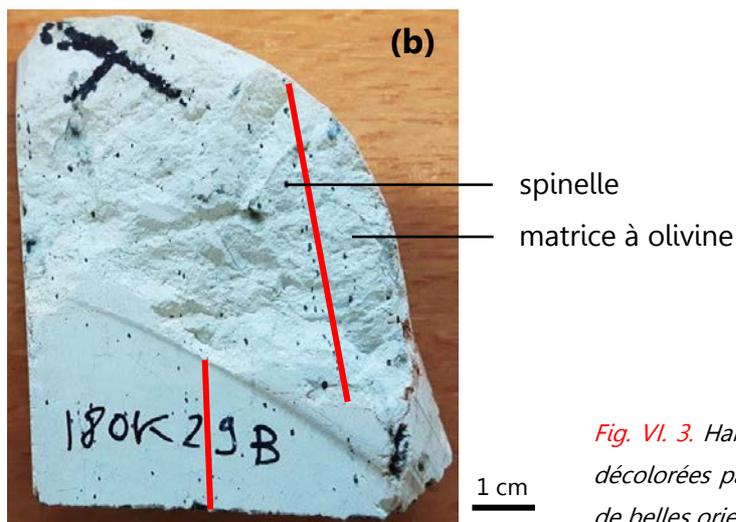
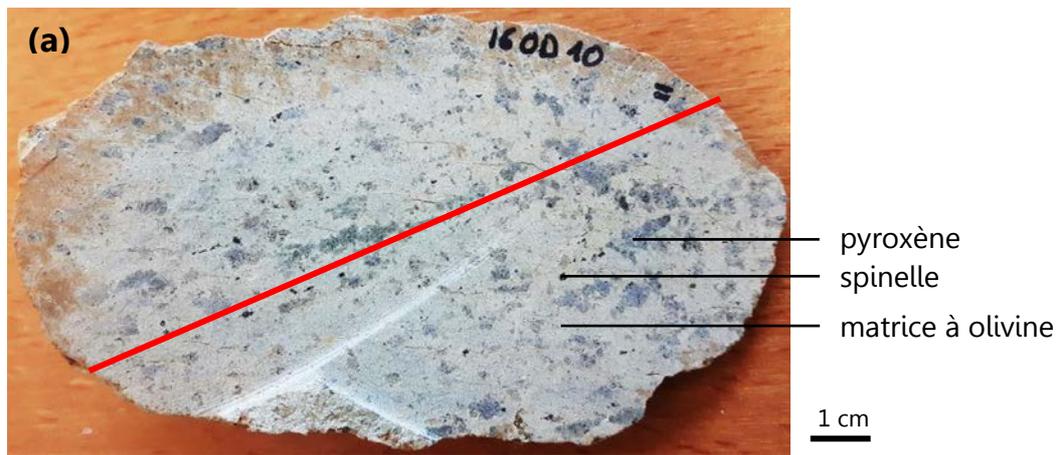


Fig. VI. 3. Harzburgite 16OD10 (a) et dunite 18OK29B (b) décolorées par de l'acide chlorhydrique dilué à 10% avec de belles orientations de spinelles (en rouge).

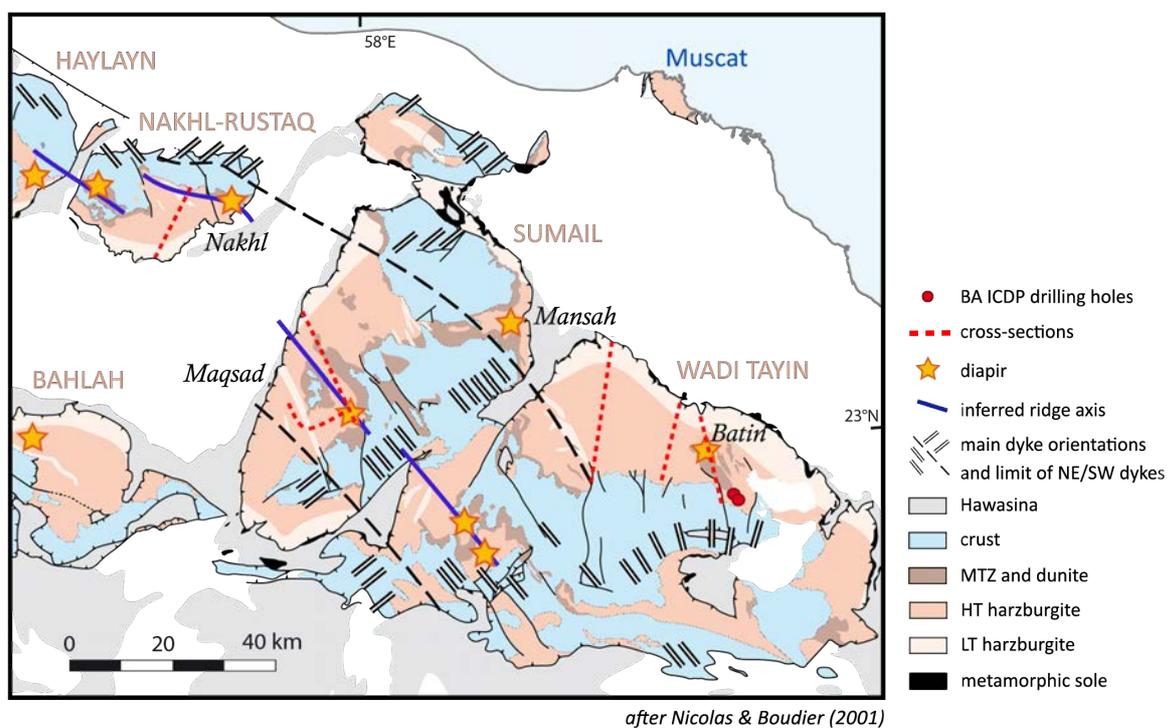


Fig. VI. 4. Localisation des échantillons de la thèse récoltés dans la section mantellique des massifs sud-est de l'ophiolite d'Oman (carte modifiée à partir de Nicolas and Boudier (2001)). Les lignes tiretées rouges correspondent aux coupes de la section mantellique choisies pour les analyses chimiques. Les points rouges localisent les puits de forage BA d'ICDP.

4. Choix des échantillons pour les analyses chimiques

Les analyses chimiques ont requis une sélection parmi la collection d'échantillons de la thèse. Le massif de Nakhl-Rustaq a été échantillonné de manière continue toute le long de sa section mantellique, de la MTZ à la base (Fig. VI. 4). Cette section constitue un bon choix pour étudier une coupe continue d'un manteau non diapirique. Le massif de Wadi Tayin est également caractérisé par un manteau non diapirique mais la base de sa section mantellique est plus importante et affleure à de nombreux endroits (Fig. VI. 4). Ce massif a donc été désigné pour étudier plus particulièrement la base de la section mantellique de l'ophiolite, ainsi que pour compléter la coupe du manteau non diapirique avec quelques échantillons de la MTZ et de veines dunitiques.

En comparaison aux manteaux « communs » de Nakhl et de Wadi Tayin, le manteau du diapir de Maqsad dans le massif de Sumail a été sélectionné afin d'étudier et de tracer la circulation importante des liquides qu'il a enregistrée. Une coupe a été réalisée au travers du diapir d'Ouest en Est (Fig. VI. 4). Elle commence, à l'Ouest, dans un manteau « commun » et rentre progressivement dans le diapir en se dirigeant vers l'Est. Le massif de Sumail a aussi été choisi pour sa MTZ épaisse et bien affleurante, liée à la présence de ce diapir.

Les échantillons du forage ICDP dans la région de Batin, située dans le massif de Wadi Tayin (Fig. VI. 4), ont été sélectionnés afin d'obtenir une coupe continue de chaque puits en récoltant si possible une dunite et une harzburgite fraîches tous les 50 m de profondeur.

Les échantillons choisis pour la thèse devraient permettre de comparer:

- les dunites et les harzburgites de la section mantellique;
- les différents types de dunite au sein de la section mantellique;
- les manteaux non diapiriques des massifs de Nakhl et de Wadi Tayin à celui du diapir de Maqsad;
- la dunite particulière de Batin aux autres types de dunite.

Chapitre VII

Méthodes de caractérisation des échantillons

La thèse a consisté d'abord en une étude de caractérisation des échantillons par une analyse pétrographique et par la détermination de la composition en éléments majeurs et mineurs des roches totales.

1. Éléments majeurs et mineurs

Les échantillons (62 harzburgites et 39 dunites) ont été analysés par le *Service d'Analyses des Roches et Minéraux* (SARM) au CRPG de Nancy afin d'en déterminer les compositions en éléments majeurs (dont la concentration est >0.5%) et mineurs (entre 0.5% et 0.1%) sur roches totales. La préparation et l'analyse des échantillons suivent la méthode décrite par Carignan et al. (2001): les poudres sont mélangées à du LiBO₂ pour diminuer la température de fusion, puis fondues; ensuite, le mélange est dissous dans de l'acide nitrique HNO₃ dilué. Les solutions sont finalement analysées par spectrométrie d'émission optique à plasma à couplage inductif (ICP-OES iCap6500, Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry).

Etant donné le comportement fortement chalcophile des HSE, la mesure des teneurs en soufre des échantillons pourrait fournir des informations importantes pour discuter des résultats obtenus pour ces éléments. Une tentative de mesure avec un analyseur de carbone/soufre ELTRA CS 800 a eu lieu à *l'Institute of Mineralogy* (Leibniz Universität) à Hanovre (Allemagne). Cependant, les données obtenues se sont avérées irréalistes, notamment par une comparaison avec des analyses effectuées par le SARM à l'aide d'un analyseur de carbone/soufre Horiba EMIA 320-V2. Bien que les concentrations en soufre obtenues par le SARM soient plus raisonnables (en dessous de 1000 ppm S), elles sont quand même trop élevées pour des péridotites et trop proches de la limite de détection de l'instrument pour être exploitées. L'utilisation d'un analyseur de carbone/soufre semble inadaptée à nos échantillons et a été par conséquent abandonnée. Nous avons essayé d'observer les sulfures dans quelques lames minces par microscopie électronique à balayage pour avoir une idée de la teneur en soufre des échantillons. Bien que cette méthode ne permette pas de mesurer les teneurs en soufre des roches totales, elle fournit une autre approche, notamment par l'identification des sulfures les plus présents dans nos échantillons. Comme vu dans le [Chapitre IV](#), le comportement des HSE va varier en fonction de la nature des sulfures contenus dans la péridotite.

2. Analyse pétrographique

Les échantillons, sous la forme de lames minces, sont observés à la loupe binoculaire et/ou au microscope optique afin d'en identifier la lithologie et les caractéristiques pétrographiques telles que les abondances modales, les tailles des grains, les textures et les températures de déformation, le degré de serpentinisation, la présence d'imprégnations minérales (e.g. plagioclase et clinopyroxène)... L'étude pétrographique des échantillons permet, d'une part, de comprendre les conditions de formation et de déformation des roches, et d'autre part, d'observer des indices de dissolution de l'orthopyroxène lors de la formation des dunites par le passage d'un liquide (e.g. grains corrodés ou « embayment »).

Comme mentionné dans le point précédent, dix échantillons analysés pour les HSE (huit dunites et deux harzburgites) sont également observés et analysés au microscope électronique à balayage (MEB – SEM, Scanning Electron Microscopy) afin de déterminer la nature des sulfures présents, leur distribution et leur abondance. Ce microscope est capable de produire des images en haute résolution et à grande profondeur de la surface de l'échantillon en utilisant le principe des interactions électrons-matière. Les minéraux d'intérêts sont d'abord repérés dans les lames minces des échantillons en lumière réfléchie au microscope optique, puis, ces lames sont métallisées.

Le principe du MEB consiste en la projection et le balayage d'un faisceau d'électrons sur l'échantillon à analyser. En réponse, l'échantillon réémet des électrons secondaires, de basse énergie qui sont accélérés vers un détecteur qui amplifie le signal. À chaque point d'impact correspond un signal électrique dont l'intensité dépend, à la fois, de la nature de l'échantillon au point qui détermine le rendement en électrons secondaires, et de la topographie de l'échantillon à ce point. En balayant le faisceau sur l'échantillon, il est ainsi possible d'obtenir une cartographie de la surface de la zone balayée. Au MEB, certains minéraux (e.g. sulfures) apparaissent plus brillants que d'autres. En effet, les électrons sont sensibles au numéro atomique (Z) des éléments constitutifs de l'échantillon. Les atomes les plus lourds (Z élevé – e.g. Cu, Fe, Ni, Cr) réémettent plus d'électrons que les atomes plus légers (Z faible – e.g. C, Na, Al) et apparaissent plus brillants. C'est pourquoi, la pyrrhotite Fe_{1-x}S ($Z_{\text{Fe}}=26$ et $Z_{\text{S}}=16$), la pentlandite $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ ($Z_{\text{Ni}}=28$), la chalcopyrite CuFeS_2 ($Z_{\text{Cu}}=29$) et la chromite FeCr_2O_4 ($Z_{\text{Cr}}=24$) sont plus clairs que le plagioclase (anorthite $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) ($Z_{\text{Ca}}=20$, $Z_{\text{Al}}=13$ et $Z_{\text{Si}}=14$) ou l'olivine $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$ ($Z_{\text{Mg}}=12$) au MEB.

Chapitre VIII

Techniques analytiques des compositions en éléments en traces et des isotopes de l'osmium des échantillons

Après avoir caractérisé les échantillons, une étude de traçage de la circulation des liquides dans les roches ultrabasiques est réalisée par l'analyse des compositions en éléments en traces d'une sélection d'échantillons, des plus incompatibles (e.g. LREE) aux plus compatibles (e.g. Os, Ir et Ru).

1. Eléments en traces incompatibles

Dans les roches ultrabasiques, la plupart des éléments en traces lithophiles sont présents en très faibles quantités et sont, par conséquent, difficiles à analyser de manière quantitative. Il est donc important d'appliquer la méthode la plus adaptée à la détermination de leurs concentrations. C'est pourquoi, la préparation des échantillons sélectionnés et l'analyse de leurs compositions en éléments en traces incompatibles sur roches totales (35 harzburgites et 22 dunités, dont 2 duplicatas) ont été effectuées au laboratoire *Géosciences Montpellier* (AETE-ISO, OSU OREME, Université de Montpellier) en collaboration avec Marguerite Godard, spécialisée dans l'analyse de ces éléments dans le type de roche considéré. La procédure de préparation et d'analyse des échantillons suit les méthodes décrites par Godard et al. (2000) et Ionov et al. (1992).

1.1. Préparation chimique des échantillons

Les poudres d'échantillons subissent d'abord deux attaques chimiques successives d'acides forts HF/HClO₄ (HF 40% Merck Suprapur et HClO₄ 70% Merck Suprapur), suivies par trois évaporations d'acide HClO₄ (HClO₄ 70% Merck Suprapur), afin d'empêcher la précipitation de fluorures insolubles qui pourraient piéger certains éléments en traces, notamment les terres rares. Elles sont ensuite mises en solution dans de l'acide HNO₃ (HNO₃ 65% Merck Suprapur) et de l'eau MilliQ (18.2 MΩ.cm), puis placées quelques minutes sur une plaque chauffante jusqu'à l'obtention d'une solution limpide. Avant l'analyse, les solutions, auxquelles sont ajoutées les standards internes indium (In) et bismuth (Bi) (10 ppb dans la solution finale) et de l'acide HNO₃ (HNO₃ 65% Merck Suprapur; solution finale HNO₃ 2%), sont diluées deux fois pour obtenir un facteur final de dilution de 1000. Ces solutions sont préparées le jour même de l'analyse pour une quantification exacte des éléments les plus instables en solutions (e.g. Zr, Hf, Nb, Ta).

1.2. Analyse des échantillons par spectrométrie de masse

Les solutions diluées sont analysées au spectromètre de masse quadripolaire à source plasma Agilent 7700X (Q-ICP-MS, Quadrupole Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). Cette technique de spectrométrie de masse permet l'analyse quantitative multi-élémentaire d'échantillons par voie liquide pour des concentrations très faibles (jusqu'à 10^{-9} g/g). Par la mesure d'intensités sur des masses sur cet appareil, les concentrations des éléments qui nous intéressent sont calculées à partir d'un étalonnage externe, réalisé par l'analyse des plusieurs solutions étalons dont la composition en ces éléments est connue. Cette méthode offre une sensibilité extrêmement élevée à un large éventail d'éléments, de l'ordre de 10 à 20 millions de coups par ppm sur ^{115}In .

Le principe du spectromètre de masse quadripolaire à source plasma est le suivant (Fig. VIII. 1): L'échantillon est introduit par voie liquide via un capillaire et est ensuite ionisé au moyen d'une torche à plasma (argon). Les ions produits sont extraits du plasma par un système de cônes en nickel mis sous vide, et puis, focalisés par un dispositif de lentilles électrostatiques. Le faisceau d'ions passe au milieu de quatre barreaux hyperboliques. Sur les barres diamétralement opposées, une différence de potentiel alternative est appliquée, séparant les ions des uns des autres selon leur rapport de charge sur masse. Seuls les ions qui nous intéressent, de même charge et de même masse, atteignent l'unique détecteur et sont quantifiés; les autres se dirigent vers les barres.

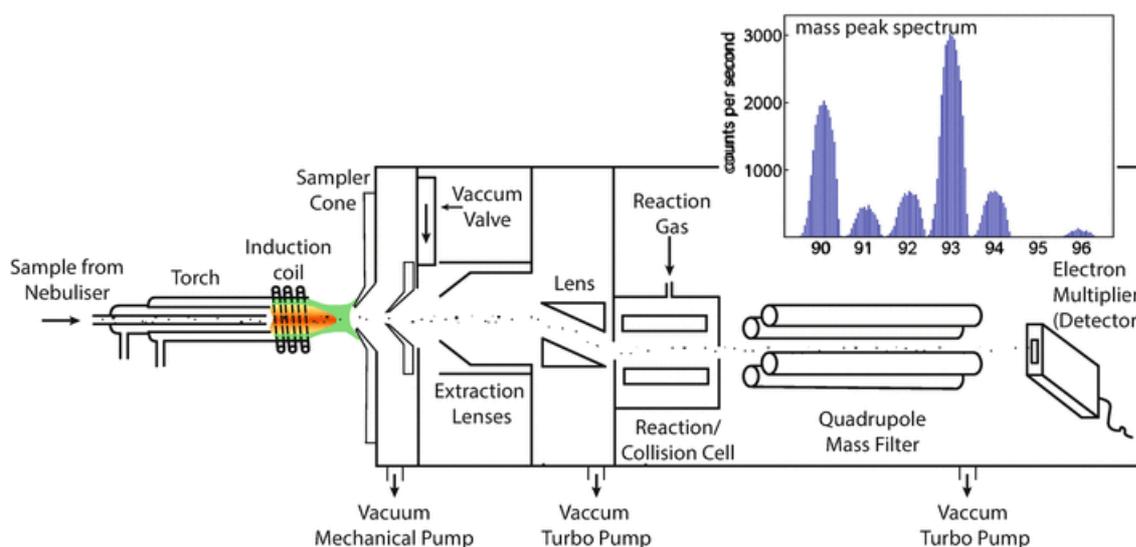


Fig. VIII. 1. Fonctionnement d'un spectromètre de masse quadripolaire à source plasma (Schönbächler, 2016). Introduction et ionisation de l'échantillon dans la torche à plasma. Extraction et focalisation du faisceau d'ions par un système de cônes en nickel et de lentilles électrostatiques. Élimination des interférences polyatomiques via la cellule de collision-réaction. Séparation des ions dans l'analyseur quadripolaire, composé de quatre électrodes parallèles, selon leur rapport de charges sur masse. Détection des ions recueillis à l'aide d'un multiplicateur d'électrons secondaires.

Les interférences polyatomiques sont éliminées via une cellule de collision-réaction, alimentée en continu par un flux de gaz hélium et située en amont du système quadripolaire (Fig. VIII. 1). Ce système permet l'élimination efficace des interférences dans les matrices, notamment en favorisant certaines recombinaisons polyatomiques. Il a néanmoins pour conséquence une diminution importante de la sensibilité de l'appareil (de l'ordre de 1 à 2 millions de coups par ppm sur ^{115}In en mode He). Ce mode a été utilisé pour l'analyse du Sc, Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Sn et Sb.

1.3. Traitement des données

Les teneurs des éléments considérés sont quantifiées par un étalonnage externe, réalisé par l'analyse des plusieurs solutions d'étalonnage dont la composition est connue. Cependant, les mesures des teneurs en niobium (Nb) et en tantale (Ta) diffèrent et font appel à une technique d'analyse adaptée de celle de Jochum et al. (1990), qui permet de minimiser les effets mémoires résultant de l'introduction de solutions concentrées en Nb et Ta dans le spectromètre sans l'utilisation de solutions de calibration. Cette technique consiste en une calibration de substitution par l'utilisation d'éléments de propriétés d'ionisation proches de celles de ces deux éléments comme des standards internes, le zirconium (Zr) et le hafnium (Hf), pour déterminer respectivement les concentrations en Nb et Ta des échantillons.

Les interférences du baryum (Ba) et des terres rares légères (LREE) sur les terres rares moyennes (MREE) et lourdes (HREE) sont corrigées à l'aide (1) des solutions d'étalonnage, à partir desquelles des coefficients de correction sont calculés, et (2) des concentrations en Ba et LREE des échantillons pour corriger leurs teneurs en MREE.

Chaque mesure correspond à une moyenne de trois passages successifs d'analyse quasi-simultanée des éléments et sa précision est définie par son écart-type. La méthode de propagation d'erreur de Godard et al. (2000) est utilisée pour estimer l'incertitude analytique de chaque échantillon. Cette méthode considère à la fois la précision des mesures (1) du blanc instrumental, (2) des blancs de chimie et (3) de l'analyse de l'échantillon. Les données obtenues sont triées en éliminant (1) les analyses effectuées sous la limite de détection, (2) celles dont la contribution du blanc de chimie est supérieure à 70%, ou encore (3) celles qui ont des incertitudes supérieures à 50%. Les analyses écartées sont notées « non déterminé (n. d.) » dans les tables de données (Table X. 5). Les compositions de standards de roche UB-N, DTS-2b, JP-1 ont également été mesurées afin d'évaluer la répétabilité et l'exactitude de nos analyses.

2. Éléments fortement sidérophiles et isotopes de l'osmium

Contrairement aux éléments lithophiles et incompatibles, les roches ultramafiques renferment généralement de plus grandes quantités en éléments fortement sidérophiles que les roches crustales. Cependant, les concentrations de ces éléments dans la plupart des roches sont de l'ordre de 10^{-12} à 10^{-9} g/g et requièrent des techniques analytiques suffisamment sensibles. Les méthodes analytiques et spectrométriques se sont bien développées ces dernières années (e.g. Birck et al. (1997); Creaser et al. (1991); Luck (1982); Meisel et al. (2001); Völkening et al. (1991)) et permettent à présent de mesurer avec précision ces concentrations extrêmement faibles ainsi que les compositions isotopiques de ces éléments. En conséquence, les systèmes radiométriques Re/Os et Pt/Os sont de plus en plus utilisés comme outils de datation ou encore de traçage d'une large gamme de processus géochimiques. En plus de techniques de pointe, l'analyse des HSE demande une méthode d'extraction chimique spécifique, en particulier l'osmium. Les analyses des concentrations en HSE (Os, Ru, Ir, Pt, Pd, Re) (23 harzburgites et 23 dunites, dont 7 duplicatas) et les compositions isotopiques en Os (29 harzburgites et 27 dunites, dont 10 duplicatas) du set d'échantillons sélectionnés se sont déroulées au CRPG et constituent la majeure partie analytique de la thèse.

2.1. Dilution isotopique

Les concentrations en HSE et les compositions isotopiques en Os sont déterminées par dilution isotopique (Dickin, 2018; Luck, 1982), une technique permettant l'obtention de données d'une très grande précision, même en cas de perte ou de mauvais rendement lors de la séparation chimique. Cette méthode considère deux isotopes non-radiogéniques d'un élément dont le rapport naturel est constant, et consiste en l'ajout d'un traceur isotopique artificiel, nommé « spike », à l'échantillon avant sa mise en solution. Dans le spike, l'un des deux isotopes étudiés a été fortement enrichi, modifiant son rapport isotopique, et par conséquent, celui du mélange (échantillon spiké). Le spike utilisé lors des analyses des HSE est enrichi en les isotopes suivants: ^{190}Os , ^{101}Ru , ^{191}Ir , ^{196}Pt , ^{105}Pd et ^{185}Re (Table VIII. 1). Les rapports isotopiques considérés sont alors respectivement $^{190}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, $^{101}\text{Ru}/^{99}\text{Ru}$, $^{191}\text{Ir}/^{193}\text{Ir}$, $^{196}\text{Pt}/^{195}\text{Pt}$, $^{105}\text{Pd}/^{106}\text{Pd}$ et $^{187}\text{Re}/^{185}\text{Re}$. Etant donné que le rhodium et l'or sont des éléments mono-isotopiques, la méthode de dilution isotopique ne peut être employée pour leur analyse quantitative. La teneur de l'élément dans l'échantillon peut être ainsi déterminée à partir du rapport isotopique mesuré pour le mélange, des masses de l'échantillon et du spike, et de la composition isotopique connue du spike.

Table VIII. 1. Composition isotopique des spikes utilisés lors de la chimie des HSE.

Nom du spike mixte	Dilué (D) (Dil. M/g)	Super dilué (SD) (Dil. M/g)
¹⁹⁰ Os	1.90×10^{-11}	1.64×10^{-13}
¹⁰¹ Ru	3.20×10^{-9}	2.73×10^{-11}
¹⁹¹ Ir	5.10×10^{-10}	4.35×10^{-12}
¹⁹⁶ Pt	6.19×10^{-9}	5.27×10^{-11}
¹⁰⁵ Pd	4.70×10^{-9}	4.00×10^{-11}
¹⁸⁵ Re	8.61×10^{-12}	7.33×10^{-14}

Cependant, il est important de bien calibrer la quantité de spike à ajouter à l'échantillon pour éviter un sous-spike ou un sur-spike qui peuvent augmenter les incertitudes sur les données. Pour effectuer cette calibration, il faut en plus avoir une idée approximative de la teneur de l'échantillon en l'élément que l'on veut mesurer. Dans le cas d'une bonne calibration, le rapport isotopique du mélange est intermédiaire entre la composition isotopique du spike et celle de l'échantillon et se situe sur le plateau de la courbe dans la Fig. VIII. 2. Le problème rencontré lors d'un sous-spike ou d'un sur-spike est l'amplification de l'erreur (« magnification error ») sur la concentration de l'élément analysé à la suite d'un rapport isotopique de mélange trop proche de celui du spike ou de l'échantillon (zones grises dans la Fig. VIII. 2). Cependant, pour l'Os, un autre risque doit être considéré. La composition isotopique radiogénique qui nous intéresse peut être faussée, et par conséquent, son incertitude augmentée. Les spikes, même les plus purs, ont, en effet, toujours des traces d'autres isotopes. Pour éviter ce problème rencontré dans le cas de l'Os, il faut que la quantité de spike ajoutée à l'échantillon soit minimale (Fig. VIII. 3).

Pour l'Os, il faut donc trouver un compromis pour la quantité de spike:

- (1) cette quantité doit être suffisamment élevée pour éviter un sous-spike et permettre d'avoir un rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ du mélange intermédiaire entre ceux du spike et de l'échantillon (plateau dans la Fig. VIII. 2a), et ainsi réduire au maximum l'incertitude sur la concentration;
- (2) mais, elle doit être minimale pour limiter l'augmentation de l'incertitude sur le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ du mélange (Fig. VIII. 3).

Dans la pratique, des valeurs du rapport $^{190}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ du mélange entre ~ 2.1 et 4.0 sont acceptables pour les besoins de cette étude.

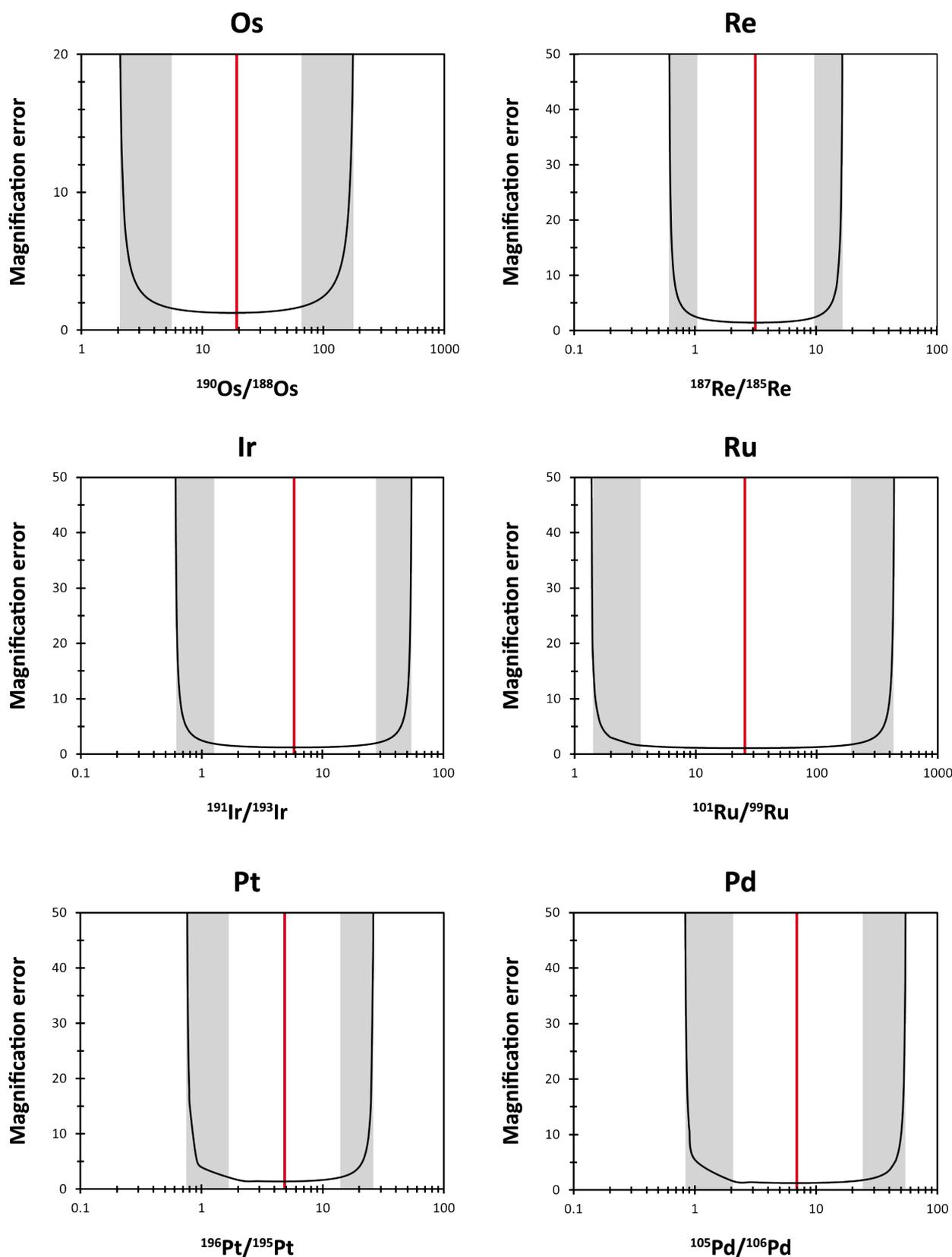


Fig. VIII. 2. Diagrammes illustrant l'amplification de l'erreur (« magnification error ») sur la concentration en Os (a), Re (b), Ir (c), Ru (d), Pt (e) et en Pd (f) à la suite d'un rapport isotopique $^{190}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (a), $^{187}\text{Re}/^{185}\text{Re}$ (b), $^{191}\text{Ir}/^{193}\text{Ir}$ (c), $^{101}\text{Ru}/^{99}\text{Ru}$ (d), $^{196}\text{Pt}/^{195}\text{Pt}$ (e) et $^{105}\text{Pd}/^{106}\text{Pd}$ (f) de mélange trop proche de celui de l'échantillon (traceur en défaut, zone grise à gauche) ou du spike (traceur en excès, zone grise à droite).

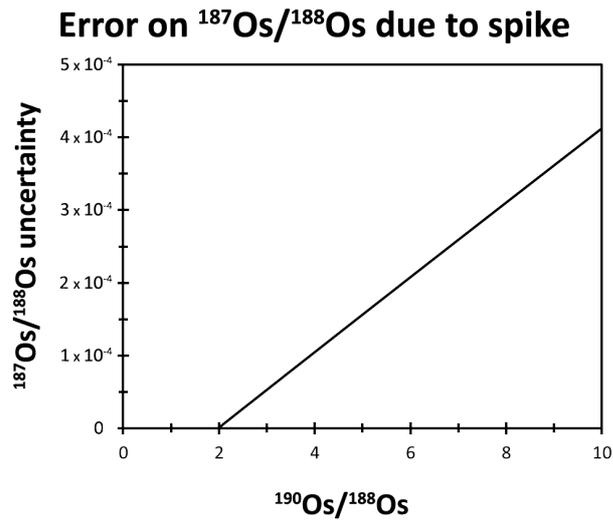


Fig. VIII. 3. Augmentation de l'incertitude sur le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ du mélange par l'ajout du spike ^{190}Os . Diagramme de l'incertitude sur le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ du mélange en fonction de son rapport $^{190}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Dans la pratique, des rapports $^{190}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ du mélange entre ~ 2.1 et 4.0 sont acceptables dans le cadre de cette étude.

2.2. Extraction chimique des HSE

Pour extraire les HSE de la matrice des échantillons, il est important de comprendre leurs propriétés chimiques et en particulier, celles de l'osmium qui vont déterminer le choix du procédé d'extraction chimique de ces éléments. Les HSE sont caractérisés par de larges gammes d'états d'oxydation, s'étalant de (-I) à (+VIII). Parmi ces derniers, l'osmium et le ruthénium sont, à leur état le plus oxydé, le tétr oxyde d'osmium OsO₄ (+VIII) et le tétr oxyde de ruthénium RuO₄ (+VIII), volatiles même à basse température. Cette caractéristique écarte les séparations chimiques habituelles employées lors de l'analyse du Sr, Nd et Pb qui utilisent une dissolution simple de l'échantillon dans des solutions acides oxydantes (e.g. mélanges d'HF, HNO₃ et HClO₄) dans un bécher en téflon, et fait appel à un procédé particulier, la digestion acide sous haute pression (Meisel et al., 2001).

2.2.1. *Etape 1: la digestion acide des échantillons sous haute pression*

La *digestion acide* est un processus de décomposition et de solubilisation des molécules d'un échantillon dans un acide. Sous haute température et pression, elle permet la digestion complète de l'échantillon. L'extraction chimique des HSE de nos échantillons a exigé l'utilisation de ce processus de digestion acide, à l'aide d'une solution acide fortement oxydante (eau régale avec un excès d'acide nitrique), pour les mettre en solution et amener l'osmium à son état d'oxydation le plus élevé, assurant ainsi l'homogénéisation du mélange échantillon-spike. Une bonne homogénéisation du mélange, lors de la mise en solution de l'échantillon spiké, est nécessaire pour ne pas obtenir des concentrations et des rapports isotopiques faussés.

Pour ce faire, les poudres de roche (1.5-2g) ont d'abord été spikées avec une solution de traceur mixte, composée de ¹⁹⁰Os, ¹⁹¹Ir, ¹⁸⁵Re, ¹⁰¹Ru, ¹⁰⁵Pd et de ¹⁹⁶Pt (Table VIII. 1). Puis, de l'eau régale inversée concentrée, composée d'un mélange d'acides chlorhydrique (HCl) et nitrique (HNO₃), a été ajoutée en proportions 2:5 pour les échantillons et standards, et 1.5:5 pour les blancs de chimie. En effet, en l'absence de matrice, l'HCl peut faire monter la pression dans les tubes, et ainsi causer des fuites dans le four. Les échantillons ont ensuite été mis en solution par attaque acide dans une autoclave (HPA-S, High Pressure Asher; Anton Paar) pendant 15 heures à 100 bars et à 285°C (Fig. VIII. 4). Des tests préalables avaient montré une optimisation de la minéralisation et de l'homogénéisation du mélange en appliquant cette température et ce temps d'attaque. Pour résister aux fortes pressions et températures de l'autoclave, le contenant des échantillons utilisé est le tube en quartz. Ce tube est fermé par du ruban en téflon résistant aux fortes températures et un bouchon en quartz, avant d'être placé dans l'autoclave (Fig. VIII. 4).



La méthode de digestion acide des échantillons sous haute pression permet de transformer tous les HSE contenus dans l'échantillon dans leur forme la plus oxydée, sans perte par volatilisation, et d'établir un équilibre entre le spike et l'échantillon. Un autre de ses avantages, par rapport à d'autres méthodes de digestion telles que la fusion alcaline, est l'obtention de blancs analytiques très faibles (Meisel et al., 2001; Reisberg and Meisel, 2002).

Fig. VIII. 4. Autoclave High Pressure Asher (HPA-S; Anton Paar) du CRPG, qui permet la digestion acide des échantillons placés dans tubes en quartz à 100 bars et à 285°C pendant 15 heures.

2.2.2. Etape 2: l'extraction liquide-liquide de l'osmium

Lors de l'étape suivante, l'osmium est isolé des autres HSE. Il est en effet important de le séparer du rhénium sachant qu'ils possèdent des isotopes de masse commune, induisant ainsi des interférences isobariques importantes.

A leur sortie du four, le contenu des tubes, en phase aqueuse, est ré-homogénéisé à l'aide d'un agitateur Vortex Genie 2 et transféré dans un gros bécher en téflon (60 mL ou 120 mL). L'Os, sous sa forme la plus oxydée (OsO_4) a une très forte affinité pour le dibrome (Br_2), une solution liquide très dense, volatile et immiscible dans l'eau. Il est séparé chimiquement de la solution aqueuse de l'échantillon par *extraction liquide-liquide* avec le Br_2 (Birck et al., 1997; Meisel et al., 2001) tandis que les autres HSE restent dans la matrice. Deux extractions de ce type sont réalisées à l'aide d'une seringue, après chauffage pendant plusieurs heures sur une plaque chauffante réglée à 85-120°C (la température à l'intérieur du bécher est beaucoup plus faible et dépend en partie de la forme du fond du bécher), afin de récolter tout l'Os et de maximiser le rendement. Le Br_2 , qui contient l'Os, est transféré dans un petit bécher contenant une pellicule d'eau qui, plus légère que le Br_2 (+Os), va surnager et l'empêcher de se volatiliser. Ensuite, cette pellicule d'eau et d'éventuelles gouttes de solution aqueuse, qui ne se seraient pas séparées facilement du Br_2 , sont enlevées à leur tour et de l'acide bromhydrique (HBr) (0.5 mL, 8.8 N) est ajouté au bécher. L'osmium est alors réduit en hexabromure d'osmium OsBr_6^{2-} (+IV), forme stable non volatile (Cotton et al., 1999; Luck, 1982). Le Br_2 peut alors s'évaporer librement à température ambiante pour ne laisser que l'osmium réduit dans l'HBr, qui est par la suite séché sur plaque chauffante à 85-90°C jusqu'à ce qu'il ne reste qu'une goutte. Cette goutte est transférée au centre du capuchon d'un bécher conique et séchée sur plaque chauffante à 80°C.

2.2.3. Etape 3: la purification de l'osmium par microdistillation

La dernière étape de la séparation chimique de l'osmium consiste à le purifier en éliminant toutes les impuretés et en le reconcentrant par *microdistillation* (technique adaptée de Birck et al. (1997)) avant son analyse au spectromètre de masse.

Lors de cette microdistillation (Fig. VIII. 5), l'Os, sous forme réduite stable (OsBr_6^{2-}), est oxydé par l'ajout de 8 μl d'un mélange de trioxyde de chrome (CrO_3) (+VI) et d'acide sulfurique concentré (H_2SO_4) (6 mol/L) sur le résidu sec, au centre du capuchon du bécher conique (Nakanishi et al., 2019). Dans la pointe du bécher conique, est déposée une goutte de 30 μl de HBr et le bécher est fermé délicatement à l'envers et enveloppé de papier aluminium à l'exception du sommet du cône (Nakanishi et al., 2019). L'ensemble est alors mis à chauffer sur plaque à 80-90°C pendant 4 heures. L'Os, oxydé par le Cr^{VI} (OsO_4), se volatilise et est piégé dans la microgoutte de HBr dans laquelle il est à nouveau réduit (OsBr_6^{2-}). Le papier aluminium empêche la condensation de l'Os et son dépôt sur les parois du bécher. Ensuite, le cône est dévissé avec soin et la goutte (HBr + Os) qu'il contient est évaporée à 60-70°C sur plaque chauffante, jusqu'à l'obtention d'une goutte suffisamment réduite pour être déposée sur un filament de platine et analysée au spectromètre de masse.

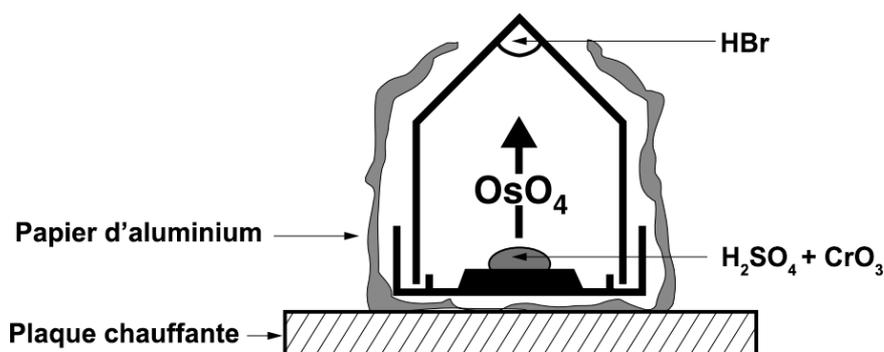


Fig. VIII. 5. Purification de l'osmium par microdistillation. Modifiée d'après Birck et al. (1997).

2.2.4. *Etape 4: la séparation du rhénium et des autres platinoïdes (Ru, Pd, Pt et Ir) par chromatographie à colonnes échangeuses d'anions*

Une fois que l'osmium est séparé du rhénium et des autres platinoïdes (Ru, Pd, Pt et Ir), ces derniers peuvent être, à leur tour, extraits par *chromatographie en phase liquide* de la matrice aqueuse de l'échantillon contenue dans le gros bécher en téflon. Leur extraction requiert l'utilisation d'une résine échangeuse d'anions, et repose sur l'affinité de ces éléments sous forme anionique pour cette résine, qui contient des sites d'échange d'anions (technique décrite par Rehkämper and Halliday (1997)).

Le dibrome résiduel est d'abord évaporé en laissant le gros bécher ouvert sous hotte pendant un quart d'heure. Puis, les solutions acides résiduelles sont évaporées sur plaque chauffante à 90-110°C. Envelopper le bécher avec du papier aluminium peut faciliter le séchage de son contenu. Le rhénium et les autres platinoïdes sont remis en solution avec un mélange de HCl 1N et de 10% d'eau de brome ultra-purifiée (10 mL de Br₂ ultra-pur dans 100 mL d'eau purifiée), noté HCl 1N + 10% Br₂, à 120°C, puis séchés et mis à nouveau en solution avec le même mélange à 120°C. Cette "double" mise en solution permet d'avoir les espèces présentes sous la forme chimique adéquate pour une bonne séparation. Ensuite, la solution est centrifugée et est prête pour la séparation chromatographique.

La préparation des colonnes chromatographiques (très fines et en quartz) pour les séparations consiste en premier lieu par leur remplissage par une résine anionique (AG1x8 200-400 mesh), qui est une matrice polymère polydivinylbenzène sur laquelle sont fixés des groupements chimiques ammonium. Ensuite, le lavage et le conditionnement de cette résine, c'est-à-dire l'introduction successive de divers acides au travers de cette dernière (Table VIII. 2), permettent l'élution de différents éléments contenus comme impuretés dans la résine. Avant d'introduire l'échantillon, la résine est équilibrée avec le mélange HCl 1N + 10% Br₂ utilisé pour la mise en solution de l'échantillon. Puis, la fraction liquide de l'échantillon centrifugé est introduite délicatement en trois temps dans la colonne. Les éléments majeurs, mineurs et traces composant la matrice ainsi que le zinc (Zn), le cadmium (Cd) et l'argent (Ag) sont élués avant les trois extractions des HSE qui nous intéressent par des acides concentrés: (1) Ru, (2) Re et Pd, et (3) Pt et Ir. L'utilisation de l'eau de brome, puissant oxydant, permet de stabiliser l'iridium sous sa forme la plus oxydée, le dioxyde d'iridium IrO₂ (+IV), et d'assurer sa bonne rétention par la résine. En effet, du trioxyde d'iridium Ir₂O₃ (+III) instable peut se former au cours de la séparation chimique et s'échapper de la résine. Une fois tous les éléments récoltés, les fractions liquides sont séchées sur plaque chauffante à 85°C. Pour leurs analyses au spectromètre de masse, les éléments sont remis en solution avec de l'HNO₃ 2%, puis séchés à nouveau et remis en solution.

Table VIII. 2. Protocole de la séparation chimique du Re et des platinoïdes Ru, Pd, Pt et Ir par chromatographie à colonnes échangeuses d'anions (Rehkämper and Halliday 1997), se déroulant sur environ deux à trois jours.

Acide	Quantité ajoutée (mL)	Processus
Lavage-Conditionnement		
HNO ₃ 0.8N	10	Elution du Zn et du Cd
	10	
HCl 11N	2+8	Elution de l'Ag et du Ru
HNO ₃ 13.5N	2+3	Elution du Ru résiduel, Re, Pd, Pt et de l'Ir
	10	
	10	
HCl 6N	2+8	Reconversion de la résine sous la forme de chlorure
	10	
	10	
	10	
HCl 1N + 10% Br ₂	2+2	Equilibration de la résine
	1	
	2	
	2	
Introduction de l'échantillon		
	1+3+6	
Séparation		
HCl 0.5N + 10% Br ₂	1+2	Elution de la matrice
HNO ₃ 0.8N + 10% Br ₂	0.5+0.5	Elution de la matrice
	6	Elution du Zn et du Cd
HCl 11N	1	Elution de l'Ag
	2+8	Elution du Ru
HNO ₃ 8N	2+8	Elution du Re et du Pd
HNO ₃ 13.5N	2+4+6	Elution du Pt et de l' Ir

Table VIII. 3. Procédure de lavage du matériel utilisé lors de l'analyse des HSE et des isotopes de l'osmium.

Matériel	Lavage 1	Lavage 2	Lavage 3	Lavage 4	Lavage 5
Tubes de quartz	HNO ₃ 50% + HF si nécessaire	HNO ₃ 50% + HF si nécessaire			
Bouchons de quartz	HNO ₃ 50%	HNO ₃ 50%			
Pointes d'extraction	HBr 10%				
Béchers en téflon pour les extractions	H ₂ O et acétone	HNO ₃ 50% sur plaque (24h)	HNO ₃ 50% dans lave-vaisselle (24h)		
Gros béchers pour l'extraction de l'Os et le résidu aqueux	H ₂ O et acétone	H ₂ O sur plaque (48h)	HNO ₃ 50% dans lave-vaisselle (24h)	HBr I (50%) dans lave-vaisselle (24h)	HBr II (50%) dans lave-vaisselle (24h)
Béchers coniques pour la microdistillation de l'Os	H ₂ O et acétone	HBr 50% sur plaque (48h)	HBr 50% dans lave-vaisselle (24h)		

2.2.5. *Séries d'échantillons et validation de la méthode*

Seuls cinq tubes en quartz peuvent être placés dans l'autoclave HPA-S. Chaque série de chimie comporte alors quatre échantillons et un blanc de chimie. Pour les séparations du Ru, Pd, Re, Pt et de l'Ir, nous disposons de dix colonnes chromatographiques permettant la réalisation des chimies de deux séries d'échantillons en simultané.

Les blancs de chimie servent à contrôler et à quantifier la contamination des échantillons en HSE par les solutions réactives (H_2O , HNO_3 , HCl , HBr , Br_2 , Cr^{VI} ...) ou le matériel (bêcher, tube, pointe d'extraction, cône pour pipette...) utilisés lors des manipulations de chimie. Ils sont traités de la même manière que les échantillons durant toute la procédure. La quantité ajoutée de spike est cependant différente. Pour un échantillon, environ 0.16 g (3-4 gouttes) de spike mixte dilué (D) sont mélangés à la poudre; tandis que pour le blanc, seule une goutte de spike (environ 0.03 g) est ajoutée. Lors des premières analyses, le spike utilisé pour les blancs de chimie était le même que celui pour les échantillons, soit le spike mixte dilué (D). Ce spike est trop concentré pour déterminer correctement la quantité des blancs de chimie. Le rapport isotopique du mélange ne peut donc être distingué de celui du spike, rendant impossible l'estimation de la contamination présente. C'est pourquoi, un spike encore plus dilué, le spike mixte super dilué (SD), a été préparé et a ainsi permis d'améliorer la quantification des blancs de chimie. Etant donné que les blancs sont fortement dépendant des réactifs et du matériel, seules des solutions réactives purifiées voire ultra-purifiées sont utilisées et le matériel est lavé très méticuleusement (Table VIII. 3). La purification des solutions réactives comprend la distillation (1) préalable de l' HNO_3 commercial par distillation "quartex", (2) de l' HCl commercial par distillation dans un distillateur téflon (de chez Thermo Fischer Scientific), (3) du Br_2 par chauffage, évaporation dans un tube coudé, et par condensation dans l'autre compartiment du tube, et (4) de l' HNO_3 par ébullition pour faire évaporer les traces d'osmium.

En plus des blancs de chimie, des matériaux de références, « standards », sont également analysés et permettent de vérifier, d'une part, le bon déroulement des analyses avec l'appareil, et d'autre part, la procédure chimique. Les standards choisis sont:

- UB-N: une péridotite à grenat et spinelle serpentinisée (Vosges, France)
- HARZ-01: une harzburgite très appauvrie et non serpentinisée (Devolli, Albanie)
- MUH-1: une harzburgite appauvrie et serpentinisée (Kraubath, Autriche)
- OKUM: une komatiite ultramafique (Ontario, Canada)

Le standard UB-N est principalement utilisé; en effet, son analyse fournit des données stables. De plus, il est fortement employé par la communauté scientifique pour le même type d'échantillons et d'analyses.

2.3. Analyse des HSE par spectrométrie de masse

Les fractions récoltées pour les différents HSE sont analysées par spectrométrie de masse. L'analyse de l'Os est réalisée à l'aide d'un spectromètre de masse à thermo-ionisation (TIMS, Thermal Ionization Mass Spectrometry), qui fait appel à une technique de mesure précise des rapports isotopiques. Dans un TIMS, l'émission et l'ionisation de l'Os, chimiquement séparé et déposé sur un filament, résultent du chauffage de ce filament. Quant aux autres HSE, leurs rapports isotopiques, utilisés dans le calcul de leurs teneurs par dilution isotopique, sont déterminés par spectrométrie de masse à plasma induit couplée à un système de multi-collection (MC-ICP-MS, Multicollector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

2.3.1. *Analyse de l'osmium par NTIMS*

La technique de thermo-ionisation était en premier lieu dédiée à l'ionisation d'espèces monoatomiques sous forme de cation. Cependant, certains éléments, qui possèdent une énergie de première ionisation très élevée, ne s'ionisent pas si facilement en cation; parmi eux, figurent l'osmium et le rhénium. Une nouvelle méthode d'analyse a alors été développée par Creaser et al. (1991) et Völkening et al. (1991) pour analyser les oxydes d'osmium et du rhénium par TIMS en mode négatif (NTIMS), en s'appuyant sur les propriétés de plusieurs métaux à former facilement des oxydes chargés négativement. Cette technique permet un meilleur rendement total, incluant l'ionisation et la transmission de l'échantillon jusqu'au détecteur, que ceux fournis par les spectromètres de type ICP-MS pour les deux éléments considérés: 10-20% contre <1%. La composition isotopique en Os des échantillons est mesurée à l'aide d'un spectromètre TIMS Finnigan MAT 262 en mode négatif, sur filaments en platine, au CRPG. La préparation des échantillons et la procédure d'analyse d'un TIMS diffère d'une analyse par un ICP-MS en plusieurs points.

2.3.1.1. Préparation des échantillons

Pour son analyse, chaque échantillon est déposé sur un filament de platine. Le platine est choisi pour sa très faible contamination en osmium et son caractère réfractaire. Ce filament est d'abord soudé au porte-échantillon, puis dégazé à l'air pendant une dizaine de minutes pour éliminer les éventuelles impuretés présentes à sa surface, en y faisant circuler un courant de 2 A (Birck et al., 1997). Le filament est après refroidi pendant une dizaine de minutes. Un courant de 0.5 A est ensuite appliqué pour y déposer la microgoutte d'HBr issue de la microdistillation de l'Os de l'échantillon à l'aide d'une seringue et d'un capillaire. Le dépôt nécessite d'être le plus ponctuel possible afin de faciliter la focalisation du faisceau d'ions dans le spectromètre et l'obtention d'un bon signal. Une fois l'échantillon déposé, un activateur, un mélange d'hydroxyde de baryum $Ba(OH)_2$ en suspension dans de la soude, est

ajouté sur ce dernier. Cet activateur sert à favoriser l'ionisation de l'osmium. Cependant, son efficacité requiert une quantité minime, sinon il exercerait l'effet inverse. Le dépôt est par la suite chauffé brièvement (plusieurs secondes) pour faire fondre l'activateur sur l'échantillon, minimisant ainsi les interférences avec les masses 233-235 (cf. [Table VIII. 4](#)) pendant l'analyse (Birck et al., 1997). Les échantillons préparés sont installés sur le barillet du spectromètre.

2.3.1.2. Mesure des échantillons par NTIMS

2.3.1.2.1. Fonctionnement du NTIMS

Le barillet est introduit dans la chambre d'ionisation du spectromètre ([Fig. VIII. 6](#)). Ensuite, un vide est réalisé dans l'appareil. Une fois que le vide a atteint une pression de $\sim 2 \times 10^{-7}$ mbars, l'échantillon peut être ionisé par chauffage progressif du filament, en appliquant un courant final d'environ 750-1100 mA. Des oxydes ([Table VIII. 4](#)), principalement OsO_3^+ , sont alors produits à partir de l'oxygène résiduel dans le spectromètre et du Ba(OH)_2 . Néanmoins, de l'oxygène peut être introduit en faible quantité (jusqu'à ~ 3 à 6×10^{-7} mbars) pour améliorer ce processus. Ces oxydes sont par la suite séparés en fonction de leur rapport de masse sur charge dans le secteur magnétique du spectromètre, et puis, détectés à l'aide d'un multiplicateur d'électrons secondaires en mode "peak-jumping".

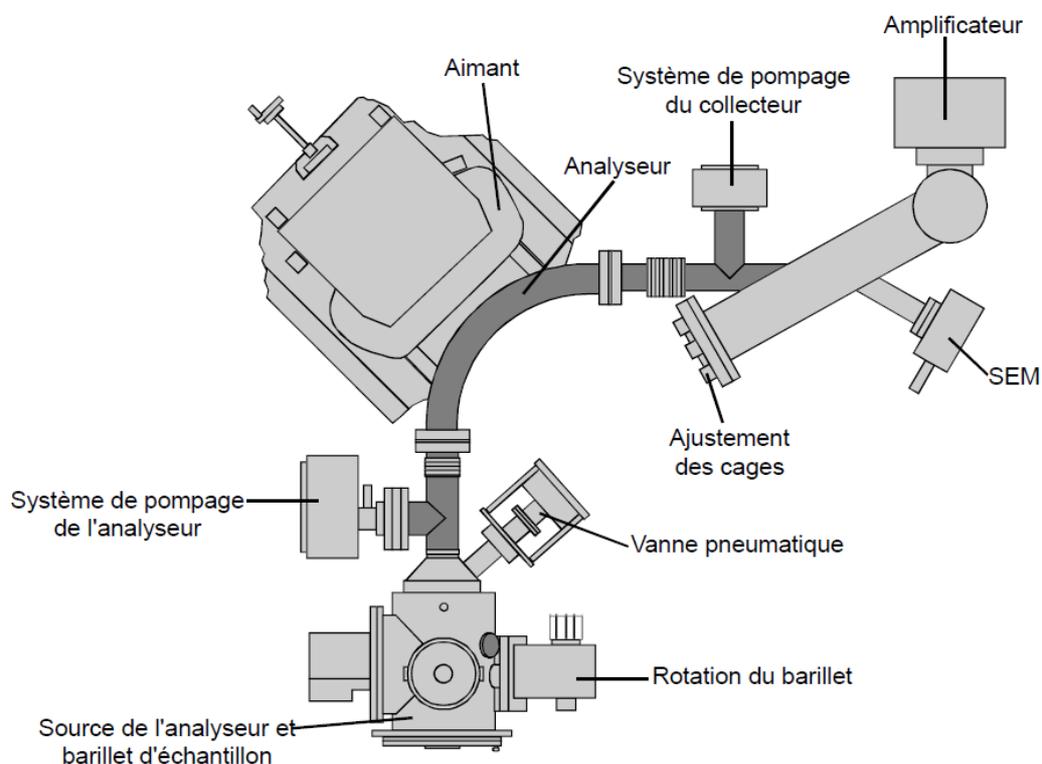


Fig. VIII. 6. Fonctionnement d'un spectromètre de masse à thermo-ionisation (modèle Finnigan Mat 262) (Cardon, 2007). Chauffage progressif du filament et ionisation de l'échantillon. Séparation des ions en fonction de leur rapport de masse sur charge dans le secteur magnétique de l'analyseur. Détection des ions récoltés à l'aide de cages de Faraday ou du multiplicateur d'électrons secondaires en mode "peak-jumping".

La détection et la quantification des ions recueillis par spectrométrie de masse peuvent être réalisées de deux manières différentes, soit, sur une ou plusieurs cages Faraday par la mesure de l'intensité du courant d'ions, soit, à l'aide d'un multiplicateur d'électrons secondaires par comptage des ions un à un:

- Les détecteurs les plus couramment utilisés sont les collecteurs de type cage de Faraday, au fond desquels les ions viennent se heurter et s'accumuler créant un courant de décharge. Un électromètre amplifie et mesure ensuite le courant produit.
- Le multiplicateur d'électrons secondaires est un détecteur très sensible permettant de mesurer des courants d'ions très faibles ($<10^{-15}$ A), sous la limite de détection des cages de Faraday. Son principe (Fig. VIII. 7) consiste en:

- (1) la production d'électrons secondaires lorsqu'un ion heurte la surface métallique de la cathode de conversion;
- (2) l'impact de ces électrons avec une deuxième électrode, appelée dynode, et l'émission d'autres électrons secondaires;
- (3) l'amplification de ce processus de multiplication d'électrons par la présence de plusieurs dynodes successives au sein du détecteur.

Après la dernière dynode, le nombre d'électrons a été multiplié un grand nombre de fois et les courants obtenus sont suffisamment élevés pour être exploités.

Dans nos analyses, le multiplicateur d'électrons est utilisé en mode comptage, c'est-à-dire que chaque ion arrivant à l'entrée du multiplicateur produit un pulse d'électrons qui est compté. Le mode "peak-jumping" permet d'analyser en boucle une séquence de pics déterminés en modifiant le courant dans l'électroaimant et donc le champ magnétique. A chaque pic, correspond une masse; les masses utilisées dans cette étude s'étendent de 233 à 240 et sont listées dans la Table VIII. 4.

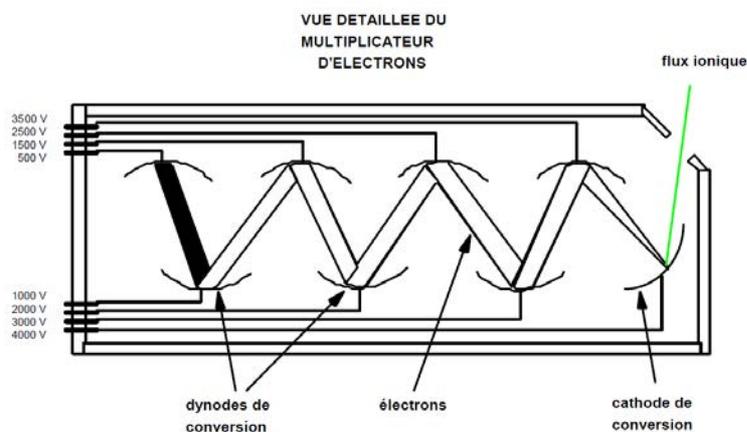


Fig. VIII. 7. Fonctionnement d'un multiplicateur d'électrons secondaires (Zimmermann et al., n.d.). Impact du faisceau d'ions sur la cathode de conversion et production d'électrons secondaires. Collision de ces électrons avec plusieurs dynodes successives et émission d'autres électrons secondaires amplifiant le signal au sein du détecteur.

Table VIII. 4. Isotopes mesurés et espèces oxydées correspondantes lors de l'analyse des échantillons par NTIMS

Masse	Isotope	Espèce oxydée principale	Espèces oxydées secondaires	
233	¹⁸⁵ Re	¹⁸⁵ Re ¹⁶ O ₃ (pollution)		
235	¹⁸⁷ Os	¹⁸⁷ Os ¹⁶ O ₃ ⁻	¹⁸⁶ Os ¹⁶ O ₂ ¹⁷ O ⁻	¹⁸⁷ Re ¹⁶ O ₃ ⁻
236	¹⁸⁸ Os	¹⁸⁸ Os ¹⁶ O ₃ ⁻	¹⁸⁶ Os ¹⁶ O ₂ ¹⁸ O ⁻	¹⁸⁷ Os ¹⁶ O ₂ ¹⁷ O ⁻
237	¹⁸⁹ Os	¹⁸⁹ Os ¹⁶ O ₃ ⁻	¹⁸⁷ Os ¹⁶ O ₂ ¹⁸ O ⁻	¹⁸⁸ Os ¹⁶ O ₂ ¹⁷ O ⁻
238	¹⁹⁰ Os	¹⁹⁰ Os ¹⁶ O ₃ ⁻	¹⁸⁸ Os ¹⁶ O ₂ ¹⁸ O ⁻	¹⁸⁹ Os ¹⁶ O ₂ ¹⁷ O ⁻
240	¹⁹² Os	¹⁹² Os ¹⁶ O ₃ ⁻		¹⁹⁰ Os ¹⁶ O ₂ ¹⁸ O ⁻
251	¹⁸⁷ Re	¹⁸⁷ Re ¹⁶ O ₄ ⁻		

2.3.1.2.2. Déroutement de l'analyse

Le signal est, en premier lieu, focalisé sur la masse repère 251 ou 249, correspondant aux espèces oxydées du rhénium, ReO_4^- , issues naturellement du filament et/ou des parois contaminées du spectromètre, qui fut autrefois utilisé pour analyser des éléments nécessitant un dépôt sur un filament de rhénium. Ces masses décrivent des pics d'intensité importante et ne proviennent pas de nos échantillons. En effet, le rapport $^{187}\text{ReO}_4^- / ^{185}\text{ReO}_4^-$ naturel est toujours constant, sans aucune trace du ¹⁸⁵Re du spike. Les masses 251 et 249 n'interfèrent avec aucune des masses mesurées qui nous intéressent. Ensuite, la focalisation est réalisée sur la masse 238, soit sur l'espèce spikée $^{190}\text{Os } ^{16}\text{O}_3^-$. L'oxydation de l'osmium nécessite le bon fonctionnement de l'activateur qui requiert un certain temps de chauffage. Dès qu'un signal suffisant est obtenu, les pics des masses que l'on souhaite mesurer sont centrés. Puis, avant l'analyse, une vérification d'une potentielle contamination de l'échantillon en Re est effectuée sur la masse 233, composée en grande partie de l'espèce $^{185}\text{ReO}_3^-$ et parfois de quelques interférences moléculaires. Comme vu précédemment, l'isotope ¹⁸⁷Re interfère isobariquement avec l'isotope ¹⁸⁷Os sur la masse 235. Pour estimer l'ampleur de cette interférence, on considère l'équivalence suivante en mesurant le signal sur la masse 233:

$$a_{187\text{Re}} \approx 1.6 \cdot a_{185\text{Re}}$$

Cependant, cette équation ne peut être utilisée que si nous sommes sûrs que toute la masse 233 correspond uniquement à l'espèce $^{185}\text{ReO}_3^-$. En réalité, des interférences moléculaires peuvent malheureusement aussi tomber sur ce pic et rendre la correction impossible avec l'équation ci-dessus. C'est pourquoi, il est important que le nombre de coups mesuré sur cette masse soit très faible voire nul pour lancer l'analyse. A chaque cycle d'analyse, le nombre de coups sur cette masse est mesuré afin de vérifier qu'une contamination en Re n'apparaisse et ne se développe pas au cours de l'analyse. A la fin, le spectromètre fournit à la fois les valeurs corrigées et non corrigées pour cette masse.

2.3.1.2.3. Corrections et validation des résultats

Pour les analyses considérées de bonne qualité, l'incertitude sur le rapport des masses 235/236, soit $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, doit être inférieure à 0.3%, et l'analyse doit comporter au moins 50 mesures pour chaque rapport isotopique. Généralement, cette précision est obtenue à la fin d'environ 10 blocs d'analyses, chacun représentant 10 cycles de balayage des pics. Plus le nombre de blocs est analysé, plus l'incertitude de la mesure sera faible (Dickin, 2018).

Différentes corrections sont appliquées aux données récoltées:

- (1) correction de la variation du signal au cours de l'analyse, déjà appliquée aux données qui sortent de l'instrument;
- (2) correction des interférences isobariques entre les isotopes ^{187}Re et ^{187}Os (expliquée ci-dessus), effectuée pendant l'analyse et à titre indicatif. Généralement, les valeurs non-corrigées sont utilisées pour les étapes suivantes des corrections, réalisées hors ligne à l'aide du logiciel Excel;
- (3) correction du fractionnement de masse instrumental qui n'est pas constant lors de l'analyse: les éléments légers sont d'abord ionisés, puis les éléments lourds de manière progressive. Cette correction est réalisée avec l'aide d'un standard interne, le rapport constant des masses 240/236, soit des isotopes non radiogéniques $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, équivalent à 3.08271. Une loi exponentielle est supposée;
- (4) correction des interférences isobariques pour les oxydes d'osmium liées à l'existence de trois isotopes pour l'oxygène (^{16}O , ^{17}O et ^{18}O);
- (5) correction des impuretés présentes dans le spike en éliminant tous ses isotopes traces dans les calculs des rapports isotopiques;
- (6) correction de la contribution des blancs de chimie.

Une fois les données isotopiques corrigées, les concentrations en Os peuvent être déterminées à partir des masses des échantillons et du spike ajouté par dilution isotopique.

Afin de s'assurer du bon déroulement des analyses, des standards liquides Lamont (1 μl de 10 ng/g, soit ~ 10 pg) et *Durham Romil Osmium Standard* (DROsS) (0.5 μl de 10 ng/g, soit 5 ng) sont également mesurés. Ils sont déposés sur des filaments de platine de la même manière que les échantillons. Quand les rapports mesurés pour ces standards sont trop éloignés des valeurs attendues ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.17402 \pm 0.00072$ (2 std. dev.; $n = 171$) pour Lamont et 0.160924 ± 4 pour DROsS (Luguet et al., 2008)), la tension appliquée sur le multiplicateur d'électrons est modifiée, l'usure de ce dernier impliquant l'application d'une tension de plus en plus grande (de 2100 jusqu'à 2900 V en fin de vie).

2.3.2. Analyse des autres HSE (Ru, Pd, Re, Pt et Ir) par MC-ICP-MS (et Q-ICP-MS)

Les analyses des compositions isotopiques des éléments Ru, Pd, Re, Pt et Ir des échantillons ont été réalisées sur le spectromètre MC-ICP-MS *Neptune Plus* (Thermo Fischer Scientific) du CRPG. Les deux premières séries d'échantillons ont été analysées sur le spectromètre Q-ICP-MS XSERIES (Thermo Fischer Scientific) du CRPG, beaucoup moins précis, étant donné qu'il s'agit d'un spectromètre quadripolaire et non d'un spectromètre à secteur magnétique. Ce spectromètre s'est montré par la suite contaminé en HSE par l'analyse d'échantillons extrêmement riches (e.g. molybdénite). Le rhénium aurait pu être analysé par thermo-ionisation. Malheureusement, le spectromètre TIMS est contaminé en cet élément à la suite d'analyses jadis effectuées sur des filaments en Re. De plus, les filaments de Pt peuvent parfois contenir des traces de Re.

2.3.2.1. Principe et fonctionnement du MC-ICP-MS

La spectrométrie de type MC-ICP-MS (Fig. VIII. 8) est une technique de nouvelle génération permettant d'analyser un très large champ d'éléments et de mesurer leurs rapports isotopiques par voie liquide ou parfois par ablation laser. Elle fait appel à un spectromètre de masse hybride combinant, à la fois, les avantages de l'ionisation supérieure de la source à plasma induit, et, les mesures de précision du spectromètre de masse à secteur magnétique de multi-collection. Ce système de multi-collection se traduit par l'alignement de multiples détecteurs de type cages de Faraday qui mesurent simultanément les différents isotopes demandés. Cette mesure simultanée permet d'obtenir une précision extrêmement élevée.

Les échantillons repris avec de l' HNO_3 2% sont introduits dans le spectromètre via un capillaire à l'aide d'une pompe péristaltique, et puis transformés en aérosol composé de fines gouttelettes par le nébuliseur. Ensuite, ce dernier est injecté dans la torche à plasma au sein d'une chambre cyclonique, où il est atomisé et ionisé. Les ions produits sont par la suite extraits du plasma à l'aide d'un système de cônes en nickel mis sous vide, et puis, focalisés par un dispositif de lentilles électrostatiques avant d'atteindre l'analyseur, dans lequel ils sont séparés en fonction de leur rapport masse/charge. Les deux types de détecteurs (cages de Faraday et multiplicateurs d'électrons) sont utilisés pour mesurer les compositions isotopiques.

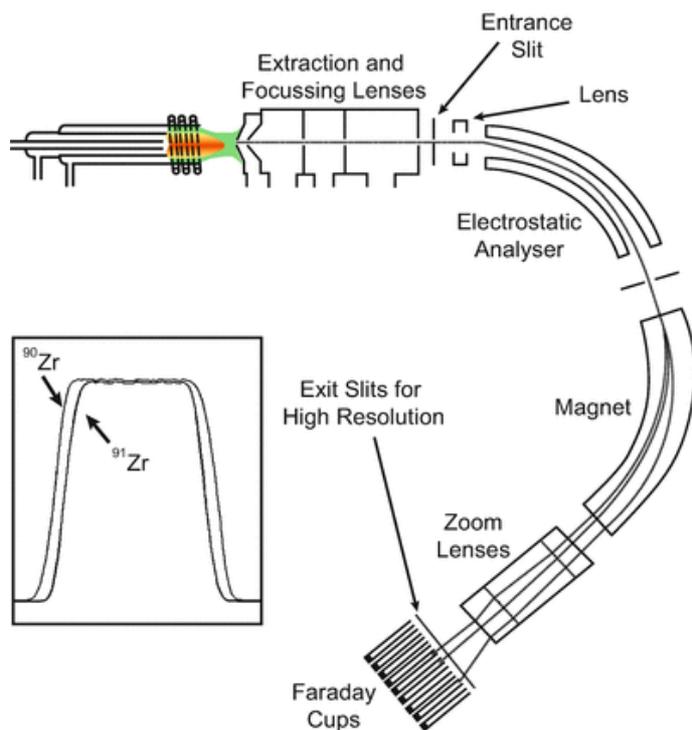


Fig. VIII. 8. Fonctionnement d'un spectromètre de masse de type MC-ICP-MS (Schönbächler, 2016). Ionisation de l'échantillon dans la chambre cyclonique. Extraction et focalisation du faisceau d'ions à l'aide d'un système de cônes en nickel et de lentilles électrostatiques. Séparation des ions en fonction de leur rapport masse/charge dans l'analyseur. Détection des ions recueillis par des cages de Faraday ou un multiplicateur d'électrons.

2.3.2.2. Protocole analytique

Les analyses isotopiques commencent par la dilution des solutions standards instrumentaux, des blancs de chimie et des échantillons avec de l'HNO₃ 2%. Cette dilution est une étape importante dans le cas d'une analyse sur le multiplicateur d'électrons secondaires afin de ne pas le saturer en signal.

Avant chaque analyse, il est nécessaire de nettoyer l'instrument en nébulisant une solution légèrement acidifiée (HNO₃ 2% ou 5%, parfois avec un peu d'HCl) pendant plusieurs minutes. Cette étape de dépollution des traces résiduelles est très importante dans le cas des éléments étudiés, qui ont tendance à bien s'accrocher et à s'accumuler, à chaque passage d'échantillon, dans différentes pièces du spectromètre, telles que le capillaire, le nébuliseur ou encore sur les parois de la chambre cyclonique. Elle peut même parfois durer très longtemps après l'analyse d'une solution très concentrée, de l'ordre de 40 minutes. Les solutions d'acides peuvent varier d'un élément à un autre et à chaque session (Table VIII. 5). Pour éviter des temps de dépollution très longs, il est préférable de commencer par l'analyse des blancs de chimie, puis des échantillons des moins concentrés aux plus concentrés (quand on a une idée préalable de leurs concentrations).

Ensuite, un blanc instrumental est mesuré avant l'échantillon et servira à corriger ses intensités mesurées. Plus ce blanc est « propre », plus la qualité de la mesure sera élevée. Les blancs instrumentaux et de chimie sont analysés sur le multiplicateur d'électrons secondaires étant données les faibles intensités des signaux mesurés. Des standards instrumentaux sont également analysés plusieurs fois en début et en fin de séance d'analyse, ainsi qu'après l'analyse de 4 ou 5 échantillons, pour vérifier le bon fonctionnement de l'appareil et corriger le fractionnement de masse instrumental (expliqué plus loin).

Table VIII. 5. Procédure de rinçage du MC-ICP-MS (la plus efficace de toutes les sessions) entre chaque analyse d'échantillon et mesure du blanc instrumental avec des solutions légèrement acidifiées, pour les éléments (1) Ru, (2) Pd et Re, et (3) Pt et Ir, pour une dépollution efficace et l'obtention de blancs instrumentaux très propres.

Eléments	Rinçage		Durée <i>min.</i>	Blanc instrumental	
	Nb	Acide			
Ru	1	HNO ₃ 10%	10	HNO ₃ 2%	
	2	HNO ₃ 10%	20		
Pd, Re	Re	1	HNO ₃ 10%	10	HNO ₃ 2% + HCl
		2	HNO ₃ 2% + HCl	10	
	Pd	1	HNO ₃ 10%	10	HNO ₃ 2%
		2	HNO ₃ 2%	15	
Pt, Ir	1	HNO ₃ 2%	15	HNO ₃ 2% + HCl	
	2	HNO ₃ 2% + HCl	20		

Pour les blancs de chimie, les temps de rinçage peuvent être diminués si les éléments dépolluent suffisamment bien. La quantité d'HCl ajoutée correspond à 500 µl dans 50 mL d'HNO₃ 2%.

Les premières analyses ont été faites en mode "peak jumping" conduisant à des temps d'analyse assez longs. Ensuite, de nouveaux protocoles de mesure pour les échantillons (Table VIII. 6) ont été développés, faisant intervenir à la fois des cages de Faraday pour le Pt, Ir, Ru et le Pd, et le multiplicateur d'électrons pour le Re et les interférences isobares, dont les signaux sont en dessous de la limite de détection des cages de Faraday. Lors de la dernière session d'analyses, le Re et le Pd ont montré des comportements très différents en fonction des acides utilisés lors du rinçage de l'appareil et pour la mesure du blanc instrumental, conduisant à leur analyse séparée (Table VIII. 5). La dépollution du Re requiert l'introduction d'une très faible quantité d'HCl dans l'instrument, tandis que le signal en Pd remonte en présence d'HCl. Certains échantillons ont par conséquent été analysés en suivant deux méthodes pour le Pd et le Re: la première sur le multiplicateur d'électrons secondaires pour les isotopes du Re, et la deuxième sur les cages de Faraday pour ceux du Pd (et sur le multiplicateur d'électrons pour l'interférence isobare ^{111}Cd).

Pour chaque échantillon, 30 blocs d'analyse sont réalisés, comprenant chacun 20 cycles de balayage de tous les pics des masses qui nous intéressent. Pour les blancs de chimie et instrumentaux, leur nombre est réduit à 10. Toutes les valeurs anormales sont enlevées lors du traitement des données. Comme pour l'Os, plus le nombre de blocs d'analyse est élevé, plus l'incertitude sera réduite. L'incertitude fut d'ailleurs fortement diminuée en changeant de spectromètre (Q-ICP-MS → MC-ICP-MS) et en réalisant la plupart des analyses sur cages de Faraday.

Table VIII. 6. Méthodes analytiques avec les configurations des cages de Faraday et du multiplicateur d'électrons secondaires pour (1) le Ru, (2) le Pd et le Re, et (3) le Pt et l'Ir.

Eléments	L3	L2	L1	IC1 C	H1
Ru			^{99}Ru	^{101}Ru	^{102}Ru
				^{105}Pd	
				^{106}Pd	
				^{111}Cd	
Pd, Re		^{105}Pd	^{106}Pd	^{108}Pd	
				^{111}Cd	
				^{185}Re	
				^{187}Re	
Pt, Ir	^{191}Ir	^{193}Ir	^{194}Pt	^{195}Pt	^{196}Pt
				^{199}Hg	

Analyses sur le multiplicateur d'électrons secondaires en mode "peak-jumping" (IC1)
 Temps d'intégration = 0.262 s (0.131 s pour les interférences isobariques)
 Nombre d'intégration = 20 (5 pour les interférences isobariques)
 Idle = 3 s

2.3.2.3. Corrections et validation des résultats

Comme dans le cas de la mesure de l'osmium dans les échantillons, les données obtenues subissent plusieurs corrections:

- (1) correction de la contribution du blanc instrumental;
- (2) correction du fractionnement de masse instrumental;
- (3) correction des interférences isobariques entre différents isotopes, reprises dans la [Table VIII. 7](#): elle est réalisée en ligne de la même manière que pour l'osmium mais elle reste généralement négligeable à cause de la purification chimique;
- (4) correction de la contribution des blancs de chimie.

Le fractionnement de masse instrumental est produit par la source plasma et est, contrairement à la thermo-ionisation, constant au cours de l'analyse mais plus grand: de par leur effet de charge plus important, dépendant de leur masse, les isotopes lourds sont plus concentrés au centre du faisceau, et ainsi, plus favorisés pour passer au travers des cônes que les isotopes légers dans l'analyseur. Ce fractionnement de masse est corrigé avec l'aide d'un standard instrumental ou externe (méthode de « standard bracketing »), une solution dont la concentration et la composition isotopique de l'élément analysé sont connues ([Table VIII. 8](#)), qui est mesuré plusieurs fois en début et en fin de séance d'analyse ainsi qu'après l'analyse de 4 ou 5 échantillons.

L'analyse de ce standard externe permet de déterminer le coefficient de fractionnement de masse β à partir des rapports mesuré ($X/Y_{\text{mesuré}}$) et réel ou naturel ($X/Y_{\text{réel}}$) entre deux isotopes X et Y d'un élément, de masse m_X et m_Y , selon l'équation suivante:

$$X/Y_{\text{mesuré}} = X/Y_{\text{réel}} \cdot \left(\frac{m_Y}{m_X}\right)^\beta$$
$$\beta = \frac{\ln(X/Y_{\text{réel}}) - \ln(X/Y_{\text{mesuré}})}{\ln\left(\frac{m_X}{m_Y}\right)}$$

Les valeurs fixées des rapports isotopiques réels ou naturels utilisés lors de cette étude figurent dans la [Table VIII. 9](#). Le coefficient de fractionnement de masse est alors employé pour corriger les rapports isotopiques des échantillons.

A la fin de toutes ces corrections, la dilution isotopique est appliquée afin de déterminer les concentrations de chacun des éléments à partir des rapports isotopiques mesurés et des masses des échantillons et du spike ajouté. Les incertitudes totales comprennent toutes les incertitudes liées aux différentes corrections.

Table VIII. 7. Interférences isobariques pour les isotopes du Ru, Pd et du Pt.

Eléments	Isotopes analysés	Interférences isobariques	Isotope de correction
		¹⁰² Ru	¹⁰² Pd
Ru	⁹⁹ Ru, ¹⁰¹ Ru, ¹⁰² Ru	¹⁰⁵ Pd	interférence polyatomique? ¹⁰⁵ Pd
		¹⁰⁶ Pd	¹⁰⁶ Cd
Pd, Re	¹⁰⁵ Pd, ¹⁰⁶ Pd, ¹⁰⁸ Pd, ¹⁸⁵ Re, ¹⁸⁷ Re	¹⁰⁶ Pd	¹⁰⁶ Cd
Ir, Pt	¹⁹¹ Ir, ¹⁹³ Ir, ¹⁹⁴ Pt, ¹⁹⁵ Pt, ¹⁹⁶ Pt	¹⁹⁶ Pt	¹⁹⁶ Hg

Table VIII. 8. Concentrations des standards commerciaux externes utilisés pour l'analyse des blancs de chimie et des échantillons.

