



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



UMR 7358

École Doctorale RP2E
Ressources, Produits, Procédés et Environnement
Collegium Sciences et Technologies

THÈSE

présentée pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université de Lorraine

Spécialité : Géosciences

par

Marie NICOLLE

Sujet :

Mise en place et chimie des magmas dans le manteau supérieur de l'ophiolite d'Oman

Soutenance publique le 21/02/2014

Membres du jury :

Rapporteurs	M. Jürgen KOEPKE, Professeur, Université Leibniz (Hanovre, Allemagne) M. Kenneth T. KOGA, Maître de Conférences HDR, Université de Clermont-Ferrand
Examineurs	Mme Delphine BOSCH, Directrice de Recherche CNRS, Université de Montpellier Mme Françoise BOUDIER, Professeur émérite, Université de Montpellier
Directeurs de thèse	Mme Laurie REISBERG, Directrice de Recherche CNRS, CRPG (UL) M. David JOUSSELIN, Maître de Conférences, CRPG (UL)
Invité	M. Lydéric FRANCE, Maître de Conférences, CRPG (UL) M. Adolphe NICOLAS, Professeur émérite, Université de Montpellier

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mes super chefs, Laurie et David de m'avoir fait confiance et donner l'opportunité de travailler sur ce sujet passionnant. La découverte du désert omanais fut pour moi une expérience magique. J'espère avoir été à la hauteur de vos attentes. Au moins grâce à moi, vous savez quelle question poser en premier au prochain thésard : si il/elle sait cuisiner. Le regard ahuri de David la fois où j'ai dit ne pas savoir faire une omelette, c'était quelque chose... Je découpe super bien le poulet pas décongelé par contre (le terrain donne toujours lieu à des anecdotes hilarantes).

Je tiens également à remercier les membres du jury, Jurgen Koepke, Ken Koga, Delphine Bosch, Françoise Boudier et Lydéric France d'avoir accepté de juger ce travail.

Je voudrais remercier le CRPG dans son ensemble pour m'avoir accueillie et avoir rendu ces quatre années un peu plus faciles. Tout particulièrement l'équipe géochimie du deuxième : Catherine, mon GPS en chimie et sur les machines, la seule à être tombée pile poil sur la valeur du JNd... (c'est pas juste) ; Christiane, pour les nombreux coups de main ; Élodie et Fatima, pour la bonne ambiance en salle blanche. Mais aussi Aymeric, pour les nombreuses heures passées à régler le Neptune dans la bonne humeur malgré le désespoir...

Ségo, pour les bons moments passés à partager le bureau et durant la Goldschmidt (et pour les pâtes et les batailles de boulettes de papier aussi). Sarah, pour les bons moments et la première collocation de bureau, les plaques de chocolats en échange du pillage de mes disques durs, le prêt de la cave pour tout mon matos d'équitation. Merci à Guillaume, Maïa et ptit Ju pour avoir rendu la Goldschmidt totalement géniale. Merci à tous les autres aussi : Evelyn, Martin, Camille, TuTu, Flo,... Lyde pour l'aide et les discussions enrichissantes et tous ceux qui m'ont aidé au cours de ces quatre ans.

Merci à Delphine à Montpellier pour l'aide sur le tri des minéraux et les analyses in situ.

Un énorme merci à Mathieu pour la première colloc, les parties de consoles, la musique, les films (nanards et sérieux), les concerts, New York, le Cabaret Vert, les fous-rires devant les vidéos stupides à 3h du mat'. Promis, dès que je peux je viens en vacances au Chili. Gégé et ptit Clem' pour la plongée, les trois éditions du Cabaret Vert que vous avez rendues géniale, Prague et tout simplement pour être des vrais potes. Merci de m'avoir accueillie dans la famille. Fil pour la première colloc et les coups de main, Jay aussi. Claire, pour toute l'aide aux chevaux, pour ne m'avoir jamais envoyé balader à chaque fois que j'envoyais un message au dernier moment te demandant de t'occuper de mes deux monstres parce que j'étais coincée au labo, pour toutes les heures de promenades avec les M&Ms et aussi pour avoir écorné ma réputation de cavalier en me faisant monter des Irish Cob tous petits et plein de poils... Et tous les autres que j'ai oublié, qui ont rendu ces années et surtout la fin, plus simples. Quelqu'un m'a dit il n'y a pas longtemps, alors que je bloquait sur la conclusion : "Once upon a time there were rocks. There are still rocks. The end". J'ai trouvé que ça résumait bien.

Pour terminer, je voudrais remercier toute ma famille pour le soutien sans faille. Ma mère, toujours présente même dans les situations difficiles, merci pour cette éducation riche que tu m'as donnée et qui a fait de moi un esprit ouvert. Thomas et Sarah, même si on ne se voit quasiment jamais, je suis contente de vous avoir comme frère et sœur. Enfin tout le monde, parce qu'il est trop long de remercier individuellement, sans vous je n'en serais pas là.

Je dédie ce travail à mon père. Même s'il n'est plus là, j'aime à penser qu'il serait fier de la personne que je suis devenue.

Table des matières

INTRODUCTION.....	17
Références	20
CHAPITRE 1 : ÉTAT DE L'ART ET CONTEXTE GÉOLOGIQUE	
INTRODUCTION.....	25
1.1 MODÈLES ACTUELS DE FONCTIONNEMENT D'UNE DORSALE RAPIDE	25
1.1.1 Structures crustales.....	25
1.1.2 Structures sub-crustales.....	27
a) À l'échelle 10-100km.....	28
b) À l'échelle 1-10km.....	30
1.2 GÉNÉRALITÉS SUR LES OPHIOLITES	32
1.2.1 Historique	32
1.2.2 Genèse des ophiolites	35
1.3 L'OPHIOLITE D'OMAN	36
1.3.1 Généralités.....	36
1.3.2 Structures mantelliques.....	38
1.3.3 Zone d'étude	40
a) Maqсад et la zone de transition au Moho à l'axe	41
b) Mansah et la zone de transition au Moho hors axe	42
1.4 CONCLUSION.....	44
Références	45
CHAPITRE 2 : MORB OU SSZ, CLASSIFICATION DES OPHIOLITES	
INTRODUCTION.....	55
2.1 CLASSIFICATION DE DIFFÉRENTES OPHIOLITES	56
2.1.1 Ophiolites considérées comme formées en contexte de SSZ.....	56
2.1.2 Mise en place d'une ophiolite en contexte de ride océanique : l'ophiolite d'Oman	63
2.2 DIAGRAMMES UTILISÉS POUR DISCRIMINER LES MAGMATISMES MORB ET SSZ.....	66
2.3 DISCUSSION	72
Références	75
CHAPITRE 3 : ÉTUDE MICROSTRUCTURALE DES GABBROS LITÉS DE LA MTZ À L'AXE	
Résumé.....	83
Références	87
CHAPITRE 4 : TECHNIQUES ANALYTIQUES	
INTRODUCTION.....	115
4.1 PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS.....	115
4.2 SÉPARATION MINÉRALOGIQUE	116
4.3 INSTRUMENTS UTILISÉS POUR LES ANALYSES MAJEURS ET TRACES SUR ROCHES	
TOTALES ET MINÉRAUX SÉPARÉS.	117
4.3.1 MC-ICP-MS et MC-ICP-OES	117
4.3.2 Microsonde.....	117
4.3.3 LA-ICP-MS.....	118
4.4 LES ISOTOPES RADIOGÉNIQUES DU STRONTIUM ET DU NÉODYME	119
4.4.1 Le système Sr.....	119
4.4.2 Le système Nd	119
4.5 POURQUOI UTILISER LE STRONTIUM ET LE NÉODYME ?.....	120
4.6 PRÉPARATION À LA CHIMIE.....	121
4.6.1 Le lessivage.....	121
4.6.2 Le principe de la dilution isotopique	122
4.6.3 Attaques acides.....	123

4.7 PROTOCOLE DE SÉPARATION DU Sr ET DU Nd.....	123
4.8 SPECTROMÉTRIE DE MASSE	126
4.8.1 TIMS TRITON <i>Plus</i>	127
a) Dépôts des échantillons.....	127
b) Spectrométrie de masse.....	127
c) Corrections des analyses.....	129
d) Standards et blancs.....	131
4.8.2 Néodyme sur MC-ICPMS NEPTUNE <i>Plus</i>	132
a) Corrections des analyses.....	133
b) Standards et blancs.....	134
4.9 AUTRES INSTRUMENTS UTILISÉS : MEB-EBSD	136
Références	138

CHAPITRE 5 : ÉTUDE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES D'UN DIAPIR DE MANTEAU DE L'OPHIOLITE D'OMAN : IMPLICATIONS POUR LES PROCESSUS MAGMATIQUES HORS-AXE

Résumé en français.....	145
Abstract.....	147
Introduction	148
Geological Setting and field description of the studied diapirs.....	149
Rock types investigated.....	151
Analytical methods	152
Results	153
Discussion	159
Summary and conclusion.....	165
References	167
Figure captions	171
Figures.....	174
Tables.....	184

CHAPITRE 6 : ÉTUDES ISOTOPIQUES DU Sr ET DU Nd DANS UN DIAPIR DE MANTEAU HORS-AXE, INDICES DE LA FUSION D'UN MANTEAU HÉTÉROGÈNE

Résumé en français.....	223
Abstract.....	224
Introduction	225
Geological setting	226
Sampling.....	227
Analytical methods	227
Results.....	229
Discussion	232
Conclusion.....	235
References	237
Figure captions	239
Figures.....	241
Table.....	247

CHAPITRE 7 : CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

CONCLUSION GÉNÉRALE.....	257
PERSPECTIVES.....	260

ANNEXES

ANNEXES 1	265
ANNEXES 2	270

Table des illustrations

Figure 1 : Comparaison entre les modèles d'accrétion crustale existants (Coogan et al., 2002). (A) Modèle de « gabbro glacier », les minéraux cristallisent dans la chambre magmatique axiale puis subsident vers le bas et l'extérieur pour former la croûte inférieure. (B) Les cristaux subsident comme dans le modèle de glacier mais se limitent à une étroite cheminée et se diffusent vers l'extérieur par des sills. (C) Combine le modèle de « gabbro glacier » avec la présence de sills dans la croûte inférieure provenant directement du manteau. (D) Le modèle de « gabbro glacier » forme seulement la partie la plus supérieure de la croûte, la partie inférieure (gabbros lités) étant formée à partir de sills dans un modèle appelé « sheeted sills ». (E) Les gabbros lités se forment dans des sills « hors-axe » et les gabbros foliés cristallisent pendant la migration du liquide par écoulement poreux vers la chambre magmatique axiale. 27

Figure 2 : Coupes schématiques transversales de la dorsale Est Pacifique à 17°S. A. La zone asymétrique à faibles vitesses sismiques est interprétée comme étant la zone principale de production de magma. La zone appelée "embedded heterogeneity" représente une zone de fusion additionnelle créée soit par un matériel source anormalement enrichi et donc d'une température de fusion faible, soit par un upwelling localisé. Ses dimensions ne sont pas bien contraintes. Les lignes continues indiquent de possibles profils verticaux de vitesses horizontales loin de l'axe, avec un plus grand flux retour vers l'ouest. Les petites ellipses représentent la direction d'anisotropie sismique qui correspond certainement à l'alignement préférentiel des axes a des olivines (Team, 1998). B. Vitesses relatives des ondes P par rapport à un modèle radial (Toomey et al., 1998). Les déviations de vitesse négatives sont en teintes rouges et les déviations de vitesse positives sont en teintes bleues. Dans le modèle du haut, l'anomalie est confinée sur un espace de 0 à 300 km de profondeur, dans le modèle du bas, l'anomalie est confinée dans un espace de 0 à 150 km de profondeur. Dans les deux cas, l'asymétrie de la zone à faibles vitesses du manteau est plus prononcée que l'asymétrie dans le modèle synthétique. 29

Figure 3 : Image tomographique de la zone entre les failles transformantes de Clipperton et Siqueiros (Toomey et al., 2007). A, Anomalies de faible vitesse et enveloppe du premier ordre des anomalies. B, Vue en carte montrant les limites de plaque et les discontinuités tectoniques, la structure au premier ordre des zones d'accumulation sous la croûte (en orange, appelé "mush"), l'orientation du flux mantellique (flèches vertes) est perpendiculaire à l'anomalie mantellique de premier ordre. C, Deux sections perpendiculaires à la ride montrant (1) la corrélation entre forte activité magmatique et hydrothermale et présence de la zone à faible vitesse du manteau (MLVZ) sous l'axe et (2) la corrélation entre faible activité magmatique, forte activité tectonique et présence de la zone à faible vitesse du manteau hors axe. Dans les deux cas, la zone à faibles vitesses dans la croûte est aussi importante. Ceci implique que des processus différents ont lieu quand la MLVZ est hors axe ou sous l'axe et que ces processus conditionnent l'activité de la ride en surface. 31

Figure 4 : « log » ophiolitique tel qu'il fut défini dans le « manifeste ophiolitique » de la Penrose Conference de 1972 (Juteau and Maury, 2008). A : péridotites résiduelles du manteau (tectonites). B1 : cumulats lités ultramafiques. B2 : cumulats lités gabbroïques. B3 : gabbros isotropes. C : complexe filonien (dykes de diabases). D : coulées basaltiques (laves en coussins). E : sédiments pélagiques. 33

Figure 5 : (Boudier and Nicolas, 1985) Sections typiques (a) dans le sous-type harzburgitique (Samail en Oman) et (b) dans le sous-type lherzolitique (Trinity en Californie). _____ 34

Figure 6 : (Nicolas and Boudier, 2003) Les deux familles d'ophiolites. A : le type téthysien, relatif à une obduction sur une marge passive. B : le type cordillérain, relatif à une surrection de la lithosphère océanique dans un prisme d'accrétion. D'après Moores (1982) et Coleman (1984). _____ 35

Figure 7 : Modèle de détachement de l'ophiolite de Samail en Oman (Boudier et al., 1988). L'ophiolite représente un large segment de lithosphère océanique générée par un centre d'accrétion (Boudier and Nicolas, 2007). _____ 37

Figure 8 : Modèle schématique de flux du manteau sous le Moho autour d'un diapir mantellique. Modifié d'après Ceuleneer et al. (1988). _____ 38

Figure 9 : Schéma représentant la forme de l'écoulement asthénosphérique présent dans un diapir de manteau à l'axe d'une dorsale, modifié d'après Ceuleneer et al. (1988). _____ 39

Figure 10 : (a) Carte structurale du sud est de l'ophiolite d'Oman. Les directions des filons de diabase définissent deux directions d'expansion NE-SW et NW-SE. Les plongements des linéations dans la section mantellique permettent de définir des diapirs de manteau (linéations verticales, zones en jaune) et la localisation possible de segments d'une ancienne dorsale (Nicolas and Boudier, 1995). (b) Schéma interprétatif montrant comment un propagateur de ride NW-SE peut s'ouvrir dans une lithosphère plus vieille formée par une dorsale orientée NE-SW (cercles : diapirs ; alignements gris foncé : zones de cisaillement). Modifié d'après (Boudier et al., 1997). _____ 40

Figure 11 : Coupe schématique du diapir à l'axe. La zone de transition au Moho est épaisse et composée de dunites dans lesquelles peuvent se trouver des lentilles de gabbros lités. Les linéations verticales au centre du diapir s'horizontalisent progressivement vers l'extérieur de celui-ci. _____ 42

Figure 12 : Coupe schématique du diapir hors-axe, adapté d'après (Jousselin and Nicolas, 2000a). La zone de transition au Moho est anormalement épaisse et composée de dunites et pyroxénites, souvent peu déformées. Les linéations au centre du diapir sont verticales et une zone de cisaillement les sépare des linéations horizontales du manteau. Cette géométrie suggère que le diapir intrude du manteau lithosphérique. _____ 43

Figure 13 : Photos des filons trouvés en périphérie du diapir hors axe de Mansah. A. Filon Wasit qui intrudent dans le manteau, le centre est à grains fins et les bordures à grains grossiers. B. Filons Nidab intrudant la croûte sous forme de petites veines qui forment ensuite des sortes de lentilles. _____ 44

Figure 14 : Diagrammes représentant SiO_2 , FeO^* et TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO dans les pillow lavas inférieurs et le complexe filonien du massif du Troodos (Miyashiro, 1973). Les roches sont divisées en trois sous-groupes et seules les tendances moyennes de chaque sont représentées pour FeO^* et TiO_2 . Les sous-groupes 1 et 2 appartiennent aux séries calco-alcalines et la troisième aux séries tholéiitiques. La présence de roches calco-alcalines et de tholéiites suggère que l'ophiolite du Troodos a été créée en contexte de SSZ avec une croûte de type océanique fine. _____ 57

Figure 15 : Spectres des Terres Rares et éléments traces des roches de l'ophiolite de la chaîne centrale d'Irian Jaya (Monnier et al., 2000) ; a) Spectres des Terres Rares et éléments traces de quelques harzburgites du massif ophiolitique montrant les enrichissements en éléments fortement incompatible (Cs, Rb, U) et Terres Rares légères (La, Ce) ; b) Spectres des Terres Rares éléments traces des basaltes arrière-arc associés au massif ophiolitique montrant les anomalies négatives en Nb et Ta, caractéristiques des roches formées en contexte de subduction. _____ 58

Figure 16 : Coish and Gardner (2004). A. Pourcentage en forstérite des olivines et Cr# des spinels dans les péridotites du Sud du Vermont (+) comparées aux dunites de l'avant-arc des Mariannes (o) (Parkinson and Pearce, 1998). B. Composition des spinels chromifères, les péridotites champ "fore-arc" sont celles de l'avant-arc des Mariannes. Boninites (Arai, 1994b; Barnes and Roeder, 2001), péridotite de plancher océanique, OSMA et harzburgite d'ophiolite (Dick and Bullen, 1984 ; Arai, 1994a). _____ 59

Figure 17 : Yumul et al. (1998). A. Le diagramme montre le caractère transitionnel MORB-IAT des filons du block Coto (triangles vides) et le caractère arc des filons du block Acoje (triangles pleins) et des laves du block Coto (cercles pleins). B. Le diagramme montre l'influence de la subduction dans la formation des roches des blocks Coto et Acoje. Les laves d'arcs insulaires cristallisent les oxydes de titane tôt ce que explique les faibles teneurs en Ti retrouvées dans les laves d'arc. Cercles vides : volcaniques de Coto ; étoiles : basaltes enrichies en LREE de Coto ; triangles vides : filons de Coto ; triangles pleins : filons de gabbro d'Acoje ; cercles pleins : volcaniques d'Acoje. _____ 60

Figure 18 : Modèle généralisé représentant le cycle d'une ophiolite formée en contexte de supra-subduction, d'après l'exemple de la nappe de Samail (Shervais, 2001). _____ 61

Figure 19 : Modèle représentant la formation et l'obduction d'une ophiolite en contexte de dorsale océanique, exemple de l'ophiolite d'Oman. Nicolas, 1989. _____ 63