Elément	Blanc de chimie (ng/l)	Echantillon (ng/l)
Re	~0.3-0.4	~0.2-0.4
Pd	~0.3-0.4	~4.5-9
Ru	0.5	10
Pt	~0.5	~10
Ir	0.25	5

Table VIII. 9. Rapports isotopiques (X/Y) réels ou naturels utilisés pour corriger le fractionnement de masse instrumental généré par la source plasma du MC-ICP-MS.

Elément	Rapport X/Y	Valeur réelle
Re	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁵ Re	1.6738
Pd	¹⁰⁸ Pd/ ¹⁰⁶ Pd	0.9236
Ru	¹⁰² Ru/ ⁹⁹ Ru	2.4726
Pt	¹⁹⁴ Pt/ ¹⁹⁵ Pt	0.9744
Ir	¹⁹¹ Ir/ ¹⁹³ Ir	0.5949

Références

- Birck, J.L., Roy Barman, M., Capmas, F., 1997. Re-Os Isotopic Measurements at the Femtomole Level in Natural Samples. *Geostand. Newsl.* 21, 19–27.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1997.tb00528.x>
- Cardon, O., 2007. Datation Re-Os sur pyrite et traçage des sources des métaux dans des gisements de type porphyre et épithermal neutre: Exemple des gisements de Bolcana, Troita et Magura, Monts Apuseni, Roumanie. Université Henri Poincaré - Nancy I.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: A study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostand. Newsl.* 25, 187–198. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2001.tb00595.x>
- Cotton, F.A., Wilkinson, G., Murillo, C.A., Bochmann, M., 1999. *Advanced Inorganic Chemistry*, 6th Edition. ed, Applied Organometallic Chemistry. John Wiley & Sons Inc.
- Creaser, R.A., Papanastassiou, D.A., Wasserburg, G.J., 1991. Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium and iridium. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 397–401.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90427-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90427-7)
- Dickin, A.P., 2018. *Radiogenic Isotope Geology*, 3rd ed. Cambridge University Press, Cambridge.
<https://doi.org/10.1017/9781316163009>
- Godard, M., Joussetin, D., Bodinier, J.L., 2000. Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: A study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 180, 133–148. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00149-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00149-7)
- Ionov, D.A., Savoyant, L., Dupuy, C., 1992. Application of the ICP-MS technique to trace element analysis of peridotites and their minerals. *Geostand. Newsl.* 16, 311–315.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1992.tb00494.x>
- Jochum, K.P., Seufert, H.M., Thirlwall, M.F., 1990. High-sensitivity Nb analysis by spark-source mass spectrometry (SSMS) and calibration of XRF Nb and Zr. *Chem. Geol.* 81, 1–16.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90035-6](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90035-6)
- Luck, J.M., 1982. *Géochimie du rhénium-osmium: Méthode et applications*. Université de Paris VII.
- Luguet, A., Nowell, G.M., Pearson, D.G., 2008. $^{184}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ and $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ measurements by Negative Thermal Ionisation Mass Spectrometry (N-TIMS): Effects of interfering element and mass fractionation corrections on data accuracy and precision. *Chem. Geol.* 248, 342–362.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.10.013>
- Meisel, T., Moser, J., Fellner, N., Wegscheider, W., Schoenberg, R., 2001. Simplified method for the determination of Ru, Pd, Re, Os, Ir and Pt in chromitites and other geological materials by isotope dilution ICP-MS and acid digestion. *Analyst* 126, 322–328.
<https://doi.org/10.1039/B007575M>
- Nakanishi, N., Yokoyama, T., Ishikawa, A., 2019. Refinement of the Micro-Distillation Technique for Isotopic Analysis of Geological Samples with pg-Level Osmium Contents. *Geostand. Geoanalytical Res.* 43, 231–243. <https://doi.org/10.1111/ggr.12262>
- Nicolas, A., Boudier, F., 2001. Oman & UAE ophiolite. *Mar. Geophys. Res.* 21.
- Rehkämper, M., Halliday, A.N., 1997. Development and application of new ion-exchange techniques for the separation of the platinum group and other siderophile elements from geological samples. *Talanta* 44, 663–672. [https://doi.org/10.1016/S0039-9140\(96\)02100-5](https://doi.org/10.1016/S0039-9140(96)02100-5)

- Reisberg, L., Meisel, T., 2002. The Re-Os Isotopic System: A Review of Analytical Techniques. *Geostand. Geoanalytical Res.* 26, 249–267. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2002.tb00633.x>
- Schönbächler, M., 2016. Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS), in: White, W.M. (Ed.), *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth*. Springer International Publishing, Cham, pp. 1–6. https://doi.org/10.1007/978-3-319-39193-9_111-1
- Völkening, J., Walczyk, T., Heumann, K.G., 1991. Osmium isotope ratio determinations by negative thermal ionization mass spectrometry. *Int. J. Mass Spectrom. Ion Process.* 105, 147–159. [https://doi.org/10.1016/0168-1176\(91\)80077-Z](https://doi.org/10.1016/0168-1176(91)80077-Z)
- Zimmermann, L., Marty, B., Pük, R., n.d. Principe d'un spectromètre de masse.

Troisième Partie

Présentation et discussion des résultats de la thèse



Chapitre IX

Formation de la dunite et traçage de la migration des liquides dans le manteau de l'ophiolite d'Oman par les isotopes de l'osmium

Le premier chapitre de cette partie, consacrée aux résultats et à leur discussion, consiste en un article soumis à la revue *Earth and Planetary Science Letters*. Cet article combine des observations structurales à des données géochimiques sur des harzburgites et des dunites de la section mantellique des massifs sud-est de l'ophiolite d'Oman.

La dunite se distribue de manière systématique dans le manteau de l'ophiolite, permettant ainsi la définition de trois types de dunites de taille et de localisation différentes (comme exposé dans le [Chapitre V](#)):

- (1) la zone de transition du Moho, une couche de dunite au sommet de la section mantellique correspondant à une zone de réaction et d'accumulation de liquides;
- (2) des veines et des bandes de dunite, dispersées dans la section mantellique principale;
- (3) des bandes dunitiques dans la zone litée à la base de l'ophiolite.

Ces trois types de dunites et leurs harzburgites encaissantes ont été caractérisés pétrographiquement et chimiquement par la description de lames minces et l'analyse de leurs abondances en éléments majeurs et mineurs, leurs concentrations en osmium et en rhénium ainsi que de leurs compositions isotopiques en osmium. Dans cette étude, nous nous focalisons essentiellement sur les données des isotopes de l'osmium qui permettent de tracer la migration de liquides au travers des péridotites mantelliennes.

Nos résultats montrent des signatures isotopiques en osmium différentes entre les harzburgites et les dunites, et parmi les trois types de dunites. Les harzburgites ont des compositions assez homogènes et similaires à celles des péridotites abyssales, tout le long de la section mantellique. Par contre, les compositions des dunites décrivent de larges variations liées à leurs contextes structuraux: leurs rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ et leurs contenus en Al_2O_3 augmentent de la base de la section mantellique vers le Moho, tandis que leurs Mg# diminuent. Dans l'unité litée basale, les bandes de dunite ont des compositions isotopiques en osmium très proches de celles des harzburgites adjacentes. En revanche, les veines et les bandes de dunite de la section mantellique principale sont bien plus radiogéniques que leurs harzburgites associées. Les dunites de la MTZ sont, quant à elles, caractérisées par des compositions très radiogéniques par rapport à celles des péridotites abyssales et des MORB. Leurs rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ concordent avec ceux de la croûte sus-jacente, et elles possèdent

des concentrations très faibles en osmium. La signature isotopique de ces dunites requiert une importante interaction avec des liquides plus radiogéniques que les MORB.

Un modèle de percolation de liquides dans un chenal de dunite a été élaboré et montre que les compositions de ces liquides deviendraient non radiogéniques au fur et à mesure de la percolation. Ce mode de transport est donc incompatible avec les compositions en osmium des dunites de la MTZ et de la croûte inférieure. Cette déduction est également confirmée par les observations de terrain, qui n'ont reporté aucune large dunite verticale au sein des diapirs mantelliques. Cette étude conclut que les liquides ont migré de leur source mantellique vers le Moho sans s'équilibrer avec la dunite ou la harzburgite. Ce transport a dû par conséquent être rapide, ou du moins isolé chimiquement, peut-être via de l'hydrofracturation.

Osmium isotope evidence for rapid melt migration towards the Moho in the Oman ophiolite

Delphine KLAESSENS^{1}, Laurie REISBERG¹, David JOUSSELIN¹,*

Marguerite GODARD², Claire AUPART³

¹CRPG, CNRS-UMR 7358, Université de Lorraine, 15 rue Notre Dame des Pauvres, F-54501 Vandœuvre-lès-Nancy, France

²Géosciences Montpellier, CNRS, Université de Montpellier, Montpellier, France

³Physics of Geological Processes (PGP), The Njord Centre, Dept. of Geosciences, University of Oslo, PO Box 1048, N-0316, Oslo, Norway

**corresponding author*

Submitted in Earth and Planetary Science Letters

Abstract

Mid-ocean ridges are the formation sites of ocean crust covering two-thirds of the Earth's surface. Yet, melt transport to the ridge remains poorly understood. Ophiolites, which provide a window into the uppermost mantle, contain dunite bodies often interpreted as relics of melt flow conduits, formed by pyroxene dissolution during melt-peridotite interaction. Here, we present structural and geochemical data on peridotites from the southeastern Oman ophiolite where three types of dunite, corresponding to the basal, main and sub-Moho mantle section, are identified. We focus on Os isotopes, which are particularly well-adapted to tracing melt flow through peridotites. Osmium isotope signatures from host harzburgites accord with abyssal peridotite values and do not vary systematically with setting. In contrast, dunite Os compositions depend on structural context. Basal dunitites display compositions similar to harzburgite values, while sub-Moho dunitites have highly radiogenic compositions similar to those of the overlying crust, requiring extensive interaction with melts more radiogenic than MORB. Modeling shows that melts percolating through dunite channels would acquire unradiogenic compositions, inconsistent with the observed Os signatures of sub-Moho dunitites and lower crust. Thus, our findings require melt transport without equilibration with dunite or harzburgite, arguing for rapid or at least chemically isolated melt migration from the mantle source to the Moho.

Keywords

Oman ophiolite, Mantle, Os isotopes, Melt migration, Dunite

Highlights

- (1) Distinction of three types of dunite in the mantle section of SE Oman ophiolite
- (2) Strong correlation between dunite Os isotope composition and structural context
- (3) Sub-Moho dunitites interacted extensively with melts more radiogenic than MORB
- (4) High $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ inconsistent with melt transport in dunite channels
- (5) Rapid/chemically isolated melt transport needed to maintain radiogenic signatures

1. Introduction

Melt migration processes beneath mid-oceanic ridges remain controversial, engendering a diversity of models, based on structural (Nicolas, 1986), geochemical (Kelemen et al., 1995), petrological (Lambart et al., 2009; Pec et al., 2015) and numerical studies (Ahern and Turcotte, 1979; Stevenson, 1989). One strong constraint is the existence of disequilibrium between shallow mantle peridotites and mid-ocean ridge basalts (MORBs) (O'Hara, 1965; Stolper, 1980), manifested notably by undersaturation of orthopyroxene (opx) in MORBs. Melt-peridotite interactions can result in pyroxene dissolution in the host peridotite (Kelemen et al., 1995; Lambart et al., 2009; Morgan and Liang, 2003), forming dunite if continued to completion. The origin of ophiolitic dunite bodies is commonly attributed to this process (Boudier and Nicolas, 1995, 1977; Büchl et al., 2004, 2002; Kelemen, 1990; O'Driscoll et al., 2012; Wang et al., 2013), which may generate dunite channels, providing transport pathways for ascending melts (Büchl et al., 2004, 2002; Kelemen et al., 1995; O'Driscoll et al., 2012). In such channels, melts are isolated from equilibration with the ambient peridotite, but may equilibrate with the dunite.

The Oman ophiolite is a large (>20 000 km²), well-exposed segment of oceanic lithosphere, formed at ~95 Ma (Rioux et al., 2012) in a rapid spreading center (Boudier et al., 1997; Nicolas et al., 2000a; Rioux et al., 2012). It includes a complete crustal section overlying ~15 kilometers of mantle harzburgite. The geodynamic context of the ophiolite remains controversial: several structural and petrological characteristics resemble those of mid-ocean ridges (Boudier et al., 1997; Le Mée et al., 2004; Nicolas et al., 2000a), but geochemical (MacLeod et al., 2013) and dating studies (Guilmette et al., 2018) point to accretion above a subducting slab and a hydrated mantle. Nevertheless, the critical parameters controlling magmatic accretion at the ridge are spreading rate and presence or absence of a magma chamber. Therefore, ophiolites can provide pertinent information about ridge accretion regardless of the specific geodynamic setting. The Oman ophiolite remains a well-suited laboratory for studying melt migration at ridges, providing a window into the uppermost mantle, exposed over 50% of its surface, that is unmatched elsewhere in the world.

Here, we present structural observations and geochemical data on peridotites from the southeastern Oman ophiolite, bearing on melt migration and dunite formation. We focus on the Re-Os radiometric system, in which ¹⁸⁷Re decays to form ¹⁸⁷Os ($t_{1/2} = 41.6$ Ga, $\lambda = 1.666 \cdot 10^{-11}$) (Smoliar et al., 1996). The contrasting behavior of these two elements during partial melting (Re is moderately incompatible while Os is compatible) creates Earth reservoirs with strikingly different Re/Os ratios, which develop with time contrasting Os isotope ratios. Mantle peridotites have unradiogenic Os compositions, while recycled oceanic crust and sediments are highly radiogenic. When melt migrates through dunite, the isotopic and

elemental compositions of incompatible elements (e.g. light rare earth elements) will be rapidly overprinted in the dunite by equilibration with the magma, which has much higher concentrations of these elements. For Os, however, the mass balance is reversed, allowing gradual changes in Os isotope composition to be recorded in the dunite as melt progressively passes through. The strength of our study resides in the combination of this well-adapted tracer with careful consideration of the structural context of each dunite.

2. Structure of the mantle section in the Oman ophiolite

2.1. Internal structure

The general structure and composition of the Semail (Oman) ophiolite is well documented (e.g. Coleman and Hopson (1981); Lippard et al. (1986); Nicolas et al. (2000a)). The ophiolite consists of a thick dominantly harzburgitic mantle section, overlain by mafic crust comprising, with decreasing stratigraphic depth, layered and foliated gabbros, a sheeted dyke complex and pillow basalts. Our study focuses on the mantle section; the top of which is marked by the Moho Transition Zone (MTZ), a continuous dunitic layer of variable thickness, sometimes with gabbroic lenses, situated just beneath the crust, that is interpreted primarily as a melt storage and reaction zone (Boudier and Nicolas, 1995; Godard et al., 2000; Koga et al., 2001; Rospabé et al., 2018). At the bottom of the mantle section near the basal thrust, a highly deformed, banded unit is often observed, exposing harzburgite, dunite and sometimes lherzolite (Boudier and Coleman, 1981; Lippard et al., 1986; Searle and Malpas, 1980).

Systematic petrostructural mapping (Nicolas et al. (2000a) and references therein) revealed the deformation temperatures of the peridotite and their spatial variation. Coarse-grained granular and porphyroclastic textures with well-recovered sub-structures are ascribed to asthenospheric deformation at the initial spreading center. Finer-grained porphyroclastic textures with varying degrees of recrystallization into neoblasts, mostly restricted to the borders of the massifs, reflect lower temperature overprinting deformation, associated with ophiolite emplacement. Later faulting is limited. Thus, the ophiolite can be seen as a fossilized piece of oceanic lithosphere, dissected by erosion and slightly tilted following the dip of the crust-mantle interface (the Moho).

In the southeastern part of the ophiolite, the focus of our study, a NW-SE paleo-spreading center was identified on the basis of dyke orientations, which display NW-SE trend in the center of the Semail massif and perpendicular NE-SW trend to the north and south of this central zone (Fig. 1) (Boudier et al., 1997). The position of this spreading center is inferred from the alignment in the central zone of several harzburgitic mantle diapirs, defined by

plunging lineations in their cores and radial horizontal lineations at their outskirts (Jousselin et al., 1998). These diapirs are overlain by a thick (up to 500 meters) dunitic MTZ, which contrasts with the much thinner MTZ (<30 meters) in non-diapiric sections. Plastic lineations in the mantle and magmatic lineations in the overlying crust are remarkably parallel, indicating that the mantle lineations were formed when the gabbro was still magmatic. This concordant orientation and the thickness of the overlying MTZ show that harzburgite diapirs were contemporaneous with ridge accretion, and were likely feeding centers for the overlying ridge segments and not late features beneath a frozen crust.

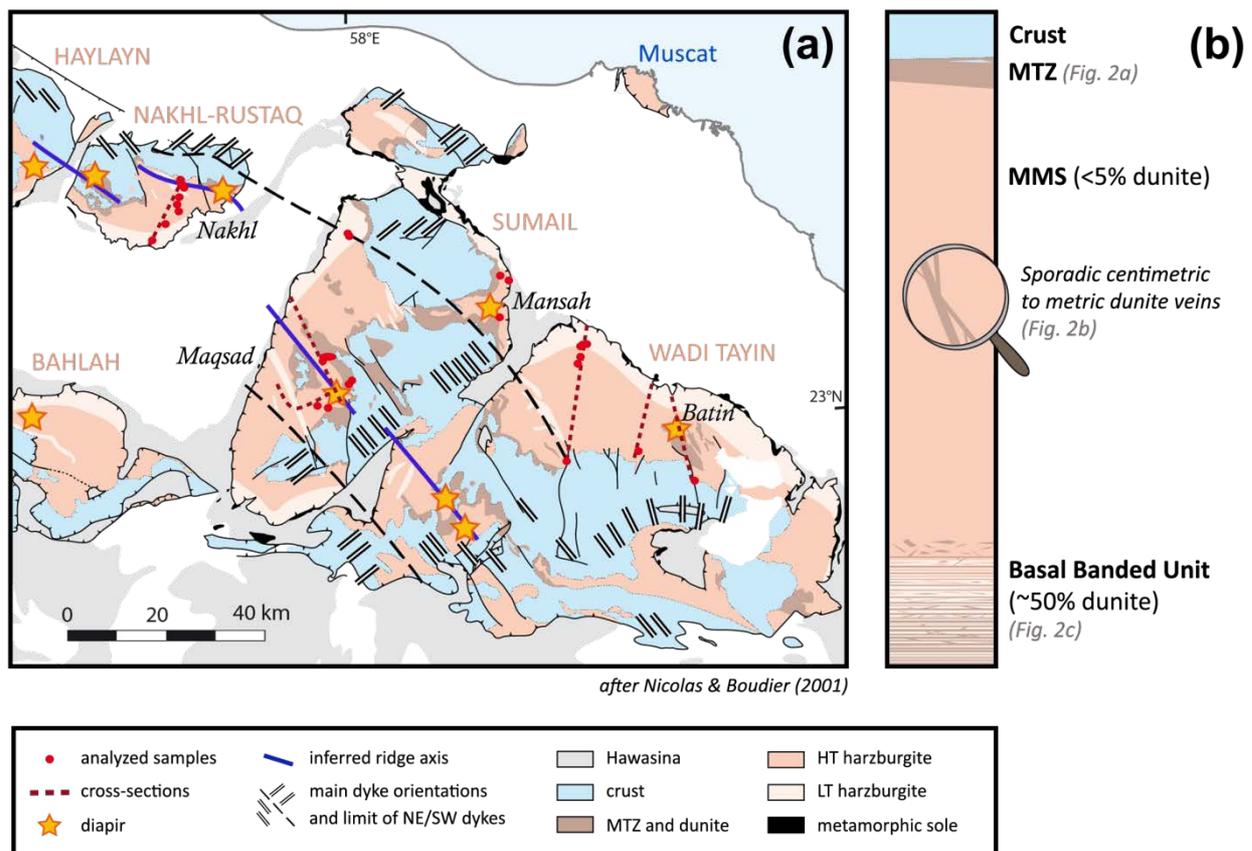


Fig. 1. Sample locations and structure of the southeastern part of the Oman ophiolite. **(a)** Simplified geological map of the southeastern massifs (Nakhl-Rustaq, Sumail, Wadi Tayin and Haylayn) of the Oman ophiolite (after Nicolas and Boudier (2001)) showing the sample locations (red dots) and the spatial distribution of the crust, Moho Transition Zone (MTZ), mantle and metamorphic sole sections. Most samples were collected along cross-sections (bold burgundy dashed lines) in on-axis and off-axis settings. Hawasina sediments, inferred ridge axis (bold blue lines), mantle diapirs (stars), main dyke orientations (double black lines) and limits of NE-SW dykes (black dashed curves) are also shown. Batin dunite (in dark brown) is visible in the Batin area in the eastern part of the Wadi Tayin massif, below the diapir. **(b)** Schematic mantle cross-section based on field observations, showing the distribution of the three types of dunite described in the text: MTZ, sporadic centimetric to metric veins in the main mantle section (MMS) and abundant bands in the basal banded unit.

2.2. Current views of dunite distribution in the mantle section

Previous studies have led to contrasting appreciations of the abundance and distribution of dunite in the mantle domain of the Oman ophiolite. The first and most detailed geological cross-section of this domain, completed by Boudier and Coleman (1981) in the Wadi Tayin massif, describes 12 kilometers of mainly harzburgite. At the top, the first few hundred meters beneath the crust correspond to the dunitic MTZ, later detailed by Boudier and Nicolas (1995). Below the MTZ, the harzburgitic section contains less than 5% dunite, forming veins and irregular scattered bodies with dimensions up to several tens of meters. A few concordant dunites are also present, as well as gabbro and pyroxenite veins. The kilometer above the metamorphic sole consists of a basal unit, comprising in roughly equal proportions harzburgite and concordant dunite bands, varying in thickness from 0.1 to several meters.

Other authors (Hanghøj et al., 2010; Kelemen et al., 1995; Lippard et al., 1986) present more schematic views based on field observations. Lippard et al. (1986), whose synthesis serves as a basis for many subsequent studies, estimate 5-15% of dunite in the mantle section, with much higher abundances in the basal banded unit. They also provide sketches from Bartholomew (1983) of dunitic bodies in the harzburgitic section, ~10-20 meters long and variably deformed, seemingly related to networks of dunite veins crosscutting the harzburgite.

Braun and Kelemen (2002) provide a different view of dunite distribution in the ophiolite. These authors determined a power law relationship between dunite width and cumulative abundance, which they used to support a model of melt transport to the ridge in coalescing dunite channels. The mid to large-sized dunites in this study were measured in the Muscat massif, on the eastern coast of Oman (Fig. 1). The proximity with the basal thrust and the exceptionally high dunite abundance (18-46%) in this small massif, compared to those observed in previous studies, suggest that this massif is derived from the basal banded unit and is not representative of the main mantle section.

2.3. Definition of three types of dunite in the mantle section based on new cross-sections

To clarify dunite distribution at the massif scale, we made observations and collected samples along six continuous cross-sections traversing the mantle section (Moho to base), with the following orientations (Fig. 1 and Supplementary Fig. 1): (1) N-S, along Wadi Al Abyad in the Nakhl-Rustaq massif, (2) SE-NW, parallel to the sheeted dyke orientation, in the Sumail massif, (3) E-W, across the Maqсад diapir, also in the Sumail massif, and (4) S-N, three cross-sections in the western, central and eastern parts of the Wadi Tayin massif. Complementary observations were made at sites near Muscat, at the base of the Haylayn massif and in the Batin area in the eastern part of Wadi Tayin.

Our observations distinguish three types of dunite, each associated with a specific part of the mantle section described above (Fig. 1-2; dunite thicknesses in Supplementary Table 1):

- (1) The Moho Transition Zone (MTZ) (Boudier and Nicolas, 1995; Godard et al., 2000; Koga et al., 2001; Rospabé et al., 2018): This zone, situated just beneath the crust and composed of pure and plagioclase/clinopyroxene-impregnated dunites corresponds to a horizontal melt storage and reaction zone (Fig. 2a). The MTZ is particularly well developed above harzburgite diapirs, reaching thicknesses of 50-500 meters; far from the diapirs it is only 5-50 and usually less than 30 meters thick. Dunitic lenses a few meters wide, interlayered with harzburgite, are sometimes found in the last hundred meters beneath the base of the MTZ. The MTZ represents the largest volume of dunite in the ophiolite and can be mapped at the scale of several massifs (1 000 000^m to 500 000^m) (Fig. 1).
- (2) The harzburgitic main mantle section (MMS): Discordant gabbroic and pyroxenitic veins rimmed by dunitic reaction zones crosscut sporadically the host MMS harzburgite, as described by Boudier and Coleman (1981). In some cases, all of the melt was extracted from the vein, leaving only the dunitic reaction zones, which appear as dunite veins several centimeters to five meters wide (Fig. 2b) (Nicolas et al. (2000b) and references therein). Angular contacts, harzburgite blocky pieces trapped between the dunite veins and stockwork-like geometry suggest a hydrofracturing origin for the veins. The crosscutting nature of these veins indicates that they post-date asthenospheric flow. Centimetric concordant dunitic bands are also observed in the MMS (insert in Fig. 2b), but represent a negligible fraction of the mantle volume.

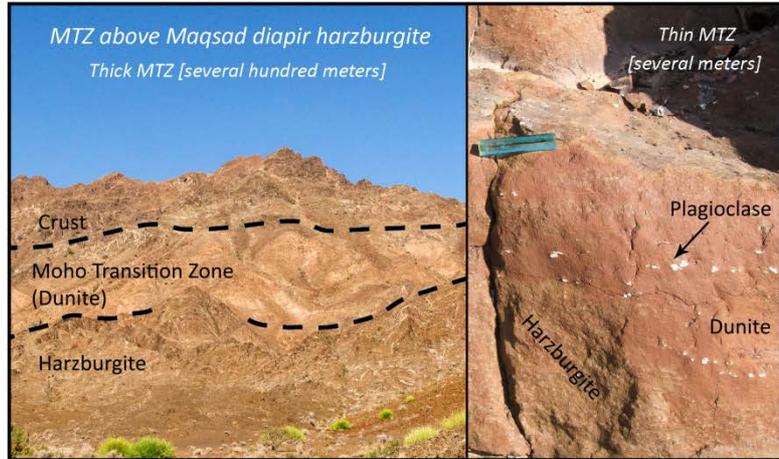
(3) The basal banded unit: This zone often hosts abundant, mainly concordant dunitic bands (Fig. 2c), confirming previous observations cited above. These bands are usually centimeters to meters thick, rarely up to twenty meters thick, and in places, are composed of opx-poor harzburgite instead of dunite. The occurrence of coarse-grained samples between fine-grained ones (Supplementary Table 2) and at the top of the unit suggests that the transition from the low-temperature to the high-temperature domain is irregular at the base of the ophiolite, and that the banded unit is thicker than the low-temperature domain. In the Wadi Tayin and Nakhil-Rustaq massifs, the top of this unit, where coarse-grained asthenospheric deformation is preserved, includes 3-20 meters "blobs" of dunite, often with several dunite veins branching into them, exactly as drawn by Bartholomew (1983). Such blobs are rare in the MMS (none in our cross-sections). Basal dunitic bands can be accurately mapped locally at the 10 000^e scale. The concentration of these dunitic bands at the base of the mantle section is poorly understood. Lippard et al. (1986) suggested that ophiolite thrust-related extreme deformation of scattered dunite bodies in the mantle section could explain the basal dunite banding; however, this would not explain the higher dunite content in this section relative to the MMS, and the fact that parts of the banding, as well as the dunitic blobs, display asthenospheric deformation textures.

An exceptional fourth type of dunite is exposed in the Batin area, consisting of a dunite body >9 kilometers long, 2 kilometers wide and several hundred meters thick (Fig. 1). This dunite body is evident on the USGS Wadi Tayin geological map (Coleman and Hopson, 1981) and clearly visible in the field and on aerial photographs. It was sampled by the ICDP Oman Drilling Project, and several dedicated studies, including our own, are ongoing. Apart from the Batin area, no dunite larger than 30 meters, or similar to those found at the base of the ophiolite, was found in the MMS. This is true even in the diapiric areas, which are thought to represent feeding zones for the overlying crust.

Fig. 2. Field photographs illustrating the three types of dunite observed in the mantle section of the SE Oman ophiolite.

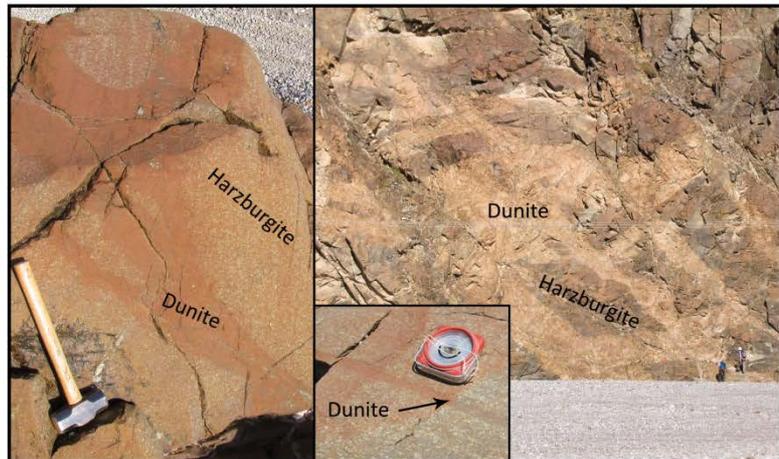
(a) Moho Transition Zone (MTZ): Left, landscape-view of the thick dunitic MTZ just beneath the crust in the Maqсад diapir region; Right, plagioclase-impregnated dunite of the thin MTZ from the Nakhl-Rustaq massif in contact with residual harzburgite.

(a) Moho Transition zone (MTZ) at the summit of the mantle section



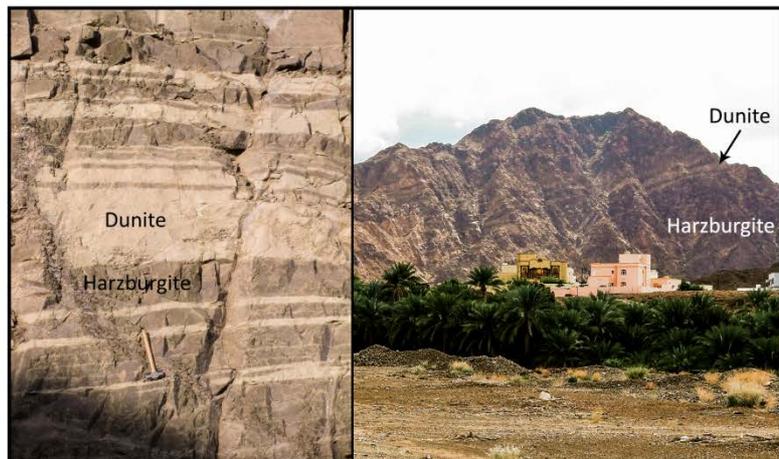
(b) Sporadic veins in the main mantle section (MMS) of the Nakhl-Rustaq massif: Left, thin dunite veins (sample 16OD4C); Right, cross-cutting plurimetric dunite veins (16OD1); insert, concordant vein in the same massif.

(b) Sporadic dykes in the main mantle section



(c) Abundant concordant dunitic bands at the base of the ophiolite: Left, succession of dunitic and harzburgitic bands in the basal section from the northern Sumail massif; Right, landscape-view of the basal banded unit in the Wadi Tayin massif.

(c) Abundant concordant dunite bands at the base of the ophiolite



3. Samples and analytical techniques

3.1. Sample selection and description

Samples were selected from the three types of dunite (19 from 81 collected dunites, chosen for freshness and variety) and host harzburgite (20 from 140 collected harzburgites) in the mantle sections of the Nakhl-Rustaq, Sumail, Wadi Tayin and Haylayn massifs (Fig. 1; UTM coordinates in [Supplementary Tables 2-3](#)). In six cases, dunite and harzburgite were collected in close proximity (<1 meter) ([Supplementary Table 1](#)). Sampling localities include both off-axis (e.g. Nakhl-Rustaq and Wadi Tayin massifs) and on-axis (e.g. Maqсад diapir in Sumail massif) settings. Most samples were collected along the complete (base to Moho) cross-section through the Nakhl-Rustaq massif and in the well-exposed basal section of the Wadi Tayin massif. The MTZ and upper mantle section in the Maqсад (on-axis) and Mansah (off-axis) diapir zones of the Sumail massif and in the Wadi Tayin massif were also sampled, as well as the basal section of the Sumail and Haylayn massifs.

Dunite structural data and petrographic descriptions of all analyzed samples are given in [Supplementary Tables 1-2](#) (complementary descriptions of non-analyzed samples in [Supplementary Table 9](#)). Harzburgites are moderately to highly serpentinized and mostly have coarse-grained porphyroclastic textures. Relative to the MMS, harzburgites from the basal section are more serpentinized and several display finer-grained textures suggesting lower temperature deformation. Dunites are moderately to highly serpentinized, with higher degrees of serpentinization in the MTZ and especially in the basal section. Medium to high-temperature porphyroclastic and granular textures are observed among all three types of dunite. Grain size, spinel abundance, crystal shape and serpentinization degree vary among the dunites but not systematically, making it difficult to distinguish the three types of dunite defined in the field simply from examination of hand specimens or thin sections. Nevertheless, basal dunites (1) never contain plagioclase, and (2) are more likely to present sheared grains. In addition to seven pure dunites (98.0-99.5%_{Ol} and <0.5-2.0%_{Sp}), our samples include eight dunites containing pyroxene relics (<1.5%_{Px}) and three plagioclase/pyroxene-impregnated dunites. Sample 16OL34B corresponds to a highly plagioclase/pyroxene-impregnated dunite, practically a troctolite, from the MTZ of the eastern Wadi Tayin massif.

3.2. Analytical methods

3.2.1. *Whole-rock major and trace element compositions*

Whole-rock major element concentrations ([Supplementary Table 3](#)) were measured by the SARM at the CRPG laboratory (Nancy, France; <http://helium.crpq.cnrs-nancy.fr/SARM/>) using Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry (ICP-OES iCap6500) (Carignan et al., 2001). Trace element compositions were determined at Géosciences Montpellier (AETE-ISO University of Montpellier, France) using an Agilent 7700X quadrupole ICP-MS (procedure in [Supplementary Material](#)). We choose here to focus on elements used to trace possible effects of hydrothermal alteration (Cs, Rb, Ba, Th and U) ([Supplementary Tables 4-5](#)). The behavior of the other trace elements will be discussed in another contribution.

3.2.2. *Re-Os compositions*

Re and Os concentrations and Os isotopic compositions were analyzed at CRPG. Sample powders (1.5-2g) were spiked with a mixed tracer solution containing ^{185}Re and ^{190}Os , and digested in a solution of concentrated HCl:HNO₃ (2:5 for samples and 1.5:5 for blanks) in a High Pressure Asher (HPA-S; Anton Paar) for 15 hours at 100 bars and 285°C. This procedure brings all of the Os to its most oxidized form (OsO₄), assuring spike-sample equilibration. Os was chemically extracted from the sample solution into liquid bromine, for which OsO₄ has a strong affinity, and purified by microdistillation, using techniques adapted from Birck et al. (1997). Following Os extraction, Re was separated from the residual acidic solution by anion-exchange column chromatography (Rehkämper and Halliday, 1997).

Re isotopic compositions used for Re concentration determination by isotope dilution were analyzed by MC-ICPMS (ThermoScientific Neptune +). Instrumental mass fractionation was corrected by standard bracketing, assuming a $^{187}\text{Re}/^{185}\text{Re}$ ratio of 1.6738 for the standard. Os isotopic compositions were determined by Negative Thermal Ionization Mass Spectrometry (NTIMS) (Creaser et al., 1991; Völkening et al., 1991) using a Finnigan MAT 262 mass spectrometer. Isotopic ratios of OsO₃⁻ masses were obtained by peak jumping on an ETP electron multiplier. Corrections for heavy oxides, spike contributions and instrumental mass fractionation were made off-line, assuming a natural $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of 3.08271.

Re-Os data are presented in [Supplementary Tables 6-8](#). All uncertainties are 2σ and include all significant recognized sources of uncertainty (in-run analytical precision, standard reproducibility, uncertainties related to variability of the amount and isotopic composition of the analytical blank, uncertainties related to the Re/Os ratio and the ensuing age correction). These different uncertainty components are listed for each sample in [Supplementary Table 8](#). The total analytical blanks varied between the four main analytical periods of the study: Re =

0.008 ± 0.008 ng, Os = 0.0009 ± 0.0022 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ = 0.140 ± 0.056 (first period); Re = 0.061 ± 0.087 ng, Os = 0.0086 ± 0.0103 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ = 0.138 ± 0.220 (second period); Re = 0.011 ± 0.018 ng, Os = 0.0085 ± 0.0052 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ = 1.454 ± 0.807 (third period); Re = 0.042 ± 0.039 ng, Os = 0.0007 ± 0.0001 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ = 0.209 ± 0.122 (fourth period); all uncertainties 2 σ . Though the blanks of the second and third periods are rather high and variable, the total 2 σ uncertainties, including the blank variability, on the initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios of 33 of the 42 samples are <1% and <2% for the remaining 9 samples. Four analyses of the UB-N reference material (Supplementary Tables 6-8) analyzed concurrently with the samples yielded a mean $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of 0.1274 ± 0.0006 (2 σ), in agreement with the accepted value (Meisel et al., 2003).

4. Variations in major element and Os isotope compositions with structural context

Harzburgites from both the main and basal sections exhibit relatively limited variation in Mg# [= Mg/ (Mg + Fe_{total})_{at}] (mostly 0.900-0.916, mean: 0.908), Al₂O₃ content (0.39-1.21 wt. %), Os concentration (2.27 to 6.29 ppb) and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (0.1131 to 0.1345, with most values between 0.12 and 0.13, similar to those of abyssal peridotites; Becker and Dale (2016)) (Fig. 3, 4a; data in Table 1 and Supplementary Tables 3, 6-7). Basal harzburgites tend to have lower Al₂O₃ contents (0.39-0.63 wt. %) than MMS harzburgites (0.48-0.96 wt. %), except for two samples (16OL27B and 16OL29), whose compositions (0.92 and 1.21 wt. %) converge towards those of cpx-bearing harzburgites from Godard et al. (2000) (Fig. 3a). Plagioclase-impregnated, orthopyroxene-poor harzburgite 16OD5C from the upper MMS, possibly transitional to MTZ dunite, displays the highest FeO content (8.76 wt. %) (Fig. 3b) and the lowest Os content, of all of the studied harzburgites.

In contrast with harzburgites, dunites have variable compositions correlating with their structural contexts (Fig. 3, 4b-c). MTZ dunites have highly variable but generally low Mg# (0.897-0.920; mean: 0.904), high Al₂O₃ content (0.09-1.71 wt. %) and low Os concentration (0.39 to 2.30 ppb) relative to most other dunites, and higher $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ (0.1319 to 0.1490) than the estimated Primitive Upper Mantle (PUM) value (~0.1296) (Meisel et al., 2001). The two plagioclase-impregnated dunites (16OL34B and 10OM25) are enriched in magmatophile elements (Fe, Al, Ca), particularly 16OL34B (Fig. 3). The Os concentration and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ of dunite 10OM25 do not differ from those of MTZ pure or cpx-bearing dunites, but sample 16OL34B is slightly less radiogenic (0.1319) and has a higher Os concentration (2.30 ppb) (Fig. 4b). Relative to MTZ dunites, most MMS dunites display similar Mg# (0.893-0.908; mean: 0.902), lower Al₂O₃ content (mostly 0.11-0.51 wt. %), higher Os concentration (1.12 to 5.95 ppb) and lower $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ (0.1249 to 0.1330). One unusual sample (16OD9A) located near

the MTZ has an extreme Os composition (11.80 ppb Os; $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i = 0.1483$) but an unexceptional major element composition ($\text{Mg}\# = 0.905$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.33$ wt. %). Two MMS dunites (16OD4C and 16OD4D Dun) with plagioclase and/or clinopyroxene impregnations have lower MgO and higher FeO contents (Fig. 3b). Sample 16OD4C also exhibits higher Al_2O_3 contents due to the presence of plagioclase (Fig. 3a). Basal dunites display higher overall Mg# (0.908-0.923; mean: 0.914) and lower Al_2O_3 content (≤ 0.8 wt. %) than the other dunites. Their Os concentrations show strong variations (0.77 to 7.17 ppb), while their $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ ratios (0.1165 to 0.1280) are similar to abyssal peridotite values.

Three findings stand out:

- (4) Harzburgite Mg#, Al_2O_3 contents, Os concentrations and isotopic compositions are confined to a limited range, comparable to that of abyssal peridotites (Becker and Dale, 2016), throughout the mantle section (Fig. 3, 4a). In contrast, dunites display highly variable compositions linked to their structural contexts, with $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ and Al_2O_3 content increasing and Mg# generally decreasing from the base of the mantle section through the MMS to the MTZ (Fig. 3, 4b-c).
- (5) In the basal section, dunite Os isotope compositions are very similar to those of adjacent harzburgites (Fig. 4c). In contrast, dunites in the overlying MMS have much more radiogenic compositions than associated harzburgites.
- (6) In the MTZ, dunite $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ ratios are much more radiogenic than those of abyssal peridotites or even MORB (Gannoun et al., 2016), and dunite Os concentrations are low (Fig. 4b-c).

Previous Mg#, Al_2O_3 content, Os concentration and Os isotope results from harzburgites and dunites of the Oman ophiolite (Godard et al., 2000; Hanghøj et al., 2010; Senda et al., 2020; Xiong et al., 2020a,b) are consistent with these observations.

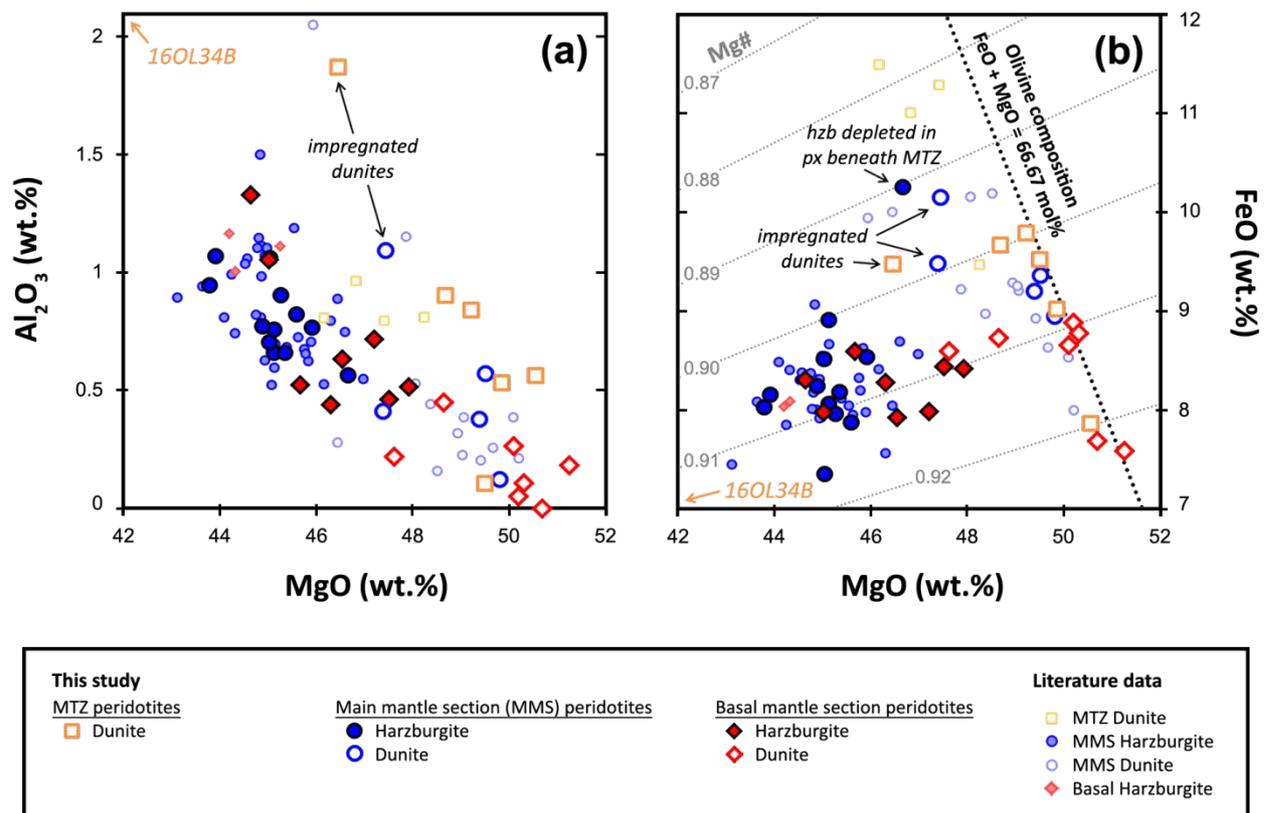


Fig. 3. Whole-rock major element compositions of harzburgites and the three types of dunite recalculated on a volatile-free basis in **(a)** Al_2O_3 vs. MgO and **(b)** FeO vs. MgO diagrams. In panel **(b)**, dotted grey lines represent constant Mg# values and the bold dotted black line shows the evolution of olivine composition constrained by $FeO + MgO = 66.67$ mol% following Godard et al. (2000). In all panels, strongly impregnated MTZ dunite (16OL34B) plots outside of the graph area, with higher Al_2O_3 and lower FeO and MgO concentrations. Published Oman peridotite data are shown for comparison: MTZ dunites (Godard et al., 2000); MMS dunites (Godard et al., 2000; Hangehøj et al., 2010); MMS harzburgites (Godard et al., 2000; Hangehøj et al., 2010) and basal harzburgites (Godard et al., 2000).

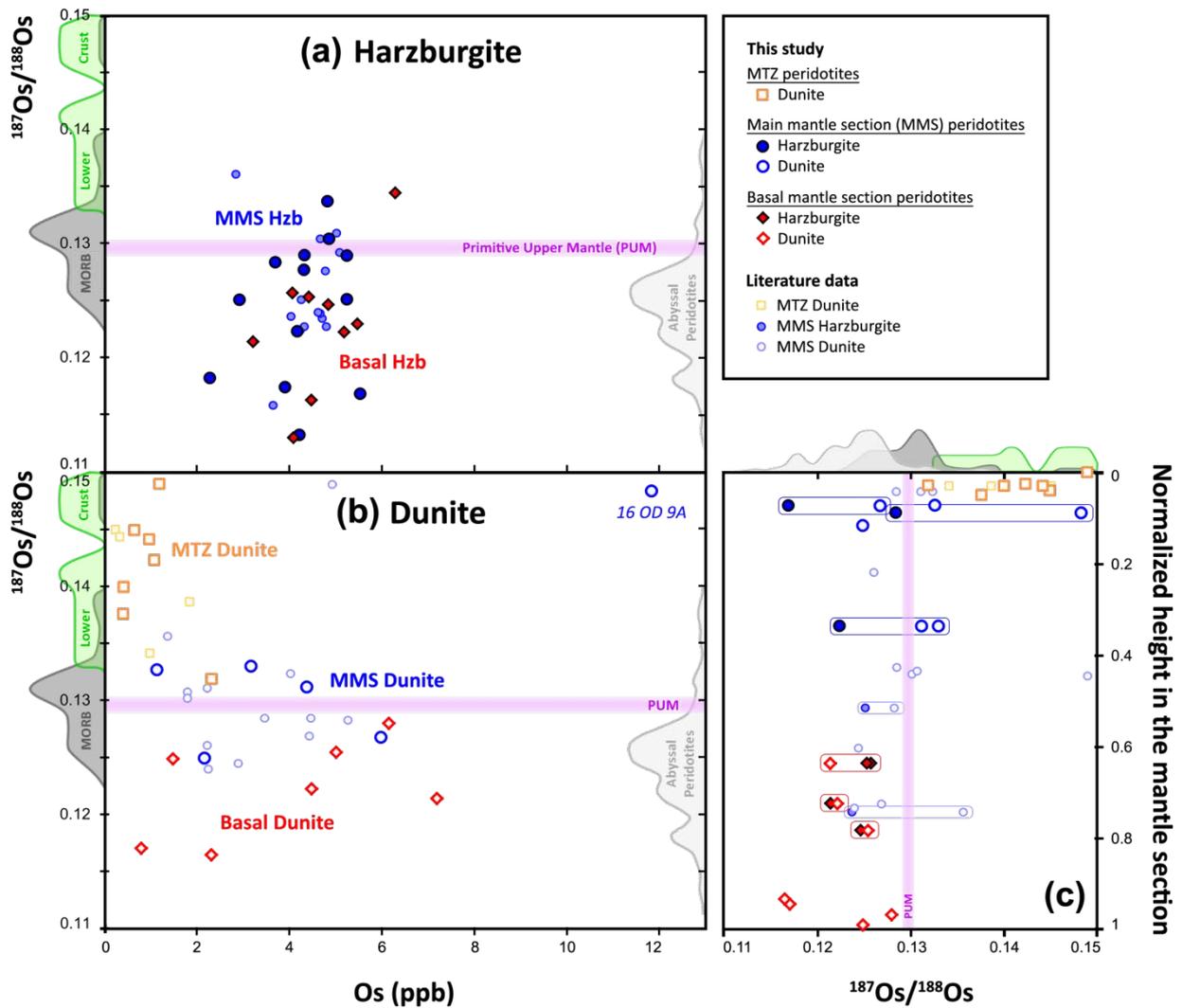


Fig. 4. Os isotope compositions of harzburgites and the three types of dunite. **(a)** $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. $[\text{Os}]$ in harzburgites; **(b)** $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. $[\text{Os}]$ in dunites; **(c)** Variation in dunite $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ with approximate height in the stratigraphic section, normalized to the total height (Moho to base) of each section to allow comparison of samples from different cross-sections. Harzburgites taken adjacent to six of the dunites are also shown, with blue and red contours delimiting harzburgite-dunite pairs in the MMS and the base, respectively. In all panels, light purple fields represent the estimated $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio for the Primitive Upper Mantle (PUM) (~ 0.1296) (Meisel et al., 2001). Light grey, dark grey and green curves on both sides of the diagrams show the probability distribution of $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios for abyssal peridotites (compilation in Becker and Dale (2016)), MORB (MORB sulfide data compiled in Gannoun et al. (2016)) and Oman lower crust (Peucker-Ehrenbrink et al., 2012) respectively. Published Oman peridotite data are shown for comparison: MTZ dunites (Xiong et al., 2020a,b); MMS dunites (Hanghøj et al., 2010; Xiong et al., 2020a,b) and MMS harzburgites (Hanghøj et al., 2010) (symbols as in Fig. 3).

Table 1. Mg#, Re and Os concentrations and Os isotope compositions of the studied Oman peridotites.

Sample	Massif	Lithology	Hzb/Dun pairs	H	Mg#	[Os] (ppb)	[Re] (ppb)	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_m$	$(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{95\text{Ma}}$	2σ
<i>Moho Transition Zone (MTZ) peridotites</i>											
10 OM 25	Maqsad	imp. dun		0.030	0.897	0.399	0.114	1.376	0.14214	0.13996	0.00055
10 OM 45C	Maqsad	dun		0.030	0.900	0.947	0.050	0.255	0.14456	0.14415	0.00064
18 OK 26	Maqsad	dun		0.040	0.920	0.628	0.409	3.149	0.14993	0.14494	0.00086
10 OM 5C*	Mansah	dun		0.025	0.908	1.063			0.14235	0.14115	0.00052
10 OM 5C-d							0.168	0.760			
07 OD 1	Mansah	dun		0.050	0.900	0.390	0.199	2.462	0.14151	0.13761	0.00057
16 OL 11B	Wadi Tayin	pure dun		0.000	0.903	1.173	0.033	0.137	0.14922	0.14900	0.00085
16 OL 34B	Wadi Tayin	imp. dun		0.028	0.899	2.305	0.053	0.111	0.13209	0.13192	0.00200
<i>Main mantle section (MMS) peridotites</i>											
16 OD 5C	Nakhl	depl. hzb		0.007	0.890	2.274	0.448	0.948	0.11976	0.11826	0.00199
16 OD 5D	Nakhl	hzb		0.007	0.916	4.211	0.152	0.174	0.11362	0.11334	0.00116
16 OD 7	Nakhl	hzb		0.053	0.909	2.921	0.025	0.042	0.12517	0.12510	0.00160
16 OD 4D Hzb	Nakhl	hzb	16 OD 4D Dun	0.073	0.900	5.519	0.358	0.312	0.11741	0.11691	0.00054
16 OD 9C	Nakhl	hzb	16 OD 9A	0.089	0.908	3.691	0.130	0.170	0.12871	0.12844	0.00134
16 OD 2	Nakhl	hzb		0.241	0.907	4.314	0.500	0.559	0.12990	0.12902	0.00114
16 OD 1A	Nakhl	hzb	16 OD 1B	0.337	0.906	4.164	0.599	0.693	0.12350	0.12241	0.00059
16 OD 10	Nakhl	hzb		0.419	0.906	4.855	0.381	0.378	0.13112	0.13052	0.00106
11 OD 15A	Sumail	hzb		0.280	0.912	3.894	0.152	0.187	0.11782	0.11753	0.00057
07 OD 24	Sumail	hzb		0.254	0.907	4.826	0.460	0.459	0.13451	0.13378	0.00051
07 OD 27B	Sumail	hzb		0.344	0.904	4.314	0.221	0.247	0.12817	0.12778	0.00052
07 OD 8C	Sumail	hzb		0.150	0.910	5.246	0.379	0.348	0.12961	0.12906	0.00066
07 OD 8C-d						5.228	0.321	0.295	0.12570	0.12523	0.00056
16 OD 4C	Nakhl	imp. dun (v)		0.073	0.893	1.120	0.305	1.312	0.13474	0.13267	0.00106
16 OD 4D Dun	Nakhl	imp. dun (v)	16 OD 4D Hzb	0.073	0.899	5.954	0.414	0.335	0.12729	0.12676	0.00055
16 OD 9A	Nakhl	pure dun (b)	16 OD 9C	0.089	0.905	11.802	0.431	0.177	0.14862	0.14834	0.00063
16 OD 1B	Nakhl	dun (v)	16 OD 1A	0.337	0.904	3.145	0.087	0.134	0.13324	0.13303	0.00065
16 OD 1B-d						4.353	0.094	0.104	0.13135	0.13119	0.00061
16 OD 31	Wadi Tayin	dun (b)		0.116	0.908	2.147	0.910	2.043	0.12814	0.12491	0.00215
<i>Basal peridotites</i>											
16 OD 13C	Nakhl	hzb	16 OD 13B	0.637	0.909	4.415	0.415	0.453	0.12607	0.12536	0.00054
16 OD 13C-d						4.076	0.379	0.448	0.12647	0.12577	0.00058
16 OL 25	Wadi Tayin	hzb		0.724	0.905	6.289	0.081	0.062	0.13464	0.13454	0.00088
16 OL 26B	Wadi Tayin	hzb	16 OL 26A	0.724	0.910	3.214	0.022	0.032	0.12151	0.12146	0.00148
16 OL 27B	Wadi Tayin	hzb	16 OL 27A	0.784	0.910	4.843	0.314	0.312	0.12522	0.12472	0.00107
16 OL 27C	Wadi Tayin	hzb		0.784	0.913	4.097	0.046	0.053	0.11314	0.11306	0.00121
16 OL 28B	Wadi Tayin	hzb		0.860	0.909	4.481	0.168	0.180	0.11659	0.11630	0.00113
16 OL 29	Wadi Tayin	hzb		0.872	0.906	5.187	0.169	0.157	0.12256	0.12231	0.00100
16 OL 24	Wadi Tayin	hzb		0.878	0.913	5.475	0.221	0.194	0.12335	0.12305	0.00097
16 OD 13B	Nakhl	dun (b)	16 OD 13C	0.637	0.923	7.169	0.158	0.106	0.12155	0.12139	0.00054
16 OD 15E	Nakhl	dun (b)		0.934	0.911	2.291	0.106	0.223	0.11688	0.11653	0.00070
16 OD 18B	Sumail	dun (b)		0.969	0.908	6.134	0.018	0.014	0.12800	0.12798	0.00060
16 OD 19A	Sumail	pure dun (b)		0.946	0.910	0.774	0.066	0.413	0.11773	0.11707	0.00120
16 OL 26A	Wadi Tayin	dun (b)	16 OL 26B	0.724	0.909	4.460	0.014	0.015	0.12227	0.12225	0.00112
16 OL 27A	Wadi Tayin	dun (b)	16 OL 27B	0.784	0.912	4.998	0.079	0.077	0.12560	0.12548	0.00102
14 11E	Haylayn	pure dun (b)		0.990	0.922	1.474	0.157	0.512	0.12573	0.12492	0.00053

Os isotopic compositions in whole rock were analyzed at the CRPG laboratory in Nancy (France) using N-TIMS (Finnigan MAT 262) and MC-ICPMS (Neptune +). All uncertainties are 2σ and include all recognized sources of uncertainty, including in-run analytical precision, reproducibility of standard analyses, uncertainties related to the variability of the blank and its isotope composition, uncertainties related to the age correction (95 Ma). Samples belonging to harzburgite/dunite pairs collected in close proximity (<1 meter) are indicated. For each sample, an approximate estimation of its height in the mantle section (H) was obtained by normalizing to the total section height to compare samples from different cross-sections. Duplicate analyses were performed for several samples (noted "-d") and UB-N standard. More details are presented in the [Supplementary Material](#).

* For 10 OM 5C sample, $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{95\text{Ma}}$ was calculated using Re compositions of its duplicate.

Mg# = $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})_{\text{div}}$; hzb, harzburgite; dun, dunite; imp. dun, impregnated dunite.; depl. hzb, depleted harzburgite; v, vein; b, band.

5. Discussion

5.1. Seawater contamination vs. Magmatic process

We first consider whether the radiogenic compositions of the MTZ dunites result from hydrothermal circulation of seawater, which has high $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (~1.05 currently (Levasseur et al., 1998); ~0.51–0.57 in the mid-Cretaceous (Ravizza et al., 2001)). Many authors have considered whether hydrothermal alteration or serpentinization can modify $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ in oceanic peridotites; arguments are summarized in Becker and Dale (2016). Given the very low Os concentration of seawater (~10 fg/g) (Levasseur et al., 1998), water/rock ratios required to significantly change Os compositions of peridotites are extremely high (>1000). In ophiolitic peridotites, water/rock ratios are almost always <100 (McCulloch et al., 1981) so significant modification of $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ should be rare.

Our samples have water contents (LOI <15.42%, most <12%) typical of serpentinized peridotites, and highly mobile element (Rb, Cs, Ba and U) abundances and Th/U ratios (Fig. 5 and Supplementary Fig. 2 and Tables 3-4) that argue against substantial chemical alteration. No correlation is observed between any of these parameters and Os isotope composition. As shown in Fig. 5b, interaction of typical peridotite ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.124$; [Os] from 0.4 to 6 ppb) with seawater cannot produce the radiogenic Os compositions found in MTZ dunites without decreasing Th/U ratios far below observed levels. These considerations imply that the Os isotope signatures of our samples reflect essentially magmatic processes.

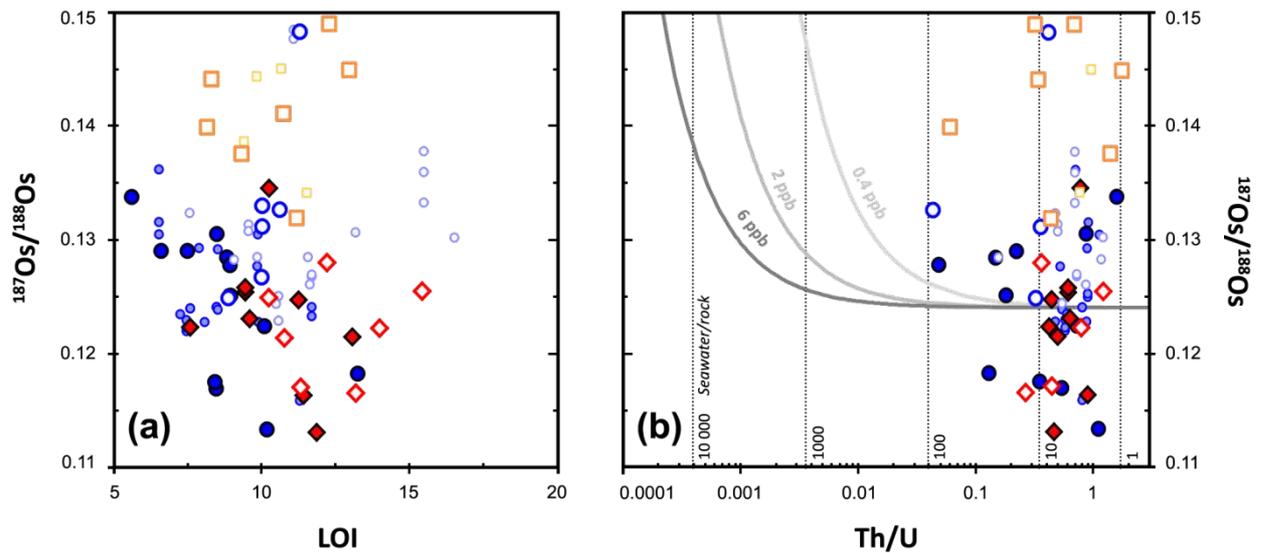


Fig. 5. Os isotope composition vs. tracers of seawater contamination (**a**, LOI and **b**, Th/U ratio) for harzburgites and the three types of dunite. In panel (**b**), three (dark, medium and light) grey curves represent the compositions of a mixture of Os, Th and U from seawater ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 1$; $[\text{Os}] = 10^{-5}$ ppb; $[\text{Th}] = 5 \times 10^{-6}$ ppb; $[\text{U}] = 3.3$ ppb) and peridotite ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.124$; $[\text{Th}] = 13$ ppb; $[\text{U}] = 4.5$ ppb) with different starting Os concentrations (6, 2 and 0.4 ppb respectively) (cf. [Supplementary Material](#)). Black dotted lines indicate seawater/rock ratios of 1, 10, 100, 1000 and 10 000. In both panels, published Oman peridotite data are also shown for comparison: MTZ dunites (Godard et al., 2000; Xiong et al., 2020a,b), MMS dunites (Godard et al., 2000; Hanghøj et al., 2010; Xiong et al., 2020a,b) and MMS harzburgites (Hanghøj et al., 2010) (symbols as in [Fig. 3](#)). No correlation is observed between Os isotope ratios, LOI and the Th/U model curves. These curves show that seawater/rock ratios >1000 would be required to produce $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios comparable to those of the MTZ dunites, and these would be associated with Th/U ratios much lower than the observed values. Thus, seawater contamination cannot explain the radiogenic $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios of the MTZ dunites.

5.2. Os isotope evolution during melt-rock interaction

5.2.1. Theoretical considerations

Dunite bodies are generally viewed as reaction products formed as melts migrate through host harzburgite, dissolving pyroxene and precipitating olivine. Theoretical and experimental studies suggest that a melt fraction of 0.25-0.30 is needed to dissolve all pyroxenes (Kelemen, 1990; Lambart et al., 2009; Morgan and Liang, 2003). However, once all pyroxenes have been removed, the amount of additional melt migrating through a dunite body is difficult to quantify. The dunitic signatures of incompatible element tracers will be rapidly overprinted by equilibration with the liquid during melt percolation, as abundances of these elements are dramatically lower in dunite than in melt. In contrast, peridotites, including dunites, have higher Os concentrations than most mantle melts. Thus, as melts equilibrate with peridotite during melt percolation, dunite Os concentration and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ should change slowly and progressively, allowing this element to serve as a tracer of the extent of melt-peridotite interaction.

To roughly estimate the proportion of melt needed to obtain the isotopic compositions of the three types of dunite, we first consider a two-component mixture between peridotite ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.124$, typical of Oman harzburgites) and melt (0.2 ppb Os; $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.150$, slightly more radiogenic than MTZ dunites) (Fig. 6; details in Supplementary Material). The results are shown for two peridotite Os concentrations, representing typical harzburgite (4 ppb) and MTZ dunite (0.5 ppb). The peridotite $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio rises very gradually with increasing melt fraction and is nearly unchanged at a value of 0.25-0.30, the fraction needed to fully transform harzburgite to dunite. Much higher melt fractions, 0.75-0.96 and ≥ 0.94 respectively, are needed to raise peridotite $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ to values found in MMS dunites (~ 0.130) or MTZ dunites (~ 0.140).

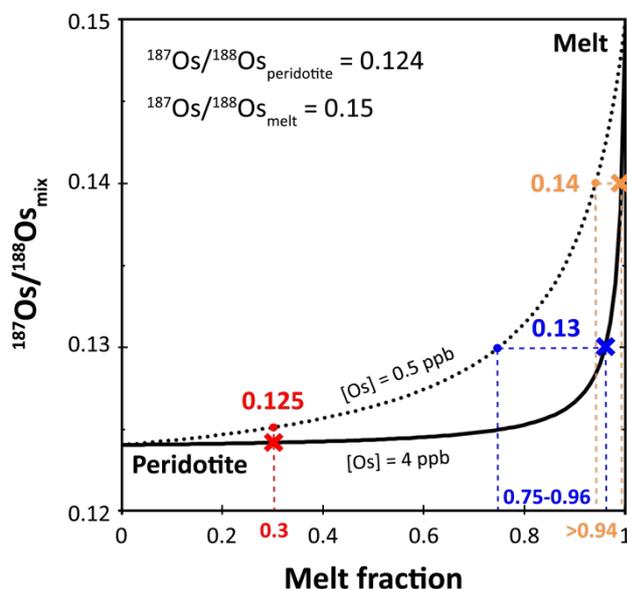


Fig. 6. Two-component mixture between peridotite ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.124$) and melt ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.150$; $[\text{Os}] = 0.2$ ppb) (cf. Suppl. Material). The two starting Os concentrations for the peridotite are used to simulate a mixture of a typical harzburgite (4 ppb; continuous curve) and of a MTZ dunite (0.5 ppb; dotted curve) with the melt. Basal dunites have Os isotope compositions similar to those of harzburgites, suggesting low melt fractions. Higher melt fractions, 0.75-0.96 and ≥ 0.94 respectively, increase $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ to 0.130 (MMS dunite) or 0.140 (MTZ dunite).

5.2.2. Melt percolation model

5.2.2.1. Description of the model

While two-component mixing models allow qualitative assessment of the melt fractions needed to produce the radiogenic compositions of MMS and MTZ dunites, melt percolation models taking the Os partition coefficients of the pertinent phases (k_d) into account are more realistic. One critical point is that the compatible behavior of Os is due in part to its extremely chalcophile nature ($k_{d \text{ in sulfide}} \sim 10^6$) (Mungall and Brenan, 2014). During percolation of sulfide-undersaturated melts, the sulfide fraction in the peridotite decreases progressively. As long as the peridotite contains sulfide, Os is trapped in the residue. When the peridotite loses its final trace of sulfide, the Os partition coefficient of the peridotite changes drastically (Brenan et al., 2016; Mungall and Brenan, 2014) and Os concentration starts to decrease steadily with continuing melt percolation. Concomitantly, if the percolating melts have a more radiogenic composition, the low $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ of the host peridotite increases gradually.

Fig. 7a-d shows a simple model of melt percolation (details in [Supplementary Material](#)). As in most more complex models (e.g. Vernières et al. (1997)), chemical and isotopic equilibrium is assumed to be attained during each step. Here, we consider that a dunite channel forms by reaction in the host harzburgite and is then flushed incrementally by magma. Starting Os compositions of melt and harzburgite are the same as those used in the two-component mixture. Full transformation of harzburgite to dunite is assumed to occur after interaction with 25-30% of melt.

The developing channel is divided vertically into five cells (Fig. 7a). When each new batch of melt enters the pore space of a cell, its Os concentration and isotopic ratio are assumed to equilibrate with those of the peridotite (Fig. 7b-c). After equilibration, the melt moves upwards into the overlying cell (Fig. 7a) and is replaced by a fresh batch of melt from the underlying cell. The bottom cell is constantly replenished with magma with the original Os concentration and isotopic composition. For simplicity, we assume that complete sulfide removal occurs at the time that harzburgite is fully transformed into dunite, i.e. when opx depletion is complete. If sulfide exhaustion occurs slightly before or after transformation to dunite, the results will not change substantively. In our model, the harzburgite contains 100 ppm sulfide, equivalent to ~40 ppm S, which is assumed to decrease to zero over 10 increments. The Os concentration of the melt leaving each peridotite cell is controlled by the Os partition coefficients of sulfide (if present) and olivine, while the Os isotope ratio is controlled by mass balance. Few experimental data are available, but analogy with Os sister elements, Ir and Ru, suggests that olivine k_d values for Os may be around 2 (see summary in Brenan et al. (2016)). To our knowledge, no k_d data are available for orthopyroxene, but as

this phase disappears concomitantly with sulfide, its influence should be negligible. We do not explicitly consider the role of rare Platinum Group Minerals (PGM) which can be important hosts for Os in dunites (Lorand and Luguet, 2016; O'Driscoll and González-Jiménez, 2016). The presence of such phases would raise the bulk Os partition coefficient.

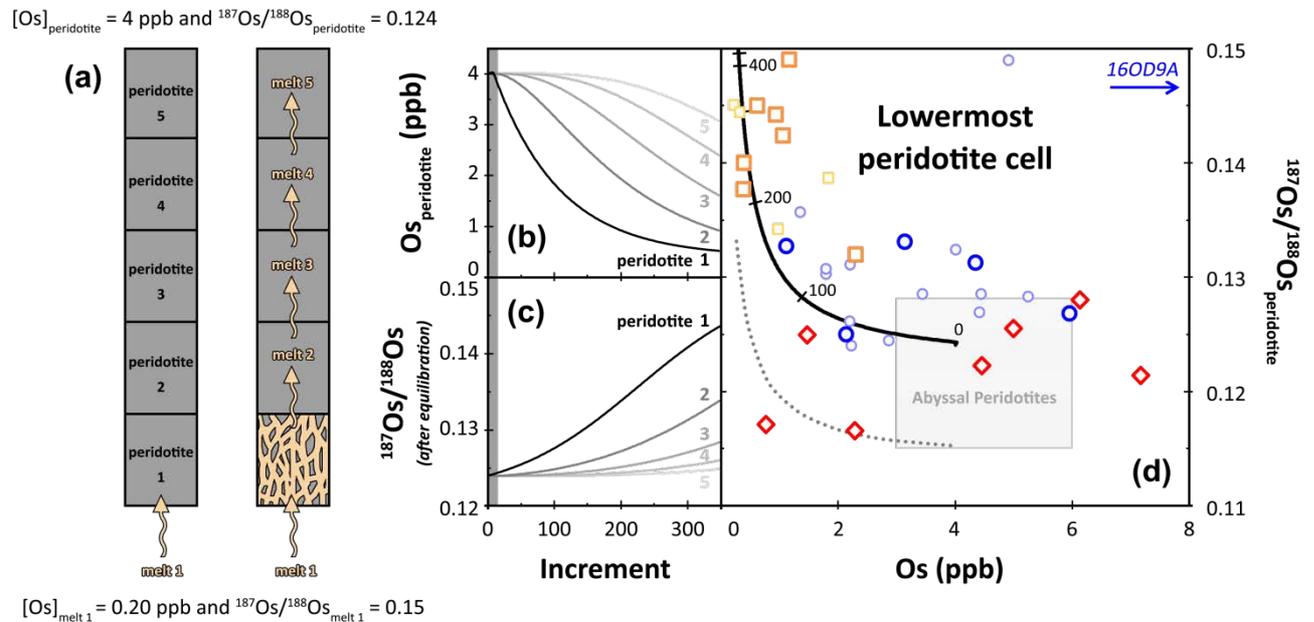


Fig. 7. Model (see text) showing Os evolution during melt percolation through dunite channel developed in harzburgite. Starting Os compositions for harzburgite and melt are the same as those in Fig. 6. Host harzburgite contains 100 ppm sulfide (~40 ppm S), assumed to decrease linearly to zero during harzburgite transformation into dunite. In example shown, $k_{d,Os} = 10^6$ for sulfide and 2 for olivine (see summary in Brenan et al. (2016)) with instantaneous melt fraction = 2% (cf. Supplementary Material). Panel (a) depicts melt percolation through a five-cell peridotite column. Melt enters bottom cell, equilibrates with peridotite, then moves into overlying cell as fresh melt increment enters bottom cell; this process continues up the column. Compositions of peridotite cells (black to light grey curves) vs. melt increment are shown in (b) [Os] and (c) $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$; grey band on left represents harzburgite not yet transformed into dunite. Black curve in (d) shows $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. [Os] in bottom cell. As repeated increments of melt infiltrate this cell (tick marks placed at 100, 200, 300, 400 and 500 increments on the curve), the Os isotopic ratio and concentration move from the starting position in the abyssal peridotite field along the black curve towards the higher $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios and lower Os concentrations found in the MTZ dunites. Dotted grey curve represents percolation of a different melt ($[Os] = 0.2 \text{ ppb}$; MORB-like $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.133$ - Gannoun et al. (2016)), interacting with harzburgite with $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ towards the bottom of the abyssal peridotite range (Becker and Dale, 2016), possibly explaining low [Os] and unradiogenic compositions of two basal dunites. Data from our study for the three types of dunite are shown for comparison with the results of the melt percolation model (symbols as in Fig. 3).

5.2.2.2. Results for the three types of dunite in the framework of the model

Despite its simplicity, the model fits the dunite data quite well if only the lowermost cell is considered (Fig. 7d). Unlike in other cells, the dunite in this cell interacts repeatedly with new increments of the original melt composition. Using the chosen parameters (2% instantaneous melt fraction, k_d in olivine = 2, Os compositions shown in Fig. 7), about 300 increments of melt fluxing, equivalent to a melt/rock ratio ~6, would be needed to raise the $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of the peridotite in the lowermost cell to the values (~0.14) observed in MTZ dunites.

The pertinence of these parameter choices was evaluated by changing each of them individually while holding the others constant (Fig. 8). The instantaneous melt fraction modifies the number of melt increments needed to obtain a given $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio, but has little effect on the corresponding melt/rock ratio (Supplementary Fig. 3) or on the relationship between $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ and [Os] (Fig. 8a). The Os partition coefficient in olivine affects the rapidity with which Os in the dunite is lost to the passing melts, and accordingly the rate at which $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ is modified by repeated introduction of new melt (Fig. 8b and Supplementary Fig. 4). To match both the Os isotope compositions and Os concentrations of the MTZ dunites, k_d values between about 0.5 and 5 are required (Fig. 8b). Melt Os composition directly influences the Os composition of the bulk rock and of the modified melt extracted into the overlying cell (Fig. 8c-d and Supplementary Fig. 5-6). For input melt of a fixed Os isotope composition, the Os concentration will control the number of iterations required to obtain a given $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio. The data field can be matched by melt Os concentrations ranging from about 0.02 to 0.5 ppb (Fig. 8c). To produce MTZ dunites, the starting melt must have a $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of at least 0.15 (Fig. 8d). The reasonableness of all of the successful parameters supports the plausibility of the model.

Only the results for the lowermost cell of the percolation column, where the peridotite interacts repeatedly with new batches of the original melt, are consistent with the radiogenic Os isotope compositions of the MTZ dunites. The melt leaving this cell will have a much less radiogenic Os composition than the entering melt, because of the strong buffering effect of the Os-rich peridotite. As a result, the $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios of the overlying cells will be successively less affected by melt interaction, with the ratio of the uppermost cell being hardly modified at all (Fig. 7c).

Basal dunites show Os isotope compositions in the abyssal peridotite range (Fig. 7d), indicating that they experienced much lower extents of melt-rock interaction than MTZ dunites. In paired comparisons, individual dunites in this zone have $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios very similar to those of adjacent harzburgites (Fig. 4c). These observations are consistent with the high Mg#s and low Al_2O_3 contents of the basal dunites (Fig. 3), and the presence in some

basal sections of opx-poor harzburgite bands, likely formed by small degrees of melt-rock interaction insufficient to fully dissolve orthopyroxene. Two basal dunites have low Os concentrations coupled with very unradiogenic compositions, implying formation from harzburgites with very low $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (though within the abyssal peridotite range) and perhaps interaction with less radiogenic melts than those required for MTZ dunites.

MMS dunites have Os compositions intermediate between those of MTZ and basal dunites, suggesting moderate degrees of melt-rock interaction beyond the minimum necessary to transform harzburgite into dunite. Unlike in the basal section, in paired comparisons, MMS dunites are more radiogenic than their associated harzburgites, implying melt-rock interaction at higher ratios than needed to form dunite, but lower than those experienced by MTZ dunites (Fig. 4c,7d).

A melt more radiogenic than MORB is needed to explain the radiogenic character of many MMS and nearly all MTZ dunites. In fact, the high $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios of the MTZ dunites are in good agreement with the initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ (~ 0.142) of the Oman lower crust (Peucker-Ehrenbrink et al., 2012). Other geochemical similarities between the MTZ and the Oman crust have already been demonstrated (Einaudi et al., 2003; Koga et al., 2001). Two sources of radiogenic melt are possible: ancient recycled oceanic crust (cf. pyroxenites; Pearson and Nowell (2004); Sergeev et al. (2014)) or a downgoing slab (Becker et al., 2004; Brandon et al., 1996; Widom et al., 2003). We cannot exclude either possibility, but the first case would require an unusual concentration of ancient pyroxenites in the mantle source, probably not representative of heterogeneity in the upper mantle, as radiogenic values similar to those of MTZ dunites are very rare in MORBs (Fig. 4). A slab-related source seems more consistent with a suprasubduction setting for the Oman ophiolite, as frequently proposed (e.g. Ahmed et al. (2006); Guilmette et al. (2018); Lippard et al. (1986); MacLeod et al. (2013)). Regardless of its origin, the radiogenic nature of the melt is fortunate, as this allows us to trace the extent of melt-rock reaction in the different types of dunite.

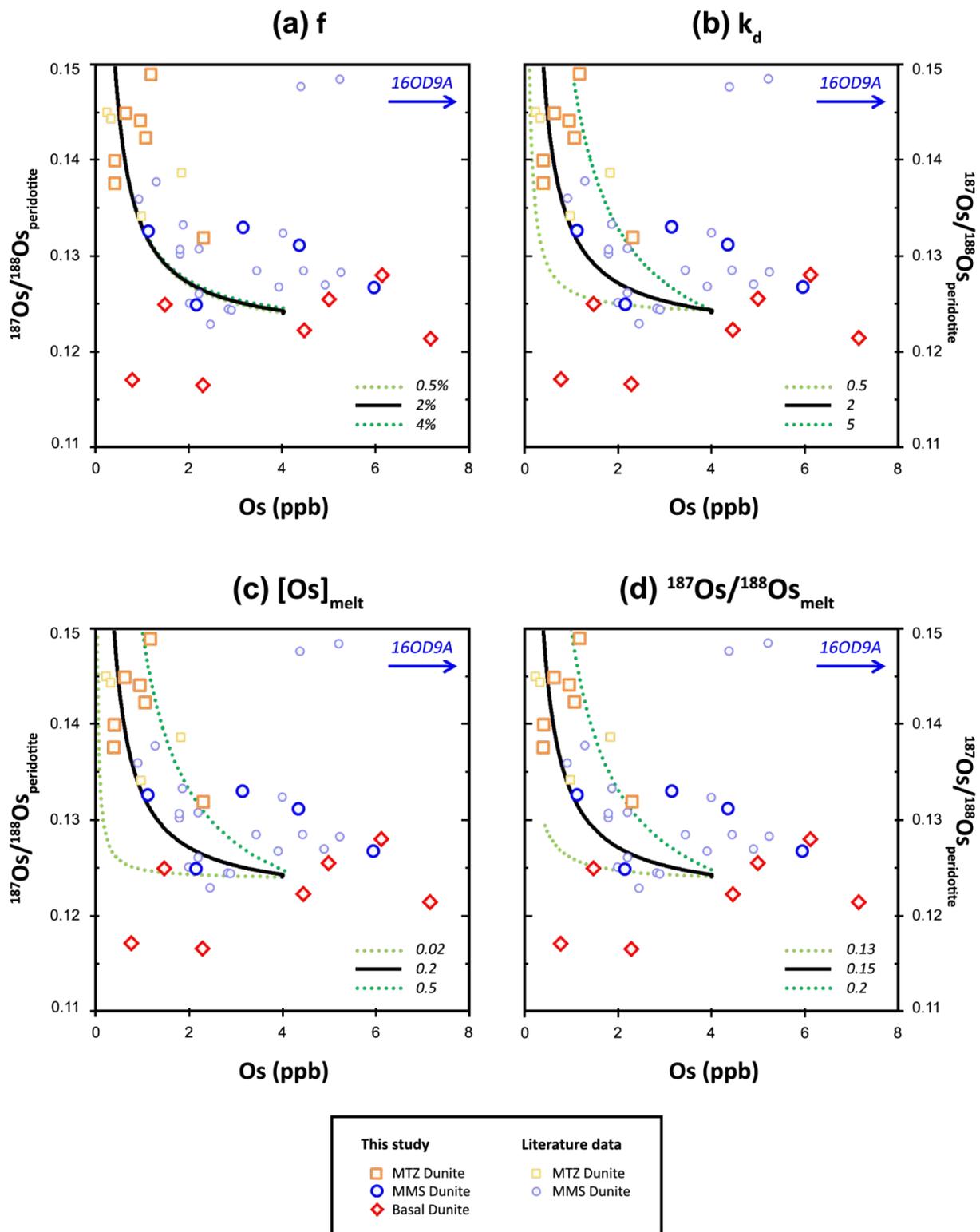


Fig. 8. Effect of varying (a) instantaneous melt fraction (f) (0.5%, 2% and 4%), (b) Os partition coefficient in olivine ($k_{d,\text{Os}}$) (0.5, 2, 5), (c) melt Os concentration (0.02, 0.2 and 0.5) and (d) melt $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (0.13, 0.15 and 0.2) on $[\text{Os}]$ and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ of the bottom peridotite cell in the melt percolation model shown in $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. Os diagrams similar to Fig. 7d. Data from our study for the three types of dunite, as well as published Oman dunite data are shown for comparison (MTZ dunites - Xiong et al. (2020a,b); MMS dunites - Hanghøj et al. (2010); Xiong et al. (2020a,b)) (symbols as in Fig. 3). The chosen parameters in the model (black continuous curves) best fit the data.

5.3. Need for rapid melt transport through the mantle section

Because of the marked difference in Os concentration between melt and peridotite, the melt Os isotope composition becomes rapidly less radiogenic during melt migration through a dunite channel. Therefore, melt leaving the mantle column will have a $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio close to that of the original harzburgite (Fig. 7c). This implies that melts that have travelled through dunite channels, equilibrating with the dunite along the way, cannot have the highly radiogenic compositions needed to explain the high $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios of the MTZ dunites and overlying lower crust. Instead, a mechanism is needed to bring melts with a radiogenic Os signature from depth towards the Moho without equilibration with dunite or harzburgite, suggesting rapid transfer of large melt volumes. Dunite band 16OD9A, in the uppermost MMS, couples very high Os concentration with very high $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, providing evidence of radiogenic melts traversing the MMS, though the mechanism for triggering precipitation of Os rich-phases (sulfides or PGM) is not clear.

In addition to the melt brought to the MTZ through the rapid process, some melt may have percolated through the host harzburgite in mantle diapirs (Godard et al., 2000; Lorand et al., 2009) or travelled along grain boundaries in dunite channels (Kelemen et al., 1995). Coexistence of two transport processes could be consistent with recent modeling of melt migration beneath mid-ocean ridges based on U-series isotope systematics (Elkins et al., 2019). However, any melt percolating slowly through harzburgite or dunite channels will acquire the non-radiogenic isotope composition of the peridotite, of which no trace is found in the MTZ dunites. Such a scenario would require the melts traveling through the rapid pathway to have had an even more radiogenic composition before mixing in the MTZ with melts that travelled through the slow pathway.

5.4. Concordance of model with geological observations

The radiogenic Os composition of the MTZ dunites and overlying lower crust implies that they cannot have been fed primarily by melts traveling through dunite channels. This inference is consistent with the scarcity of several meters thick dunites throughout the MMS in our cross-sections, confirming the pioneering observations of Boudier and Coleman (1981). These observations contrast with the common view that large dunites are frequent throughout the mantle section, as expressed for example in the schematic diagram of Lippard et al. (1986). In fact, dunites are abundant in only three areas: (1) the MTZ, which structural, petrographic and geochemical evidence (Boudier and Nicolas, 1995; Godard et al., 2000; Koga et al., 2001; Rospabé et al., 2018) suggest formed *in situ*, in relationship with the overlying crust; (2) the basal banded unit above the metamorphic sole; (3) the vicinity of the spectacular, yet atypical, giant Batin dunite body. Surprisingly, dunites are very rare even in the cores of mantle diapirs, thought to represent magmatic feeder zones for the overlying crust. The model of porous melt transport in vertical dunite channels (Kelemen et al., 1995) would predict the existence of large vertical dunite roots beneath the thick MTZ in these areas. Yet such dunite conduits have not been found within any of the mantle diapirs. Alternatively, it has been proposed that upwardly migrating melts pool along a permeability barrier (e.g. the top of the melting region, the base of the lithosphere or the locus of plagioclase crystallization) and then migrate laterally, "uphill", along this boundary towards the ridge axis through porous flow channels or as "porosity waves" (Hebert and Montési, 2010; Sparks and Parmentier, 1991). In this model, low dipping dunite channels would be expected to radiate from the thick MTZ areas, which correspond to melt delivery zones. Such geometry is not observed either.

If, as the geochemical and structural data indicate, melt did not migrate to the Moho through dunite channels, either vertically or along a putative permeability barrier, how was it transported? It appears to have travelled rapidly across the mantle section, without leaving any imprint, except perhaps as small dunite reaction zones similar to those developed at the margins of the later cross-cutting veins. If such dunites formed while the mantle was still flowing under asthenospheric conditions, they could have been transposed and stretched. These dunites may be difficult to identify now, or may correspond to the rare thin concordant bands observed in the MMS (insert in Fig. 2b and Supplementary Table 1). The modeling of Stevenson (1989) and the experimental results of Daines and Kohlstedt (1994) would predict the formation of veins in the melting mantle. Rapid melt transport through hydrofractures in the asthenosphere is a physically complex process (Richardson, 1998; Rubin, 1995) whose viability remains to be better established, but this process would fit our structural and geochemical data.

6. Conclusions

Dunite is distributed in the mantle section of the southeastern Oman ophiolite in three distinct domains: (1) the Moho Transition Zone, a horizontal dunitic melt storage and reaction zone at the summit of the mantle section; (2) the harzburgitic main mantle section, just below the MTZ, crosscut by sporadic dunitic veins with rarer concordant bands; and (3) the basal banded unit, exposing abundant, mainly concordant dunitic bands above the metamorphic sole.

Though these three types of dunite cannot be distinguished petrographically, their Os isotope compositions are strongly correlated with their structural context. Basal dunites, like harzburgites throughout the massif, have $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios in the range of abyssal peridotites, while the dunitic veins and bands of the MMS have variable but somewhat more radiogenic compositions. Critically, MTZ dunites have highly radiogenic Os isotope compositions, similar to those of the overlying lower crust. Such compositions are inconsistent with models that call on melt transport to the ridge through dunite channels, as the $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios of the Os-poor melts will be buffered by the unradiogenic compositions of the Os-rich dunites through which they travel. Furthermore, the absence of thick vertical dunite bodies in mantle diapirs, thought to represent magmatic feeder zones for the overlying crust, also argues that dunite channels are not the dominant pathway of melt transport to the ridge. Thus, our results reveal the need for a process, possibly hydrofracturing, that can bring melts from the source region to the Moho without equilibration with dunite or harzburgite of the intervening mantle.

Acknowledgements

We are very grateful to C. Zimmermann for her helpful assistance during Re-Os chemistry and isotope analyses by N-TIMS and MC-ICP-MS. We also thank C. Parmentier for her help with chemistry, D. Cividini and A. Schumacher for their technical support during MC-ICP-MS sessions, the SARM staff for whole-rock major element analyses, C. Martin (Géosciences Montpellier) and L. Causse (AETE-ISO platform, OSU-OREME/Université de Montpellier) for their assistance during whole-rock trace element chemical preparation and analysis by quadrupole ICP-MS, C. Prigent for providing her samples from the Haylayn massif and E. Grellier for her petrographic observations during her Master. Informal discussions and contributions during fieldwork from F. Boudier, S. Singh and D. Levy were also highly appreciated. Financial support was provided by the TelluS Program of CNRS/INSU. We are finally highly grateful to the Ministry of Commerce and Industry, Sultanate of Oman, for its hospitality and its permission to undertake field sampling in Oman.

Author Contributions

D. Klaessens, D. Jouselin and L. Reisberg participated in fieldwork. D. Jouselin provided geological context. C. Aupart completed initial analyses. D. Klaessens completed most of the analyses and wrote the initial manuscript. L. Reisberg supervised Re-Os analyses and modeling. M. Godard oversaw trace element analyses. D. Klaessens, L. Reisberg and D. Jouselin discussed the results and their implications. All authors assisted in the final revisions to the manuscript.

CRediT author statement

Delphine Klaessens: Conceptualization, Methodology, Formal analysis, Validation, Investigation, Visualization, Writing - Original Draft, Writing - Review & Editing

Laurie Reisberg: Conceptualization, Methodology, Investigation, Writing - Review & Editing, Supervision, Funding acquisition

David Jouselin: Conceptualization, Investigation, Writing - Review & Editing, Supervision, Funding acquisition

Marguerite Godard: Validation, Writing - Review & Editing, Supervision

Claire Aupart: Formal analysis, Investigation, Writing - Review & Editing

Competing Interests statement

None of the authors have competing interests.

7. Supplementary material

7.1. Analytical method for trace element compositions

Some of our samples were analyzed at Géosciences Montpellier (AETE-ISO, OSU OREME, Université de Montpellier, France) to determine their trace element concentrations using an Agilent 7700× quadrupole ICP-MS (data in [Supplementary Table 4](#)). They were prepared following the HF/HClO₄ method and measurement protocol described in Godard et al. (2000) and Ionov et al. (1992). The samples were analyzed after a dilution of 1000. Element concentrations were measured by external calibration, except for Nb and Ta, for which concentrations were determined by surrogate calibration using Zr and Hf, respectively, as internal standards. This technique is an adaptation to ICP-MS analysis of the method described by Jochum et al. (1990), developed to minimize memory effects due to the introduction of concentrated Nb-Ta solutions in the instrument. The Helium cell gas mode of the Agilent 7700X was used to measure Sc, Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Sn and Sb while removing polyatomic interferences. Each ICP-MS measurement is an average of three runs and its precision is determined by its standard deviation. The analytical uncertainty was estimated for each sample using the error propagation method described in Godard et al. (2000), which takes into account the precision of the measurements of (1) the instrumental blank, (2) the procedural blanks and (3) the sample analysis. Analyses (1) below the instrument detection limit, (2) for which the contribution of the procedural blank is >70% or (3) having uncertainties >50 % were eliminated (noted “not determined”). We also analyzed rock reference materials UB-N, DTS-2b, JP-1 to assess the external precision and accuracy of our analyses. The limits of detection of the instrument, the average values of the procedural blanks and rock standards obtained during this study are reported in [Supplementary Table 5](#).

7.2. Seawater alteration of peridotite - mixing model

To exclude a contamination of our samples with seawater, we simulate a simple two component mixture between seawater and a common peridotite (Fig. 5b), similar to the model used by Sanfilippo et al. (2016), using the following equations:

$$(1) \quad [Os]_{mix} = (f \cdot [Os]_{seawater}) + ((1-f) \cdot [Os]_{per})$$

$$(2) \quad \left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{mix} = \frac{1}{[Os]_{mix}} \cdot (f \cdot [Os]_{seawater} \cdot \left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{seawater}) + ((1-f) \cdot [Os]_{per} \cdot \left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{per})$$

Th and U concentrations are calculated in the same manner as Os concentration, using [Supplementary Equation 1](#).

where: $[Os]_{per}$: concentration in Os of the peridotite

$[Os]_{seawater}$: seawater concentration in Os

$[Os]_{mix}$: concentration in Os of the mixture, including seawater and peridotite

$\left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{per}$: $^{187}Os/^{188}Os$ ratio of the peridotite

$\left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{melt}$: $^{187}Os/^{188}Os$ seawater ratio

$\left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{mix}$: $^{187}Os/^{188}Os$ ratio of the mixture, including seawater and peridotite

f : seawater fraction

We use the following compositions for the peridotite and seawater endmembers:

$$\left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{per} = 0.124 \quad \left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{seawater} = 1$$

$$[Os]_{per} = 0.4 \text{ ppb, } 2 \text{ ppb or } 6 \text{ ppb} \quad [Os]_{seawater} = 10^{-5} \text{ ppb}$$

$$[Th]_{per} = 13 \text{ ppb} \quad [Th]_{seawater} = 5 \times 10^{-6} \text{ ppb}$$

$$[U]_{per} = 4.5 \text{ ppb} \quad [U]_{seawater} = 3.3 \text{ ppb}$$

For the peridotite, the $^{187}Os/^{188}Os$ ratio chosen is typical of Oman harzburgites, as well as of abyssal peridotites, and three different initial Os concentrations were used to cover a compositional range from a typical harzburgite with a quite high Os concentration (6 ppb) to an Os-poor MTZ dunite (0.4 ppb). The peridotite Th and U concentrations are those of the depleted peridotite reference material PCC-1 (Govindaraju, 1994). Seawater Os, Th and U composition is the same as that used in the model of Sanfilippo et al. (2016).

7.3. Melt-peridotite mixture

As in the previous seawater-peridotite mixture, we simulate a simple two component mixture between a common peridotite and a melt (Fig. 6) using the following equations:

$$(3) \quad [Os]_{mix} = (f \cdot [Os]_{melt}) + ((1 - f) \cdot [Os]_{per})$$

$$(4) \quad \left(\frac{{}^{187}Os}{{}^{188}Os} \right)_{mix} = \frac{1}{[Os]_{mix}} \cdot (f \cdot [Os]_{melt} \cdot \left(\frac{{}^{187}Os}{{}^{188}Os} \right)_{melt}) + ((1 - f) \cdot [Os]_{per} \cdot \left(\frac{{}^{187}Os}{{}^{188}Os} \right)_{per})$$

where: $[Os]_{per}$: concentration in Os of the peridotite

$[Os]_{melt}$: concentration in Os of the melt

$[Os]_{mix}$: concentration in Os of the mixture, including melt and peridotite

$\left(\frac{{}^{187}Os}{{}^{188}Os} \right)_{per}$: $\frac{{}^{187}Os}{{}^{188}Os}$ ratio of the peridotite

$\left(\frac{{}^{187}Os}{{}^{188}Os} \right)_{melt}$: $\frac{{}^{187}Os}{{}^{188}Os}$ ratio of the melt

$\left(\frac{{}^{187}Os}{{}^{188}Os} \right)_{mix}$: $\frac{{}^{187}Os}{{}^{188}Os}$ ratio of the mixture, including melt and peridotite

f : melt fraction

We use the following compositions for the peridotite and the melt:

$$\left(\frac{{}^{187}Os}{{}^{188}Os} \right)_{per} = 0.124$$

$$\left(\frac{{}^{187}Os}{{}^{188}Os} \right)_{melt} = 0.150$$

$$[Os]_{per} = 4 \text{ ppb or } 0.5 \text{ ppb}$$

$$[Os]_{melt} = 0.2 \text{ ppb}$$

As in the previous mixture, the $\frac{{}^{187}Os}{{}^{188}Os}$ ratio of the peridotite endmember is typical of Oman harzburgites, as well as of abyssal peridotites, while the ratio of the melt was chosen to be just slightly more radiogenic than the MTZ dunites. The two different initial Os concentrations for the peridotite represent those of a typical harzburgite (4 ppb) and a MTZ dunite (0.5 ppb).

7.4. Melt percolation model

We modeled a melt percolation process considering the formation of a dunite channel in the host harzburgite which is flushed incrementally by a magma (Fig. 7). We use the same melt and peridotite end-members as in the melt-peridotite mixture. While this peridotite composition is representative of typical abyssal peridotite Os compositions, it should be stressed that these in fact span a substantial range (Becker and Dale, 2016), and cannot be viewed as a single well-defined endmember. On the basis of the experimental results from Lambart et al. (2009), we consider that harzburgite becomes dunite after having interacted with around 25-30% of melt.

The channel is divided vertically into five cells (Fig. 7a). When each new batch of melt enters a cell, its Os concentration and isotopic ratio equilibrate with those of the peridotite (Fig. 7b-d). After equilibration, the melt moves upwards into the overlying cell and is replaced by a fresh batch of melt from the underlying cell. The Os concentration of the melt leaving each peridotite cell ($[Os]_{new\ melt_i}$) is controlled by the Os partition coefficients ($k_{d,os}$) of sulfide (if present) and olivine (Becker and Dale, 2016; Brenan et al., 2016, 2005, 2003; Mungall and Brenan, 2014), while the Os isotope ratio is controlled by mass balance. The bottom cell is constantly replenished with magma with the original Os concentration and isotopic composition ($[Os]_{melt_0}$ and $(^{187}Os/^{188}Os)_{melt_0}$).

We have included a small amount of sulfide (f_{s_0}) in our model. For simplicity, we assume it to decrease linearly with opx content, so that the sulfide content reaches zero at the same time that the transformation to dunite is complete. Complete sulfide exhaustion slightly before or slightly after full transformation to dunite will not significantly influence the results, since it is the loss of sulfide, not the change from harzburgite to dunite that marks the beginning of Os loss from the peridotite during melt percolation. In the example shown in the text, the harzburgite contains 100 ppm sulfide, equivalent to about 40 ppm S, and is assumed to decrease to zero over 10 increments. In other words, during each increment, the peridotite loses a part of its sulfide fraction (10%) until reaching a null value:

$$(5) \quad f_{s_i} = f_{s_0} \cdot (1 - ((i - 1) \cdot 0.1)) \quad i = 1, 2, 3, \dots$$

The global Os partition coefficient of the peridotite (D_{Os_i}) depends on the sulfide fraction in the peridotite (f_{s_i}) and on the Os partition coefficients ($k_{d,os}$) of sulfide and olivine:

$$(6) \quad D_{Os_i} = (f_{s_i} \cdot k_{d,os\ in\ sulfur}) + ((1 - f_{s_i}) \cdot k_{d,os\ in\ olivine})$$

When the peridotite is devoid of sulfide, it corresponds to the Os partition coefficient of olivine, taken here as $k_{d,os\ in\ olivine} = 2$. The effect of opx is not explicitly considered, ie, it is

treated as if it has the same partition coefficient as olivine. Indeed, no $k_{d,Os}$ data are available for orthopyroxene and this phase disappears concomitantly with sulfide. As we consider that, when the entire sulfide fraction has been exhausted, the harzburgite is fully transformed into dunite, the orthopyroxene $k_{d,Os}$ influence should be negligible.

We use the following equations to calculate bulk rock Os composition, including melt and peridotite:

$$(7) \quad [Os]_{bulk_i} = (f \cdot [Os]_{melt_0}) + ((1-f) \cdot [Os]_{per_{i-1}})$$

$$(8) \quad \left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{bulk_i} = \frac{1}{[Os]_{bulk_i}} \cdot (f \cdot [Os]_{melt_0} \cdot \left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{melt_0}) + ((1-f) \cdot [Os]_{per_{i-1}} \cdot \left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{per_{i-1}})$$

$$(9) \quad \left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{per_i} = \left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{bulk_i} \text{ if } i \neq 1$$

Then, we use the global Os partition coefficient (D_{Os_i}) to determine Os concentration in peridotite and in the new melt percolating upwards into the overlying cell:

$$(10) \quad [Os]_{new\ melt_i} = \frac{[Os]_{bulk_i}}{f + ((1-f) \cdot D_{Os_i})}$$

$$(11) \quad [Os]_{per_i} = D_{Os_i} \cdot [Os]_{new\ melt_i}$$

Abbreviations: $[Os]_{per_0}$: initial concentration in Os of the peridotite

$[Os]_{per_i}$: concentration in Os of the peridotite at increment = i

$[Os]_{melt_0}$: initial concentration in Os of the melt

$[Os]_{melt_i}$: concentration in Os of the melt at increment = i

$[Os]_{bulk_i}$: concentration in Os of the bulk rock, including melt and peridotite, at increment = i

$[Os]_{new\ melt_i}$: final concentration in Os of the melt which percolated the peridotite at increment = i and which will migrate into the overlying peridotite.

$\left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{per_0}$: initial $\frac{^{187}Os}{^{188}Os}$ ratio of the peridotite

$\left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{melt_0}$: initial $\frac{^{187}Os}{^{188}Os}$ ratio of the melt

$\left(\frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{bulk_i}$: $\frac{^{187}Os}{^{188}Os}$ ratio of the bulk rock, including melt and peridotite, at increment = i

f : instantaneous melt fraction (porosity)

f_{s_0} : initial sulfide fraction in the peridotite

D_{Os_i} : global Os partition coefficient at increment = i

$k_{d,Os \text{ in sulfur}}$: Os partition coefficient of sulfide

$k_{d,Os \text{ in olivine}}$: Os partition coefficient of olivine

In the example in the text, we use the following values, with the partition coefficients based on the discussion in Brenan et al. (2016) and Mungall and Brenan (2014):

$$[Os]_{per_0} = 4 \text{ ppb}$$

$$^{187}Os / ^{188}Os_{per_0} = 0.124$$

$$f = 0.02$$

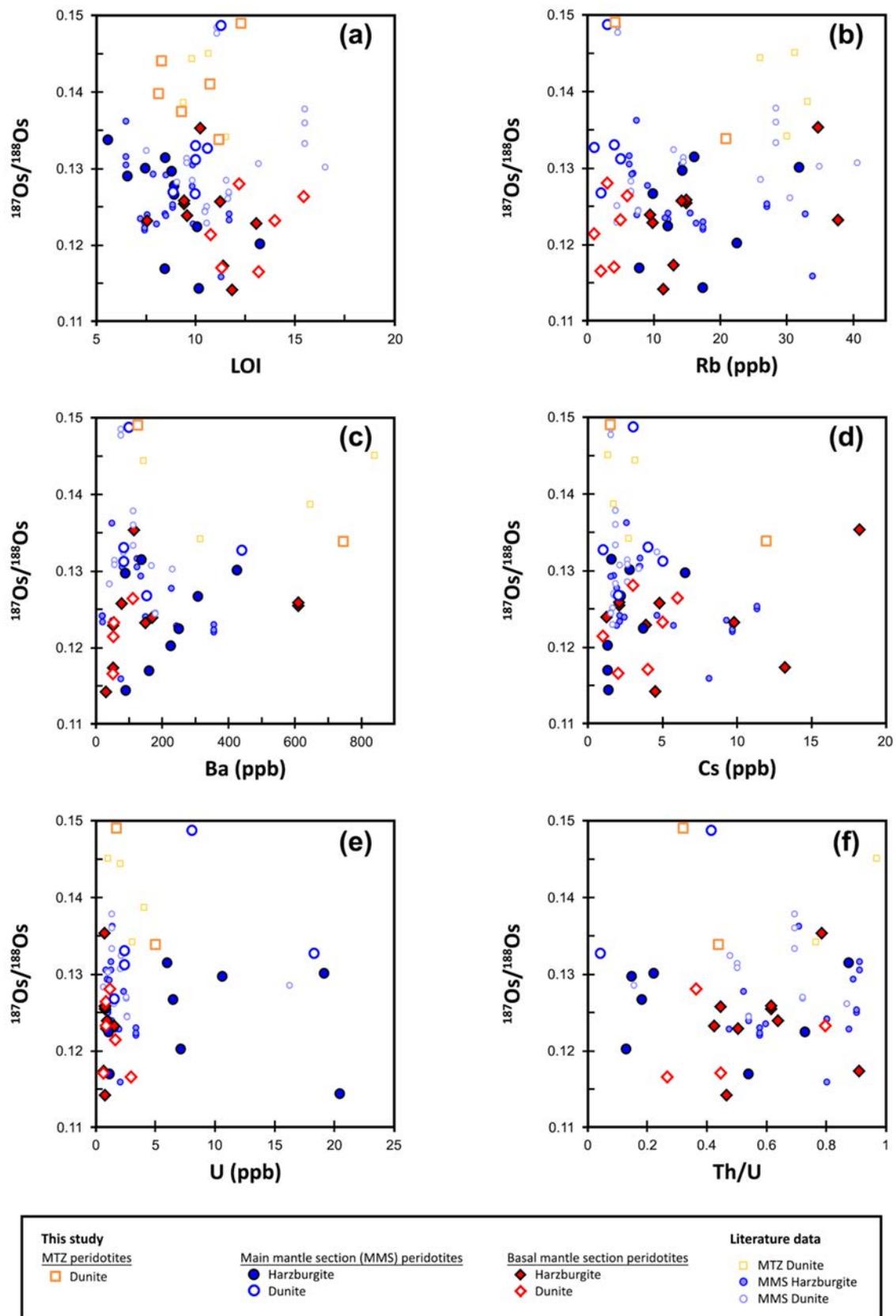
$$k_{d,Os \text{ in sulfur}} = 10^6$$

$$[Os]_{melt_0} = 0.2 \text{ ppb}$$

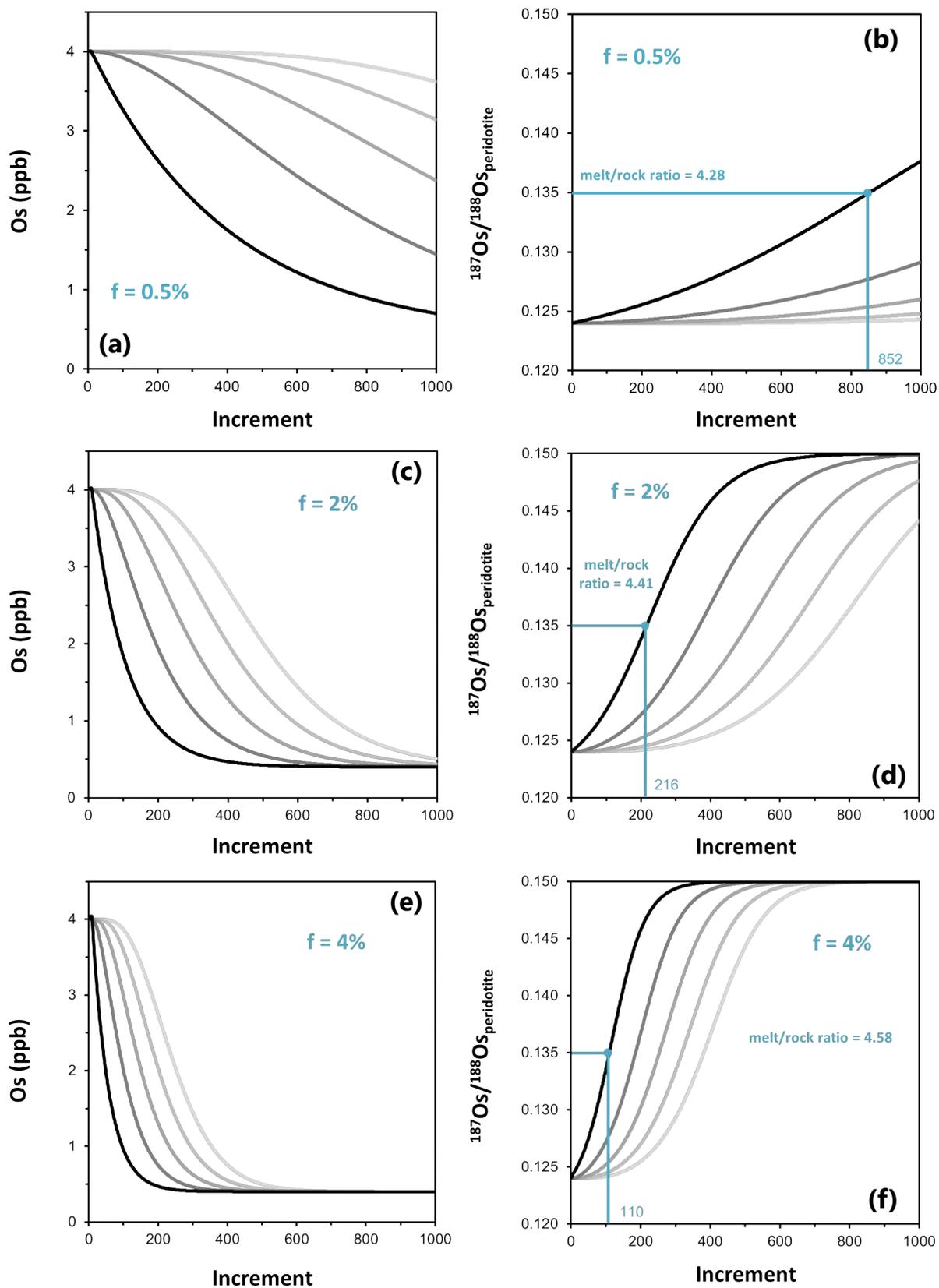
$$^{187}Os / ^{188}Os_{melt_0} = 0.150$$

$$f_{S_0} = 0.0001$$

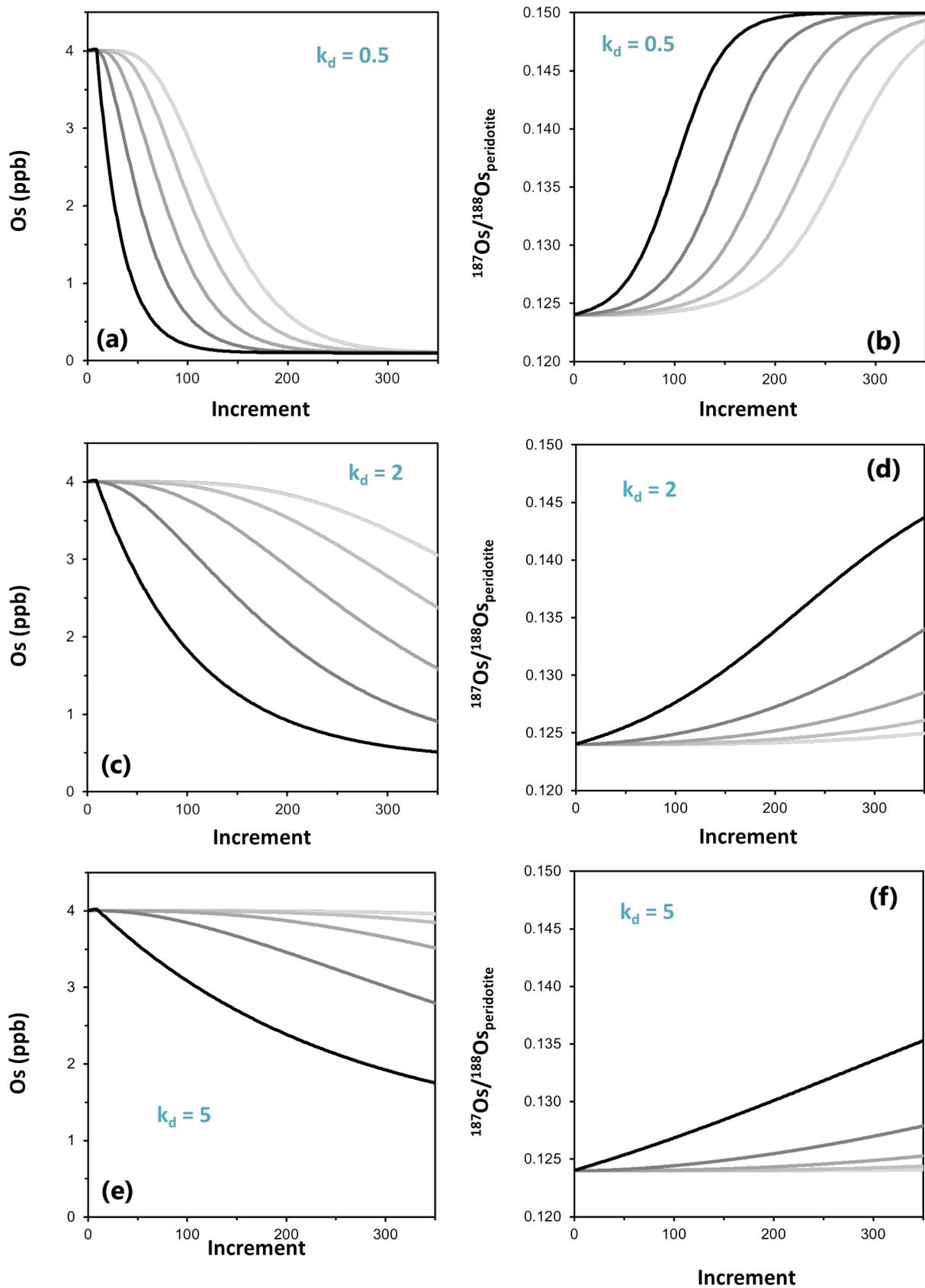
$$k_{d,Os \text{ in olivine}} = 2$$



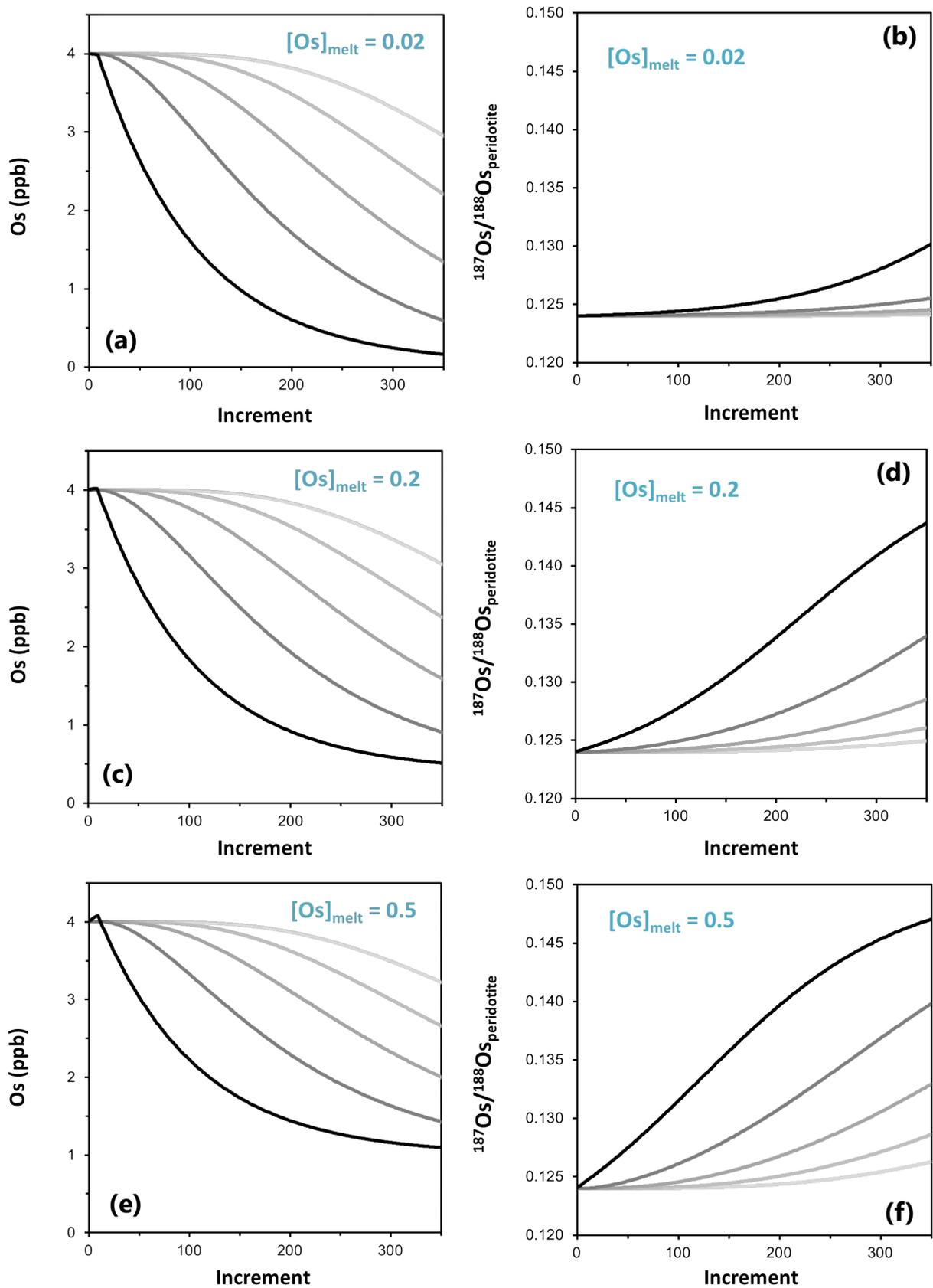
Supplementary Fig. 2. Os isotope composition vs. tracers of seawater contamination (LOI and whole-rock highly mobile trace elements) for harzburgites and the three types of dunite. $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. (a) LOI, (b) Rb, (c) Ba, (d) Cs, (e) U and (f) Th/U ratio. In all panels, published Oman peridotite data are also shown for comparison: MTZ dunites (Godard et al., 2000; Xiong et al., 2020a,b), MMS dunites (Godard et al., 2000; Hanghøj et al., 2010; Xiong et al., 2020a,b) and MMS harzburgites (Hanghøj et al., 2010).



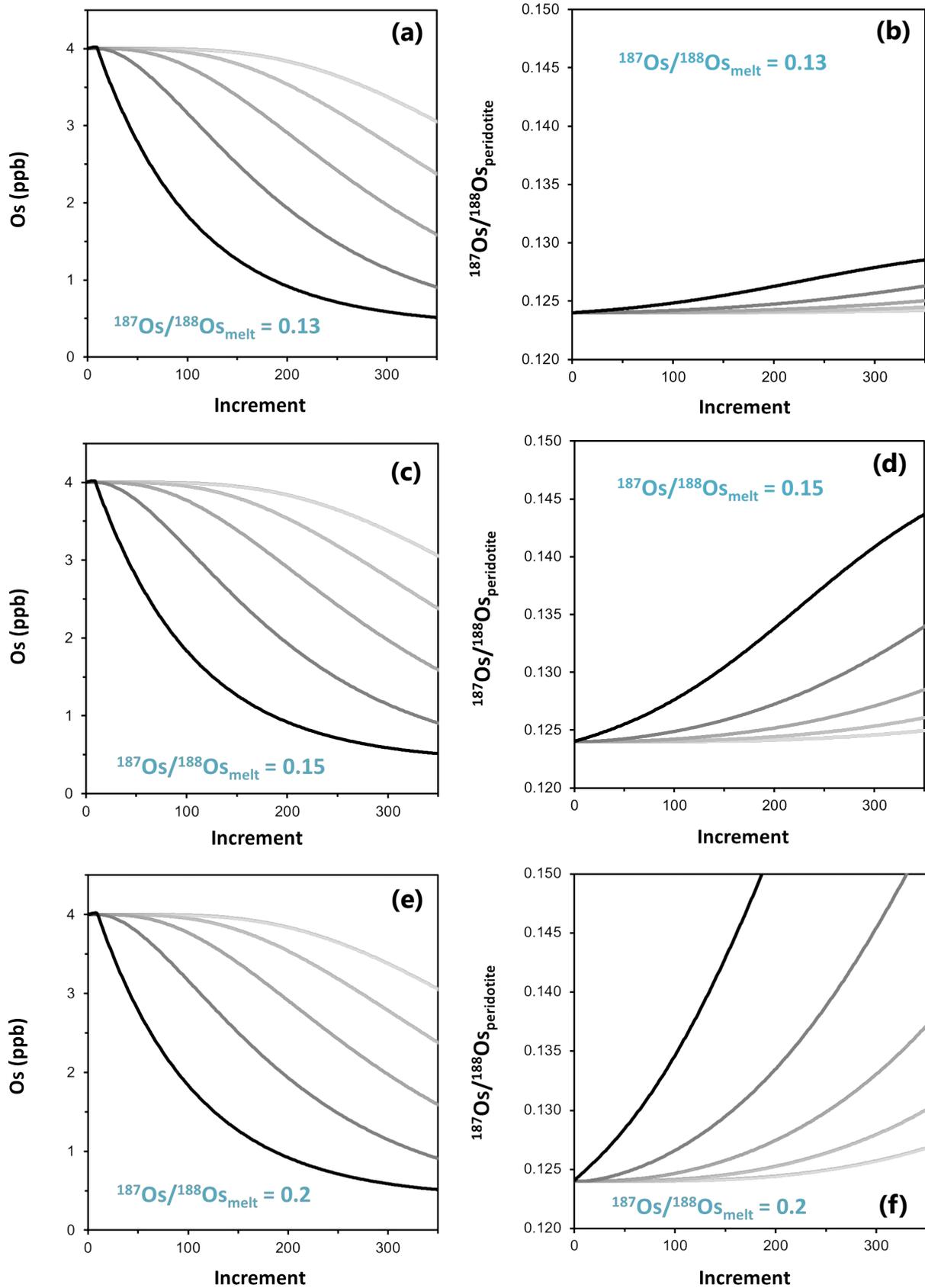
Supplementary Fig. 3. Effect of varying instantaneous melt fraction (f) on $[\text{Os}]$ and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ in the melt percolation model. Results for the composition of each peridotite cell (black to light grey curves) (cf. Fig. 7 caption in main text) with a porosity of 0.5% (a-b), 2% (c-d) and 4% (e-f) are shown in (a,c,e) $[\text{Os}]$ vs. increment and (b,d,f) $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. increment diagrams. To attain a $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of 0.135 for the bottom cell, melt/rock ratios of 4.28, 4.41 and 4.58 are needed with the considered porosities respectively. Here and in Supplementary Figures 4-6, all other parameters held constant at the values given above.



Supplementary Fig. 4. Effect of varying Os partition coefficient in olivine ($k_{d,Os}$) on [Os] and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ in the melt percolation model. Results for the composition of each peridotite cell (black to light grey curves) (cf. Fig. 7 caption) with a $k_{d,Os}$ in olivine = 0.5 (a-b), 2 (c-d) and 5 (e-f) are shown in (a,c,e) Os vs. increment and (b,d,f) $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. increment diagrams.



Supplementary Fig. 5. Effect of varying melt Os concentration on $[Os]$ and $^{187}Os/^{188}Os$ in the melt percolation model. Results for the composition of each peridotite cell (black to light grey curves) (cf. Fig. 7 caption) during the percolation of a melt which has an original Os concentration of 0.02 (a-b), 0.2 (c-d) and 0.5 ppb (e-f) are shown in (a,c,e) Os vs. increment and (b,d,f) $^{187}Os/^{188}Os$ vs. increment diagrams.



Supplementary Fig. 6. Effect of varying melt $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ on $[\text{Os}]$ and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ in the melt percolation model. Results for the composition of each peridotite cell (black to light grey curves) (cf. Fig. 7 caption) during the percolation of a melt which has an original $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of 0.13 (a-b), 0.15 (c-d) and 0.2 (e-f) are shown in (a,c,e) Os vs. increment and (b,d,f) $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. increment diagrams.

7.6. Supplementary Tables

Supplementary Table 1. Structural data of the studied Oman peridotites

Supplementary Table 2. Locations and petrographic data of the studied Oman peridotites

Supplementary Table 3. Locations and major element compositions of the studied Oman peridotites

Supplementary Table 4. Ba, Rb, Cs, Th and U concentrations of the studied Oman peridotites

Supplementary Table 5. ICP-MS analytical parameters and Ba, Rb, Cs, Th and U concentrations of the standards

Supplementary Table 6. Re and Os concentrations and Os isotope compositions of the studied Oman peridotites and of the UB-N standard

Supplementary Table 7. Re and Os concentrations and Os isotope compositions of the harzburgite/dunite pairs

Supplementary Table 8. Different components of the uncertainties on Re and Os concentrations and Os isotope compositions entering into the total uncertainties

Supplementary Table 9. Petrostructural data and locations of additional (not analyzed) Oman peridotites

Supplementary Table 1

[Supplementary Table 1](#). Structural data of the studied Oman peridotites

Sample	Massif	Lithology	Normalized height in the section	Type	Thickness (m)	Hzb/Dun pairs	Hzb/Dun pair distance (m)
<i>Moho Transition Zone (MTZ) dunites</i>							
10 OM 25	Sumail (Maqsad)	pl-impregnated dunite	0.030		400.00		
10 OM 45C	Sumail (Maqsad)	dunite	0.030		400.00		
18 OK 26	Sumail (Maqsad)	cpx-bearing dunite	0.040		150.00		
10 OM 5C	Sumail (Mansah)	dunite	0.025		800.00		
07 OD 1	Sumail (Mansah)	dunite	0.050		800.00		
16 OL 11B	Wadi Tayin	pure dunite	0.000		30.00		
16 OL 34B	Wadi Tayin	pl/px-impregnated dunite / troctolite	0.028		20.00		
<i>Main mantle section (MMS) dunites</i>							
16 OD 4C	Nakhl-Rustaq	pl/cpx-impregnated dunite (vein)	0.07	discordant	0.15		
16 OD 4D Dun	Nakhl-Rustaq	cpx-impregnated dunite (vein)	0.07	discordant	0.10	16 OD 4D Hzb	0.00
16 OD 9A	Nakhl-Rustaq	pure dunite (band)	0.09	concordant	0.38	16 OD 9C	0.10
16 OD 1B	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (vein)	0.34	discordant	1.50	16 OD 1A	1.00
16 OD 31	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)	0.12	concordant	0.80		
<i>Basal dunites</i>							
16 OD 13B	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (band)	0.64	concordant	4.00	16 OD 13C	1.00
16 OD 15E	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (band)	0.93	concordant	1.00		
16 OD 18B	Sumail	opx-bearing dunite (band)	0.97	concordant	1.00		
16 OD 19A	Sumail	pure dunite (band)	0.95	concordant	1.00		
16 OL 26A	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)	0.72	concordant	0.20	16 OL 26B	1.00
16 OL 27A	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)	0.78	concordant	0.50	16 OL 27B	0.05
14 11E	Haylayn	pure dunite (band)	0.99	concordant	8.00		

For each sample, an approximate estimation of its height in the mantle section was obtained by normalizing to the total section height to compare samples from different cross-sections. For MTZ dunites, the thickness mentioned is the MTZ's one. Samples belonging to harzburgite/dunite pairs collected in close proximity (<1 meter) are indicated.

Hzb = harzburgite; Dun = dunite; Px = pyroxene; Opx = orthopyroxene; Cpx = clinopyroxene; Pl = plagioclase.

Supplementary Table 2

[Supplementary Table 2](#). Locations and petrographic data of the studied Oman peridotites

Sample	Massif	Lithology	Hzb/Dun pairs	UTM coordinates			Normalized height in the section	T°	Texture			Modal abundances (wt.%)					
				Zone	E	N			Type	Overgrowth	Impregnations	OI	Px	Spl	Pl		
<i>Moho Transition Zone (MTZ) peridotites</i>																	
10 OM 25	Sumail (Maqsad)	pl-impregnated dunite		40Q	601928	2550071	0.030	HT	porphyroclastic (Pl, interstitial)				PI	85.0	0.0	2.0	13.0
10 OM 45C	Sumail (Maqsad)	pure dunite		40Q	602672	2550888	0.010	HT	granular					98.0	0.0	2.0	
18 OK 26	Sumail (Maqsad)	cpx-bearing dunite		40Q	596809	2555512	0.040	HT	porphyroclastic					>96	<1	3.0	
10 OM 5C	Sumail (Mansah)	pure dunite		40Q	632618	2572224	0.050	HT	granular			x		99.0	0.0	1.0	
07 OD 1	Sumail (Mansah)	dunite		40Q	634370	2571258	0.050	MT	porphyroclastic								
16 OL 11B	Wadi Tayin	pure dunite		40Q	646150	2534380	0.000	HT	granular			x		>99.5	0.0	<0.5	
16 OL 34B	Wadi Tayin	pl/px-impregnated dunite / troctolite		40Q	671900	2530219	0.028	HT	porphyroclastic (Pl, Px interstitial)				Pl, Px	60.5	3.0	1.5	35.0
<i>Main mantle section (MMS) peridotites</i>																	
16 OD 5C	Nakhl-Rustaq	pl-impregnated depleted harzburgite		40Q	568240	2591926	0.007	MT	porphyroclastic				PI	>90.5	7.0	1.5	<1
16 OD 5D	Nakhl-Rustaq	harzburgite		40Q	568240	2591926	0.007	MT	porphyroclastic					89.0	10.0	1.0	
16 OD 7	Nakhl-Rustaq	harzburgite		40Q	568278	2591139	0.053	HT	porphyroclastic					91.0	8.0	1.0	
16 OD 4D Hzb	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 4D Dun	40Q	568443	2590771	0.073	HT	porphyroclastic				Cpx	74.0	25.0	1.0	
16 OD 9C	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 9A	40Q	568809	2590324	0.089	HT	porphyroclastic					91.0	8.0	1.0	
16 OD 2	Nakhl-Rustaq	harzburgite		40Q	567952	2588232	0.241	HT	porphyroclastic					78.0	20.0	2.0	
16 OD 1A	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 1B	40Q	567456	2586807	0.337	HT	porphyroclastic					91.0	8.0	1.0	
16 OD 10	Nakhl-Rustaq	harzburgite		40Q	567861	2585397	0.419	HT	porphyroclastic					88.0	10.0	2.0	
11 OD 15A	Sumail	harzburgite		40Q	596947	2554971		HT	porphyroclastic								
07 OD 24	Sumail	harzburgite		40Q	597890	2545317		HT	porphyroclastic								
07 OD 27B	Sumail	harzburgite		40Q	595889	2545668		HT	porphyroclastic								
07 OD 8C	Sumail	harzburgite		40Q	632506	2563554		HT	porphyroclastic								
16 OD 4C	Nakhl-Rustaq	pl/cpx-impregnated dunite (vein)		40Q	568443	2590771	0.073	HT	granular (Pl, Cpx interstitial)			x	Pl, Cpx	95.0	1.5	3.0	1.5
16 OD 9A	Nakhl-Rustaq	pure dunite (band)	16 OD 9C	40Q	568809	2590324	0.089	HT	granular			x		98.0	0.0	2.0	
16 OD 1B	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (vein)	16 OD 1A	40Q	567456	2586807	0.337	HT	granular			x		>97	<1	2.0	
16 OD 31	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)		40Q	660545	2536491	0.116	HT	granular			x		>98	1.0	<1	
<i>Basal peridotites</i>																	
16 OD 13C	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 13B	40Q	565540	2582672	0.637	HT	porphyroclastic					89.5	8.0	2.5	
16 OL 25	Wadi Tayin	harzburgite		40Q	648400	2554406	0.724	BT(-MT)	porphyroclastic					89.0	8.0	3.0	
16 OL 26B	Wadi Tayin	harzburgite	16 OL 26A	40Q	648515	2554316	0.724	BT(-MT)	porphyroclastic					91.5	7.0	1.5	
16 OL 27B	Wadi Tayin	harzburgite	16 OL 27A	40Q	648926	2555669	0.784	HT	porphyroclastic					83.0	15.0	2.0	
16 OL 27C	Wadi Tayin	harzburgite		40Q	648926	2555669	0.784	HT	porphyroclastic					90.0	8.0	2.0	
16 OL 28B	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite		40Q	648998	2557907	0.860	HT	porphyroclastic					88.5	10.0	1.5	
16 OL 29	Wadi Tayin	cpx-bearing depleted harzburgite		40Q	649400	2558225	0.872	BT	porphyroclastic					93.0	4.0	3.0	
16 OL 24	Wadi Tayin	harzburgite		40Q	650233	2558267	0.878	BT	porphyroclastic					90.0	8.0	2.0	
16 OD 13B	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (band)	16 OD 13C	40Q	565540	2582672	0.637	HT	porphyroclastic					>96	<1	3.0	
16 OD 15E	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (band)		40Q	562332	2579470	0.934	(MT-?)HT	porphyroclastic					97.5	1.0	1.5	
16 OD 18B	Sumail	opx-bearing dunite (band)		40Q	601690	2580630	0.969	(MT-?)HT	porphyroclastic			x		96.5	1.0	2.5	
16 OD 19A	Sumail	pure dunite (band)		40Q	602033	2580178	0.946	MT	porphyroclastic					98.0	0.0	2.0	
16 OL 26A	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)	16 OL 26B	40Q	648515	2554316	0.724	BT-MT	porphyroclastic					96.0	1.0	3.0	
16 OL 27A	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)	16 OL 27B	40Q	648926	2555669	0.784	HT	granular			x		96.0	1.5	2.5	
14 11E	Haylayn	pure dunite (band)		40Q	493053	2616870	0.990	HT	porphyroclastic					98.0	0.0	2.0	

Samples belonging to harzburgite/dunite pairs collected in close proximity (<1 meter) are indicated. For each sample, an approximate estimation of its height in the mantle section was obtained by normalizing to the total section height to compare samples from different cross-sections.

Hzb = harzburgite; Dun = dunite; OI = olivine; Px = pyroxene; Opx = orthopyroxene; Cpx = clinopyroxene; Spl = spinel; Pl = plagioclase; HT = high temperature (coarse-grained, asthenospheric deformation); MT = medium temperature; LT = low temperature.

Supplementary Table 2

Supplementary Table 2. Locations and petrographic data of the studied Oman peridotites (suite)

Sample	Grain size									Serpentinization	Observations	
	Ol			Px			Spl					Pl
	< 1mm	1-3 mm	> 3 mm	< 1mm	1-3 mm	> 3 mm	< 0.5mm	0.5-1 mm	> 1 mm			
<i>Moho Transition Zone (MTZ) peridotites</i>												
10 OM 25												
10 OM 45C												
18 OK 26	minor	main	minor	main	few	-	main	minor	-		high	bastite
10 OM 5C												
07 OD 1												
16 OL 11B	-	few	main	-	-	-	main	-	-		high	alteration
16 OL 34B	-	main	-	minor	main	minor	main	few	-		high	alteration
<i>Main mantle section (MMS) peridotites</i>												
16 OD 5C	few	main	minor	main	minor	few	main	minor	minor	<2 mm	middle	bastite
16 OD 5D	few	main	minor	main	minor	few	main	rare	-		high	bastite
16 OD 7	minor	minor	main	minor	main	few	main	-	minor		middle	bastite
16 OD 4D Hzb	few	main	-	minor	main	main	main	minor	-		middle	bastite
16 OD 9C	minor	main	minor	main	main	few	main	few	few		middle	bastite
16 OD 2	minor	main	-	main	minor	rare	main	minor	rare		middle-high	bastite
16 OD 1A	minor	minor	main	minor	main	main	main	rare	-		high	bastite
16 OD 10	minor	main	minor	main	minor	rare	main	few	-		middle	
11 OD 15A												
07 OD 24												
07 OD 27B												
07 OD 8C												
16 OD 4C	rare	minor	main	main	main	minor	main	minor	few	<4 mm	middle	
16 OD 9A	few	minor	main	-	-	-	main	minor	-		middle	
16 OD 1B	few	main	main	main	-	-	main	rare	rare		middle	
16 OD 31	few	few	main	main	minor	few	main	minor	-		middle	bastite
<i>Basal peridotites</i>												
16 OD 13C	minor	main	minor	minor	main	minor	main	minor	-		very high	bastite
16 OL 25	main	minor	few	main	main	-	main	minor	rare		high	bastite, high alteration
16 OL 26B	rare	main	minor	minor	main	few	main	minor	-		middle	bastite, high alteration
16 OL 27B	minor	main	main	main	main	few	minor	main	-		high	bastite
16 OL 27C	minor	main	main	main	minor	rare	main	minor	-		high	bastite
16 OL 28B	few	main	main	minor	main	few	minor	main	minor		high	bastite
16 OL 29	main	minor	-	main	few	rare	minor	main	few		very high	bastite
16 OL 24	minor	main	minor	main	main	minor	few	main	-		very high	bastite
16 OD 13B	few	minor	main	main	minor	-	minor	main	-		middle-high	
16 OD 15E	minor	main	minor	main	-	-	main	-	-		very high	bastite, high alteration
16 OD 18B	few	minor	main	?	main	-	main	minor	-		high-very high	bastite
16 OD 19A	minor	main	-	-	-	-	main	minor	minor		middle-high	
16 OL 26A	minor	minor	main	main	-	-	main	-	-		middle-high	bastite, high alteration
16 OL 27A	few	main	main	main	-	-	rare	main	main		middle-high	bastite, high alteration
14 11E	few	main	minor	-	-	-	main	rare	-		middle	

Samples belonging to harzburgite/dunite pairs collected in close proximity (<1 meter) are indicated. For each sample, an approximate estimation of its height in the mantle section was obtained by normalizing to the total section height to compare samples from different cross-sections.

Hzb = harzburgite; Dun = dunite; Ol = olivine; Px = pyroxene; Opx = orthopyroxene; Cpx = clinopyroxene; Spl = spinel; Pl = plagioclase; HT = high temperature (coarse-grained, asthenospheric deformation); MT = medium temperature; LT = low temperature.

Supplementary Table 3

Supplementary Table 3. Locations and major element compositions of the studied Oman peridotites

Sample	Massif	Lithology	Hzb/Dun pairs	UTM coordinates		Normalized height in the section	SiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Mg#	
				Zone	E															N
<i>Moho Transition Zone (MTZ) peridotites</i>																				
10 OM 25	Sumail (Maqsad)	pl-impregnated dunite		40Q	601928	2550071	0.030	36.97	1.71	8.65	0.14	42.41	1.30	0.1	0.0	0.04	b.d.l.	8.12	99.43	0.897
10 OM 45C	Sumail (Maqsad)	pure dunite		40Q	602672	2550888	0.030	35.86	0.76	8.84	0.14	44.42	0.21	0.01	b.d.l.	0.04	b.d.l.	8.27	98.55	0.900
18 OK 26	Sumail (Maqsad)	cpx-bearing dunite		40Q	596809	2555512	0.040	34.87	0.48	6.71	0.11	43.17	0.06	b.d.l.	b.d.l.	0.02	b.d.l.	12.94	98.36	0.920
10 OM 5C	Sumail (Mansah)	pure dunite		40Q	632618	2572224	0.025	35.57	0.47	7.95	0.12	43.97	0.14	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	10.71	98.94	0.908
07 OD 1	Sumail (Mansah)	dunite		40Q	634370	2571258	0.050	36.04	0.81	8.64	0.13	43.52	0.19	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.07	9.29	98.70	0.900
16 OL 11B	Wadi Tayin	pure dunite		40Q	646150	2534380	0.000	34.90	0.09	8.20	0.12	42.65	0.12	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.10	12.26	98.44	0.903
16 OL 34B	Wadi Tayin	pl/px-impregnated dunite / troctolite		40Q	671900	2530219	0.028	34.08	8.23	5.77	0.09	28.67	10.47	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.16	98.45	0.899
<i>Main mantle section (MMS) peridotites</i>																				
16 OD 5C	Nakhl-Rustaq	pl-impregnated depleted harzburgite		40Q	568240	2591926	0.007	35.60	0.48	8.76	0.14	39.86	0.57	b.d.l.	b.d.l.	0.02	b.d.l.	13.23	98.66	0.890
16 OD 5D	Nakhl-Rustaq	harzburgite		40Q	568240	2591926	0.007	40.59	0.94	6.51	0.11	39.96	0.59	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.15	98.85	0.916
16 OD 7	Nakhl-Rustaq	harzburgite		40Q	568278	2591139	0.053	40.48	0.68	7.23	0.12	40.47	0.71	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.93	98.62	0.909
16 OD 4D Hzb	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 4D Dun	40Q	568443	2590771	0.073	39.94	0.60	8.06	0.14	40.85	0.92	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.	8.44	98.96	0.900
16 OD 9C	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 9A	40Q	568809	2590324	0.089	40.12	0.59	7.32	0.12	40.64	0.80	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.80	98.39	0.908
16 OD 2	Nakhl-Rustaq	harzburgite		40Q	567952	2588232	0.241	41.65	0.86	7.30	0.12	39.83	1.20	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.46	98.42	0.907
16 OD 1A	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 1B	40Q	567456	2586807	0.337	38.96	0.68	7.55	0.11	40.63	0.56	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.07	98.56	0.906
16 OD 10	Nakhl-Rustaq	harzburgite		40Q	567861	2585397	0.419	40.29	0.96	7.32	0.12	39.43	1.66	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.47	98.25	0.906
11 OD 15A	Sumail	harzburgite		40Q	596947	2554971	0.280	40.34	0.75	7.19	0.11	41.66	0.53	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.40	99.78	0.912
07 OD 24	Sumail	harzburgite		40Q	597890	2545317	0.254	42.09	0.72	7.70	0.12	41.98	0.86	b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.06	5.59	99.12	0.907
07 OD 27B	Sumail	harzburgite		40Q	595889	2545668	0.344	40.38	0.64	7.74	0.12	40.96	1.08	0.01	0.01	0.02	b.d.l.	8.91	99.87	0.904
07 OD 8C	Sumail	harzburgite		40Q	632506	2563554	0.150	41.37	0.84	7.36	0.12	41.90	0.93	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.05	6.58	99.14	0.910
16 OD 4C	Nakhl-Rustaq	pl/cpx-impregnated dunite (vein)		40Q	568443	2590771	0.073	35.53	0.96	8.86	0.13	41.43	0.41	b.d.l.	b.d.l.	0.02	b.d.l.	10.59	97.93	0.893
16 OD 4D Dun	Nakhl-Rustaq	cpx-impregnated dunite (vein)	16 OD 4D Hzb	40Q	568443	2590771	0.073	37.01	0.36	8.40	0.13	41.99	0.74	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.97	98.61	0.899
16 OD 9A	Nakhl-Rustaq	pure dunite (band)	16 OD 9C	40Q	568809	2590324	0.089	35.54	0.33	8.03	0.12	43.08	0.15	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.26	98.51	0.905
16 OD 1B	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (vein)	16 OD 1A	40Q	567456	2586807	0.337	35.93	0.51	8.37	0.13	44.29	0.25	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.98	99.46	0.904
16 OD 31	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)		40Q	660545	2536491	0.116	36.53	0.11	8.01	0.12	44.59	0.20	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.85	98.40	0.908
<i>Basal peridotites</i>																				
16 OD 13C	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 13B	40Q	565540	2582672	0.637	39.67	0.39	7.43	0.12	41.59	0.60	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.43	99.22	0.909
16 OL 25	Wadi Tayin	harzburgite		40Q	648400	2554406	0.724	39.47	0.46	7.61	0.12	40.52	0.52	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.24	98.94	0.905
16 OL 26B	Wadi Tayin	harzburgite	16 OL 26A	40Q	648515	2554316	0.724	36.47	0.44	7.22	0.11	41.16	0.46	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	13.06	98.92	0.910
16 OL 27B	Wadi Tayin	harzburgite	16 OL 27A	40Q	648926	2555669	0.784	38.87	0.92	6.99	0.11	39.52	1.33	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.24	98.99	0.910
16 OL 27C	Wadi Tayin	harzburgite		40Q	648926	2555669	0.784	37.91	0.63	6.97	0.11	41.29	0.55	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.85	99.31	0.913
16 OL 28B	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite		40Q	648998	2557907	0.860	37.82	0.40	7.43	0.12	41.90	0.50	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.40	99.57	0.909
16 OL 29	Wadi Tayin	cpx-bearing depleted harzburgite		40Q	649400	2558225	0.872	40.68	1.21	7.58	0.12	40.80	0.99	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.58	98.96	0.906
16 OL 24	Wadi Tayin	harzburgite		40Q	650233	2558267	0.878	39.17	0.56	7.01	0.11	41.23	0.51	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.59	98.18	0.913
16 OD 13B	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (band)	16 OD 13C	40Q	565540	2582672	0.637	35.62	0.16	6.64	0.10	44.89	0.07	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.1	10.76	98.35	0.923
16 OD 15E	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (band)		40Q	562332	2579470	0.934	34.53	0.09	7.46	0.11	42.81	0.11	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	13.17	98.28	0.911
16 OD 18B	Sumail	opx-bearing dunite (band)		40Q	601690	2580630	0.969	37.35	0.19	7.46	0.11	41.38	0.39	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	12.19	99.08	0.908
16 OD 19A	Sumail	pure dunite (band)		40Q	602033	2580178	0.946	35.33	0.04	7.74	0.12	43.74	0.07	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.11	11.31	98.46	0.910
16 OL 26A	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)	16 OL 26B	40Q	648515	2554316	0.724	35.06	0.38	7.36	0.11	41.05	0.42	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	13.97	98.34	0.909
16 OL 27A	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)	16 OL 27B	40Q	648926	2555669	0.784	34.00	0.22	7.24	0.11	41.95	0.24	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	15.42	99.17	0.912
14 11E	Haylayn	pure dunite (band)		40Q	493053	2616870	0.990	36.18	b.d.l.	6.84	0.10	45.13	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.22	99.27	0.922

Major element compositions in whole rock were analyzed by the SARM at the CRPG laboratory in Nancy (France) using ICP-OES iCap6500 with an error <0.01% and an uncertainty <5% for all elements. Samples belonging to harzburgite/dunite pairs collected in close proximity (<1 meter) are indicated. For each sample, an approximate estimation of its height in the mantle section was obtained by normalizing to the total section height to compare samples from different cross-sections.

*Total Fe given as FeO.

Mg# = Mg/(Mg+Fe)at; LOI = Loss On Ignition; b.d.l. = below the detection limit; Hzb = harzburgite; Dun = dunite; Px = pyroxene; Opx = orthopyroxene; Cpx = clinopyroxene; Pl = plagioclase.

Supplementary Table 4

[Supplementary Table 4](#). Ba, Rb, Cs, Th and U concentrations of the studied Oman peridotites

Sample	Massif	Lithology	Hzb/Dun pairs	Normalized height in the section	Rb (ppb)	Cs	Ba	Th	U	Th/U
<i>Moho Transition Zone (MTZ) peridotites</i>										
18 OK 26	Sumail (Maqsad)	cpx-bearing dunite		0.040	65.2	8.5	166	5.02	2.86	1.76
16 OL 11B	Wadi Tayin	pure dunite		0.000	4.1	1.5	125	0.55	1.71	0.32
16 OL 34B	Wadi Tayin	pl/px-impregnated dunite / troctolite		0.028	20.8	12.0	745	2.17	4.96	0.44
<i>Main mantle section (MMS) peridotites</i>										
16 OD 5C	Nakhl-Rustaq	pl-impregnated depleted harzburgite		0.007	22.5	1.3	226	0.92	7.10	0.13
16 OD 5D	Nakhl-Rustaq	harzburgite		0.007	17.3	1.4	89	22.80	20.44	1.12
16 OD 7	Nakhl-Rustaq	harzburgite		0.053	9.8	2.2	307	1.17	6.45	0.18
16 OD 4D Hzb	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 4D Dun	0.073	7.8	1.3	159	0.61	1.14	0.54
16 OD 9C	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 9A	0.089	14.2	6.5	88	1.56	10.58	0.15
16 OD 2	Nakhl-Rustaq	harzburgite		0.241	31.8	2.8	425	4.23	19.13	0.22
16 OD 1A	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 1B	0.337	12.1	3.7	249	0.78	1.07	0.73
16 OD 10	Nakhl-Rustaq	harzburgite		0.419	16.0	1.6	137	5.23	5.97	0.87
16 OD 4C	Nakhl-Rustaq	pl/cpx-impregnated dunite (vein)		0.073	4.9	1.8	439	0.78	18.27	0.04
16 OD 4D Dun	Nakhl-Rustaq	cpx-impregnated dunite (vein)	16 OD 4D Hzb	0.073	n.d.	n.d.	152	n.d.	1.52	-
16 OD 9A	Nakhl-Rustaq	pure dunite (band)	16 OD 9C	0.089	27.0	2.2	98	3.32	8.02	0.41
16 OD 1B	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (vein)	16 OD 1A	0.337	n.d.	0.7	83	n.d.	2.39	-
<i>Basal peridotites</i>										
16 OD 13C	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 13B	0.637	14.9	2.1	611	0.48	0.78	0.62
16 OL 25	Wadi Tayin	harzburgite		0.724	34.7	18.2	115	0.59	0.75	0.78
16 OL 26B	Wadi Tayin	harzburgite	16 OL 26A	0.724	9.8	3.9	53	0.45	0.89	0.50
16 OL 27B	Wadi Tayin	harzburgite	16 OL 27A	0.784	14.2	4.8	78	0.35	0.79	0.45
16 OL 27C	Wadi Tayin	harzburgite		0.784	11.5	4.5	30	0.36	0.77	0.47
16 OL 28B	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite		0.860	13.0	13.2	52	0.61	0.67	0.91
16 OL 29	Wadi Tayin	cpx-bearing depleted harzburgite		0.872	37.7	9.8	149	0.66	1.55	0.42
16 OL 24	Wadi Tayin	harzburgite		0.878	9.5	1.3	170	0.60	0.94	0.64
16 OD 13B	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (band)	16 OD 13C	0.637	5.0	n.d.	53	n.d.	1.62	-
16 OD 15E	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (band)		0.934	4.2	1.5	50	0.78	2.94	0.27
16 OD 18B	Sumail	opx-bearing dunite (band)		0.969	18.5	1.0	1446	0.43	1.17	0.36
16 OD 19A	Sumail	pure dunite (band)		0.946	n.d.	n.d.	n.d.	0.28	0.62	0.45
16 OL 26A	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)	16 OL 26B	0.724	10.9	3.5	54	0.67	0.84	0.80
16 OL 27A	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)	16 OL 27B	0.784	8.4	3.9	111	1.03	0.84	1.23

Trace element compositions in whole rock were analyzed at Géosciences Montpellier (AETE-ISO, OSU OREME, Université de Montpellier, France) using an Agilent 7700x quadrupole ICP-MS. The analytical method is given in the [Supplementary Material](#).

Samples belonging to harzburgite/dunite pairs collected in close proximity (<1 meter) are indicated.

For each sample, an approximate estimation of its height in the mantle section was obtained by normalizing to the total section height to compare samples from different cross-sections.

n.d. = not determined; Hzb = harzburgite; Dun = dunite; Px = pyroxene; Opx = orthopyroxene; Cpx = clinopyroxene; Pl = plagioclase.

Supplementary Table 5

[Supplementary Table 5](#). ICP-MS analytical parameters and Ba, Rb, Cs, Th and U concentrations of the standards

Element	Mass	DL	Blank		DTS-2b		JP-1		UB-N	
			Avg	σ	Avg	σ	Avg	σ	Avg	σ
<i>Number of analyses</i>			9	6	6	6	6	6	6	6
<i>Unity</i>			10^{-12} g/g	10^{-9} g/g						
Rb	85	0.59	4.22	24.0	4.1	294	6.9	3063	65	
Cs	133	0.19	0.11	1.2	0.11	41	1.3	11007	319	
Ba	137	4.29	43.8	9980	335	10019	194	22117	3237	
Th	232	0.16	0.21	3.25	0.12	11.9	0.23	50.4	1.01	
U	238	0.06	0.13	3.03	0.41	14.3	0.76	53.1	3.62	

Trace element compositions were analyzed at Géosciences Montpellier (Université de Montpellier, France) using an Agilent 7700x quadrupole ICP-MS. The analytical method is given in the [Supplementary Material](#).

Mass = mass used for ICP-MS analyses; DL = detection limit of the ICP-MS; Blank = procedural blank; Avg = average; σ = standard deviation; n.d. = not determined.

Supplementary Table 6

Supplementary Table 6. Re and Os concentrations and Os isotope compositions of the studied Oman peridotites and of the UB-N standard

Sample	Massif	Lithology	Hzb/Dun pairs	Normalized height in the section	Mass (g)	[Os] (ppb)	2σ error	[Re] (ppb)	2σ error	¹⁸⁸ Os (M/g)	2σ error	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	2σ error	(¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os) _m	2σ error	(¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os) _{95 Ma}	2σ error
<i>Moho Transition Zone (MTZ) peridotites</i>																	
10 OM 25	Sumail (Maqсад)	pl-impregnated dunite		0.030	1.09260	0.399	0.002	0.114	0.007	2.77E-13	1.40E-15	1.376	0.090	0.14214	0.00054	0.13996	0.00055
10 OM 45C	Sumail (Maqсад)	pure dunite		0.030	1.08114	0.947	0.002	0.050	0.007	6.60E-13	1.69E-15	0.255	0.038	0.14456	0.00063	0.14415	0.00064
18 OK 26	Sumail (Maqсад)	cpx-bearing dunite		0.040	1.53157	0.628	0.000	0.409	0.051	4.37E-13	8.76E-16	3.149	0.393	0.14993	0.00059	0.14494	0.00086
10 OM 5C*	Sumail (Mansah)	pure dunite		0.025	1.01170	1.063	0.002			7.40E-13	1.72E-15			0.14235	0.00051	0.14115	0.00052
10 OM 5C-d					1.00295			0.168	0.008			0.760	0.037				
07 OD 1	Sumail (Mansah)	dunite		0.050	1.07011	0.390	0.002	0.199	0.008	2.71E-13	1.43E-15	2.462	0.100	0.14151	0.00055	0.13761	0.00057
16 OL 11B	Wadi Tayin	pure dunite		0.000	2.00833	1.173	0.005	0.033	0.038	8.16E-13	3.88E-15	0.137	0.158	0.14922	0.00081	0.14900	0.00085
16 OL 34B	Wadi Tayin	pl/px-impregnated dunite / troctolite		0.028	2.00647	2.305	0.003	0.053	0.043	1.61E-12	5.70E-15	0.111	0.091	0.13209	0.00199	0.13192	0.00200
<i>Main mantle section (MMS) peridotites</i>																	
16 OD 5C	Nakhl-Rustaq	pl-impregnated depleted harzburgite		0.007	2.03522	2.274	0.003	0.448	0.009	1.59E-12	5.28E-15	0.948	0.019	0.11976	0.00199	0.11826	0.00199
16 OD 5D	Nakhl-Rustaq	harzburgite		0.007	2.04176	4.211	0.003	0.152	0.009	2.94E-12	1.15E-14	0.174	0.010	0.11362	0.00116	0.11334	0.00116
16 OD 7	Nakhl-Rustaq	harzburgite		0.053	2.02020	2.921	0.003	0.025	0.009	2.04E-12	6.29E-15	0.042	0.015	0.12517	0.00160	0.12510	0.00160
16 OD 4D Hzb	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 4D Dun	0.073	1.61671	5.519	0.007	0.358	0.054	3.86E-12	5.01E-14	0.312	0.047	0.11741	0.00053	0.11691	0.00054
16 OD 9C	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 9A	0.089	2.03326	3.691	0.003	0.130	0.009	2.57E-12	2.33E-14	0.170	0.012	0.12871	0.00134	0.12844	0.00134
16 OD 2	Nakhl-Rustaq	harzburgite		0.241	2.02082	4.314	0.003	0.500	0.009	3.01E-12	8.44E-15	0.559	0.010	0.12990	0.00114	0.12902	0.00114
16 OD 1A	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 1B	0.337	1.72667	4.164	0.006	0.599	0.050	2.91E-12	2.05E-14	0.693	0.058	0.12350	0.00058	0.12241	0.00059
16 OD 10	Nakhl-Rustaq	harzburgite		0.419	2.07269	4.855	0.003	0.381	0.009	3.39E-12	3.19E-14	0.378	0.009	0.13112	0.00106	0.13052	0.00106
11 OD 15A	Sumail	harzburgite		0.280	1.00937	3.894	0.002	0.152	0.008	2.72E-12	2.22E-14	0.187	0.010	0.11782	0.00057	0.11753	0.00057
07 OD 24	Sumail	harzburgite		0.254	1.03742	4.826	0.002	0.460	0.011	3.36E-12	1.35E-14	0.459	0.011	0.13451	0.00051	0.13378	0.00051
07 OD 27B	Sumail	harzburgite		0.344	1.02319	4.314	0.002	0.221	0.008	3.01E-12	9.53E-15	0.247	0.009	0.12817	0.00052	0.12778	0.00052
07 OD 8C	Sumail	harzburgite		0.150	1.04900	5.246	0.002	0.379	0.010	3.66E-12	2.31E-14	0.348	0.009	0.12961	0.00066	0.12906	0.00066
07 OD 8C-d					1.01024	5.228	0.002	0.321	0.008	3.65E-12	2.41E-14	0.295	0.008	0.12570	0.00056	0.12523	0.00056
16 OD 4C	Nakhl-Rustaq	pl/cpx-impregnated dunite (vein)		0.073	1.56818	1.120	0.007	0.305	0.055	7.81E-13	4.92E-15	1.312	0.239	0.13474	0.00099	0.13267	0.00106
16 OD 4D Dun	Nakhl-Rustaq	cpx-impregnated dunite (vein)	16 OD 4D Hzb	0.073	1.53878	5.954	0.007	0.414	0.056	4.15E-12	2.08E-14	0.335	0.046	0.12729	0.00054	0.12676	0.00055
16 OD 9A	Nakhl-Rustaq	pure dunite (band)	16 OD 9C	0.089	2.04511	11.802	0.003	0.431	0.009	8.21E-12	6.48E-14	0.177	0.004	0.14862	0.00063	0.14834	0.00063
16 OD 1B	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (vein)	16 OD 1A	0.337	2.02651	3.145	0.005	0.087	0.043	2.19E-12	9.82E-15	0.134	0.066	0.13324	0.00064	0.13303	0.00065
16 OD 1B-d					2.01184	4.353	0.005	0.094	0.043	3.04E-12	1.15E-14	0.104	0.048	0.13135	0.00060	0.13119	0.00061
16 OD 31	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)		0.116	2.00913	2.147	0.003	0.910	0.009	1.50E-12	6.50E-15	2.043	0.023	0.12814	0.00214	0.12491	0.00215
<i>Basal peridotites</i>																	
16 OD 13C	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 13B	0.637	2.01014	4.415	0.005	0.415	0.043	3.08E-12	1.17E-14	0.453	0.047	0.12607	0.00054	0.12536	0.00054
16 OD 13C-d					2.01725	4.076	0.005	0.379	0.043	2.84E-12	2.00E-14	0.448	0.051	0.12647	0.00057	0.12577	0.00058
16 OL 25	Wadi Tayin	harzburgite		0.724	2.02610	6.289	0.003	0.081	0.009	4.38E-12	3.93E-14	0.062	0.007	0.13464	0.00088	0.13454	0.00088
16 OL 26B	Wadi Tayin	harzburgite	16 OL 26A	0.724	2.01238	3.214	0.003	0.022	0.032	2.24E-12	8.84E-15	0.032	0.048	0.12151	0.00147	0.12146	0.00148
16 OL 27B	Wadi Tayin	harzburgite	16 OL 27A	0.784	2.01118	4.843	0.003	0.314	0.009	3.38E-12	2.68E-14	0.312	0.009	0.12522	0.00107	0.12472	0.00107
16 OL 27C	Wadi Tayin	harzburgite		0.784	2.00975	4.097	0.003	0.046	0.009	2.86E-12	1.75E-14	0.053	0.011	0.11314	0.00121	0.11306	0.00121
16 OL 28B	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite		0.860	2.02988	4.481	0.003	0.168	0.043	3.13E-12	2.11E-14	0.180	0.046	0.11659	0.00112	0.11630	0.00113
16 OL 29	Wadi Tayin	cpx-bearing depleted harzburgite		0.872	2.03098	5.187	0.003	0.169	0.009	3.62E-12	2.54E-14	0.157	0.008	0.12256	0.00100	0.12231	0.00100
16 OL 24	Wadi Tayin	harzburgite		0.878	2.00603	5.475	0.003	0.221	0.009	3.82E-12	2.22E-14	0.194	0.008	0.12335	0.00097	0.12305	0.00097
16 OD 13B	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (band)	16 OD 13C	0.637	1.57217	7.169	0.007	0.158	0.055	5.01E-12	3.04E-14	0.106	0.037	0.12155	0.00053	0.12139	0.00054
16 OD 15E	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (band)		0.934	1.55944	2.291	0.007	0.106	0.056	1.60E-12	6.96E-15	0.223	0.117	0.11688	0.00067	0.11653	0.00070
16 OD 18B	Sumail	opx-bearing dunite (band)		0.969	2.01165	6.134	0.005	0.018	0.030	4.28E-12	4.84E-14	0.014	0.024	0.12800	0.00060	0.12798	0.00060
16 OD 19A	Sumail	pure dunite (band)		0.946	2.00354	0.774	0.005	0.066	0.043	5.41E-13	3.81E-15	0.413	0.269	0.11773	0.00113	0.11707	0.00120
16 OL 26A	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)	16 OL 26B	0.724	2.01473	4.460	0.003	0.014	0.029	3.11E-12	1.86E-14	0.015	0.031	0.12227	0.00112	0.12225	0.00112
16 OL 27A	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)	16 OL 27B	0.784	2.01151	4.998	0.003	0.079	0.009	3.49E-12	1.36E-14	0.077	0.009	0.12560	0.00102	0.12548	0.00102
14 11E	Haylayn	pure dunite (band)		0.990	1.03494	1.474	0.002	0.157	0.008	1.03E-12	2.98E-15	0.512	0.026	0.12573	0.00053	0.12492	0.00053
<i>UB-N Standard</i>																	
UB-N 1					1.52295	2.805	0.007	0.191	0.057	1.96E-12	1.11E-14	0.328	0.098	0.12788	0.00066	0.12736	0.00068
UB-N 2					1.71621	3.908	0.006	0.232	0.051	2.73E-12	1.39E-14	0.286	0.062	0.12742	0.00057	0.12697	0.00058
UB-N 3					2.00842	3.533	0.005	0.208	0.043	2.46E-12	8.70E-15	0.283	0.059	0.12723	0.00056	0.12678	0.00057
UB-N 4					2.04999	3.995	0.005	0.211	0.042	2.79E-12	1.99E-14	0.254	0.051	0.12716	0.00059	0.12676	0.00060

Os isotopic compositions in whole rock were analyzed at the CRPG laboratory in Nancy (France) using N-TIMS (Finnigan MAT 262) and MC-ICPMS (Neptune +). All uncertainties are 2σ and include all recognized sources of uncertainty, including in-run analytical precision, reproducibility of standard analyses, uncertainties related to the variability of the blank and its isotope composition, uncertainties related to the age correction (95 Ma). Duplicate analyses were performed for several samples (noted "-d") and UB-N standard. Samples belonging to harzburgite/dunite pairs collected in close proximity (<1 meter) are indicated, and are re-listed in Supplementary Table 7. For each sample, an approximate estimation of its height in the mantle section was obtained by normalizing to the total section height to compare samples from different cross-sections.

* For 10 OM 5C sample, (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os)_{95 Ma} was calculated using Re compositions of its duplicate.

Hzb = harzburgite; Dun = dunite; Px = pyroxene; Opx = orthopyroxene; Cpx = clinopyroxene; Pl = plagioclase.