Figure 20 : Nicolas et al. (2000). Carte générale de l'ophiolite d'Oman, les différents massifs sont assemblés entre eux pour représenter l'ophiolite avant son démembrement. L'axe est parallèle au complexe filonien d'orientation NW-SE et ses bordures sont matérialisées par la présence de filons perpendiculaires d'orientation NE-SW. _____ 65

Figure 21 : Diagramme V/Ti d'après Shervais (1982). Les laves d'arc insulaire (et par extension celles produites en contexte SSZ) ont un rapport Ti/V entre 0 et 20. Les MORB entre 20 et 50 et les laves d'île océanique entre 50 et 100. Les données sur l'Oman sont de Alabaster et al. (1982) et Goodenough et al. (2010) (étude faite sur la partie présente aux Emirats Arabes Unis de l'ophiolite). _____ 68

Figure 22 : Diagramme Hf/3-Th-Ta d'après Sturm et al. (2000). Composition Hf/3-Th-Ta de différents types de basaltes. BOI correspond à l'ophiolite de Bay of Islands, Terre-Neuve. Oman représente les laves V1 et V2 de l'ophiolite (Alabaster et al., 1982, Pearce et al., 1984). _____ 69

Figure 23 : Diagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ d'après Miyashiro (1975). Les données sur l'Oman proviennent de Alabaster et al. (1982) et Goodenough et al. (2010). _____ 70

Figure 24 : Diagramme FeO/MgO vs. TiO₂ d'après Glassley (1974). Les données sur l'Oman viennent de Alabaster et al. (1982). _____ 70

Figure 25 : Diagramme ϵ_{Nd} vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ d'après Godard et al. (2006). Les échantillons non altérés d'Oman viennent de McCulloch et al. (1981). Références complètes dans le chapitre 6. Nos échantillons à l'axe sont dans les champs des MORB et des échantillons non altérés. _ 71

Figure 26 : Anomalie négative en Nb observée dans le diagramme normalisé au manteau primitif (Hofmann, 1988) de la plupart des laves siliceuses de la ride Pacifique-Antarctique (PAR), alors que les basaltes ont des anomalies positives en Nb. Les andésites et dacites de la ride Pacifique-Antarctique ressemblent à certaines andésites archéennes de l'Abitibi Belt au Canada (Prior et al., 1999 ; Wyman et al., 2002), associées à de grands dépôts de sulfures massifs. _____ 73

Figure 27 : Photo d'une partie des échantillons de 2010 (10-OM) sélectionnés pour l'étude. On voit clairement les différences dans la taille des lits (fins/épais), notamment entre l'échantillon triangulaire en haut de la photo et l'échantillon présentant deux lits (clair et noir) en bas de la photo. _____ 86

Figure 28 : Schéma de fonctionnement du TRITON (d'après la documentation Thermo Fischer Scientific). _____ 128

Figure 29 : Variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du standard de strontium NBS-987 sur les trois ans d'analyses. Les barres d'erreurs sur les rapports représentent 2σ . Le cercle rouge représente la moyenne de tous les standards analysés, deux écart-types en barre d'erreur. _____ 131

Figure 30 : Schéma de fonctionnement du MC-ICPMS Neptune Plus (d'après la documentation Thermo Fischer Scientific). _____ 132

Figure 31 : Variations du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du standard de néodyme JNdi-1 sur une période de deux ans. Les barres d'erreurs sur les rapports représentent 2σ . Le rond rouge représente la moyenne de tous les standards analysés, deux écart-types en barre d'erreur. Les lignes verticales séparent les différentes sessions d'analyse. _____ 135

Figure 32 : Variations du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du standard de néodyme LaJolla sur une période de deux ans. Les barres d'erreurs sur les rapports représentent 2σ . Le rond rouge représente la moyenne de tous les standards analysés, deux écart-types en barre d'erreur. Les lignes verticales séparent les différentes sessions d'analyse. _____ 135

INTRODUCTION

Les dorsales medio-océaniques sont les endroits où se forme la lithosphère océanique qui représente les deux tiers du globe. Elles concentrent, sur une zone très étroite, près de 80% du volcanisme terrestre (Crisp, 1984). Elles sont donc le locus du volcanisme le plus important à la surface de la Terre. Pour ces raisons, ces zones sont l'objet de nombreuses études géophysiques, géochimiques et pétrologiques afin de connaître les structures présentes en profondeur et de comprendre les processus qui y prennent place.

Parmi les techniques géophysiques utilisées, la tomographie sismique permet de voir les structures sous la croûte terrestre. Plusieurs expériences ont été réalisées comme l'expérience MELT (Team, 1998 ; Webb and Forsyth, 1998 ; Toomey et al., 1998 ; Toomey et al., 2002) ou l'expérience UNDERSHOOT (Toomey et al., 2007), qui a cherché à imager la distribution du magma, à l'interface manteau-croûte (entre zéro et quatre kilomètres sous le Moho), sous la dorsale Est Pacifique, entre les failles de Clipperton et Siqueiros.

Jusqu'à présent, les modèles de fonctionnement des dorsales médio-océaniques avaient toujours supposé que la distribution du magma se faisait à l'aplomb de l'axe. Cependant, les images de la dorsale Est Pacifique (EPR) obtenues par la campagne UNDERSHOOT (Toomey et al., 2007) montrent que le magma n'est pas extrait uniquement à l'axe de la dorsale et qu'il peut être présent loin de cet axe (jusqu'à plus de dix kilomètres). Des lentilles liquides ont été détectées au niveau du Moho à vingt kilomètres de l'axe de l'EPR par l'observation d'ondes réfléchies PmS (Garmany, 1989), et des études de compliance (Crawford et al., 1999). La présence de seamounts dans le voisinage des dorsales, comme les Lamont seamounts (Zindler et al., 1984 ; Fornari et al., 1988 ; Batiza et al., 1990), est une autre preuve que le magma peut être extrait loin de l'axe d'une dorsale.

Ces observations nous amènent sur plusieurs axes de réflexion. Pourquoi du magma est-il parfois extrait loin de l'axe ? Ce magma a-t-il la même source et la même composition que celui délivré à l'axe ? Y a-t-il des traces d'interaction entre les liquides et la lithosphère océanique dans laquelle ils se mettent en place ? L'absence de chambre magmatique hors-axe a-t-elle un effet sur la mise en place de ces magmas ?

Du fait de la difficile accessibilité des échantillons aux dorsales océaniques, il est nécessaire de leur trouver un analogue. Nous avons choisi d'étudier l'ophiolite d'Oman, qui

est considérée comme la relique d'une dorsale rapide et donc un analogue de la dorsale Est Pacifique. Elle dispose d'une exposition exceptionnelle puisqu'il est possible d'y observer la section crustale en entier ainsi qu'une partie du manteau supérieur, et sa cartographie a mis en évidence cinq diapirs de manteau qui délimitent l'axe de la paléodorsale, et un diapir de manteau à vingt-cinq kilomètres de l'axe. Ce diapir représente l'opportunité de pouvoir étudier comment les processus magmatiques sont affectés quand le magma est extrait sous une lithosphère refroidie et probablement hydratée.

Le chapitre 1 expose un état de l'art sur notre compréhension des processus d'accrétion aux dorsales rapides, qui conduit aux questions sur le magmatisme hors-axe, explorées dans cette thèse. Il présente aussi le contexte géologique de l'ophiolite d'Oman dans lequel ces questions seront abordées.

Nous anticipons que la mise en place de magma hors-axe peut potentiellement faire rentrer de l'eau dans le système magmatique et induire des signatures pétrologiques et/ou chimiques plus classiquement associées aux zones de subduction qu'aux dorsales. Ceci a motivé l'écriture du chapitre 2 qui expose en vertu de quels critères les ophiolites sont classées selon leur origine supposée "MORB" ou "Supra-Subduction".

Le chapitre 3 porte sur le mécanisme de mise en place des magmas dans la zone de transition à l'axe de la paléo-dorsale d'Oman, au niveau du diapir de Maqsad. Cette étude publiée dans *Earth and Planetary Science Letters*, expose un nouveau modèle de formation des gabbros lités qui conduit à réfléchir sur la façon dont le liquide est extrait du manteau (écoulement poreux ou filons ?). L'étude s'appuie en partie sur la première base de données de pétrofabriques extensives acquise sur des gabbros lités, dans laquelle j'ai traité 21 échantillons.

Le chapitre 4 expose la méthodologie et les techniques analytiques qui sont utilisées dans la suite de la thèse pour étudier, par la géochimie, les contrastes de lithologie et de processus entre le magmatisme à l'axe et hors-axe.

Les deux types de diapirs possèdent une Zone de Transition au Moho (MTZ) différente. À l'axe, la MTZ est épaisse (jusqu'à 400m) et composée de dunite et de lentilles de gabbros lités dans la dunite alors qu'au dessus du diapir hors-axe, elle est plus épaisse (1km)

et composée de dunite et de pyroxénite. La périphérie du diapir hors-axe est aussi associée à des intrusions gabbroïques et micro-gabbroïques dans le manteau et dans la croûte.

Les chapitres 5 et 6 exposent les différences en éléments majeurs et traces, puis de compositions isotopiques dans la MTZ formée à l'axe et la suite magmatique formée hors-axe. Cette étude conduit à deux articles prêts à être soumis pour publication. Elle contient en particulier les premières mesures, sur échantillons lessivés et minéraux séparés, des isotopes du néodyme et du strontium pour les roches des deux MTZ.

Références

- Batiza, R., Niu, Y., and Zayac, W.C., 1990, Chemistry of seamounts near the East Pacific Rise: Implications for the geometry of subaxial mantle flow: *Geology*, v. 18, no. 11, p. 1122–1125.
- Crawford, W.C., Webb, S.C., and Hildebrand, J.A., 1999, Constraints on melt in the lower crust and Moho at the East Pacific Rise, 9° 48' N, using seafloor compliance measurements: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 104, no. B2, p. 2923–2939.
- Fornari, D.J., Perfit, M.R., Allan, J.L., Batiza, R., Haymon, R., Barone, A., Ryan, W.B., Smith, T., Simkin, T., and Luckman, M.A., 1988, Geochemical and structural studies of the Lamont seamounts: Seamounts as indicators of mantle processes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 89, no. 1, p. 63–83.
- Garmany, J., 1989, Accumulations of melt at the base of young oceanic crust: *Nature*, v. 340, no. 6, p. 628–632, doi: 10.1038/340628a0.
- Team, T.M.S., 1998, Imaging the Deep Seismic Structure Beneath a Mid-Ocean Ridge: The MELT Experiment: *Science*, v. 280, no. 5367, p. 1215–1218, doi: 10.1126/science.280.5367.1215.
- Toomey, D.R., Joussetin, D., Dunn, R.A., Wilcock, W.S.D., and Detrick, R.S., 2007, Skew of mantle upwelling beneath the East Pacific Rise governs segmentation: *Nature*, v. 446, no. 7134, p. 409–414, doi: 10.1038/nature05679.
- Toomey, D.R., Wilcock, W., Conder, J.A., Forsyth, D.W., Blundy, J.D., Parmentier, E.M., and Hammond, W.C., 2002, Asymmetric mantle dynamics in the MELT region of the East Pacific Rise: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 200, no. 3, p. 287–295.
- Toomey, D.R., Wilcock, W.S., Solomon, S.C., Hammond, W.C., and Orcutt, J.A., 1998, Mantle seismic structure beneath the MELT region of the East Pacific Rise from P and S wave tomography: *SCIENCE-NEW YORK THEN WASHINGTON*, v. 280, no. 5367, p. 1224–1227.
- Webb, S.C., and Forsyth, D.W., 1998, Structure of the upper mantle under the EPR from waveform inversion of regional events: *SCIENCE-NEW YORK THEN WASHINGTON*, v. 280, no. 5367, p. 1227–1229, doi: 10.1126/science.280.5367.1227.
- Zindler, A., Staudigel, H., and Batiza, R., 1984, Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 70, no. 2, p. 175–195.

CHAPITRE 1

ÉTAT DE L'ART ET CONTEXTE
GÉOLOGIQUE

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, la première partie expose brièvement les modèles d'accrétion aux dorsales rapides en distinguant (1) les processus crustaux produisant les gabbros lités et (2) la forme de l'écoulement mantellique. Les données géophysiques les plus récentes suggèrent un écoulement mantellique actif, avec des centres d'extraction préférentielle du liquide de fusion d'environ cinq à dix kilomètres de diamètre et espacés d'environ trente kilomètres. Ces structures ne sont pas toujours sous l'axe de la dorsale et peuvent s'en écarter de plus de dix à quinze kilomètres. Cette image des centres d'extraction est cohérente avec l'existence de diapirs mantelliques tels que ceux reconnus dans diverses ophiolites (Oman, Iran, Philippines). Cette découverte interroge sur les causes et conséquences du magmatisme hors axe. Que se passe-t-il lorsque le magma n'arrive pas sous la chambre magmatique ? Y a-t-il des interactions avec la croûte sus-jacente hydratée ? Y a-t-il contamination par de l'eau hydrothermale ? Ce magma a-t-il la même source et la même composition chimique que celui extrait à l'axe ?

Après quelques généralités sur ce qui est connu des ophiolites, de leur découverte au début du XIX^e siècle à la définition qu'on leur donne aujourd'hui, ainsi que leur formation en contexte de ride océanique ou de zone de supra-subduction la deuxième partie expose notre zone d'étude, dans l'ophiolite d'Oman. Elle est la relique d'une ancienne dorsale rapide dont un segment du centre d'accrétion a été obducté. Il existe dans l'ophiolite d'Oman plusieurs diapirs mantelliques à l'axe de la paléodorsale et un diapir hors axe ce qui ouvre la possibilité d'explorer les problèmes posés par la découverte du magmatisme hors axe. Dans cette partie, nous exposons les différences structurales entre les diapirs à l'axe et celui hors axe.

1.1 MODÈLES ACTUELS DE FONCTIONNEMENT D'UNE DORSALE RAPIDE

1.1.1 Structures crustales

Les études sismiques aux dorsales medio-océaniques rapides montrent l'existence d'une lentille liquide entre un et deux kilomètres sous la surface (Detrick et al., 1987). Plus récemment, d'autres lentilles ont été imagées au niveau du Moho (Garmany, 1989 ; Crawford

et al., 1999 ; Dunn et al., 2000) et dans le niveau 3 de la croûte (Canales et al., 2009). Entre le Moho et la lentille supérieure se trouve une zone triangulaire à faibles vitesses sismiques (Caress et al., 1992 ; Vera et al., 1990). Dans les ophiolites, cette zone correspond à des gabbros. Ces gabbros présentent une texture magmatique avec des plagioclases sub-automorphes présentant des macles larges, continues à travers les cristaux. Cette texture et la forte orientation préférentielle des grains démontrent que les gabbros sont déformés par écoulement en suspension dans une phase liquide (mécanisme de "suspension flow"), aidé par de la pression dissolution (Nicolas and Ildefonse, 1996). Si on définit la chambre magmatique comme le site où la déformation se fait par orientation des grains sans déformation intracristalline grâce au liquide interstitiel, alors il ne faut pas la restreindre à la lentille liquide de la croûte supérieure, mais l'étendre à toute la zone à faible vitesse entre le Moho et la lentille (Nicolas and Poliakov, 2001).

La compréhension actuelle de la dynamique de la chambre magmatique dérive essentiellement de deux modèles principaux :

- Le modèle de "gabbro glacier" (Figure 1A) explique la déformation observée dans les gabbros par la subsidence vers le bas et l'extérieur, d'un matériel solide, à partir de la lentille liquide sommitale (Henstock et al., 1993 ; Phipps Morgan and Chen, 1993).
- Le modèle "sheeted sills" (Figure 1D) interprète le litage des gabbros comme le résultat de l'accumulation de sills (Boudier et al., 1996 ; Kelemen et al., 1997).

Beaucoup de sous-modèles ont été créés à partir de ces deux modèles principaux (Coogan et al., 2002) (Figure 1).

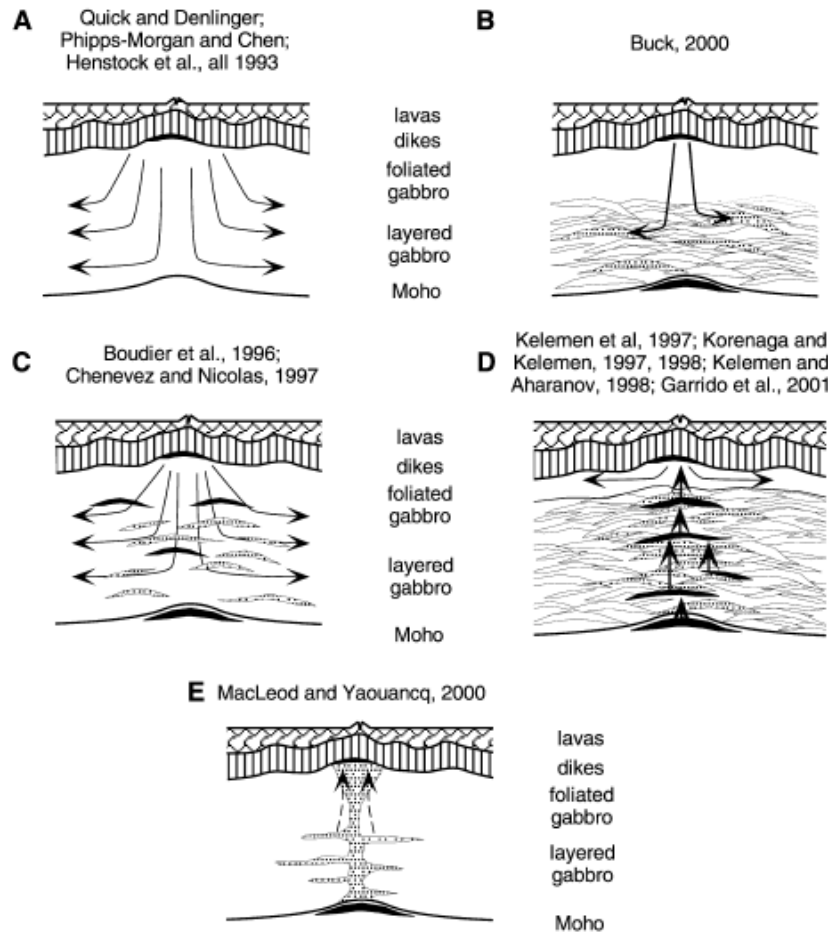


Figure 1 : Comparaison entre les modèles d'accrétion crustale existants (Coogan et al., 2002). (A) Modèle de « gabbro glacier », les minéraux cristallisent dans la chambre magmatique axiale puis subsident vers le bas et l'extérieur pour former la croûte inférieure. (B) Les cristaux subsident comme dans le modèle de glacier mais se limitent à une étroite cheminée et se diffusent vers l'extérieur par des sills. (C) Combine le modèle de « gabbro glacier » avec la présence de sills dans la croûte inférieure provenant directement du manteau. (D) Le modèle de « gabbro glacier » forme seulement la partie la plus supérieure de la croûte, la partie inférieure (gabbros lités) étant formée à partir de sills dans un modèle appelé « sheeted sills ». (E) Les gabbros lités se forment dans des sills « hors-axe » et les gabbros foliés cristallisent pendant la migration du liquide par écoulement poreux vers la chambre magmatique axiale.