Supplementary Table 7

Supplementary Table 7. Re and Os concentrations and Os isotope compositions of the harzburgite/dunite pairs

Sample	Massif	Lithology	Hzb/Dun pairs	Normalized height in the section	Mass (g)	[Os] (ppb)	2 σ error	[Re] (ppb)	2 σ error	¹⁸⁸ Os (M/g)	2 σ error	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	2 σ error	(¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os) _m	2 σ error	(¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os) _{95 Ma}	2 σ error
<i>Main mantle section (MMS) peridotites</i>																	
16 OD 4D Hzb	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 4D Dun	0.073	1.61671	5.519	0.007	0.358	0.054	3.86E-12	5.01E-14	0.312	0.047	0.11741	0.00053	0.11691	0.00054
16 OD 4D Dun	Nakhl-Rustaq	cpx-impregnated dunite (vein)	16 OD 4D Hzb	0.073	1.53878	5.954	0.007	0.414	0.056	4.15E-12	2.08E-14	0.335	0.046	0.1273	0.0005	0.1268	0.0005
16 OD 9C	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 9A	0.089	2.03326	3.691	0.003	0.130	0.009	2.57E-12	2.33E-14	0.170	0.012	0.1287	0.0013	0.1284	0.0013
16 OD 9A	Nakhl-Rustaq	pure dunite (band)	16 OD 9C	0.089	2.04511	11.802	0.003	0.431	0.009	8.21E-12	6.48E-14	0.177	0.004	0.1486	0.0006	0.1483	0.0006
16 OD 1A	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 1B	0.337	1.72667	4.164	0.006	0.599	0.050	2.91E-12	2.05E-14	0.693	0.058	0.1235	0.0006	0.1224	0.0006
16 OD 1B	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (vein)	16 OD 1A	0.337	2.02651	3.145	0.005	0.087	0.043	2.19E-12	9.82E-15	0.134	0.066	0.1332	0.0006	0.1330	0.0006
16 OD 1B-d					2.01184	4.353	0.005	0.094	0.043	3.04E-12	1.15E-14	0.104	0.048	0.1314	0.0006	0.1312	0.0006
<i>Basal peridotites</i>																	
16 OD 13C	Nakhl-Rustaq	harzburgite	16 OD 13B	0.637	2.01014	4.415	0.005	0.415	0.043	3.08E-12	1.17E-14	0.453	0.047	0.12607	0.00054	0.12536	0.00054
16 OD 13C-d					2.01725	4.076	0.005	0.379	0.043	2.84E-12	2.00E-14	0.448	0.051	0.1265	0.0006	0.1258	0.0006
16 OD 13B	Nakhl-Rustaq	px-bearing dunite (band)	16 OD 13C	0.637	1.57217	7.169	0.007	0.158	0.055	5.01E-12	3.04E-14	0.106	0.037	0.1216	0.0005	0.1214	0.0005
16 OL 26B	Wadi Tayin	harzburgite	16 OL 26A	0.724	2.01238	3.214	0.003	0.022	0.032	2.24E-12	8.84E-15	0.032	0.048	0.1215	0.0015	0.1215	0.0015
16 OL 26A	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)	16 OL 26B	0.724	2.01473	4.460	0.003	0.014	0.029	3.11E-12	1.86E-14	0.015	0.031	0.1223	0.0011	0.1222	0.0011
16 OL 27B	Wadi Tayin	harzburgite	16 OL 27A	0.784	2.01118	4.843	0.003	0.314	0.009	3.38E-12	2.68E-14	0.312	0.009	0.1252	0.0011	0.1247	0.0011
16 OL 27A	Wadi Tayin	px-bearing dunite (band)	16 OL 27B	0.784	2.01151	4.998	0.003	0.079	0.009	3.49E-12	1.36E-14	0.077	0.009	0.1256	0.0010	0.1255	0.0010

Os isotopic compositions in whole rock were analyzed at the CRPG laboratory in Nancy (France) using N-TIMS (Finnigan MAT 262) and MC-ICPMS (Neptune +). All uncertainties are 2 σ and include all recognized sources of uncertainty, including in-run analytical precision, reproducibility of standard analyses, uncertainties related to the variability of the blank and its isotope composition, uncertainties related to the age correction (95 Ma). Duplicate analyses were performed for several samples (noted "-d") and UB-N standard. Samples belonging to the same harzburgite/dunite pair were collected in close proximity (<1 meter). For each sample, an approximate estimation of its height in the mantle section was obtained by normalizing to the total section height to compare samples from different cross-sections.

Hzb = harzburgite; Dun = dunite; Px = pyroxene; Opx = orthopyroxene; Cpx = clinopyroxene; Pl = plagioclase.

Supplementary Table 8

[Supplementary Table 8](#). Different components of the uncertainties on Re and Os concentrations and Os isotope compositions entering into the total uncertainties

Sample	Mass (g)	Associated Re blank	Associated Os blank	[Os] uncertainty			¹⁸⁸ Os uncertainty			Measured ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os uncertainty				
				measurement (2σ-m) (ppb)	due to blank variability (2σ)	Total (2σ)	measurement (2σ-m) (M/g)	due to blank variability (2σ)	Total (2σ)	measurement (2σ-m)	due to variability of blank ¹⁸⁸ Os (2σ)	due to variability of blank ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os (2σ)	due to long term reproducibility of standard (2σ)	Total (2σ)
<i>Moho Transition Zone (MTZ) peridotites</i>														
10 OM 25	1.0926	a	a	0.0003	0.0020	0.0020	2.41E-16	1.38E-15	1.40E-15	0.00015	0.00001	0.00012	0.00050	0.00054
10 OM 45C	1.08114	a	a	0.0014	0.0020	0.0024	9.64E-16	1.39E-15	1.69E-15	0.00039	0.00001	0.00005	0.00050	0.00063
18 OK 26	1.53157	d	d	0.0012	0.0001	0.0013	8.68E-16	1.18E-16	8.76E-16	0.00030	0.00002	0.00008	0.00050	0.00059
10 OM 5C*	1.0117	a	a	0.0012	0.0021	0.0025	8.61E-16	1.49E-15	1.72E-15	0.00010	0.00001	0.00005	0.00050	0.00051
10 OM 5C-d	1.00295	a	a											
07 OD 1	1.07011	a	a	0.0004	0.0020	0.0021	2.61E-16	1.41E-15	1.43E-15	0.00018	0.00001	0.00013	0.00050	0.00055
16 OL 11B	2.00833	b	b	0.0019	0.0052	0.0056	1.34E-15	3.65E-15	3.88E-15	0.00016	0.00008	0.00061	0.00050	0.00081
16 OL 34B	2.00647	b	c	0.0078	0.0026	0.0082	5.41E-15	1.80E-15	5.70E-15	0.00020	0.00148	0.00122	0.00050	0.00199
<i>Main mantle section (MMS) peridotites</i>														
16 OD 5C	2.03522	c	c	0.0071	0.0025	0.0076	4.97E-15	1.77E-15	5.28E-15	0.00017	0.00149	0.00122	0.00050	0.00199
16 OD 5D	2.04176	c	c	0.0163	0.0025	0.0165	1.14E-14	1.77E-15	1.15E-14	0.00016	0.00080	0.00066	0.00050	0.00116
16 OD 7	2.0202	c	c	0.0087	0.0026	0.0090	6.03E-15	1.79E-15	6.29E-15	0.00016	0.00116	0.00096	0.00050	0.00160
16 OD 4D Hzb	1.61671	b	b	0.0715	0.0065	0.0718	4.99E-14	4.53E-15	5.01E-14	0.00008	0.00006	0.00016	0.00050	0.00053
16 OD 9C	2.03326	c	c	0.0334	0.0026	0.0335	2.33E-14	1.77E-15	2.33E-14	0.00037	0.00091	0.00075	0.00050	0.00134
16 OD 2	2.02082	c	c	0.0118	0.0026	0.0121	8.25E-15	1.78E-15	8.44E-15	0.00012	0.00079	0.00065	0.00050	0.00114
16 OD 1A	1.72667	b	b	0.0288	0.0061	0.0294	2.01E-14	4.24E-15	2.05E-14	0.00020	0.00007	0.00020	0.00050	0.00058
16 OD 10	2.07269	c	c	0.0457	0.0025	0.0458	3.19E-14	1.74E-15	3.19E-14	0.00031	0.00068	0.00056	0.00050	0.00106
11 OD 15A	1.00937	a	a	0.0317	0.0022	0.0318	2.21E-14	1.49E-15	2.22E-14	0.00027	0.00001	0.00001	0.00050	0.00057
07 OD 24	1.03742	a	a	0.0193	0.0021	0.0194	1.34E-14	1.45E-15	1.35E-14	0.00011	0.00000	0.00001	0.00050	0.00051
07 OD 27B	1.02319	a	a	0.0135	0.0021	0.0137	9.41E-15	1.47E-15	9.53E-15	0.00014	0.00001	0.00001	0.00050	0.00052
07 OD 8C	1.049	a	a	0.0331	0.0021	0.0331	2.31E-14	1.43E-15	2.31E-14	0.00043	0.00000	0.00001	0.00050	0.00066
07 OD 8C-d	1.01024	a	a	0.0345	0.0022	0.0346	2.41E-14	1.49E-15	2.41E-14	0.00025	0.00001	0.00001	0.00050	0.00056
16 OD 4C	1.56818	b	b	0.0022	0.0067	0.0071	1.54E-15	4.67E-15	4.92E-15	0.00011	0.00020	0.00082	0.00050	0.00099
16 OD 4D Dun	1.53878	b	b	0.0291	0.0068	0.0299	2.03E-14	4.76E-15	2.08E-14	0.00014	0.00005	0.00016	0.00050	0.00054
16 OD 9A	2.04511	c	c	0.0931	0.0025	0.0932	6.48E-14	1.76E-15	6.48E-14	0.00013	0.00028	0.00023	0.00050	0.00063
16 OD 1B	2.02651	b	b	0.0131	0.0052	0.0141	9.13E-15	3.61E-15	9.82E-15	0.00032	0.00006	0.00023	0.00050	0.00064
16 OD 1B-d	2.01184	b	b	0.0157	0.0052	0.0165	1.09E-14	3.64E-15	1.15E-14	0.00029	0.00004	0.00016	0.00050	0.00060
16 OD 31	2.00913	c	c	0.0090	0.0026	0.0093	6.24E-15	1.79E-15	6.50E-15	0.00034	0.00159	0.00131	0.00050	0.00214
<i>Basal peridotites</i>														
16 OD 13C	2.01014	b	b	0.0159	0.0052	0.0168	1.11E-14	3.64E-15	1.17E-14	0.00011	0.00005	0.00016	0.00050	0.00054
16 OD 13C-d	2.01725	b	b	0.0282	0.0052	0.0287	1.97E-14	3.63E-15	2.00E-14	0.00021	0.00005	0.00018	0.00050	0.00057
16 OL 25	2.0261	c	c	0.0564	0.0026	0.0564	3.93E-14	1.78E-15	3.93E-14	0.00022	0.00054	0.00044	0.00050	0.00088
16 OL 26B	2.01238	b	c	0.0124	0.0026	0.0127	8.66E-15	1.79E-15	8.84E-15	0.00017	0.00106	0.00087	0.00050	0.00147
16 OL 27B	2.01118	c	c	0.0383	0.0026	0.0384	2.67E-14	1.79E-15	2.68E-14	0.00025	0.00071	0.00058	0.00050	0.00107
16 OL 27C	2.00975	c	c	0.0250	0.0026	0.0251	1.74E-14	1.79E-15	1.75E-14	0.00018	0.00084	0.00068	0.00050	0.00121
16 OL 28B	2.02988	b	c	0.0301	0.0026	0.0302	2.10E-14	1.78E-15	2.11E-14	0.00023	0.00076	0.00062	0.00050	0.00112
16 OL 29	2.03098	c	c	0.0363	0.0026	0.0364	2.54E-14	1.78E-15	2.54E-14	0.00020	0.00065	0.00054	0.00050	0.00100
16 OL 24	2.00603	c	c	0.0317	0.0026	0.0318	2.21E-14	1.80E-15	2.22E-14	0.00018	0.00063	0.00051	0.00050	0.00097
16 OD 13B	1.57217	b	b	0.0431	0.0067	0.0436	3.00E-14	4.66E-15	3.04E-14	0.00013	0.00004	0.00013	0.00050	0.00053
16 OD 15E	1.55944	b	b	0.0074	0.0067	0.0100	5.14E-15	4.70E-15	6.96E-15	0.00014	0.00015	0.00040	0.00050	0.00067
16 OD 18B	2.01165	b	b	0.0693	0.0052	0.0695	4.83E-14	3.64E-15	4.84E-14	0.00030	0.00003	0.00012	0.00050	0.00060
16 OD 19A	2.00354	b	b	0.0016	0.0052	0.0055	1.09E-15	3.66E-15	3.81E-15	0.00020	0.00034	0.00093	0.00050	0.00113
16 OL 26A	2.01473	b	c	0.0266	0.0026	0.0267	1.85E-14	1.79E-15	1.86E-14	0.00016	0.00077	0.00063	0.00050	0.00112
16 OL 27A	2.01151	c	c	0.0194	0.0026	0.0196	1.35E-14	1.79E-15	1.36E-14	0.00013	0.00068	0.00056	0.00050	0.00102
14 11E	1.03494	a	a	0.0037	0.0021	0.0043	2.60E-15	1.45E-15	2.98E-15	0.00016	0.00002	0.00003	0.00050	0.00053
<i>UB-N Standard</i>														
UB-N 1	1.52295	b	b	0.0143	0.0069	0.0159	9.98E-15	4.81E-15	1.11E-14	0.00024	0.00010	0.00034	0.00050	0.00066
UB-N 2	1.71621	b	b	0.0190	0.0061	0.0200	1.32E-14	4.27E-15	1.39E-14	0.00017	0.00006	0.00021	0.00050	0.00057
UB-N 3	2.00842	b	b	0.0113	0.0052	0.0125	7.90E-15	3.65E-15	8.70E-15	0.00013	0.00006	0.00020	0.00050	0.00056
UB-N 4	2.04999	b	b	0.0280	0.0051	0.0285	1.95E-14	3.57E-15	1.99E-14	0.00026	0.00005	0.00018	0.00050	0.00059

Supplementary Table 8

[Supplementary Table 8](#). Different components of the uncertainties on Re and Os concentrations and Os isotope compositions entering into the total uncertainties (suite)

Sample	Mass (g)	Associated Re blank	Associated Os blank	[Re] uncertainty			Total ¹⁸⁷ Re uncertainty (2σ) (M/g)	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os uncertainty (2σ)	Effect of ¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os uncertainty on ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os age (2σ)	Total uncertainty initial ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os (2σ)	Total ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os uncertainty (%)
				measurement (2σ-m) (ppb)	due to blank variability (2σ)	Total (2σ)					
<i>Moho Transition Zone (MTZ) peridotites</i>											
10 OM 25	1.0926	a	a	0.0011	0.007	0.007	2.48E-14	0.090	0.00014	0.00055	0.40
10 OM 45C	1.08114	a	a	0.0006	0.007	0.007	2.49E-14	0.038	0.00006	0.00064	0.44
18 OK 26	1.53157	d	d	0.0002	0.051	0.051	1.71E-13	0.393	0.00062	0.00086	0.59
10 OM 5C*	1.0117	a	a						0.00006	0.00052	0.37
10 OM 5C-d	1.00295	a	a	0.0020	0.008	0.008	2.76E-14	0.037			
07 OD 1	1.07011	a	a	0.0029	0.007	0.008	2.69E-14	0.100	0.00016	0.00057	0.41
16 OL 11B	2.00833	b	b	0.0000	0.038	0.038	1.29E-13	0.158	0.00025	0.00085	0.57
16 OL 34B	2.00647	b	c	0.0000	0.043	0.043	1.45E-13	0.091	0.00014	0.00200	1.51
<i>Main mantle section (MMS) peridotites</i>											
16 OD 5C	2.03522	c	c	0.0008	0.009	0.009	3.04E-14	0.019	0.00003	0.00199	1.69
16 OD 5D	2.04176	c	c	0.0002	0.009	0.009	3.02E-14	0.010	0.00002	0.00116	1.03
16 OD 7	2.0202	c	c	0.0000	0.009	0.009	3.05E-14	0.015	0.00002	0.00160	1.28
16 OD 4D Hzb	1.61671	b	b	0.0001	0.054	0.054	1.81E-13	0.047	0.00007	0.00054	0.46
16 OD 9C	2.03326	c	c	0.0001	0.009	0.009	3.03E-14	0.012	0.00002	0.00134	1.04
16 OD 2	2.02082	c	c	0.0008	0.009	0.009	3.06E-14	0.010	0.00002	0.00114	0.88
16 OD 1A	1.72667	b	b	0.0003	0.050	0.050	1.69E-13	0.058	0.00009	0.00059	0.48
16 OD 10	2.07269	c	c	0.0006	0.009	0.009	2.98E-14	0.009	0.00002	0.00106	0.81
11 OD 15A	1.00937	a	a	0.0010	0.008	0.008	2.68E-14	0.010	0.00002	0.00057	0.48
07 OD 24	1.03742	a	a	0.0075	0.008	0.011	3.60E-14	0.011	0.00002	0.00051	0.38
07 OD 27B	1.02319	a	a	0.0025	0.008	0.008	2.76E-14	0.009	0.00001	0.00052	0.41
07 OD 8C	1.049	a	a	0.0061	0.008	0.010	3.28E-14	0.009	0.00001	0.00066	0.51
07 OD 8C-d	1.01024	a	a	0.0030	0.008	0.008	2.84E-14	0.008	0.00001	0.00056	0.45
16 OD 4C	1.56818	b	b	0.0001	0.055	0.055	1.86E-13	0.239	0.00038	0.00106	0.80
16 OD 4D Dun	1.53878	b	b	0.0002	0.056	0.056	1.90E-13	0.046	0.00007	0.00055	0.43
16 OD 9A	2.04511	c	c	0.0008	0.009	0.009	3.02E-14	0.004	0.00001	0.00063	0.43
16 OD 1B	2.02651	b	b	0.0001	0.043	0.043	1.44E-13	0.066	0.00010	0.00065	0.49
16 OD 1B-d	2.01184	b	b	0.0001	0.043	0.043	1.45E-13	0.048	0.00008	0.00061	0.46
16 OD 31	2.00913	c	c	0.0022	0.009	0.009	3.15E-14	0.023	0.00004	0.00215	1.72
<i>Basal peridotites</i>											
16 OD 13C	2.01014	b	b	0.0004	0.043	0.043	1.45E-13	0.047	0.00007	0.00054	0.43
16 OD 13C-d	2.01725	b	b	0.0003	0.043	0.043	1.45E-13	0.051	0.00008	0.00058	0.46
16 OL 25	2.0261	c	c	0.0001	0.009	0.009	3.04E-14	0.007	0.00001	0.00088	0.66
16 OL 26B	2.01238	b	c	0.0000	0.032	0.032	1.09E-13	0.048	0.00008	0.00148	1.22
16 OL 27B	2.01118	c	c	0.0005	0.009	0.009	3.07E-14	0.009	0.00001	0.00107	0.86
16 OL 27C	2.00975	c	c	0.0000	0.009	0.009	3.06E-14	0.011	0.00002	0.00121	1.07
16 OL 28B	2.02988	b	c	0.0001	0.043	0.043	1.44E-13	0.046	0.00007	0.00113	0.97
16 OL 29	2.03098	c	c	0.0002	0.009	0.009	3.03E-14	0.008	0.00001	0.00100	0.82
16 OL 24	2.00603	c	c	0.0003	0.009	0.009	3.07E-14	0.008	0.00001	0.00097	0.79
16 OD 13B	1.57217	b	b	0.0001	0.055	0.055	1.86E-13	0.037	0.00006	0.00054	0.44
16 OD 15E	1.55944	b	b	0.0000	0.056	0.056	1.87E-13	0.117	0.00019	0.00070	0.60
16 OD 18B	2.01165	b	b	0.0000	0.030	0.030	1.02E-13	0.024	0.00004	0.00060	0.47
16 OD 19A	2.00354	b	b	0.0000	0.043	0.043	1.46E-13	0.269	0.00043	0.00120	1.03
16 OL 26A	2.01473	b	c	0.0000	0.029	0.029	9.64E-14	0.031	0.00005	0.00112	0.92
16 OL 27A	2.01151	c	c	0.0001	0.009	0.009	3.06E-14	0.009	0.00001	0.00102	0.82
14 11E	1.03494	a	a	0.0020	0.008	0.008	2.68E-14	0.026	0.00004	0.00053	0.42
<i>UB-N Standard</i>											
UB-N 1	1.52295	b	b	0.0001	0.057	0.057	1.92E-13	0.098	0.00016	0.00068	0.53
UB-N 2	1.71621	b	b	0.0001	0.051	0.051	1.70E-13	0.062	0.00010	0.00058	0.46
UB-N 3	2.00842	b	b	0.0000	0.043	0.043	1.45E-13	0.059	0.00009	0.00057	0.45
UB-N 4	2.04999	b	b	0.0001	0.042	0.042	1.42E-13	0.051	0.00008	0.00060	0.47

Supplementary Table 8

Notes:

Column C: Re blanks associated with four different analytical periods: a) 0.008 ± 0.008 ng (n = 1, uncertainty assumed); b) 0.061 ± 0.087 ng (n = 9); c) 0.011 ± 0.018 ng (n = 4); d) 0.042 ± 0.039 ng (n = 4); uncertainties 2σ

Column D: Os blanks associated with three different analytical periods: a) 0.0009 ± 0.0022 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.140 \pm 0.056$ (n = 3); b) 0.0086 ± 0.0103 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.138 \pm 0.220$ (n = 6); c) 0.0085 ± 0.0052 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 1.45 \pm 0.81$ (n = 3); d) 0.0007 ± 0.0001 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.209 \pm 0.122$ (n = 4); uncertainties 2σ

Column E: Based on in-run uncertainty on $^{190}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ used in isotope dilution calculations

Column F: From difference between [Os] corrected using Os blank + 2σ and [Os] corrected using Os blank - 2σ

Column G: Total uncertainty on [Os] based on combination of uncertainties in columns E and F (square root of individual values squared)

Column H: Based on in-run uncertainty on $^{190}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ used in isotope dilution calculations

Column I: From difference between ^{188}Os corrected using Os blank + 2σ and ^{188}Os corrected using Os blank - 2σ

Column J: Total uncertainty on ^{188}Os based on combination of uncertainties in columns H and I

Column K: In-run uncertainty on $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$

Column L: From difference between $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ corrected using ^{188}Os blank + 2σ and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ corrected using ^{188}Os blank - 2σ ; blank $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ held constant at mean value

Column M: From difference between $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ corrected using $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ blank + 2σ and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ corrected using $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ blank - 2σ ; blank ^{188}Os held constant at mean value

Column N: Long-term 2σ reproducibility of in-house liquid standard run by peak jumping on an ETP electron multiplier

Column O: Total uncertainty on $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ based on combination of uncertainties in columns K through N

Column P: Based on in-run uncertainty on $^{187}\text{Re}/^{185}\text{Re}$ used in isotope dilution calculations

Column Q: From difference between [Re] corrected using Re blank + 2σ and [Re] corrected using Re blank - 2σ

Column R: Total uncertainty on [Re] based on combination of uncertainties in columns P and Q

Column S: Total uncertainty on ^{187}Re - proportional to total uncertainty on [Re]

Column T: Total uncertainty on $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ based on combination of uncertainties in columns J and S

Column U: Uncertainty on age (95 Ma) corrected value of $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ related to $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ uncertainty.

Uncertainties on age correction related to ^{187}Re decay constant, ophiolite age and spike calibration are not considered as they should be very small and systematic for all samples (ie, they cannot produce inter-sample

Column V: Total uncertainty on initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ based on combination of uncertainty on measured value (column O) and uncertainty related to age correction (column U)

Columns G, J, O, R, T and V are reported in main data table

Supplementary Table 9

Supplementary Table 9. Petrostructural data and locations of additional (not analyzed) Oman peridotites

Sample	Massif	Lithology	UTM coordinates			Location in the unit	Texture				Serpentinization	Observations
			Zone	E	N		T°	Type	Overgrowth	Impregnations		
<i>Moho Transition Zone (MTZ) peridotites</i>												
11 OD 12	Sumail	cpx-impregnated harzburgite	40Q	594389	2549250		HT	porphyroclastic			Cpx	
11 OD 14B	Sumail	pl-impregnated depleted harzburgite	40Q	596591	2554996	lower part	HT	porphyroclastic			PI	like HD4 in Boudier and Nicolas (1995)
16 OD 24A	Sumail	slightly depleted harzburgite	40Q	594414	2559213	lower part	HT	porphyroclastic				
16 OL 11A	Wadi Tayin	harzburgite	40Q	64615	2534373	lower part	?	?			very high	
16 OL 11C	Wadi Tayin	harzburgite	40Q	64615	2534373	lower part	HT	porphyroclastic				corroded opx
95 OD 72A	Sumail	dunite	40Q	595049	2558287		HT	porphyroclastic				
95 OD 72B	Sumail	pl-impregnated dunite	40Q	595049	2558287		HT	porphyroclastic			PI	
95 OD 73A	Sumail	dunite	40Q	595638	2558160		HT	porphyroclastic				
95 OD 73B	Sumail	dunite	40Q	595638	2558160		HT	porphyroclastic				
95 OD 74C	Sumail	dunite	40Q	595932	2558019		HT	granular				
95 OD 74D	Sumail	dunite	40Q	595932	2558019		HT	porphyroclastic				
95 OD 78B	Sumail	pl-impregnated dunite	40Q	594068	548362		HT	porphyroclastic			PI	
95 OD 93A	Sumail	dunite	40Q	596681	2548965	upper part	HT	porphyroclastic				
95 OD 102B	Sumail	dunite	40Q	596103	2549077	lower part	HT	porphyroclastic				
95 OD 102C	Sumail	dunite	40Q	596103	2549077	lower part	HT	porphyroclastic				
95 OD 103	Sumail	dunite	40Q	595843	2549009	lower part	HT	porphyroclastic				
95 OD 116	Sumail	dunite	40Q	598021	254461		HT	porphyroclastic				high alteration
95 OD 117	Sumail	dunite	40Q	5978771	2544316	upper part	HT	porphyroclastic				high alteration
95 OD 155	Sumail	dunite	40Q	599081	2553910		HT	granular				
95 OD 159	Sumail	dunite	40Q	602268	2552323		HT	porphyroclastic				
95 OD 160	Sumail	dunite	40Q	602264	2551404		HT	granular				
10 OM 6A	Sumail	dunite	40Q	632002	2572609		HT	porphyroclastic-granular				
10 OM 23	Sumail	pl-impregnated dunite/harzburgite	40Q	601898	2546550	lower part	HT	granular			PI	opx relics
10 OM 24	Sumail	dunite	40Q	601871	2546550	upper part	BT-MT	porphyroclastic (highly recrystallized)				patches of harzburgite on the field
10 OM 27A	Sumail	dunite	40Q	602180	2550599		HT	porphyroclastic				
10 OM 38A	Sumail	pl-impregnated dunite	40Q	631849	2572578	upper part	HT	granular	x		PI	
10 OM 38B	Sumail	pl-impregnated dunite	40Q	631849	2572578	upper part	HT	granular	x		PI	
10 OM 39D	Sumail	dunite	40Q	630829	2572466		HT	granular	x			
10 OM 41B	Sumail	pl-impregnated dunite	40Q	597815	2555107		HT	porphyroclastic			PI	
10 OM 41C	Sumail	cpx-impregnated dunite	40Q	597822	2555086	lower part	HT	granular			Cpx	
11 OD 1	Sumail	cpx-impregnated dunite	40Q	594854	2554088		HT	granular	x		Cpx	
11 OD 9	Sumail	cpx-impregnated dunite	40Q	594397	2549344		HT	porphyroclastic			Cpx	
11 OD 14C	Sumail	dunite	40Q	596591	2554996	lower part	HT	porphyroclastic				strong fabric
16 OD 26C	Sumail	opx-bearing dunite	40Q	595042	255814	Middle part	HT	porphyroclastic				minor opx relics
16 OD 27A	Sumail	dunite	40Q	594458	2557057	Lower part, near chromite pod	HT	porphyroclastic				
16 OL 33A	Wadi Tayin	dunite	40Q	671774	2529727	upper part	HT?	?			very high	
<i>Main mantle section (MMS) peridotites</i>												
16 OD 1C	Nakhl-Rustaq	harzburgite	40Q	567413	2586883		HT	porphyroclastic				Fig. 2b (right)
16 OD 1E	Nakhl-Rustaq	harzburgite	40Q	567413	2586883		HT	porphyroclastic				Fig. 2b (right)
16 OD 3C	Nakhl-Rustaq	harzburgite	40Q	568112	2589151		BT	fine-grained porphyroclastic				shear zone
16 OD 4A	Nakhl-Rustaq	cpx-bearing harzburgite/dunite band	40Q	568596	2590641		HT	porphyroclastic				dunite band in harzburgite
16 OD 5A	Nakhl-Rustaq	harzburgite	40Q	5682245	2591884	upper part	BT	porphyroclastic				
16 OD 5B	Nakhl-Rustaq	harzburgite	40Q	5682245	2591884	upper part	BT	porphyroclastic				
16 OD 6	Nakhl-Rustaq	harzburgite	40Q	568245	2591598	upper part	HT	porphyroclastic				
16 OD 8	Nakhl-Rustaq	harzburgite	40Q	568308	2590790		HT	porphyroclastic				
16 OD 11	Nakhl-Rustaq	harzburgite	40Q	56818	258458		HT	porphyroclastic				
16 OD 12	Nakhl-Rustaq	cpx-bearing harzburgite	40Q	56851	258394		HT	porphyroclastic				
10 OM 15A	Sumail	harzburgite	40Q	625705	2568202		HT	porphyroclastic				
10 OM 34	Sumail	harzburgite	40Q	633517	2563065		HT	porphyroclastic				
10 OM 35	Sumail	harzburgite	40Q	633575	2563069		HT	porphyroclastic				
10 OM 37	Sumail	harzburgite	40Q	633190	2572022	upper part	HT	porphyroclastic				
16 OD 22	Sumail	highly depleted harzburgite	40Q	593533	2563121		HT	porphyroclastic				
16 OD 23	Sumail	cpx-bearing depleted harzburgite	40Q	59469	256153	upper part	MT-HT	porphyroclastic				

Supplementary Table 9

Supplementary Table 9. Petrostructural data and locations of additional (not analyzed) Oman peridotites (suite)

Sample	Massif	Lithology	UTM coordinates			Location in the unit	Texture				Serpentinization	Observations
			Zone	E	N		T°	Type	Overgrowth	Impregnations		
18 OK 1	Sumail	cpx-bearing harzburgite	40Q	588317	2547878		HT	porphyroclastic				rare cpx
18 OK 2	Sumail	harzburgite	40Q	588472	2547120		HT	porphyroclastic				
18 OK 3B	Sumail	cpx-bearing harzburgite	40Q	588967	2545903		HT	porphyroclastic				
18 OK 4	Sumail	harzburgite	40Q	589050	2546827		HT	porphyroclastic				
18 OK 5	Sumail	harzburgite	40Q	587985	2548355		HT	porphyroclastic				
18 OK 6	Sumail	harzburgite	40Q	590883	2545433		BT	porphyroclastic-mylonitic				shear zone
18 OK 7	Sumail	harzburgite	40Q	591641	2544459		HT	porphyroclastic		very high		
18 OK 8	Sumail	harzburgite	40Q	592607	2544510		HT	porphyroclastic				
18 OK 9	Sumail	harzburgite	40Q	593195	2545216		HT	porphyroclastic				
18 OK 10B	Sumail	harzburgite/dunite	40Q	594150	2545633		HT	porphyroclastic				dunite vein (20 cm)
18 OK 11	Sumail	harzburgite	40Q	594969	2546508	diapir	HT	porphyroclastic				
18 OK 12	Sumail	harzburgite	40Q	596122	2546421	diapir	HT	porphyroclastic				
18 OK 13	Sumail	harzburgite	40Q	597215	2547173	diapir	HT	porphyroclastic				
18 OK 14A	Sumail	harzburgite	40Q	600161	2547182	diapir	HT	porphyroclastic				
18 OK 14B	Sumail	harzburgite	40Q	600161	2547182	diapir	HT	porphyroclastic				
18 OK 16B	Sumail	harzburgite	40Q	595083	2542590		HT	porphyroclastic				
18 OK 17	Sumail	harzburgite	40Q	595718	2542515	upper part	HT	porphyroclastic				
18 OK 18	Sumail	cpx-bearing harzburgite	40Q	595852	2542428	upper part	HT	porphyroclastic				
18 OK 19	Sumail	harzburgite	40Q	595935	2542285	upper part	HT	porphyroclastic				
95 OD 76	Sumail	harzburgite	40Q	594285	2548265		HT	porphyroclastic				
95 OD 77	Sumail	harzburgite	40Q	594222	2548362	upper part	HT	porphyroclastic				
95 OD 79	Sumail	harzburgite	40Q	594156	254714		HT	porphyroclastic				
95 OD 93B	Sumail	harzburgite	40Q	596681	2548965	upper part	HT	porphyroclastic				
95 OD 94	Sumail	harzburgite	40Q	597100	2548927	upper part	HT	porphyroclastic				
95 OD 101	Sumail	harzburgite	40Q	596050	2548670	upper part	HT	porphyroclastic				
95 OD 101	Sumail	harzburgite	40Q	595648	2548580	upper part	HT	porphyroclastic				
16 OD 32B	Wadi Tayin	harzburgite	40Q	660745	253669		HT	porphyroclastic				
16 OL 5	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	663309	2541531		MT	porphyroclastic				rare cpx, corroded opx
16 OL 8	Wadi Tayin	harzburgite	40Q	663411	2539649			(Ol, annealing) granular-(Opx) porphyroclastic				corroded opx
16 OL 9	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	663126	2538736		HT	porphyroclastic				rare cpx, corroded opx
16 OL 30A	Wadi Tayin	depleted harzburgite	40Q	668927	2540819		HT	porphyroclastic				
16 OL 31	Wadi Tayin	harzburgite	40Q	670696	2538435		HT	porphyroclastic		high		
18 OK 39A	Wadi Tayin	harzburgite	40Q	646492	2537111	upper part	HT	equigranular-porphyroclastic				
16 OD 1D	Nakhl-Rustaq	dunite	40Q	567413	2586883		HT	porphyroclastic				<i>Fig. 2b (right)</i>
16 OD 3A	Nakhl-Rustaq	dunite	40Q	568112	2589151		BT	mylonitic-ultramylonitic				shear zone
16 OD 3B	Nakhl-Rustaq	dunite	40Q	568112	2589151		BT	mylonitic-ultramylonitic				shear zone
18 OK 14C	Sumail	dunite	40Q	600161	2547182	diapir	HT	granular				centimetric dunite band
18 OK 18A	Sumail	dunite	40Q	595083	2542590		HT	porphyroclastic				few dunite layers (50 cm)
18 OK 18B	Sumail	dunite	40Q	595849	2542414		HT	porphyroclastic				centimetric dunite patch
16 OD 34A	Wadi Tayin	dunite	40Q	66240	253816		HT	granular	x			dunite vein with troctolite vein
16 OL 30B	Wadi Tayin	dunite	40Q	668927	2540819		HT?	?		very high		centimetric dunite vein
16 OL 30C	Wadi Tayin	dunite	40Q	668927	2540819		HT?	?		very high		centimetric dunite vein
16 OD 9B	Nakhl-Rustaq	pyroxenite	40Q	568916	2590322		HT	porphyroclastic				
<i>Basal peridotites</i>												
16 OD 14	Nakhl-Rustaq	cpx-bearing harzburgite	40Q	56484	2581375	upper part	MT	porphyroclastic				
16 OD 15A	Nakhl-Rustaq	cpx-bearing highly depleted harzburgite	40Q	562332	2579470	lower part	BT	porphyroclastic				
16 OD 15B	Nakhl-Rustaq	harzburgite	40Q	562332	2579470	lower part	HT	porphyroclastic				
16 OD 15D	Nakhl-Rustaq	depleted harzburgite	40Q	562332	2579470	lower part	BT	porphyroclastic				dunite band (1 m)
16 OD 16	Nakhl-Rustaq	cpx-bearing harzburgite	40Q	564482	2580547	upper part	BT	porphyroclastic				
16 OD 18A	Sumail	harzburgite	40Q	60169	258063	lower part	MT	porphyroclastic		high		looked like dunite band on the field
137K	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	647918	255989		BT	porphyroclastic-mylonitic				
16 OL 1 Top	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	649811	255852		BT	porphyroclastic				
16 OL 2A	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	66407	254479	upper part	BT	porphyroclastic				
16 OL 2B	Wadi Tayin	harzburgite	40Q	66407	254479	upper part	BT	porphyroclastic				looked like dunite on the field

Supplementary Table 9

[Supplementary Table 9](#). Petrostructural data and locations of additional (not analyzed) Oman peridotites (suite)

Sample	Massif	Lithology	UTM coordinates			Location in the unit	Texture				Serpentinization	Observations
			Zone	E	N		T°	Type	Overgrowth	Impregnations		
16 OL 4	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	66332	254201	upper part	MT	porphyroclastic				
16 OL 13	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	66793	254680		BT	porphyroclastic				
16 OL 14A	Wadi Tayin	highly depleted harzburgite	40Q	669007	2542158	upper part	HT	porphyroclastic				
16 OL 14F	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	669007	2542158	upper part	MT	porphyroclastic		high		rare cpx
16 OL 15A	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	668886	2542334	upper part	MT	porphyroclastic		high		rare cpx
16 OL 17B	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	668493	2543585	upper part	MT	porphyroclastic				
16 OL 19	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	668423	2543833		BT	porphyroclastic				rare cpx
16 OL 20A	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	668281	2544134		BT	porphyroclastic				rare cpx
16 OL 22A	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	667109	2543753		BT	porphyroclastic				looked like dunite on the field
16 OL 22B	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	667109	2543753		BT	porphyroclastic				
16 OL 23A	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	650546	2558481		BT	porphyroclastic				rare cpx
16 OL 23B	Wadi Tayin	cpx-bearing harzburgite	40Q	65082	255876		BT	porphyroclastic				rare cpx
16 OL 23C	Wadi Tayin	harzburgite	40Q	65082	255876		BT	porphyroclastic				looked like dunite on the field
16 OL 36B	Wadi Tayin	depleted harzburgite	40Q	685823	2539683	lower part	BT	porphyroclastic-mylonitic				
16 OL 37A	Wadi Tayin	harzburgite	40Q	67091	2548834	lower part	BT	porphyroclastic				looked like dunite on the field
18 OK 28B	Wadi Tayin	harzburgite/dunite	40Q	650429	2561757	lower part	MT	porphyroclastic		high		dunite band (10 cm) in harzburgite
18 OK 29C	Wadi Tayin	harzburgite	40Q	650374	2561598	lower part	MT	porphyroclastic		high		
1410A	Haylayn	cpx-bearing harzburgite	40Q	492880	266869		BT	porphyroclastic				
1410B	Haylayn	harzburgite	40Q	492885	2616877		BT	porphyroclastic				
1411B	Haylayn	cpx-bearing harzburgite	40Q	493063	2616885		BT	porphyroclastic				very rich in cpx
16 OL 38C	Mascate	cpx-bearing harzburgite	40Q	6601713	2613235		MT	porphyroclastic				
1447A	Mascate	harzburgite	40Q	660210	2613269		BT-MT	porphyroclastic		very high		
16 OL 38B	Mascate	harzburgite	40Q	6601713	2613235		MT	porphyroclastic				rare cpx, corroded opx
16 OD 13A	Nakhl-Rustaq	dunite	40Q	56540	2582672	upper part	HT	porphyroclastic				
137J	Wadi Tayin	dunite	40Q	649704	256162		BT			very high		
16 OL 1 Bottom	Wadi Tayin	dunite	40Q	649811	255852		BT	porphyroclastic		very high		dunite band (20 cm)
16 OL 3B	Wadi Tayin	dunite	40Q	66436	254364	upper part	?	?		very high		
16 OL 15B	Wadi Tayin	cpx-bearing dunite	40Q	668767	2542574	upper part	BT	porphyroclastic		very high		rare cpx, metric dunite blob
16 OL 15C	Wadi Tayin	cpx-bearing dunite	40Q	668730	2542844	upper part	MT	porphyroclastic		high		rare cpx, metric blobs and veins
16 OL 17A	Wadi Tayin	cpx-bearing dunite	40Q	668530	2543415		BT?	?		very high		rare cpx, dunite band (4 m)
16 OL 18	Wadi Tayin	dunite	40Q	668477	2543754	upper part	BT?	?		very high		dunite vein network (50 cm)
16 OL 28A	Wadi Tayin	dunite/clinopyroxenite	40Q	649001	2557706	upper part	HT	granular		high		
18 OK 29B	Wadi Tayin	dunite	40Q	650374	2561598	lower part	MT	porphyroclastic				dunite band (10 cm)
1447B	Mascate	dunite	40Q	660210	2613269		BT?	?		very high		
16 OL 38A	Mascate	dunite	40Q	6601713	2613235		BT-MT?	?		very high		

Hzb = harzburgite; *Dun* = dunite; *Ol* = olivine; *Opx* = orthopyroxene; *Cpx* = clinopyroxene; *Pl* = plagioclase; *HT* = high temperature (coarse-grained, asthenospheric deformation); *MT* = medium temperature; *LT* = low temperature.

Références

- Ahern, J.L., Turcotte, D.L., 1979. Magma migration beneath an ocean ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 115–122. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90113-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90113-4)
- Ahmed, A.H., Hanghøj, K., Kelemen, P.B., Hart, S.R., Arai, S., 2006. Osmium isotope systematics of the Proterozoic and Phanerozoic ophiolitic chromitites: In situ ion probe analysis of primary Os-rich PGM. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 777–791. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.021>
- Bartholomew, I.D., 1983. The primary structures and fabrics of the upper mantle and lower crust from ophiolite complexes. The Open University, Milton Keynes.
- Becker, H., Carlson, R.W., Shirey, S.B., 2004. Slab-derived osmium and isotopic disequilibrium in garnet pyroxenites from a Paleozoic convergent plate margin (lower Austria). *Chem. Geol.* 208, 141–156. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.009>
- Becker, H., Dale, C.W., 2016. Re–Pt–Os isotopic and highly siderophile element behavior in oceanic and continental mantle tectonites. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 369–440. <https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.7>
- Birck, J.L., Roy Barman, M., Capmas, F., 1997. Re–Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples. *Geostand. Newsl.* 21, 19–27. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1997.tb00528.x>
- Boudier, F., Coleman, R.G., 1981. Cross section through the peridotite in the Samail ophiolite, southeastern Oman mountains. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 2573–2592. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02573>
- Boudier, F., Nicolas, A., 1995. Nature of the Moho Transition Zone in the Oman ophiolite. *J. Petrol.* 36, 777–796. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.777>
- Boudier, F., Nicolas, A., 1977. Structural control on the partial melting of the Lanzo peridotite, in: AGU Chapman Conf. Proc. Bull. 96. Geol. Min. Industries, Oregon Dep.
- Boudier, F., Nicolas, A., Ildefonse, B., Joussetin, D., 1997. EPR microplates, a model for the Oman Ophiolite. *Terra Nov.* 9, 79–82. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1997.tb00007.x>
- Brandon, A.D., Creaser, R.A., Shirey, S.B., Carlson, R.W., 1996. Osmium recycling in subduction zones. *Science* 272, 861–864. <https://doi.org/10.1126/science.272.5263.861>
- Braun, M.G., Kelemen, P.B., 2002. Dunite distribution in the Oman ophiolite: Implications for melt flux through porous dunite conduits. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 3, 1–21. <https://doi.org/10.1029/2001GC000289>
- Brenan, J.M., Bennett, N.R., Zajacz, Z., 2016. Experimental results on fractionation of the highly siderophile elements (HSE) at variable pressures and temperatures during planetary and magmatic differentiation. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 1–87. <https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.1>
- Büchl, A., Brüggmann, G.E., Batanova, V.G., Hofmann, A.W., 2004. Os mobilization during melt percolation: The evolution of Os isotope heterogeneities in the mantle sequence of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 3397–3408. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.02.005>
- Büchl, A., Brüggmann, G.E., Batanova, V.G., Münker, C., Hofmann, A.W., 2002. Melt percolation monitored by Os isotopes and HSE abundances: A case study from the mantle section of the Troodos ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 204, 385–402. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00977-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00977-9)
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: A study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostand. Newsl.* 25, 187–198. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2001.tb00595.x>

- Coleman, R.G., Hopson, C.A., 1981. Introduction to the Oman ophiolite Special issue. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 2495–2496. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02495>
- Creaser, R.A., Papanastassiou, D.A., Wasserburg, G.J., 1991. Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium and iridium. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 397–401. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90427-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90427-7)
- Daines, M.J., Kohlstedt, D.L., 1994. The transition from porous to channelized flow due to melt/rock reaction during melt migration. *Geophys. Res. Lett.* 21, 145–148. <https://doi.org/10.1029/93GL03052>
- Einaudi, F., Godard, M., Pezard, P., Cochemé, J.J., Coulon, C., Brewer, T., Harvey, P., 2003. Magmatic cycles and formation of the upper oceanic crust at spreading centers: Geochemical study of a continuous extrusive section in the Oman ophiolite. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 4, 1–25. <https://doi.org/10.1029/2002GC000362>
- Elkins, L.J., Bourdon, B., Lambart, S., 2019. Testing pyroxenite versus peridotite sources for marine basalts using U-series isotopes. *Lithos* 332–333, 226–244. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.02.011>
- Gannoun, A., Burton, K.W., Day, J.M.D., Harvey, J., Schiano, P., Parkinson, I., 2016. Highly siderophile element and Os isotope systematics of volcanic rocks at divergent and convergent plate boundaries and in intraplate settings. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 651–724. <https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.11>
- Godard, M., Jouselin, D., Bodinier, J.L., 2000. Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: A study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 180, 133–148. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00149-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00149-7)
- Guilmette, C., Smit, M.A., van Hinsbergen, D.J.J., Gürer, D., Corfu, F., Charette, B., Maffione, M., Rabeau, O., Savard, D., 2018. Forced subduction initiation recorded in the sole and crust of the Semail ophiolite of Oman. *Nat. Geosci.* 11, 688–695. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0209-2>
- Hanghøj, K., Kelemen, P.B., Hassler, D., Godard, M., 2010. Composition and genesis of depleted mantle peridotites from the Wadi Tayin massif, Oman ophiolite; Major and trace element geochemistry, and Os isotope and PGE systematics. *J. Petrol.* 51, 201–227. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp077>
- Hebert, L.B., Montési, L.G.J., 2010. Generation of permeability barriers during melt extraction at mid-ocean ridges. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 11, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2010GC003270>
- Jouselin, D., Nicolas, A., Boudier, F., 1998. Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo-spreading center in the Oman ophiolite. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 18153–18170. <https://doi.org/10.1029/98JB01493>
- Kelemen, P.B., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *J. Petrol.* 31, 51–98. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.1.51>
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Salters, V.J.M., 1995. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature* 375, 747–753. <https://doi.org/10.1038/375747a0>
- Koga, K.T., Kelemen, P.B., Shimizu, N., 2001. Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and the origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 2. <https://doi.org/10.1029/2000GC000132>
- Lambart, S., Laporte, D., Schiano, P., 2009. An experimental study of focused magma transport and basalt-peridotite interactions beneath mid-ocean ridges: Implications for the generation of primitive MORB compositions. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 157, 429–451. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0344-7>

- Le Mée, L., Girardeau, J., Monnier, C., 2004. Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge. *Nature* 432, 167–172. <https://doi.org/10.1038/nature03075>
- Levasseur, S., Birck, J.L., Allègre, C.J., 1998. Direct measurement of femtomoles of osmium and the $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ ratio in seawater. *Science* 282, 272–274. <https://doi.org/10.1126/science.282.5387.272>
- Lippard, S.J., Shelton, A.W., Gass, I.G., 1986. The Ophiolite of Northern Oman, in: *The Geological Society Memoirs*. Backwell Scientific Publications, London, p. 178. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.1986.011.01.03>
- Lorand, J.P., Alard, O., Godard, M., 2009. Platinum-group element signature of the primitive mantle rejuvenated by melt-rock reactions: Evidence from Sumail peridotites (Oman ophiolite). *Terra Nov.* 21, 35–40. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00850.x>
- Lorand, J.P., Luguët, A., 2016. Chalcophile and siderophile elements in mantle rocks: Trace elements controlled by trace minerals. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 441–488. <https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.08>
- MacLeod, C.J., Lissenberg, C.J., Bibby, L.E., 2013. “Moist MORB” axial magmatism in the Oman ophiolite: The evidence against a mid-ocean ridge origin. *Geology* 41, 459–462. <https://doi.org/10.1130/G33904.1>
- McCulloch, M.T., Gregory, R.T., Wasserburg, G.J., Taylor, H.P., 1981. Sm-Nd, Rb-Sr, and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopic systematics in an oceanic crustal section: Evidence from the Samail ophiolite. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 2721–2735. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02721>
- Meisel, T., Reisberg, L., Moser, J., Carignan, J., Melcher, F., Brüggemann, G.E., 2003. Re-Os systematics of UB-N, a serpentinized peridotite reference material. *Chem. Geol.* 201, 161–179. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00234-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00234-1)
- Meisel, T., Walker, R.J., Irving, A.J., Lorand, J.P., 2001. Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: A global perspective. *Geochim Cosmochim Acta* 65, 1311–1323.
- Morgan, Z., Liang, Y., 2003. An experimental and numerical study of the kinetics of harzburgite reactive dissolution with applications to dunite dike formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 214, 59–74. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00375-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00375-3)
- Mungall, J.E., Brenan, J.M., 2014. Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* 125, 265–289. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.10.002>
- Nicolas, A., 1986. A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. *J. Petrol.* 27, 999–1022. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.4.999>
- Nicolas, A., Boudier, F., 2001. Oman & UAE ophiolite. *Mar. Geophys. Res.* 21.
- Nicolas, A., Boudier, F., Ildefonse, B., Ball, E., 2000a. Accretion of Oman and United Arab Emirates ophiolite – Discussion of a new structural map. *Mar. Geophys. Res.* 21, 147–180. <https://doi.org/10.1023/A:1026769727917>
- Nicolas, A., Ildefonse, B., Boudier, F., Lenoir, X., Ben Ismail, W., 2000b. Dike distribution in the Oman-United Arab Emirates ophiolite. *Mar. Geophys. Res.* 21, 269–287. <https://doi.org/10.1023/A:1026718026951>
- O’Driscoll, B., Day, J.M.D., Walker, R.J., Daly, J.S., McDonough, W.F., Piccoli, P.M., 2012. Chemical heterogeneity in the upper mantle recorded by peridotites and chromitites from the Shetland Ophiolite Complex, Scotland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 333–334, 226–237. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.035>
- O’Driscoll, B., González-Jiménez, J.M., 2016. Petrogenesis of the Platinum-Group Minerals. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 489–578. <https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.09>

- O'Hara, M.J., 1965. Primary magmas and the origin of basalts. *Scottish J. Geol.* 1, 19–40. <https://doi.org/10.1144/sjg01010019>
- Pearson, D.G., Nowell, G.M., 2004. Re-Os and Lu-Hf isotope constraints on the origin and age of pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif: Implications for mixed peridotite-pyroxenite mantle Sources. *J. Petrol.* 45, 439–455. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg102>
- Pec, M., Holtzman, B.K., Zimmerman, M.E., Kohlstedt, D.L., 2015. Reaction infiltration instabilities in experiments on partially molten mantle rocks. *Geology* 43, 575–578. <https://doi.org/10.1130/G36611.1>
- Peucker-Ehrenbrink, B., Hanghøj, K., Atwood, T., Kelemen, P.B., 2012. Rhenium-osmium isotope systematics and platinum group element concentrations in oceanic crust. *Geology* 40, 199–202. <https://doi.org/10.1130/G32431.1>
- Ravizza, G., Blusztajn, J., Prichard, H.M., 2001. Re-Os systematics and platinum-group element distribution in metalliferous sediments from the Troodos ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 369–381. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00337-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00337-5)
- Rehkämper, M., Halliday, A.N., 1997. Development and application of new ion-exchange techniques for the separation of the platinum group and other siderophile elements from geological samples. *Talanta* 44, 663–672. [https://doi.org/10.1016/S0039-9140\(96\)02100-5](https://doi.org/10.1016/S0039-9140(96)02100-5)
- Richardson, C.N., 1998. Melt flow in a variable viscosity matrix. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1099–1102. <https://doi.org/10.1029/98GL50565>
- Rioux, M., Bowring, S., Kelemen, P.B., Gordon, S., Dudás, F., Miller, R., 2012. Rapid crustal accretion and magma assimilation in the Oman-U.A.E. ophiolite: High precision U-Pb zircon geochronology of the gabbroic crust. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, 1–12. <https://doi.org/10.1029/2012JB009273>
- Rospabé, M., Benoit, M., Ceuleneer, G., Hodel, F., Kaczmarek, M.-A., 2018. Extreme geochemical variability through the dunitic transition zone of the Oman ophiolite: Implications for melt / fluid-rock reactions at Moho level beneath oceanic spreading centers. *Geochim Cosmochim Acta* 234, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.05.012>
- Rubin, A.M., 1995. Propagation of Magma-Filled Cracks. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 287–336. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001443>
- Searle, M.P., Malpas, J., 1980. Structure and metamorphism of rocks beneath the Semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 71, 247–262. <https://doi.org/10.1017/S0263593300013614>
- Senda, R., Suzuki, K., Morishita, T., Takazawa, E., The Oman Drilling Project Science Party, 2020. The PGE and Os isotope variations in the mantle transition zone from the Samail Ophiolite from the Cores of the Oman Drilling Project, in: *International Conference on Ophiolites and the Oceanic Lithosphere: Results of the Oman Drilling Project and Related Research*. Sultan Qaboos University, Muscat, Sultanate of Oman, p. 1.
- Sergeev, D.S., Dijkstra, A.H., Meisel, T., Brüggemann, G.E., Sergeev, S.A., 2014. Traces of ancient mafic layers in the Tethys oceanic mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 389, 155–166. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.039>
- Smoliar, M.I., Walker, R.J., Morgan, J.W., 1996. Re-Os Ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB Iron Meteorites. *Science* 271, 1099 LP – 1102. <https://doi.org/10.1126/science.271.5252.1099>
- Sparks, D.W., Parmentier, E.M., 1991. Melt extraction from the mantle beneath spreading centers. *Earth Planet. Sci. Lett.* 105, 368–377. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90178-K](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90178-K)
- Stevenson, D.J., 1989. Spontaneous small-scale melt segregation in partial melts undergoing deformation. *Geophys. Res. Lett.* 16, 1067–1070. <https://doi.org/10.1029/GL016i009p01067>

- Stolper, E., 1980. A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: Preliminary results and implications for petrogenesis. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 74, 13–27. <https://doi.org/10.1007/BF00375485>
- Vernières, J., Godard, M., Bodinier, J.L., 1997. A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magma transport in the Earth's upper mantle. *J. Geophys. Res. B Solid Earth* 102, 24771–24784. <https://doi.org/10.1029/97jb01946>
- Völkering, J., Walczyk, T., Heumann, K.G., 1991. Osmium isotope ratio determinations by negative thermal ionization mass spectrometry. *Int. J. Mass Spectrom. Ion Process.* 105, 147–159. [https://doi.org/10.1016/0168-1176\(91\)80077-Z](https://doi.org/10.1016/0168-1176(91)80077-Z)
- Wang, Z., Becker, H., Gawronski, T., 2013. Partial re-equilibration of highly siderophile elements and the chalcogens in the mantle: A case study on the Baldissero and Balmuccia peridotite massifs (Ivrea Zone, Italian Alps). *Geochim. Cosmochim. Acta* 108, 21–44. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.01.021>
- Widom, E., Kepezhinskas, P., Defant, M., 2003. The nature of metasomatism in the sub-arc mantle wedge: Evidence from Re-Os isotopes in Kamchatka peridotite xenoliths. *Chem. Geol.* 196, 283–306. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00417-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00417-5)
- Xiong, Q., Xu, Y., González-Jiménez, J.M., Liu, J., Alard, O., Zheng, J.P., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2020a. Sulfide in dunite channels reflects long-distance reactive migration of mid-ocean-ridge melts from mantle source to crust: A Re-Os isotopic perspective. *Earth Planet. Sci. Lett.* 531, 115969. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115969>
- Xiong, Q., Xu, Y., González-Jiménez, J.M., Liu, J., Alard, O., Zheng, J.P., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2020b. Corrigendum to "Sulfide in dunite channels reflects long-distance reactive migration of mid-ocean-ridge melts from mantle source to crust: A Re-Os isotopic perspective." *Earth Planet. Sci. Lett.* 535, 1. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116136>

Chapitre X

Caractérisation des compositions en éléments en traces de la dunité dans le manteau de l'ophiolite d'Oman

Dans ce chapitre, sont présentées les autres données chimiques des trois types de dunité et des harzburgites encaissantes. Ces données comprennent l'étude des éléments en traces incompatibles et des éléments fortement sidérophiles ainsi que l'observation des sulfures de quelques lames minces au MEB.

1. Eléments fortement sidérophiles

1.1. Observation et analyse de sulfures au MEB

Comme mentionné dans le [Chapitre VII](#), une première tentative de mesure des teneurs en soufre des échantillons a été menée à l'aide d'un analyseur de carbone/soufre ELTRA CS 800 à l'Institute of Mineralogy (Leibniz Universität) à Hanovre (Allemagne), et une deuxième par le SARM du CRPG avec un analyseur de carbone/soufre Horiba EMIA 320-V2. Les données obtenues à Hanovre se sont avérées irréalistes (644-2787 ppm S), et bien différentes de celles du SARM (100-600 ppm S). Ces dernières présentent des concentrations en soufre plus raisonnables, mais toujours trop élevées pour des péridotites. En comparaison, [Lorand et al. \(2009\)](#) ont mesuré les teneurs en soufre de harzburgites des sections mantelliques du massif de Wadi Tayin et du diapir de Maqsad dans le massif de Sumail à l'aide d'une autre méthode, la titration iodométrique. Les valeurs obtenues sont bien plus faibles et s'étendent de 10 à 180 ppm S (n = 3) et de 47 à 100 ppm S (n = 7) respectivement. De plus, les données du SARM sont trop proches de la limite de détermination de l'instrument fixée à 100 ppm, et les erreurs de mesure trop grandes pour être exploitées. L'utilisation d'un analyseur de carbone/soufre semble donc inadaptée à nos échantillons et a été abandonnée. Cet abandon nous a conduits à observer des sulfures dans quelques lames minces au MEB, pour avoir une idée de la teneur en soufre des échantillons. Bien que cette méthode ne permette pas de mesurer les teneurs en soufre des roches totales, elle fournit une autre approche, notamment par l'identification des sulfures les plus présents dans nos échantillons.

Dix échantillons ont été observés au MEB pour estimer l'abondance, la distribution et la nature des sulfures présents. Ces échantillons comprennent trois dunites de la MTZ (18OK26, 16OL11B et 16OL34B), trois dunites (16OD1B, 16OD9A et 16OD4C) et une harzburgite (16OD10) de la section mantellique principale, et deux dunites (16OD15E et 16OL27A) et une harzburgite (16OL27C) de la base de l'ophiolite. Les harzburgites ont été sélectionnées pour représenter au mieux la harzburgite encaissante dans la section mantellique principale et à la base de l'ophiolite (cf. description pétrographique dans [Chapitre IX](#), [Supplementary Table 2](#)). Les dunites sélectionnées ont été choisies pour refléter la diversité pétrographique et chimique des échantillons analysés. Par exemple, dans les dunites de la MTZ, l'échantillon 16OL11B est une dunite pure à texture granulaire de HT, dont les grains ont subi une surcroissance, et l'échantillon 18OK26 est une dunite du diapir de Maqсад qui contient du clinopyroxène et est très riche en spinelle. Ces deux dunites ont les compositions isotopiques en osmium les plus radiogéniques et les concentrations en osmium les plus faibles de la MTZ, tandis que la dunite imprégnée à plagioclase ou troctolite, 16OL34B, est la moins radiogénique et la plus concentrée en osmium. Quant à la section mantellique principale, la dunite concordante très radiogénique et très riche en osmium, 16OD9A, a été sélectionnée, ainsi qu'une dunite pure de HT (16OD1B) et la dunite imprégnée à plagioclase et à clinopyroxène (16OD4C) parmi les dunites discordantes. Pour la section basale, les deux dunites choisies comprennent une dunite à texture granulaire de HT (16OL27A) et une autre à grains plus fins et située plus bas dans la section mantellique, à proximité de la semelle métamorphique (16OD15E).

Bien qu'ils puissent contenir de grandes quantités de chromite, tous les échantillons contiennent très peu de sulfures, à tel point qu'ils sont difficiles à trouver dans les lames minces. Les sulfures repérés sont de petite taille ([Fig. X. 1](#)), avec des diamètres de grain variant de 20 à 100 μm , voire de 400 μm dans la harzburgite 16OD10. Ils se répartissent parfois dans des veines de serpentine, extrêmement riches en oxydes de fer ([Fig. X. 1a-b](#)), ou s'associent à d'autres minéraux, comme les oxydes de fer ([Fig. X. 1b-c](#)), le clinopyroxène ([Fig. X. 1d-e](#)) ou la chromite ([Fig. X. 1f](#)). Ils décrivent des formes variables, de grains automorphes ([Fig. X. 1e](#)) à xénomorphes. Les sulfures repérés sont généralement composés de fer et de nickel ([Fig. X. 1b-f](#)). Dans quelques lames, des sulfures secondaires riches en cuivre peuvent les entourer et former des filaments ([Fig. X. 1e-f](#)). Ces sulfures de Cu semblent souvent associés à des fractures. Dans l'échantillon 16OD1B, ils ont l'air d'être très tardifs et non magmatiques ([Fig. X. 1f](#)). Dans ce contexte, ils proviennent peut-être de la serpentinisation ou de l'altération de la péridotite.

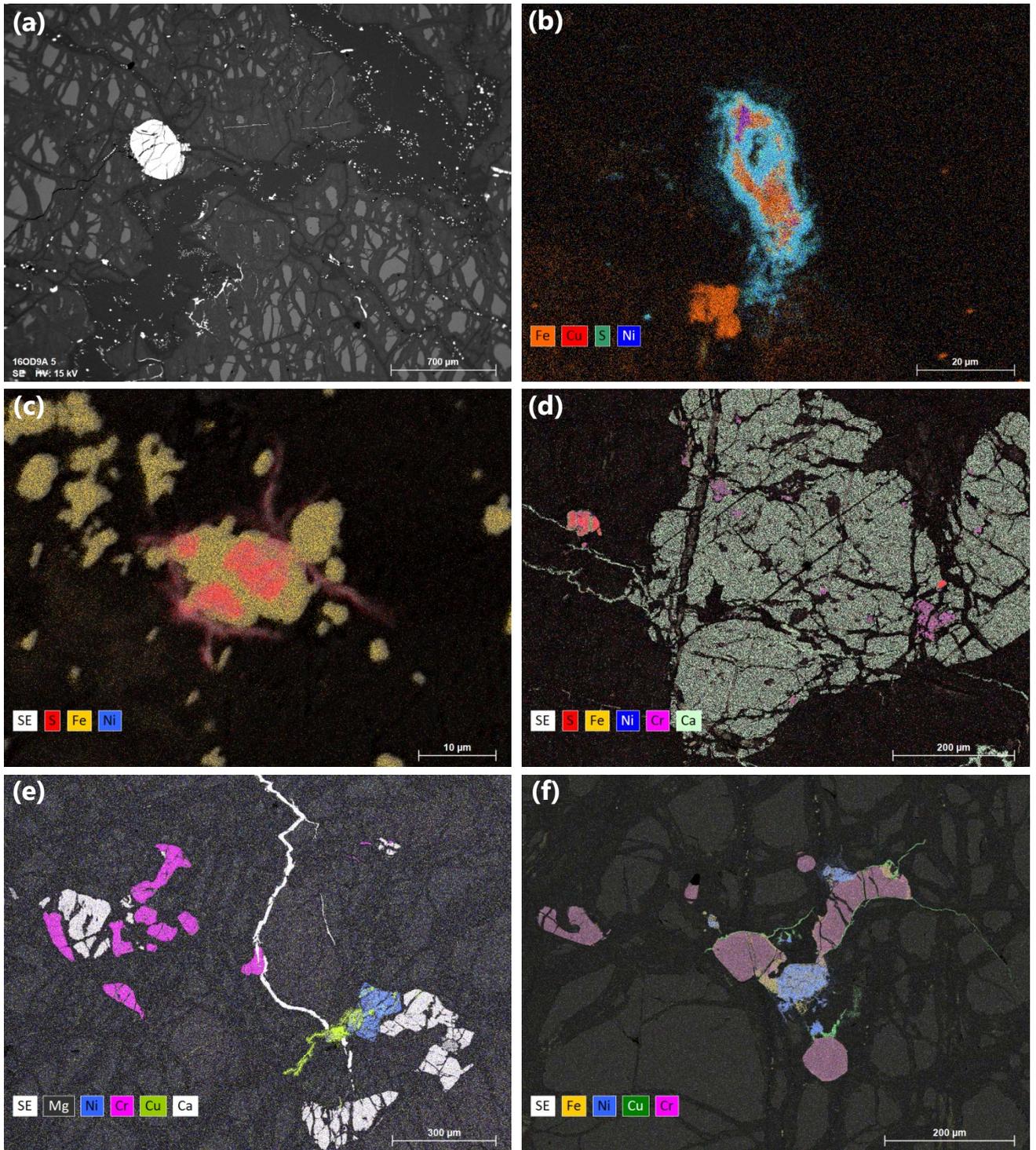


Fig. X. 1. Photo-micrographes et cartes chimiques au MEB de sulfures BMS contenus dans des dunites et des harzburgites de l'ophiolite d'Oman. (a) Veines de serpentine riches en oxydes de fer et contenant un grain de chromite (16OD9A). (b) Altération d'un sulfure de Fe-Ni en oxyde de fer dans une veine de serpentine (19OD9A). (c) Sulfure Fe-Ni associé à des oxydes de fer sous forme d'intercroissance et de filaments (16OL11B). (d) Sulfures de Fe-Ni et chromites associés ou inclus dans un clinopyroxène (16OL27A). (e-f) Sulfures automorphes de Fe-Ni entourés de sulfures secondaires de Cu filamenteux, et associés à du clinopyroxène (e, 16OD10) ou à de la chromite (f, 16OD1B).

1.2. Abondances en HSE

1.2.1. *Qualité et validation des données analytiques*

Les concentrations en Os, Ir, Ru, Pt, Pd et Re des péridotites de la thèse ont été déterminées par la méthode de dilution isotopique, qui consiste en l'ajout d'un traceur enrichi en un isotope de chacun de ces éléments à l'échantillon (cf. [Chapitre VIII](#)). Les teneurs en PGE et en Re sont ensuite calculées à partir des compositions isotopiques du mélange, mesurées par Q-ICP-MS, MC-ICP-MS et par N-TIMS (Os), et sont reportées dans la [Table X. 1](#). Comme pour les analyses du Re, toutes les incertitudes sont de 2σ et incluent toutes les sources d'incertitude reconnues comme significatives (précision analytique au cours de l'analyse, reproductibilité du standard, incertitudes liées à la variabilité de la quantité et de la composition isotopique du blanc analytique). Elles figurent dans la [Table X. 2](#).

Les blancs analytiques totaux ont varié au cours de trois périodes analytiques ([Table X. 3](#)). La première période a consisté en des analyses des HSE sur le spectromètre Q-ICP-MS XSERIES (Thermo Fischer Scientific) du CRPG, et sont donc beaucoup moins précises que celles effectuées lors des deux autres périodes sur le spectromètre MC-ICP-MS *Neptune Plus* (Thermo Fischer Scientific) du CRPG.

Quatre matériaux de référence de roche, UB-N, MUH-1, HARZ-01 et OKUM, ont été analysés simultanément avec les échantillons ([Table X. 4](#)). Les résultats obtenus sont généralement constants et dans la gamme des valeurs obtenues dans d'autres laboratoires (Meisel et al., unpublished) ([Fig. X. 2](#)). Les analyses du standard UB-N sont assez stables et fournissent des résultats homogènes ([Fig. X. 2a](#)), à l'exception de valeurs plus faibles en IPGE (surtout en Ir) pour UB-N 1 et d'une abondance plus élevée en Pd pour UB-N 5. Cette dernière proviendrait très probablement de quelques soucis de mise en solution rencontrés avec l'autoclave HPA-S lors de cette période analytique. De plus, à la sortie des tubes de quartz du four, le standard UB-N présente souvent un dépôt noir au fond des tubes, qui selon une analyse du SARM, se compose d'environ 80 wt. % FeO, 20 wt. % SiO₂ et de ~9000 ppm Cr. Si ce précipité se forme après l'équilibration entre le traceur isotopique et l'échantillon, il ne devrait toutefois pas exercer d'effet sur les teneurs calculées en HSE. Les valeurs du standard MUH-1 sont un peu moins homogènes ([Fig. X. 2b](#)). Ce standard correspond à une harzburgite appauvrie, donc contenant normalement peu de sulfures. Les HSE peuvent être ainsi piégés dans des PGM, plus réfractaires et difficiles à dissoudre (Meisel et al., unpublished; Meisel and Horan, 2016), rendant la composition de ce standard plus hétérogène. Les petits écarts de MUH-1 3 et 4 peuvent être attribués à ce phénomène. Le Pt peut former des alliages et produire un effet de pépite, impliquant que l'analyse d'une petite quantité de poudre (e.g. 1.5-2 g comme pour nos analyses) ne serait pas représentative de la teneur moyenne de la roche (Meisel and

Horan, 2016). Quant au standard OKUM, ses deux analyses sont très constantes (Fig. X. 2c), bien que parfois un effet de pépite peut y être observé (Meisel et al., unpublished). Le standard HARZ-01 est encore plus réfractaire que MUH-1; les teneurs en HSE obtenues sont ainsi plus hétérogènes (Fig. X. 2d) à la suite d'une plus grande abondance de PGM (Meisel et al., unpublished). De plus, ce standard est moins utilisé dans la communauté scientifique, réduisant le set de données de référence à disposition dans la littérature.

Des duplicatas ont été réalisés pour les échantillons 16OD1B et 16OD13C et confirment les abondances en HSE et les compositions isotopiques en osmium obtenues lors d'une première analyse avec des valeurs très similaires.

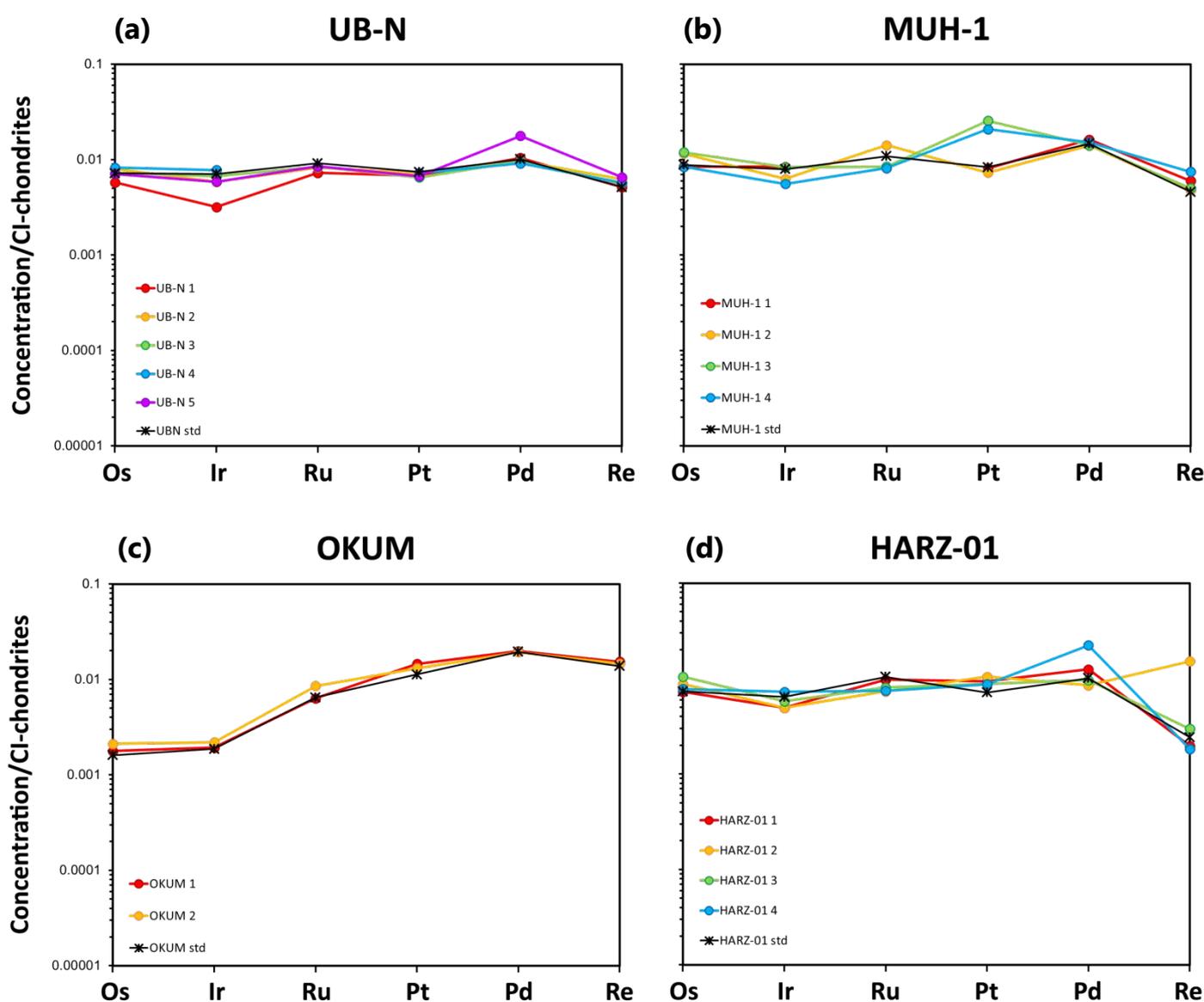


Fig. X. 2. Profils de HSE normalisés aux chondrites CI (Harvey and Day, 2016) des standards UB-N (a), MUH-1 (b), OKUM (c) et HARZ-01 (d). Dans (a-c), les valeurs de référence de ces standards sont également représentées (lignes noires avec étoiles) (données non publiées de Meisel et al. (unpublished)).

Table X. 1. Concentrations en HSE et compositions isotopiques en osmium des péridotites étudiées d'Oman.

Echantillon	Massif	Lithologie	Paires Hzb/Dun	$(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{95\text{Ma}}$	[Os]	[Ir]	[Ru]	[Pt]	[Pd]	[Re]	Pd/Os	Pd/Ir	Ir/Os	Ir/Ru
					(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)	(ppb)				
<i>Péridotites de la Zone de Transition du Moho (MTZ)</i>														
18 OK 26	Sumail	dun		0.14494	0.628	0.240	1.057	0.726	1.320	0.409	2.10	5.50	0.38	0.23
16 OL 11B	WT	dun pure		0.14900	1.173	1.265	1.673	0.854	<0.1	0.033	0.08	0.08	1.08	0.76
16 OL 34B	WT	dun imp.		0.13192	2.305	2.220	4.012	6.185	1.873	0.053	0.81	0.84	0.96	0.55
<i>Péridotites de la section mantellique principale (MMS)</i>														
16 OD 5C	Nakhl	hzb app.		0.11826	2.274	1.429	4.531	5.221	5.743	0.448	2.53	4.02	0.63	0.32
16 OD 5D	Nakhl	hzb		0.11334	4.211	2.299	6.620	4.692	1.222	0.152	0.29	0.53	0.55	0.35
16 OD 7	Nakhl	hzb		0.12510	2.921	3.886	5.360	13.143	3.415	0.025	1.17	0.88	1.33	0.72
16 OD 4D Hzb*	Nakhl	hzb	4D Dun	0.11691	5.519	3.940	7.079	6.531	3.545	0.358	0.64	0.90	0.71	0.56
16 OD 9C	Nakhl	hzb	9A	0.12844	3.691	2.878	4.778	5.425	4.055	0.130	1.10	1.41	0.78	0.60
16 OD 2	Nakhl	hzb		0.12902	4.314	3.755	6.622	9.379	0.866	0.500	0.20	0.23	0.87	0.57
16 OD 1A*	Nakhl	hzb	1B	0.12241	4.164	3.594	5.860	6.914	3.986	0.599	0.96	1.11	0.86	0.61
16 OD 1C	Nakhl	hzb	1B		3.602	2.817	5.506	6.166	4.393	-	1.22	1.56	0.78	0.51
16 OD 10	Nakhl	hzb		0.13052	4.855	4.109	7.742	8.669	7.198	0.381	1.48	1.75	0.85	0.53
16 OD 4C*	Nakhl	dun imp. (v)		0.13267	1.120	0.738	1.042	3.224	2.113	0.305	1.89	2.86	0.66	0.71
16 OD 4D Dun*	Nakhl	dun imp. (v)	4D Hzb	0.12676	5.954	4.692	8.485	11.727	3.756	0.414	0.63	0.80	0.79	0.55
16 OD 9A	Nakhl	dun pure (b)	9C	0.14834	11.802	4.820	17.233	20.894	6.203	0.431	0.53	1.29	0.41	0.28
16 OD 1B	Nakhl	dun (v)	1A	0.13303	3.145	1.828	5.712	2.877	0.514	0.087	0.16	0.28	0.58	0.32
16 OD 1B-d				0.13119	4.353	1.792	8.332	3.564	0.570	0.094	0.13	0.32	0.41	0.22
16 OD 31	WT	dun (b)		0.12491	2.147	3.023	2.307	4.918	0.220	0.910	0.10	0.07	1.41	1.31
<i>Péridotites basales</i>														
16 OD 13C	Nakhl	hzb	13B	0.12536	4.415	3.664	6.697	9.624	5.606	0.415	1.27	1.53	0.83	0.55
16 OD 13C-d				0.12577	4.076	2.962	6.451	8.706	5.691	0.379	1.40	1.92	0.73	0.46
16 OL 25	WT	hzb		0.13454	6.289	4.396	9.102	11.228	8.501	0.081	1.35	1.93	0.70	0.48
16 OL 26B	WT	hzb	26A	0.12146	3.214	1.872	5.612	6.252	3.596	0.022	1.12	1.92	0.58	0.33
16 OL 27B	WT	hzb	27A	0.12472	4.843	3.256	6.791	8.150	8.491	0.314	1.75	2.61	0.67	0.48
16 OL 27C	WT	hzb		0.11306	4.097	3.774	6.558	3.090	0.585	0.046	0.14	0.16	0.92	0.58
16 OL 28B	WT	hzb		0.11630	4.481	3.451	6.902	5.904	0.654	0.168	0.15	0.19	0.77	0.50
16 OL 29	WT	hzb		0.12231	5.187	3.948	8.173	8.738	5.101	0.169	0.99	1.29	0.76	0.48
16 OL 24	WT	hzb		0.12305	5.475	3.524	7.285	7.521	4.489	0.221	0.82	1.27	0.64	0.48
16 OD 13B*	Nakhl	dun (b)	13C	0.12139	7.169	2.815	7.816	2.386	2.686	0.158	0.38	0.95	0.39	0.36
16 OD 15E*	Nakhl	dun (b)		0.11653	2.291	0.873	3.623	1.226	0.389	0.106	0.17	0.45	0.38	0.24
16 OD 18B	Sumail	dun (b)		0.12798	6.134	2.032	10.651	4.365	1.362	0.018	0.22	0.67	0.33	0.19
16 OD 19A	Sumail	dun pure (b)		0.11707	0.774	0.316	1.774	1.296	<0.2	0.066	0.26	0.63	0.41	0.18
16 OL 26A	WT	dun (b)	26B	0.12225	4.460	3.307	7.149	6.112	3.701	0.014	0.83	1.12	0.74	0.46
16 OL 27A	WT	dun (b)	27B	0.12548	4.998	1.257	3.508	0.395	<0.15	0.079	0.03	0.12	0.25	0.36

Les concentrations en HSE et les compositions isotopiques en Os des roches totales ont été analysées au CRPG à Nancy (France) par N-TIMS pour l'Os (Finnigan MAT 262), et par Q-ICP-MS (XSERIES) et MC-ICP-MS (Neptune Plus) pour les autres éléments. Les échantillons appartenant à des paires harzburgite/dunite, récoltées à proximité (<1 m), sont indiqués. Des duplicatas ont été réalisés pour plusieurs échantillons (notés "-d").

* Analyses au Q-ICP-MS XSERIES.

Hzb, harzburgite; dun, dunite; dun imp., dunite imprégnée; hzb app., harzburgite appauvrie; v, veine; b, bande; WT, Wadi Tayin.