1.1.2 Structures sub-crustales

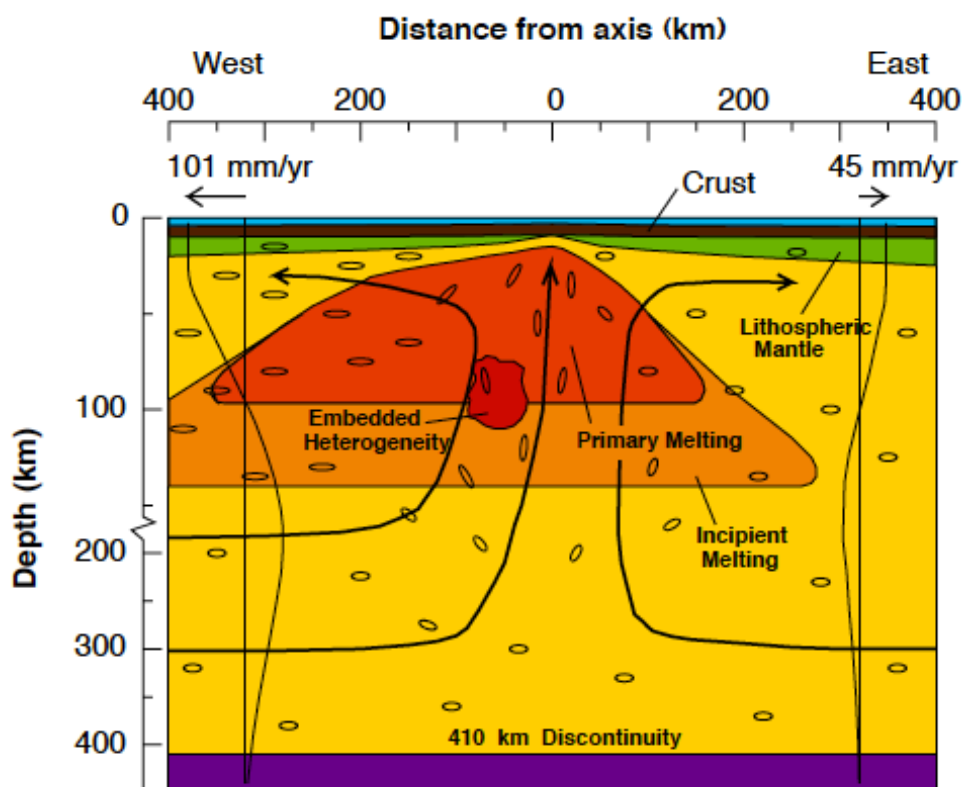
Des campagnes géophysiques, centrées sur l'étude du manteau, ont été réalisées depuis le milieu des années 90 sur la dorsale Est Pacifique. Les modèles d'écoulement passifs prévoient un upwelling symétrique dû à la traction exercée par les plaques divergentes, dans ce cas l'écoulement du manteau est plus lent que celui des plaques. Les modèles d'écoulement actifs donnent un rôle important aux forces de flottabilité qui induisent un écoulement convectif ascendant : dans ce cas l'écoulement mantellique peut être découplé du mouvement

des plaques avec éventuellement un écoulement asthénosphérique plus rapide que les déplacements de la lithosphère.

a) À l'échelle 10-100km.

L'expérience MELT (Mantle ELectromagnetic and Tomography) a permis d'obtenir des images des structures sous la dorsale Est Pacifique à 17°S, jusqu'à plus de 400 kilomètres de profondeur. 51 sismomètres furent déployés à travers la dorsale Est Pacifique en deux lignes transverses d'environ 800 kilomètres de long. La synthèse des diverses données de l'expérience MELT a conduit à l'élaboration d'un modèle simpliste lissé montrant une asymétrie de la structure sous l'axe de la dorsale, avec un manteau partiellement fondu (à 100 kilomètres de profondeur) jusqu'à 350 kilomètres de l'axe sur le flanc ouest et 150 kilomètres de l'axe sur le flanc est (Team, 1998) (Figure 2A). Cependant, si on considère chacun des modèles obtenus à partir d'un jeu de données (Toomey et al., 1998 ; Wolfe and Solomon, 1998 ; Evans, 1999) (Figure 2B), cette asymétrie est largement plus prononcée, avec un flanc Est quasiment exempt de toute anomalie liée à la présence de manteau partiellement fondu.

A)



B)

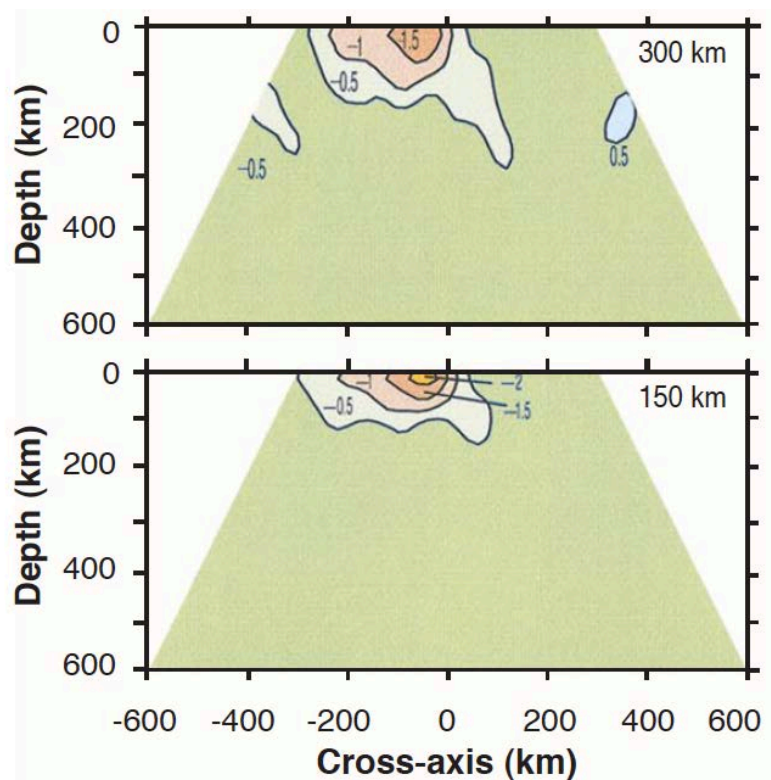


Figure 2 : Coupes schématiques transversales de la dorsale Est Pacifique à 17°S. A. La zone asymétrique à faibles vitesses sismiques est interprétée comme étant la zone principale de production de magma. La zone appelée "embedded heterogeneity" représente une zone de fusion additionnelle créée soit par un matériel source anormalement enrichi et donc d'une température de fusion faible, soit par un upwelling localisé. Ses dimensions ne sont pas bien contraintes. Les lignes continues indiquent de possibles profils verticaux de vitesses horizontales loin de l'axe, avec un plus grand flux retour vers l'ouest. Les petites ellipses représentent la direction d'anisotropie sismique qui correspond certainement à l'alignement préférentiel des axes *a* des olivines (Team, 1998). B. Vitesses relatives des ondes P par rapport à un modèle radial (Toomey et al., 1998). Les déviations de vitesse négatives sont en teintes rouges et les déviations de vitesse positives sont en teintes bleues. Dans le modèle du haut, l'anomalie est confinée sur un espace de 0 à 300 km de profondeur, dans le modèle du bas, l'anomalie est confinée dans un espace de 0 à 150 km de profondeur. Dans les deux cas, l'asymétrie de la zone à faibles vitesses du manteau est plus prononcée que l'asymétrie dans le modèle synthétique.

Les modèles passifs ne sont pas capables d'expliquer la forte asymétrie de la structure mantellique à 17°S. Des composantes actives, comme des gradients de température et de pression anormaux dans le manteau, doivent intervenir (Toomey et al., 2002 ; Conder et al., 2002). L'observation de centres d'upwelling convectifs dans le manteau sous le Golfe de Californie (Wang et al., 2009) conforte ce modèle d'écoulement actif du manteau sous les dorsales rapides.

À contrario, dans la région de 9°N, l'étude récente de sondage magnétotellurique du plancher océanique de l'EPR, entre les failles transformantes de Clipperton et Siqueiros, révèle une zone triangulaire symétrique à forte conductivité, située entre 20 et 90 kilomètres

de profondeur et interprétée comme étant en accord avec les modèles de fusion partielle d'un manteau ascendant passivement avec la traction des plaques divergentes (Key et al., 2013). Cependant, une partie des données a été exclues et seuls les courant électriques perpendiculaires à la ride ont été modélisés pour obtenir ce résultat. Une image plus complexe, telle que présentée dans les résultats préliminaires de cette étude n'est donc pas exclue (Key, personal communication).

b) À l'échelle 1-10km.

L'expérience UNDERSHOOT, qui s'est déroulée en 1997, est une campagne sismique conduite sur la dorsale Est Pacifique, entre les failles transformantes de Clipperton (10°N) et Siqueiros (9°N), ayant pour but d'obtenir des images du manteau, entre 0 et 4km sous le Moho et en continu le long des 230km d'un segment de premier ordre et sur environ 20km de part et d'autre de l'axe (Toomey et al., 2007).

Les données sismiques ont été récoltées par 37 stations sur le plancher océanique. Le modèle utilisé pour tenir compte de l'anisotropie sismique est un système à symétrie hexagonale ce qui est une bonne approximation de l'anisotropie de la croûte produite par des fractures ou de l'anisotropie azimutale du manteau supérieur.

Cette expérience a conduit à quatre découvertes importantes (Figure 3) :

- La distribution du magma au Moho n'est pas restreinte à la zone axiale ; sur près de 50% de la dorsale, la zone à faibles vitesses sismiques dans le manteau est désaxée par rapport à l'axe et peut s'en écarter d'environ vingt kilomètres. L'anisotropie sismique (représentée par les flèches vertes sur la figure 3) indique un écoulement du manteau perpendiculaire à la zone à faibles vitesses et non un écoulement parallèle aux mouvements des plaques (direction NUVEL1A). Cette géométrie n'est pas cohérente avec un modèle passif.
- L'Overlapping Spreading Center (OSC) à 9°03'N est située au-dessus d'une zone de relai en échelon entre deux segments d'alimentation par le manteau.
- Entre les discontinuités de premier ordre (failles transformantes) et deuxième ordre (OSC), l'intensité de l'activité volcanique et hydrothermale à la ride est corrélée à la distance entre l'axe de la dorsale et l'anomalie du manteau et non à des variations longitudinales de quantité de magma dans la croûte ou le manteau.

- Il existe une segmentation de troisième ordre dans le manteau qui correspond à des modulations dans l'intensité de la zone à faible vitesse. Ces modulations sont cohérentes avec l'existence de petits diapirs tels que ceux trouvés dans l'ophiolite d'Oman (Jousselin and Nicolas, 2000a).

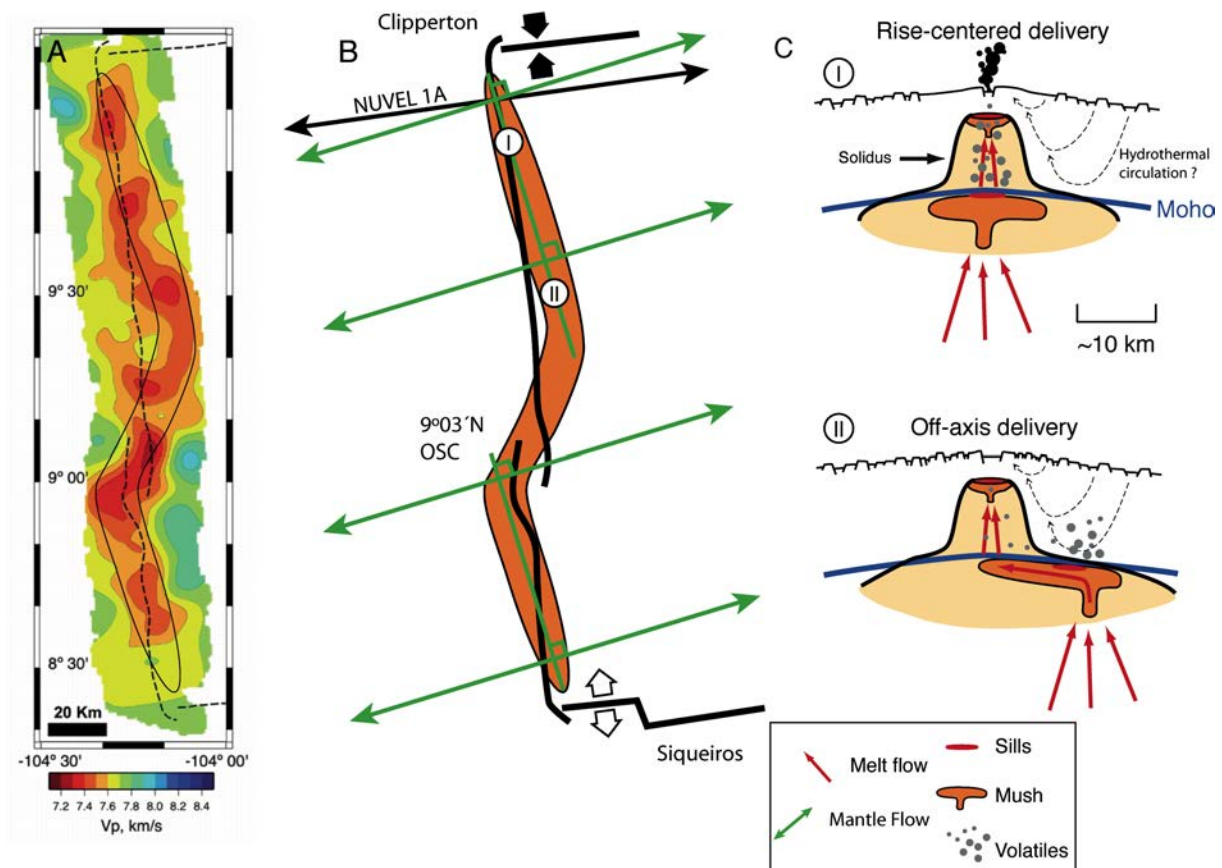


Figure 3 : Image tomographique de la zone entre les failles transformantes de Clipperton et Siqueiros (Toomey et al., 2007). A, Anomalies de faible vitesse et enveloppe du premier ordre des anomalies. B, Vue en carte montrant les limites de plaque et les discontinuités tectoniques, la structure au premier ordre des zones d'accumulation sous la croûte (en orange, appelé "mush"), l'orientation du flux mantellique (flèches vertes) est perpendiculaire à l'anomalie mantellique de premier ordre. C, Deux sections perpendiculaires à la ride montrant (1) la corrélation entre forte activité magmatique et hydrothermale et présence de la zone à faible vitesse du manteau (MLVZ) sous l'axe et (2) la corrélation entre faible activité magmatique, forte activité tectonique et présence de la zone à faible vitesse du manteau hors axe. Dans les deux cas, la zone à faibles vitesses dans la croûte est aussi importante. Ceci implique que des processus différents ont lieu quand la MLVZ est hors axe ou sous l'axe et que ces processus conditionnent l'activité de la ride en surface.

On connaissait déjà le magmatisme hors-axe par la présence des seamounts, mais il semble maintenant que ce magmatisme a une importance largement sous-évaluée. Ces observations posent le problème de ce qu'il se passe lorsque le magma n'est pas extrait sous la chambre magmatique. Y a-t-il des interactions entre le magma et la croûte océanique hydratée sus-jacente ? Le magma n'étant pas capuchonné par la chambre magmatique, peut-il être contaminé par de l'eau hydrothermale ?

Ceci soulève aussi la question de la source du magma. Si celui-ci est extrait loin de l'axe, a-t-il la même source que le magma extrait sous l'axe ?

1.2 GÉNÉRALITÉS SUR LES OPHIOLITES

1.2.1 Historique

C'est Alexandre Brongniart en 1821 qui a, le premier, décrit ce complexe de roches (du grec ophio, serpent et lithos, roche). A l'origine, ophiolite est synonyme de serpentine, puis de « roches vertes », c'est-à-dire des roches magmatiques basiques et ultrabasiques plus ou moins serpentinisées et métamorphisées retrouvées dans les chaînes alpines (serpentine, laves en coussins et cherts composent la « trinité de Steinmann », Steinmann, 1927). C'est avec la découverte de massifs ophiolitiques peu tectonisés en Grèce, Turquie, Syrie et Chypre que l'étude plus détaillée des structures internes des ophiolites a été permise (Juteau and Maury, 2008). De Roever (1957) a été le premier à proposer une origine mantellique à ces péridotites et une mise en place tectonique de fragments de manteau supérieur à l'état solide. Coleman (1971) fut le premier à introduire le terme obduction pour décrire le charriage de lithosphère océanique sur une croûte continentale. C'est dans le « manifeste ophiolitique » de la Penrose Conference en 1972 (Anonyme, 1972) que le mot ophiolite prend sa définition actuelle, c'est-à-dire un fragment de lithosphère océanique créé aux dorsales et obducté sur une plaque continentale. Suite à ce manifeste, on désigne par ophiolite ou complexe ophiolitique la séquence de roches suivante, de la base au sommet : semelle métamorphique, péridotites (harzburgites, lherzolites, dunites en proportions variables), complexe gabbroïque (gabbros lités de la croûte et gabbros isotropes), complexe filonien et laves en coussins (Figure 4).