Table X.2. Different components of the uncertainties on PGE and Re concentrations entering into the total uncertainties

Sample	Mass (g)	Associated Os blank	Associated Ru, Ir, Pt, Pd blank	Associated Re blank	[Os] uncertainty			[Ir] uncertainty			[Ru] uncertainty			
					measurement (2 σ -m) (ppb)	due to blank variability (2 σ)	Total (2 σ)	measurement (2 σ -m) (ppb)	due to blank variability (2 σ)	Total (2 σ)	measurement (2 σ -m) (ppb)	due to blank variability (2 σ)	Total (2 σ)	
<i>Moho Transition Zone (MTZ) peridotites</i>														
18 OK 26	1.53157	d	c	d	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.030	0.030
16 OL 11B	2.00833	b	b	b	0.002	0.005	0.006	0.002	0.011	0.011	0.004	0.005	0.006	
16 OL 34B	2.00647	c	b	b	0.008	0.003	0.008	0.000	0.011	0.011	0.007	0.005	0.009	
<i>Main mantle section (MMS) peridotites</i>														
16 OD 5C	2.03522	c	b	c	0.007	0.003	0.008	0.003	0.011	0.011	0.015	0.005	0.016	
16 OD 5D	2.04176	c	b	c	0.016	0.003	0.017	0.004	0.010	0.011	0.023	0.005	0.023	
16 OD 7	2.02020	c	b	c	0.009	0.003	0.009	0.008	0.011	0.013	0.018	0.005	0.019	
16 OD 4D Hzb	1.61671	b	a	b	0.072	0.007	0.072	0.026	0.000	0.026	0.075	0.298	0.308	
16 OD 9C	2.03326	c	b	c	0.033	0.003	0.034	0.006	0.011	0.012	0.016	0.005	0.017	
16 OD 2	2.02082	c	b	c	0.012	0.003	0.012	0.007	0.011	0.013	0.023	0.005	0.023	
16 OD 1A	1.72667	b	a	b	0.029	0.006	0.029	0.025	0.000	0.025	0.038	0.279	0.282	
16OD1C	2.01204		b					0.005	0.011	0.012	0.010	0.005	0.011	
16 OD 10	2.07269	c	b	c	0.046	0.003	0.046	0.008	0.010	0.013	0.027	0.005	0.028	
16 OD 4C	1.56818	b	a	b	0.002	0.007	0.007	0.005	0.000	0.005	0.025	0.308	0.309	
16 OD 4D Dun	1.53878	b	a	b	0.029	0.007	0.030	0.030	0.000	0.030	0.114	0.314	0.334	
16 OD 9A	2.04511	c	b	c	0.093	0.003	0.093	0.010	0.010	0.015	0.072	0.005	0.073	
16 OD 1B	2.02651	b	b	b	0.013	0.005	0.014	0.003	0.011	0.011	0.011	0.005	0.012	
16 OD 1B-d	2.01184	b	b	b	0.016	0.005	0.017	0.003	0.011	0.011	0.016	0.005	0.017	
16 OD 31	2.00913	c	b	c	0.009	0.003	0.009	0.006	0.011	0.012	0.009	0.005	0.010	
<i>Basal peridotites</i>														
16 OD 13C	2.01014	b	b	b	0.016	0.005	0.017	0.006	0.011	0.012	0.013	0.005	0.014	
16 OD 13C-d	2.01725	b	b	b	0.028	0.005	0.029	0.005	0.011	0.012	0.000	0.005	0.005	
16 OL 25	2.02610	c	b	c	0.056	0.003	0.056	0.009	0.011	0.014	0.032	0.005	0.033	
16 OL 26B	2.01238	c	b	b	0.012	0.003	0.013	0.003	0.011	0.011	0.011	0.005	0.012	
16 OL 27B	2.01118	c	b	c	0.038	0.003	0.038	0.006	0.011	0.012	0.024	0.005	0.024	
16 OL 27C	2.00975	c	b	c	0.025	0.003	0.025	0.007	0.011	0.013	0.023	0.005	0.023	
16 OL 28B	2.02988	c	b	b	0.030	0.003	0.030	0.006	0.011	0.012	0.013	0.005	0.014	
16 OL 29	2.03098	c	b	c	0.036	0.003	0.036	0.008	0.011	0.013	0.029	0.005	0.029	
16 OL 24	2.00603	c	b	c	0.032	0.003	0.032	0.007	0.011	0.013	0.025	0.005	0.026	
16 OD 13B	1.57217	b	a	b	0.043	0.007	0.044	0.021	0.000	0.021	0.050	0.307	0.311	
16 OD 15E	1.55944	b	a	b	0.007	0.007	0.010	0.007	0.000	0.007	0.019	0.309	0.310	
16 OD 18B	2.01165	b	b	b	0.069	0.005	0.069	0.003	0.011	0.011	0.021	0.005	0.022	
16 OD 19A	2.00354	b	b	b	0.002	0.005	0.005	0.001	0.011	0.011	0.004	0.005	0.006	
16 OL 26A	2.01473	c	b	b	0.027	0.003	0.027	0.005	0.011	0.012	0.014	0.005	0.014	
16 OL 27A	2.01151	c	b	c	0.019	0.003	0.020	0.002	0.011	0.011	0.012	0.005	0.013	

Table X.2. Different components of the uncertainties on PGE and Re concentrations entering into the total uncertainties (suite)

Sample	Mass (g)	Associated Os blank	Associated Ru, Ir, Pt, Pd blank	Associated Re blank	[Pt] uncertainty			[Pd] uncertainty			[Re] uncertainty		
					measurement	due to blank variability	Total	measurement	due to blank variability	Total	measurement	due to blank variability	Total
					(2 σ -m) (ppb)	(2 σ)	(2 σ)	(2 σ -m) (ppb)	(2 σ)	(2 σ)	(2 σ -m) (ppb)	(2 σ)	(2 σ)
<i>Moho Transition Zone (MTZ) peridotites</i>													
18 OK 26	1.53157	d	c	d	0.001	0.015	0.015	0.001	0.014	0.015	0.000	0.051	0.051
16 OL 11B	2.00833	b	b	b	0.011	0.074	0.075	0.001	0.307	0.307	0.000	0.038	0.038
16 OL 34B	2.00647	c	b	b	0.017	0.074	0.076	0.001	0.307	0.307	0.000	0.043	0.043
<i>Main mantle section (MMS) peridotites</i>													
16 OD 5C	2.03522	c	b	c	0.018	0.073	0.076	0.018	0.303	0.303	0.001	0.009	0.009
16 OD 5D	2.04176	c	b	c	0.018	0.073	0.075	0.008	0.302	0.302	0.000	0.009	0.009
16 OD 7	2.02020	c	b	c	0.028	0.074	0.079	0.013	0.305	0.305	0.000	0.009	0.009
16 OD 4D Hzb	1.61671	b	a	b	0.059	0.106	0.122	0.021	0.000	0.021	0.000	0.054	0.054
16 OD 9C	2.03326	c	b	c	0.019	0.073	0.076	0.014	0.303	0.303	0.000	0.009	0.009
16 OD 2	2.02082	c	b	c	0.025	0.074	0.078	0.009	0.305	0.305	0.001	0.009	0.009
16 OD 1A	1.72667	b	a	b	0.068	0.099	0.120	0.022	0.000	0.022	0.000	0.050	0.050
16OD1C	2.01204		b		0.016	0.074	0.076	0.002	0.306	0.306	-	-	-
16 OD 10	2.07269	c	b	c	0.021	0.072	0.075	0.021	0.297	0.298	0.001	0.009	0.009
16 OD 4C	1.56818	b	a	b	0.058	0.109	0.124	0.017	0.000	0.017	0.000	0.055	0.055
16 OD 4D Dun	1.53878	b	a	b	0.133	0.111	0.173	0.032	0.000	0.032	0.000	0.056	0.056
16 OD 9A	2.04511	c	b	c	0.037	0.073	0.082	0.018	0.301	0.302	0.001	0.009	0.009
16 OD 1B	2.02651	b	b	b	0.015	0.074	0.075	0.001	0.304	0.304	0.000	0.043	0.043
16 OD 1B-d	2.01184	b	b	b	0.013	0.074	0.075	0.001	0.306	0.306	0.000	0.043	0.043
16 OD 31	2.00913	c	b	c	0.020	0.074	0.077	0.008	0.307	0.307	0.002	0.009	0.009
<i>Basal peridotites</i>													
16 OD 13C	2.01014	b	b	b	0.019	0.074	0.077	0.002	0.307	0.307	0.000	0.043	0.043
16 OD 13C-d	2.01725	b	b	b	0.019	0.074	0.076	0.002	0.306	0.306	0.000	0.043	0.043
16 OL 25	2.02610	c	b	c	0.025	0.074	0.078	0.024	0.304	0.305	0.000	0.009	0.009
16 OL 26B	2.01238	c	b	b	0.015	0.074	0.076	0.001	0.306	0.306	0.000	0.032	0.032
16 OL 27B	2.01118	c	b	c	0.021	0.074	0.077	0.024	0.306	0.307	0.000	0.009	0.009
16 OL 27C	2.00975	c	b	c	0.014	0.074	0.076	0.006	0.307	0.307	0.000	0.009	0.009
16 OL 28B	2.02988	c	b	b	0.017	0.074	0.075	0.001	0.304	0.304	0.000	0.043	0.043
16 OL 29	2.03098	c	b	c	0.022	0.073	0.077	0.016	0.303	0.304	0.000	0.009	0.009
16 OL 24	2.00603	c	b	c	0.021	0.074	0.077	0.015	0.307	0.308	0.000	0.009	0.009
16 OD 13B	1.57217	b	a	b	0.048	0.109	0.119	0.019	0.000	0.019	0.000	0.055	0.055
16 OD 15E	1.55944	b	a	b	0.060	0.110	0.125	0.020	0.000	0.020	0.000	0.056	0.056
16 OD 18B	2.01165	b	b	b	0.015	0.074	0.076	0.001	0.306	0.306	0.000	0.030	0.030
16 OD 19A	2.00354	b	b	b	0.012	0.074	0.075	0.001	0.308	0.308	0.000	0.043	0.043
16 OL 26A	2.01473	c	b	b	0.016	0.074	0.076	0.002	0.306	0.306	0.000	0.029	0.029
16 OL 27A	2.01151	c	b	c	0.012	0.074	0.075	0.005	0.306	0.306	0.000	0.009	0.009

Table X.2. Different components of the uncertainties on PGE and Re concentrations entering into the total uncertainties (suite)

Sample	Mass (g)	Associated Os blank	Associated Ru, Ir, Pt, Pd blank	Associated Re blank	[Os] uncertainty			[Ir] uncertainty			[Ru] uncertainty		
					measurement (2σ-m) (ppb)	due to blank variability (2σ)	Total (2σ)	measurement (2σ-m) (ppb)	due to blank variability (2σ)	Total (2σ)	measurement (2σ-m) (ppb)	due to blank variability (2σ)	Total (2σ)
<i>UB-N, MUH-1, OKUM and HARZ-01 Standard</i>													
UB-N 1	1.52295	b	a	b	0.014	0.007	0.016	0.011	0.000	0.011	0.089	0.317	0.329
UB-N 2	1.71621	b	a	b	0.019	0.006	0.020	0.015	0.000	0.015	0.060	0.281	0.287
UB-N 3	2.00842	b	b	b	0.011	0.005	0.012	0.021	0.011	0.024	0.011	0.005	0.012
UB-N 4	2.04999	b	b	b	0.028	0.005	0.028	0.023	0.010	0.025	0.000	0.005	0.005
UB-N 5	2.00186	d	c	d	0.018	0.000	0.018	0.000	0.001	0.001	0.004	0.023	0.023
MUH-1 1	2.01885	b	b	b	0.021	0.005	0.022	0.024	0.011	0.027	0.000	0.000	0.000
MUH-1 2	2.00321	b	b	b	0.024	0.005	0.024	0.019	0.011	0.022	0.019	0.005	0.020
MUH-1 3	2.01237	b	b	b	0.025	0.005	0.026	0.006	0.011	0.012	0.006	0.005	0.008
MUH-1 4	1.53566	d	c	d	0.014	0.000	0.014	0.000	0.001	0.001	0.004	0.030	0.030
OKUM 1	2.00675	b	b	b	0.004	0.005	0.007	0.002	0.011	0.011	0.022	0.005	0.023
OKUM 2	2.01264	b	b	b	0.261	0.005	0.261	0.007	0.011	0.013	0.021	0.005	0.022
HARZ-01 1	2.03967	b	b	b	0.016	0.005	0.017	0.018	0.010	0.021	0.007	0.005	0.010
HARZ-01 2	2.02701	b	b	b	0.045	0.005	0.045	0.004	0.011	0.011	0.005	0.005	0.007
HARZ-01 3	2.01448	b	b	b	0.036	0.005	0.037	0.005	0.011	0.012	0.006	0.005	0.008
HARZ-01 4	2.01454	c	b	c	0.012	0.003	0.012	0.007	0.011	0.013	0.018	0.005	0.019

Notes:

Column C: Os blanks associated with three different analytical periods: a) 0.0009 ± 0.0022 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.140 \pm 0.056$ (n = 3); b) 0.0086 ± 0.0103 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.138 \pm 0.220$ (n = 6); c) 0.0085 ± 0.0052 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 1.45 \pm 0.81$ (n = 3); d) 0.0007 ± 0.0001 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.209 \pm 0.122$ (n = 4); uncertainties 2σ

Elevated Os blanks in period (b) traced to impure Pt filament material; Elevated Os blanks in period (c) traced to Cr^{VI} solution used in microdistillation

Column D: Ir, Ru, Pt and Pd blanks associated with three analytical periods: a) 0.000 ± 0.006 ng for Ir, 0.384 ± 0.241 ng for Ru, 0.061 ± 0.086 ng for Pt and 0.000 ± 0.000 ng for Pd (n = 2); b) 0.006 ± 0.011 ng for Ir, 0.004 ± 0.005 ng for Ru, 0.077 ± 0.075 ng for Pt and 0.393 ± 0.308 ng for Pd (n = 11); c) 0.001 ± 0.001 ng for Ir, 0.018 ± 0.023 ng for Ru, 0.015 ± 0.011 ng for Pt and 0.014 ± 0.011 ng for Pd (n = 4); uncertainties 2σ

Column E: Re blanks associated with four different analytical periods: a) 0.008 ± 0.008 ng (n = 1); b) 0.061 ± 0.087 ng (n = 9); c) 0.011 ± 0.018 ng (n = 4); d) 0.042 ± 0.039 ng (n = 4); uncertainties 2σ

Column F: Based on in-run uncertainty on $^{190}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ used in isotope dilution calculations

Column G: From difference between [Os] corrected using Os blank + 2σ and [Os] corrected using Os blank - 2σ

Column H: Total uncertainty on [Os] based on combination of uncertainties in columns F and G (square root of individual values squared)

Column I: Based on in-run uncertainty on $^{191}\text{Ir}/^{193}\text{Ir}$ used in isotope dilution calculations

Column J: From difference between [Ir] corrected using Ir blank + 2σ and [Ir] corrected using Ir blank - 2σ

Column K: Total uncertainty on [Ir] based on combination of uncertainties in columns I and J (square root of individual values squared)

Column L: Based on in-run uncertainty on $^{102}\text{Ru}/^{99}\text{Ru}$ used in isotope dilution calculations

Column M: From difference between [Ru] corrected using Ru blank + 2σ and [Ru] corrected using Ru blank - 2σ

Column N: Total uncertainty on [Ru] based on combination of uncertainties in columns L and M (square root of individual values squared)

Table X.2. Different components of the uncertainties on PGE and Re concentrations entering into the total uncertainties (suite)

Sample	Mass (g)	Associated Os blank	Associated Ru, Ir, Pt, Pd blank	Associated Re blank	[Pt] uncertainty			[Pd] uncertainty			[Re] uncertainty		
					measurement (2σ-m) (ppb)	due to blank variability (2σ)	Total (2σ)	measurement (2σ-m) (ppb)	due to blank variability (2σ)	Total (2σ)	measurement (2σ-m) (ppb)	due to blank variability (2σ)	Total (2σ)
<i>UB-N, MUH-1, OKUM and HARZ-01 Standard</i>													
UB-N 1	1.52295	b	a	b	0.079	0.112	0.138	0.081	0.000	0.081	0.000	0.057	0.057
UB-N 2	1.71621	b	a	b	0.072	0.100	0.123	0.029	0.000	0.029	0.000	0.051	0.051
UB-N 3	2.00842	b	b	b	0.024	0.074	0.078	0.038	0.307	0.309	0.000	0.043	0.043
UB-N 4	2.04999	b	b	b	0.027	0.073	0.077	0.052	0.301	0.305	0.000	0.042	0.042
UB-N 5	2.00186	d	c	d	0.002	0.011	0.012	0.008	0.011	0.013	0.001	0.039	0.039
MUH-1 1	2.01885	b	b	b	0.030	0.074	0.080	0.155	0.305	0.343	0.000	0.043	0.043
MUH-1 2	2.00321	b	b	b	0.029	0.075	0.080	0.061	0.308	0.314	0.000	0.043	0.043
MUH-1 3	2.01237	b	b	b	0.039	0.074	0.084	0.003	0.306	0.306	0.000	0.043	0.043
MUH-1 4	1.53566	d	c	d	0.004	0.015	0.015	0.004	0.014	0.015	0.000	0.051	0.051
OKUM 1	2.00675	b	b	b	0.024	0.074	0.078	0.070	0.307	0.315	0.000	0.043	0.043
OKUM 2	2.01264	b	b	b	0.033	0.074	0.081	0.065	0.306	0.313	0.000	0.043	0.043
HARZ-01 1	2.03967	b	b	b	0.170	0.073	0.200	0.109	0.302	0.321	0.000	0.043	0.043
HARZ-01 2	2.02701	b	b	b	0.020	0.074	0.076	0.002	0.304	0.304	0.001	0.043	0.043
HARZ-01 3	2.01448	b	b	b	0.017	0.074	0.076	0.002	0.306	0.306	0.000	0.043	0.043
HARZ-01 4	2.01454	c	b	c	0.020	0.074	0.077	0.036	0.306	0.308	0.000	0.009	0.009

Notes:

Column C: Os blanks associated with three different analytical periods: a) 0.0009 ± 0.0022 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.140 \pm 0.056$ (n = 3); b) 0.0086 ± 0.0103 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.138 \pm 0.220$ (n = 6); c) 0.0085 ± 0.0052 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 1.45 \pm 0.81$ (n = 3); d) 0.0007 ± 0.0001 ng, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.209 \pm 0.122$ (n = 4); uncertainties 2σ

Elevated Os blanks in period (b) traced to impure Pt filament material; Elevated Os blanks in period (c) traced to Cr^{VI} solution used in microdistillation

Column D: Ir, Ru, Pt and Pd blanks associated with three analytical periods: a) 0.000 ± 0.006 ng for Ir, 0.384 ± 0.241 ng for Ru, 0.061 ± 0.086 ng for Pt and 0.000 ± 0.000 ng for Pd (n = 2); b) 0.006 ± 0.011 ng for Ir, 0.004 ± 0.005 ng for Ru, 0.077 ± 0.075 ng for Pt and 0.393 ± 0.308 ng for Pd (n = 11); c) 0.001 ± 0.001 ng for Ir, 0.018 ± 0.023 ng for Ru, 0.015 ± 0.011 ng for Pt and 0.014 ± 0.011 ng for Pd (n = 4); uncertainties 2σ

Column E: Re blanks associated with four different analytical periods: a) 0.008 ± 0.008 ng (n = 1); b) 0.061 ± 0.087 ng (n = 9); c) 0.011 ± 0.018 ng (n = 4); d) 0.042 ± 0.039 ng (n = 4); uncertainties 2σ

Column O: Based on in-run uncertainty on $^{194}\text{Pt}/^{195}\text{Pt}$ used in isotope dilution calculations

Column P: From difference between [Pt] corrected using Pt blank + 2σ and [Pt] corrected using Pt blank - 2σ

Column Q: Total uncertainty on [Pt] based on combination of uncertainties in columns O and P (square root of individual values squared)

Column R: Based on in-run uncertainty on $^{108}\text{Pd}/^{106}\text{Pd}$ used in isotope dilution calculations

Column S: From difference between [Pd] corrected using Pd blank + 2σ and [Pd] corrected using Pd blank - 2σ

Column T: Total uncertainty on [Pd] based on combination of uncertainties in columns R and S (square root of individual values squared)

Column U: Based on in-run uncertainty on $^{187}\text{Re}/^{185}\text{Re}$ used in isotope dilution calculations

Column V: From difference between [Re] corrected using Re blank + 2σ and [Re] corrected using Re blank - 2σ

Column W: Total uncertainty on [Re] based on combination of uncertainties in columns U and V

Table X. 3. Contenus en Ir, Ru, Pt et Pd ainsi que les incertitudes 2σ associées des blancs analytiques totaux lors des trois périodes analytiques. La première période analytique a été réalisée par Q-ICP-MS XSERIES tandis que les deux autres périodes se sont déroulées par MC-ICP-MS Neptune Plus.

Période	Ir (ng)	2σ	Ru (ng)	2σ	Pt (ng)	2σ	Pd (ng)	2σ
1	0.000	0.000	0.384	0.482	0.061	0.171	0.000	0.000
2	0.006	0.021	0.004	0.010	0.077	0.149	0.393	0.616
3	0.001	0.002	0.018	0.045	0.015	0.023	0.014	0.022

Table X. 4. Concentrations en HSE et compositions isotopiques en osmium des standards UB-N, MUH-1, HARZ-01 et OKUM avec les incertitudes 2σ, la période analytique (P) et les masses de poudre associées.

Standard	P	Masse (g)	[Os] (ppb)	2σ	[Ir] (ppb)	2σ	[Ru] (ppb)	2σ	[Pt] (ppb)	2σ	[Pd] (ppb)	2σ	[Re] (ppb)	2σ	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	(¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os) _m	2σ
<i>UB-N</i>																	
UB-N 1*	1	1.52295	2.805	0.007	1.497	0.011	5.025	0.329	6.808	0.138	6.119	0.081	0.191	0.057	0.328	0.1279	0.0007
UB-N 2*	1	1.71621	3.908	0.006	2.749	0.015	5.730	0.287	7.231	0.123	5.687	0.029	0.232	0.051	0.286	0.1274	0.0006
UB-N 3	2	2.00842	3.533	0.005	3.157	0.024	5.804	0.012	6.549	0.078	5.674	0.309	0.208	0.043	0.283	0.1272	0.0006
UB-N 4	2	2.04999	3.995	0.005	3.650	0.025	-	-	7.256	0.077	5.368	0.305	0.211	0.042	0.254	0.1272	0.0006
UB-N 5	3	2.00186	3.436	0.000	2.756	0.001	5.882	0.023	6.746	0.012	10.436	0.013	0.243	0.039	0.341	0.1273	0.0005
<i>MUH-1</i>																	
MUH-1 1	2	2.01885	4.111	0.005	3.951	0.027	-	-	8.134	0.080	9.570	0.343	0.222	0.043	0.260	0.1275	0.0006
MUH-1 2	2	2.00321	5.624	0.005	2.943	0.022	9.809	0.020	7.350	0.080	8.230	0.314	0.177	0.043	0.151	0.1271	0.0005
MUH-1 3	2	2.01237	5.808	0.005	3.915	0.012	5.846	0.008	25.628	0.084	8.359	0.306	0.186	0.043	0.154	0.1265	0.0005
MUH-1 4	3	1.53566	4.096	0.000	2.613	0.001	5.654	0.030	20.991	0.015	8.931	0.015	0.276	0.051	0.325	0.1266	0.0005
<i>HARZ-01</i>																	
HARZ-01 1	2	2.03967	3.540	0.005	2.319	0.021	6.731	0.010	9.438	0.200	7.372	0.321	0.073	0.043	0.099	0.1261	0.0006
HARZ-01 2	2	2.02701	4.261	0.005	2.317	0.011	5.075	0.007	10.511	0.076	4.998	0.304	0.561	0.043	0.634	0.1273	0.0007
HARZ-01 3	2	2.01448	5.082	0.005	2.717	0.012	5.574	0.008	8.795	0.076	5.680	0.306	0.110	0.043	0.105	0.1258	0.0006
HARZ-01 4	2	2.01454	3.776	0.003	3.409	0.013	5.170	0.019	8.771	0.077	13.127	0.308	0.068	0.009	0.087	0.1278	0.0013
<i>OKUM</i>																	
OKUM 1	2	2.00675	0.864	0.005	0.909	0.011	4.387	0.023	14.607	0.078	11.638	0.315	0.568	0.043	3.223	0.2630	0.0014
OKUM 2	2	2.01264	1.030	0.005	1.032	0.013	5.916	0.022	13.135	0.081	11.343	0.313	0.541	0.043	2.572	0.2455	0.0011

Les concentrations en HSE et les compositions isotopiques en Os des roches totales ont été analysées au CRPG à Nancy (France) par N-TIMS pour l'Os (Finnigan MAT 262), et par Q-ICP-MS (XSERIES) et MC-ICP-MS (Neptune Plus) pour les autres éléments. Toutes les incertitudes sont de 2σ et incluent toutes les sources d'incertitude reconnues comme significatives, dont la précision analytique au cours de l'analyse, la reproductibilité des analyses des standards, les incertitudes liées à la variabilité du blanc et de sa composition isotopique, les incertitudes liées à la correction de l'âge (95 Ma).

** Analyses au Q-ICP-MS XSERIES.*

1.2.2. Description et discussion des données

1.2.2.1. Harzburgites

La plupart des harzburgites décrivent des profils de HSE normalisés aux teneurs chondritiques assez plats et homogènes (Table X. 1 et Fig. X. 3a-b). Leurs spectres sont proches de celui du manteau primitif (Becker et al., 2006), avec des abondances en IPGE similaires tout le long de la section mantellique. Ils contrastent avec le profil type d'une péridotite résiduelle appauvrie (cf. Chapitre IV) (Fig. IV. 5), qui a des teneurs plus faibles en Pt, Pd et Re. Globalement, leurs spectres en HSE tombent dans la gamme des valeurs obtenues pour les harzburgites de la section mantellique principale du massif de Wadi Tayin analysées par Hanghøj et al. (2010) (Fig. V. 13a et X. 3a), même si les teneurs élevées en Pd de beaucoup de leurs échantillons ne sont pas reproduites dans notre étude. Les teneurs en Re de nos harzburgites sont assez variables, et plusieurs d'entre elles montrent un appauvrissement en Pd. Si ces derniers échantillons sont exclus, les profils sont plutôt uniformes et comparables à ceux du manteau du diapir de Maqсад (Lorand et al., 2009) (Fig. V. 13a) et de l'estimation de la composition du PUM de Becker et al. (2006), bien que les harzburgites aient subi des taux de fusion partielle élevés. Ces spectres en HSE semblables à celui du PUM pourraient être attribués à:

- des traces de sulfures résiduels dans les échantillons qui piègent les HSE;
- une percolation de liquides enrichis en HSE incompatibles au travers de la harzburgite encaissante, comme proposée par Lorand et al. (2009), qui précipitent des sulfures de Cu et de Ni enrichis en PPGE, augmentant ainsi les teneurs des harzburgites en ces éléments.

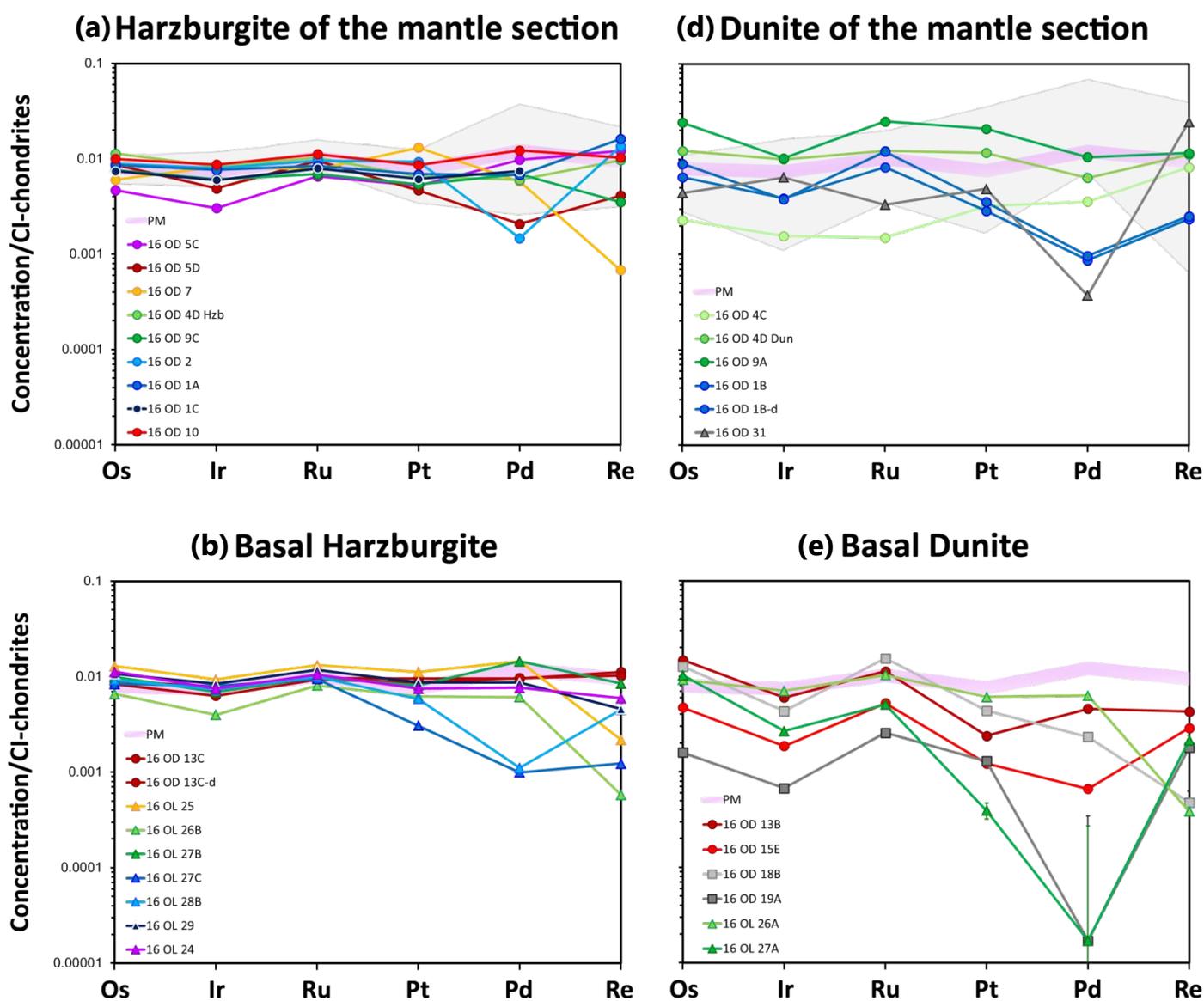
En effet, au fur et à mesure qu'un liquide silicaté cristallise des minéraux silicatés, sa concentration en soufre augmente jusqu'à atteindre sa limite de saturation en soufre. Un liquide sulfuré se forme ainsi une fois cette limite atteinte. Hautement chalcophiles, les HSE se concentrent dans le liquide sulfuré. Lorsque ce liquide percole dans les roches mantelliques, des sulfures peuvent être ajoutés avec les HSE incompatibles aux péridotites et participer à leur enrichissement en Pt, Pd et Re.

Quelques harzburgites montrent un appauvrissement en Pd et parfois en Pt (et Re) (Table X. 1 et Fig. X. 3a-b), comme souvent observé dans les péridotites abyssales et ophiolitiques (cf. synthèse de Becker and Dale (2016)). Ces appauvrissements peuvent être plus marqués dans la section basale, même s'il faut éviter de trop généraliser, vu le nombre limité d'échantillons. Quatre harzburgites, deux de la section basale (16OL27C et 16OL28B) et deux de la section principale (16OD5D et 16OD2), sont très appauvries en Pd (0.58 et 0.65 ppb pour la base; 1.22 et 0.87 pour la MMS). Trois de ces échantillons sont également très peu radiogéniques

$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1131$ et 0.1163 pour la base; 0.1133 pour l'échantillon 16OD5D de la MMS) (Fig. X. 4a-b). Cette corrélation indique la signature d'anciens événements d'appauvrissement en Pd (et Pt), qui ne sont pas liés à la mise en place de l'ophiolite, et qui dateraient d'environ 1-2 milliard d'années. De tels événements ont aussi été répertoriés au sein de harzburgites d'autres ophiolites (e.g. îles Shetlands - O'Driscoll et al. (2012, 2018), Taitao - Schulte et al. (2009), Leka - O'Driscoll et al. (2015); cf. Chapitre IV). Par contre, la signature de ces événements anciens a pu être effacée par des événements plus récents dans les autres harzburgites de cette étude comme mentionné ci-dessus, et le contenu en rhénium a été modifié récemment comme c'est souvent le cas.

L'échantillon 16OD5C, qui, pour rappel, correspond à une harzburgite appauvrie et imprégnée à plagioclase proche de la MTZ, contient de plus faibles teneurs en IPGE que le manteau primitif et les autres harzburgites (Fig. X. 3a). De plus, il présente un enrichissement en PPGE et en Re par rapport aux IPGE (Fig. X. 4a-b). Ces caractéristiques suggèrent que cette harzburgite a interagi avec des fractions importantes de liquides, qui ont d'abord enlevé une grande partie des sulfures résiduels, réduisant ainsi son contenu total en HSE, puis, ont précipité des phases sulfurées secondaires enrichies en HSE incompatibles.

Fig. X. 3. Profils de HSE normalisés aux chondrites CI (Harvey and Day, 2016) des harzburgites des sections mantelliques principale (a) et basale (b), et des dunites de la MTZ (c), de la section mantellique (d) et de la base (e) des massifs de Nakhl-Rustaq (cercles), Sumail (carrés) et de Wadi Tayin (triangles) de l'ophiolite d'Oman. Les abundances en HSE du manteau primitif supérieur (PUM) (Becker et al., 2006) sont aussi représentées. Dans (c) et (e), les barres d'erreur sont indiquées pour les échantillons très pauvres en Pd pour souligner les possibles valeurs maximales. Dans (b) et (d), sont montrés deux duplicatas de 16OD13C et 16OD1B respectivement. Dans (a) et (d), les données publiées des péridotites d'Oman figurent également en comparaison (zone grise): harzburgites (Hanghøj et al., 2010; Lorand et al., 2009) et dunites (Hanghøj et al., 2010) de la section mantellique.



1.2.2.2. Dunites

Les dunites ont des profils plus hétérogènes que les harzburgites, et souvent des abondances plus faibles en IPGE (Table X. 1 et Fig. X. 3c-e). Leurs spectres sont globalement comparables à ceux rencontrés dans les autres complexes ophiolitiques, tels des îles Shetlands (O'Driscoll et al., 2012, 2018) et de Leka (O'Driscoll et al., 2015) (cf. Chapitre IV). En général, une figure en forme de « V » est observée dans nos échantillons entre les IPGE Os-Ir-Ru, traduisant une plus forte teneur en Os et en Ru par rapport à celle en Ir. Cette figure est plus prononcée au sein des dunites, surtout dans la section basale où les dunites ont de très faibles rapports Ir/Ru et Ir/Os (Fig. X. 4c). De plus, une excellente corrélation entre les abondances en Ru et en Os est observée parmi les échantillons et s'étend jusqu'à la dunite 16OD9A, très riche en HSE (Fig. X. 4d). Tous ces éléments suggèrent la précipitation et/ou l'exsolution de minéraux résiduels riches en Os et Ru, tels que la laurite RuS_2 et l'erlichmanite OsS_2 , après la perte des sulfures de métaux de base (BMS) ou lorsqu'ils sont présents en infimes traces (Fonseca et al., 2012).

1.2.2.2.1. **Dunites de la section basale**

Les dunites basales (Fig. X. 3e) sont généralement bien plus appauvries en HSE que leurs harzburgites associées (Fig. X. 3b). Ce type de profil appuie notre propos précédent sur leur origine résiduelle: elles résultent de l'interaction de la harzburgite encaissante avec une faible quantité de liquides de fusion, qui ont dissous l'orthopyroxène et les sulfures résiduels, diminuant dès lors son contenu total en HSE et formant des PGM riches en Os et Ru (Fig. X. 4c). Tout comme certaines harzburgites, la majorité des dunites de la section basale présente des appauvrissements parfois importants en Pd et moindres en Pt, mais plus marqués que dans les harzburgites. La signature d'anciens épisodes d'appauvrissement en Pd (et Pt) est également enregistrée au sein de trois dunites (16OD19A, 16OD15E et 16OL27A), qui sont les plus appauvries en Pd (0.20; 0.39 et 0.15 ppb) et ont des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ très faibles (0.1171; 0.1165 et 0.1255 respectivement) (Fig. X. 4a-b). En revanche, les dunites issues de la section mantellique principale et à proximité du Moho n'ont pas préservé cette signature, qui a été effacée par des événements plus récents de circulation intense de liquides et d'interaction avec la harzburgite encaissante, liés à l'accrétion de la croûte sus-jacente.

1.2.2.2. Dunites de la section mantellique principale

Parmi les veines et les bandes dunitiques de la section mantellique principale (Fig. X. 3d), de légères distinctions peuvent être établies entre les dunites imprégnées et les dunites pures. Les deux dunites imprégnées (16OD4C et 16OD4D Dun) présentent des profils en HSE assez plats. La dunite 16OD4C est caractérisée par des abondances en HSE faibles, dans la gamme de plusieurs des dunites basales, et comme la harzburgite imprégnée 16OD5C, plus élevées en PPGE et en Re qu'en IPGE (Fig. X. 4a-b). Cette dunite imprégnée à plagioclase et à clinopyroxène a aussi interagi avec d'importantes quantités de liquides, qui auraient d'abord lessivé tous les sulfures résiduels, et puis précipité des phases sulfurées secondaires enrichies en HSE incompatibles. L'autre dunite 16OD4D Dun, imprégnée uniquement en clinopyroxène, décrit quant à elle un profil assez plat en HSE proche de celui du manteau primitif et de la plupart des harzburgites de la section mantellique principale, à l'exception d'un léger appauvrissement en Pd. Ce type de profil suggérerait un appauvrissement en PPGE lors de la formation de la dunite, éventuellement suivi par l'ajout de phases enrichies en HSE et de clinopyroxène issus de liquides.

Quant aux dunites pures, elles décrivent des spectres assez variables, qu'elles forment des veines ou des bandes concordantes dans la section. La bande de dunite 16OD9A est toutefois particulière, comme nous l'avons vu dans le Chapitre IX. En plus d'avoir une composition isotopique en osmium très radiogénique, elle est très riche en HSE, surtout en Os, Ru et en Pt (Fig. X. 4d-e), bien que très peu de sulfures aient été observés dans sa lame mince au MEB. Son spectre présente un beau « V » en Os-Ir-Ru, suggérant la présence de laurite et/ou d'erlichmanite (Fig. X. 3d,4c). Sa forte teneur en Pt pourrait provenir de la précipitation d'un alliage en cet élément. Ses fortes abondances en HSE pourraient résulter d'une interaction avec un liquide exotique anormalement enrichi en HSE qui aurait augmenté son contenu total en ces éléments. L'origine d'un tel liquide n'est pas évidente, mais ce liquide semble provenir de la même source hautement radiogénique que les liquides qui ont affecté la MTZ. Hanghøj et al. (2010) ont également analysé une dunite très radiogénique (échantillon n°78) dans la section mantellique principale du massif de Wadi Tayin. Cette dunite présente une concentration assez normale en Os (~5 ppb) mais ses abondances en PGE augmentent considérablement de l'Os vers le Pd (cf. limite supérieure de la zone grise des dunites de Hanghøj et al. (2010) dans la Fig. X. 3d). L'autre bande de dunite 16OD31 est le seul échantillon qui montre un « V » inversé en Os-Ir-Ru (« Λ ») (Fig. X. 3d) et donc des rapports Ir/Ru et Ir/Os élevés; elle pourrait contenir un minéral riche en Ir, comme de l'irarsite IrAsS. Elle est très appauvrie en Pd et est la moins radiogénique des dunites de cette section ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1249$). Elle a aussi été enrichie en Re. Les profils des veines et des bandes dunitiques de la section mantellique principale diffèrent de ceux des dunites de Hanghøj et

al. (2010), qui appartiennent au même type de dunite et qui sont plus enrichies en Ir, Ru et en PPGE (Fig. V. 13b et X. 3d). La figure en forme de « V » en Os-Ir-Ru est assez peu visible au sein de ces dernières, et la plupart d'entre elles présentent, même, une figure inversée « Λ » comme la dunite 16OD31 (Fig. X. 4c). Hanghøj et al. (2010) avaient proposé que les enrichissements en Re, Pt et Pd des dunites pouvaient résulter d'une précipitation de sulfures secondaires à faible profondeur à partir de magmas saturés en soufre, et que des PGM pouvaient aussi renfermer une grande partie des HSE.

1.2.2.2.3. Dunites de la MTZ

Les trois dunites de la MTZ analysées (Fig. X. 3c) présentent des abondances en HSE très variables, qui montrent qu'elles n'ont gardé aucune signature de la composition de la harzburgite dont elles sont issues, et que la MTZ est une zone de composition très hétérogène. Les dunites 18OK26 et 16OL11B ont les compositions isotopiques en osmium les plus radiogéniques et les teneurs en HSE les plus faibles de la MTZ (Fig. X. 4b,d-e). Bien que seuls trois échantillons de la MTZ aient été analysés pour les abondances en HSE, les données isotopiques et les concentrations en osmium des dunites de la MTZ semblent indiquer que les dunites 18OK26 et 16OL11B auraient interagi avec de plus grandes quantités de liquides que les autres dunites de la MTZ et le reste de la section mantellique. Au cours de ces interactions, la dunite pure 16OL11B a perdu quasiment tout son Pd. Quant à la dunite à clinopyroxène 18OK26, elle présente un enrichissement en Pd et Re et, comme de nombreuses dunites, surtout de la section basale, une figure en « V » en Os-Ir-Ru (Fig. X. 4c). La dunite imprégnée à plagioclase 16OL34B, moins radiogénique, a des abondances assez homogènes en IPGE et en Pt, et légèrement inférieures à celles du manteau primitif. Elle est modérément appauvrie en Pd et en Re.

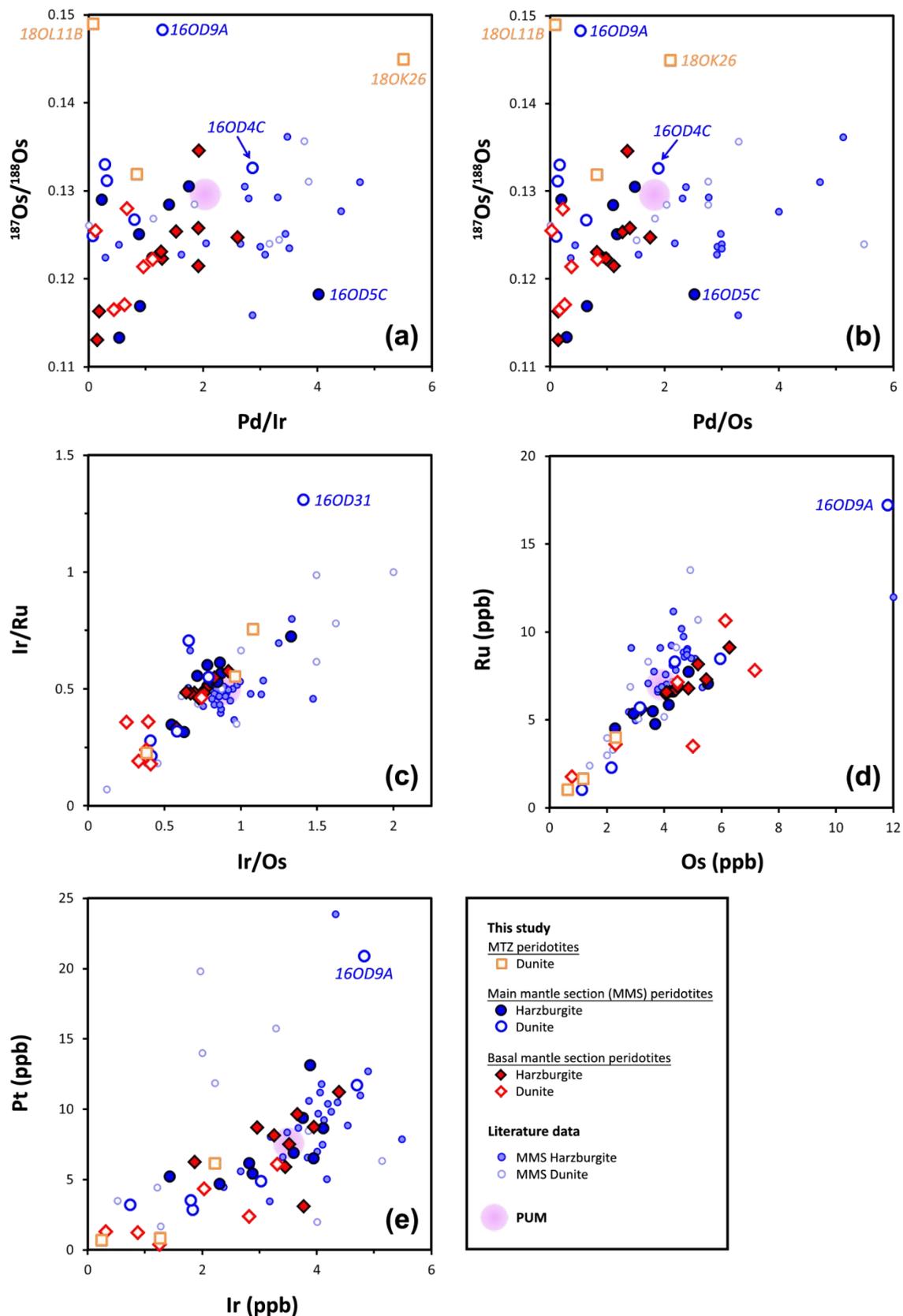


Fig. X. 4. Diagrammes bivariants des abondances en HSE et des compositions isotopiques en osmium des harzburgites et des dunites de l'ophiolite d'Oman: (a-b) $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initial (à 95 Ma) vs. Pd/Ir (a) et Pd/Os (b); (c) Ir/Ru vs. Ir/Os; (d) [Ru] vs. [Os]; et (e) [Pt] vs. [Ir]. Les abondances en HSE et le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ du manteau primitif supérieur (PUM) (Becker et al., 2006; Meisel et al., 2001) sont aussi représentés. Les données publiées des péridotites d'Oman figurent également en comparaison: harzburgites (Hanghøj et al., 2010) et dunites (Hanghøj et al., 2010) de la section mantellique.

1.2.2.3. Paires harzburgite/dunite

La Fig. X. 5 reprend les spectres en HSE des paires harzburgite/dunite analysées. Dans tous ces cas, la dunite et l'harzburgite étaient séparées de moins d'un mètre de distance. Comme mentionné précédemment, les dunités basales auraient enregistré des interactions limitées avec des liquides, qui n'étaient pas suffisantes pour modifier leurs rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Dans la Fig. X. 5e, la dunite 16OL26A décrit un spectre quasi identique à celui de sa harzburgite encaissante, et les deux lithologies montrent un léger appauvrissement en Pd. Ces observations suggèrent que la réaction liquide-roche, qui a transformé la harzburgite en dunite, a été suffisamment efficace pour enlever les orthopyroxènes de la harzburgite, mais, qu'elle y a néanmoins laissé quelques sulfures capables de retenir les PGE. Si la réaction liquide-roche avait continué, la dunite aurait atteint une composition légèrement à fortement, voire complètement, appauvrie en Pd, comme illustrée dans les Fig. X. 5d (16OD13B) et 5f (16OL27A). Les trois dunités basales présentent également des figures en « V » au niveau des IPGE Os-Ir-Ru, de plus en plus marquées de la dunite 16OL26A à la dunite 16OL27A en passant par la dunite à 16OD13B. Ces structures en « V » suggèrent que les sulfures seraient presque tous partis, et que des PGM (e.g. laurite et erlichmanite) se seraient formés. Cependant, les différences observées entre les trois dunités de la section basale ne pourraient pas être uniquement attribuées à l'intensité de l'interaction liquide-roche; elles seraient sans doute également liées aux variations originelles que les harzburgites encaissantes ont subies avant d'être transformées en dunite. Par exemple, la harzburgite 16OD13C (Fig. X. 5d) contenait plus de Pd au départ que 16OL27B (Fig. X. 5f).

Dans la section mantellique principale, les dunités ont des compositions isotopiques en Os nettement plus radiogéniques que celles des harzburgites avoisinantes, témoignant d'une histoire plus complexe que dans la section basale. La dunite 16OD1B a un spectre assez classique avec une figure en « V » en Os-Ir-Ru et un appauvrissement en Pd (Fig. X. 5c). Pour les deux autres dunités 16OD4D Dun et 16OD9A (Fig. X. 5a-b), les liquides, avec lesquels elles ont interagi, auraient ajouté des phases riches en HSE dans ces dunités et auraient modifié leurs compositions isotopiques en Os.

Sur la base des quelques données dont nous disposons, nous pouvons proposer un modèle pour expliquer les compositions en HSE des dunités des sections mantelliques principale et basale: Tout au début, la harzburgite interagirait avec des liquides qui dissolvent ses orthopyroxènes et forment de la dunite (16OL26A; Fig. X. 5e). Pendant cette interaction, la harzburgite perdrait progressivement ses sulfures; toutefois, quelques traces y résideraient et piègeraient les PGE. Une fois que ses sulfures aient été presque totalement épuisés, son Pd commencerait aussi à partir, tandis que les autres PGE, notamment les IPGE, y resteraient, en partie grâce à la formation des PGM par exsolution des dernières phases sulfurées.

L'appauvrissement en Pd et la figure en forme de « V » en Os-Ir-Ru deviendraient de plus en plus marqués au cours de la réaction liquide-roche, comme observés dans certaines dunités basales (16OD13B et 16OL27B; Fig. X. 5d,f). Bien que le processus soit différent dans la section mantellique principale par la circulation de liquides via des veines, transportant de plus grandes quantités de liquides, il semblerait que la dunité soit aussi appauvrie en Pd au début de la réaction (16OD1B; Fig. X. 5c). Elle serait ensuite enrichie en des éléments issus des liquides, générant des spectres enrichis en HSE (voire très enrichis comme pour 16OD9A; Fig. X. 5b) et parfois assez similaires à celui de la harzburgite encaissante mais dérivés d'une toute autre histoire (16OD4D Dun; Fig. X. 5a).

Harzburgite/Dunite pairs

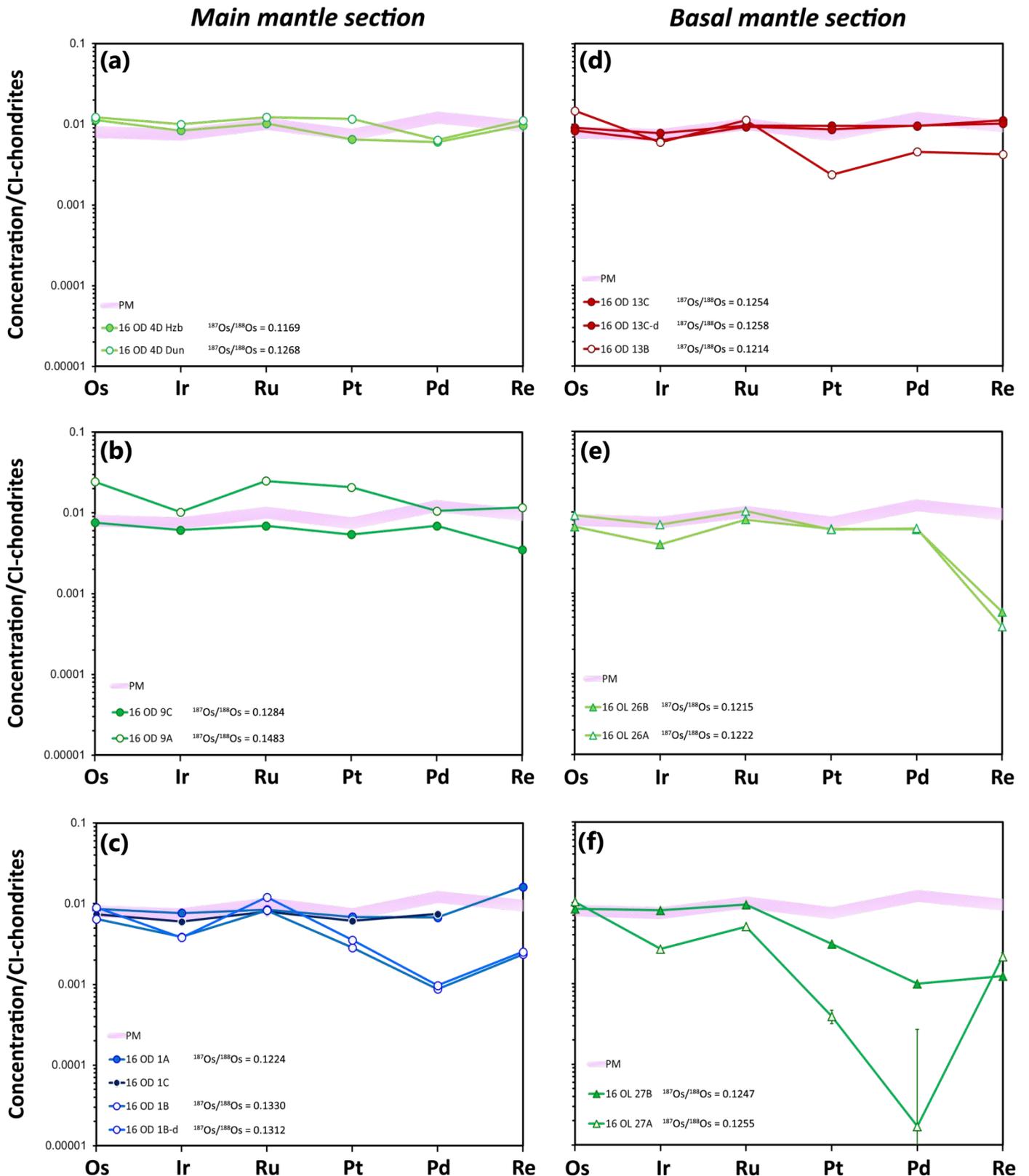


Fig. X. 5. Profils de HSE normalisés aux chondrites CI (Harvey and Day, 2016) des paires harzburgite/dunite (symboles pleins pour les harzburgites et vides pour les dunites) des sections mantelliques principale (a-c) et basale (d-f) des massifs de Nakhl-Rustaq (cercles) et de Wadi Tayin (triangles) de l'ophiolite d'Oman. Les rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{95\text{Ma}}$ des échantillons ainsi que les abondances en HSE du manteau primitif supérieur (Becker et al., 2006) sont aussi représentés. Dans (f), les barres d'erreur sont indiquées pour la dunite très pauvre en Pd.

1.3. Conclusions

En conclusion, les observations des lames minces de quelques échantillons au MEB ont révélé que ces derniers contenaient très peu de sulfures (de l'ordre de 10 à 100 μm). De plus, les sulfures présents sont essentiellement composés de fer et de nickel. Des sulfures secondaires riches en Cu ont pu être distingués dans certains échantillons et restent très minoritaires.

La plupart des harzburgites décrivent des profils en HSE assez proches de celui du manteau primitif (Becker et al., 2006), tout le long de la section mantellique, et contrastent avec le profil type d'une péridotite résiduelle appauvrie en PPGE et en Re. Certaines harzburgites présentent des appauvrissements variables en PPGE et en Re, similaires à ceux rencontrés dans les péridotites abyssales (cf. synthèse de Becker and Dale (2016)) et dans d'autres complexes ophiolitiques (e.g. Troodos - Büchl et al. (2002), îles Shetlands - O'Driscoll et al. (2012, 2018), Taitao - Schulte et al. (2009), Leka - O'Driscoll et al. (2015); cf. [Chapitre IV](#)). Les harzburgites les plus appauvries en Pd ont des rapports isotopiques $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ très faibles. Elles ont préservé la signature d'anciens événements de fusion partielle (~1-2 Ga) qui auraient appauvri le manteau en Pd (et Pt). Les appauvrissements en Pd de ces harzburgites ne sont ainsi pas liés à des processus magmatiques récents, comme l'accrétion de la lithosphère qui deviendra l'ophiolite. De telles signatures ont également été relevées dans d'autres complexes ophiolitiques (e.g. Troodos - Büchl et al. (2002, 2004), îles Shetlands - O'Driscoll et al. (2012, 2018), Taitao - Schulte et al. (2009), Leka - O'Driscoll et al. (2015); cf. [Chapitre IV](#)).

Contrairement à ce qu'on s'attendrait lors de réactions liquide-roche, les dunites de notre étude ne sont généralement pas enrichies en Pd. Elles sont même souvent plus appauvries en Pd qu'en Ir. Leurs abondances en Pd sont toutes inférieures à la valeur estimée pour le manteau primitif (Becker et al., 2006). Elles se distinguent à ce niveau des dunites de la section mantellique du massif de Wadi Tayin analysées par Hanghøj et al. (2010).

Les abondances en HSE des harzburgites et des dunites confirment la distinction chimique, mise en évidence par les isotopes de l'osmium couplés aux observations structurales, entre les dunites de l'unité basale et celles de la MTZ et de la section mantellique principale de l'ophiolite. Ces dunites ont enregistré des processus différents. De par leur faible interaction avec des liquides, la plupart des dunites basales ont préservé leur caractère résiduel et la signature d'événements anciens d'appauvrissement en éléments incompatibles. En revanche, les autres dunites de la section mantellique, et surtout celles à proximité du Moho, ont enregistré des réactions avec de grandes quantités de liquides qui ont effacé la signature des processus primaires qui les ont affectées, en remobilisant les HSE, surtout les plus incompatibles.

2. Éléments en traces incompatibles

2.1. Qualité et validation des données analytiques

Les concentrations en éléments en traces incompatibles des péridotites de la thèse ont été quantifiées par un étalonnage externe, réalisé par l'analyse de plusieurs solutions étalons dont la composition est connue, par Q-ICP-MS (cf. [Chapitre VIII](#)). Les données corrigées sont reportées dans la [Table X. 5](#) et dans les [Fig. X. 7-10](#).

Pour rappel, chaque mesure correspond à une moyenne de trois passages successifs d'analyse quasi-simultanée des éléments et sa précision est définie par son écart-type. Les incertitudes, figurant dans la [Table X. 6](#), ont été estimées en suivant la méthode de propagation d'erreur de Godard et al. (2000), qui prend en compte à la fois la précision des mesures (1) du blanc instrumental, (2) des blancs de chimie et (3) de l'analyse de l'échantillon. Les données obtenues ont été triées en éliminant:

- (1) les analyses dont les résultats étaient sous la limite de détection,
- (2) celles dont la contribution du blanc de chimie est supérieure à 70%, ou encore
- (3) celles qui ont des incertitudes supérieures à 50%.

Les analyses écartées ont été notées « non déterminé (n. d.) » dans les tables de données.

Les échantillons ont été analysés sur quatre sessions analytiques. Les trois premières se sont déroulées de manière successive et leurs échantillons ont été préparés chimiquement en même temps. C'est pourquoi, les blancs de chimie totaux de ces trois sessions n'ont pas été distingués entre eux dans la [Table X. 7](#).

Les compositions de cinq matériaux de référence de roche, DTS-2b (dunité), JP-1 (péridotite japonaise), UB-N (serpentine), BIR-1a (basalte islandais) et BHVO-2 (basalte hawaïen), ont aussi été mesurées lors des quatre sessions analytiques ([Table X. 8](#)). Les résultats obtenus sont globalement constants et dans la gamme des valeurs acceptées, issues de la base de données GeoRem (Jochum et al., 2005) (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de>) ([Table X. 8](#) et [Fig. X. 6](#)). Dans les rares cas où les valeurs sont très éloignées des données de référence, elles sont cohérentes avec les résultats précédents (e.g. Cs dans DTS-2b; [Fig. X. 6b](#)).

Des duplicatas ont été réalisés pour les échantillons 16OD1B et 16OL11B. Les résultats de ces duplicatas confirment généralement les concentrations obtenues lors des trois premières sessions d'analyse ([Table X. 5](#) et [Fig. X. 7-8](#)).

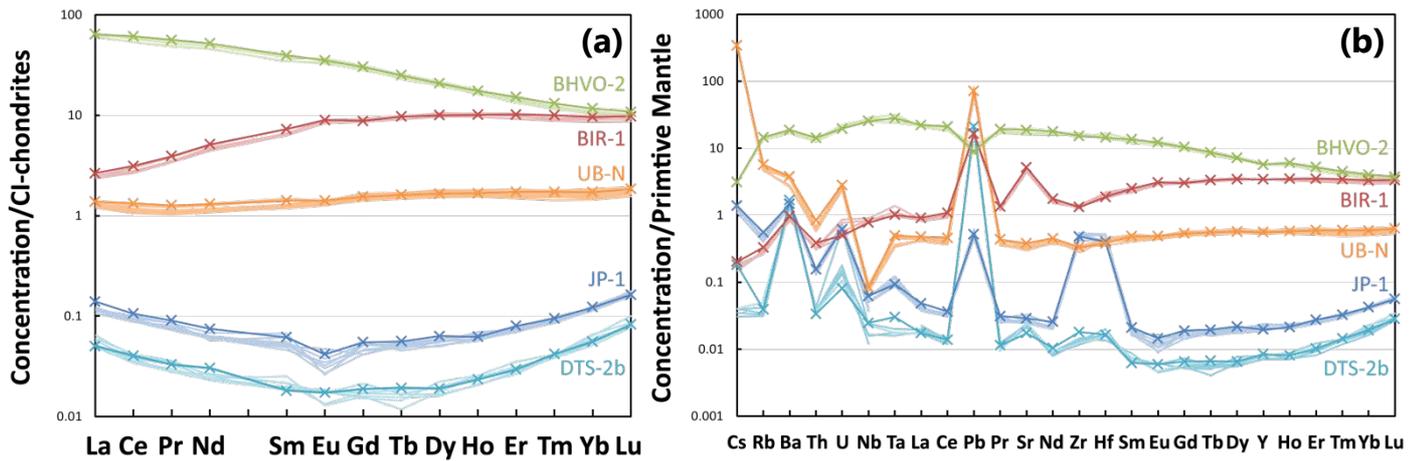


Fig. X. 6. Profils de terres rares (a) et multi-élémentaires (b) normalisés aux chondrites CI et au manteau primitif respectivement (Sun and McDonough, 1989) des standards BHVO-2, BIR-1a, UB-N, JP-1 et DTS-2b. Les valeurs de référence de ces standards, issues de la base de données GeoRem (Jochum et al., 2005) (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de>), sont également représentées (lignes plus foncées avec croix).

Un problème a été rencontré durant les trois premières sessions analytiques: des carbonatites particulièrement riches en éléments très incompatibles avaient été mesurées le jour précédant nos analyses. Malgré un nettoyage poussé de l'appareil et de nombreux rinçages, certains éléments, en particulier le Nb et le Ta, et dans une moindre mesure l'Hf et l'U, ont été affectés par un fort effet mémoire (Fig. X. 8). Ce dernier a diminué au cours des trois jours d'analyses et plusieurs échantillons ont alors été réanalysés, mais il a été très difficile d'obtenir des mesures satisfaisantes pour le Ta dans nos échantillons très appauvris.

Table X.5. Compositions en éléments en traces des péridotites étudiées d'Oman.

Echantillon	Massif	Zone du diapir	Lithologie	Paires Hzb/Dun	H	Période	(ppm)										(ppb)					
							Li	Sc	Ti	V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cd
<i>Péridotites de la Zone de Transition du Moho (MTZ)</i>																						
18 OK 19	Sumail (Maqsad)		harzburgite		0.01	3	0.94	8.51	38.9	41.5	838	98.6	1988	16.7	36.4	727	29.8	20106	108	21.4	n.d.	10.7
16 OL 11C	Wadi Tayin		harzburgite	16 OL 11B	0.00	2	1.27	13.0	43.5	54.3	821	96.2	1983	42.7	22.9	693	43.7	997	104	16.6	n.d.	31.6
10 OM 25	Sumail (Maqsad)		dunite pl-impr.		0.03	4	1.30	7.42	144	30.3	978	120	1930	5.53	46.0	1644	14.3	6232	430	270	7.24	n.d.
10 OM 45C	Sumail (Maqsad)		dunite pure		0.03	4	0.58	6.24	144	47.2	1110	144	2003	2.44	59.7	2074	19.2	904	116	78.4	11.8	n.d.
18 OK 26	Sumail (Maqsad)		dunite à cpx		0.04	3	0.25	3.77	116	15.5	783	104	2411	2.74	34.0	813	65.2	7477	271	622	15.8	8.26
16 OD 27A	Sumail (Maqsad)		dunite pure		0.01	4	0.50	4.97	49.2	34.2	968	127	2460	1.42	58.3	1692	22.2	2770	61.8	40.2	5.58	n.d.
18 OK 16A	Sumail (Maqsad)		dunite à cpx		0.05	4	1.36	5.05	86.7	35.2	901	129	2337	78.4	51.1	1869	18.0	1863	320	572	10.9	n.d.
07 OD 1	Sumail (Mansah)		dunite		0.05	4	1.14	4.76	79.9	44.7	939	120	2271	8.61	53.0	1552	47.4	85.1	54.2	77.4	10.5	n.d.
16 OL 11B	Wadi Tayin		dunite pure	16 OL 11C	0.00	2	0.15	4.92	8.68	10.1	877	116	2272	3.21	28.2	144	4.15	1000	30.3	17.3	n.d.	6.42
16 OL 11B-d					4	4	0.24	5.53	9.19	12.4	953	128	2588	2.86	46.4	205	6.05	1200	34.1	25.2	5.44	n.d.
16 OL 34B	Wadi Tayin		dunite pl/px-impr. / troctolite		0.03	3	4.42	3.23	47.3	15.7	741	91.3	1638	2.86	34.8	3316	20.8	27121	177	141	31.5	12.0
<i>Péridotites de la section mantellique principale (MMS)</i>																						
16 OD 5C	Nakhl-Rustaq		harzburgite app. pl-impr.		0.01	1	0.68	6.64	166	29.4	1042	121	2128	31.1	50.7	701	22.5	2148	372	251	4.56	17.0
16 OD 5D	Nakhl-Rustaq		harzburgite		0.01	1	0.92	8.75	74.8	39.6	818	102	2120	4.67	38.0	728	17.3	475	149	77.4	19.5	11.7
16 OD 7	Nakhl-Rustaq		harzburgite		0.05	1	0.84	10.0	32.7	39.0	911	112	2237	7.11	40.7	666	9.81	9511	76.7	34.2	n.d.	13.3
16 OD 4D Hzb	Nakhl-Rustaq		harzburgite	16 OD 4D Dun	0.07	2	0.65	12.4	164	37.5	1009	106	1832	10.2	32.8	770	7.80	5307	465	268	n.d.	16.1
16 OD 9C	Nakhl-Rustaq		harzburgite	16 OD 9A	0.09	1	0.60	9.91	25.7	40.6	873	106	2147	6.88	37.2	543	14.2	321	57.8	48.7	21.8	10.2
16 OD 2	Nakhl-Rustaq		harzburgite		0.24	1	0.59	12.9	71.3	58.6	970	111	2231	23.7	41.1	863	31.8	1653	206	234	34.3	14.3
16 OD 1A	Nakhl-Rustaq		harzburgite	16 OD 1B	0.34	2	0.78	8.90	44.0	35.7	815	104	2040	5.34	29.4	689	12.1	3383	149	87.9	n.d.	10.1
16 OD 1C	Nakhl-Rustaq		harzburgite	16 OD 1B	0.34	2	0.74	10.9	41.9	40.5	923	108	2125	11.0	31.5	711	19.3	400	106	70.8	10.4	19.4
16 OD 10	Nakhl-Rustaq		harzburgite		0.42	1	1.33	11.2	74.2	48.9	871	104	2099	24.6	37.6	883	16.0	8090	280	119	n.d.	13.2
16 OD 12	Nakhl-Rustaq		harzburgite		0.48	1	1.09	10.9	58.6	52.7	892	105	2085	22.6	41.8	939	26.0	9173	213	12.6	n.d.	14.3
18 OK 5	Sumail (Maqsad)	externe	harzburgite		0.58	3	1.05	7.41	82.1	36.6	917	121	2405	3.41	43.0	795	45.2	4896	133	70.9	1.46	6.01
18 OK 4	Sumail (Maqsad)	externe	harzburgite		0.54	3	0.78	8.64	35.0	38.0	875	108	2186	11.3	39.2	643	23.5	5770	91.7	30.6	4.24	12.0
18 OK 2	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite		0.57	3	0.57	10.8	41.5	47.1	959	114	2187	23.4	44.7	706	23.4	1551	156	55.7	2.60	12.2
18 OK 8	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite		0.42	3	0.76	10.3	31.0	47.8	940	111	2202	15.1	38.6	703	19.1	5511	65.6	24.3	3.35	10.7
18 OK 10A	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite		0.37	3	0.60	8.27	23.8	38.0	839	105	2151	12.5	36.3	593	21.5	675	61.2	40.7	5.54	10.4
18 OK 13	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite		0.26	3	0.54	9.72	24.8	46.1	903	102	1959	15.6	36.9	617	14.8	781	78.0	9.60	n.d.	12.8
18 OK 14A	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite		0.16	3	0.55	9.02	23.1	43.6	787	92.0	1790	23.5	34.4	645	10.3	2554	76.1	18.4	1.42	23.2
11 OD 15A	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite		0.28	4	0.99	8.65	59.9	37.0	885	116	2456	6.78	47.5	795	19.3	1461	99.1	25.9	5.66	n.d.
07 OD 24	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite		0.25	4	0.87	10.9	25.0	45.8	805	101	2174	43.7	39.8	700	16.6	1483	93.2	40.8	4.17	n.d.
07 OD 27B	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite		0.34	4	0.55	10.4	22.6	44.1	811	103	2006	15.6	36.8	633	6.69	7207	89.5	44.5	6.39	n.d.
16 OD 4C	Nakhl-Rustaq		dunite pl/cpx-impr. (veine)		0.07	1	1.14	4.43	146	41.5	874	107	1894	18.1	51.6	1298	4.92	8161	211	411	n.d.	14.0
16 OD 4D Dun	Nakhl-Rustaq		dunite cpx-impr. (veine)	16 OD 4D Hzb	0.07	1	0.42	6.40	97.7	23.2	857	102	1833	13.6	39.0	530	n.d.	2192	327	194	n.d.	13.8
16 OD 9A	Nakhl-Rustaq		dunite pure (bande)	16 OD 9C	0.09	1	0.29	4.50	10.6	26.1	894	124	2548	1.24	50.4	470	27.0	373	28.3	36.6	n.d.	8.62
16 OD 1B	Nakhl-Rustaq		dunite à px (veine)	16 OD 1A	0.34	1	0.48	4.26	44.4	19.9	907	115	2234	10.4	43.7	851	n.d.	583	91.4	33.5	n.d.	13.4
16 OD 1B-d					4	4	0.56	4.64	38.7	20.8	900	115	2383	10.3	47.9	889	5.19	657	82.7	39.8	n.d.	n.d.
16 OD 31	Wadi Tayin		dunite à px (bande)		0.12	4	0.41	4.33	7.35	9.83	785	114	2376	0.96	36.1	137	6.00	210	41.4	16.5	n.d.	n.d.

Table X.5. Compositions en éléments en traces des péridotites étudiées d'Oman (suite).

Echantillon	Lithologie	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	Th/U
<i>Péridotites de la Zone de Transition du Moho (MTZ)</i>																							
18 OK 19	harzburgite	29.3	137	1.13	2.21	0.35	1.55	0.97	n.d.	2.28	0.89	11.7	4.15	16.2	3.66	32.3	6.74	0.95	0.12	109	0.55	0.60	0.92
16 OL 11C	harzburgite	38.7	134	7.84	15.5	2.18	6.72	n.d.	1.29	2.33	0.75	10.1	3.44	17.2	3.67	35.2	7.05	n.d.	n.d.	923	1.02	1.12	0.91
10 OM 25	dunite pl-impr.	3.11	342	12.9	42.3	8.42	52.7	26.5	15.9	47.5	9.21	67.9	16.3	50.3	8.30	65.3	12.1	14.3	0.48	330	1.15	19.0	0.06
10 OM 45C	dunite pure	n.d.	93.7	5.67	13.2	1.67	9.06	3.05	1.15	6.34	1.26	13.0	3.94	17.7	3.66	33.6	7.00	2.77	0.54	n.d.	0.75	2.21	0.34
18 OK 26	dunite à cpx	8.49	166	26.5	69.8	12.1	65.3	22.9	6.41	32.8	5.88	43.4	9.94	29.9	5.22	40.2	7.77	20.2	1.45	1947	5.02	2.86	1.76
16 OD 27A	dunite pure	1.47	96.6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.36	n.d.	1.79	0.49	6.95	2.38	9.52	2.21	20.1	4.87	1.68	n.d.	651	n.d.	0.27	-
18 OK 16A	dunite à cpx	0.86	256	15.0	43.9	8.32	50.5	18.7	7.51	34.9	6.49	51.1	12.3	39.3	6.19	44.8	8.76	23.6	0.51	n.d.	1.28	0.99	1.28
07 OD 1	dunite	12.5	62.9	14.6	38.7	2.62	9.42	2.15	0.70	2.77	0.69	7.79	2.15	9.23	1.93	17.8	3.98	2.62	0.27	n.d.	1.64	1.17	1.40
16 OL 11B	dunite pure	1.48	125	4.04	6.58	0.72	4.49	0.90	0.61	1.75	0.26	3.31	0.97	4.35	0.97	12.0	2.63	n.d.	n.d.	n.d.	0.55	1.71	0.32
16 OL 11B-d		1.28	125	3.50	6.59	0.89	3.62	0.96	0.37	2.51	0.37	3.16	1.26	4.97	1.11	11.6	2.88	0.60	0.28	n.d.	0.40	0.58	0.69
16 OL 34B	dunite pl/px-impr. / troctolite	12.0	745	8.11	15.6	2.63	13.7	8.19	15.1	16.2	3.42	26.7	6.57	21.2	3.64	28.5	5.21	8.38	n.d.	15.3	2.17	4.96	0.44
<i>Péridotites de la section mantellique principale (MMS)</i>																							
16 OD 5C	harzburgite app. pl-impr.	1.31	226	8.38	20.9	3.87	23.2	11.8	5.87	25.1	5.51	46.3	12.0	38.5	7.01	57.6	10.5	9.85	n.d.	124	0.92	7.10	0.13
16 OD 5D	harzburgite	1.37	88.8	26.6	51.3	6.19	20.9	3.27	n.d.	3.39	1.12	12.3	4.63	19.3	3.99	35.7	7.08	3.12	n.d.	835	22.8	20.4	1.12
16 OD 7	harzburgite	2.19	307	4.75	7.79	1.03	3.84	1.14	n.d.	1.32	0.51	6.30	2.32	10.9	2.72	27.3	5.70	1.40	n.d.	86.6	1.17	6.45	0.18
16 OD 4D Hzb	harzburgite	1.31	159	10.7	29.2	5.58	31.0	16.5	7.68	32.2	7.83	61.9	17.1	54.5	9.62	76.3	13.1	9.89	n.d.	n.d.	0.61	1.14	0.54
16 OD 9C	harzburgite	6.49	88.2	6.67	12.1	1.26	4.09	0.99	n.d.	1.23	0.32	4.68	1.82	9.20	2.40	22.2	4.64	2.58	n.d.	139	1.56	10.6	0.15
16 OD 2	harzburgite	2.78	425	11.7	22.0	2.48	9.87	2.62	1.30	6.02	1.81	20.6	6.59	25.3	4.75	42.5	8.29	8.93	n.d.	606	4.23	19.1	0.22
16 OD 1A	harzburgite	3.68	249	4.62	9.78	1.66	8.18	4.23	1.13	7.76	1.69	17.8	5.24	18.5	4.44	36.7	7.43	2.60	0.40	n.d.	0.78	1.07	0.73
16 OD 1C	harzburgite	7.72	48.9	4.85	8.91	1.14	5.19	1.51	0.54	2.82	0.81	9.76	3.53	16.3	3.77	32.6	6.98	3.33	n.d.	109	0.95	1.38	0.69
16 OD 10	harzburgite	1.57	137	8.87	16.6	2.12	9.15	3.26	1.37	11.0	3.22	34.3	9.88	35.2	6.54	54.4	10.1	3.73	n.d.	5660	5.23	5.97	0.87
16 OD 12	harzburgite	6.99	194	4.36	6.21	0.71	2.64	1.45	n.d.	5.57	2.18	22.5	7.43	29.0	5.74	47.8	9.34	0.75	n.d.	124	1.00	2.54	0.39
18 OK 5	harzburgite	24.2	78.8	3.11	7.13	1.21	5.64	2.55	1.50	4.99	1.47	16.4	4.71	18.8	3.69	32.5	6.43	2.62	0.16	106	0.77	1.16	0.67
18 OK 4	harzburgite	2.24	332	4.20	6.70	0.94	3.26	1.14	n.d.	2.14	0.70	8.84	3.29	14.9	3.34	30.4	6.40	1.17	0.42	2133	1.85	5.62	0.33
18 OK 2	harzburgite	6.52	111	4.64	9.61	1.49	8.45	4.08	1.84	8.61	2.19	21.0	6.00	21.6	4.24	36.6	6.98	2.72	0.22	117	1.35	1.85	0.73
18 OK 8	harzburgite	4.50	111	2.59	4.55	0.67	2.31	0.70	n.d.	0.82	0.37	6.05	2.32	10.6	2.44	25.3	5.51	1.03	0.27	832	1.20	1.11	1.08
18 OK 10A	harzburgite	6.81	49.6	3.19	6.01	0.88	2.42	0.94	n.d.	1.08	0.36	5.12	2.12	10.5	2.57	24.8	5.41	1.32	0.47	2031	1.69	1.51	1.12
18 OK 13	harzburgite	11.6	78.4	1.55	2.76	0.33	1.16	0.62	n.d.	0.76	0.52	8.04	2.93	12.5	2.86	26.4	5.72	0.46	0.09	146	0.85	0.64	1.33
18 OK 14A	harzburgite	5.28	49.0	3.71	6.41	0.74	3.21	0.91	n.d.	1.38	0.45	7.15	2.74	12.3	2.74	27.7	5.74	0.55	0.06	249	1.02	0.85	1.20
11 OD 15A	harzburgite	7.06	135	7.98	10.7	0.00	6.91	1.69	1.42	1.84	0.66	9.59	3.73	17.0	4.05	37.2	7.77	0.92	0.40	718	1.38	3.92	0.35
07 OD 24	harzburgite	20.4	428	3.63	7.16	0.76	2.62	0.87	0.80	2.59	0.76	9.38	3.39	15.3	3.57	31.8	6.74	1.32	n.d.	995	0.82	0.51	1.59
07 OD 27B	harzburgite	0.56	444	9.39	15.9	2.40	9.58	2.68	0.89	4.64	0.98	10.5	3.62	14.6	3.38	31.1	6.92	1.74	n.d.	n.d.	1.12	23.2	0.05
16 OD 4C	dunite pl/cpx-impr. (veine)	1.79	439	23.9	48.8	7.05	35.9	11.7	8.87	21.6	4.36	31.3	8.37	26.7	4.58	37.6	7.38	12.9	n.d.	n.d.	0.78	18.3	0.04
16 OD 4D Dun	dunite cpx-impr. (veine)	n.d.	152	9.27	25.4	4.51	27.3	14.7	7.05	29.5	6.09	52.3	12.7	39.1	6.84	51.4	9.42	7.13	n.d.	26.8	n.d.	1.52	-
16 OD 9A	dunite pure (bande)	2.17	97.9	9.81	18.7	2.47	8.65	2.48	n.d.	2.06	0.36	3.48	0.94	4.03	0.90	9.65	2.35	0.99	n.d.	844	3.32	8.02	0.41
16 OD 1B	dunite à px (veine)	0.71	82.9	1.99	4.73	0.85	3.76	1.46	n.d.	4.13	1.07	10.5	3.31	12.9	2.78	25.3	5.44	1.80	n.d.	51.1	n.d.	2.39	-
16 OD 1B-d		0.94	84.7	1.65	3.49	0.60	2.72	1.41	0.65	3.91	0.88	9.21	3.29	14.2	2.92	26.6	6.20	1.84	n.d.	n.d.	0.31	0.86	0.36
16 OD 31	dunite à px (bande)	4.94	n.d.	3.46	8.35	1.13	5.22	2.04	0.24	2.32	0.52	4.44	1.37	6.86	1.51	16.6	3.85	0.46	n.d.	n.d.	0.34	1.06	0.32

Table X.5. Compositions en éléments en traces des péridotites étudiées d'Oman (suite).

Echantillon	Massif	Zone du diapir	Lithologie	Paires Hzb/Dun	H	Période	(ppm)										(ppb)						
							Li	Sc	Ti	V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cd	
<i>Péridotites basales</i>																							
16 OD 13C	Nakhl-Rustaq		harzburgite	16 OD 13B	0.64	2	0.75	7.86	23.4	31.6	841	106	2150	19.3	27.5	446	14.9	17442	45.1	21.7	n.d.	7.51	
16 OD 16	Nakhl-Rustaq		harzburgite		0.80	1	0.48	10.6	88.1	50.8	815	98.2	1981	20.0	36.0	1007	12.4	842	375	19.0	n.d.	15.2	
16 OD 15A	Nakhl-Rustaq		harzburgite		0.93	1	0.77	12.8	98.7	49.6	870	101	1949	37.4	37.5	674	73.9	1330	366	325	16.9	15.5	
16 OD 19B	Sumail		harzburgite	16 OD 19A	0.95	1	0.74	9.31	20.3	44.3	793	94.6	1894	17.4	33.1	421	41.9	1305	19.1	8.59	n.d.	10.4	
16 OL 25	Wadi Tayin		harzburgite		0.72	2	0.94	8.15	40.6	36.0	836	99.0	1765	1.25	29.3	555	34.7	1523	62.4	19.0	n.d.	7.84	
16 OL 26B	Wadi Tayin		harzburgite	16 OL 26A	0.72	3	0.55	5.97	67.8	24.6	887	117	2376	5.80	38.0	553	9.85	305	145	49.4	n.d.	8.99	
16 OL 27B	Wadi Tayin		harzburgite	16 OL 27A	0.78	2	0.74	10.8	99.2	40.7	846	95.7	1908	19.8	25.1	855	14.2	597	410	32.9	n.d.	14.1	
16 OL 27C	Wadi Tayin		harzburgite		0.78	3	0.62	6.02	96.0	27.0	813	107	2176	4.81	36.7	653	11.5	287	240	83.2	n.d.	9.77	
16 OL 28B	Wadi Tayin		harzburgite à cpx		0.86	3	0.70	6.62	59.0	22.1	905	118	2289	1.27	38.0	484	13.0	361	92.4	15.8	n.d.	9.32	
16 OL 29	Wadi Tayin		harzburgite app. à cpx		0.87	3	1.18	11.6	107	59.8	962	109	2116	17.1	41.6	1309	37.7	4066	380	38.7	2.04	14.3	
16 OL 24	Wadi Tayin		harzburgite		0.88	2	0.55	8.60	38.5	32.5	803	97.5	1949	9.20	25.3	556	9.45	1713	99.2	21.1	n.d.	9.54	
16 OD 13B	Nakhl-Rustaq		dunite à px (bande)	16 OD 13C	0.64	1	0.36	2.69	14.6	12.1	658	103	2135	7.07	32.4	290	5.03	101	30.0	25.0	n.d.	8.05	
16 OD 15E	Nakhl-Rustaq		dunite à px (bande)		0.93	2	0.48	4.34	12.6	9.80	847	111	2116	5.47	29.4	147	4.16	203	27.0	34.0	n.d.	9.07	
16 OD 18B	Sumail		dunite à opx (bande)		0.97	2	0.75	4.95	14.7	18.6	809	106	2068	4.03	27.0	258	18.5	31232	32.1	15.4	n.d.	5.53	
16 OD 19A	Sumail		dunite pure (bande)		0.95	2	0.37	4.61	3.93	9.65	867	120	2283	3.01	24.8	87.3	n.d.	102	7.55	14.3	n.d.	6.28	
16 OL 26A	Wadi Tayin		dunite à px (bande)	16 OL 26B	0.72	2	0.24	5.11	35.9	19.0	776	99.1	1958	2.82	23.4	503	10.9	675	99.4	36.5	n.d.	11.7	
16 OL 27A	Wadi Tayin		dunite à px (bande)	16 OL 27B	0.78	3	0.35	3.50	33.4	11.8	916	116	2380	4.43	37.8	364	8.38	865	67.1	68.0	1.87	11.7	
18 OK 29B	Wadi Tayin		dunite (bande)		1.00	4	0.51	3.66	11.8	12.0	677	98.5	2144	2.25	31.7	226	9.80	153	36.5	11.2	n.d.	n.d.	

Echantillon	Lithologie																				Th/U		
		Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb		Th	U
16 OD 13C	harzburgite	2.10	611	2.05	2.34	0.46	n.d.	n.d.	n.d.	0.66	0.21	3.48	1.59	7.43	1.85	17.4	4.00	0.84	0.43	n.d.	0.48	0.78	0.62
16 OD 16	harzburgite	6.20	49.9	1.86	3.42	0.55	2.37	2.46	1.64	15.1	4.46	46.0	13.6	46.2	8.34	67.7	12.0	1.52	n.d.	163	0.96	2.59	0.37
16 OD 15A	harzburgite	9.54	180	7.89	15.3	2.25	10.7	9.83	4.19	27.3	6.30	51.4	13.2	40.4	6.49	50.0	8.45	10.4	n.d.	3894	4.47	8.39	0.53
16 OD 19B	harzburgite	16.2	66.2	1.72	2.47	0.43	1.61	0.29	n.d.	n.d.	0.12	1.82	0.70	3.57	1.00	12.0	2.63	0.51	n.d.	186	0.36	2.16	0.17
16 OL 25	harzburgite	18.2	115	2.87	n.d.	0.45	1.44	n.d.	0.46	1.87	0.70	8.23	2.37	10.7	2.11	19.1	3.97	0.82	n.d.	n.d.	0.59	0.75	0.78
16 OL 26B	harzburgite	3.89	52.7	1.16	2.66	0.56	3.70	2.92	1.43	8.59	2.22	20.4	5.55	19.4	3.59	30.1	5.67	3.77	0.12	n.d.	0.45	0.89	0.50
16 OL 27B	harzburgite	4.80	78.2	2.11	6.28	1.48	10.4	8.90	4.04	26.3	6.46	58.5	15.1	50.0	8.86	63.3	11.4	3.96	n.d.	n.d.	0.35	0.79	0.45
16 OL 27C	harzburgite	4.51	30.2	1.16	3.40	0.70	5.14	5.86	2.62	17.4	4.44	35.8	8.83	28.1	4.66	35.3	6.42	7.24	0.14	n.d.	0.36	0.77	0.47
16 OL 28B	harzburgite à cpx	13.2	52.0	1.20	2.10	0.31	1.55	0.90	n.d.	3.03	0.99	10.6	3.33	13.9	3.02	26.7	5.51	0.96	0.08	n.d.	0.61	0.67	0.91
16 OL 29	harzburgite app. à cpx	9.80	149	2.62	4.91	0.61	4.09	4.84	2.48	17.7	5.40	51.0	14.5	51.8	9.67	76.7	14.2	3.97	0.15	n.d.	0.66	1.55	0.42
16 OL 24	harzburgite	1.25	170	2.44	3.14	0.68	n.d.	1.02	0.46	3.26	1.01	12.1	4.00	15.5	3.32	29.9	5.53	0.94	n.d.	n.d.	0.60	0.94	0.64
16 OD 13B	dunite à px (bande)	n.d.	52.8	1.98	3.18	0.42	2.21	n.d.	n.d.	0.83	0.27	3.04	1.06	4.12	0.93	8.25	1.79	n.d.	n.d.	26.4	n.d.	1.62	-
16 OD 15E	dunite à px (bande)	1.55	50.4	3.53	5.85	0.77	3.13	1.10	n.d.	1.80	0.40	3.48	1.20	3.48	0.81	7.86	1.46	1.06	n.d.	55.9	0.78	2.94	0.27
16 OD 18B	dunite à opx (bande)	0.99	1446	1.75	n.d.	0.44	1.07	n.d.	n.d.	0.79	0.20	3.14	1.24	4.99	1.16	11.2	2.41	0.97	n.d.	n.d.	0.43	1.17	0.36
16 OD 19A	dunite pure (bande)	n.d.	n.d.	1.66	1.91	0.17	0.90	n.d.	n.d.	0.07	1.08	0.27	1.45	0.40	4.20	1.18	0.67	n.d.	n.d.	0.28	0.62	0.45	
16 OL 26A	dunite à px (bande)	3.50	53.8	4.25	6.80	0.58	n.d.	1.98	1.01	5.23	1.14	13.1	4.00	14.0	3.18	25.4	5.13	1.57	n.d.	n.d.	0.67	0.84	0.80
16 OL 27A	dunite à px (bande)	3.94	111	2.75	6.26	1.15	6.01	2.78	1.13	5.23	1.02	8.84	2.41	9.36	2.06	19.1	4.32	2.60	0.20	15.5	1.03	0.84	1.23
18 OK 29B	dunite (bande)	3.82	163	0.93	1.46	n.d.	n.d.	1.02	0.32	1.62	0.45	4.80	1.47	6.45	1.20	11.9	2.80	0.65	n.d.	n.d.	0.21	0.20	1.05

Les compositions en éléments en traces des roches totales ont été analysées au laboratoire Géosciences Montpellier (AETE-ISO, OSU OREME, Université de Montpellier, France) à l'aide d'un ICP-MS quadripolaire Agilent 7700x. Les échantillons appartenant à des paires harzburgite/dunite, récoltées à proximité (<1 mètre), sont indiqués. Pour chaque échantillon, une estimation approximative de sa hauteur dans la section mantellique (notée "H") a été réalisée par normalisation à la hauteur de la section totale, afin de comparer les échantillons de différentes coupes. Des duplicatas ont été réalisés pour plusieurs échantillons (notés "-d"). La période analytique est aussi renseignée.

Hzb = harzburgite; Dun = dunite; Dunite impr., dunite imprégnée; Harzburgite app., harzburgite appauvrie; Px = pyroxène; Opx = orthopyroxène; Cpx = clinopyroxène; Pl = plagioclase.

Table X.6. Incertitudes des compositions en éléments en traces des péridotites étudiées d'Oman.

Echantillon	Massif	Zone du diapir	Lithologie	H	Période	Li	Sc	Ti	V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cd
(ppb)																					
<i>Péridotites de la Zone de Transition du Moho (MTZ)</i>																					
18 OK 19	Sumail (Maqsad)		harzburgite	0.01	3	4.03	70.9	519	512	4260	625	16560	233	354	23.8	0.77	119	0.10	2.16	0.82	1.11
16 OL 11C	Wadi Tayin		harzburgite	0.00	2	47.9	222	1700	983	18834	1973	36777	470	8023	19.2	5.35	46.9	1.98	2.67	0.46	3.88
10 OM 25	Sumail (Maqsad)		dunite pl-impr.	0.03	4	7.54	139	3160	445	9011	1608	14766	80.1	1083	41.9	0.43	68.6	0.69	3.90	1.80	6.25
10 OM 45C	Sumail (Maqsad)		dunite pure	0.03	4	7.62	49.3	863	55.6	9575	1994	11577	41.7	874	58.1	1.64	5.90	3.17	1.41	2.32	10.4
18 OK 26	Sumail (Maqsad)		dunite à cpx	0.04	3	5.80	78.7	1497	120	6012	1173	28312	80.8	652	3.92	3.26	89.1	2.53	7.00	0.82	0.45
16 OD 27A	Sumail (Maqsad)		dunite pure	0.01	4	17.1	46.0	1127	183	8032	945	18121	73.1	1125	26.0	1.45	29.7	2.74	1.34	1.74	11.3
18 OK 16A	Sumail (Maqsad)		dunite à cpx	0.05	4	17.3	138	1781	646	16665	2909	30623	1607	1454	32.4	1.70	64.1	7.94	3.43	2.97	10.6
07 OD 1	Sumail (Mansah)		dunite	0.05	4	4.41	90.4	1225	1267	17170	1898	44878	159	1270	37.5	1.13	7.86	1.35	2.34	2.23	4.24
16 OL 11B	Wadi Tayin		dunite pure	0.00	2	3.87	189	834	81.3	14233	1985	42270	192	8026	15.9	2.41	15.7	3.38	3.02	0.46	2.52
16 OL 11B-d					4	6.44	15.8	457	171	13975	1377	28615	61.4	1012	19.1	0.46	22.2	0.80	0.90	2.00	11.3
16 OL 34B	Wadi Tayin		dunite pl/px-impr. / troctolite	0.03	3	29.4	32.2	1700	138	11478	1351	17020	107	408	56.1	2.06	70.0	0.88	16.1	0.82	1.07
<i>Péridotites de la section mantellique principale (MMS)</i>																					
16 OD 5C	Nakhl-Rustaq		harzburgite app. pl-impr.	0.01	1	9.58	21.7	1347	260	3114	818	5893	238	1606	45.0	1.70	33.9	5.02	6.05	0.31	0.76
16 OD 5D	Nakhl-Rustaq		harzburgite	0.01	1	11.5	80.6	1546	402	5617	615	6915	63.0	1591	3.79	1.41	8.57	0.63	2.41	0.31	0.71
16 OD 7	Nakhl-Rustaq		harzburgite	0.05	1	5.74	94.0	602	139	6179	1204	18853	67.1	1624	22.2	1.47	39.0	0.36	3.25	0.31	0.61
16 OD 4D Hzb	Nakhl-Rustaq		harzburgite	0.07	2	22.1	339	2073	739	3538	1789	22644	284	7990	32.0	0.63	148	14.5	14.0	0.46	1.45
16 OD 9C	Nakhl-Rustaq		harzburgite	0.09	1	3.29	116	139	360	8703	517	7526	68.4	1660	17.3	2.04	14.4	0.20	5.51	0.31	0.56
16 OD 2	Nakhl-Rustaq		harzburgite	0.24	1	12.2	197	1986	633	9642	1212	36416	220	1638	29.2	1.66	15.6	1.77	23.2	0.31	0.90
16 OD 1A	Nakhl-Rustaq		harzburgite	0.34	2	52.7	171	2212	22.6	3789	87	16637	185	8004	57.1	1.86	16.1	5.72	5.59	0.46	1.13
16 OD 1C	Nakhl-Rustaq		harzburgite	0.34	2	54.7	442	951	37.9	8841	545	4862	226	8021	24.9	4.36	15.3	1.38	9.01	0.46	0.80
16 OD 10	Nakhl-Rustaq		harzburgite	0.42	1	28.9	149	1061	734	7404	991	39349	393	1695	28.6	1.46	54.2	1.67	4.15	0.31	0.61
16 OD 12	Nakhl-Rustaq		harzburgite	0.48	1	10.1	124	1897	347	5761	819	11161	91.7	1619	18.1	2.39	33.3	2.25	1.23	0.31	0.51
18 OK 5	Sumail (Maqsad)	externe	harzburgite	0.58	3	18.7	82.8	924	201	2911	441	13579	79.3	466	21.2	1.43	56.6	1.44	2.37	0.82	0.61
18 OK 4	Sumail (Maqsad)	externe	harzburgite	0.54	3	13.4	72.0	358	286	2206	377	6676	219	403	20.0	1.45	16.2	1.08	1.26	0.82	1.01
18 OK 2	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite	0.57	3	10.4	178	430	464	14227	1241	24300	126	531	36.1	2.43	87.8	0.73	1.30	0.82	0.65
18 OK 8	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite	0.42	3	18.2	87.4	559	371	7139	1117	17628	176	623	21.1	1.12	60.4	1.26	1.80	0.82	0.50
18 OK 10A	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite	0.37	3	3.04	81.8	304	85.1	3644	390	9057	119	389	10.0	1.26	9.49	1.15	1.90	0.82	0.36
18 OK 13	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite	0.26	3	15.1	36.8	193	200	7622	890	17269	153	184	8.70	1.43	11.9	0.44	1.34	0.82	0.61
18 OK 14A	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite	0.16	3	5.81	98.4	133	397	4300	1314	14949	164	387	12.7	1.73	38.3	1.01	6.24	0.82	0.82
11 OD 15A	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite	0.28	4	27.5	212	1292	807	12763	1718	31461	321	1257	16.6	1.49	49.9	0.96	0.96	1.75	4.63
07 OD 24	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite	0.25	4	22.8	147	423	633	10758	558	23371	320	1036	26.2	1.67	10.2	1.93	1.96	1.72	4.99
07 OD 27B	Sumail (Maqsad)	interne	harzburgite	0.34	4	5.19	391	96.9	866	15214	2230	44649	451	1137	27.9	0.57	178	2.65	1.72	2.22	5.02
16 OD 4C	Nakhl-Rustaq		dunite pl/cpx-impr. (veine)	0.07	1	14.2	76	2261	305	3519	301	14235	96.0	1871	21.4	1.48	119	1.78	3.50	0.31	1.28
16 OD 4D Dun	Nakhl-Rustaq		dunite cpx-impr. (veine)	0.07	1	16.9	144	881	146	5950	554	13955	135	1615	14.4	2.12	29.7	5.73	5.69	0.31	0.25
16 OD 9A	Nakhl-Rustaq		dunite pure (bande)	0.09	1	1.50	89.7	282	408	12017	1461	28111	24	1685	3.17	2.44	14.3	0.23	4.14	0.31	0.26
16 OD 1B	Nakhl-Rustaq		dunite à px (veine)	0.34	1	21.4	107	656	89	10850	1954	16269	39.5	1648	57.6	1.50	30.2	0.88	1.43	0.31	3.12
16 OD 1B-d					4	2.94	119	778	228	9221	1263	22245	162	988	36.5	1.52	6.51	1.67	1.20	1.65	4.23
16 OD 31	Wadi Tayin		dunite à px (bande)	0.12	4	4.37	79.7	306	213	11139	1968	28883	41.9	1350	6.05	0.37	6.23	1.30	1.11	1.67	4.47

Table X.6. Incertitudes des compositions en éléments en traces des péridotites étudiées d'Oman (suite).

Echantillon	Lithologie	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
<i>Péridotites de la Zone de Transition du Moho (MTZ)</i>																						
18 OK 19	harzburgite	0.48	10.8	0.08	0.21	0.06	0.21	0.18	0.03	0.09	0.03	0.41	0.20	0.67	0.03	1.48	0.35	0.22	0.02	5.79	0.06	0.11
16 OL 11C	harzburgite	3.82	11.4	0.14	1.78	0.17	0.86	1.37	0.26	0.69	0.06	1.76	0.67	1.95	0.44	0.28	0.32	0.26	0.10	15.6	0.28	0.07
10 OM 25	dunite pl-impr.	0.21	8.36	0.56	1.63	0.49	3.30	0.61	0.30	1.01	0.26	1.69	0.32	3.34	0.34	3.49	0.21	0.56	0.14	52.4	0.09	0.24
10 OM 45C	dunite pure	0.21	9.88	0.55	0.89	0.19	1.13	0.84	0.05	1.03	0.09	0.59	0.10	0.45	0.26	1.09	0.17	0.29	0.14	52.3	0.03	0.11
18 OK 26	dunite à cpx	0.11	6.09	0.64	0.99	0.22	3.58	0.76	0.27	1.50	0.30	1.10	0.03	0.88	0.21	1.86	0.06	0.33	0.02	18.5	0.04	0.41
16 OD 27A	dunite pure	0.26	8.26	0.55	0.72	0.18	0.76	0.18	0.05	0.22	0.14	0.95	0.38	0.37	0.13	0.39	0.22	0.43	0.14	56.6	0.02	0.07
18 OK 16A	dunite à cpx	0.27	8.36	0.93	1.38	0.38	1.69	0.28	0.49	0.94	0.47	1.50	0.15	1.21	0.33	1.12	0.40	0.50	0.14	52.4	0.13	0.13
07 OD 1	dunite	0.92	8.43	0.69	0.74	0.26	0.88	0.39	0.19	0.30	0.06	0.81	0.15	1.00	0.17	0.57	0.35	0.36	0.14	52.3	0.16	0.19
16 OL 11B	dunite pure	0.67	11.5	0.31	1.04	0.17	0.98	0.43	0.34	1.01	0.04	0.75	0.23	0.68	0.18	1.26	0.45	0.37	0.10	5.26	0.18	0.32
16 OL 11B-d		0.30	8.44	0.58	0.74	0.19	0.76	0.35	0.14	0.37	0.09	0.53	0.29	0.30	0.09	0.48	0.04	0.16	0.14	52.3	0.02	0.08
16 OL 34B	dunite pl/px-impr. / troctolite	0.36	12.7	0.33	3.38	0.31	0.36	0.63	0.38	0.80	0.08	0.94	0.11	0.50	0.10	1.85	0.06	0.63	0.02	5.59	0.10	0.32
<i>Péridotites de la section mantellique principale (MMS)</i>																						
16 OD 5C	harzburgite app. pl-impr.	0.06	2.38	0.17	0.56	0.27	0.89	0.41	0.55	1.26	0.30	0.30	0.10	0.69	0.30	0.97	0.19	0.85	0.11	4.88	0.22	0.59
16 OD 5D	harzburgite	0.20	2.55	0.78	1.17	0.12	0.36	0.53	0.03	0.16	0.04	0.07	0.20	0.55	0.29	1.06	0.12	0.08	0.11	5.74	0.50	0.46
16 OD 7	harzburgite	0.38	7.09	0.19	0.49	0.03	0.73	0.48	0.03	0.23	0.07	0.27	0.12	0.40	0.08	1.18	0.39	0.41	0.11	4.95	0.17	0.52
16 OD 4D Hzb	harzburgite	0.61	14.0	0.48	1.64	0.45	1.49	1.85	0.54	0.89	0.46	2.04	0.44	3.19	0.50	2.98	0.12	1.19	0.10	5.94	0.20	0.13
16 OD 9C	harzburgite	0.58	5.26	0.29	0.31	0.12	0.10	0.24	0.03	0.29	0.04	0.06	0.05	0.98	0.15	0.51	0.07	0.54	0.11	4.98	0.23	0.56
16 OD 2	harzburgite	0.28	11.5	0.16	0.49	0.10	0.26	0.13	0.18	0.08	0.18	1.43	0.03	0.92	0.16	0.86	0.21	0.35	0.11	5.82	0.41	0.63
16 OD 1A	harzburgite	0.33	26.4	0.35	1.11	0.25	1.37	1.89	0.13	1.04	0.11	1.08	0.56	0.92	0.18	3.81	0.31	0.38	0.10	5.14	0.24	0.25
16 OD 1C	harzburgite	0.48	10.9	0.16	1.26	0.23	0.43	0.38	0.27	1.30	0.25	0.70	0.23	1.39	0.10	2.00	0.76	0.74	0.10	6.10	0.14	0.19
16 OD 10	harzburgite	0.29	11.0	0.43	0.42	0.13	1.87	1.06	0.26	1.23	0.20	1.89	0.46	1.04	0.13	3.44	0.20	0.48	0.11	29.5	0.24	0.10
16 OD 12	harzburgite	0.44	8.18	0.80	0.59	0.10	0.87	0.37	0.08	0.81	0.03	0.48	0.17	0.45	0.38	0.71	0.25	0.30	0.11	4.97	0.24	0.29
18 OK 5	harzburgite	1.05	7.53	0.18	0.22	0.06	0.33	0.28	0.09	0.71	0.08	0.69	0.15	0.43	0.16	0.56	0.13	0.34	0.02	5.74	0.02	0.10
18 OK 4	harzburgite	0.22	6.01	0.35	0.17	0.05	0.47	0.47	0.31	0.57	0.08	0.39	0.14	0.60	0.05	2.21	0.11	0.23	0.02	6.07	0.10	0.23
18 OK 2	harzburgite	0.31	18.4	0.13	0.17	0.05	0.49	0.18	0.06	0.17	0.05	0.60	0.04	0.55	0.22	0.80	0.01	0.32	0.02	10.9	0.12	0.14
18 OK 8	harzburgite	0.37	6.69	0.18	0.26	0.10	0.42	0.22	0.06	0.08	0.05	0.20	0.07	0.54	0.12	0.84	0.05	0.14	0.02	7.25	0.07	0.14
18 OK 10A	harzburgite	0.58	7.87	0.30	0.23	0.13	0.73	0.10	0.03	0.51	0.07	0.45	0.21	0.18	0.05	0.58	0.13	0.26	0.02	21.0	0.16	0.14
18 OK 13	harzburgite	0.15	5.28	0.14	0.18	0.04	0.25	0.31	0.03	0.23	0.08	0.26	0.20	0.04	0.11	0.59	0.15	0.12	0.02	5.80	0.08	0.12
18 OK 14A	harzburgite	0.40	6.03	0.24	0.17	0.09	0.50	0.23	0.02	0.28	0.02	0.24	0.05	0.47	0.09	0.71	0.11	0.09	0.02	6.98	0.11	0.21
11 OD 15A	harzburgite	0.71	9.79	0.67	0.95	0.33	1.14	0.23	0.39	0.31	0.16	0.86	0.09	0.40	0.24	3.31	0.15	0.24	0.14	56.4	0.15	0.17
07 OD 24	harzburgite	0.65	16.5	0.75	0.87	0.19	0.79	0.43	0.07	0.39	0.22	0.96	0.30	0.09	0.10	1.10	0.41	0.24	0.14	54.2	0.06	0.05
07 OD 27B	harzburgite	0.22	22.8	0.56	0.81	0.36	0.86	0.79	0.14	0.24	0.15	1.03	0.36	0.60	0.33	1.88	0.09	0.27	0.14	52.4	0.13	0.39
16 OD 4C	dunite pl/cpx-impr. (veine)	0.26	9.58	0.37	1.52	0.34	1.87	1.13	0.37	1.42	0.10	1.27	0.17	0.97	0.59	1.17	0.38	1.31	0.11	4.94	0.20	0.63
16 OD 4D Dun	dunite cpx-impr. (veine)	0.29	4.43	0.37	0.68	0.35	1.41	1.86	0.53	1.61	0.24	1.25	0.27	1.37	0.51	1.29	0.21	0.26	0.11	5.28	0.20	0.11
16 OD 9A	dunite pure (bande)	0.25	8.20	0.58	0.78	0.23	0.67	0.27	0.03	0.83	0.12	0.64	0.12	0.33	0.09	0.39	0.12	0.32	0.11	6.22	0.32	0.54
16 OD 1B	dunite à px (veine)	0.08	2.21	0.08	0.35	0.14	0.26	0.24	0.22	0.25	0.14	0.26	0.25	0.70	0.22	0.33	0.21	0.12	0.11	5.16	0.16	0.15
16 OD 1B-d		0.30	8.52	0.62	0.72	0.20	0.84	0.21	0.19	0.78	0.15	0.67	0.23	1.04	0.15	0.77	0.52	0.35	0.14	52.3	0.09	0.07
16 OD 31	dunite à px (bande)	0.37	8.15	0.67	0.76	0.24	0.91	0.44	0.06	0.17	0.15	0.32	0.33	0.46	0.10	1.77	0.33	0.13	0.14	52.3	0.06	0.09

Table X.6. Incertitudes des compositions en éléments en traces des péridotites étudiées d'Oman (suite).

Echantillon	Massif	Zone du diapir	Lithologie	H	Période	(ppb)															
						Li	Sc	Ti	V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cd
<i>Péridotites basales</i>																					
16 OD 13C	Nakhl-Rustaq		harzburgite	0.64	2	28.5	370	846	786	19308	2514	53819	540	8078	22.0	3.30	232	3.49	3.57	0.46	1.40
16 OD 16	Nakhl-Rustaq		harzburgite	0.80	1	4.26	56.1	637	26.1	4578	381	15696	37.2	1603	42.7	1.94	18.3	3.82	2.89	0.31	0.70
16 OD 15A	Nakhl-Rustaq		harzburgite	0.93	1	21.5	133	694	412	2088	285	11968	71.0	1641	9.00	3.26	26.2	1.60	6.00	0.31	1.01
16 OD 19B	Sumail		harzburgite	0.95	1	6.04	135	787	532	12698	1143	24833	194	1646	26.1	3.05	18.5	0.61	1.71	0.31	0.61
16 OL 25	Wadi Tayin		harzburgite	0.72	2	32.7	114	2683	1198	18216	2227	39763	188	8045	33.4	3.98	75.2	2.63	4.99	0.46	2.49
16 OL 26B	Wadi Tayin		harzburgite	0.72	3	5.99	33.8	223	190	5771	841	15539	79.1	258	16.8	1.77	10.2	0.57	2.32	0.82	0.99
16 OL 27B	Wadi Tayin		harzburgite	0.78	2	13.8	168	5287	684	13967	1410	35406	218	7986	15.9	1.22	75.4	5.83	3.17	0.46	1.18
16 OL 27C	Wadi Tayin		harzburgite	0.78	3	5.78	62.6	747	216	7249	370	15639	84.2	267	16.1	1.79	12.9	2.34	1.29	0.82	0.36
16 OL 28B	Wadi Tayin		harzburgite à cpx	0.86	3	5.74	36.5	124	54.5	3990	599	15593	76.8	300	12.6	1.75	16.5	0.38	1.73	0.82	0.56
16 OL 29	Wadi Tayin		harzburgite app. à cpx	0.87	3	7.68	122	393	579	3217	386	18409	103	501	9.97	2.06	25.6	3.07	1.70	0.82	0.87
16 OL 24	Wadi Tayin		harzburgite	0.88	2	11.8	232	3522	102	7485	754	5168	456	8066	33.2	4.27	87.3	3.48	4.85	0.46	0.65
16 OD 13B	Nakhl-Rustaq		dunite à px (bande)	0.64	1	3.04	41.0	730	98.7	3094	1133	7038	119	1592	17.1	2.35	6.46	0.92	2.76	0.31	0.71
16 OD 15E	Nakhl-Rustaq		dunite à px (bande)	0.93	2	6.64	170	1013	261	20920	3201	66445	237	8010	20.7	1.08	31.6	0.70	2.88	0.46	2.12
16 OD 18B	Sumail		dunite à opx (bande)	0.97	2	21.5	62.5	979	301	6310	1030	12560	273	7993	5.74	2.75	236	2.36	2.93	0.46	2.02
16 OD 19A	Sumail		dunite pure (bande)	0.95	2	12.0	29.2	749	34.9	4331	236	22952	216	7988	25.0	4.01	10.9	0.56	2.64	0.46	2.79
16 OL 26A	Wadi Tayin		dunite à px (bande)	0.72	2	9.99	282	1792	328	11391	781	25195	243	8024	35.6	3.22	28.3	1.09	3.73	0.46	2.61
16 OL 27A	Wadi Tayin		dunite à px (bande)	0.78	3	5.32	78.7	366	101	8212	253	13092	84.1	451	17.8	1.08	22.1	1.43	1.58	0.82	0.67
18 OK 29B	Wadi Tayin		dunite (bande)	1.00	4	2.88	124	378	268	18705	2628	55553	84.9	1289	26.3	1.01	9.35	0.71	0.83	1.65	4.46

Echantillon	Lithologie	Traces																				
		Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
16 OD 13C	harzburgite	0.99	26.7	0.16	1.27	0.13	0.93	0.38	0.03	0.29	0.06	0.75	0.10	2.12	0.24	0.47	0.59	0.23	0.10	5.20	0.09	0.08
16 OD 16	harzburgite	0.21	3.26	0.13	0.31	0.04	0.10	0.92	0.20	0.36	0.51	2.12	0.65	0.98	0.34	0.37	0.19	0.59	0.11	4.95	0.15	0.17
16 OD 15A	harzburgite	0.47	5.45	0.38	0.41	0.09	0.35	0.85	0.28	1.31	0.26	1.19	0.52	0.87	0.26	2.53	0.16	1.14	0.11	13.2	0.26	0.17
16 OD 19B	harzburgite	1.18	4.67	0.42	0.31	0.14	0.48	0.10	0.01	0.28	0.04	0.33	0.06	0.19	0.11	0.56	0.10	0.13	0.11	5.12	0.17	0.11
16 OL 25	harzburgite	2.61	10.3	1.29	1.09	0.14	0.55	0.74	0.10	0.67	0.16	0.33	0.25	0.88	0.08	0.54	0.37	0.38	0.10	5.45	0.24	0.34
16 OL 26B	harzburgite	0.18	5.94	0.14	0.18	0.03	0.36	0.37	0.09	0.17	0.09	1.35	0.05	0.33	0.15	0.68	0.20	0.46	0.02	5.61	0.04	0.16
16 OL 27B	harzburgite	0.99	11.6	0.28	1.03	0.37	1.61	1.97	0.51	1.34	0.28	0.20	0.47	6.35	0.57	5.59	0.19	0.29	0.10	6.61	0.18	0.07
16 OL 27C	harzburgite	0.21	4.88	0.24	0.17	0.04	0.53	0.54	0.06	0.64	0.21	1.22	0.05	0.35	0.10	0.65	0.20	0.46	0.02	5.56	0.05	0.05
16 OL 28B	harzburgite à cpx	0.16	5.02	0.28	0.31	0.06	0.31	0.19	0.03	0.42	0.18	0.67	0.04	0.28	0.15	0.46	0.13	0.29	0.02	5.62	0.05	0.11
16 OL 29	harzburgite app. à cpx	0.55	5.88	0.49	0.27	0.09	0.56	0.40	0.11	0.90	0.20	0.80	0.39	1.37	0.13	3.38	0.32	0.24	0.02	5.59	0.13	0.08
16 OL 24	harzburgite	0.64	9.98	0.26	1.13	0.10	1.09	0.40	0.06	0.68	0.05	1.50	0.16	0.59	0.57	0.86	0.43	0.26	0.10	5.27	0.22	0.29
16 OD 13B	dunite à px (bande)	0.44	5.75	0.09	0.31	0.06	0.11	0.54	0.03	0.09	0.03	0.09	0.10	0.12	0.13	0.90	0.08	0.48	0.11	5.02	0.17	0.13
16 OD 15E	dunite à px (bande)	0.27	15.3	1.58	1.09	0.27	0.64	0.58	0.03	0.07	0.11	0.66	0.28	0.85	0.12	1.20	0.22	0.31	0.10	5.19	0.05	0.41
16 OD 18B	dunite à opx (bande)	0.21	84.4	0.49	1.14	0.12	0.61	0.72	0.12	0.15	0.05	0.94	0.14	0.88	0.17	1.65	0.05	0.11	0.10	5.47	0.13	0.08
16 OD 19A	dunite pure (bande)	0.29	11.1	0.73	1.08	0.04	0.51	0.41	0.03	0.18	0.02	0.10	0.05	0.67	0.09	0.50	0.32	0.16	0.10	5.65	0.04	0.12
16 OL 26A	dunite à px (bande)	0.44	10.4	0.83	1.09	0.18	2.40	1.00	0.54	0.78	0.19	2.35	0.17	1.16	0.07	4.74	0.65	0.37	0.10	5.19	0.06	0.05
16 OL 27A	dunite à px (bande)	0.10	5.45	0.16	0.37	0.18	0.20	0.49	0.10	0.44	0.04	0.49	0.10	0.36	0.17	0.75	0.14	0.30	0.02	5.72	0.07	0.05
18 OK 29B	dunite (bande)	0.23	13.7	0.56	0.72	0.18	0.81	0.23	0.05	0.69	0.11	0.62	0.19	0.53	0.10	1.39	0.31	0.23	0.14	52.3	0.02	0.04

Les compositions en éléments en traces des roches totales ont été analysées au laboratoire Géosciences Montpellier (AETE-ISO, OSU OREME, Université de Montpellier, France) à l'aide d'un ICP-MS quadripolaire Agilent 7700x. Pour chaque échantillon, une estimation approximative de sa hauteur dans la section mantellique (notée "H") a été réalisée par normalisation à la hauteur de la section totale, afin de comparer les échantillons de différentes coupes. Des duplicatas ont été réalisés pour plusieurs échantillons (notés "-d"). La période analytique est aussi renseignée.

Hzb = harzburgite; Dun = dunite; Dunite impr., dunite imprégnée; Harzburgite app., harzburgite appauvrie; Px = pyroxène; Opx = orthopyroxène; Cpx = clinopyroxène; Pl = plagioclase.

Table X. 7. Contenus en éléments en traces des blancs de chimie totaux lors des quatre périodes analytiques et limites de détection de l'instrument.

Elément	Masse	DL	Blanc	
			Moyenne	
<i>Période analytique</i>			1-3	4
<i>Nombre d'analyses</i>			9	3
<i>Unité</i>		pg/g	ng/g	ng/g
Li	7	0.91	1.44	6.40
Sc	45	1.12	1.71	1.63
Ti	49	111	90	324
V	51	1.00	17.2	10.10
Mn	55	8.4	137	96
Co	59	0.42	6.61	2.17
Ni	62	11.7	193	168
Cu	65	9.47	279	11
Zn	66	60	4768	4817
Ga	71	1.41	1.19	1.71
Rb	85	0.59	4.22	4.86
Sr	86	11.38	31.8	49.8
Y	89	0.12	0.71	1.51
Zr	90	1.84	9.96	6.92
Nb	93	4.14	4.60	1.56
Cd	114	0.55	1.22	17.03
Cs	133	0.19	0.11	0.50
Ba	137	4.29	43.8	97.0
La	139	0.07	0.64	1.83
Ce	140	0.15	1.37	3.08
Pr	141	0.04	0.11	0.42
Nd	146	0.09	0.42	1.73
Sm	147	0.09	0.08	0.41
Eu	151	0.02	0.02	0.13
Gd	157	0.10	0.23	0.19
Tb	159	0.04	0.01	0.07
Dy	163	0.14	0.11	0.31
Ho	165	0.01	0.01	0.06
Er	167	0.03	0.05	0.14
Tm	169	0.03	0.01	0.01
Yb	173	0.14	0.02	0.04
Lu	175	0.01	0.02	0.06
Hf	178	0.17	0.33	0.35
Ta	181	0.33	0.41	0.19
Pb	208	0.57	32.8	64.5
Th	232	0.16	0.21	0.39
U	238	0.06	0.13	0.38

Contenus en éléments en traces des blancs analysés à Géoscience Montpellier (Université de Montpellier, France) à l'aide d'un ICP-MS quadripolaire Agilent 7700x.

Masse = masse utilisée pour les analyses à l'ICP-MS; DL = limite de détection de l'ICP-MS; Blanc = blanc de chimie.

Table X.8. Compositions en éléments en traces des standards DTS-2b, JP-1, UB-N, BIR-1 et BHVO-2 avec les écart-types σ , la période analytique et les masses de poudre associées.

Elément	Masse	DL	DTS-2b					JP-1					UB-N					BIR-1					BHVO-2				
			Moy	σ	Moy	σ	Georem	Moy	σ	Moy	σ	Georem	Moy	σ	Moy	σ	Georem	Moy	σ	Moy	σ	Georem	Moy	σ	Moy	σ	Georem
<i>Période analytique</i>			1-3		4			1-3		4			1-3		4			1-3		4			1-3		4		
<i>Nombre d'analyses</i>			6		1			6		2			6		2			3		1			3		1		
Li (ppm)	7	0.91	1.63	0.33	2.33	0.05	1.98	1.33	0.14	1.51	0.02	1.68	24.3	3.2	26.5	0.0	26.9	2.30	0.21	3.41	0.00	3.20	3.44	0.14	4.36	0.00	4.50
Sc	45	1.12	2.84	0.28	3.24	0.05	3.37	6.54	0.49	6.78	0.20	7.42	11.9	1.1	11.7	0.1	13.1	36.8	4.1	38.9	0.8	43.2	27.9	1.9	31.9	0.5	31.8
Ti	49	111	48.3	5.9	49.7	1.9	42.9	20.1	1.6	19.1	0.6	20.2	579	43	549	10	574	5470	270	5200	10	5746	16200	750	16300	140	16368
V	51	1.00	20.3	2.0	22.5	0.4	19.6	25.0	1.8	26.2	0.3	25.5	63.1	4.1	62.3	0.9	68.9	291	12	311	1	321	292	5	338	4	318
Mn	55	8.4	746	67	767	6	830	828	43	791	8	867	891	55	825	8	945	1140	49	1140	8	1341	1190	19	1230	12	1309
Co	59	0.42	121	11	126	2	133	106	6	107	1	112	94.3	5.6	95.3	0.8	99.3	45.0	1.4	48.0	0.6	52.2	40.6	0.8	45.6	1.0	44.9
Ni	62	11.7	3320	290	3460	39	3902	2140	120	2220	24	2420	1830	120	1800	14	1944	148	5	156	3	169	111	4	123	2	120
Cu	65	9.47	2.50	0.25	2.52	0.10	3.06	4.08	0.38	3.87	0.11	4.99	25.8	1.7	23.6	0.4	26.6	112	9	110	1	121	130	6	130	2	129
Zn	66	60	48.0	5.6	47.4	1.8	47.2	38.7	4.6	46.9	1.0	43.2	76.5	4.5	79.0	1.4	84.0	61.7	2.4	63.8	1.1	70.4	90.4	3.9	107.7	1.5	103.9
Ga (ppb)	71	1.41	893	85	998	43	930	509	32	536	25	499	2480	140	2610	160	3023	14200	300	14700	280	15460	20900	360	23700	310	21370
Rb	85	0.59	24.0	4.1	31.7	3.6	68.1	294	7	280	14	353	3060	65	3140	33	3633	177	6	189	16	210	8620	120	8810	160	9261
Sr	86	11.4	487	20	515	17	367	538	15	641	18	609	6540	140	7520	65	8067	93600	270	104000	710	108600	349000	6200	413000	5900	394100
Y	89	0.12	35.7	2.0	36.9	0.9	38.5	99.4	4.7	95.3	2.1	89.5	2510	98	2560	27	2549	15500	170	15200	200	15600	26100	520	26100	560	25910
Zr	90	1.84	149	10	139	4	203	5900	130	5140	100	5406	3660	120	3300	23	3809	15200	530	14100	310	14800	182000	1800	162000	3700	171200
Nb	93	4.14	13.6	3.0	16.3	2.4	17.6	35.9	5.2	41.0	2.8	44.2	54.3	1.8	59.2	4.3	64.5	612	22	622	6	553	19500	270	17600	180	18100
Cd	114	0.55	25.6	1.6	n.d.	14.6	-	12.6	0.4	n.d.		10.0	44.9	5.4	n.d.		50.0	107	2	97	6	97	137	8	107	6	94
Cs	133	0.19	1.16	0.11	1.29	0.21	5.80	41.5	1.3	37.3	1.9	44.4	11000	320	11300	80	10960	5.35	0.38	4.69	1.19	6.46	98.6	1.9	101.7	5.2	99.6
Ba	137	4.29	9980	3300	10900	130	11680	10000	200	10100	130	10319	22100	3200	27000	300	26286	5920	130	6370	210	6750	121000	3600	131000	3300	130900
La	139	0.07	13.4	1.0	11.8	0.7	12.0	27.9	0.7	26.6	1.1	33.2	296	5	311	2	329	585	15	588	11	627	14800	460	14800	370	15200
Ce	140	0.15	23.3	1.2	23.2	0.9	24.6	55.8	1.2	57.8	1.4	64.8	682	16	783	12	813	1670	30	1830	16	1920	33500	1100	36700	940	37530
Pr	141	0.04	3.09	0.23	2.61	0.21	3.15	7.42	0.32	7.48	0.36	8.60	103	2	116	1	120	329	3	364	9	372	4770	150	5240	120	5339
Nd	146	0.09	11.4	0.5	12.4	0.9	14.2	28.5	0.7	29.9	3.1	34.9	526	9	601	21	611	2140	55	2340	37	2397	22000	720	24100	540	24270
Sm	147	0.09	3.11	0.30	3.29	0.18	2.78	8.10	0.54	8.82	0.72	9.41	187	4	223	9	216	996	24	1120	14	1113	5440	220	6100	150	6023
Eu	151	0.02	0.93	0.12	0.78	0.06	1.00	2.15	0.28	1.54	0.21	2.43	76.6	1.7	81.3	2.3	81.9	505	15	506	14	520	2000	89	2030	64	2043
Gd	157	0.10	3.49	0.30	3.54	0.68	3.88	10.0	0.9	9.6	1.0	11.3	307	7	335	9	318	1840	46	1880	7	1809	6000	240	6250	190	6207
Tb	159	0.04	0.57	0.05	0.69	0.07	0.72	1.85	0.07	1.94	0.17	2.10	57.9	1.6	61.8	1.3	60.4	356	10	365	6	362	904	35	918	33	939
Dy	163	0.14	4.67	0.43	5.00	0.76	4.82	14.1	0.5	13.9	1.6	16.1	415	8	450	11	420	2570	69	2660	60	2544	5240	180	5430	160	5280
Ho	165	0.01	1.30	0.13	1.38	0.26	1.32	3.55	0.23	3.59	0.21	3.52	93.1	2.2	100.3	1.9	94.8	572	17	589	16	572	965	30	1003	20	989
Er	167	0.03	4.76	0.42	5.17	0.32	4.90	12.3	0.3	12.2	0.9	13.3	264	6	293	8	285	1580	43	1710	42	1680	2310	65	2540	91	2511
Tm	169	0.03	0.99	0.04	1.01	0.08	1.07	2.29	0.08	2.33	0.24	2.42	39.9	0.7	45.7	1.5	44.0	233	5	257	4	256	304	7	335	10	335
Yb	173	0.14	9.53	0.84	10.86	1.03	9.46	20.3	0.6	20.3	1.6	20.9	268	6	306	7	291	1520	42	1680	64	1631	1810	38	1970	63	1994
Lu	175	0.01	2.05	0.05	2.54	0.18	2.09	4.18	0.18	4.37	0.10	4.15	42.4	0.8	49.0	0.9	46.8	231	5	257	2	248	252	7	280	9	275
Hf	178	0.17	5.08	0.41	4.78	0.62	5.10	146	12	143	3	124	133	3	134	4	119	617	41	678	26	582	4560	250	5190	110	4470
Ta	181	0.33	0.73	0.05	0.72	0.14	1.24	4.31	0.57	4.00	0.14	3.82	17.6	3.3	18.9	0.2	20.4	51.4	5.1	39.2	0.2	41.4	1210	91	1000	2	1154
Pb	208	0.57	3770	150	3830	56	3895	98.9	10.8	n.d.		96.0	13200	1300	13400	100	13153	2980	110	3220	55	3037	2000	77	1500	70	1653
Th	232	0.16	3.25	0.12	3.15	0.19	2.87	11.9	0.2	12.3	0.4	13.3	50.4	1.0	55.5	2.0	71.1	27.3	0.7	27.7	1.1	32.8	1080	26	1180	15	1224
U	238	0.06	3.03	0.41	2.19	0.04	1.70	14.3	0.8	14.0	0.2	13.0	53.1	3.6	58.5	1.8	59.1	14.7	3.3	11.9	0.8	10.5	438	19	464	6	412

Compositions en éléments en traces analysées au laboratoire Géoscience Montpellier (Université de Montpellier, France) à l'aide d'un ICP-MS quadripolaire Agilent 7700x. Masse = masse utilisée pour les analyses à l'ICP-MS; DL = limite de détection de l'ICP-MS; Moy = moyenne; σ = écart-type; n.d. = non déterminé.

2.2. Description et discussion des données

2.2.1. *Dunites de la zone de transition du Moho*

Dans la MTZ, les dunites décrivent des spectres en terres rares (REE) normalisés aux teneurs chondritiques (Sun and McDonough, 1989) très variables (Table X. 5 et Fig. X. 7a-b), illustrant bien la composition très hétérogène de cette zone de réaction et d'accumulation de liquides. La MTZ du diapir de Maqsad a fait l'objet d'une étude approfondie des éléments en traces incompatibles (Rospabé et al., 2018), qui avait déjà mis en évidence l'extrême diversité chimique des dunites qui la composent (cf. Chapitre V). Ces auteurs ont analysé à la fois des dunites pures et des dunites imprégnées à plagioclase et/ou clinopyroxène ± orthopyroxène ± amphibole (Fig. V. 11). Quelques spectres en REE de leurs dunites imprégnées à plagioclase et/ou clinopyroxène sont reportés dans la Fig. X. 7a en guise de comparaison avec nos données. Godard et al. (2000) ont également analysé les compositions en éléments en traces de quatre dunites pures de la MTZ de la même région (zone grise dans Fig. X. 7b).

Les dunites de la thèse présentent des spectres en REE assez similaires à ceux des dunites de ces deux études (Table X. 5 et Fig. X. 7a-b). Les dunites imprégnées (Fig. X. 7a) sont enrichies en REE par rapport aux dunites pures (Fig. X. 7b), assez appauvries notamment en MREE, et ont une anomalie positive en Eu quand elles contiennent des imprégnations de plagioclase (16OL34B et 10OM25). Cette anomalie est plus importante dans la dunitite/troctolite 16OL34B, qui a la composition isotopique en osmium la moins radiogénique de nos dunites de la MTZ. Elle est également la moins enrichie en REE des autres dunites imprégnées. La dunitite à clinopyroxène 18OK26, très radiogénique et enrichie en Pd et en Re (Table X. 1 et Fig. X. 3c), est la plus enrichie en LREE des dunites, et présente une légère anomalie négative en Eu, comme observée dans certaines dunites à clinopyroxène de Rospabé et al. (2018).

Quant aux dunites pures, la dunitite 07OD1 du diapir de Mansah est assez enrichie en LREE avec une légère anomalie positive en Ce (Fig. X. 7b). Ce diapir est atypique, s'étant élevé hors axe (Nicolle et al., 2016). La dunitite 16OL11B est la plus appauvrie en Pd (Table X. 1 et Fig. X. 3c) et en HREE des dunites de la MTZ; elle possède également le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ le plus élevé des dunites, y compris celles de Godard et al. (2000), dont les isotopes de l'Os ont été analysés par Xiong et al. (2020a,b). Elle présente un léger enrichissement en LREE, et est bien plus appauvrie en REE que sa harzburgite encaissante (16OL11C) (non analysée pour les HSE et les isotopes de l'Os), même si la forme générale des deux spectres est assez similaire (Fig. X. 10a). Ses concentrations en éléments en traces compatibles et incompatibles ainsi que sa composition isotopique en osmium suggèrent qu'elle aurait plus interagi avec des liquides que les autres dunites de la MTZ de notre étude et de celles de Godard et al. (2000) et Xiong et al. (2020a,b).

2.2.2. *Péridotites de la section mantellique principale*

2.2.2.1. Harzburgites

Dans la section mantellique principale, les harzburgites présentent des spectres en REE assez homogènes en HREE et plus variables en MREE et en LREE (Table X. 5 et Fig. X. 7c). Elles sont généralement appauvries en MREE et légèrement enrichies en LREE, voire fortement pour l'échantillon 16OD5D. Leurs abondances sont comparables à celles des harzburgites de la section mantellique des massifs de Sumail, Wadi Tayin et de Nakhl de Godard et al. (2000), bien qu'elles soient un peu plus appauvries en MREE et enrichies en LREE. Deux harzburgites imprégnées ont des profils linéaires plus enrichis en HREE, et surtout en MREE, que les autres harzburgites, et ne montrent aucun enrichissement en LREE. Elles comprennent (1) la harzburgite 16OD4D Hzb, encaissante de la veine dunitique imprégnée à clinopyroxène (16OD4D Dun), présentant également des imprégnations de ce minéral, et (2) la harzburgite 16OD5C appauvrie et imprégnée à plagioclase, située à proximité de la MTZ. Malgré cette imprégnation en plagioclase, aucune anomalie positive en Eu n'est visible dans le profil en REE de la harzburgite 16OD5C. Cette dernière possède un contenu en IPGE plus pauvre qu'en PPGE et en Re, et le plus faible de toutes les harzburgites de la section mantellique (Table X. 1 et Fig. X. 3a).

Des harzburgites de la section mantellique du diapir de Maqсад ont aussi été analysées (Table X. 5 et Fig. X. 9) en complément des données de Godard et al. (2000). Comme souligné par ces derniers, les harzburgites diapiriques montrent des abondances en HREE très homogènes avec des profils à forte pente entre Gd et Lu et relativement plats entre La et Gd. Elles sont aussi légèrement enrichies en La. Godard et al. (2000) ont proposé que les profils en REE observés dérivent d'une rééquilibration importante de la harzburgite encaissante avec des liquides ascendants dans les diapirs, et de la focalisation de ces derniers dans de ces zones d'instabilités mantelliques. Les harzburgites du diapir de Maqсад analysées pour les REE n'ont pas fait l'objet d'analyses des HSE et des isotopes de l'Os. Cependant, dans le Chapitre V, nous avons vu que des profils très homogènes en HSE avaient également été mesurés par Lorand et al. (2009) pour les harzburgites du diapir de Maqсад de Godard et al. (2000). Cette homogénéité de composition semble être une caractéristique majeure des harzburgites diapiriques et pourrait être également attendue dans leurs compositions isotopiques en Os.

2.2.2.2. Dunites

Parmi les dunites de la section mantellique principale, une distinction peut être établie, comme dans la MTZ, entre les deux dunites imprégnées (16OD4C et 16OD4D Dun) et les autres dunites (Table X. 5 et Fig. X. 7d).

La dunité pure 16OD9A et les deux autres dunites 16OD1B et 16OD31, qui comportent des reliques de pyroxène, présentent des spectres assez similaires à ceux des dunites pures de la MTZ (Fig. X. 7b), et comparables aux deux dunites de la section mantellique de Godard et al. (2000) (zone grise dans Fig. X. 7d). Néanmoins, les échantillons 16OD1B et 16OD31, qui montrent tous les deux des appauvrissements en Pd (Table X. 1 et Fig. X. 3d), ne sont pas enrichis en LREE, et la dunité concordante 16OD31 présente une anomalie négative en Eu. Bien que son contenu en HSE et son rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ soient bien différents (Fig. X. 5c), la dunité 16OD1B décrit un profil très proche de ceux de ses harzburgites encaissantes (16OD1A et 16OD1C) mais légèrement appauvri en LREE (Fig. X. 10d). L'autre dunité concordante 16OD9A, qui est particulière par son rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ très élevé et par la richesse de son contenu en HSE (Table X. 1 et Fig. X. 3d), est la plus appauvrie en HREE et est aussi enrichie en LREE. Plus riche en HSE (Fig. X. 5b), elle est aussi légèrement plus appauvrie en HREE et plus enrichie en LREE que sa harzburgite associée (16OD9C) (Fig. X. 10c). Le fort enrichissement en REE de cette dunité semble confirmer son interaction avec une plus grande quantité de liquides que les deux autres dunites.

Quant aux dunites imprégnées, elles montrent des profils en REE assez linéaires en HREE et enrichis en MREE et en LREE. La dunité 16OD4C, aux abondances en HSE faibles (Table X. 1 et Fig. X. 3d), décrit un profil en REE plutôt plat avec une anomalie positive en Eu, attribuée à la présence d'imprégnations de plagioclase. Comme pour les HSE (Fig. X. 5a), la dunité imprégnée à clinopyroxène 16OD4D Dun a des abondances en REE très proches de celles de sa harzburgite encaissante (16OD4D Hzb) (Fig. X. 10b).

2.2.3. Péridotites de la section basale

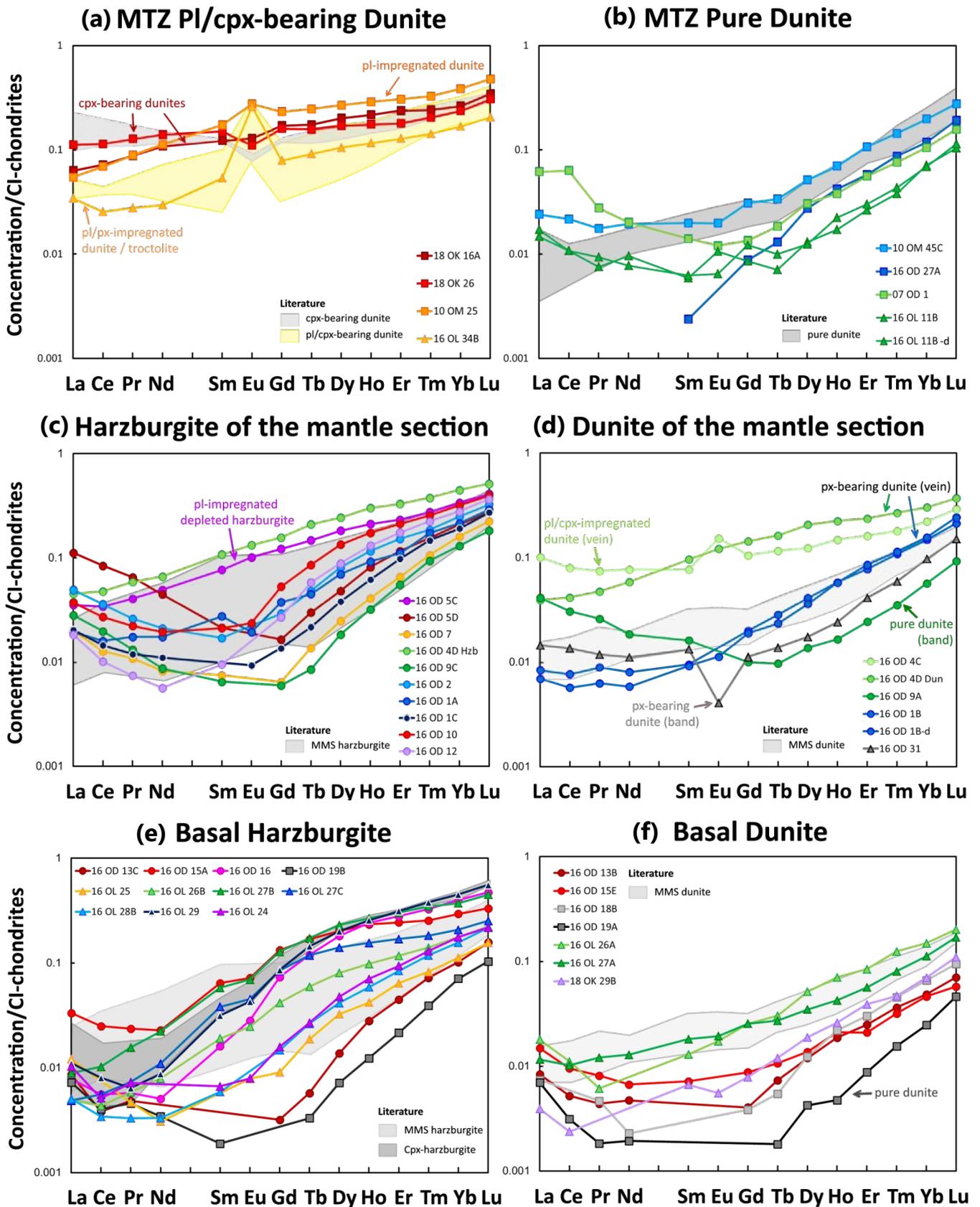
A la base de l'ophiolite, les péridotites ont tendance à être plus appauvries en LREE et MREE et souvent en HREE (Table X. 5 et Fig. X. 7e-f) que les harzburgites et les dunites de la section mantellique principale (Fig. X. 7c-d), leurs analyses atteignant parfois la limite de détection du spectromètre. Cette observation est cohérente avec nos autres données et avec l'hypothèse d'une signature plus résiduelle. Des interactions des péridotites basales avec des fluides pourraient expliquer les légers enrichissements relatifs en LREE observés, mais celles-ci ne seraient pas suffisantes pour modifier les teneurs en HREE. Les enrichissements plus forts en LREE dans la section mantellique principale pourraient provenir du fait que les péridotites, qui la composent, n'auraient pas subi l'extrême appauvrissement en éléments incompatibles, observé dans la section basale. Les orthopyroxènes des harzburgites de la zone litée basale ne sont pas nécessairement complètement dissous lors d'interactions avec des liquides (cf. Chapitre IX), n'aboutissant pas à la formation d'une dunite mais plutôt à celle d'une harzburgite appauvrie (e.g. 16OL29) ou d'une dunite avec des reliques de pyroxène (e.g. 16 OD 13B, 15E, 18B; 16 OL26A, 27A).

Les harzburgite basales (Table X. 5 et Fig. X. 7e) ont des compositions en MREE variables, allant de compositions plus faibles à plus élevées que celles des harzburgites de la section mantellique principale. Certaines harzburgites basales peuvent être également moins appauvries en HREE que ces dernières. Bien que leurs abondances en MREE et en HREE ne soient pas des plus constantes, la plupart des harzburgites basales sont très appauvries en LREE et présentent un léger enrichissement en La par rapport au Ce, relevé par Godard et al. (2000) dans trois harzburgites à clinopyroxène de la section basale du massif de Wadi Tayin (zone gris foncé dans Fig. X. 7e). La harzburgite 16OD19B est la plus appauvrie en HREE et en MREE des harzburgites de la section basale. Malheureusement, ses abondances en HSE n'ont pas été analysées contrairement à celles de sa dunite associée 16OD19A. Cette dunite est la seule dunite pure des dunites basales analysées en REE, les autres comportant des reliques d'orthopyroxène et parfois de clinopyroxène. Elle présente, tout comme sa harzburgite encaissante, le spectre le plus appauvri en HREE des dunites basales de cette étude (Table X. 5 et Fig. X. 7f) ainsi qu'en HSE, avec un appauvrissement important en Pd (Table X. 1 et Fig. X. 3e). Caractérisée par un rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ très faible, elle fait partie des dunites basales qui ont préservé la signature d'anciens événements de fusion partielle (~1-2 Ga) qui auraient appauvri le manteau en éléments incompatibles, dont le Pd (et Pt). Ses concentrations en MREE étaient trop faibles pour être détectées par le spectromètre.

Les autres dunites basales (Table X. 5 et Fig. X. 7f) peuvent aussi montrer un léger enrichissement en La par rapport au Ce, et semblent avoir des abondances en REE moins variables et plus appauvries que les harzburgites. La dunite la moins appauvrie en REE est la bande dunitique 16OL26A, qui a gardé une composition en HSE et en REE très similaire à celle de sa harzburgite encaissante (16OL26B) (Fig. X. 5e et 10g). Cette cohérence suggère que la dunite 16OL26A se serait formée par l'interaction de la harzburgite avec la quantité de liquide juste nécessaire pour dissoudre son orthopyroxène, tout en préservant son contenu en HSE et en REE. Elle présente néanmoins un léger enrichissement en La et en Ce par rapport à sa harzburgite.

Les paires harzburgite/dunite de la base (Fig. X. 10e-h) présentent des compositions en REE très semblables, à l'exception du couple 16OL27A-16OL27B (Fig. X. 10h). La teneur en Al_2O_3 de la harzburgite 16OL27B converge vers celles des harzburgites à clinopyroxène de Godard et al. (2000) (Fig. IX. 3a), de même que son spectre en REE. Les REE sont en effet beaucoup plus sensibles à la présence de clinopyroxène dans la harzburgite que les HSE. Le contenu en éléments en traces compatibles et incompatibles de cette harzburgite a été fortement appauvri pour former la dunite 16OL27A, quasi dépourvue de Pd et de pyroxène (Fig. X. 5f), sans modifier son rapport isotopique $^{187}Os/^{188}Os$ (Fig. IX. 4c).

Fig. X. 7. Profils de terres rares normalisés aux chondrites CI (Sun and McDonough, 1989) des dunites imprégnées (a) et pures (b) de la MTZ, des harzburgites (c) et des dunites (d) de la section mantellique principale, et des harzburgites (e) et des dunites basales (f) des massifs de Nakhil-Rustaq (cercles), Sumail (carrés) et de Wadi Tayin (triangles) de l'ophiolite d'Oman. Des données publiées de péridotites de l'ophiolite d'Oman figurent également en comparaison: dunites imprégnées à plagioclase (a, zone jaune) et/ou à clinopyroxène (a, zone grise) (Rospabé et al., 2018) et dunites pures (b, zone grise) (Godard et al., 2000) originaires de la MTZ du diapir de Maqсад, harzburgites (c et e, zone gris clair) et dunites (d et f, zone grise) de la section mantellique principale (Godard et al., 2000), et harzburgites à clinopyroxène de la section basale (e, zone gris foncé) (Godard et al., 2000).



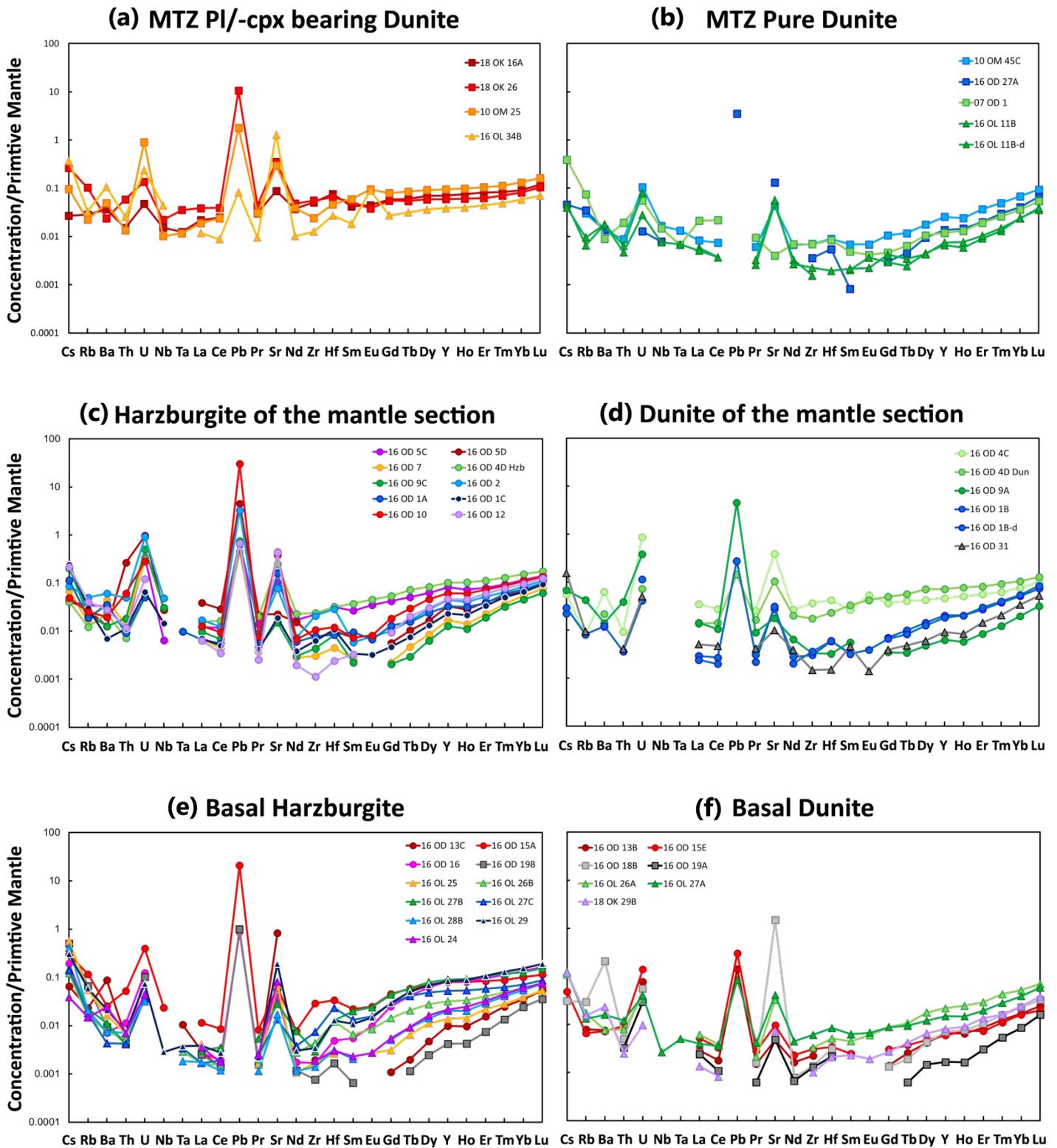


Fig. X. 8. Diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun and McDonough, 1989) des dunités imprégnées (a) et pures (b) de la MTZ, des harzburgites (c) et des dunités (d) de la section mantellique principale, et des harzburgites (e) et des dunités basales (f) des massifs de Nakhl-Rustaq (cercles), Sumail (carrés) et de Wadi Tayin (triangles) de l'ophiolite d'Oman.

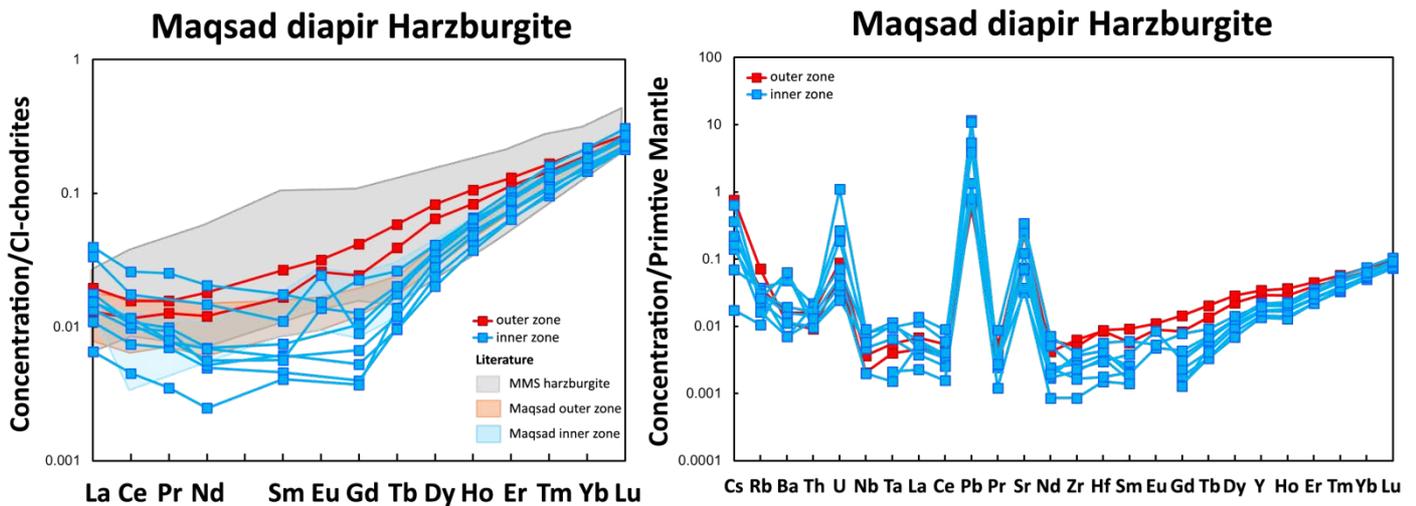


Fig. X. 9. Profils de terres rares (a) et multi-élémentaires (b) normalisés aux chondrites CI et au manteau primitif respectivement (Sun and McDonough, 1989) des harzburgites de la section mantellique des zones externe (rouge) et interne (bleu) du diapir de Maqсад de l'ophiolite d'Oman. Dans (a), des données publiées de harzburgites de l'ophiolite de Godard et al. (2000) figurent également en comparaison: section mantellique principale (zone grise), zones externe (zone rouge) et interne (zone bleue) du diapir de Maqсад.

Harzburgite/Dunite pairs

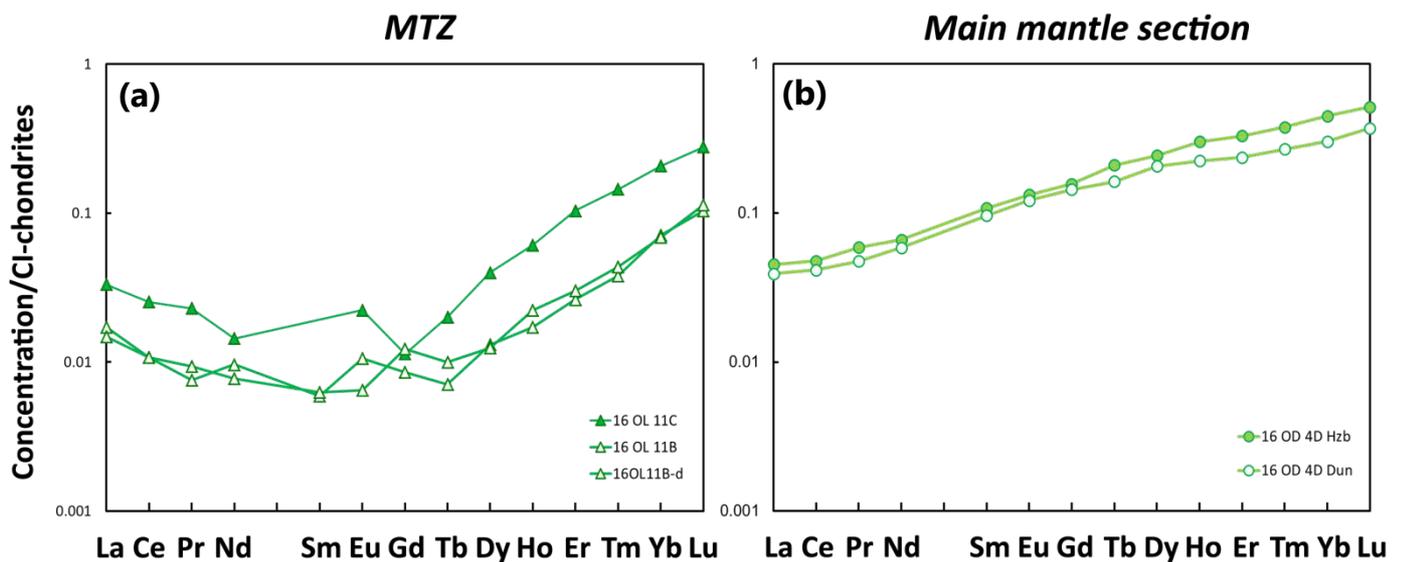
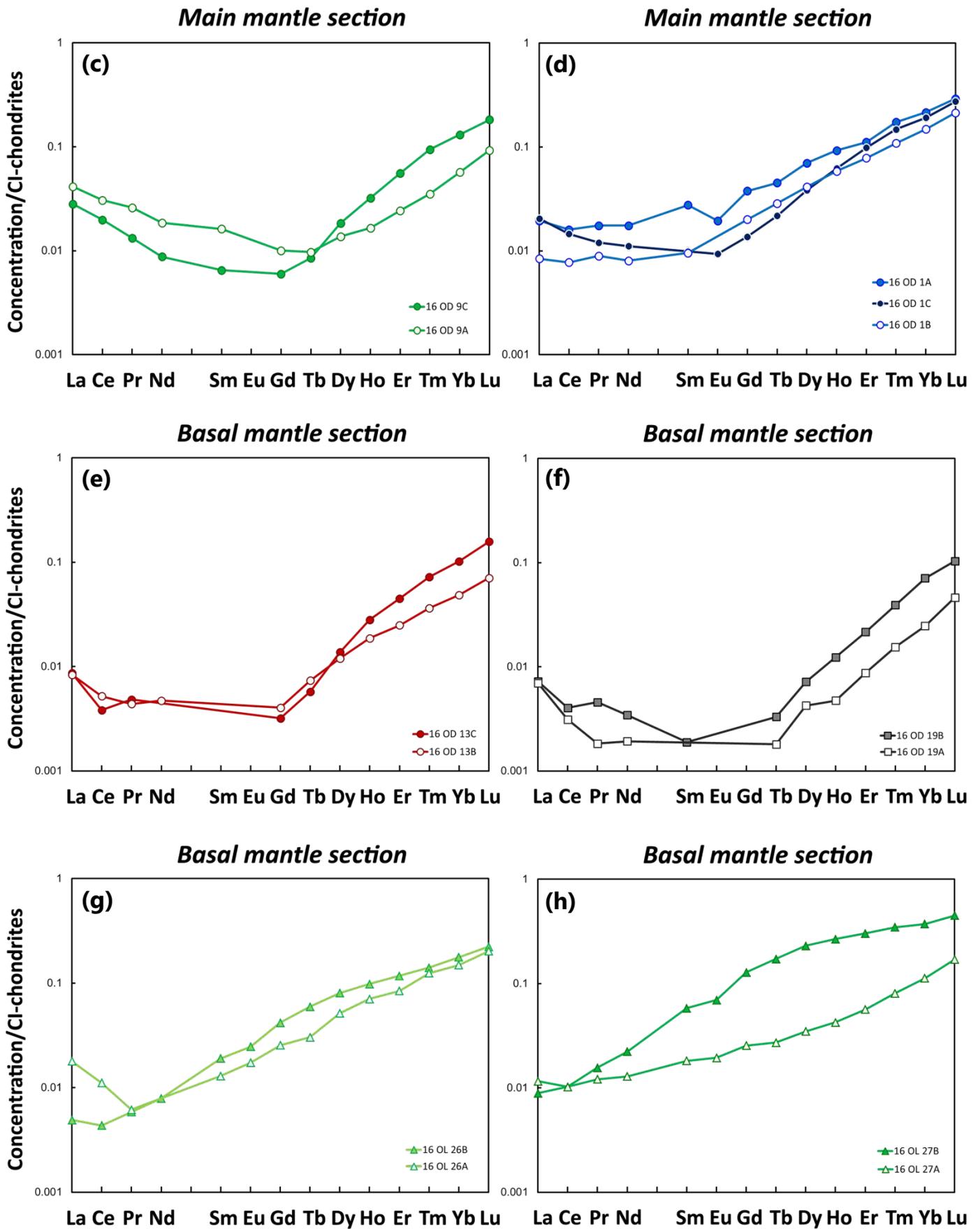


Fig. X. 10. Profils de terres rares normalisés aux chondrites CI (Sun and McDonough, 1989) des paires harzburgite/dunite (symboles pleins pour les harzburgites et vides pour les dunites) de la MTZ (a) et des sections mantelliques principale (b-d) et basale (e-h) des massifs de Nakhl-Rustaq (cercles), Sumail (carrés) et de Wadi Tayin (triangles) de l'ophiolite d'Oman.



3. Conclusion

Pour conclure, les compositions en éléments en traces compatibles et incompatibles des péridotites de la thèse sont généralement comparables à celles de harzburgites et de dunités d'études précédentes sur l'ophiolite d'Oman et sur d'autres complexes ophiolitiques. Elles tendent à confirmer les résultats des compositions isotopiques en osmium du [Chapitre IX](#), qui, associés à des observations structurales, révèlent une dichotomie chimique entre la section basale et le reste de la section mantellique des massifs sud-est de l'ophiolite d'Oman. Les dunités basales et quelques harzburgites montrent des compositions très appauvries en éléments en traces incompatibles (REE, PPGE et Re) et non radiogéniques pour les isotopes de l'osmium. Certaines auraient même enregistré la signature d'anciens événements de fusion partielle (~1-2 Ga), non liés à la mise en place de l'ophiolite. Plusieurs dunités contiennent encore des reliques d'orthopyroxène. Les dunités de la section basale auraient ainsi préservé leur caractère résiduel. Tous ces éléments chimiques, pétrographiques et structuraux indiquent qu'elles se seraient formées par l'interaction de la harzburgite encaissante avec de faibles quantités de liquides, affectant peu ses contenus en HSE et en HREE, et sans modifier sa composition isotopique en osmium, même si les LREE ont été fortement enrichies dans presque tous les cas. Par contre, les autres dunités de la section mantellique principale et de la MTZ, présentent des compositions peu appauvries à très enrichies en éléments en traces incompatibles. Leurs compositions témoignent d'une histoire beaucoup plus complexe, mettant en jeu de plus importantes fractions de liquides.

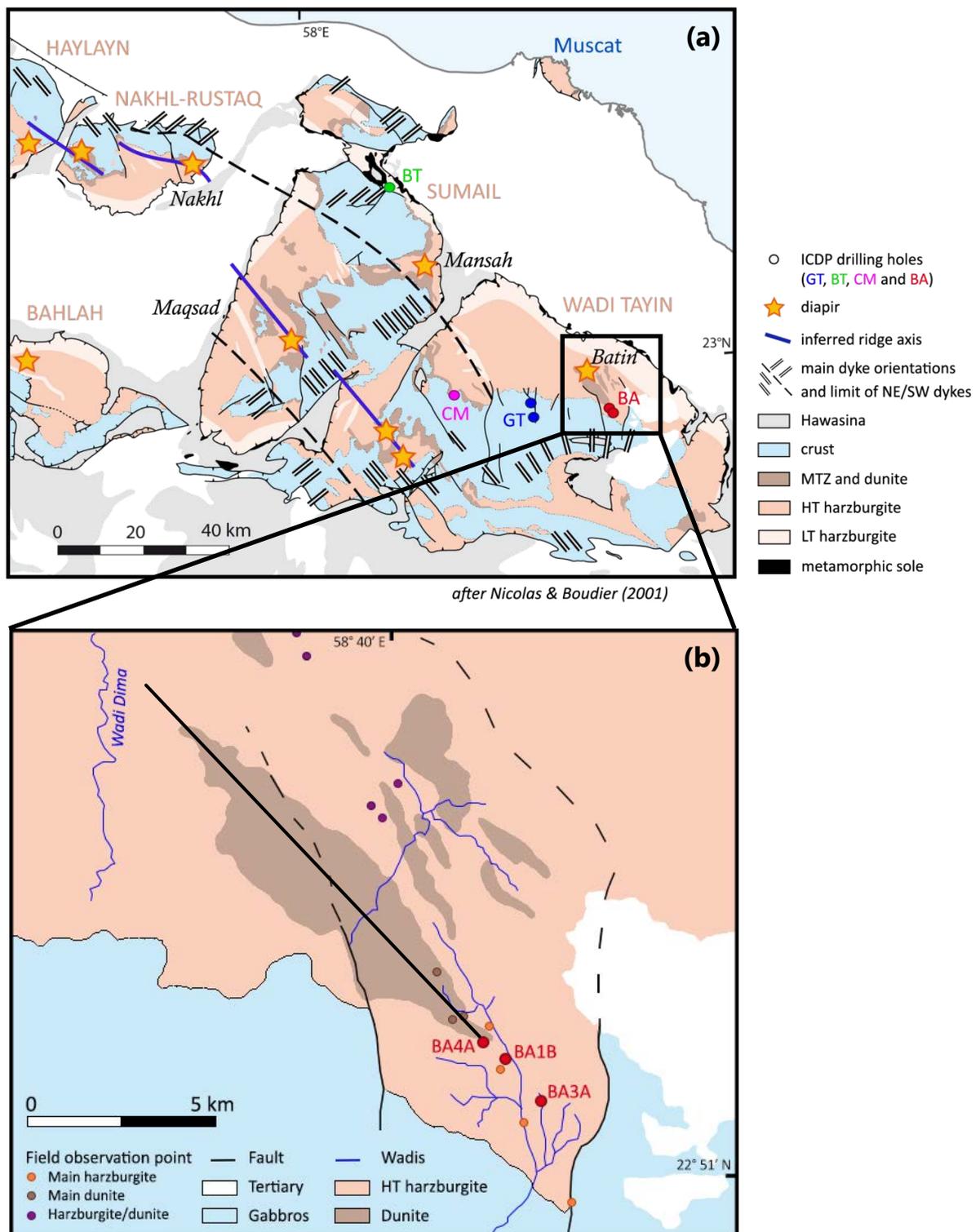
Chapitre XI

Etude d'une dunite particulière dans le massif de Wadi Tayin: la dunite de Batin – Participation à l'Oman Drilling Project d'ICDP

Dans la partie nord-est du massif de Wadi Tayin, affleure une dunite particulière dans la région de Batin (Fig. XI. 1-2). La dunite de Batin, très peu étudiée, est une dunite exceptionnellement grande d'une épaisseur d'au moins de 250 m (dans sa zone la plus épaisse), et qui s'étend sur ~9.5 km de long et 2 km de large. Elle est allongée avec un léger plongement vers le SE, perpendiculairement à la linéation, et est surmontée de harzburgite. Elle se différencie très bien de la harzburgite sur *Google Earth*. Distincte de la MTZ et de la zone litée basale, l'origine de cette dunite est encore inconnue. L'intense altération de la surface exposée complique son étude.