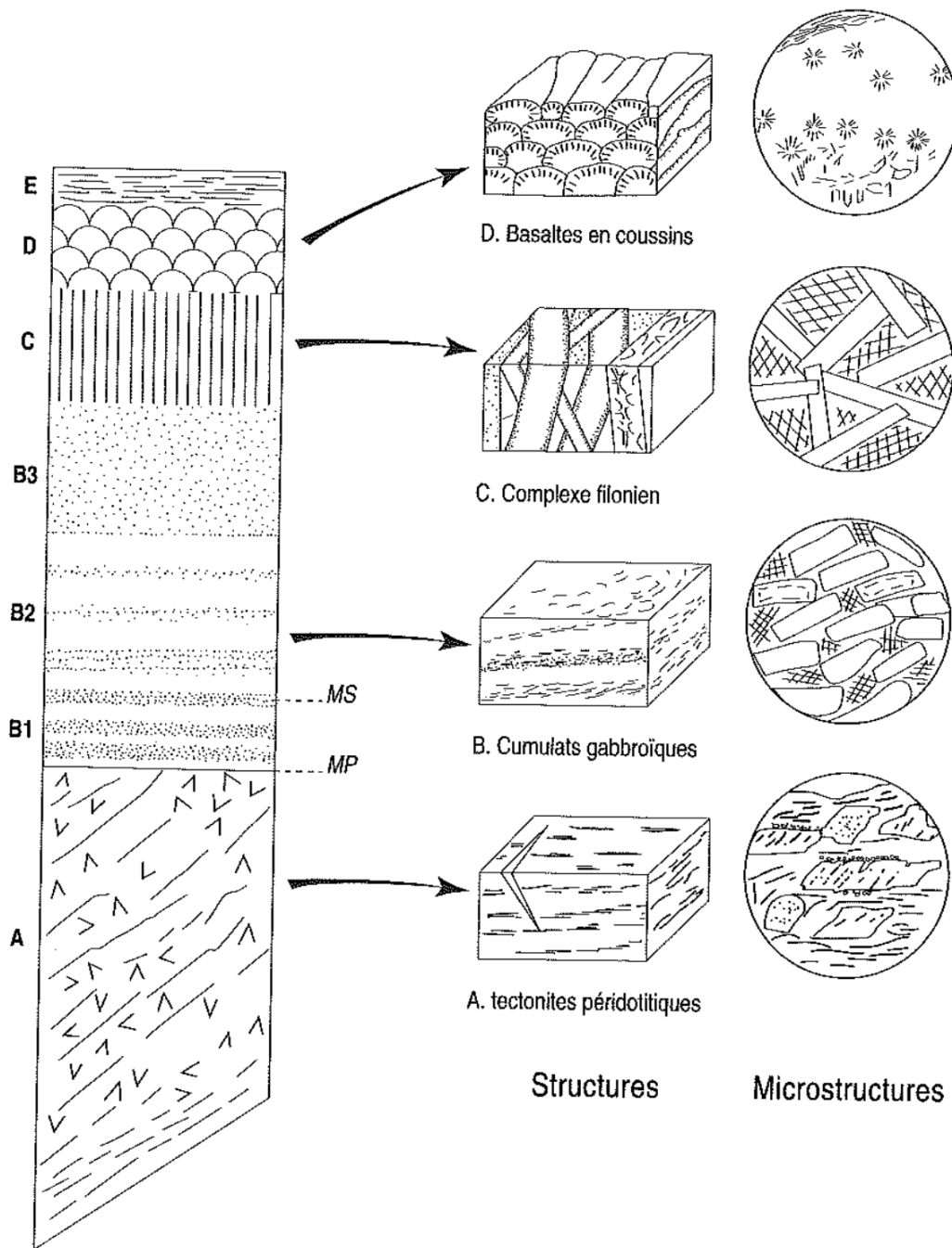


Figure 4 : « log » ophiolitique tel qu'il fut défini dans le « manifeste ophiolitique » de la Penrose Conference de 1972 (Juteau and Maury, 2008). A : péridotites résiduelles du manteau (tectonites). B1 : cumulats lités ultramafiques. B2 : cumulats lités gabbroïques. B3 : gabbros isotropes. C : complexe filonien (dykes de diabases). D : coulées basaltiques (laves en coussins). E : sédiments pélagiques.

Il existe deux types d'ophiolites en fonction du type de roches mantelliques : les ophiolites dont le manteau est harzburgitique (Harzburgite Ophiolite Type ou HOT) et dont la section crustale est épaisse et continue, celles dont le manteau est lherzolitique (Lherzolite Ophiolite Type ou LOT) et dont la section crustale est réduite voire discontinue (Boudier and Nicolas, 1985) (Figure 5).

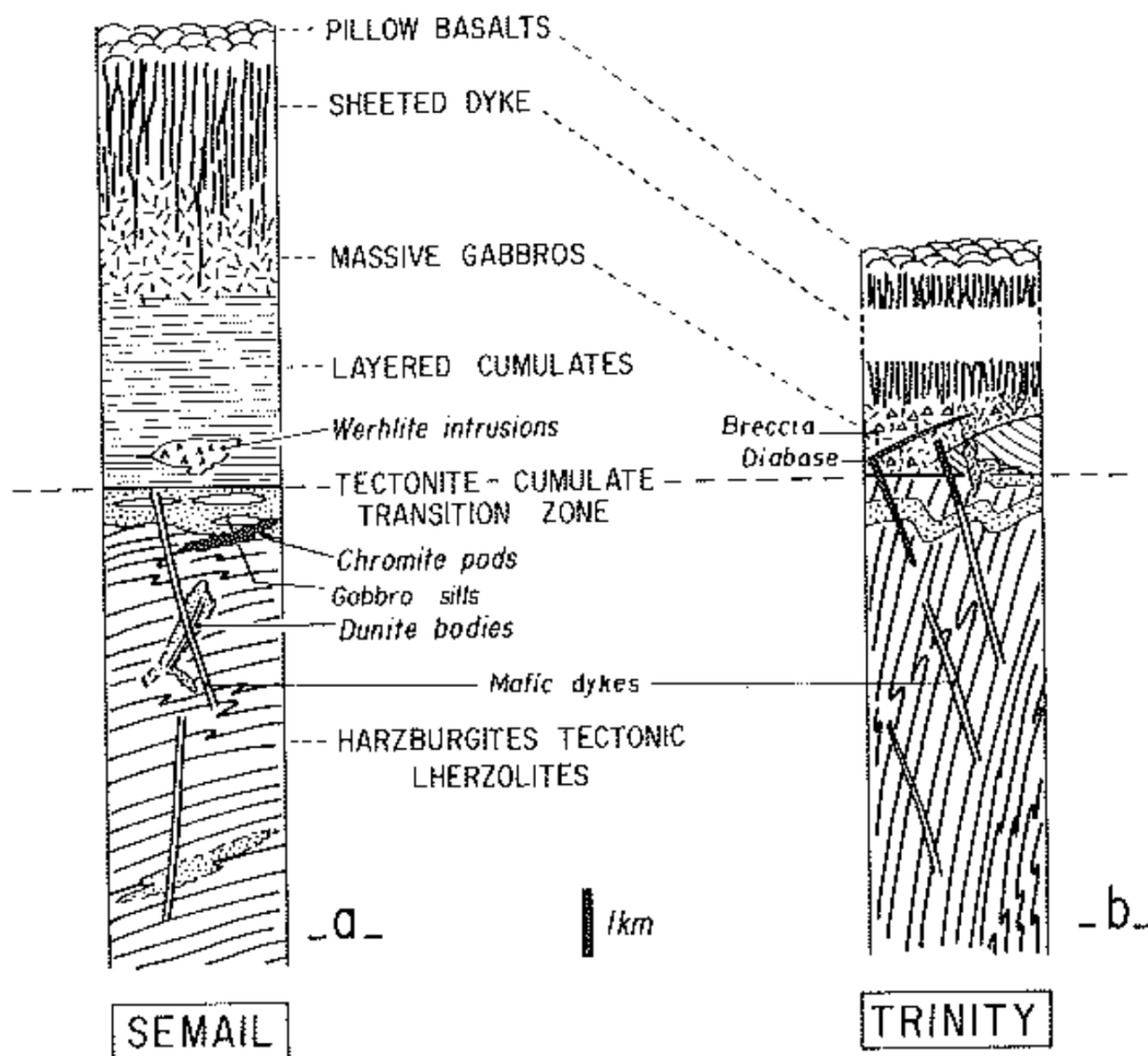


Figure 5 : (Boudier and Nicolas, 1985) Sections typiques (a) dans le sous-type harzburgitique (Samail en Oman) et (b) dans le sous-type lherzolitique (Trinity en Californie).

Il existe environ 150 complexes ophiolitiques dont les âges vont de 2 milliards d'années pour les plus anciens (nord de la province du Québec au Canada), à 2-3 millions d'années pour les plus jeunes (presqu'île de Taitao, Chili méridional) (Juteau and Maury, 2008). On les retrouve dans la plupart des chaînes de montagnes, continentales et insulaires et seule une quarantaine de massifs ont été cartographiés et décrits correctement (Nicolas, 1989). Selon Moores (1982) et Coleman (1984), il convient de diviser les ophiolites en deux familles, celles qui sont obductées soit sur une marge passive (type téthysien), soit sur une marge active (type cordillérain) (Figure 6).

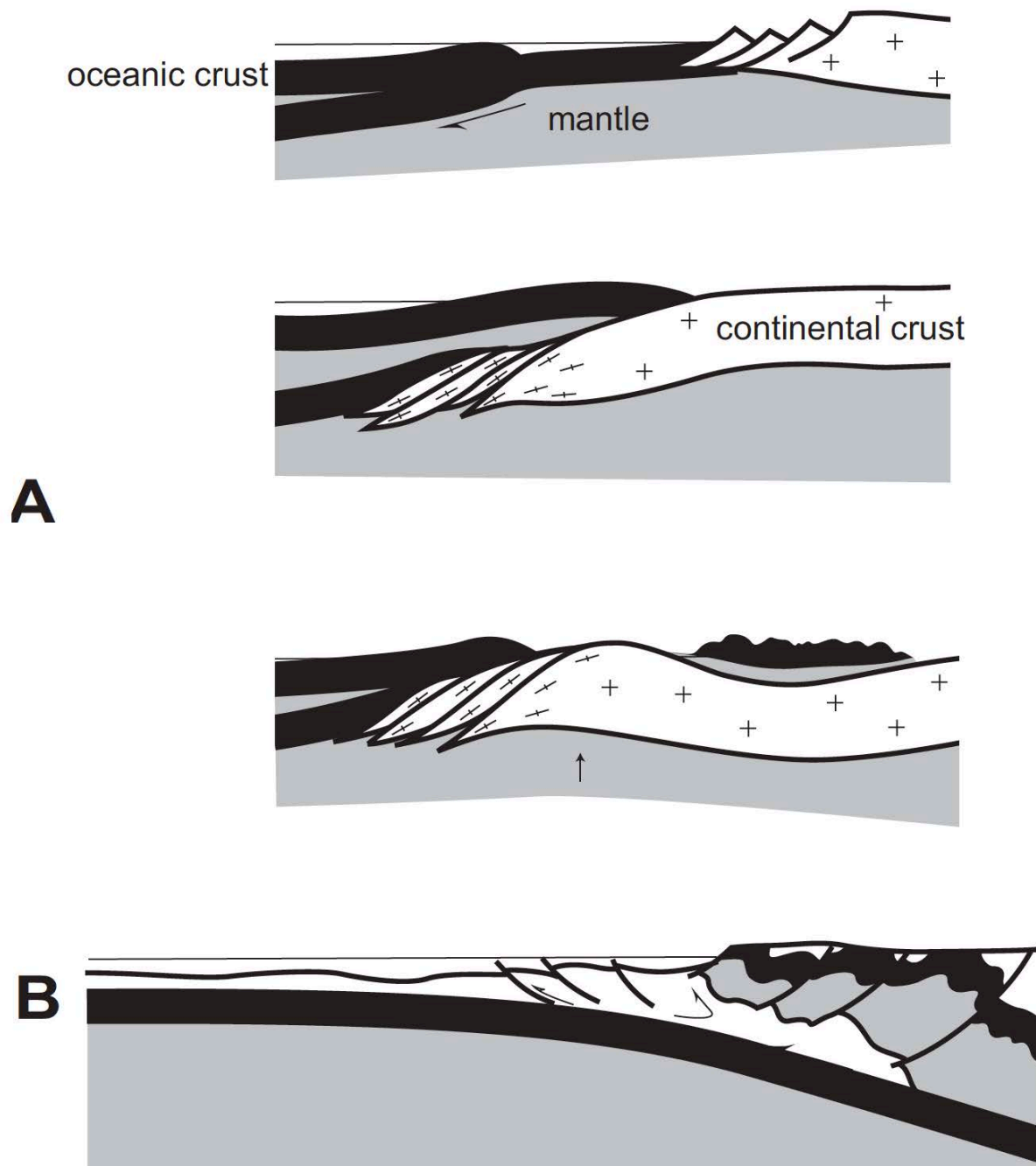


Figure 6 : (Nicolas and Boudier, 2003) Les deux familles d'ophiolites. A : le type téthysien, relatif à une obduction sur une marge passive. B : le type cordillérain, relatif à une surrection de la lithosphère océanique dans un prisme d'accrétion. D'après Moores (1982) et Coleman (1984).

1.2.2 Genèse des ophiolites

Le contexte de formation des ophiolites est controversé, les opinions se divisant entre formation dans une Zone de Supra Subduction (SSZ) (Pearce and Cann, 1973 ; Pearce et al., 1981) et formation au niveau d'une Ride Medio-Océanique (MOR) (Nicolas and Boudier, 2003). Les ophiolites des Zones de Supra-Subduction (SSZ) au sens large comprennent les

ophiolites générées dans des contextes soit de bassin d'arrière arc, soit d'avant arc (Shervais, 2001). Cette interprétation est la plus généralisée pour une grande partie des ophiolites (Dilek and Furnes, 2011).

Cependant, 99% de la lithosphère océanique est produite aux rides océaniques, il semble donc douteux que les ophiolites qui sont présentes dans toutes les chaînes de collision, et n'ont donc rien d'exceptionnel, soient originaires d'un environnement produisant une portion non significative de la lithosphère océanique, d'autant plus qu'une grande partie des ophiolites ne sont pas associées à des arcs.

1.3 L'OPHIOLITE D'OMAN

1.3.1 Généralités

L'ophiolite d'Oman, ou nappe de Samail, a été découverte grâce aux premières explorations de Carter en 1850 et n'a cessé d'être étudiée depuis. C'est à partir de la fin des années 1960, avec le groupe de Glennie, que les études approfondies commencent avec la mise à disposition par les compagnies pétrolières de moyens logistiques importants.

L'ophiolite fait environ 500 km de long, 50 à 100 km de large et a été obductée sur la marge arabe lors de la fermeture de la Néo-Téthys. La collision avec l'Iran n'ayant pas encore eu lieu, les structures formées à la dorsale d'origine sont préservées avec très peu de déformations postérieures. Elle a été fragmentée en une douzaine de massifs lors de sa mise en place. La croûte gabbroïque, continue le long de la chaîne, indique qu'il y avait une chambre magmatique permanente, ce qui conduit à considérer l'ophiolite comme la relique d'une ancienne dorsale rapide à intermédiaire.

On trouve une semelle métamorphique Haute Température-Basse Pression (faciès amphibolite) à la base de l'ophiolite présentant un métamorphisme à gradient thermique inverse, le plus haut degré étant en contact avec l'ophiolite. Pour produire un tel métamorphisme, il est nécessaire d'avoir une quantité de chaleur importante à la base de l'ophiolite (au moins 1000°C). Une telle température à l'interface ne peut être obtenue que si l'on considère que la base de la lithosphère a été poussée au-dessus des sédiments et roches volcaniques métamorphisées. Cette semelle métamorphique a été datée, pour la partie la plus ancienne, à 94 ± 0.23 Ma par la méthode U-Pb dans des zircons présents dans les

amphibolites, qui se situent à l'interface avec l'ophiolite (Ghent and Stout, 1981 ; Lanphere, 1981 ; Warren et al., 2005). Les âges trouvés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans la section plutonique de l'ophiolite, sont très proches de l'âge de la semelle métamorphique (Hacker, 1994). Ces observations ont conduit (Boudier et al, 1988 ; Hacker, 1990) à proposer que le détachement de la nappe de Samail a eu lieu en amont et proche du centre d'accrétion de la dorsale (Figure 7).

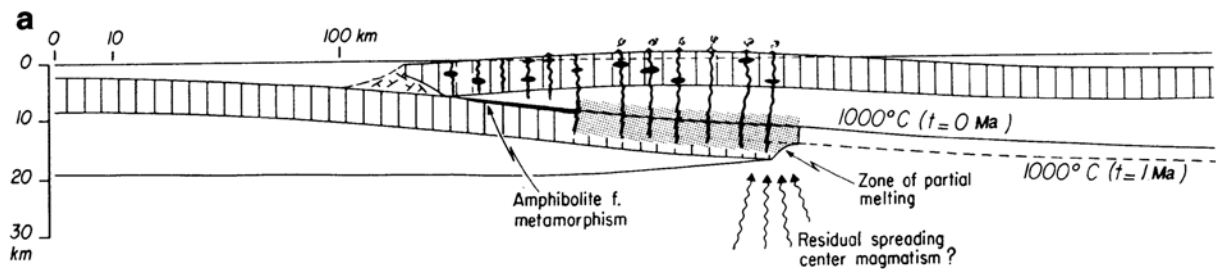


Figure 7 : Modèle de détachement de l'ophiolite de Samail en Oman (Boudier et al., 1988). L'ophiolite représente un large segment de lithosphère océanique générée par un centre d'accrétion (Boudier and Nicolas, 2007).

La section mantellique atteint jusqu'à environ douze kilomètres d'épaisseur. Au dessus se trouve la croûte gabbroïque, dont l'épaisseur peut varier de 0 à 5000m (Nicolas et al., 1996) et que l'on peut décomposer en deux parties: les gabbros supérieurs et les gabbros inférieurs. Les gabbros inférieurs ont un litage parallèle à la foliation induite par l'écoulement magmatique. Ces orientations sont parallèles à celles du Moho et aux foliations et linéations des péridotites mantellaires.

Les gabbros supérieurs sont foliés, avec un litage peu développé. Ces structures tendent à se paralléliser à l'orientation du complexe filonien vertical.

L'épaisseur du complexe filonien est estimée entre 1000 et 1700m (Nicolas et al., 1996). Son orientation nous donne l'orientation de l'axe de la paléodorsale (Auzende et al, 1989). Au sommet de la séquence se trouvent les laves V1 (dont fait partie l'affleurement connu sous le nom de "Geotimes") localement interstratifiées ou recouvertes par des sédiments métallifères, eux-mêmes interstratifiés ou recouverts par des laves V2 dites de Lasail (Alabaster et al., 1982). Un dernier volcanisme V3 recouvre ces formations, produits 15 à 20 millions d'années plus tard et sans lien direct avec l'activité de la dorsale. Ces trois séquences de laves sont surtout présentes dans les massifs nord de l'ophiolite. Les V1 sont interprétées comme provenant du volcanisme à l'axe de la dorsale alors que les laves V2 sont apparues très peu de temps après le début de la fermeture de la Téthys. L'absence d'un niveau de dépôt

sédimentaire continu entre les deux séries indique que très peu de temps s'est écoulé entre leurs occurrences (Perrin et al., 2000).

1.3.2 Structures mantelliques

L'écoulement mantellique est généralement horizontal avec des linéations formant un angle élevé avec l'orientation du complexe filonien. L'exemple type de ce cas est le massif de Hilti, dans le nord, étudié en détail par Ildefonse et al. (1995) et Michibayashi et al. (2000). Comme dans d'autres ophiolites, on y trouve une inversion du sens de cisaillement qui implique un écoulement forcé (actif) horizontal (Figure 8).