La dunite de Batin a été échantillonnée lors d'une campagne de forages ICDP dans l'ophiolite d'Oman, réalisés pour *l'Oman Drilling Projet*, auquel nous avons participé (Fig. XI. 3-5). Comme mentionné dans le Chapitre I, ce projet international a pour objectifs (1) d'obtenir des données-clés sur les processus d'extraction de liquides de fusion à partir du manteau, d'accrétion magmatique et d'altération hydrothermale de la croûte océanique, et (2) d'étudier les processus d'altération actuels, de leurs relations avec la biosphère profonde, et leur potentiel pour capturer et stocker le carbone par carbonatation minérale in situ.

L'*Oman Drilling Projet* comprenait dix puits de forage par carottage et six puits destructifs dans les massifs sud-est de l'ophiolite (Table XI. 1 et Fig. XI. 1), avec une longueur totale de forage de 5150 m dont 3261 m de carottage (Kelemen et al., 2020). Certains de ces puits ont été forés dans la région de Batin (Fig. XI. 3) et font partie de la série BA, principalement destinée à l'étude de la serpentinitisation. Nous avons participé à la campagne de cette série de puits lors de la première expédition de terrain en première année de thèse, avec une contribution personnelle de quatre semaines sur le site de forage (Fig. XI. 3-4). Ces puits sont les seuls puits de forage dans la section principale du manteau, en dehors de la MTZ et de la zone basale. Les carottes issues de ces puits ont été répertoriées et décrites sur place (observations des structures macroscopiques, des lithologies...) (Fig. XI. 4). Ensuite, elles ont fait l'objet d'une description plus détaillée et d'analyses sur le navire japonais *Chikyu* d'IODP à la fin de la première année de thèse (Fig. XI. 5). Au cours de cette deuxième mission de trois semaines, j'ai pu sélectionner les échantillons de mon étude pour les analyses des HSE et des isotopes de l'osmium, en choisissant une dunite et une harzburgite fraîches et avec très peu de veines tous les 50 m de profondeur de chaque puits BA.



after Nicolas & Boudier (2001)

Fig. XI. 1. Localisation des sites de forage GT, BT, CM et BA de l'Oman Drilling Projet d'ICDP dans les massifs sud-est (Sumail et Wadi Tayin) de l'ophiolite d'Oman. **(a)** Carte géologique de la région (d'après Nicolas and Boudier (2001)), illustrant la distribution spatiale de la croûte, de la MTZ et de la dunite, de la section mantellique, de la semelle métamorphique et des sédiments de Hawasina. Les segments de ride fossilisés (lignes bleues), les diapirs (étoiles), les orientations principales des filons (lignes doubles en noir) et les limites des filons NE-SW (courbes noires tiretées) figurent aussi. **(b)** Agrandissement sur la région de Batin au nord-est du massif de Wadi Tayin, où affleure une grande dunite, bien visible sur la carte en brun foncé (d'après Noël (2018)). Une coupe au travers de cette dunite (ligne noire) est réalisée dans la Fig. XI. 2. Les échantillons de l'étude proviennent du site de forage BA4A (en rouge). Les points désignent des sites d'observations de terrain où la harzburgite (orange) ou la dunite (brun) domine le paysage ou ces deux lithologies coexistent en proportions assez semblables (mauve).

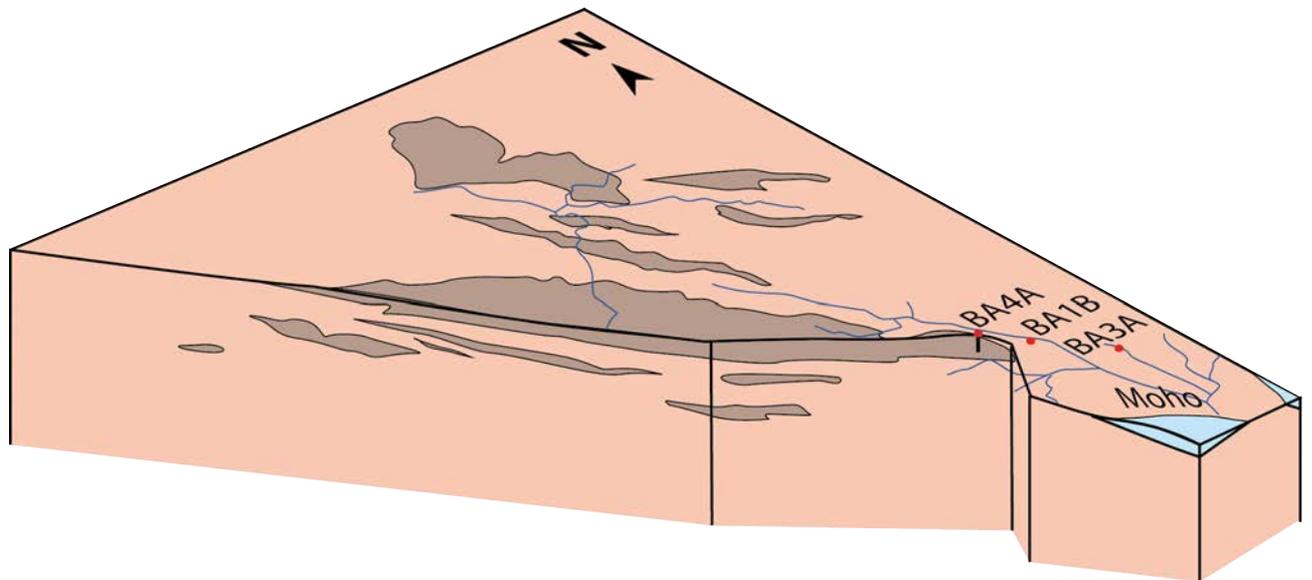


Fig. XI. 2. Bloc tridimensionnel de la région de Batin et coupe au travers de la dunite de Batin, illustrant la distribution de la dunite (en brun foncé) et la localisation des puits de forage BA d'ICDP (en rouge) (modifié d'après Noël (2018)). Le puits BA4A échantillonne le sommet de la dunite de Batin. Pour l'échelle, se référer à celle de la Fig. XI. 1b.

Table XI. 1. Sites de forage de l'Oman Drilling Projet d'ICDP (Kelemen et al., 2020).

Site de forage	Thème		Puits
Wadi Gideah	Coupe de la croûte	GT	GT1, 2, 3
Wadi Mansah	Décrochement basal	BT	BT1A, 1B
Wadi Zeeb	Transition croûte-manteau	CM	CM1A, 2B (carottage) CM1B, 2A (forage destructif)
Batin Wadi Lawayni	Serpentinisation active	BA	BA1B, 3A, 4A (carottage) BA1A, 1C, 1D, 2A (forage destructif)



Fig. XI. 3. Photographies de la campagne de forage de l'Oman Drilling Projet dans la région de Batin. Sources: Oman Drilling Project (2018), D. Jousselin et D. Klaessens. Le puits de BA4A est montré dans (e) avec de la dunitite (à droite) et de la harzburgite (à gauche).



Fig. XI. 4. Photographies de la campagne de forage de l'Oman Drilling Project dans la région de Batin. (a) Nettoyage des carottes à leur sortie du puits. (b) Classement et archivage des carottes. (c) Scan tridimensionnel des carottes. (d-g) Observation et description des structures macroscopiques (veines, imprégnations...) et des lithologies. Sources: Oman Drilling Project (2018), D. Joussein et D. Klaessens.



Fig. XI. 5. Photographies de l'expédition en mer de l'Oman Drilling Projet sur le navire japonais Chikyu d'IODP. L'équipe de géochimie (b,g), que j'avais intégrée, était chargée du broyage des roches, de la pesée des échantillons pour mesurer la perte au feu, de la fabrication de perles de fusion (d-e) et de pastilles ainsi que de l'analyse de ces dernières par spectrométrie de fluorescence des rayons X pour déterminer la composition en éléments majeurs et en traces des échantillons. Sources: Oman Drilling Project (2018) et D. Klaessens.

1. Observations de terrain

Dans la région de Batin, le Moho (Fig. XI. 6) pend légèrement vers le sud et surplombe une zone de transition (MTZ) très fine, de l'ordre de 1 à 3 m (Fig. XI. 1b-2, point d'observation orange le plus au sud sur la carte). Sous la MTZ, la section mantellique est dominée par de la harzburgite, formant par moment un litage entre des zones appauvries et très enrichies en pyroxène, ou seulement des patches plus riches en pyroxène (points oranges dans la Fig. XI. 1b). De la dunite commence à affleurer au niveau du site du puits de forage BA4A sous la forme de lentilles. Elle est traversée par de nombreux filons de gabbro et de pyroxénite (Fig. XI. 7a), et quelques clastes de harzburgite peuvent y être inclus (Fig. XI. 8a). Au nord du site, la dunite domine le paysage (Fig. XI. 7b) et continue de contenir des clastes de harzburgite à gros grains (points bruns dans la Fig. XI. 1b). Ces clastes semblent enrichis en pyroxène et pourraient comporter des imprégnations de clinopyroxène. Encore plus au nord, de la dunite affleure en alternance avec de la harzburgite sous la forme de filons, de bandes concordantes, de lentilles ou encore de brèches (Fig. XI 7c,8b) (points mauves dans la Fig. XI. 1b) jusqu'à l'unité litée basale (située plus au nord en dehors de la carte).



Fig. XI. 6. Photographie de terrain illustrant le Moho dans la région de Batin. Source: D. Jousselin.

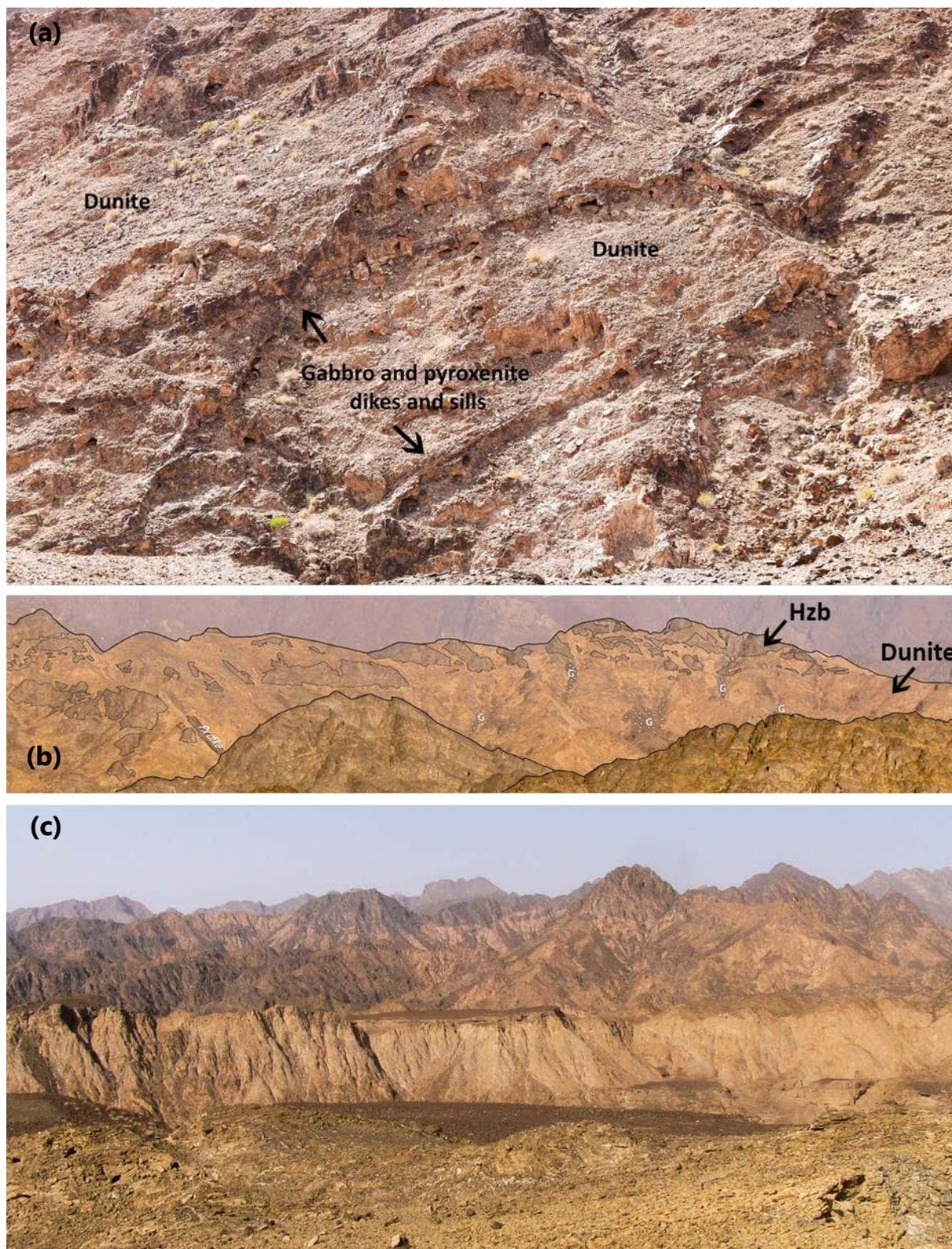


Fig. XI. 7. Photographies de terrain illustrant la dunite de Batin. (a) Sommet altéré de la dunite traversée par de nombreux filons et sills de pyroxénite et de gabbro à proximité du puits BA4A. (b) Vue du sommet irrégulier de la dunite, montrant des morceaux de harzburgite préservée (foncée) parmi de la dunite ou de la harzburgite appauvrie (claire) (contacts délimités). G, éboulis (gravels). (c) Partie inférieure: cœur de la dunite de Batin avec de la dunite massive et très altérée, permettant le développement d'un large wadi (fleuve) bordé de terrasses planes. Partie supérieure: sommet de la dunite de Batin qui commence à s'armer de zones plus riches en harzburgite, plus résistante à l'érosion, qui forment des reliefs (points mauves au centre de la Fig. XI. 1b). Sources: D. Jousset et D. Klaessens.

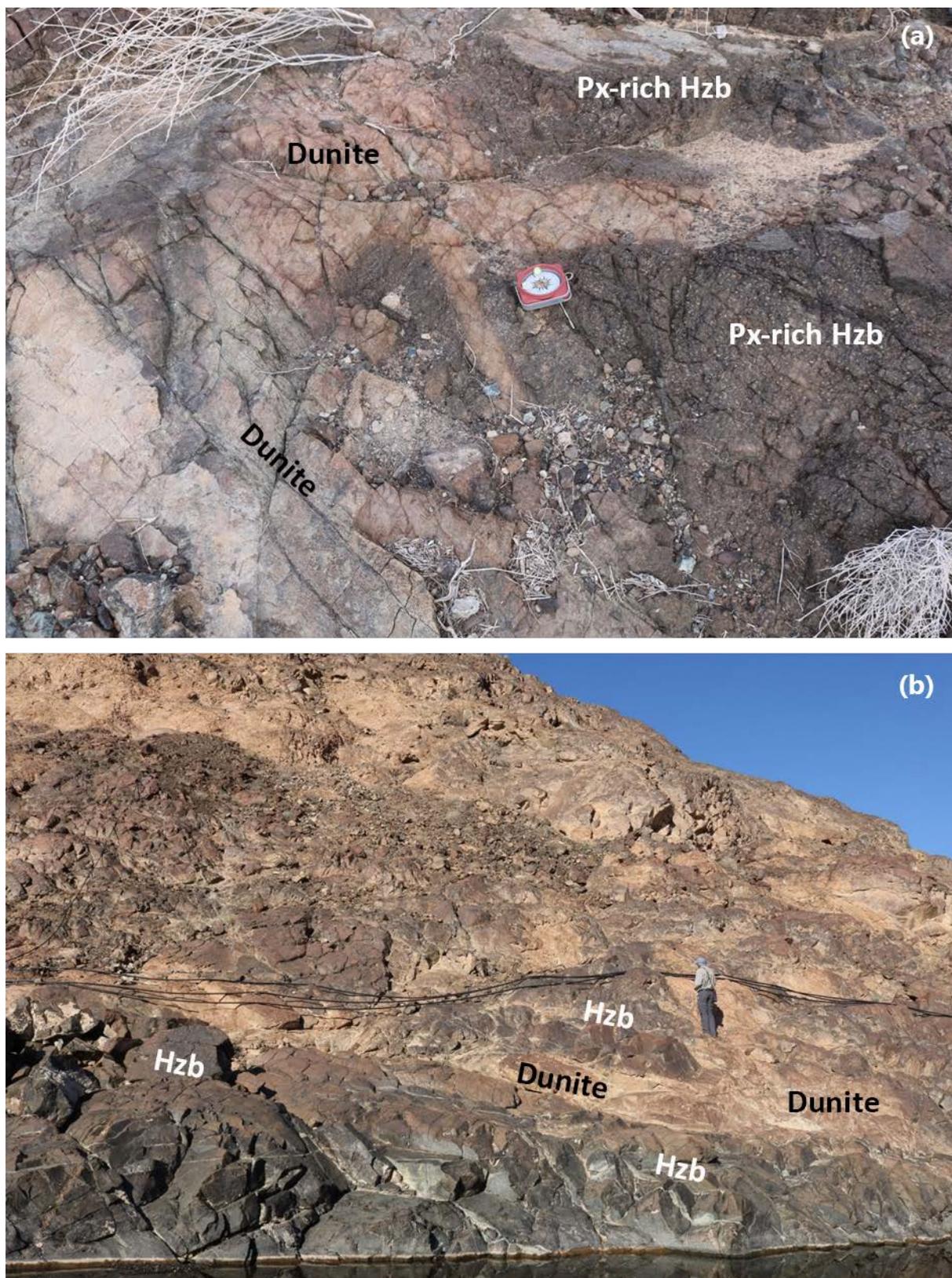


Fig. XI. 8. Photographies de terrain illustrant des clastes de harzburgite, parfois très riche en pyroxène, piégés dans des réseaux filoniens de dunite à proximité de la limite supérieure de la dunite de Batin (a) et sous cette dernière avant l'unité litée basale (b) (au niveau des points d'observation les plus au nord de la Fig. XI. 1b). La dunite apparaît plus claire, jaunâtre ou rougeâtre que la harzburgite. Source: D. Klaessens.

2. Description des puits BA et des échantillons

La série de puits BA comprend trois puits de carottage BA1B, BA3A et BA4A (Fig. XI. 1b), qui traversent une section très épaisse de dunite, dans le prolongement structural de la partie exposée à la surface de la dunite de Batin. Le puits BA3A, d'une longueur de 300 m, se compose presque uniquement de harzburgite (Fig. XI. 9) et échantillonne la harzburgite sus-jacente de la dunite de Batin. Le puits BA1B, plus long de 100 m, commence dans une section constituée de dunite avec quelques passées de harzburgite, correspondant à un corps dunitique situé au-dessus de la dunite de Batin. Il se poursuit ensuite dans une zone dominée par la harzburgite, traversée parfois par quelques dunites (à partir d'une profondeur de ~160 m). Pour finir, le puits BA4A, long de 300 m, se situe structuralement en-dessous du puits BA1B (à ~700 m de distance). Il commence à l'extrémité sud de la dunite de Batin; en d'autres termes, ses premiers mètres percent le sommet de cette dunite. Il contient essentiellement de la dunite entrecoupée par des passées décamétriques à métriques de harzburgite (Fig. XI. 9), avec une section dunitique continue d'épaisseur maximale de ~26 m.

Quatre dunites et quatre harzburgites du puits BA4A ont été analysées chimiquement durant la thèse, chaque « paire harzburgite/dunite » étant collectée à environ 100 m de distance des autres (Table XI. 2 et Fig. XI. 9). Les paires harzburgite/dunite du puits BA4A ne forment pas de vraies paires comme celles dans le Chapitre IX. Elles ont été collectées avec de plus grands écarts de distance entre elles, variant de 3 à 20 m (Table XI. 2).

Du point de vue pétrographique, les harzburgites sont modérément serpentinisées avec des textures porphyriques à gros grains. La harzburgite BA4A 10 est appauvrie en orthopyroxène et la BA4A 1 présentent des agrégats de ce minéral partiellement dissous. Les dunites sont modérément à très fortement serpentinisées (BA4A 2). Elles décrivent des textures porphyriques et granulaires de HT. Les grains de la dunite BA4A 5 ont subi une surcroissance.

Table XI. 2. Echantillons de Batin de cette étude avec leurs références, leurs profondeurs et les distances séparant les dunites et les harzburgites appartenant à la même paire.

Nom	Lithologie	Référence de la carotte	Localisation de l'échantillon dans la carotte		Profondeur (m)	Distance de la paire Hzb/Dun (m)
			Sommet (cm)	Base (cm)		
BA4A 1	Harzburgite	5-2	46	51	10.155	3.175
BA4A 2	Dunite	6-3	8	13	13.330	
BA4A 5	Dunite	37-4	35	40	95.625	4.620
BA4A 6	Harzburgite	39-2	74	79	100.245	
BA4A 10	Harzburgite	73-4	4	9	197.205	16.965
BA4A 11	Dunite	80-3	12	17	214.170	
BA4A 14	Dunite	100-3	18	23	274.205	19.770
BA4A 16	Harzburgite	107-1	25	30	293.975	

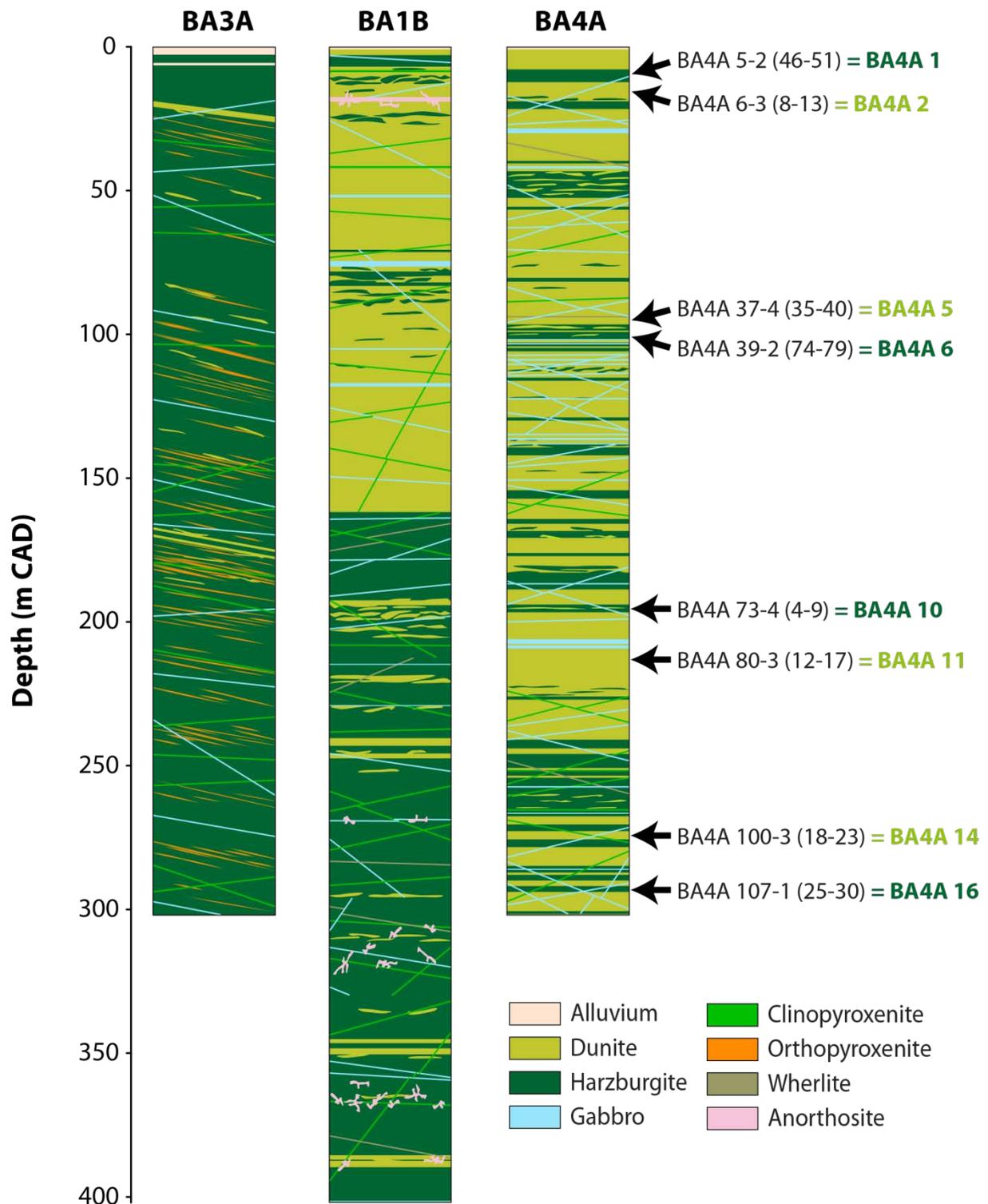


Fig. XI. 9. Coupes stratigraphiques des puits de forage BA1B, BA3A et BA4A d'ICDP dans la région de Batin dans le massif de Wadi Tayin de l'ophiolite d'Oman, illustrant les lithologies rencontrées (modifiées d'après Aupart et al. (under review); données issues de Kelemen et al. (2020)). Les échantillons de la thèse proviennent du puits de forage BA4A; leurs localisations sont indiquées ainsi que leurs lithologies (vert foncé pour harzburgite et vert clair pour dunite).

3. Compositions chimiques des péridotites de Batin

3.1. Qualité et validation des données analytiques

Les huit échantillons du forage BA4A d'ICDP ont été analysés par ICP-OES iCap6500 par le SARM au CRPG de Nancy afin d'en déterminer les compositions en éléments majeurs et mineurs sur roches totales (Table XI. 3) (cf. Chapitre VII). Les données récoltées ont des incertitudes variant de <2% pour le SiO₂ à <20% pour le MnO, étant données les teneurs présentées dans la Table XI. 3.

Table XI. 3. Compositions en éléments majeurs des péridotites de Batin.

Sample	Lithology	Depth (m)	SiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	LOI	Total	Mg#
BA4A 1	harzburgite	10.16	39.09	0.74	6.76	0.11	38.65	0.73	b.d.l.	12.41	98.49	0.911
BA4A 2	dunite	13.33	33.12	0.17	7.73	0.12	39.85	0.04	b.d.l.	17.51	98.53	0.902
BA4A 6	harzburgite	100.24	36.71	0.45	7.53	0.12	39.75	0.44	b.d.l.	14.01	98.99	0.904
BA4A 5	dunite	95.62	33.06	0.23	8.17	0.13	40.29	0.25	b.d.l.	16.23	98.35	0.898
BA4A 10	harzburgite	197.20	37.88	0.63	7.09	0.11	38.58	0.92	b.d.l.	13.87	99.07	0.907
BA4A 11	dunite	214.17	33.31	0.37	8.84	0.14	40.08	0.32	0.04	15.38	98.47	0.890
BA4A 16	harzburgite	293.98	37.48	0.58	7.02	0.11	39.80	0.71	b.d.l.	13.42	99.11	0.910
BA4A 14	dunite	274.20	34.08	0.46	7.92	0.13	39.86	0.31	b.d.l.	15.43	98.18	0.900

Les compositions en éléments majeurs des roches totales ont été analysées par le SARM au laboratoire du CRPG à Nancy à l'aide d'un ICP-OES iCap6500. Les teneurs en K₂O, TiO₂ et P₂O₅ sont en-dessous de la limite de détection.

*Fer total donné en FeO.

Mg# = Mg/(Mg+Fe)_{at}; LOI = Loss On Ignition; b.d.l. = below the detection limit.

Comme pour les autres échantillons de la thèse, les compositions isotopiques en osmium et en les autres HSE des péridotites de Batin ont été mesurées par N-TIMS et MC-ICP-MS respectivement. Leurs concentrations en ces éléments ont été déterminées à partir de leurs compositions isotopiques par dilution isotopique. Toutes les incertitudes sont de 2σ et incluent toutes les sources d'incertitude reconnues comme significatives (précision analytique au cours de l'analyse, reproductibilité du standard, incertitudes liées à la variabilité de la quantité et de la composition isotopique du blanc analytique, incertitudes liées à la correction de l'âge pour 95 Ma). Les données récoltées et corrigées ainsi que leurs incertitudes sont reportées dans les Tables XI. 4-5.

Les blancs analytiques totaux correspondent à ceux de la dernière période analytique du projet principal de la thèse et figurent dans la Table XI. 6. Lors de cette période d'analyse, deux standards de roche, UB-N et MUH-1, ont été analysés simultanément avec les échantillons (Table XI. 7). Comme discuté dans le Chapitre X, les résultats obtenus pour les concentrations en HSE sont généralement constants et dans la gamme des valeurs obtenues dans d'autres laboratoires (Meisel et al., unpublished) (UB-N 5 et MUH-1 4 dans Fig. X. 3).

Pour les compositions isotopiques en Os, les rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ d'UB-N 5 et de MUH-1 4 sont de 0.1273 ± 0.0005 (2σ) et 0.1266 ± 0.0005 (2σ) et sont proches des valeurs recommandées (Meisel et al., 2003, unpublished).

Des duplicatas ont été réalisés pour toutes les dunites et pour la harzburgite BA4A 1. Leurs données confirment les abondances en HSE et les compositions isotopiques en osmium obtenues lors d'une première analyse avec des valeurs très similaires. Les rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de la dunite BA4A 14 varient néanmoins légèrement entre les deux analyses. Des analyses des isotopes de l'osmium sont en cours lors de la rédaction de ce manuscrit de thèse pour des duplicatas supplémentaires pour les échantillons BA4A 11 ($n = 2$), BA4A 14 ($n = 2$), BA4A 6 et BA4A 1.

Table XI. 4. Concentrations en HSE et compositions isotopiques en osmium des péridotites de Batin.

Sample	Lithology	[Os] (ppb)	[Ir] (ppb)	[Ru] (ppb)	[Pt] (ppb)	[Pd] (ppb)	[Re] (ppb)	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_m$	$(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{95\text{Ma}}$	2σ error	Ir/Os	Ru/Os	Pd/Os	Re/Os
BA4A 1	hzb	4.411	4.305	6.931	9.960	7.194	0.641	0.701	0.12682	0.12571	0.00057	0.98	0.62	1.67	0.15
BA4A 1-d		6.123	3.834	6.508	9.488	7.566	0.599	0.471	0.12936	0.12861	0.00145	0.63	0.59	1.97	0.10
BA4A 2	dunite	4.354	3.115	6.691	7.809	5.931	1.203	1.331	0.12669	0.12459	0.00055	0.72	0.47	1.90	0.28
BA4A 2-d		3.916	2.672	6.205	7.383	5.379	1.277	1.572	0.12450	0.12201	0.00060	0.68	0.43	2.01	0.33
BA4A 6	hzb	5.375	3.787	8.283	4.972	3.069	0.096	0.086	0.11684	0.11671	0.00052	0.70	0.46	0.81	0.02
BA4A 5	dunite	4.416	3.314	7.671	8.344	6.965	0.239	0.260	0.12696	0.12655	0.00054	0.75	0.43	2.10	0.05
BA4A 5-d		3.398	2.419	6.349	5.599	6.948			0.12762	0.12846	0.00063	0.71	0.38	2.87	
BA4A 10	hzb	3.630	2.797	5.620	6.830	4.312			0.12548	0.12552	0.00054	0.77	0.50	1.54	
BA4A 11	dunite	5.463	3.035	7.439	8.588	9.205	0.606	0.535	0.13812	0.13728	0.00124	0.56	0.41	3.03	0.11
BA4A 11-d		4.552	3.055	6.390	8.587	8.320	0.485	0.514	0.13682	0.13601	0.00055	0.67	0.48	2.72	0.11
BA4A 16	hzb	3.861	3.630	6.139	6.271	4.129	0.295	0.368	0.12354	0.12296	0.00054	0.94	0.59	1.14	0.08
BA4A 14	dunite	5.191	3.127	7.174	9.324	10.088	0.539	0.501	0.13097	0.13018	0.00061	0.60	0.44	3.23	0.10
BA4A 14-d		4.269	3.372	7.058	9.127	12.816	0.542	0.612	0.12644	0.12547	0.00055	0.79	0.48	3.80	0.13

Les concentrations en HSE et les compositions isotopiques en Os des roches totales ont été analysées au laboratoire du CRPG à Nancy (France) par la méthode de N-TIMS (Finnigan MAT 262) et par MC-ICP-MS (Neptune +). Des duplicatas ont été réalisés pour plusieurs échantillons (notés "-d"). Toutes les incertitudes sont de 2σ et incluent toutes les sources d'incertitude reconnues comme significatives, dont la précision analytique au cours de l'analyse, la reproductibilité des analyses des standards, les incertitudes liées à la variabilité du blanc et de sa composition isotopique, les incertitudes liées à la correction de l'âge (95 Ma). Hzb, harzburgite.

Table XI.5. Different components of the uncertainties on HSE concentrations and Os isotope compositions entering into the total uncertainties

Sample	Mass (g)	[Os] uncertainty			¹⁸⁸ Os uncertainty			Measured ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os uncertainty				
		measurement (2σ-m) (ppb)	due to blank variability (2σ)	Total (2σ)	measurement (2σ-m) (M/g)	due to blank variability (2σ)	Total (2σ)	measurement (2σ-m)	due to variability of blank ¹⁸⁸ Os (2σ)	due to variability of blank ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os (2σ)	due to long term reproducibility of standard (2σ)	Total (2σ)
<i>Batin peridotites</i>												
BA4A 1	2.01412	0.032	0.000	0.032	2.22E-14	8.95E-17	2.22E-14	0.00026	0.00000	0.00001	0.00050	0.00057
BA4A 1-d	2.00379	0.273	0.000	0.273	1.90E-13	8.99E-17	1.90E-13	0.00136	0.00000	0.00001	0.00050	0.00145
BA4A 2	2.00336	0.025	0.000	0.025	1.75E-14	8.99E-17	1.75E-14	0.00022	0.00000	0.00001	0.00050	0.00055
BA4A 2-d	1.51420	0.022	0.000	0.022	1.54E-14	1.19E-16	1.54E-14	0.00032	0.00000	0.00001	0.00050	0.00059
BA4A 6	2.00763	0.023	0.000	0.023	1.64E-14	8.97E-17	1.64E-14	0.00014	0.00000	0.00001	0.00050	0.00052
BA4A 5	2.00897	0.020	0.000	0.020	1.40E-14	8.97E-17	1.40E-14	0.00019	0.00000	0.00001	0.00050	0.00053
BA4A 5-d	1.52049	0.044	0.000	0.044	3.05E-14	1.18E-16	3.05E-14	0.00037	0.00000	0.00002	0.00050	0.00062
BA4A 10	2.00718	0.016	0.000	0.016	1.11E-14	8.98E-17	1.11E-14	0.00018	0.00000	0.00001	0.00050	0.00053
BA4A 11	2.08374	0.142	0.000	0.142	9.90E-14	8.65E-17	9.90E-14	0.00114	0.00000	0.00001	0.00050	0.00124
BA4A 11-d	1.52127	0.026	0.000	0.026	1.78E-14	1.18E-16	1.78E-14	0.00021	0.00000	0.00001	0.00050	0.00054
BA4A 16	2.00632	0.018	0.000	0.018	1.24E-14	8.98E-17	1.24E-14	0.00020	0.00000	0.00001	0.00050	0.00054
BA4A 14	2.03097	0.056	0.000	0.056	3.90E-14	8.87E-17	3.90E-14	0.00035	0.00000	0.00001	0.00050	0.00061
BA4A 14-d	1.55373	0.023	0.000	0.023	1.61E-14	1.16E-16	1.61E-14	0.00022	0.00000	0.00001	0.00050	0.00055
<i>Standards</i>												
UB-N	2.00186	0.018	0.000	0.018	1.26E-14	9.00E-17	1.26E-14	0.00023	0.00000	0.00001	0.00050	0.00055
MUH-1	1.53566	0.014	0.000	0.014	9.45E-15	1.17E-16	9.46E-15	0.00016	0.00000	0.00001	0.00050	0.00052

Notes:

Column C: Based on in-run uncertainty on ¹⁹⁰Os/¹⁸⁸Os used in isotope dilution calculations

Column D: From difference between [Os] corrected using Os blank + 2σ and [Os] corrected using Os blank - 2σ

Column E: Total uncertainty on [Os] based on combination of uncertainties in columns C and D (square root of individual values squared)

Column F: Based on in-run uncertainty on ¹⁹⁰Os/¹⁸⁸Os used in isotope dilution calculations

Column G: From difference between ¹⁸⁸Os corrected using Os blank + 2σ and ¹⁸⁸Os corrected using Os blank - 2σ

Column H: Total uncertainty on ¹⁸⁸Os based on combination of uncertainties in columns F and G

Column I: In-run uncertainty on ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os

Column J: From difference between ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os corrected using ¹⁸⁸Os blank + 2σ and ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os corrected using ¹⁸⁸Os blank - 2σ; blank ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os held constant at mean value

Column K: From difference between ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os corrected using ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os blank + 2σ and ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os corrected using ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os blank - 2σ; blank ¹⁸⁸Os held constant at mean value

Column L: Long-term 2σ reproducibility of in-house liquid standard run by peak jumping on an ETP electron multiplier

Column M: Total uncertainty on ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os based on combination of uncertainties in columns I through L

Table XI. 5. Different components of the uncertainties on HSE concentrations and Os isotope compositions entering into the total uncertainties (suite)

Sample	Mass (g)	[Re] uncertainty			Total ¹⁸⁷ Re uncertainty (2σ) (M/g)	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os uncertainty (2σ)	Effect of ¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os uncertainty on ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os age (2σ)	Total uncertainty initial ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os (2σ)	Total ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os uncertainty (%)
		measurement (2σ-m) (ppb)	due to blank variability (2σ)	Total (2σ)					
<i>Batin peridotites</i>									
BA4A 1	2.01412	0.005	0.039	0.039	1.32E-13	0.043	0.00007	0.00057	0.45
BA4A 1-d	2.00379	0.004	0.039	0.039	1.32E-13	0.037	0.00006	0.00145	1.13
BA4A 2	2.00336	0.003	0.039	0.039	1.31E-13	0.044	0.00007	0.00055	0.44
BA4A 2-d	1.51420	0.003	0.052	0.052	1.74E-13	0.064	0.00010	0.00060	0.49
BA4A 6	2.00763	0.000	0.039	0.039	1.31E-13	0.035	0.00006	0.00052	0.45
BA4A 5	2.00897	0.001	0.039	0.039	1.31E-13	0.042	0.00007	0.00054	0.43
BA4A 5-d	1.52049							0.00063	0.49
BA4A 10	2.00718							0.00054	0.43
BA4A 11	2.08374	0.000	0.038	0.038	1.26E-13	0.036	0.00006	0.00124	0.90
BA4A 11-d	1.52127	0.000	0.051	0.051	1.73E-13	0.054	0.00009	0.00055	0.40
BA4A 16	2.00632	0.000	0.039	0.039	1.31E-13	0.049	0.00008	0.00054	0.44
BA4A 14	2.03097	0.000	0.039	0.039	1.29E-13	0.036	0.00006	0.00061	0.47
BA4A 14-d	1.55373	0.000	0.050	0.050	1.69E-13	0.057	0.00009	0.00055	0.44
<i>Standards</i>									
UB-N	2.00186	0.001	0.039	0.039	1.31E-13	0.055	0.00009	0.00056	0.44
MUH-1	1.53566	0.000	0.051	0.051	1.71E-13	0.060	0.00009	0.00053	0.42

Notes:

Column N: Based on in-run uncertainty on ¹⁸⁷Re/¹⁸⁵Re used in isotope dilution calculations

Column O: From difference between [Re] corrected using Re blank + 2σ and [Re] corrected using Re blank - 2σ

Column P: Total uncertainty on [Re] based on combination of uncertainties in columns N and O (square root of individual values squared)

Column Q: Total uncertainty on ¹⁸⁷Re - proportional to total uncertainty on [Re]

Column R: Total uncertainty on ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os based on combination of uncertainties in columns H and Q

Column S: Uncertainty on age (95 Ma) corrected value of ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os related to ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os uncertainty.

Uncertainties on age correction related to ¹⁸⁷Re decay constant, ophiolite age and spike calibration are not considered as they should be very small and systematic for all samples (ie, they cannot produce inter-sample variability)

Column T: Total uncertainty on initial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os based on combination of uncertainty on measured value (column M) and uncertainty related to age correction (column S)

Table XI. 5. Different components of the uncertainties on HSE concentrations and Os isotope compositions entering into the total uncertainties (suite)

Sample	Mass (g)	[Ir] uncertainty			[Ru] uncertainty			[Pt] uncertainty			[Pd] uncertainty		
		measurement (2σ-m) (ppb)	due to blank variability (2σ)	Total (2σ)									
<i>Batin peridotites</i>													
BA4A 1	2.01412	0.001	0.001	0.002	0.005	0.023	0.023	0.005	0.011	0.012	0.002	0.011	0.011
BA4A 1-d	2.00379	0.001	0.001	0.002	0.005	0.023	0.023	0.005	0.011	0.013	0.003	0.011	0.011
BA4A 2	2.00336	0.001	0.001	0.001	0.005	0.023	0.023	0.004	0.011	0.012	0.003	0.011	0.011
BA4A 2-d	1.51420	0.001	0.001	0.001	0.004	0.030	0.030	0.005	0.015	0.016	0.002	0.015	0.015
BA4A 6	2.00763	0.001	0.001	0.001	0.006	0.023	0.023	0.004	0.011	0.012	0.002	0.011	0.011
BA4A 5	2.00897	0.001	0.001	0.001	0.005	0.023	0.023	0.005	0.011	0.012	0.002	0.011	0.011
BA4A 5-d	1.52049	0.001	0.001	0.001	0.004	0.030	0.030	0.004	0.015	0.016	0.003	0.015	0.015
BA4A 10	2.00718	0.001	0.001	0.001	0.004	0.023	0.023	0.004	0.011	0.012	0.002	0.011	0.011
BA4A 11	2.08374	0.001	0.001	0.001	0.005	0.022	0.022	0.005	0.011	0.012	0.002	0.011	0.011
BA4A 11-d	1.52127	0.001	0.001	0.002	0.005	0.030	0.030	0.005	0.015	0.016	0.002	0.015	0.015
BA4A 16	2.00632	0.001	0.001	0.001	0.004	0.023	0.023	0.005	0.011	0.012	0.002	0.011	0.011
BA4A 14	2.03097	0.001	0.001	0.001	0.005	0.022	0.023	0.005	0.011	0.012	0.001	0.011	0.011
BA4A 14-d	1.55373	0.001	0.001	0.002	0.005	0.029	0.030	0.005	0.015	0.016	0.005	0.014	0.015
<i>Standards</i>													
UB-N	2.00186	0.000	0.001	0.001	0.004	0.023	0.023	0.002	0.011	0.012	0.008	0.011	0.013
MUH-1	1.53566	0.000	0.001	0.001	0.004	0.030	0.030	0.004	0.015	0.015	0.004	0.014	0.015

Notes:

Column V Based on in-run uncertainty on $^{191}\text{Ir}/^{193}\text{Ir}$ used in isotope dilution calculations

Column W: From difference between [Ir] corrected using Ir blank + 2σ and [Ir] corrected using Ir blank - 2σ

Column X: Total uncertainty on [Ir] based on combination of uncertainties in columns V and W (square root of individual values squared)

Column Y: Based on in-run uncertainty on $^{102}\text{Ru}/^{99}\text{Ru}$ used in isotope dilution calculations

Column Z: From difference between [Ru] corrected using Ru blank + 2σ and [Ru] corrected using Ru blank - 2σ

Column AA: Total uncertainty on [Ru] based on combination of uncertainties in columns Y and Z (square root of individual values squared)

Column AB: Based on in-run uncertainty on $^{194}\text{Pt}/^{195}\text{Pt}$ used in isotope dilution calculations

Column AC: From difference between [Pt] corrected using Pt blank + 2σ and [Pt] corrected using Pt blank - 2σ

Column AD: Total uncertainty on [Pt] based on combination of uncertainties in columns AB and AC (square root of individual values squared)

Column AE: Based on in-run uncertainty on $^{108}\text{Pd}/^{106}\text{Pd}$ used in isotope dilution calculations

Column AF: From difference between [Pd] corrected using Pd blank + 2σ and [Pd] corrected using Pd blank - 2σ

Column AG: Total uncertainty on [Pd] based on combination of uncertainties in columns AE and AF (square root of individual values squared)

Table XI. 6. Contenus en HSE, rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ et incertitudes 2σ du blanc total lors de la session d'analyse.

Elément	Concentration (ng)	Incertitude 2σ (ng)
Os	0.0007	0.0002
Re	0.042	0.078
Ir	0.001	0.002
Ru	0.018	0.045
Pt	0.015	0.023
Pd	0.014	0.022
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	0.209	0.122

Table XI. 7. Concentrations en HSE et compositions isotopiques en osmium des standards UB-N et MUH-1 avec les incertitudes 2σ associées.

Standard	Mass (g)	[Os] (ppb)	2σ	[Ir] (ppb)	2σ	[Ru] (ppb)	2σ	[Pt] (ppb)	2σ	[Pd] (ppb)	2σ	[Re] (ppb)	2σ	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_m$	2σ
UB-N 5	2.00186	3.436	0.000	2.756	0.001	5.882	0.023	6.746	0.012	10.436	0.013	0.243	0.039	0.341	0.1273	0.0005
MUH-1 4	1.53566	4.096	0.000	2.613	0.001	5.654	0.030	20.991	0.015	8.931	0.015	0.276	0.051	0.325	0.1266	0.0005

Les concentrations en HSE et les compositions isotopiques en Os des roches totales ont été analysées au CRPG à Nancy (France) par la méthode de N-TIMS (Finnigan MAT 262) et par MC-ICP-MS (Neptune +). Toutes les incertitudes sont de 2σ et incluent toutes les sources d'incertitude reconnues comme significatives, dont la précision analytique au cours de l'analyse, la reproductibilité des analyses des standards, les incertitudes liées à la variabilité du blanc et de sa composition isotopique, les incertitudes liées à la correction de l'âge (95 Ma).

3.2. Description des résultats

3.2.1. *Harzburgites*

Les harzburgites de Batin ont des compositions chimiques très cohérentes avec les autres harzburgites de cette thèse (cf. [Chapitre IX](#)) et de l'ophiolite d'Oman (Ahmed and Arai, 2002; Godard et al., 2000; Hanghøj et al., 2010; Lorand et al., 2009), à l'exception de leurs contenus en eau (LOI = 12.41-14.01 wt. %) ([Table XI. 3](#)) qui sont légèrement supérieurs. Leurs Mg# sont très homogènes (0.904-0.911) ([Fig. XI. 10a](#)) de même que leurs teneurs en Al₂O₃ (0.45-0.74 wt. %) ([Table XI. 3](#) et [Fig. XI. 10b](#)) et en Os (3.63-6.1 ppb) ([Table XI. 4](#)). Une anti-corrélation est tout de même observable entre leurs teneurs en Al₂O₃ et MgO (recalculées sans les éléments volatiles) dans la [Fig. XI. 10a](#). Leurs compositions isotopiques en Os sont non radiogéniques ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{95\text{Ma}} = 0.1167\text{-}0.1286$) et dans la gamme de celles des péridotites abyssales (Becker and Dale, 2016) ([Fig. XI. 11a](#)).

Comme les autres harzburgites de la thèse (cf. [Chapitre X](#)), les harzburgites de Batin décrivent des spectres en HSE normalisés aux teneurs chondritiques assez plats et similaires à celui du manteau primitif (Becker et al., 2006) ([Table XI. 4](#) et [Fig. XI. 12a,c](#)). Leurs abondances en IPGE sont très homogènes, et leurs contenus en PPGE et en Re sont un peu plus variables ([Fig. XI. 13d-e](#)). La harzburgite superficielle BA4A 1 est faiblement enrichie en Re. En revanche, les autres harzburgites, et surtout BA4A 6, sont légèrement appauvries en PPGE et en Re. La harzburgite BA4A 6 présente également une figure en forme de « V » au niveau des IPGE Os-Ir-Ru ([Fig. XI. 12c](#)) suggérant la présence de PGM riches en Ru et Os, tels que la laurite RuS₂ et l'erlichmanite OsS₂. De plus, cette harzburgite a un rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{95\text{Ma}}$ très peu radiogénique (0.1167). Elle semble avoir préservé la signature d'anciens évènements de fusion partielle (~1-2 Ga). Dans la [Fig. XI 7a](#), les compositions isotopiques en Os des harzburgites de Batin semblent suivre une corrélation avec le rapport Pd/Ir, révélant la signature probable d'anciens évènements de fusion partielle.

3.2.2. Dunites

Les dunites de Batin ont des contenus en Al_2O_3 (0.17-0.46 wt. %) et des Mg# (0.890-0.902) (Table XI. 3 et Fig. XI. 10) plus faibles que les harzburgites, et proches de ceux des dunites de la section mantellique principale, bien qu'elles contiennent plus d'eau (LOI = 15.38-17.51 wt. %). Leurs teneurs en Al_2O_3 et MgO (recalculées sans les éléments volatiles) décrivent une belle anti-corrélation, suivant leur profondeur, dans la Fig. XI. 10a; la dunité superficielle BA4A 2 a les contenus les plus faibles en Al_2O_3 et les plus élevés en MgO, tandis que la dunité la plus profonde BA4A 14 est la plus riche en Al_2O_3 et la plus pauvre en MgO. À part l'échantillon BA4A 14, les dunites de Batin s'alignent sur la droite de composition de l'olivine dans la Fig. XI. 10b. Les concentrations en Os des dunites de Batin sont constantes et plutôt élevées (3.40-5.46 ppb) (Table XI. 4 et Fig. XI. 11b); elles tombent dans la gamme des teneurs en Os observées dans les dunites des sections mantellique principale et basale échantillonnées ailleurs dans l'ophiolite, mais sont nettement plus élevées que les teneurs des dunites de la MTZ. Leurs rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initiaux s'étendent de 0.1220 à 0.1373 et sont semblables à ceux des dunites de la section mantellique principale (0.1249-0.1330), à l'exception de la dunité 16OD9A très radiogénique et très riche en HSE discutée dans les Chapitres IX et X. La dunité BA4A 11 se différencie un peu du set: elle a un Mg# (0.890) plus faible (Fig. XI. 10b) et une composition isotopique en Os plus radiogénique ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{95\text{Ma}} = 0.1373$) (Fig. XI. 11b) que les autres dunites de Batin (Mg# = 0.898-0.902; $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{95\text{Ma}} = 0.1220-0.1302$). À l'exception de la dunité BA4A 2, les dunites sont plus radiogéniques que leur harzburgite adjacente (Fig. XI. 11c). Néanmoins, comme les harzburgites et les dunites des paires ont parfois été collectées avec de grands écarts de distance entre elles (de 3 à 20 m) (Table XI. 2), les harzburgites ne sont pas forcément parentales aux dunites associées.

Quant à leurs abondances en HSE, les dunites de Batin présentent des spectres normalisés aux teneurs chondritiques très homogènes et plats comme les harzburgites (Table XI. 4 et Fig. XI. 12b,d). Elles montrent cependant un enrichissement en Pd (et en Pt) croissant avec leur profondeur (Fig. XI. 13a,d-e). Une figure en « V » en Os-Ir-Ru est également visible (Fig. XI. 12d,13c) avec des teneurs plus faibles en Ir et généralement plus élevées en Os que les valeurs estimées pour le manteau primitif (Becker et al., 2006). La dunité BA4A 2 superficielle présente, comme sa harzburgite, une teneur plus riche en Re (Fig. XI. 13b,e); tandis qu'une des analyses de la dunité BA4A 5 a les abondances en Pt et en Re les plus faibles des dunites, parallèlement à la harzburgite adjacente BA4A 6.

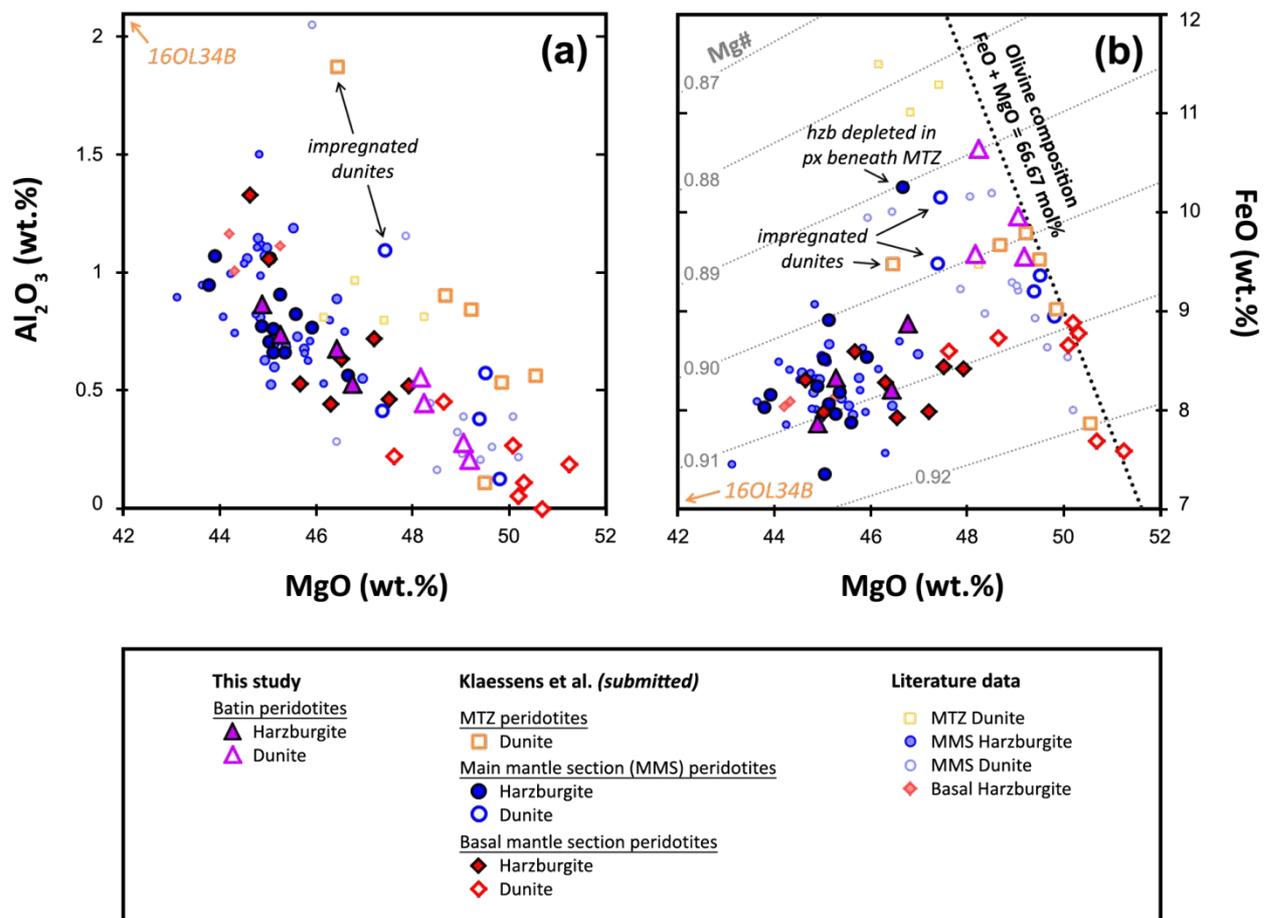


Fig. XI. 10. Compositions en éléments majeurs des harzburgites et des dunites de la région de Batin dans le massif de Wadi Tayin de l'ophiolite d'Oman, recalculées sans les éléments volatiles dans des diagrammes (a) Al_2O_3 vs. MgO et (b) FeO vs. MgO. Dans (b), les lignes en pointillés gris représentent les valeurs de Mg# constants, et la ligne épaisse en pointillés noirs montre l'évolution de la composition de l'olivine contrainte par l'équation $FeO + MgO = 66.67 \text{ mol\%}$ selon Godard et al. (2000). Dans toutes les figures, la dunite très imprégnée de la MTZ (16OL34B) du projet principal de la thèse se situe en dehors du graphique, avec des concentrations plus élevées en Al_2O_3 et plus faibles en FeO et en MgO. Les données publiées de péridotites d'Oman figurent également en comparaison, en plus de celles du Chapitre IX: dunites de la MTZ (Godard et al., 2000); dunites (Godard et al., 2000; Hanghøj et al., 2010) et harzburgites (Godard et al., 2000; Hanghøj et al., 2010) de la section mantellique principale, et harzburgites basales (Godard et al., 2000).

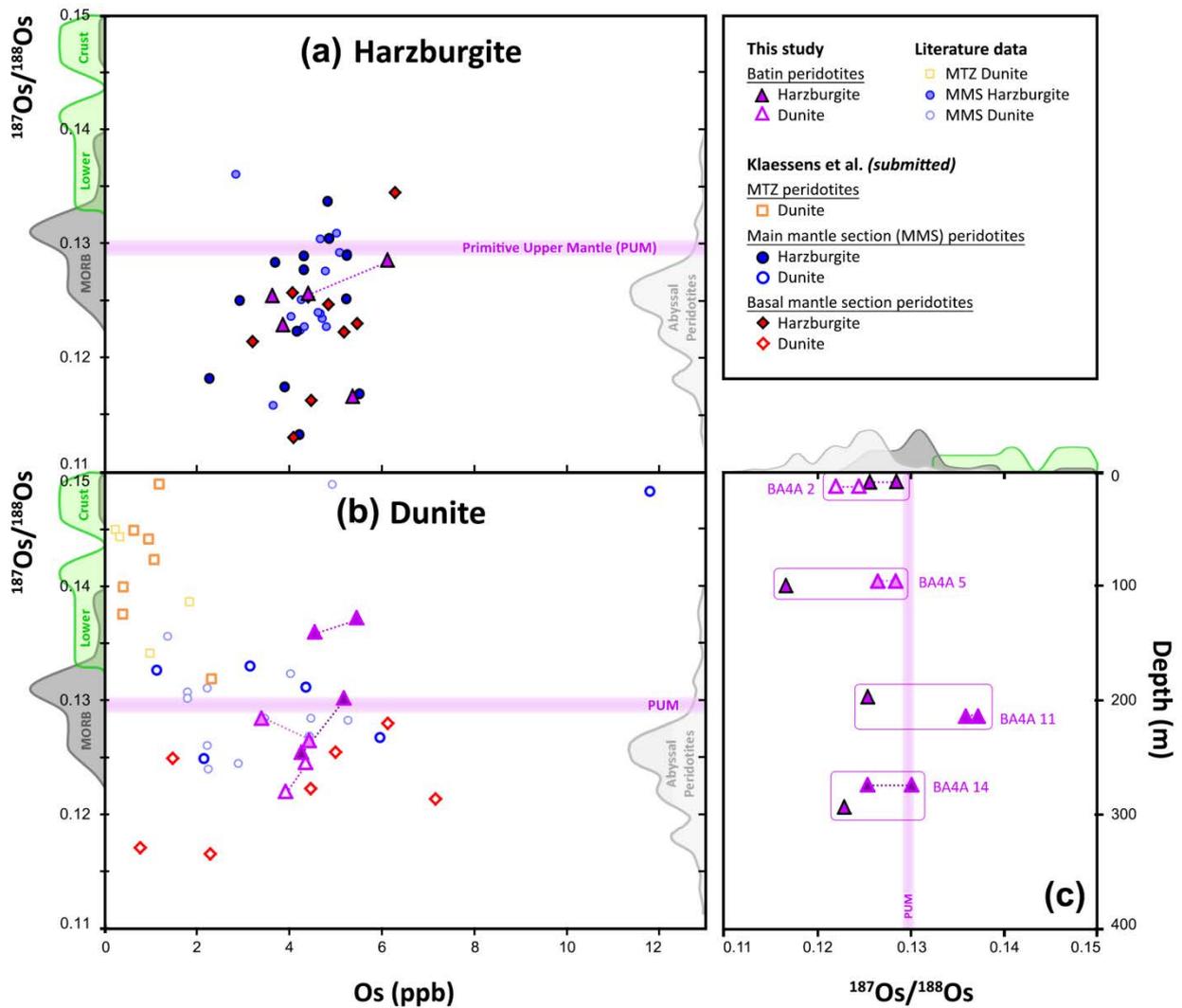


Fig. XI. 11. Compositions isotopiques en osmium des harzburgites et des dunites de la région de Batin dans le massif de Wadi Tayin de l'ophiolite d'Oman. **(a)** $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. $[\text{Os}]$ dans les harzburgites; **(b)** $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. $[\text{Os}]$ dans les dunites (symboles mauves de plus en plus foncés avec la profondeur); **(c)** Variation du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ des paires harzburgite/dunite (délimitées par des contours mauves) avec leur profondeur dans le puits de forage BA4A. Dans toutes les figures, le champ mauve clair représente le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ estimé pour le manteau primitif supérieur (PUM) (~ 0.1296) (Meisel et al., 2001). Les courbes en gris clair, gris foncé et en vert de deux côtés des diagrammes indiquent la distribution de probabilité des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ pour les péridotites abyssales (compilation de Becker and Dale (2016)), les MORB (données de sulfures de MORB compilées par Gannoun et al. (2016)) et pour la croûte inférieure omanaise (Peucker-Ehrenbrink et al., 2012) respectivement. Les données publiées de péridotites d'Oman figurent également en comparaison, en plus de celles du Chapitre IX: dunites de la MTZ (Xiong et al., 2020a,b); dunites (Hanghøj et al., 2010; Xiong et al., 2020a,b) et harzburgites (Hanghøj et al., 2010) de la section mantellique principale (symboles comme dans la Fig. XI. 10).

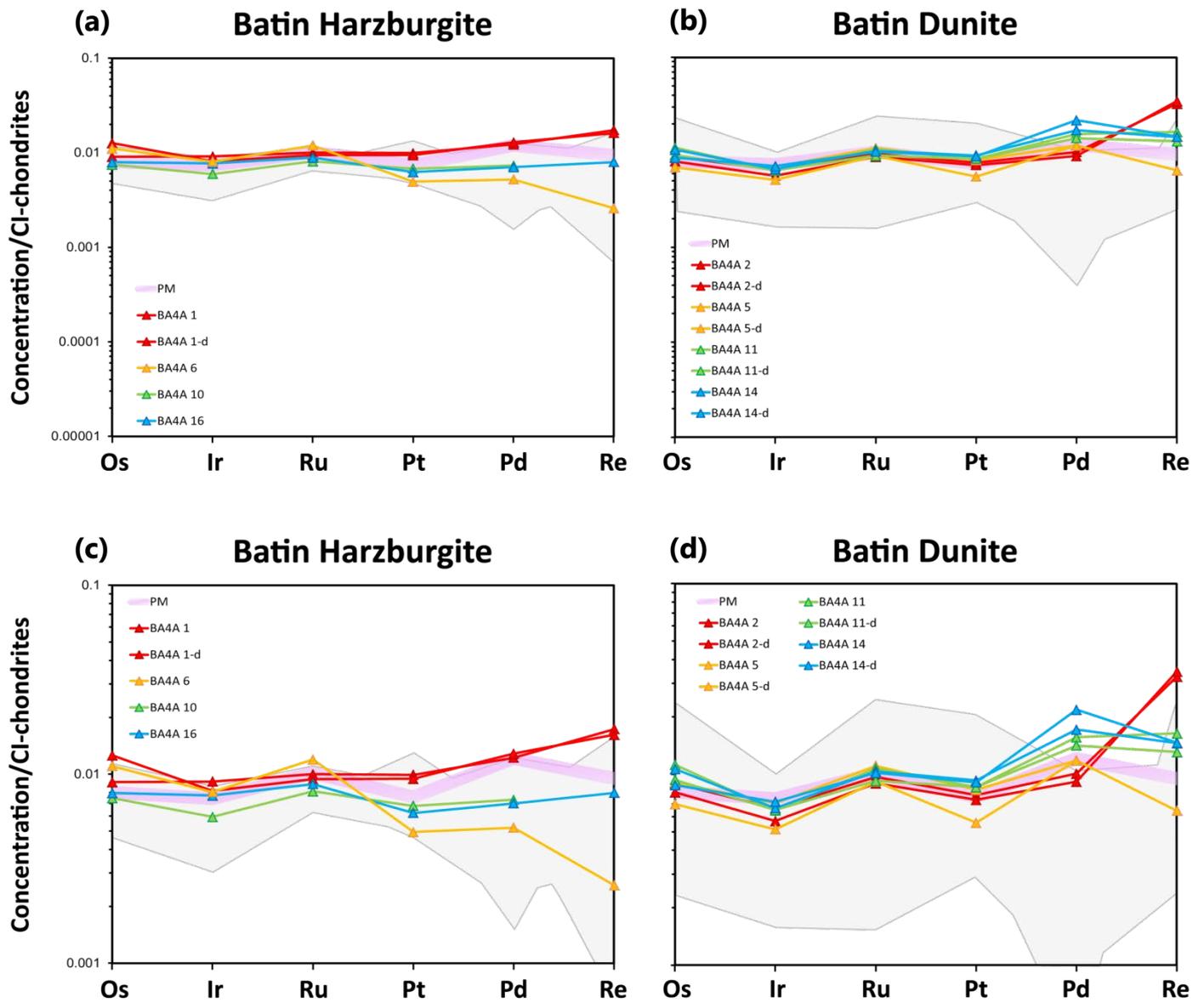


Fig. XI. 12. Profils de HSE normalisés aux chondrites CI (Harvey and Day, 2016) des harzburgites (a, c) et des dunites (b, d) de la région de Batin dans le massif de Wadi Tayin de l'ophiolite d'Oman. Dans (a-b), l'échelle utilisée pour l'axe y est la même que dans les autres figures de spectres en HSE de la thèse (Chapitres V et X). Elle est agrandie dans (c-d) pour mieux observer les différences au sein des péridotites de Batin. Les paires harzburgite/dunite sont représentées dans la même couleur. Les abondances en HSE du manteau primitif supérieur (PUM) (Becker et al., 2006) figurent également. Les données de nos harzburgites (a, c) et dunites (b, d) de la section mantellique principale du Chapitre X sont aussi présentes en comparaison (zone grise).

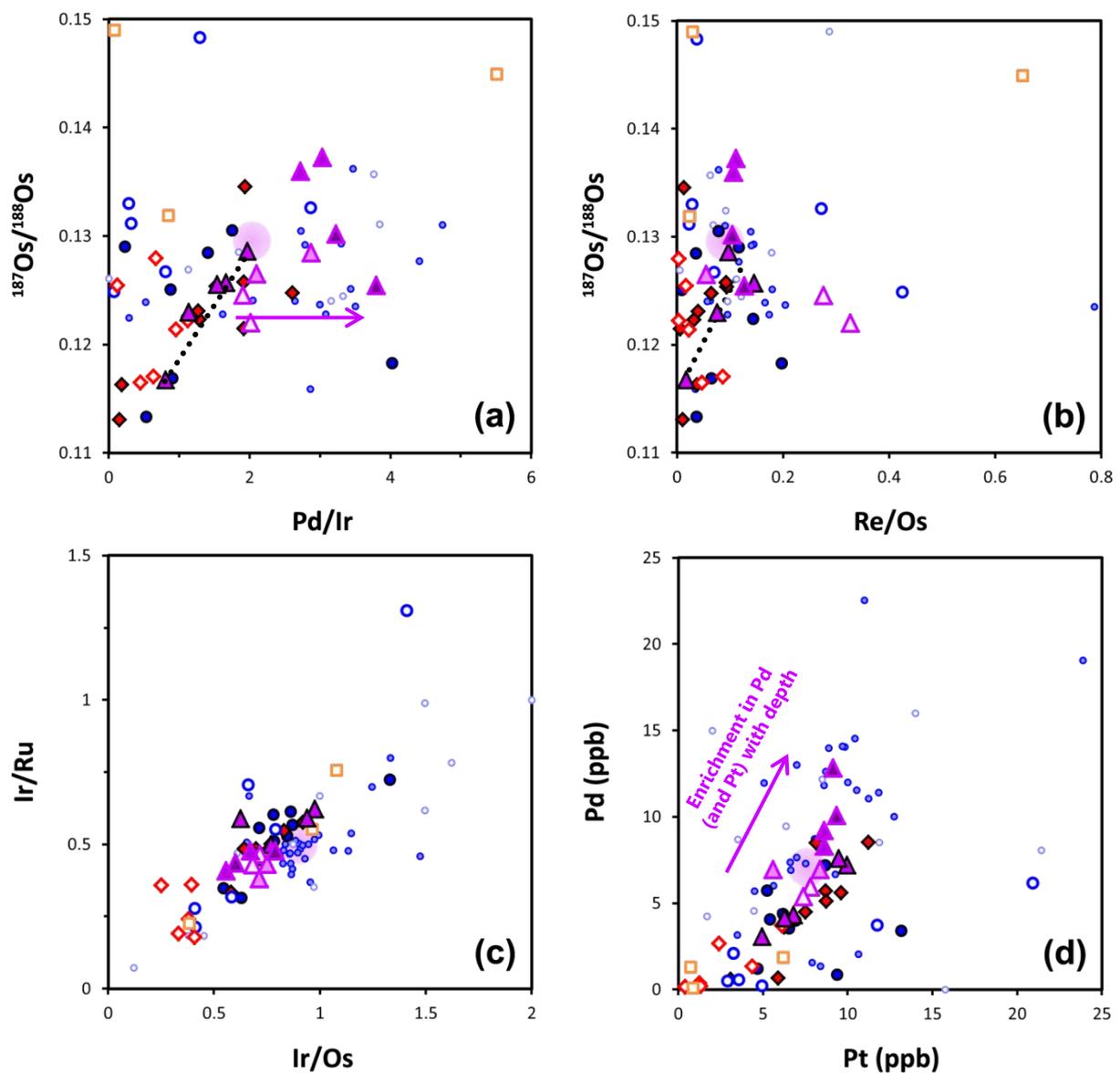
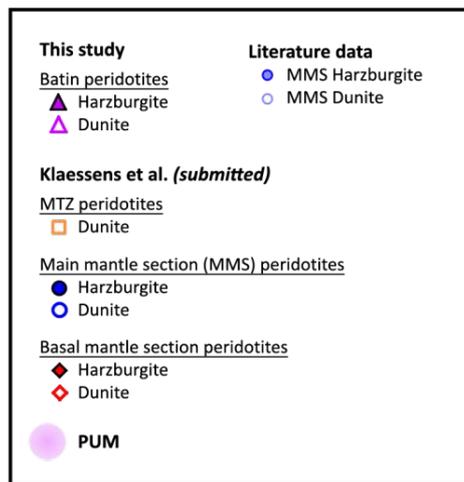
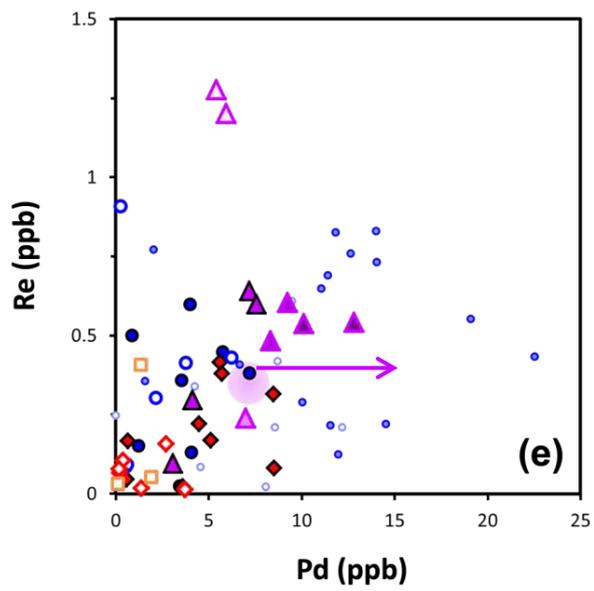


Fig. XI. 13. Diagrammes bivariants des abondances en HSE et des compositions isotopiques en Os des péridotites de Batin: (a-b) $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initial (à 95 Ma) vs. Pd/Ir (a) et Re/Os (b); (c) Ir/Ru vs. Ir/Os; (d) [Pd] vs. [Pt]; et (e) [Re] vs. [Pd]. Les flèches en mauve montrent l'enrichissement en Pd (et en Pt) des dunites de Batin, qui croît avec leur profondeur, par rapport aux autres échantillons. Dans (a-b), la trace d'une corrélation analogue à une isochrone semble préservée au sein des harzburgites (ligne en pointillés noirs). Les abondances en HSE et le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ du manteau primitif supérieur (PUM) (Becker et al., 2006; Meisel et al., 2001) sont représentés. Les données publiées de péridotites d'Oman figurent également en comparaison, en plus de celles du Chapitre IX: harzburgites (Hanghøj et al., 2010) et dunites (Hanghøj et al., 2010) de la section mantellique (cf. symboles dans la Fig. XI. 11).



4. Discussion des résultats

Dans cette partie, nous allons discuter les résultats des analyses chimiques couplés aux observations de terrain. Nous sommes conscients que le nombre des échantillons de l'étude est limité, et que les hypothèses avancées sont à prendre avec prudence; notre travail est la première étude dédiée à ce corps dunitique exceptionnel, et peut servir de guide pour de futures études.

4.1. Contamination par l'eau de mer vs. Processus magmatique

Les péridotites de Batin ont, tout comme les autres péridotites de la thèse, des contenus en eau (LOI < 17.51%, surtout < 15.5%) (Table XI. 3) typiques des péridotites serpentinisées. Néanmoins, ces derniers sont légèrement supérieurs à ceux de nos autres échantillons, surtout dans le cas des dunites. Aucune corrélation n'est observée entre leurs compositions isotopiques en Os et ce paramètre d'altération chimique des roches (Fig. XI. 14); la dunite la plus radiogénique BA4A 11 a d'ailleurs la valeur en LOI la plus faible.

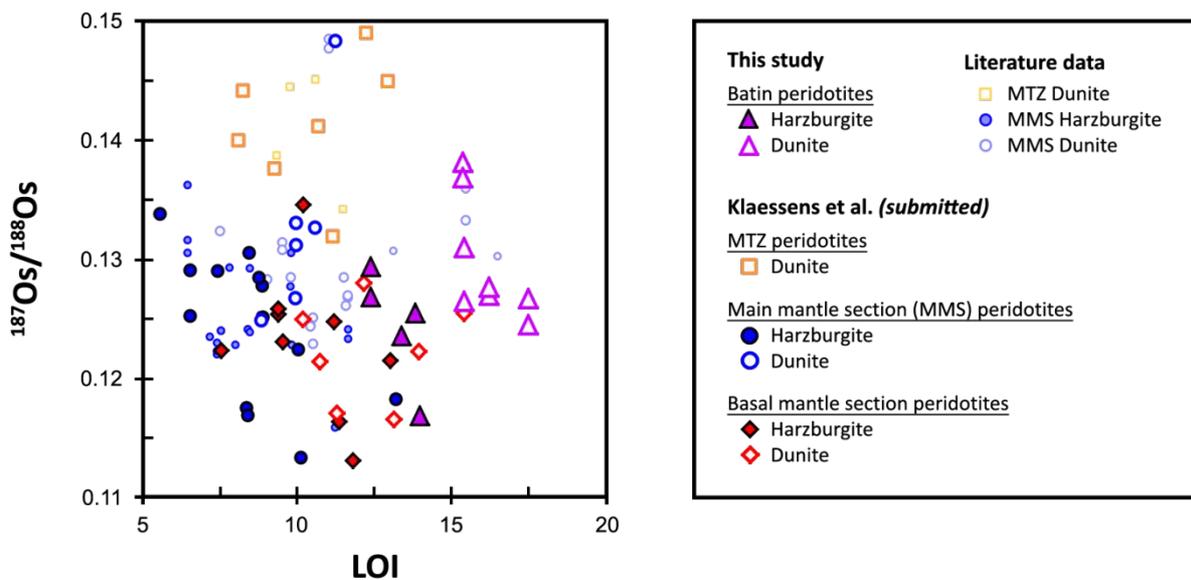


Fig. XI. 14. Diagramme bivariant des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{95\text{Ma}}$ des péridotites de Batin en fonction de la perte au feu (LOI). Les données publiées de péridotites d'Oman figurent en comparaison, en plus de celles du Chapitre IX: dunites de la MTZ (Godard et al., 2000; Xiong et al., 2020a,b); dunites (Godard et al., 2000; Hanghøj et al., 2010; Xiong et al., 2020a,b) et harzburgites (Hanghøj et al., 2010) de la section mantellique principale.

Dans le Chapitre IX, nous avons modélisé l'interaction d'une péridotite commune ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.124$; [Os] de 0.4 à 6 ppb) avec de l'eau de mer (Fig. IX. 12b). Les résultats de ce modèle montraient que le rapport Th/U de la péridotite devait atteindre des valeurs extrêmement faibles (<0.005) pour produire des compositions radiogéniques en Os similaires à celles des dunites de la MTZ. Pour obtenir un rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ équivalent à celui de la dunite radiogénique BA4A 11 ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1360\text{-}0.1373$), le rapport Th/U de la péridotite devrait

être inférieur à 0.0067, 0.0016 ou à 0.0004 si sa concentration initiale est de 0.4, 2 ou 6 ppb respectivement. Les rapports Th/U de dunites du puits BA4A (parfois collectées à proximité des nôtres) et de harzburgites des puits BA3A et BA1B analysées par Aupart et al. (under review) s'étendent de 0.1 à 1.83 (n = 7) et de 0.38 à 3.77 (n = 5) respectivement (Table XI. 8). Une de leurs dunites a été échantillonnée juste à côté de la dunite radiogénique BA4A 11 et a un rapport Th/U de 2.16. Ces données en plus de l'absence de corrélation entre les contenus en eau et les rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de nos péridotites de Batin indiquent que nos échantillons ont préservé la signature de processus essentiellement magmatiques.

Table XI. 8. Rapports Th/U des dunites du puits BA4A et des harzburgites des puits BA3A et BA1B analysées par Aupart et al. (under review). La dunite BA4A 80-4 (44-49) a été collectée juste à côté de notre dunite BA4A 11.

Echantillon	Puits de forage	Lithologie	Th/U
BA3A 3-3 (8-13)	BA3A	harzburgite	0.55
BA3A 7-2 (66-71)		harzburgite	0.88
BA3A 11-1 (7-12)		harzburgite	3.47
BA3A 17-3 (20-25)		harzburgite	3.77
BA1B 142-2 (23-28)	BA1B	harzburgite	0.38
BA4A 4-1 (34-39)	BA4A	dunite	0.74
BA4A 4-2 (88-93)		dunite	0.77
BA4A 8-2 (72-77)		dunite	1.83
BA4A 11-1 (12-17)		dunite	1.47
BA4A 31-2 (30-35)		dunite	0.10
BA4A 80-4 (44-49)		dunite	2.16
BA4A 107-1 (82-87)		dunite	3.19

4.2. Enregistrement d'anciens épisodes de fusion partielle

Parmi les harzburgites de Batin, l'échantillon BA4A 6 est particulier de par sa figure en forme de « V » au niveau des IPGE Os-Ir-Ru et son appauvrissement en PPGE et en Re (Fig. XI. 12a,c). Ces observations suggèrent que la fusion partielle a été suffisamment importante pour enlever la plupart des sulfures des métaux de base (BMS) et former des PGM riches en Ru et Os, tels que la laurite RuS_2 et l'erlichmanite OsS_2 , par précipitation et/ou exsolution. Le Ru et l'Os auraient alors été retenus par ces PGM spécifiques, tandis que le Pd, le Pt, le Re et dans une moindre mesure l'Ir se seraient comportés comme des éléments incompatibles. En plus de ces caractéristiques, la harzburgite BA4A 6 a un rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{95\text{Ma}}$ très peu radiogénique (0.1167), suggérant que le Re ait été extrait tôt de cette roche. Elle aurait préservé la signature d'un ancien évènement de fusion partielle.

Les harzburgites de Batin semblent s'aligner dans la Fig. XI. 13a, qui reporte leurs compositions isotopiques en Os en fonction de leurs rapports Pd/Ir. Le point de départ de cette corrélation, qui pourrait être vue comme l'analogie d'une isochrone, serait la harzburgite BA4A 6 très peu radiogénique. A partir de la composition isotopique en Os de cette harzburgite, un âge modèle d'appauvrissement en Re (T_{RD} ; cf. Chapitre IV) peut être estimé à une valeur de 1.74 Ga. Vers cet âge, les péridotites de Batin auraient été variablement appauvries en PPGE et en Re, et légèrement en Ir. La corrélation observée se serait développée par la décroissance radioactive du Re. Une corrélation semblable existe également entre les rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ et Re/Os des harzburgites de Batin (Fig. XI. 13b). Toutefois, les données ne sont disponibles que pour seulement trois des quatre échantillons, et le rapport Re/Os de la harzburgite superficielle BA4A 1 n'est pas très reproductible (0.15 et 0.10 pour BA4A 1 et BA4A 1-d respectivement). Le rapport Re/Os de l'échantillon BA4A 6 est néanmoins le plus faible, comme attendu.