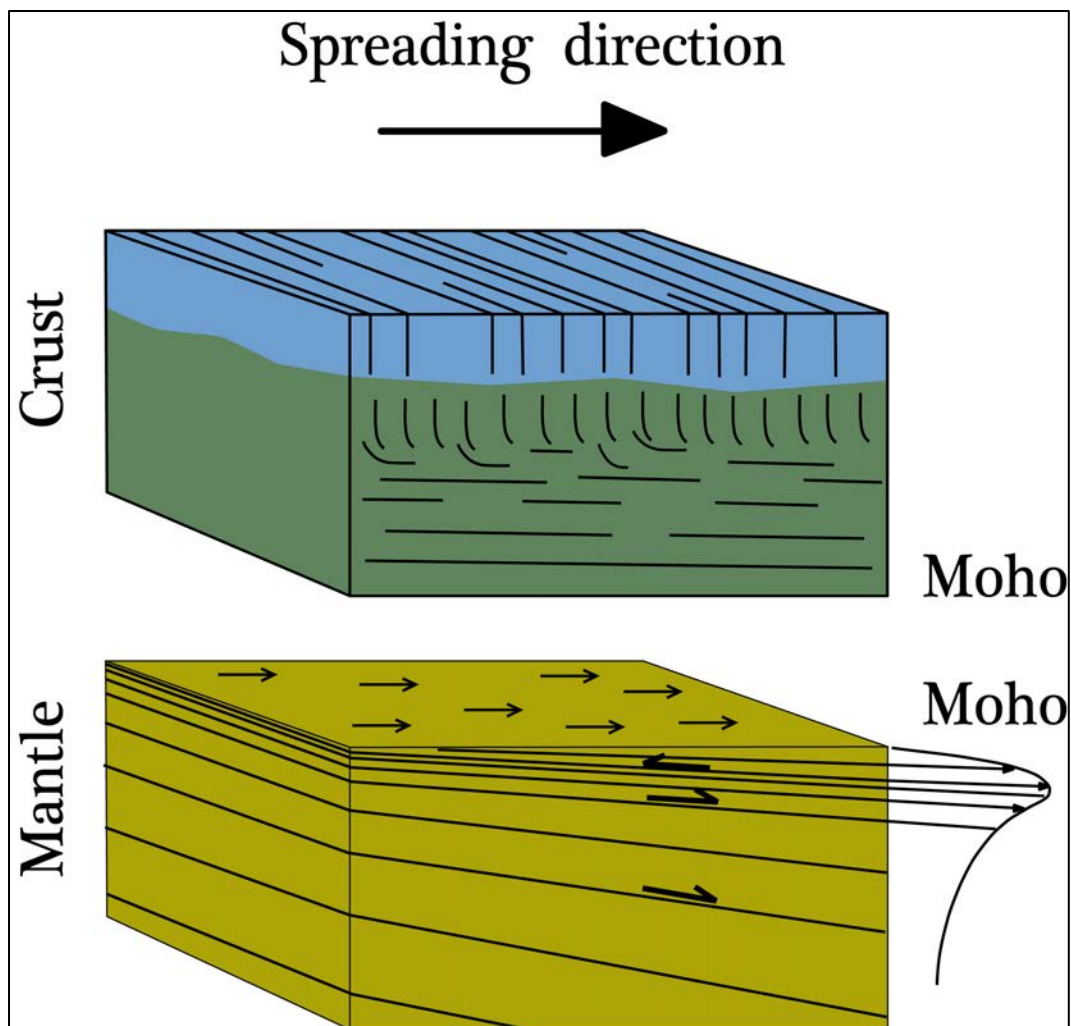


Figure 8 : Modèle schématique de flux du manteau sous le Moho autour d'un diapir mantellique. Modifié d'après Ceuleneer et al. (1988).

Dans les massifs du sud, on trouve des structures verticales interprétées comme des diapirs de manteau. Ces diapirs forment comme des tubes verticaux, irréguliers en carte et de cinq à dix kilomètres de diamètre. Dans un rayon d'environ dix kilomètres autour du centre du tube, les plans d'écoulement sont subhorizontaux et les lignes sont radiales par rapport à l'axe du tube (Figure 9).

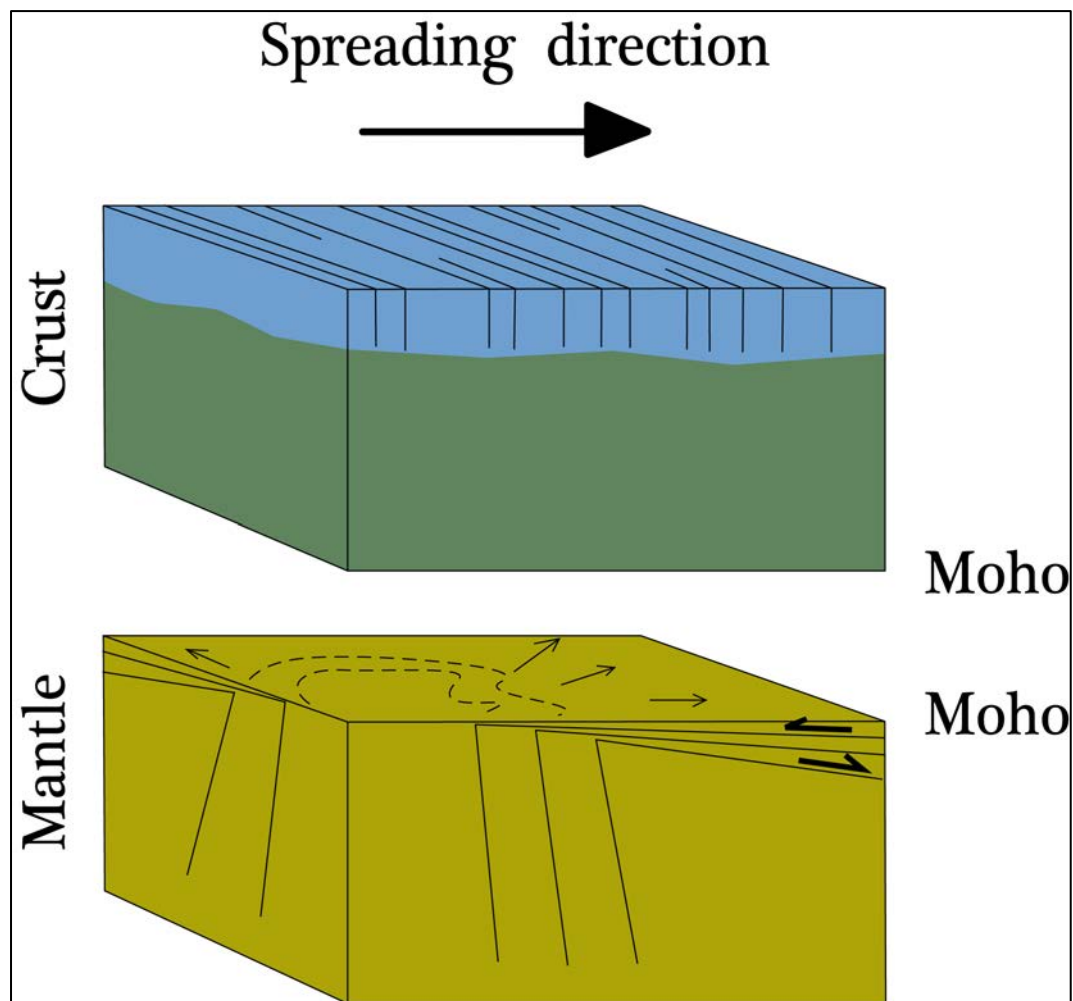


Figure 9 : Schéma représentant la forme de l'écoulement asthénosphérique présent dans un diapir de manteau à l'axe d'une dorsale, modifié d'après Ceuleneer et al. (1988).

La zone de transition au Moho ou MTZ (Moho Transition Zone) correspond à une zone de transition entre le manteau supérieur et la croûte océanique. Cette zone enregistre le lien entre upwelling du manteau et distribution du magma. Elle est constituée de dunites contenant parfois des lentilles centimétriques à métriques de gabbros, pyroxénites ou chromites. Son épaisseur peut varier de la dizaine à la centaine de mètres et est dépendante de son emplacement : la MTZ est épaisse (de 50 à 500m) au-dessus des diapirs dans lesquels

l'écoulement du manteau est vertical, alors que la MTZ est fine (de 0 à 20m) dans les zones où l'écoulement du manteau est horizontal (Boudier and Nicolas, 1995).

Lorsque les ophiolites ont commencées à être étudiées, les dunites lités (B1) à la base de la croûte étaient considérées comme les cumulats d'une chambre magmatique (Elthon, 1979). Cette vision n'est actuellement plus acceptée et remplacée par l'idée que les dunites sont les restites produites par un liquide circulant dans les harzburgites et qui dissout les orthopyroxènes (Boudier and Nicolas, 1977).

1.3.3 Zone d'étude

Notre zone d'intérêt se trouve dans le sud de l'ophiolite, dans le massif de Samail (Figure 10).

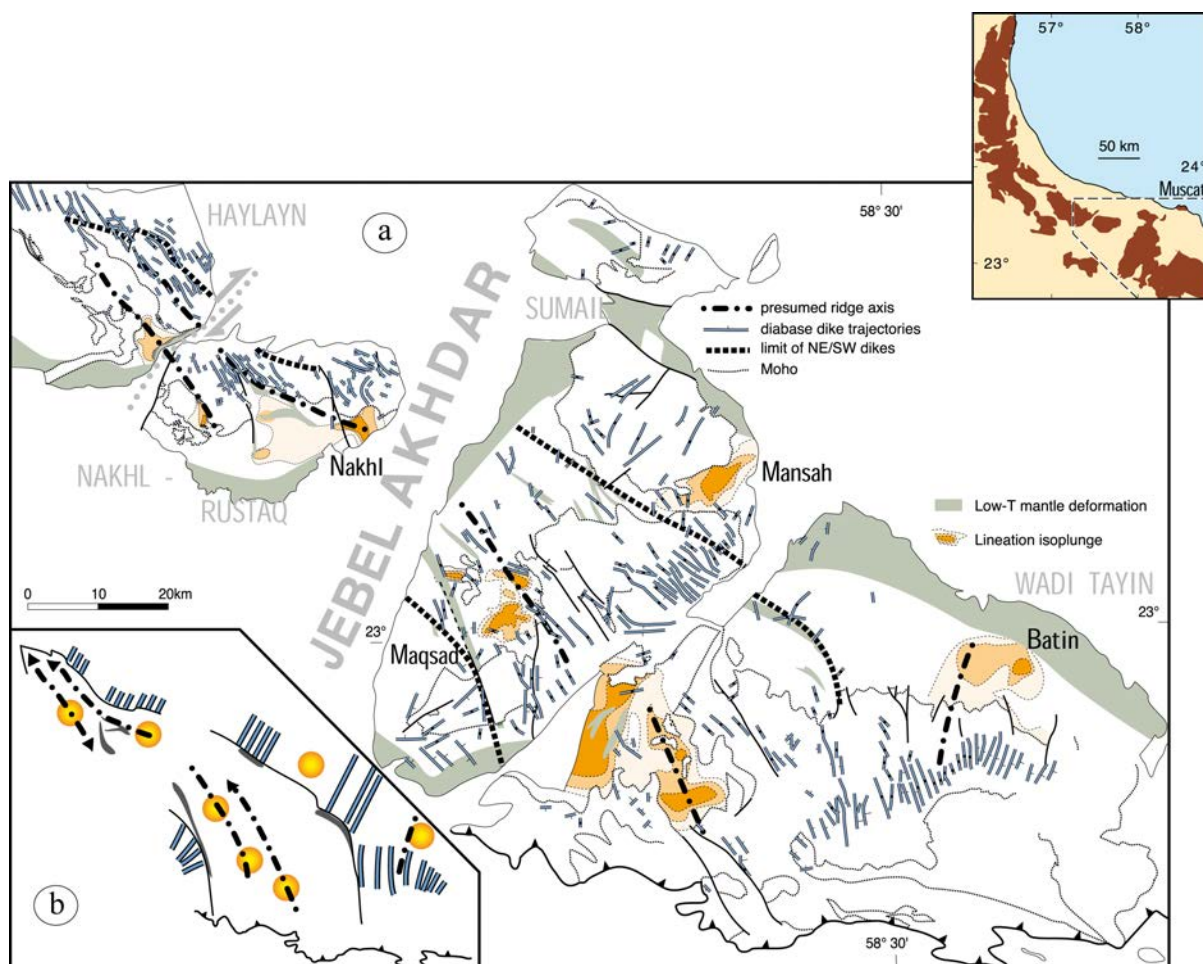


Figure 10 : (a) Carte structurale du sud est de l'ophiolite d'Oman. Les directions des filons de diabase définissent deux directions d'expansion NE-SW et NW-SE. Les plongements des linéations dans la section mantellique permettent de définir des diapirs de manteau (linéations verticales, zones en jaune) et la localisation possible de segments d'une ancienne dorsale (Nicolas and Boudier, 1995). (b) Schéma interprétatif montrant comment un propagateur de ride NW-SE peut s'ouvrir dans une lithosphère plus vieille formée par une dorsale orientée NE-SW (cercles : diapirs ; alignements gris foncé : zones de cisaillement). Modifié d'après (Boudier et al., 1997).

La partie centrale du massif de Samail contient des filons exclusivement orientés NW-SE tandis que les bords NE et SW contiennent des filons d'orientation NE-SW, parfois recoupés par des filons NW-SE. La présence des filons les plus anciens de chaque côté implique que le centre d'accrétion est préservé au centre du massif. Si l'on considère que l'ophiolite était une dorsale rapide, avec un taux d'expansion d'environ 10 cm/an confirmé par des études géochronologiques dans la partie sud du diapir de Batin (Rioux et al., 2012), la zone accrétée par le système NW-SE étant d'environ 50 km de large, son temps de fonctionnement fut d'environ 500 000 ans.

Le massif de Samail contient deux diapirs de manteau, Maqsad et Mansah définis par la présence de linéations plongeantes dans les péridotites (Nicolas et al., 1988) et d'une zone de transition au Moho épaisse. Le diapir de Maqsad se situe au niveau de l'axe de la dorsale alors que celui de Mansah, qui n'est pas disposé sur l'alignement NW-SE, est considéré comme un diapir hors axe.

Le fait que ces deux diapirs soient préservés nous donne l'opportunité d'étudier les contrastes possibles entre les processus magmatiques sous le Moho à l'axe et hors-axe.

a) Maqsad et la zone de transition au Moho à l'axe

Le diapir à l'axe de Maqsad se distingue par une zone de transition au Moho (MTZ) épaisse (de quelques dizaines de mètres le long de l'axe, elle s'épaissit sur les bords jusqu'à 450m pour ensuite s'affiner à nouveau plus on s'éloigne de l'axe ; Jousset et al., 2000b), composée de dunites et de lentilles de gabbros lités souvent fortement déformées et dont les linéations sont parallèles à celles dans les dunites (Boudier et al., 1995). Les linéations verticales observées au centre du diapir s'horizontalisent progressivement sur ses bords. Le parallélisme des linéations dans les gabbros à la base de la croûte et au sommet des péridotites implique que la chambre magmatique capuchonnait le diapir au moment de son fonctionnement (Figure 11).

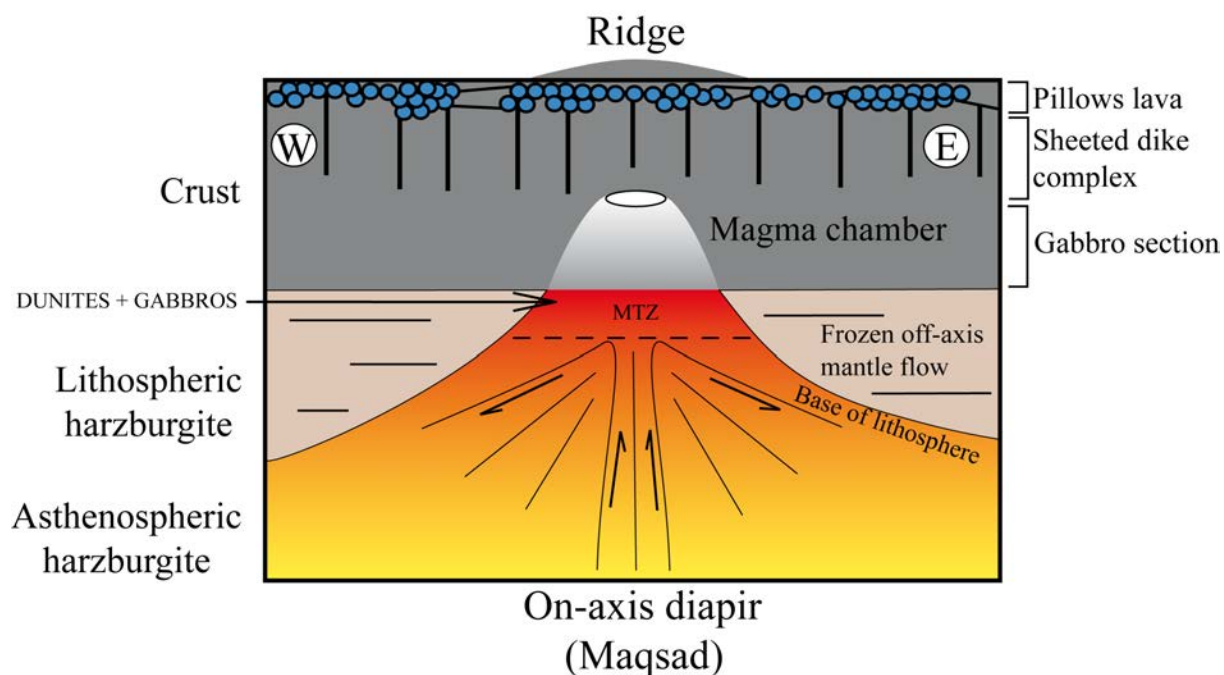


Figure 11 : Coupe schématique du diapir à l'axe. La zone de transition au Moho est épaisse et composée de dunites dans lesquelles peuvent se trouver des lentilles de gabbros lités. Les linéations verticales au centre du diapir s'horizontalisent progressivement vers l'extérieur de celui-ci.

b) Mansah et la zone de transition au Moho hors axe

Le diapir hors-axe de Mansah est caractérisé par une zone de transition au Moho (MTZ) anormalement épaisse (de quelques dizaines de mètres à 1km par endroits ; Jousselin and Nicolas, 2000a), composée de dunites et de lentilles de pyroxénites et où les gabbros sont rares. Les linéations plongeantes du diapir sont séparées de façon abrupte des linéations horizontales dans le manteau par une zone de cisaillement.

Dans le manteau en périphérie du diapir et dans la croûte océanique sus-jacente, on observe des filons qui indiquent que le liquide a été injecté dans un encaissant froid et qu'il n'y avait pas de chambre magmatique au-dessus du diapir (Figure 12).

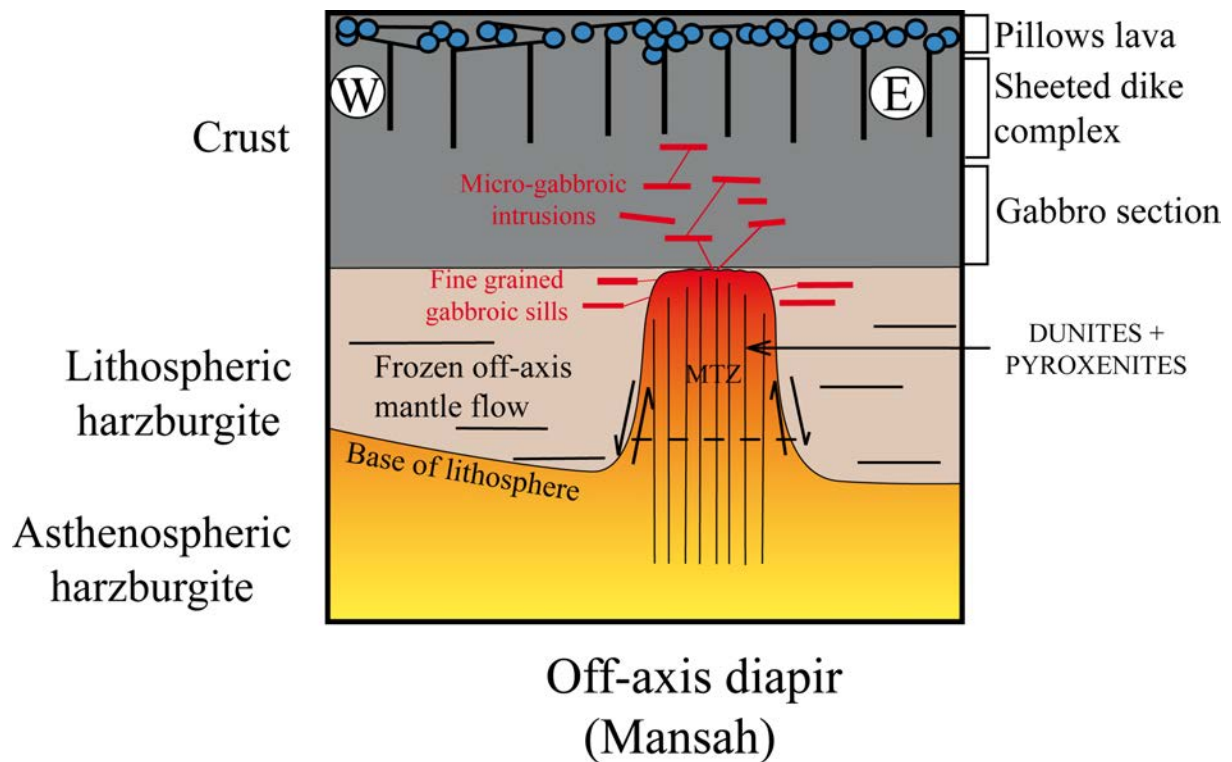


Figure 12 : Coupe schématique du diapir hors-axe, adapté d'après (Jousselin and Nicolas, 2000a). La zone de transition au Moho est anormalement épaisse et composée de dunites et pyroxénites, souvent peu déformées. Les linéations au centre du diapir sont verticales et une zone de cisaillement les sépare des linéations horizontales du manteau. Cette géométrie suggère que le diapir intrude du manteau lithosphérique.

Les filons qui intrudent le manteau, que nous appelons Wasit (d'après la zone où ils ont été caractérisés), sont gabbroïques et riches en amphiboles de grande taille. Leurs bords sont à gros grains alors que leurs centres sont à grains fins.

Les filons qui intrudent la croûte, que nous appelons Nidab, sont micro-gabbroïques avec la présence de petites amphiboles. À l'intérieur se forment des réseaux de petits filons qui se rejoignent pour former des sortes de lentilles (Figure 13). Les intrusions de type Nidab sont aussi présentes au sommet de la section mantellique.

A)



B)



Figure 13 : Photos des filons trouvés en périphérie du diapir hors axe de Mansah. A. Filon Wasit qui intrudent dans le manteau, le centre est à grains fins et les bordures à grains grossiers. B. Filons Nidab intrudant la croûte sous forme de petites veines qui forment ensuite des sortes de lentilles.

1.4 CONCLUSION

Le diapir de Mansah peut-être considéré comme un "laboratoire" pour étudier les phénomènes hors axe dont l'importance vient d'être révélée à la dorsale Est Pacifique.

L'origine zone de supra-subduction des ophiolites est surestimée par rapport à la production des rides medio-océaniques. Ceci amène la question de la possibilité de produire des magmas contaminés par l'eau aux dorsales à cause des processus ayant lieu hors axe.

Références

- Alabaster, T., Pearce, J.A., and Malpas, J., 1982, The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 81, no. 3, p. 168–183.
- Anonymous, 1972, Penrose field conference on ophiolites: *Geotimes*, v. 17, p. 24–25.
- Auzende, J.M., Bideau D., Bonatti E., Cannat M., Honnorez J., Lagabrielle Y., Malavieille J., Mamaloukas-Frangoulis V., and Mevel C., 1989, Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust: *Nature*, v. 337, no. 6209, p. 726–729.
- Boudier, F., and 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: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 154, no. 1, p. 111–113, doi: 10.1007/s00410-007-0189-5.
- Boudier, F., and Nicolas, A., 1985, Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 76, no. 1–2, p. 84–92.
- Boudier, F., and Nicolas, A., 1995, Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite: *Journal of Petrology*, v. 36, no. 3, p. 777.
- Boudier, F., and Nicolas, A., 1977, Structural controls on partial melting in the Lanzo peridotites: Dick, H. J. B. (ed.) *Magma Genesis: Oregon Department of Geology and Mineral Industries Bulletin*, v. 96, 39–56.
- Boudier, F., Nicolas, A., and Ildefonse, B., 1996, Magma chambers in the Oman ophiolite: fed from the top and the bottom: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 144, no. 1–2, p. 239–250.
- Boudier, F., Nicolas, A., Ildefonse, B., and Jousset, D., 1997, EPR microplates, a model for the Oman ophiolite: *Terra Nova*, v. 9, no. 2, p. 79–82.
- Boudier, F., Ceuleneer, G., and Nicolas, A., 1988, Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite: initiation of thrusting on an oceanic ridge: *Tectonophysics*, v. 151, p. 275–296.
- Brongniart, A., 1821, Sur le gisement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, etc. dans quelques parties des Apennins: *Annales des Mines*, v. 6, p. 177–238.
- Buck, W.R., 2000. Can flow of dense cumulate through mushy upper gabbros produce lower gabbros at a fast-spreading center? In: Dilek, Y., Moores, E., Elthon, D., Nicolas, A. (Eds.), *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and Ocean Drilling*. Special Paper-Geological Society of America, vol. 349, pp. 121–128.
- Canales, J.P., Nedimović, M.R., Kent, G.M., Carbotte, S.M., and Detrick, R.S., 2009, Seismic reflection images of a near-axis melt sill within the lower crust at the Juan de Fuca ridge: *Nature*, v. 460, no. 7251, p. 89–93, doi: 10.1038/nature08095.
- Caress, D.W., Burnett, M.S., and Orcutt, J.A., 1992, Tomographic image of the axial low-

- velocity zone at 12° 50' N on the East Pacific Rise: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 97, no. B6, p. 9243–9263.
- Ceuleneer, G., Nicolas, A., and Boudier, F., 1988, Mantle flow patterns at an oceanic spreading centre: The Oman peridotites record: *Tectonophysics*, v. 151, no. 1, p. 1–26.
- Chenevez, J., and Nicolas, A., 1997, Crustal feeding in the Oman ophiolite: From the top and from the bottom? A thermal and mass balance model: *Geophysical Research Letters*, v. 24, no. 1, p. 1811–1814, doi: 10.1029/97GL01681.
- Coleman, R., 1971, Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges: *Journal of Geophysical Research*, v. 76, no. 5, p. 1212–1222.
- Coleman, R.G., 1984, The diversity of ophiolites: *Geologie en Mijnbouw*, v. 63, p. 1099–1108.
- Conder, J.A., Forsyth, D.W., and Parmentier, E.M., 2002, Asthenospheric flow and asymmetry of the East Pacific Rise, MELT area: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 107, no. B12, p. ETG 8–1–ETG 8–13, doi: 10.1029/2001JB000807.
- Coogan, L., Thompson, G., and MacLeod, C., 2002, A textural and geochemical investigation of high level gabbros from the Oman ophiolite: implications for the role of the axial magma chamber at fast-spreading ridges: *LITHOS*, v. 63, no. 1-2, p. 67–82.
- Crawford, W.C., Webb, S.C., and Hildebrand, J.A., 1999, Constraints on melt in the lower crust and Moho at the East Pacific Rise, 9 48' N, using seafloor compliance measurements: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 104, no. B2, p. 2923–2939.
- De Roever, W.P., 1957, Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale?: *Geologische Rundschau*, v. 46, no. 1, p. 137–146.
- Detrick, R.S., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J., and Brocher, T., 1987, Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise: *Nature*, v. 326, no. 6108, p. 35–41.
- Dilek, Y., and Furnes, H., 2011, Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere: *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, no. 3-4, p. 387–411, doi: 10.1130/B30446.1.
- Dunn, R.A., Toomey, D.R., and Solomon, S.C., 2000, Three-dimensional seismic structure and physical properties of the crust and shallow mantle beneath the East Pacific Rise at 9 30'N: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, no. B10, p. 23537–23555.
- Elthon, D., 1979, High magnesia liquids as the parental magma for ocean floor basalts: *Nature*, v. 278, p. 514–518.
- Evans, R.L., 1999, Asymmetric Electrical Structure in the Mantle Beneath the East Pacific Rise at 17°S: *Science*, v. 286, no. 5440, p. 752–756, doi: 10.1126/science.286.5440.752.
- Garmany, J., 1989, Accumulations of melt at the base of young oceanic crust: *Nature*, v. 340, no. 6, p. 628–632, doi: 10.1038/340628a0.

- Garrido, C.J., Kelemen, P.B., and Hirth, G., 2001, Variation of cooling rate with depth in lower crust formed at an oceanic spreading ridge: Plagioclase crystal size distributions in gabbros from the Oman ophiolite: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 2, p. 1041–32, doi: 10.1029/2000GC000136.
- Ghent, E.D., and Stout, M.Z., 1981, Metamorphism at the base of the Samail Ophiolite, southeastern Oman Mountains: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 86, no. B, p. 2557–2571, doi: 10.1029/JB086iB04p02557.
- Hacker, B.R., 1994, Rapid emplacement of young oceanic lithosphere: argon geochronology of the Oman ophiolite: *SCIENCE-NEW YORK THEN WASHINGTON*, p. 1563–1563.
- Hacker, B.R., 1990, Simulation of the metamorphic and deformational history of the metamorphic sole of the Oman ophiolite: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 95, no. B4, p. 4895–4907.
- Henstock, T.J., Woods, A.W., and White, R.S., 1993, The accretion of oceanic crust by episodic sill intrusion: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, no. B3, p. 4143–4161.
- Ildefonse, B., Billiau, S., and Nicolas, A., 1995, A detailed study of mantle flow away from diapirs in the Oman ophiolite: *Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 163–177.
- Jousselin, D., and Nicolas, A., 2000a, Oceanic ridge off-axis deep structure in the Mansah region (Sumail massif, Oman ophiolite): *Marine Geophysical Research*, v. 21, no. 3, p. 243–257.
- Jousselin, D., and Nicolas, A., 2000b, The Moho transition zone in the Oman ophiolite: relation with wehrlites in the crust and dunites in the mantle: *Marine Geophysical Research*, v. 21, no. 3, p. 229–241.
- Juteau, T., and Maury, R.C., 2008, *La croûte océanique: pétrologie et dynamique endogènes* (Vuibert, Ed.): Société Géologique de France.
- Kelemen, P.B., Koga, K., and Shimizu, N., 1997, Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 146, no. 3-4, p. 475–488.
- Kelemen, P.B., and Aharonov, E., 1998, Periodic formation of magma fractures and generation of layered gabbros in the lower crust beneath oceanic spreading ridges: *Geophysical Monograph Series*, v. 106, p. 267–289.
- Key, K., Constable, S., Liu, L., and Pommier, A., 2013, Electrical image of passive mantle upwelling beneath the northern East Pacific Rise: *Nature*, v. 495, no. 7442, p. 499–502, doi: 10.1038/nature11932.
- Korenaga, J., and Kelemen, P.B., 1997, Origin of gabbro sills in the Moho transition zone of the Oman ophiolite: Implications for magma transport in the oceanic lower crust: *Journal of Geophysical Research*, v. 102, no. B12, p. 27729–27–749.
- Korenaga, J., and Kelemen, P.B., 1998, Melt migration through the oceanic lower crust: a constraint from melt percolation modeling with finite solid diffusion: *Earth and Planetary*

- Science Letters, v. 156, no. 1, p. 1–11, doi: 10.1016/S0012-821X(98)00004-1.
- Lanphere, M.A., 1981, K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Samail Ophiolite, Oman: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 86, no. B, p. 2777–2782, doi: 10.1029/JB086iB04p02777.
- MacLeod, C.J., and Yaouancq, G., 2000, A fossil melt lens in the Oman ophiolite: Implications for magma chamber processes at fast spreading ridges: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 176, no. 3, p. 357–373, doi: 10.1016/S0012-821X(00)00020-0.
- Michibayashi, K., Gerbert-Gaillard, L., and Nicolas, A., 2000, Shear sense inversion in the Hilti mantle section (Oman ophiolite) and active mantle uprise: *Marine Geophysical Research*, v. 21, no. 3-4, p. 259–268.
- Moore, E.M., 1982, Origin and Emplacement of Ophiolites (Paper 2R0571): *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v. 20, p. 735, doi: 10.1029/RG020i004p00735.
- Nicolas, A., and Boudier, F., 1995, Mapping oceanic ridge segments in Oman ophiolite: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, no. B4, p. 6179–6197.
- Nicolas, A., and Boudier, F., 2003, Where ophiolites come from and what they tell us: *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, p. 137–152.
- Nicolas, A., and Ildefonse, B., 1996, Flow mechanism and viscosity in basaltic magma chambers: *Geophysical Research Letters*, v. 23, no. 16, p. 2013–2016.
- Nicolas, A., and Poliakov, A., 2001, Melt migration and mechanical state in the lower crust of oceanic ridges: *Terra Nova*, v. 13, no. 1, p. 64–69.
- Nicolas, A., Boudier, F., and Ildefonse, B., 1996, Variable crustal thickness in the Oman ophiolite: implication for oceanic crust: *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 17–17.
- Nicolas, A., Ceuleneer, G., Boudier, F., and Misseri, M., 1988, Structural mapping in the Oman ophiolites: Mantle diapirism along an oceanic ridge: *Tectonophysics*, v. 151, no. 1, p. 27–56.
- Nicolas, A., 1989, Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere, *Petrology and structural geology*: Amsterdam, Kluwer Academic Publishers, 367 p.
- Pearce, J., and Cann, J., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, no. 2, p. 290–300.
- Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W., and Searle, M.P., 1981, The Oman Ophiolite as a Cretaceous Arc-Basin Complex: Evidence and Implications: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*, v. 300, no. 1, p. 299–317, doi: 10.1098/rsta.1981.0066.
- Perrin, M., Plenier, G., Dautria, J.-M., Cocuau, E., and Prévot, M., 2000, Rotation of the Samail ophiolite (Oman): additional paleomagnetic data from the volcanic sequence: *Marine Geophysical Research*, v. 21, no. 3, p. 181–194.

- Phipps Morgan, J., and Chen, Y.J., 1993, The genesis of oceanic crust: Magma injection, hydrothermal circulation, and crustal flow: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, no. B, p. 6283–6298.
- Quick, J.E., and Denlinger, R.P., 1993, Ductile deformation and the origin of layered gabbro in ophiolites: *Journal of Geophysical Research* (ISSN 0148-0227), v. 98, p. 14015, doi: 10.1029/93JB00698.
- Rioux, M., Bowring, S., Kelemen, P., Gordon, S., Dudás, F., and 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: *Journal of Geophysical Research*, v. 117, no. B7, p. B07201, doi: 10.1029/2012JB009273.
- Shervais, J.W., 2001, Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 2, no. 2000GC000080, p. 20,925.
- Team, T.M.S., 1998, Imaging the Deep Seismic Structure Beneath a Mid-Ocean Ridge: The MELT Experiment: *Science*, v. 280, no. 5367, p. 1215–1218, doi: 10.1126/science.280.5367.1215.
- Toomey, D.R., Jousselin, D., Dunn, R.A., Wilcock, W.S.D., and Detrick, R.S., 2007, Skew of mantle upwelling beneath the East Pacific Rise governs segmentation: *Nature*, v. 446, no. 7134, p. 409–414, doi: 10.1038/nature05679.
- Toomey, D.R., Wilcock, W., Conder, J.A., Forsyth, D.W., Blundy, J.D., Parmentier, E.M., and Hammond, W.C., 2002, Asymmetric mantle dynamics in the MELT region of the East Pacific Rise: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 200, no. 3, p. 287–295.
- Toomey, D.R., Wilcock, W.S., Solomon, S.C., Hammond, W.C., and Orcutt, J.A., 1998, Mantle seismic structure beneath the MELT region of the East Pacific Rise from P and S wave tomography: *SCIENCE-NEW YORK THEN WASHINGTON*, v. 280, no. 5367, p. 1224–1227.
- Vera, E.E., Mutter, J.C., Buhl, P., Orcutt, J.A., Harding, A.J., Kappus, M.E., Detrick, R.S., and Brocher, T.M., 1990, The structure of 0-to 0.2-my-old oceanic crust at 9°N on the East Pacific Rise from expanded spread profiles: *Journal of Geophysical Research*, v. 95, no. B10, p. 15529–15–556.
- Wang, Y., Forsyth, D.W., and Savage, B., 2009, Convective upwelling in the mantle beneath the Gulf of California: *Nature*, v. 462, no. 7272, p. 499–501, doi: 10.1038/nature08552.
- Warren, C.J., Parrish, R.R., Waters, D.J., and Searle, M.P., 2005, Dating the geologic history of Oman's Semail ophiolite: insights from U-Pb geochronology: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 150, no. 4, p. 403–422, doi: 10.1007/s00410-005-0028-5.
- Wolfe, C.J., and Solomon, S.C., 1998, Shear-wave splitting and implications for mantle flow beneath the MELT region of the East Pacific Rise: *SCIENCE-NEW YORK THEN WASHINGTON*, v. 280, no. 5367, p. 1230–1232.

CHAPITRE 2

MORB OU ZONE DE SUPRA
SUBDUCTION, CLASSIFICATION
DES OPHIOLITES

INTRODUCTION

Le contexte de formation des ophiolites reste un sujet controversé. Définies initialement comme une section de la croûte océanique formée au niveau d'une dorsale océanique (Penrose Conference, Anonyme 1972), notre conception de la nature des ophiolites a évolué avec la découverte dans beaucoup de ces massifs de caractéristiques suggérant l'influence d'une zone de subduction. Ce chapitre expose les différences existantes entre les ophiolites censées être formées en contexte de MOR (Mid-Ocean Ridge) et celles censées être formées en contexte de SSZ (Supra Subduction Zone).