4.3. Composition chimique atypique pour la dunite de Batin

La dunite de Batin est exceptionnellement grande avec une épaisseur maximale de 250 m (Fig. XI. 1b). De telles épaisseurs de dunite ne sont trouvées ailleurs dans l'ophiolite que dans la MTZ au-dessus de diapirs. Les dunites de la MTZ se distinguent généralement des autres dunites par leurs Mg# (0.897-0.920; moyenne: 0.904) et leurs concentrations en Os (0.39-2.30 ppb) plus faibles, et leurs contenus en Al₂O₃ (0.09-1.71 wt. %) et surtout leurs rapports ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os initiaux (0.1319-0.1490) plus élevés. Comme nous l'avons vu dans les Chapitres IV et IX, les teneurs en Os diminuent progressivement au cours de l'interaction de la péridotite avec des liquides, expliquant ainsi les très faibles abondances en Os des dunites de la MTZ. Cependant, les concentrations en IPGE des dunites de Batin sont constantes et plutôt élevées (3.40-5.46 ppb) (Table XI. 4). Elles sont très similaires à celles des harzburgites (3.63-6.1 ppb). Quant à leurs rapports ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os initiaux, ils varient de 0.1220 à 0.1373, et sont plus faibles que ceux des dunites de la MTZ. De plus, les MTZ épaisses hébergent de nombreux pods de chromite. A notre connaissance, ce n'est pas le cas de la dunite de Batin. Un micro pod, long de 3 m, épais de quelques centimètres, a toutefois été observé à l'extrémité NW de la dunite (partie inférieure) et est non exploitable économiquement.

Les dunites de Batin se différencient aussi chimiquement des dunites de la section basale de l'ophiolite. Elles ne présentent pas de figures en « V » en IPGE Os-Ir-Ru très prononcées, ni de fort appauvrissement en PPGE (Fig. XI. 12b), comme observés principalement dans les dunites basales (Fig. X. 10e). Leurs Mg# (0.890-0.902) sont également plus faibles que ceux de ces dernières (0.908-0.923; moyenne: 0.914) (Table XI. 3 et Fig. XI. 10b) et sont similaires à ceux des dunites du reste de la section mantellique. Les dunites de Batin ont aussi tendance à être plus radiogéniques que les dunites basales (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os_{S95Ma} = 0.1165-0.1280) (Fig. XI. 11b) et que les harzburgites qui leur sont adjacentes (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os_{S95Ma} = 0.1167-0.1286) (Fig. XI. 11c), comme observé dans les veines et bandes de dunite de la section mantellique principale (Fig. IX. 11c).

Les compositions en éléments majeurs, en HSE et en les isotopes de l'osmium des dunites de Batin se rapprochent de celles des dunites de la section mantellique principale, bien que les concentrations en Os de ces dernières soient beaucoup plus variables (1.12-11.80 ppb). Cependant, les échantillons de Batin ont été récoltés sur une zone restreinte. On peut donc s'attendre à une certaine homogénéité au sein de leurs compositions chimiques, comme le montrent leurs spectres en HSE plutôt constants (Fig. XI. 12b). Néanmoins, leurs concentrations en IPGE sont assez élevées pour des dunites qui ont interagi avec de grandes quantités de liquides. Comme discuté dans le Chapitre IX, si la dunite est dépourvue de sulfures, une telle interaction avec des liquides devrait produire un appauvrissement

progressif en IPGE. Une explication possible est la précipitation de phases riches en IPGE par des liquides lors de ces interactions.

En plus de leurs concentrations élevées en IPGE, les dunites de Batin montrent un enrichissement en Pd (de 5.38 à 12.82 ppb) et en Pt (de 7.38 à 9.32 ppb) qui croît avec la profondeur (Fig. XI. 12d,13a,e-d). Une anti-corrélation est également observée entre leurs teneurs en Al_2O_3 et MgO en fonction de leur profondeur (Fig. XI. 10a). La dunite la plus profonde BA4A 14 est la plus riche en Al_2O_3 et en PPGE, et la plus pauvre en MgO, alors que la dunite superficielle BA4A 2 contient la plus faible quantité d' Al_2O_3 et de PPGE, et la plus élevée en MgO. Les dunites les plus profondes BA4A 11 et 14 ont aussi des compositions isotopiques en osmium plus radiogéniques (Table XI. 4 et Fig. XI. 11c).

La paire harzburgite/dunite superficielle BA4A 1 et 2 est enrichie en Re par rapport aux autres péridotites de Batin (Table XI. 4 et Fig. XI. 12,13b,e). Cependant, le rapport Re/Os de la dunite est bien plus élevé. Ces observations, couplées aux rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ similaires de ces deux péridotites (Fig. XI. 11c), suggèrent fortement que l'enrichissement en Re était récent.

4.4. Formation de la dunite de Batin

La dunite de Batin a un caractère bien spécifique, de par sa structure et sa composition chimique. Elle se rapproche chimiquement des veines et des bandes de dunite de la section mantellique principale. Elle forme également une lentille dans la partie supérieure de cette section, à 900-1200 m sous le Moho, et est surmontée de harzburgite (Fig. XI. 1b).

Les compositions chimiques des dunités suggèrent que des liquides auraient interagi avec les dunités les plus profondes, et que les effets de cette interaction sur les dunités auraient diminué progressivement lors de l'ascension de ces liquides vers le Moho. La composition isotopique en Os de la dunite BA4A 11, l'une des deux dunités les plus profondes, indique que ces liquides seraient plus radiogéniques que les MORB, et sans doute similaires à ceux qui auraient interagi avec les dunités de la MTZ et de la section mantellique principale (cf. Chapitre IX). Comme discuté dans le Chapitre IX, la composition chimique des liquides a probablement été affectée par leur interaction avec la péridotite, démarrant à la limite inférieure de la dunite de Batin, et continuant au fur et à mesure de leur montée. Ces liquides auraient, notamment, dû rapidement devenir moins radiogéniques, les rendant inaptes à modifier le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ des dunités plus superficielles. Ils auraient aussi enrichi les dunités profondes en Pd (et en Pt), et plus légèrement les plus superficielles.

Des bandes claires, pouvant être confondues avec de la dunite, ont été remarquées dans la harzburgite sus-jacente, et contiennent en réalité de la harzburgite appauvrie. Ces observations peuvent conduire à se questionner sur la capacité des liquides à former de la dunite tout le long de leur montée vers le Moho. Ces liquides auraient été piégés sur un niveau à environ 1200 m sous le Moho, où ils auraient formé la base de la dunite de Batin par dissolution de l'orthopyroxène de la harzburgite encaissante. La formation de cette dunite aurait pu aboutir à une saturation progressive des liquides en pyroxène. Ces liquides n'auraient plus été capables de dissoudre tous les pyroxènes de la harzburgite sus-jacente à la dunite de Batin, et auraient pu y précipiter des pyroxènes. Ce processus pourrait expliquer la présence de zones appauvries et enrichies en pyroxène dans cette harzburgite. De plus, lors de leur montée, les liquides auraient progressivement perdu leur caractère enrichi en Pd et radiogénique en Os par interaction avec la péridotite. La formation de la dunite de Batin impliquerait un volume de liquide limité lors d'un pulse magmatique, et se distinguerait de la MTZ, dans laquelle plusieurs batchs de liquides auraient circulé et auraient fortement diminué son contenu en Os et augmenté son rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Sur le terrain, des réseaux filoniens et bréchiques dunitiques (Fig. XI. 8), parfois de grande taille comme celui du massif de Nakhl, ont été observés à la limite supérieure de la dunite de Batin, et plus en profondeur, avant l'unité litée basale. Ces observations pourraient appuyer notre hypothèse d'un transport rapide des liquides via de la fracturation hydraulique, discutée dans le Chapitre IX.

5. Conclusion

La grande dunite de Batin contraste chimiquement et structuralement avec les dunites de la MTZ et de la section basale. Elle présente, par contre, des similitudes avec les veines et les bandes de dunite de la section mantellique principale. Nos données de terrain et chimiques suggèrent qu'elle se serait formée lors d'un pulse magmatique de liquides plus radiogéniques que les MORB, qui auraient stagné à environ 1200 m sous le Moho. Ces liquides piégés auraient formé la partie inférieure de la dunite de Batin, avant de poursuivre leur ascension vers le Moho. En chemin, ils auraient produit la partie supérieure de cette dunite. Néanmoins, à la suite de leur interaction avec la péridotite, ils auraient perdu leur caractère radiogénique lors de leur montée, et leur sous-saturation en orthopyroxène deviendrait de moins en moins prononcée. Ensuite, ils auraient atteint le Moho sans plus pouvoir dissoudre complètement l'orthopyroxène de la harzburgite encaissante et former de la dunite.

Références

- Ahern, J.L., Turcotte, D.L., 1979. Magma migration beneath an ocean ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 115–122. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90113-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90113-4)
- Ahmed, A.H., Arai, S., 2002. Unexpectedly high-PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implications. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 143, 263–278. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0347-8>
- Ahmed, A.H., Hanghøj, K., Kelemen, P.B., Hart, S.R., Arai, S., 2006. Osmium isotope systematics of the Proterozoic and Phanerozoic ophiolitic chromitites: In situ ion probe analysis of primary Os-rich PGM. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 777–791. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.021>
- Aupart, C., Morales, L., Godard, M., Jamtveit, B., the Oman DP Science Team, under review. Microstructures and mass-transfer associated with early faults in peridotites from the Samail Ophiolite, Oman. Under review at EPSL. *Earth Planet. Sci. Lett.*
- Bartholomew, I.D., 1983. The primary structures and fabrics of the upper mantle and lower crust from ophiolite complexes. The Open University, Milton Keynes.
- Becker, H., Carlson, R.W., Shirey, S.B., 2004. Slab-derived osmium and isotopic disequilibrium in garnet pyroxenites from a Paleozoic convergent plate margin (lower Austria). *Chem. Geol.* 208, 141–156. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.009>
- Becker, H., Dale, C.W., 2016. Re–Pt–Os isotopic and highly siderophile element behavior in oceanic and continental mantle tectonites. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 369–440. <https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.7>
- Becker, H., Horan, M.F., Walker, R.J., Gao, S., Lorand, J.P., Rudnick, R.L., 2006. Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 4528–4550. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.004>
- Birck, J.L., Roy Barman, M., Capmas, F., 1997. Re–Os Isotopic Measurements at the Femtomole Level in Natural Samples. *Geostand. Newsl.* 21, 19–27. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1997.tb00528.x>
- Boudier, F., Coleman, R.G., 1981. Cross section through the peridotite in the Samail Ophiolite, southeastern Oman Mountains. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 2573–2592. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02573>
- Boudier, F., Nicolas, A., 1995. Nature of the Moho Transition zone in the Oman ophiolite. *J. Petrol.* 36, 777–796. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.777>
- Boudier, F., Nicolas, A., 1977. Structural control on the partial melting of the Lanzo peridotite, in: AGU Chapman Conf. Proc. Bull. 96. Geol. Min. Industries, Oregon Dep.
- Boudier, F., Nicolas, A., Ildfonse, B., Jousselin, D., 1997. EPR microplates, a model for the Oman Ophiolite. *Terra Nov.* 9, 79–82. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1997.tb00007.x>
- Brandon, A.D., Creaser, R.A., Shirey, S.B., Carlson, R.W., 1996. Osmium recycling in subduction zones. *Science* 272, 861–864. <https://doi.org/10.1126/science.272.5263.861>
- Braun, M.G., Kelemen, P.B., 2002. Dunite distribution in the Oman Ophiolite: Implications for melt flux through porous dunite conduits. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 3, 1–21. <https://doi.org/10.1029/2001GC000289>

- Brenan, J.M., Bennett, N.R., Zajacz, Z., 2016. Experimental results on fractionation of the highly siderophile elements (HSE) at variable pressures and temperatures during planetary and magmatic differentiation. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 1–87.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.1>
- Brenan, J.M., McDonough, W.F., Ash, R., 2005. An experimental study of the solubility and partitioning of iridium, osmium and gold between olivine and silicate melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 855–872. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.051>
- Brenan, J.M., McDonough, W.F., Dalpé, C., 2003. Experimental constraints on the partitioning of rhenium and some platinum-group elements between olivine and silicate melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 212, 135–150. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00234-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00234-6)
- Büchl, A., Brüggemann, G.E., Batanova, V.G., Hofmann, A.W., 2004. Os mobilization during melt percolation: The evolution of Os isotope heterogeneities in the mantle sequence of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 3397–3408.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.02.005>
- Büchl, A., Brüggemann, G.E., Batanova, V.G., Münker, C., Hofmann, A.W., 2002. Melt percolation monitored by Os isotopes and HSE abundances: A case study from the mantle section of the Troodos Ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 204, 385–402. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00977-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00977-9)
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: A study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostand. Newsl.* 25, 187–198. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2001.tb00595.x>
- Coleman, R.G., Hopson, C.A., 1981. Introduction to the Oman ophiolite Special issue. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 2495–2496. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02495>
- Creaser, R.A., Papanastassiou, D.A., Wasserburg, G.J., 1991. Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium and iridium. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 397–401.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90427-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90427-7)
- Daines, M.J., Kohlstedt, D.L., 1994. The transition from porous to channelized flow due to melt/rock reaction during melt migration. *Geophys. Res. Lett.* 21, 145–148.
<https://doi.org/10.1029/93GL03052>
- Einaudi, F., Godard, M., Pezard, P., Cochemé, J.J., Coulon, C., Brewer, T., Harvey, P., 2003. Magmatic cycles and formation of the upper oceanic crust at spreading centers: Geochemical study of a continuous extrusive section in the Oman ophiolite. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 4, 1–25.
<https://doi.org/10.1029/2002GC000362>
- Elkins, L.J., Bourdon, B., Lambart, S., 2019. Testing pyroxenite versus peridotite sources for marine basalts using U-series isotopes. *Lithos* 332–333, 226–244.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.02.011>
- Fonseca, R.O.C., Laurenz, V., Mallmann, G., Lugué, A., Hoehne, N., Jochum, K.P., 2012. New constraints on the genesis and long-term stability of Os-rich alloys in the Earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 87, 227–242. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.04.002>
- Gannoun, A., Burton, K.W., Day, J.M.D., Harvey, J., Schiano, P., Parkinson, I., 2016. Highly siderophile element and Os isotope systematics of volcanic rocks at divergent and convergent plate boundaries and in intraplate settings. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 651–724.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.11>
- Godard, M., Jousset, D., Bodinier, J.L., 2000. Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: A study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 180, 133–148. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00149-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00149-7)

- Govindaraju, K., 1994. Compilation of working values and sample description for 383 geostandards Special issue. *Geostand. Newsl.* 18, 1–158.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2494.1998.53202081.x-i1>
- Guilmette, C., Smit, M.A., van Hinsbergen, D.J.J., Güreş, D., Corfu, F., Charette, B., Maffione, M., Rabeau, O., Savard, D., 2018. Forced subduction initiation recorded in the sole and crust of the Semail ophiolite of Oman. *Nat. Geosci.* 11, 688–695. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0209-2>
- Hanghøj, K., Kelemen, P.B., Hassler, D., Godard, M., 2010. Composition and genesis of depleted mantle peridotites from the Wadi Tayin massif, Oman ophiolite; Major and trace element geochemistry, and Os isotope and PGE systematics. *J. Petrol.* 51, 201–227.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egp077>
- Harvey, J., Day, J.M.D., 2016. Introduction to Highly Siderophile and Strongly Chalcophile Elements in High-Temperature Geochemistry and Cosmochemistry. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, iii–xiv.
- Hebert, L.B., Montési, L.G.J., 2010. Generation of permeability barriers during melt extraction at mid-ocean ridges. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 11, n/a-n/a.
<https://doi.org/10.1029/2010GC003270>
- Ionov, D.A., Savoyant, L., Dupuy, C., 1992. Application of the ICP-MS technique to trace element analysis of peridotites and their minerals. *Geostand. Newsl.* 16, 311–315.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1992.tb00494.x>
- Jochum, K.P., Nohl, U., Herwig, K., Lammel, E., Stoll, B., Hofmann, A.W., 2005. GeoReM: A New Geochemical Database for Reference Materials and Isotopic Standards. *Geostand. Geoanalytical Res.* 29, 333–338. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2005.tb00904.x>
- Jochum, K.P., Seufert, H.M., Thirlwall, M.F., 1990. High-sensitivity Nb analysis by spark-source mass spectrometry (SSMS) and calibration of XRF Nb and Zr. *Chem. Geol.* 81, 1–16.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90035-6](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90035-6)
- Jousselin, D., Nicolas, A., Boudier, F., 1998. Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo-spreading center in the Oman ophiolite. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 18153–18170.
<https://doi.org/10.1029/98JB01493>
- Kelemen, P.B., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *J. Petrol.* 31, 51–98. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.1.51>
- Kelemen, P.B., Matter, J.M., Teagle, D.A.H., Coggon, J.A., the Oman Drilling Project Science Team, 2020. Proceedings of the Oman Drilling Project. College Station, Texas (International Ocean Discovery Program). <https://doi.org/10.14379/OmanDP.proc.2020>
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Salters, V.J.M., 1995. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature* 375, 747–753.
<https://doi.org/10.1038/375747a0>
- Koga, K.T., Kelemen, P.B., Shimizu, N., 2001. Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and the origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 2.
<https://doi.org/10.1029/2000GC000132>
- Lambart, S., Laporte, D., Schiano, P., 2009. An experimental study of focused magma transport and basalt-peridotite interactions beneath mid-ocean ridges: Implications for the generation of primitive MORB compositions. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 157, 429–451.
<https://doi.org/10.1007/s00410-008-0344-7>
- Le Mée, L., Girardeau, J., Monnier, C., 2004. Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge. *Nature* 432, 167–172. <https://doi.org/10.1038/nature03075>
- Levasseur, S., Birck, J.L., Allègre, C.J., 1998. Direct measurement of femtomoles of osmium and the $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ ratio in seawater. *Science* 282, 272–274.
<https://doi.org/10.1126/science.282.5387.272>

- Lippard, S.J., Shelton, A.W., Gass, I.G., 1986. The Ophiolite of Northern Oman, in: *The Geological Society Memoirs*. Backwell Scientific Publications, London, p. 178.
<https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.1986.011.01.03>
- Lorand, J.P., Alard, O., Godard, M., 2009. Platinum-group element signature of the primitive mantle rejuvenated by melt-rock reactions: evidence from Sumail peridotites (Oman Ophiolite). *Terra Nov.* 21, 35–40. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00850.x>
- Lorand, J.P., Luguët, A., 2016. Chalcophile and siderophile elements in mantle rocks: trace elements controlled by trace minerals. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 441–488.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.08>
- MacLeod, C.J., Lissenberg, C.J., Bibby, L.E., 2013. “Moist MORB” axial magmatism in the Oman ophiolite: The evidence against a mid-ocean ridge origin. *Geology* 41, 459–462.
<https://doi.org/10.1130/G33904.1>
- McCulloch, M.T., Gregory, R.T., Wasserburg, G.J., Taylor, H.P.J., 1981. Sm-Nd, Rb-Sr, and 18O/16O isotopic systematics in an oceanic crustal section: Evidence from the Samail Ophiolite. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 2721–2735. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02721>
- Meisel, T., Burnham, M., Day, J., Park, J.W., Savard, D., Schulz, T., Water, P., unpublished. Characterisation of PGE, Re mass fraction and R(187Os/188Os) in reference materials (OKUM, MUH-1 and HARZ01) through interlaboratory comparisons 1–70.
- Meisel, T., Horan, M.F., 2016. Analytical Methods for the Highly Siderophile Elements, in: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. pp. 89–106.
- Meisel, T., Reisberg, L., Moser, J., Carignan, J., Melcher, F., Brüggemann, G.E., 2003. Re-Os systematics of UB-N, a serpentinized peridotite reference material. *Chem. Geol.* 201, 161–179.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00234-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00234-1)
- Meisel, T., Walker, R.J., Irving, A.J., Lorand, J.P., 2001. Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: A global perspective. *Geochim Cosmochim Acta* 65, 1311–1323.
- Morgan, Z., Liang, Y., 2003. An experimental and numerical study of the kinetics of harzburgite reactive dissolution with applications to dunite dike formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 214, 59–74.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00375-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00375-3)
- Mungall, J.E., Brenan, J.M., 2014. Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* 125, 265–289. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.10.002>
- Nicolas, A., 1986. A Melt Extraction Model Based on Structural Studies in Mantle Peridotites. *J. Petrol.* 27, 999–1022. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.4.999>
- Nicolas, A., Boudier, F., 2001. Oman & UAE ophiolite. *Mar. Geophys. Res.* 21.
- Nicolas, A., Boudier, F., Ildefonse, B., Ball, E., 2000a. Accretion of Oman and United Arab Emirates ophiolite – Discussion of a new structural map. *Mar. Geophys. Res.* 21, 147–180.
<https://doi.org/10.1023/A:1026769727917>
- Nicolas, A., Ildefonse, B., Boudier, F., Lenoir, X., Ben Ismail, W., 2000b. Dike distribution in the Oman-United Arab Emirates ophiolite. *Mar. Geophys. Res.* 21, 269–287.
<https://doi.org/10.1023/A:1026718026951>
- Nicolle, M., Jousset, D., Reisberg, L., Bosch, D., Stephant, A., 2016. Major and trace element and Sr and Nd isotopic results from mantle diapirs in the Oman ophiolite: Implications for off-axis magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 437, 138–149. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.005>
- Noël, J., 2018. Etude pétro-structurale et géochimique des processus de serpentinisation et de carbonatation des péridotites de l’ophiolite d’Oman. Université de Montpellier.

- O'Driscoll, B., Day, J.M.D., Walker, R.J., Daly, J.S., McDonough, W.F., Piccoli, P.M., 2012. Chemical heterogeneity in the upper mantle recorded by peridotites and chromitites from the Shetland Ophiolite Complex, Scotland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 333–334, 226–237. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.035>
- O'Driscoll, B., González-Jiménez, J.M., 2016. Petrogenesis of the Platinum-Group Minerals. *Rev. Mineral. Geochemistry* 81, 489–578. <https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.09>
- O'Driscoll, B., Walker, R.J., Clay, P.L., Day, J.M.D., Ash, R.D., Daly, J.S., 2018. Length-scales of chemical and isotopic heterogeneity in the mantle section of the Shetland Ophiolite Complex, Scotland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 488, 144–154. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.020>
- O'Driscoll, B., Walker, R.J., Day, J.M.D., Ash, R.D., Daly, J.S., 2015. Generations of Melt Extraction, Melt–Rock Interaction and High-Temperature Metasomatism Preserved in Peridotites of the ~497 Ma Leka Ophiolite Complex, Norway. *J. Petrol.* 56, 1797–1828. <https://doi.org/10.1093/petrology/egv055>
- O'Hara, M.J., 1965. Primary magmas and the origin of basalts. *Scottish J. Geol.* 1, 19–40. <https://doi.org/10.1144/sjg01010019>
- Oman Drilling Project, 2018. URL: <https://www.omandrilling.ac.uk>
- Pearson, D.G., Nowell, G.M., 2004. Re-Os and Lu-Hf isotope constraints on the origin and age of pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif: Implications for mixed peridotite-pyroxenite mantle Sources. *J. Petrol.* 45, 439–455. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg102>
- Pec, M., Holtzman, B.K., Zimmerman, M., Kohlstedt, D.L., 2015. Reaction infiltration instabilities in experiments on partially molten mantle rocks. *Geology* 43, 575–578. <https://doi.org/10.1130/G36611.1>
- Peucker-Ehrenbrink, B., Hanghøj, K., Atwood, T., Kelemen, P.B., 2012. Rhenium-osmium isotope systematics and platinum group element concentrations in oceanic crust. *Geology* 40, 199–202. <https://doi.org/10.1130/G32431.1>
- Ravizza, G., Blusztajn, J., Prichard, H.M., 2001. Re-Os systematics and platinum-group element distribution in metalliferous sediments from the Troodos ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 369–381. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00337-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00337-5)
- Rehkämper, M., Halliday, A.N., 1997. Development and application of new ion-exchange techniques for the separation of the platinum group and other siderophile elements from geological samples. *Talanta* 44, 663–672. [https://doi.org/10.1016/S0039-9140\(96\)02100-5](https://doi.org/10.1016/S0039-9140(96)02100-5)
- Richardson, C.N., 1998. Melt flow in a variable viscosity matrix. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1099–1102. <https://doi.org/10.1029/98GL50565>
- Rioux, M., Bowring, S., Kelemen, P.B., Gordon, S., Dudás, F., Miller, R., 2012. Rapid crustal accretion and magma assimilation in the Oman-U.A.E. ophiolite: High precision U-Pb zircon geochronology of the gabbroic crust. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, 1–12. <https://doi.org/10.1029/2012JB009273>
- Rospabé, M., Benoit, M., Ceuleneer, G., Hodel, F., Kaczmarek, M.A., 2018. Extreme geochemical variability through the dunitic transition zone of the Oman ophiolite: Implications for melt/fluid-rock reactions at Moho level beneath oceanic spreading centers. *Geochim Cosmochim Acta* 234, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.05.012>
- Rubin, A.M., 1995. Propagation of Magma-Filled Cracks. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 287–336. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001443>
- Sanfilippo, A., Morishita, T., Senda, R., 2016. Rhenium-osmium isotope fractionation at the oceanic crust-mantle boundary. *Geology* 44, 167–170. <https://doi.org/10.1130/G37428.1>

- Schulte, R.F., Schilling, M., Anma, R., Farquhar, J., Horan, M.F., Komiya, T., Piccoli, P.M., Pitcher, L., Walker, R.J., 2009. Chemical and chronologic complexity in the convecting upper mantle: Evidence from the Taitao ophiolite, southern Chile. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 5793–5819. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.06.015>
- Searle, M.P., Malpas, J., 1980. Structure and metamorphism of rocks beneath the Semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 71, 247–262. <https://doi.org/10.1017/S0263593300013614>
- Senda, R., Suzuki, K., Morishita, T., Takazawa, E., The Oman Drilling Project Science Party, 2020. The PGE and Os isotope variations in the mantle transition zone from the Semail Ophiolite from the Cores of the Oman Drilling Project, in: *International Conference on Ophiolites and the Oceanic Lithosphere: Results of the Oman Drilling Project and Related Research*. Sultan Qaboos University, Muscat, Sultanate of Oman, p. 1.
- Sergeev, D.S., Dijkstra, A.H., Meisel, T., Brüggmann, G.E., Sergeev, S.A., 2014. Traces of ancient mafic layers in the Tethys oceanic mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 389, 155–166. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.039>
- Smoliar, M.I., Walker, R.J., Morgan, J.W., 1996. Re-Os Ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB Iron Meteorites. *Science* 271, 1099 LP – 1102. <https://doi.org/10.1126/science.271.5252.1099>
- Sparks, D.W., Parmentier, E.M., 1991. Melt extraction from the mantle beneath spreading centers. *Earth Planet. Sci. Lett.* 105, 368–377. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90178-K](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90178-K)
- Stevenson, D.J., 1989. Spontaneous small-scale melt segregation in partial melts undergoing deformation. *Geophys. Res. Lett.* 16, 1067–1070. <https://doi.org/10.1029/G1016i009p01067>
- Stolper, E., 1980. A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: Preliminary results and implications for petrogenesis. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 74, 13–27. <https://doi.org/10.1007/BF00375485>
- Sun, S. -s., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, pp. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Vernières, J., Godard, M., Bodinier, J.L., 1997. A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magma transport in the Earth's upper mantle. *J. Geophys. Res. B Solid Earth* 102, 24771–24784. <https://doi.org/10.1029/97jb01946>
- Völkening, J., Walczyk, T., Heumann, K.G., 1991. Osmium isotope ratio determinations by negative thermal ionization mass spectrometry. *Int. J. Mass Spectrom. Ion Process.* 105, 147–159. [https://doi.org/10.1016/0168-1176\(91\)80077-Z](https://doi.org/10.1016/0168-1176(91)80077-Z)
- Wang, Z., Becker, H., Gawronski, T., 2013. Partial re-equilibration of highly siderophile elements and the chalcogens in the mantle: A case study on the Baldissero and Balmuccia peridotite massifs (Ivrea Zone, Italian Alps). *Geochim. Cosmochim. Acta* 108, 21–44. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.01.021>
- Widom, E., Kepezhinskas, P., Defant, M., 2003. The nature of metasomatism in the sub-arc mantle wedge: Evidence from Re-Os isotopes in Kamchatka peridotite xenoliths. *Chem. Geol.* 196, 283–306. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00417-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00417-5)
- Xiong, Q., Xu, Y., González-Jiménez, J.M., Liu, J., Alard, O., Zheng, J.P., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2020a. Sulfide in dunite channels reflects long-distance reactive migration of mid-ocean-ridge melts from mantle source to crust: A Re-Os isotopic perspective. *Earth Planet. Sci. Lett.* 531, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115969>
- Xiong, Q., Xu, Y., González-Jiménez, J.M., Liu, J., Alard, O., Zheng, J.P., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2020b. Corrigendum to “Sulfide in dunite channels reflects long-distance reactive migration of mid-ocean-ridge melts from mantle source to crust: A Re-Os isotopic perspective” [Earth and Planetary Science Letters 531 (2020) 115969]. *Earth Planet. Sci. Lett.* 535, 1. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116136>

Quatrième Partie

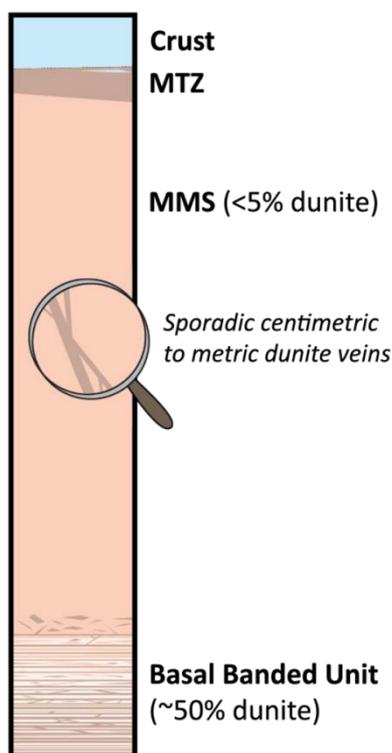
Conclusions générales et perspectives



Conclusions générales et perspectives

Les travaux de cette thèse ont porté sur l'étude des processus de migration des liquides de fusion dans le manteau pour nourrir les rides médio-océaniques, en explorant leur relation avec la formation et la distribution de la dunite dans le manteau de l'ophiolite d'Oman. En effet, les liquides de type MORB, qui sont sous-saturés en orthopyroxène à faible pression, ne sont pas en équilibre chimique avec la péridotite environnante. Pour cette raison, il est souvent proposé que les liquides de fusion soient transportés vers la dorsale par écoulement poreux dans des chenaux de dunite, qui leur permettraient d'être isolés de la harzburgite encaissante et de toute interaction avec cette dernière.

Nous avons contraint la répartition de la dunite dans la section mantellique des massifs sud-est de cette ophiolite. Nos observations de terrain menées dans des zones diapiriques (essentiellement le diapir de Maqsad) et non-diapiriques (synthétisées dans une coupe schématique cf. Fig. 1) confirment celles de Boudier and Coleman (1981) levées dans leur coupe stratigraphique. **Trois types de dunite** de taille et de localisation différentes ont ainsi été identifiés dans la section mantellique non-diapirique ou « commune »:



- (1) une couche dunitique horizontale juste en dessous de la croûte, la zone de transition du Moho (MTZ), dans laquelle des liquides s'accumulent et réagissent avec la péridotite encaissante, en dissolvant ses pyroxènes et en précipitant de l'olivine;
- (2) des veines et des bandes de dunite, dispersées dans la section mantellique principale, qui forment des auréoles de réaction autour de veines dans lesquelles des liquides ont circulé;
- (3) des bandes dunitiques présentes en abondance dans l'unité litée de la section basalte de l'ophiolite.

Dans les zones diapiriques, la MTZ est particulièrement épaisse (≤ 500 m), alors qu'elle atteint des épaisseurs inférieures à 50 m en dehors de ces diapirs.

Fig. 1. Coupe schématique de la section mantellique, réalisée sur la base d'observations de terrain et illustrant la distribution des trois types de dunite (brun): MTZ, veines et bandes de la section mantellique principale (MMS) et bandes abondantes dans l'unité litée basale.

Les études macroscopiques et microscopiques des trois types de dunite n'ont pas permis de les distinguer. Néanmoins, nous avons remarqué que les dunites de la section basale contiennent plus fréquemment des reliques d'orthopyroxène que les autres types de dunite. De plus, l'unité litée basale peut montrer des alternances de bandes de harzburgite avec de la harzburgite appauvrie, qui peut être facilement confondue avec de la dunite. Ces observations indiquent que le processus de dissolution de l'orthopyroxène de la harzburgite encaissante par des liquides de fusion semble moins abouti à la base.

Les **liens génétiques** des trois de types de dunite ont été explorés par l'analyse de leurs compositions chimiques et de celles des harzburgites adjacentes. Et les **portions relatives des liquides** qui y ont circulé ont été quantifiées à l'aide des isotopes de l'osmium. Les analyses chimiques ont révélé:

- (1) une certaine homogénéité au sein des compositions des harzburgites et une concordance avec celles des péridotites abyssales;
- (2) une trichotomie chimique entre les trois types de dunite qui ont chacun leurs spécificités chimiques, surtout pour les compositions isotopiques en osmium.

Les dunites de la section basale ont un caractère hautement résiduel, avec des Mg# élevés, des teneurs faibles en Al_2O_3 et des compositions très appauvries en éléments en traces incompatibles (REE, PPGE et Re). Plusieurs d'entre elles ont enregistré la signature d'anciens événements de fusion partielle, datés à environ $\sim 1\text{-}2$ Ga et non liés à l'accrétion de la lithosphère qui constituera la nappe ophiolitique. Les dunites basales ont des compositions isotopiques en osmium non radiogéniques et similaires à celles de leurs harzburgites adjacentes. Tous ces éléments, appuyés des observations sur le terrain et au microscope, indiquent qu'elles sont formées lors de l'interaction de la harzburgite encaissante avec de faibles quantités de liquides. Cette réaction a peu affecté ses contenus en HSE et en HREE, et n'était pas assez soutenue pour modifier sa composition isotopique en osmium.

Les veines et les bandes dunitiques de la section mantellique principale montrent des compositions peu appauvries à très enrichies en éléments en traces incompatibles et des Mg# souvent plus faibles que ceux des dunites basales. Leurs concentrations en osmium sont assez variables. Leurs compositions en Os sont plus radiogéniques que celles des dunites basales, et distinctes de celles des harzburgites adjacentes, suggérant une interaction avec des liquides bien plus importante.

Les compositions chimiques des dunites de la MTZ témoignent d'une interaction intensive avec des liquides (e.g. teneur élevée en Al_2O_3). Elles sont caractérisées par de faibles concentrations en Os et par des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ très élevés, supérieurs à ceux des MORB. La composition très radiogénique des dunites de la MTZ coïncide avec celle de la croûte inférieure omanaise sus-jacente ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i \sim 0.142$; Peucker-Ehrenbrink et al. (2012)).

Ces données ont permis de discuter de la **source des liquides** qui ont interagi avec la harzburgite et formé de la dunite. Après avoir écarté la contamination des dunites de la MTZ par de l'eau de mer, deux sources possibles d'osmium radiogénique ont été proposées dans ce contexte: la fusion de morceaux d'ancienne croûte océanique assimilés et recyclés dans le manteau (cf. pyroxénites; Pearson and Nowell (2004); Sergeev et al. (2014)) ou l'interaction avec un liquide dérivé d'un slab (Becker et al., 2004; Brandon et al., 1996; Widom et al., 2003). L'hypothèse d'une source liée à la présence d'un slab nous a paru plus vraisemblable et en accord avec celle de la formation de l'ophiolite d'Oman dans un environnement de supra-subduction (e.g. Guilmette et al. (2018); Lippard et al. (1986); MacLeod et al. (2013)).

Finalement, nous avons tenté de modéliser la percolation de liquides à travers un chenal de dunite, comme prévu dans le modèle la plus communément admis de Kelemen et al. (1995), et nous avons observé le comportement des isotopes de l'osmium pendant ce **mode de transport**. Les résultats de ce modèle ont montré que les liquides perdraient rapidement leur caractère radiogénique par effet tampon avec la composition non radiogénique et très riche en Os de la dunite. Il en ressort deux implications importantes:

- (1) Des liquides auraient pu **circuler dans la harzburgite** sans la transformer en dunite et sans affecter sa composition isotopique en osmium. Les compositions en HREE (Godard et al., 2000) et en PGE (Lorand et al., 2009) des harzburgites du diapir de Maqсад sont très homogènes, et suggèrent une circulation et une rééquilibration importantes de la harzburgite encaissante avec des liquides dans cette zone d'instabilités mantelliques. Pourtant, à part l'épaisse MTZ qui la surmonte, la dunite y est assez rare. Les quantités de liquides estimées par Lambart et al. (2009), nécessaires pour dissoudre la totalité des pyroxènes de la harzburgite et former de la dunite résiduelle, résolvent ce problème. Ces fractions sont relativement faibles si le transport des liquides est focalisé (e.g. ~30% à 0.5 GPa). Il est donc tout à fait envisageable que de faibles quantités de liquides migrent dans la harzburgite pour nourrir les rides sans la transformer en dunite. De telles fractions de liquides auraient pu exercer un effet sur la composition en éléments modérément incompatibles de la harzburgite, comme les HREE et le platinoïde Pd, sans pour autant perturber sa composition isotopique en Os, un autre platinoïde bien plus compatible.
- (2) Une percolation des liquides dans le manteau ne peut expliquer les rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ très élevés des dunites de la MTZ et de la croûte inférieure. Pour conserver leur caractère radiogénique, ces liquides ont dû migrer sans s'équilibrer isotopiquement avec la harzburgite ou la dunite lors de leur ascension; leur transport a donc dû être rapide ou du moins chimiquement isolé. Ces conclusions nous amènent à penser aux modèles de migration de liquides par fracturation hydraulique

dans le manteau (e.g. Nicolas (1986); Richardson (1998); Rubin (1995); Sleep (1988); Stevenson (1989)). Ce type de modèle s'appuie notamment sur des observations de terrain. Nous n'avons pas noté de large réseau de dunites verticales et épaisses à l'aplomb des rides, comme prédit par le modèle d'écoulement poreux chenalisé de Kelemen et al. (1995). En revanche, nous avons, nous-mêmes, observé des filons, et mêmes des réseaux de veines, dunitiques dans la section mantellique principale de l'ophiolite d'Oman, montrant qu'un processus de fracturation de la roche peut exister dans le manteau. Ces réseaux sont très similaires à ceux rencontrés dans les brèches (Jébrak, 1997), avec des clastes anguleux de harzburgite piégés entre les veines de dunite (Fig. 2). Certains sont partiellement transposés par l'écoulement solide du manteau, indiquant qu'ils ont pu être actifs durant l'histoire asthénosphérique de la péridotite. De plus, Daines and Kohlstedt (1994) et Pec et al. (2015) ont exploré expérimentalement le processus de migration des liquides dans la péridotite encaissante, et par l'instabilité du front de réaction, ils ont produit des digitations riches en liquide, suggérant la formation de filons. Ces veines contenaient jusqu'à 100% de liquide dans leur cœur, et la zone de réaction, environ 40% (Pec et al., 2015). Ces fractions de liquide sont loin de celles employées dans les modèles d'écoulement poreux chenalisé (2%). Les données de cette thèse tendent par conséquent vers un **mode de transport rapide** des liquides de fusion dans le manteau sous les dorsales, probablement très similaire à de la fracturation hydraulique.

Durant cette thèse, j'ai aussi participé à un projet international, *l'Oman Drilling Project* d'ICDP, qui nous a permis d'échantillonner la **dunite de Batin**, une dunite exceptionnellement grande et surmontée de harzburgite dans la section mantellique du massif de Wadi Tayin. Cette dunite atypique contraste chimiquement et structuralement avec les dunites de la MTZ et de la section basale, et présente des similitudes avec les dunites de la section mantellique principale. Nos données de terrain et notre étude géochimique (HSE et isotopes de l'Os) suggèrent qu'elle se serait formée lors d'un évènement magmatique probablement unique, qui aurait fait perdre tout caractère radiogénique et sous-saturé en orthopyroxène aux liquides lors de leur montée. Ces liquides auraient ainsi vu leur composition changer au cours de leur trajet, tendant vers une composition différente de celle des liquides qui auraient formé la majeure partie de la croûte. Et ils n'auraient pas traversé de grandes épaisseurs de dunite sur leur chemin, depuis leur source jusqu'à la ride.

En conclusion, les travaux de cette thèse ont notamment permis de montrer l'importance de coupler et de confronter des observations sur le terrain à des données pétrologiques et géochimiques sur des échantillons naturels, afin de mieux comprendre les processus étudiés et d'en tirer tous les éléments pour construire des modèles réalistes et robustes.

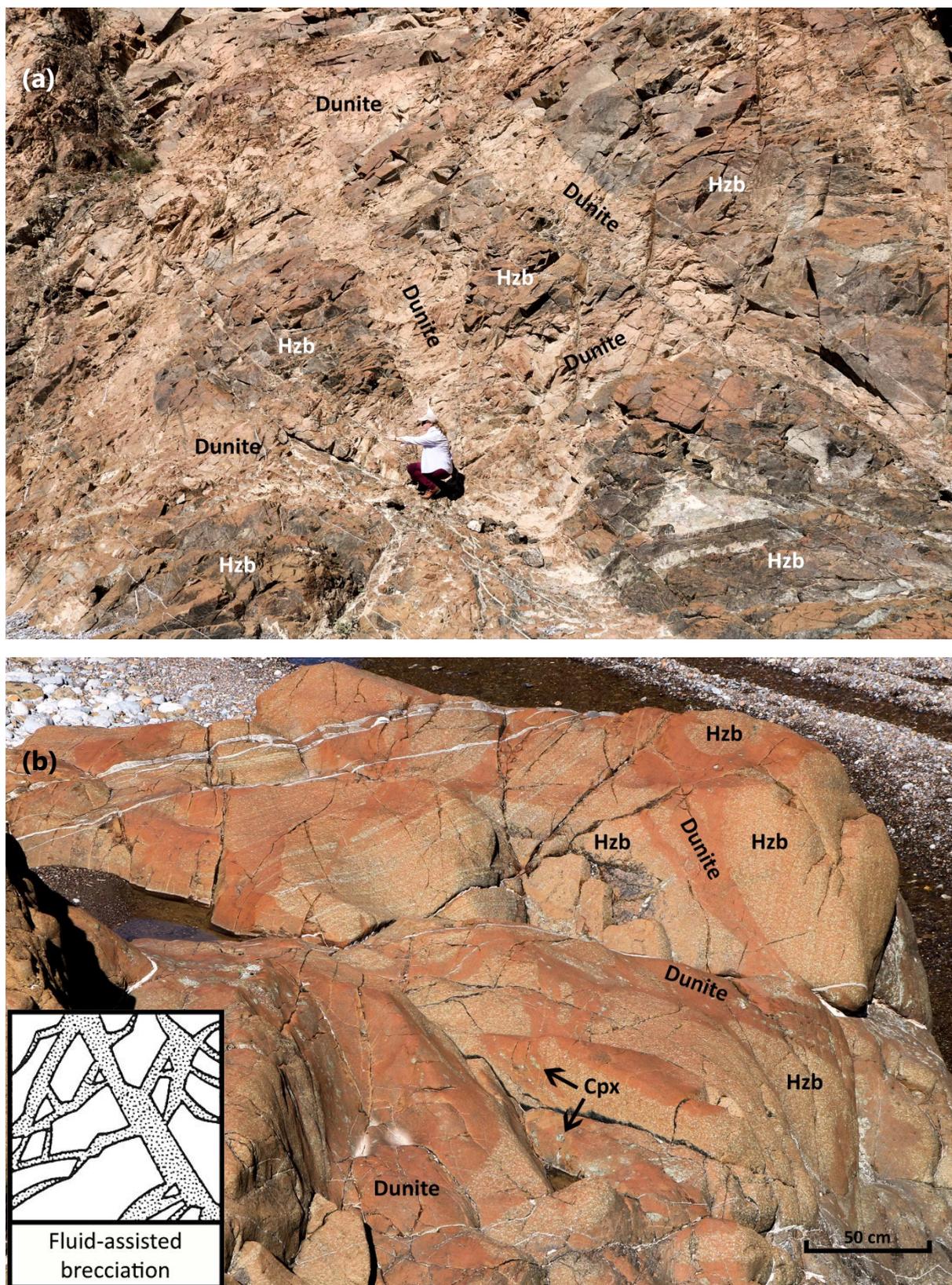


Fig. 2. Photographies de terrain de réseaux de veines dunitiques dans la section mantellique principale du massif de Nakhl. Encart dans (b): Schéma d'un réseau de veines dans une brèche (Jébrak, 1997).

Cette thèse a permis des avancées significatives dans notre compréhension de la migration de liquides sous les dorsales. Néanmoins, il reste encore beaucoup de choses à faire. Quelques idées de perspectives sont proposées ci-dessous:

- (1) contraindre la distribution de la dunite dans le reste de l'ophiolite, notamment dans les massifs du nord qui sont connus pour être plus affectés par le magmatisme SSZ;
- (2) déterminer si les dunites de la section basale sont caractéristiques de l'ophiolite d'Oman ou si d'autres ophiolites en contiennent de semblables;
- (3) analyser les compositions isotopiques en osmium de dunites d'autres massifs de l'ophiolite et les comparer avec les nôtres pour savoir si elles ont enregistré les mêmes signatures en Os;
- (4) s'intéresser à la croûte omanaise en:
 - faisant davantage de mesures dans la croûte pour déterminer si la composition très radiogénique des roches crustales des massifs étudiés (Sumail et Wadi Tayin) par Peucker-Ehrenbrink et al. (2012) est présente dans tous les autres massifs de l'ophiolite (dont ceux du nord). A ce jour, cette étude est la seule réalisée sur les isotopes de l'Os dans la croûte omanaise.
 - en comparant les compositions isotopiques en Os des roches crustales au-dessus des diapirs mantelliques et des sections mantelliques « communes ». Etant données l'épaisseur de la MTZ et la circulation de liquides plus importantes dans les zones diapiriques, la croûte sus-jacente a peut-être enregistré une signature plus radiogénique. Toutefois, aucune distinction n'apparaît dans nos données entre les dunites de la MTZ des diapirs de Maqсад et de Mansah, et de celles non diapiriques.
- (5) analyser les isotopes de l'osmium dans des harzburgites diapiriques pour confirmer l'homogénéité de compositions observée pour les éléments en traces compatibles et incompatibles;
- (6) investiguer la distribution de la dunite et sa composition isotopique en osmium dans des sections de péridotites abyssales bien exposées, comme dans le rift d'Hess Deep de la ride Est-Pacifique, ainsi que la composition de la croûte sus-jacente;
- (7) réaliser une étude expérimentale de la diffusion de l'osmium dans l'olivine en mettant un liquide radiogénique en contact avec des olivines non radiogéniques pour étudier l'évolution de la composition de la dunite dans le temps.

En ce qui concerne la dunité de Batin, il serait intéressant de réaliser davantage d'analyses, notamment en réalisant un profil plus étendu avec les isotopes de l'Os et les teneurs en HSE, afin de mieux observer le processus de perte de signature radiogénique en Os et de l'enrichissement en PPGE. De nombreuses études sur les puits BA d'ICDP sont en cours et leurs résultats devraient être bientôt publiés. Une autre étude d'intérêt serait l'analyse des isotopes de l'Os dans la section crustale sus-jacente. Les liquides qui ont formé cette dunité auraient atteint le Moho en étant non radiogéniques. La croûte à cet endroit a peut-être enregistré la signature isotopique de ce processus et pourrait être moins radiogénique, voire non radiogénique.

Références

- Becker, H., Carlson, R.W., Shirey, S.B., 2004. Slab-derived osmium and isotopic disequilibrium in garnet pyroxenites from a Paleozoic convergent plate margin (lower Austria). *Chem. Geol.* 208, 141–156. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.009>
- Boudier, F., Coleman, R.G., 1981. Cross section through the peridotite in the Samail Ophiolite, southeastern Oman Mountains. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 2573–2592. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02573>
- Brandon, A.D., Creaser, R.A., Shirey, S.B., Carlson, R.W., 1996. Osmium recycling in subduction zones. *Science* 272, 861–864. <https://doi.org/10.1126/science.272.5263.861>
- Daines, M.J., Kohlstedt, D.L., 1994. The transition from porous to channelized flow due to melt/rock reaction during melt migration. *Geophys. Res. Lett.* 21, 145–148. <https://doi.org/10.1029/93GL03052>
- Godard, M., Jousset, D., Bodinier, J.L., 2000. Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: A study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 180, 133–148. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00149-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00149-7)
- Guilmette, C., Smit, M.A., van Hinsbergen, D.J.J., Güreş, D., Corfu, F., Charette, B., Maffione, M., Rabeau, O., Savard, D., 2018. Forced subduction initiation recorded in the sole and crust of the Semail ophiolite of Oman. *Nat. Geosci.* 11, 688–695. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0209-2>
- Jébrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geol. Rev.* 12, 111–134.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Salters, V.J.M., 1995. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature* 375, 747–753. <https://doi.org/10.1038/375747a0>
- Lambart, S., Laporte, D., Schiano, P., 2009. An experimental study of focused magma transport and basalt-peridotite interactions beneath mid-ocean ridges: Implications for the generation of primitive MORB compositions. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 157, 429–451. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0344-7>
- Lippard, S.J., Shelton, A.W., Gass, I.G., 1986. The Ophiolite of Northern Oman, in: *The Geological Society Memoirs*. Backwell Scientific Publications, London, p. 178. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.1986.011.01.03>
- Lorand, J.P., Alard, O., Godard, M., 2009. Platinum-group element signature of the primitive mantle rejuvenated by melt-rock reactions: evidence from Sumail peridotites (Oman Ophiolite). *Terra Nov.* 21, 35–40. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00850.x>
- MacLeod, C.J., Lissenberg, C.J., Bibby, L.E., 2013. “Moist MORB” axial magmatism in the Oman ophiolite: The evidence against a mid-ocean ridge origin. *Geology* 41, 459–462. <https://doi.org/10.1130/G33904.1>
- Nicolas, A., 1986. A Melt Extraction Model Based on Structural Studies in Mantle Peridotites. *J. Petrol.* 27, 999–1022. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.4.999>
- Pearson, D.G., Nowell, G.M., 2004. Re-Os and Lu-Hf isotope constraints on the origin and age of pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif: Implications for mixed peridotite-pyroxenite mantle Sources. *J. Petrol.* 45, 439–455. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg102>
- Pec, M., Holtzman, B.K., Zimmerman, M., Kohlstedt, D.L., 2015. Reaction infiltration instabilities in experiments on partially molten mantle rocks. *Geology* 43, 575–578. <https://doi.org/10.1130/G36611.1>

- Peucker-Ehrenbrink, B., Hanghøj, K., Atwood, T., Kelemen, P.B., 2012. Rhenium-osmium isotope systematics and platinum group element concentrations in oceanic crust. *Geology* 40, 199–202. <https://doi.org/10.1130/G32431.1>
- Richardson, C.N., 1998. Melt flow in a variable viscosity matrix. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1099–1102. <https://doi.org/10.1029/98GL50565>
- Rubin, A.M., 1995. Propagation of Magma-Filled Cracks. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 287–336. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001443>
- Sergeev, D.S., Dijkstra, A.H., Meisel, T., Brüggmann, G.E., Sergeev, S.A., 2014. Traces of ancient mafic layers in the Tethys oceanic mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 389, 155–166. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.039>
- Sleep, N.H., 1988. Tapping of melt by veins and dikes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 93, 10255–10272. <https://doi.org/10.1029/JB093iB09p10255>
- Stevenson, D.J., 1989. Spontaneous small-scale melt segregation in partial melts undergoing deformation. *Geophys. Res. Lett.* 16, 1067–1070. <https://doi.org/10.1029/GL016i009p01067>
- Widom, E., Kepezhinskas, P., Defant, M., 2003. The nature of metasomatism in the sub-arc mantle wedge: Evidence from Re-Os isotopes in Kamchatka peridotite xenoliths. *Chem. Geol.* 196, 283–306. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00417-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00417-5)

Cinquième Partie

Annexes



Annexe 1: Liste des abréviations

BMS	Base-Metal Sulfide – sulfure des métaux de base
DMM	Depleted MORB Mantle – manteau supérieur appauvri de ride médio-océanique
HFSE	High Field Strength Elements – éléments à fort effet de champ
HSE	Highly Siderophile Elements – éléments fortement sidérophiles
ICDP	International Continental Scientific Drilling Program
ICP-MS	Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry – spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif
Q-ICP-MS	Quadrupole Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry – spectrométrie de masse quadripolaire à source plasma
MC-ICP-MS	Multicollector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry – spectrométrie de masse à plasma induit couplée à un système de multicollecion
ICP-OES	Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry – spectrométrie d'émission optique à plasma à couplage inductif
LOC	Leka Ophiolite Complex – Complexe ophiolitique de Leka
LOI	Loss On Ignition – perte au feu
MELT	Mantle Electromagnetic and Tomography
MOR	Mid-Ocean Ridge – ride médio-océanique
MORB	Mid-Ocean Ridge Basalt – basalte de ride médio-océanique
MSS	Monosulfide Solid Solution – solution solide monosulfurée
MTZ	Moho Transition Zone – zone de transition du Moho
PGE	Platinum Group Elements – éléments du groupe du platine (platinoïdes)
IPGE	Iridium-Group PGE – groupe de l'iridium des PGE
PPGE	Platinum-Group PGE – groupe du platine des PGE
PGM	Platinum Group Minerals – minéraux de PGE
PUM	Primitive Upper Mantle – manteau primitif supérieur
REE	Rare Earth Elements – terres rares
LREE	Low REE – terres rares légères
MREE	Mid REE – terres rares moyennes
HREE	High REE – terres rares lourdes
SEM	Scanning Electron Microscopy – Microscopie Electronique à Balayage (MEB)
SOC	Shetland Ophiolite Complex – Complexe ophiolitique des Iles Shetland
SSZ	SupraSubduction Zone – Zone de supra-subduction
(N)TIMS	(Negative) Thermal Ionization Mass Spectrometry – spectromètre de masse à thermo-ionisation (en mode négatif)

Annexe 2: Compositions en éléments majeurs

Annexe 2. Compositions en éléments majeurs des échantillons de la thèse

Echantillon	Massif	Lithologie	Hauteur normalisée dans la section	SiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Mg#
<i>Péridotites de la zone de transition du Moho (MTZ)</i>																
11 OD 12	Sumail	harzburgite	0.010	40.89	0.55	7.40	0.11	41.19	0.74	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.08	97.97	0.908
16 OD 24A	Sumail	harzburgite	0.090	40.68	0.61	7.11	0.11	41.72	0.66	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.38	98.27	0.913
16 OD 26C	Sumail	harzburgite à cpx appauvrie	0.047	37.13	0.46	7.22	0.11	41.24	0.52	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.18	97.86	0.911
18 OK 18	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.010	41.88	0.70	7.40	0.12	41.52	0.97	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	6.23	98.82	0.909
18 OK 19	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.005	39.67	0.74	7.23	0.12	39.49	0.73	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.47	98.45	0.907
18 OK 21	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.010	40.52	0.81	7.10	0.11	40.56	0.85	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.38	98.34	0.911
16 OL 11A	Wadi Tayin W	harzburgite	0.000	38.68	0.60	7.12	0.11	38.24	0.62	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	13.55	98.91	0.905
16 OL 11C	Wadi Tayin W	harzburgite appauvrie	0.000	39.83	0.85	6.59	0.11	38.59	0.98	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.13	98.08	0.913
10 OM 25	Sumail (Maqsad)	dunite imprégnée	0.030	36.97	1.71	8.65	0.14	42.41	1.30	0.1	0.0	0.04	b.d.l.	8.12	99.43	0.897
10 OM 45C	Sumail (Maqsad)	dunite	0.030	35.86	0.76	8.84	0.14	44.42	0.21	0.0	b.d.l.	0.0	b.d.l.	8.27	98.55	0.900
11 OD 14C	Sumail	dunite	0.050	35.11	0.71	8.96	0.14	41.89	0.15	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.02	96.98	0.893
16 OD 24B	Sumail	dunite	0.090	35.99	0.45	9.32	0.13	43.56	0.17	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.01	97.64	0.893
16 OD 25	Sumail	dunite	0.126	35.23	0.49	7.32	0.12	43.08	0.18	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	12.20	98.61	0.913
16 OD 26A	Sumail	dunite	0.047	34.55	0.93	7.99	0.12	41.60	0.30	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	12.93	98.41	0.903
16 OD 26B	Sumail	dunite	0.047	34.36	1.00	8.08	0.12	41.90	0.21	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.98	97.64	0.902
16 OD 27A	Sumail	dunite	0.007	34.85	0.95	8.43	0.13	42.97	0.17	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.53	98.04	0.901
18 OK 16A	Sumail	dunite	0.050	35.98	1.04	8.54	0.12	42.23	0.20	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.77	97.88	0.898
19 OK 22	Sumail (Maqsad)	dunite	0.020	34.94	0.56	8.85	0.14	42.63	0.10	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.94	98.16	0.896
18 OK 23	Sumail (Maqsad)	dunite	0.030	34.40	0.59	7.51	0.12	42.77	0.05	b.d.l.	b.d.l.	0.0	b.d.l.	12.38	97.85	0.910
18 OK 26	Sumail (Maqsad)	dunite	0.040	34.87	0.48	6.71	0.11	43.17	0.06	b.d.l.	b.d.l.	0.0	b.d.l.	12.94	98.36	0.920
07 OD 1	Sumail (Mansah)	dunite	0.050	36.04	0.81	8.64	0.13	43.52	0.19	b.d.l.	b.d.l.	0.0	0.1	9.29	98.70	0.900
10 OM 5C	Sumail (Mansah)	dunite	0.025	35.57	0.47	7.95	0.12	43.97	0.14	b.d.l.	b.d.l.	0.0	b.d.l.	10.71	98.94	0.908
16 OL 11B	Wadi Tayin W	dunite	0.000	34.90	0.09	8.20	0.12	42.65	0.12	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.1	12.26	98.44	0.903
16 OL 34B	Wadi Tayin E	dunite imprégnée	0.028	34.08	8.23	5.77	0.09	28.67	10.47	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.16	98.45	0.899
<i>Péridotites de la section mantellique principale (MMS)</i>																
16 OD 1A	Nakhl	harzburgite	0.337	38.96	0.68	7.55	0.11	40.63	0.56	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.07	98.56	0.906
16 OD 1C	Nakhl	harzburgite	0.337	39.74	0.73	7.53	0.12	41.17	0.76	0.0	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.60	98.66	0.907
16 OD 1E	Nakhl	harzburgite	0.337	38.19	0.44	7.58	0.11	42.22	0.44	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.34	99.33	0.908
16 OD 2	Nakhl	harzburgite	0.241	41.65	0.86	7.30	0.12	39.83	1.20	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.46	98.42	0.907
16 OD 4D Hzb	Nakhl	harzburgite	0.073	39.94	0.60	8.06	0.14	40.85	0.92	b.d.l.	b.d.l.	0.0	b.d.l.	8.44	98.96	0.900
16 OD 5C	Nakhl	harzburgite appauvrie	0.007	35.60	0.48	8.76	0.14	39.86	0.57	b.d.l.	b.d.l.	0.0	b.d.l.	13.23	98.66	0.890
16 OD 5D	Nakhl	harzburgite	0.007	40.59	0.94	6.51	0.11	39.96	0.59	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.15	98.85	0.916
16 OD 7	Nakhl	harzburgite	0.053	40.48	0.68	7.23	0.12	40.47	0.71	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.93	98.62	0.909
16 OD 9C	Nakhl	harzburgite	0.089	40.12	0.59	7.32	0.12	40.64	0.80	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.80	98.39	0.908
16 OD 10	Nakhl	harzburgite	0.419	40.29	0.96	7.32	0.12	39.43	1.66	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.47	98.25	0.906
16 OD 12	Nakhl	harzburgite	0.482	41.22	0.94	7.62	0.12	40.48	1.22	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	6.33	97.93	0.904
07 OD 24	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.254	42.09	0.72	7.70	0.12	41.98	0.86	b.d.l.	b.d.l.	0.0	0.1	5.59	99.12	0.907
07 OD 27B	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.344	40.38	0.64	7.74	0.12	40.96	1.08	0.0	0.0	0.0	b.d.l.	8.91	99.87	0.904
11 OD 15A	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.280	40.34	0.75	7.19	0.11	41.66	0.53	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.40	99.78	0.912
16 OD 22	Sumail	harzburgite appauvrie	0.209	40.02	0.68	7.23	0.11	39.65	0.84	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.12	98.65	0.907

16 OD 23	Sumail	harzburgite	0.177	41.93	0.69	7.29	0.11	40.31	0.85	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.42	98.59	0.908
18 OK 1	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.570	41.49	0.72	7.87	0.13	42.59	0.94	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	4.61	98.35	0.906
18 OK 2	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.566	40.31	0.64	7.48	0.12	42.28	0.74	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	6.74	98.31	0.910
18 OK 4	Sumail (Maqsad)	harzburgite appauvrie	0.545	40.98	0.65	8.27	0.13	41.41	1.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	5.85	98.29	0.899
18 OK 5	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.581	39.91	0.64	7.78	0.11	41.51	0.63	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.71	98.29	0.905
18 OK 8	Sumail (Maqsad)	harzburgite à gros px	0.421	41.18	0.68	7.44	0.12	40.52	0.87	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.64	98.45	0.907
18 OK 9	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.388	40.68	0.71	7.24	0.11	41.46	0.72	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.68	98.60	0.911
18 OK 10A	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.368	39.72	0.63	7.15	0.11	41.39	0.68	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.81	98.49	0.912
18 OK 11	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.272	41.10	0.68	7.36	0.12	42.76	0.73	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	5.27	98.02	0.912
18 OK 12	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.298	41.06	0.64	7.38	0.12	40.93	0.99	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.24	98.36	0.908
18 OK 13	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.260	40.76	0.63	7.64	0.12	40.54	1.05	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.27	98.01	0.904
18 OK 14A	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.158	41.92	0.71	7.96	0.13	40.87	1.16	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	5.75	98.50	0.901
18 OK 15	Sumail	harzburgite	0.100	39.57	0.64	7.14	0.11	40.40	0.68	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.56	98.09	0.910
18 OK 27	Sumail (Maqsad)	harzburgite	0.100	40.95	0.92	6.97	0.11	39.48	0.88	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.07	98.38	0.910
07 OD 8C	Sumail (Mansah)	harzburgite	0.150	41.37	0.84	7.36	0.12	41.90	0.93	b.d.l.	b.d.l.	0.0	0.0	6.58	99.14	0.910
16 OD 1B	Nakhl	dunite	0.337	35.93	0.51	8.37	0.13	44.29	0.25	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.98	99.46	0.904
16 OD 1D	Nakhl	dunite	0.337	35.52	0.30	8.10	0.13	43.55	0.27	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.49	98.35	0.906
16 OD 4C	Nakhl	dunite	0.073	35.53	0.96	8.86	0.13	41.43	0.41	b.d.l.	b.d.l.	0.0	b.d.l.	10.59	97.93	0.893
16 OD 4D Du	Nakhl	dunite	0.073	37.01	0.36	8.40	0.13	41.99	0.74	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.97	98.61	0.899
16 OD 9A	Nakhl	dunite	0.089	35.54	0.33	8.03	0.12	43.08	0.15	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.26	98.51	0.905
18 OK 10B	Sumail (Maqsad)	dunite	0.368	36.04	0.15	7.89	0.12	44.61	0.19	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.18	98.17	0.910
18 OK 14C	Sumail (Maqsad)	dunite dans composite (Px, Hzb, Dun)	0.158	36.94	0.30	8.64	0.12	44.43	0.15	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.50	98.07	0.902
16 OD 31	Wadi Tayin C	dunite	0.116	36.53	0.11	8.01	0.12	44.59	0.20	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.85	98.40	0.908
16 OD 34A	Wadi Tayin C	dunite	0.254	35.19	0.08	7.96	0.13	42.05	0.13	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	13.42	98.96	0.904
16 OL 10B	Wadi Tayin C	dunite	0.258	35.10	0.21	7.90	0.11	43.27	0.18	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	12.16	98.94	0.907

Péridotites basales

16 OD 13C	Nakhl	harzburgite	0.637	39.67	0.39	7.43	0.12	41.59	0.60	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.43	99.22	0.909
16 OD 15A	Nakhl	harzburgite	0.934	39.23	0.65	7.20	0.12	39.09	1.95	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.39	98.63	0.906
16 OD 16	Nakhl	harzburgite	0.795	40.21	1.07	7.04	0.11	39.74	1.52	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.71	98.40	0.910
16 OD 18A	Sumail	harzburgite	0.969	39.03	0.29	6.98	0.11	41.08	0.28	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.00	98.77	0.913
16 OD 19B	Sumail	harzburgite	0.946	41.62	0.41	6.97	0.12	39.55	0.71	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.10	98.48	0.910
16 OL 20A	Wadi Tayin E	harzburgite	0.755	39.77	1.17	7.12	0.11	38.37	0.70	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.14	98.38	0.906
16 OL 22B	Wadi Tayin W	harzburgite	0.898	40.86	0.89	7.34	0.12	40.89	1.07	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.60	98.77	0.908
16 OL 23C	Wadi Tayin W	harzburgite	0.885	40.17	0.45	7.26	0.12	41.88	0.55	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.17	98.60	0.911
16 OL 24	Wadi Tayin W	harzburgite	0.878	39.17	0.56	7.01	0.11	41.23	0.51	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.59	98.18	0.913
16 OL 25	Wadi Tayin W	harzburgite	0.724	39.47	0.46	7.61	0.12	40.52	0.52	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.24	98.94	0.905
16 OL 26B	Wadi Tayin W	harzburgite	0.724	36.47	0.44	7.22	0.11	41.16	0.46	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	13.06	98.92	0.910
16 OL 27B	Wadi Tayin W	harzburgite	0.784	38.87	0.92	6.99	0.11	39.52	1.33	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.24	98.99	0.910
16 OL 27C	Wadi Tayin W	harzburgite	0.784	37.91	0.63	6.97	0.11	41.29	0.55	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.85	99.31	0.913
16 OL 28B	Wadi Tayin W	harzburgite	0.860	37.82	0.40	7.43	0.12	41.90	0.50	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.40	99.57	0.909
16 OL 29	Wadi Tayin W	harzburgite	0.872	40.68	1.21	7.58	0.12	40.80	0.99	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	7.58	98.96	0.906
16 OL 36B	Wadi Tayin	harzburgite appauvrie	0.990	38.91	0.15	6.92	0.11	41.72	0.27	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.92	99.00	0.915
16 OL 37A	Wadi Tayin E	harzburgite	0.990	38.42	0.86	7.09	0.11	39.59	0.65	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	11.93	98.65	0.909
16 OL 37B	Wadi Tayin E	harzburgite	0.990	41.02	1.83	7.24	0.12	38.77	1.94	0.0	b.d.l.	0.0	0.2	8.25	99.39	0.905
18 OK 29C	Wadi Tayin	harzburgite	1.000	39.08	0.57	7.22	0.11	41.28	0.54	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.72	98.52	0.911
19 OK 47	Wadi Tayin	harzburgite	0.965	44.17	2.62	7.18	0.13	36.21	3.02	0.0	b.d.l.	0.0	b.d.l.	4.95	98.32	0.900
16 OD 13B	Nakhl	dunite	0.637	35.62	0.16	6.64	0.10	44.89	0.07	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.1	10.76	98.35	0.923

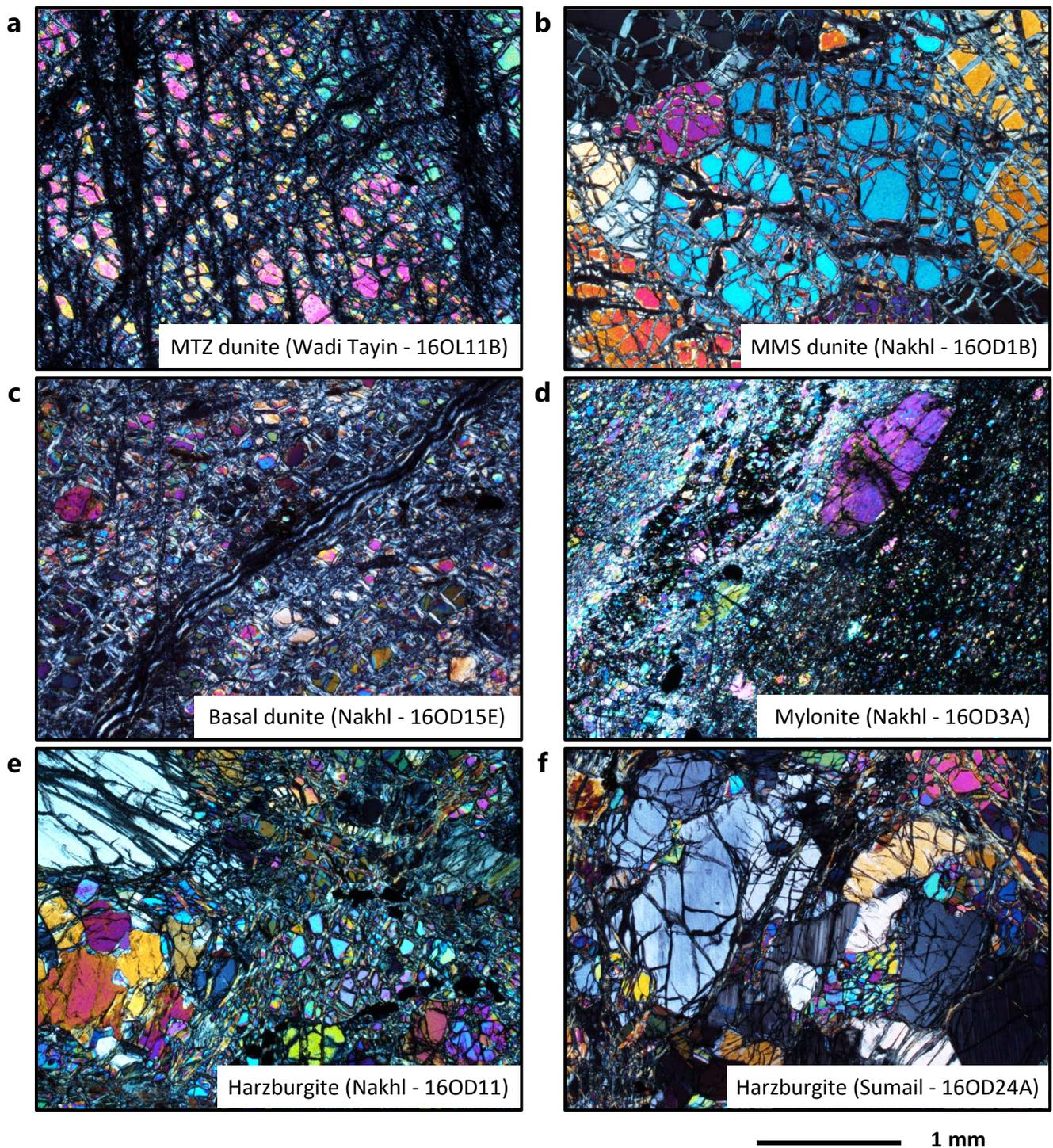
16 OD 15E	Nakhl	duniteà cpx	0.934	34.53	0.09	7.46	0.11	42.81	0.11	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	13.17	98.28	0.911
16 OD 18B	Sumail	dunite	0.969	37.35	0.19	7.46	0.11	41.38	0.39	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	12.19	99.08	0.908
16 OD 19A	Sumail	dunite	0.946	35.33	0.04	7.74	0.12	43.74	0.07	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.1	11.31	98.46	0.910
16 OL 17A	Wadi Tayin E	dunite	0.704	33.71	0.52	7.70	0.12	39.43	0.18	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	16.29	97.95	0.901
16 OL 26A	Wadi Tayin W	dunite	0.724	35.06	0.38	7.36	0.11	41.05	0.42	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	13.97	98.34	0.909
16 OL 27A	Wadi Tayin W	dunite	0.784	34.00	0.22	7.24	0.11	41.95	0.24	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	15.42	99.17	0.912
18 OK 29B	Wadi Tayin	dunite	1.000	35.26	0.17	6.98	0.10	42.91	0.21	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	13.16	98.78	0.916
14 11E	Haylayn	dunite	0.990	36.18	b.d.l.	6.84	0.10	45.13	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10.22	99.27	0.922

Les compositions en éléments majeurs des roches totales ont été analysées par le SARM au laboratoire du CRPG à Nancy à l'aide d'un ICP-OES iCap6500.

**Fer total donné en FeO.*

Mg# = Mg/(Mg+Fe)at; LOI = Loss On Ignition; b.d.l. = below the detection limit; Hzb = harzburgite; Dun = dunite; Px = pyroxène; Cpx = clinopyroxène.

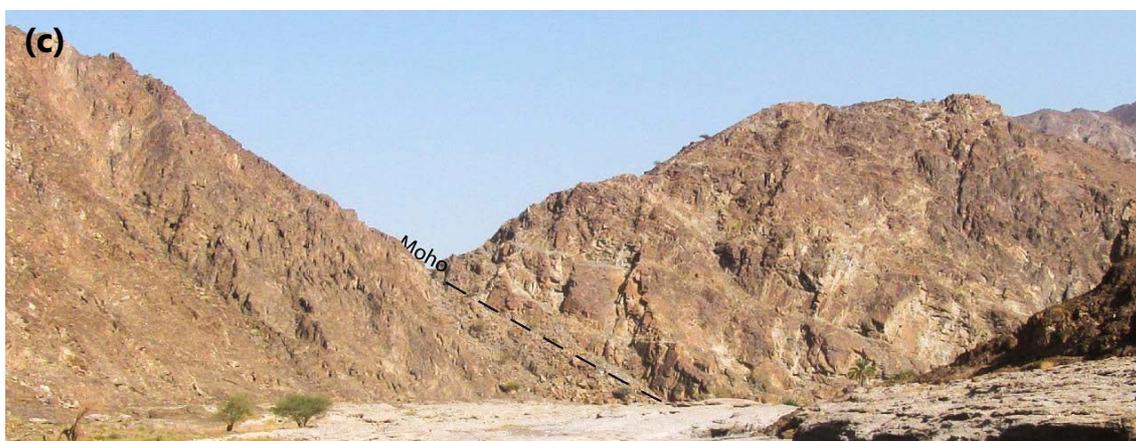
Annexe 3: Observations pétrographiques



Annexe 3. Photo-micrographes illustrant des exemples de textures observées dans les trois types de dunite (a-c) et les harzburgites (e-f) de l'ophiolite d'Oman. Dans les dunites, des textures granulaires de haute température (HT) (a-b) et porphyroclastiques de moyenne à haute température (c) peuvent être observées. Les grains de certaines dunites ont subi une surcroissance (a-b). Une zone mylonitique de basse température apparaît dans la partie supérieure de la section mantellique du massif de Nakhl (d). Les harzburgites ont des textures porphyroclastiques généralement de HT (e-f).

Annexe 4: Photographies de terrain des trois types de dunite dans la zone d'étude

1. Zone de transition du Moho



Annexe 4. 1. Zone de transition du Moho épaisse dans le diapir de Maqсад du massif de Sumail (a-b) et fine dans le massif de Nakhl (c).



Annexe 4. 2. Zone de transition du Moho fine dans le massif de Nakhl avec imprégnations de plagioclase et de clinopyroxène (échantillons 16OD5).

2. Veines et bandes de dunite dans la section mantellique principale



16OD1: grand réseau de veines de dunite



16OD3: zone mylonitique
(partie supérieure de la section mantellique)



16OD4A: bande concordante de dunite
(partie supérieure de la section mantellique)



16OD4B: filon réactif avec gaine de dunite
(partie supérieure de la section mantellique)



16OD4C: veine de dunite avec quelques
clinopyroxènes cristallisés
(partie supérieure de la section mantellique)



16OD4C: veine de dunite avec quelques
clinopyroxènes cristallisés
(partie supérieure de la section mantellique)



16OD4: veine de dunite avec quelques clinopyroxènes cristallisés
(partie supérieure de la section mantellique)



16OD9: bandes concordantes épaisses
(partie supérieure de la section mantellique)

Annexe 4.3. Veines et bandes dunitiques dans la section mantellique principale du massif de Nakhl.

3. Bandes dunitiques de la section basale





Annexe 4. 4. Unité litée basale des massifs de Nakhl (a, 16OD15), de Sumail (b-c) et de Wadi Tayin (d).

Migration des liquides de fusion et formation des dunites dans le manteau de l'ophiolite d'Oman

Les rides médio-océaniques sont les sites de formation de la lithosphère océanique, qui recouvre les deux tiers de la surface terrestre. Le transport des liquides de fusion jusqu'à la ride reste encore peu compris. Les ophiolites, segments de lithosphère océanique obductés sur les continents, sont des sites idéaux pour étudier les processus mantelliques sous les dorsales. Elles contiennent des corps dunitiques, formés lors de l'interaction de la péridotite encaissante avec un liquide basaltique, entraînant la dissolution des pyroxènes et la précipitation d'olivine. Par l'utilisation de la région sud-est de l'ophiolite d'Oman comme cas d'étude, cette thèse a exploré la relation entre la distribution de la dunite et le transport des liquides vers la ride. La combinaison d'observations structurales et de données géochimiques sur les dunites et leurs harzburgites adjacentes a permis d'identifier trois types de dunite: (1) les dunites de la zone de transition du Moho (MTZ), situées immédiatement sous la croûte, (2) les veines et bandes de dunite, dispersées dans la section mantellique principale, et (3) d'abondantes bandes dunitiques dans l'unité litée à la base de l'ophiolite. Nos travaux géochimiques se sont concentrés sur les isotopes de l'osmium (Os), qui sont particulièrement adaptés au traçage de la migration de liquides à travers des péridotites mantelliques. Nous avons constaté que les harzburgites ont des compositions assez homogènes, similaires aux valeurs des péridotites abyssales, tout le long de la section mantellique. En revanche, les compositions des dunites varient systématiquement avec le contexte structural. Les dunites basales ont un caractère hautement résiduel (par exemple, un Mg# élevé) et des compositions isotopiques en Os équivalentes à celles de leurs harzburgites encaissantes, impliquant leur formation par l'interaction de ces harzburgites avec seulement de petites fractions de liquides. Les dunites de la section mantellique principale ont des compositions en Os plus radiogéniques, distinctes de celles des harzburgites adjacentes, suggérant une interaction avec des liquides plus importante. Les dunites de la MTZ ont interagi avec de grandes quantités de liquides, conduisant à de faibles concentrations en Os couplées à des rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ très élevés, dépassant ceux des MORB. La modélisation de la percolation de liquides à travers un chenal de dunite a démontré que ce mode de transport ne peut fournir des liquides avec des compositions en Os équivalentes à celles des dunites de la MTZ et de la croûte inférieure sus-jacente. Les travaux de cette thèse concluent à une migration des liquides, de leur source mantellique vers le Moho, produite sans équilibration avec la dunite ou la harzburgite, et par conséquent rapide, ou du moins isolée chimiquement.

Mots clés: ophiolite d'Oman, manteau, isotopes de l'osmium, migration des liquides, dunite

Melt migration and dunite formation in the mantle section of the Oman ophiolite

Mid-ocean ridges are the formation sites of ocean lithosphere covering two-thirds of the Earth's surface. Yet, melt transport to the ridge remains poorly understood. Ophiolites, segments of oceanic lithosphere thrust onto the continents, are ideal sites for studying mantle processes beneath ridges. They contain dunitic bodies, formed by interaction of the host peridotite with basaltic liquid causing pyroxene dissolution coupled with olivine precipitation. Using the example of the southeastern Oman ophiolite, this thesis explored the relationship between dunite distribution and melt transport to the ridge. The combination of structural observations with geochemical data on dunites and their host harzburgites allowed identification of three dunite types: (1) dunites of the Moho Transition Zone (MTZ), located immediately below the crust, (2) dunite veins and bands, scattered throughout the main mantle section, and (3) abundant dunitic bands in the banded unit at the ophiolite base. Our geochemical work focused on osmium (Os) isotopes, which are particularly suited for tracing melt flow through mantle peridotites. We found that harzburgites have fairly homogeneous compositions, similar to abyssal peridotite values, throughout the whole mantle section. In contrast, dunite compositions vary systematically with structural context. Basal dunites have highly residual character (e.g. high Mg#), and Os isotopic compositions equivalent to those of their host harzburgites, implying formation from these harzburgites by interaction with only small melt fractions. Dunites of the main mantle section have more radiogenic Os compositions, differing from those of adjacent harzburgites, suggesting more extensive melt interaction. MTZ dunites have interacted with large melt quantities, leading to low Os concentrations coupled with very high $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios, exceeding those of MORB. Modeling melt percolation through a dunite channel demonstrated that this transport mode cannot deliver melts with Os compositions equivalent to those of MTZ dunites and the overlying lower crust. This thesis works conclude that melt migration, from the mantle source to the Moho, occurred without equilibration with dunite or harzburgite, and was therefore rapid, or at least chemically isolated.

Keywords: Oman ophiolite, mantle, osmium isotopes, melt migration, dunite