Une première partie s'attache à présenter les différences de formation et critères pétrologiques et géochimiques de chaque contexte en se basant sur l'exemple de plusieurs ophiolites (Troodos, Indonésie, Appalaches, Philippines, Oman). Cette partie sert à appuyer l'idée que l'ophiolite d'Oman a été formée, au moins pour l'essentiel, en contexte de MOR. La découverte de la contamination du manteau par une signature "subduction" sous la ride sud du Chili et ses implications concernant des ophiolites à compositions chimiques ambiguës (c'est-à-dire qui présentent des laves à signatures MORB et d'autres à signatures d'arc) est aussi discutée.

Une seconde partie expose les différents critères géochimiques utilisés dans la littérature pour différencier le magmatisme (essentiellement les laves) associées aux SSZ ou MOR. Dans un contexte SSZ, le degré de fusion est supposé important (ou la fusion se fait à partir d'un manteau appauvri), ce qui est visible avec un pourcentage en anorthite (An%) des plagioclases et un pourcentage en forstérite (Fo%) dans les olivines des gabbros plus importants, et par l'appauvrissement en Terre Rares et HFSE (Zr, Ti, Nb, Ta) ; la fugacité d'oxygène (fO_2) augmente, se qui se traduit par une cristallisation plus tôt des oxydes de fer et titane et enfin, un enrichissement en éléments hautement incompatibles LILE, interprété comme une contamination par des fluides aqueux.

Les ophiolites interprétées comme provenant de SSZ sont surabondantes par rapport à la quantité de croûte océanique produite aux dorsales classiques. Il est concevable qu'une partie des signatures SSZ puisse être acquise aux dorsales médio-océaniques par un processus non considéré jusqu'ici. On découvre peu à peu l'importance du magmatisme hors-axe aux dorsales rapides, celui-ci peut-il générer des signatures SSZ ? Nous verrons dans le paragraphe 2.2 si les critères utilisés pour discriminer les laves générées dans différents environnements, peuvent être appliqués à nos échantillons, en particulier dans le cas du diapir

hors-axe où une telle signature pourrait s'expliquer autrement que par la présence d'un slab dans les profondeurs sous-jacentes.

2.1 CLASSIFICATION DE DIFFÉRENTES OPHIOLITES

2.1.1 Ophiolites considérées comme formées en contexte de SSZ

Les ophiolites de zones de supra-subduction se forment à la limite de deux plaques convergentes. Au sens large, elle comprennent les ophiolites formées en contexte de bassin d'arrière-arc et celles contenant des roches associées à de l'extension avant-arc (Shervais, 2001).

L'une des premières ophiolites à avoir été considérée comme formée au niveau d'un arc insulaire avec une croûte océanique fine est celle du Troodos à Chypre. Cette détermination a été basée sur l'étude de la partie inférieure des pillow lavas et du complexe filonien dont un tiers des échantillons analysés suit une tendance calco-alcaline. Les deux tiers restant qui suivent une tendance tholéiitique sont expliqués par une croûte océanique fine comme visible au niveau des îles Kermadec ou Mariannes du Nord (Miyashiro, 1973) (Figure 14).

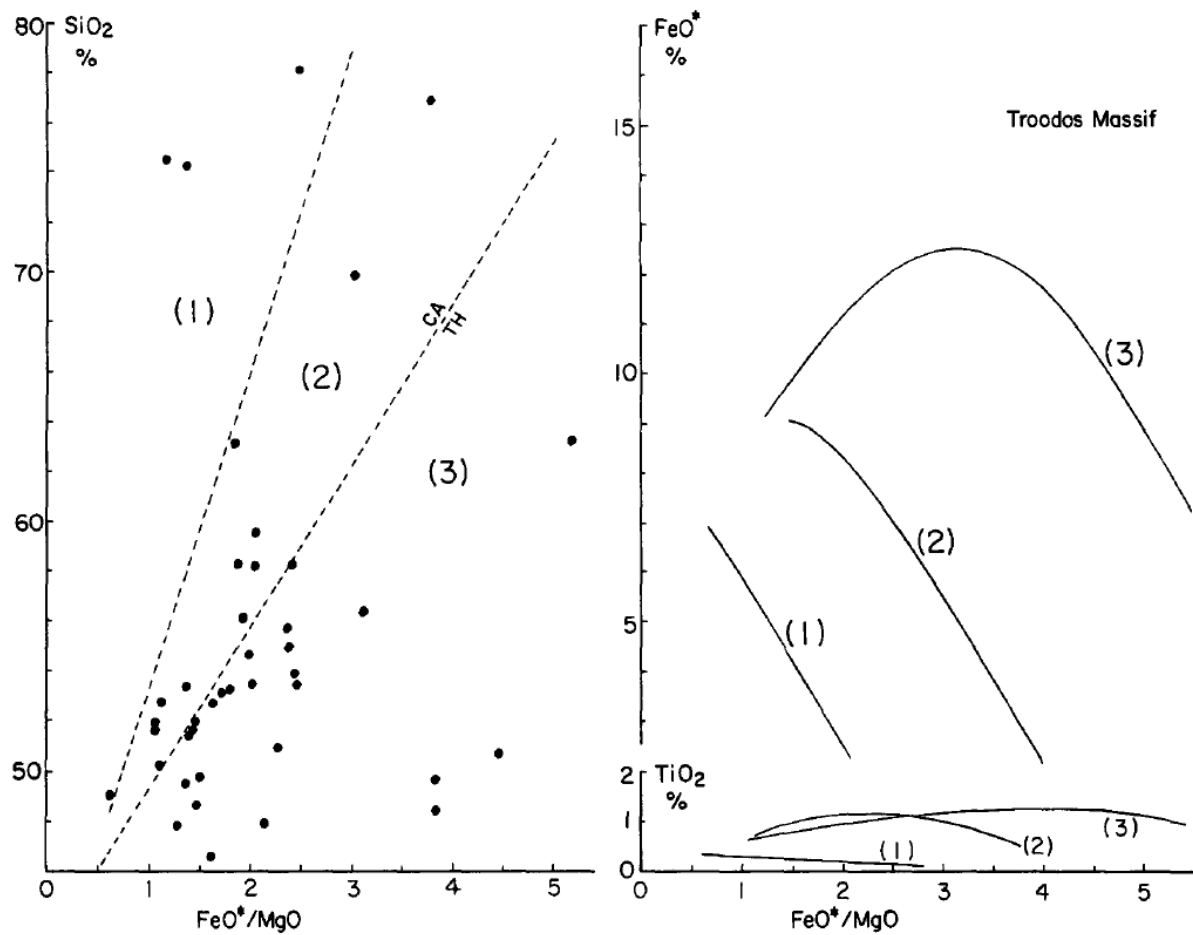


Figure 14 : Diagrammes représentant SiO₂, FeO^{*} et TiO₂ en fonction de FeO^{*}/MgO dans les pillow lavas inférieurs et le complexe filonien du massif du Troodos (Miyashiro, 1973). Les roches sont divisées en trois sous-groupes et seules les tendances moyennes de chaque sont représentées pour FeO^{*} et TiO₂. Les sous-groupes 1 et 2 appartiennent aux séries calco-alcalines et la troisième aux séries tholéitiques. La présence de roches calco-alcalines et de tholéiites suggère que l'ophiolite du Troodos a été créée en contexte de SSZ avec une croûte de type océanique fine.

Par la suite, de nombreuses ophiolites ont été interprétées ou réinterprétées comme provenant d'une zone de supra-subduction. Dilek and Furnes (2011) ont établi une nouvelle classification des différents contextes de formation des ophiolites : marges continentales, rides médio-océaniques, points chauds, SSZ, arcs volcaniques et zones d'accrétion. D'après les auteurs, les principales occurrences d'ophiolites sont liées, temporellement et spatialement, à des événements tectoniques et magmatiques de premier ordre à l'échelle du globe (e.g. formation d'une chaîne de montagne). Les différents contextes de formation des ophiolites influencent les compositions chimiques et minéralogiques des roches qui s'y forment.

L'ophiolite de la chaîne centrale d'Irian Jaya en Indonésie (Monnier et al., 2000) présente de très faibles concentrations en Terres Rares légères et un appauvrissement en Terres Rares lourdes dans les péridotites, témoins de taux de fusion élevés. Elles sont aussi parfois enrichies en éléments fortement incompatibles (Cs, Rb, U) et parfois en Terres Rares légères qui peut être un signe de serpentinisation, mais comme la perte au feu de ces péridotites est très faible, l'enrichissement en Terres Rares légères est ici interprété comme la conséquence d'une percolation par des fluides hydratés. Les gabbros sont composés de plagioclases calciques traduisant un caractère calco-alcalin des liquides parents. Les basaltes sont riches en Al_2O_3 et K_2O et présentent des anomalies négatives en Nb et Ta (Figure 15). Tous ces critères amènent les auteurs à placer la formation de l'ophiolite de la chaîne centrale d'Irian Jaya dans un contexte d'arrière-arc.

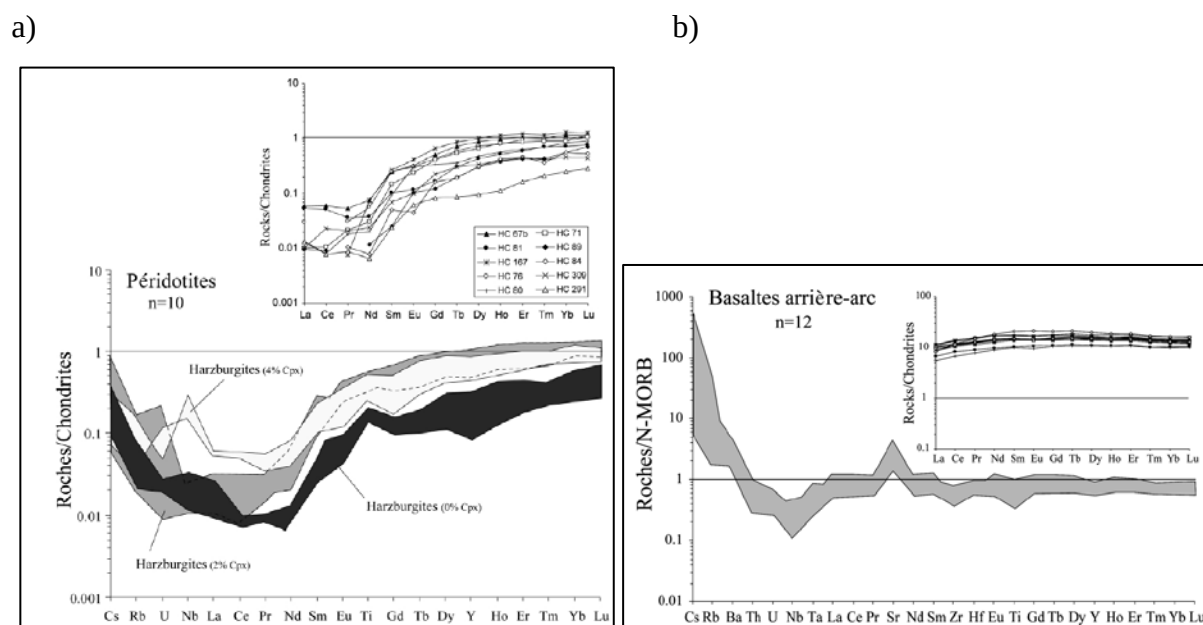


Figure 15 : Spectres des Terres Rares et éléments traces des roches de l'ophiolite de la chaîne centrale d'Irian Jaya (Monnier et al., 2000) ; a) Spectres des Terres Rares et éléments traces de quelques harzburgites du massif ophiolitique montrant les enrichissements en éléments fortement incompatible (Cs, Rb, U) et Terres Rares légères (La, Ce) ; b) Spectres des Terres Rares éléments traces des basaltes arrière-arc associés au massif ophiolitique montrant les anomalies négatives en Nb et Ta, caractéristiques des roches formées en contexte de subduction.

Bien que ne possédant pas de séquence ophiolitique bien développée, la partie des Appalaches présente au Nord du Vermont contient des péridotites qui pourraient être des restes d'une ophiolite. Les dunites, bien que rares et partiellement déformées et serpentinisées, ont des concentrations élevées en Ni et Cr, contiennent des olivines et des spinels reliques qui

présentent respectivement de forts pourcentages en forstérite (Fo content) et Cr# $\left[Cr\# = 100 * \frac{Cr}{Cr+Al} \right]$ indiquant que les péridotites sont des résidus de fusion d'un manteau fortement appauvri, ce qui les place dans le champ des dunites retrouvées dans l'avant-arc des Mariannes (Figure 16). Combiné à la présence de boninites proches des péridotites de la partie Sud, Coish & Gardner (2004) considèrent que les péridotites présentent au Vermont se sont formées dans la région avant-arc d'une zone de subduction.

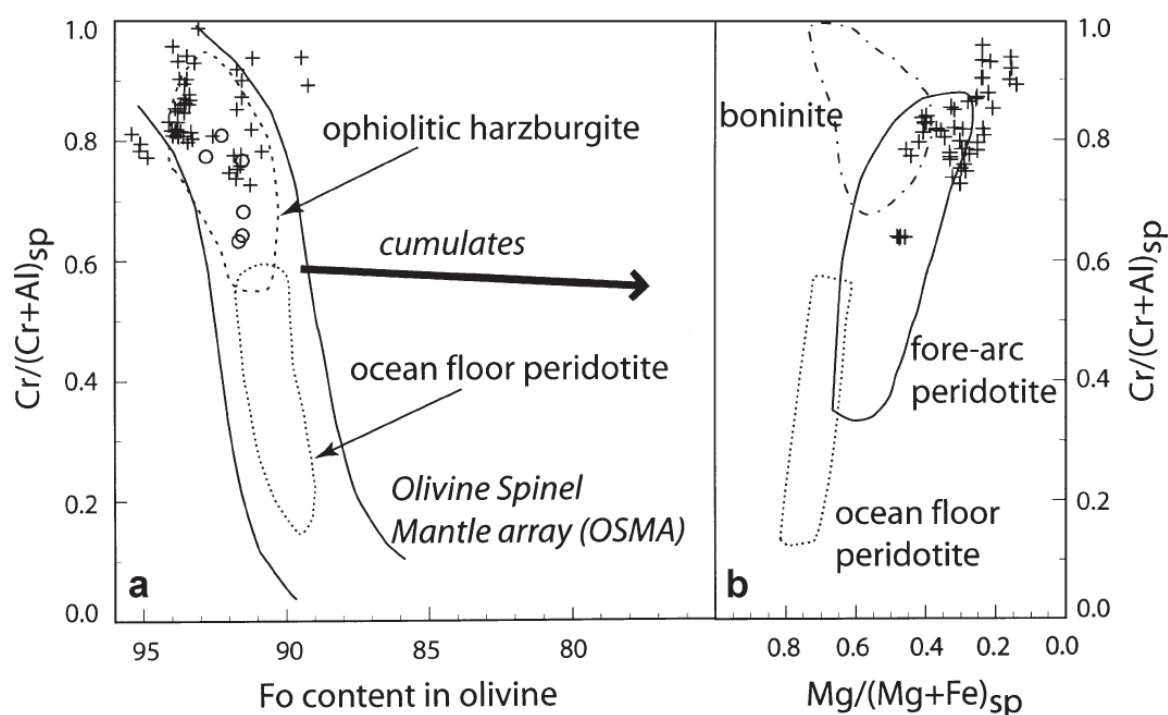


Figure 16 : Coish and Gardner (2004). A. Pourcentage en forstérite des olivines et Cr# des spinels dans les péridotites du Sud du Vermont (+) comparées aux dunites de l'avant-arc des Mariannes (o) (Parkinson and Pearce, 1998). B. Composition des spinels chromifères, les péridotites champ "fore-arc" sont celles de l'avant-arc des Mariannes. Boninites (Arai, 1994b; Barnes and Roeder, 2001), péridotite de plancher océanique, OSMA et harzburgite d'ophiolite (Dick and Bullen, 1984 ; Arai, 1994a).

Le complexe ophiolitique de Zambales aux Philippines présente deux blocks, Coto et Acoje, dont les péridotites, la zone de transition au Moho, les cumulats ultramafiques lités (pour le block Acoje) et les gabbros lités (pour le block Coto), sont recoupés par des filons de clinopyroxénites, diabases, gabbros et diorites. Ces filons ne se connectent pas au complexe filonien sus-jacent. Les filons du block Coto ont des spectres de Terres Rares transitionnels entre MORB et laves d'arc insulaires (IAT) alors que les filons du block Acoje présentent des spectres appauvris et des teneurs faibles en Zr et Ti caractéristiques de laves d'arcs insulaires (Figure 17) (Yumul et al., 1998). Les auteurs en concluent que le block Coto a été formé en

contexte de ride océanique alors que le block Acoje a été formé en contexte d'arc et que les filons présents dans le block Coto représentent cette transition. Il faut cependant souligner que ces filons sont sécants sur les structures primitives de l'ophiolite et ne représentent pas forcément des conduits d'alimentation au moment de l'accrétion qui a produit l'ophiolite.

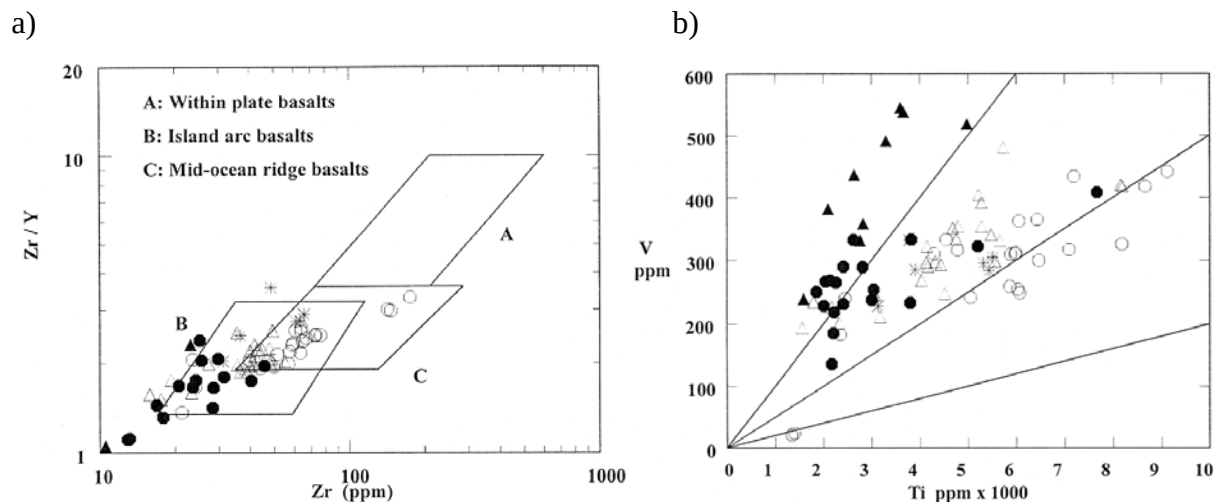


Figure 17 : Yumul et al. (1998). A. Le diagramme montre le caractère transitionnel MORB-IAT des filons du block Coto (triangles vides) et le caractère arc des filons du block Acoje (triangles pleins) et des laves du block Coto (cercles pleins). B. Le diagramme montre l'influence de la subduction dans la formation des roches des blocks Coto et Acoje. Les laves d'arcs insulaires cristallisent les oxydes de titane tôt ce que explique les faibles teneurs en Ti retrouvées dans les laves d'arc. Cercles vides : volcaniques de Coto ; étoiles : basaltes enrichies en LREE de Coto ; triangles vides : filons de Coto ; triangles pleins : filons de gabbro d'Acoje ; cercles pleins : volcaniques d'Acoje.

D'après Shervais (2001), les ophiolites formées en contexte de SSZ, dont l'ophiolite d'Oman est un exemple d'après lui, sont soumises à un cycle de vie régie par la subduction du centre d'accrétion et la formation d'un arc volcanique (Figure 18).

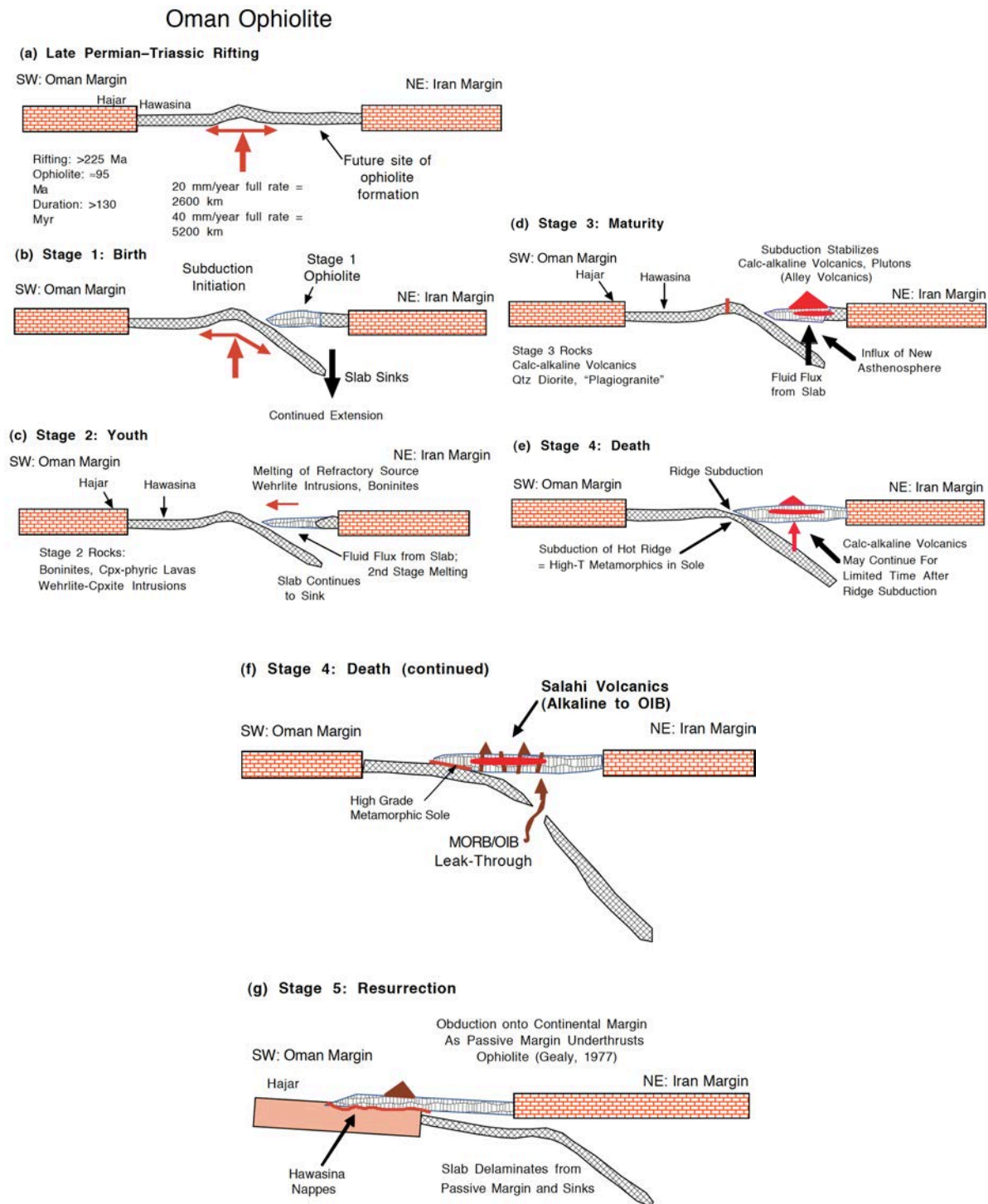


Figure 18 : Modèle généralisé représentant le cycle d'une ophiolite formée en contexte de supra-subduction, d'après l'exemple de la nappe de Samail (Shervais, 2001).

- Naissance : l'initiation de la subduction est liée à un changement de direction ou de taux de convergence ou encore les deux. Le rollback du slab crée un vide qui est comblé au fur et à mesure par la croûte et la lithosphère nouvellement formées. Cette étape est associée

à la formation de gabbros lités et de tholéiites d'arc (partie basale des unités volcaniques et la majeure partie du complexe filonien).

- Jeunesse : fusion de second ordre du coin de manteau due à la déshydratation et à la fusion de la plaque plongeante donnant des magmas réfractaires (wehrlites, pyroxénites, gabbros et diorites). Ceux-ci intrudent la section plus ancienne de gabbros lités et foliés.
- Maturité : la zone de subduction devient relativement stable et les magmas produits sont plus riches en LILE et appauvris en HFSE. Les roches volcaniques associées à ce stade de développement sont de type calco-alcalin et sont souvent considérées comme post-ophiolite.
- Mort : la "mort" de l'ophiolite se produit soit lorsque celle-ci rencontre le centre d'accrétion de la ride qui entre alors en subduction, soit lorsqu'elle est directement obductée sur une marge passive continentale. Lorsqu'un centre d'accrétion entre en subduction, les gradients de température entre la lithosphère océanique, chaude, proche de la ride et l'ophiolite, induisent la formation d'une semelle à métamorphisme inverse à la base de celle-ci. La subduction d'une asthénosphère source de MORB entraîne la formation de laves d'affinité MORB ou de laves d'île océanique (OIB) au-dessus des laves d'affinité arc éruptées pendant les stades précédents.
- Résurrection : stade ultime qui correspond à l'obduction de l'ophiolite sur la marge passive continentale.

La classification d'une ophiolite en contexte SSZ est actuellement le cas le plus courant et il est difficile de trouver des ophiolites dont l'origine de ride médio-océanique n'est pas contestée. Cependant, il est possible que pour certaines ophiolites, la signature de la formation à la dorsale soit en partie cachée par des processus liés à son détachement de la dorsale (Boudier et al., 1988). Nous présentons donc ici des arguments en faveur de la classification de l'ophiolite d'Oman en contexte de ride océanique, en désaccord avec le modèle de Shervais (2001) présenté ci-dessus.

2.1.2 Mise en place d'une ophiolite en contexte de ride océanique : l'ophiolite d'Oman

Une ophiolite se forme en contexte de ride océanique lorsque cette dernière cesse de fonctionner et que l'océan commence à se refermer. Une zone de détachement se forme alors, soit au niveau du centre d'accrétion, soit à proximité, et la plaque océanique ainsi détachée chevauche le bassin océanique. La lithosphère chaude a un effet "fer à repasser" et produit un métamorphisme (faciès amphibolite) à gradient de température inverse (le plus chaud en haut) dans les unités chevauchées. L'unité chevauchée pénètre le manteau – on peut parler de subduction à pendage faible – au niveau où une zone d'alimentation mantellique asthénosphérique montait vers la ride. C'est l'interaction entre cette lithosphère chevauchée – probablement hydratée car formant initialement le fond océanique – et les liquides de fusion de l'activité résiduelle de la dorsale qui seraient à l'origine du volcanisme tardif d'affinité arc insulaire observé, dit V2 (Boudier et al., 1988). Lorsque la plaque qui avance atteint la marge continentale passive, 10 à 15 millions d'années plus tard dans le cas de l'Oman, l'ophiolite est obductée (Figure 19).

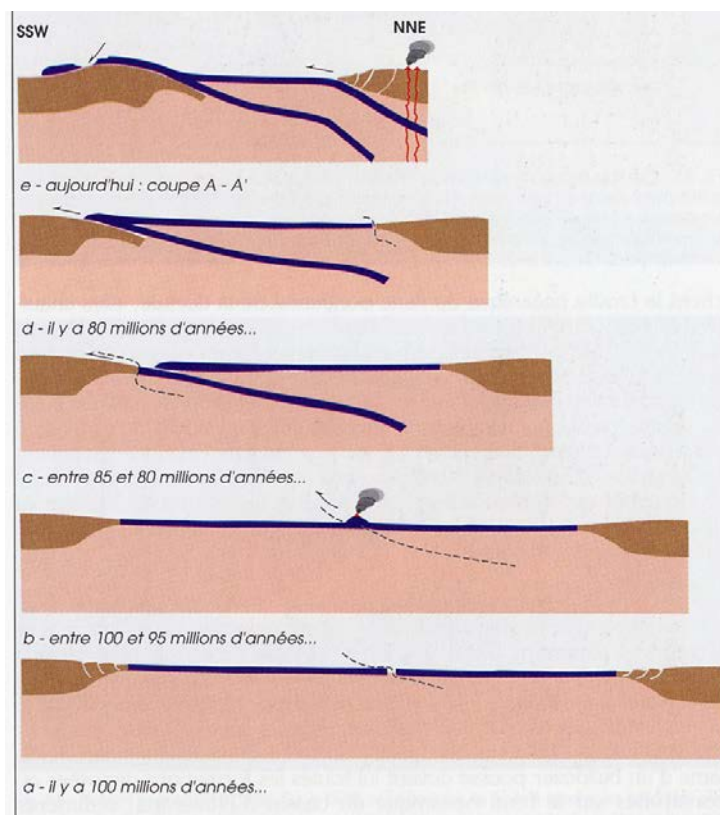


Figure 19 : Modèle représentant la formation et l'obduction d'une ophiolite en contexte de dorsale océanique, exemple de l'ophiolite d'Oman. Nicolas, 1989.

À la différence du cas SSZ, il n'y a plus de véritable accréation quand un des flancs de la dorsale forme un slab intra-océanique (ormis quelques filons).

Les intrusions de wehrlites observées dans la croûte océanique au-dessus du diapir de Maqсад (diapir à l'axe dans le massif de Samail, voir chapitre précédent) sont parfois transposées avec les gabbros inférieurs de la croûte ; ou bien discordantes dans les gabbros lités ; ou encore sous forme de filons, recoupant les gabbros lités inférieurs, dont certains sont enracinées dans la MTZ (Jousselin and Nicolas, 2000). Ces wehrlites sont pétrologiquement (texture et composition) similaires aux dunites imprégnées de la MTZ (Boudier and Nicolas, 1995 ; Benn et al., 1988) et les liquides calculés en équilibre avec les clinopyroxènes ont des signatures en éléments traces similaires à celles des clinopyroxènes de la MTZ et des liquides MORB (Koga et al., 2001). Contrairement au modèle de Shervais (2001), selon qui les wehrlites sont dérivées des liquides produits par la fusion du coin de manteau réhydraté par des fluides provenant de la plaque plongeante, elles sont donc contemporaines de l'activité de la dorsale : elles proviennent de l'expulsion de magma de la MTZ, voire des morceaux entiers de la MTZ, vers la croûte.

L'observation sur le terrain de la structure de l'ophiolite a conduit à une carte structurale (Figure 20) montrant la préservation du centre d'accréation et des diapirs de manteau (Nicolas and Boudier, 1995 ; Nicolas et al., 2000). L'axe de la paléodorsale est parallèle au complexe filonien d'orientation NW-SE et ses bordures sont matérialisées par la présence de filons d'orientation NE-SW. Les diapirs à l'axe sont délimités grâce à la présence de linéations verticales dans les péridotites qui s'horizontalisent progressivement en s'éloignant du centre du diapir.

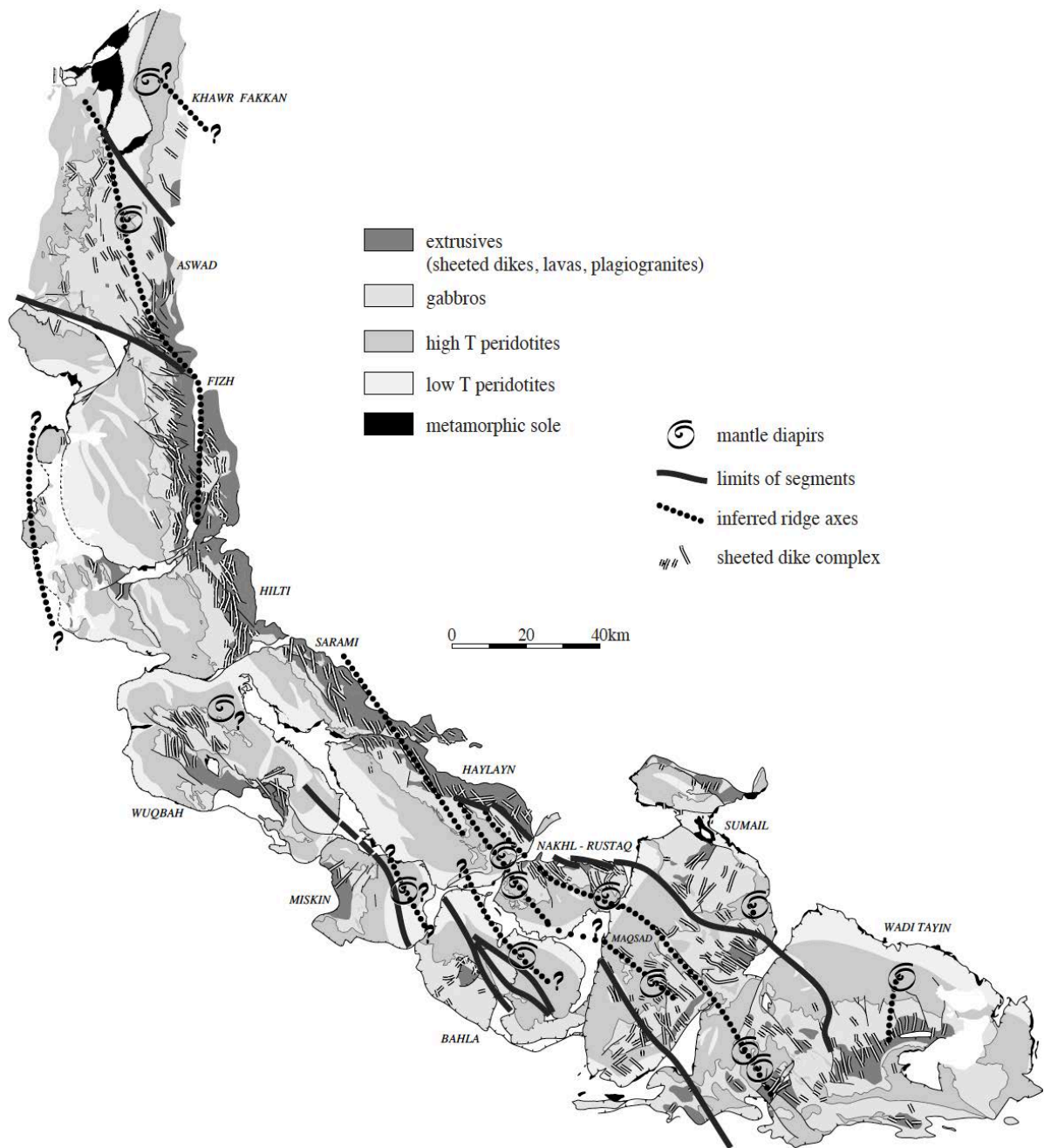


Figure 20 : Nicolas et al. (2000). Carte générale de l'ophiolite d'Oman, les différents massifs sont assemblés entre eux pour représenter l'ophiolite avant son démembrement. L'axe est parallèle au complexe filonien d'orientation NW-SE et ses bordures sont matérialisées par la présence de filons perpendiculaires d'orientation NE-SW.

Il existe deux types principaux de volcanismes dans l'ophiolite d'Oman, essentiellement visibles dans la partie Nord de la nappe et à de rares endroits dans les massifs du Sud.

Le volcanisme V1 (ou unités Geotimes), qui comprend les laves à proprement parler mais aussi le complexe filonien et est présent tout au long de l'ophiolite ; il a une composition tholeiitique avec des spectres de Terres Rares caractéristiques des N-MORB.

Le volcanisme secondaire V2 (ou unités de Lasail), qui n'est présent que au Nord du massif de Haylayn et est séparé des V1 par des formations sédimentaires ; il présente une affinité géochimique d'arc avec une concentration faible en Ti et un appauvrissement en Terres Rares par rapport aux V1, proviendrait de la fusion de la croûte océanique qui subducte en amont du centre d'accrétion (Alabaster et al., 1982 ; Boudier et al., 1988). Ces deux volcanismes présentent des signatures isotopiques en Nd et Pb homogènes indiquant qu'ils proviennent du même réservoir dont la composition est similaire à celles des MORB de l'Océan Indien (Godard et al., 2006). La présence d'un volcanisme V1 à signatures de MORB et d'un volcanisme V2 à signatures d'arc fait que l'ophiolite d'Oman a été classée par plusieurs auteurs (e.g. Pearce et al., 1981 ; Lippard et al., 1986 ; Warren et al., 2005) dans les ophiolites formées en contexte SSZ.

2.2 DIAGRAMMES UTILISÉS POUR DISCRIMINER LES MAGMATISMES MORB ET SSZ

Les MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts) sont souvent divisés en deux types, les MORB-N ou Normaux, qui sont les roches volcaniques les plus abondantes sur Terre et dont les compositions minéralogiques et chimiques sont les plus constantes ; et les MORB-E ou Enrichis, qui sont des MORB particuliers enrichis en éléments incompatibles.

Les MORB-N ont des spectres en Terres Rares appauvris et des teneurs en éléments les plus incompatibles (Cs, Rb, Ba) appauvries par rapport aux éléments les moins incompatibles. Leurs rapports isotopiques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont faibles (0.7022-0.7030) et leurs rapports isotopiques en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont élevés (0.5130-0.5133), avec un εNd $\left[\varepsilon\text{Nd} = 10^4 * \left(\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \right]$ moyen d'environ +10 (Sun and McDonough, 1989 ; Escrig et al., 2004).

Les IATs (Island Arc Tholeiites) sont des basaltes produits au niveau des îles volcaniques présentes dans les zones de subduction et riches en SiO_2 . En comparaison des MORB-N, les IAT sont très pauvres en HFSE (High Field Strength : Zr, Ti avec un faible rapport Ti/V, Nb, Ta) et en Terres Rares lourdes et présentent également une anomalie négative en Nb. Ils sont enrichis en éléments hautement incompatibles LILE (Large Ion Lithospheric Elements). Leurs

rapports isotopiques en Sr et Nd sont un mélange entre une composante mantellique et une composante crustale ou de l'eau de mer.

Ces roches se différencient par leurs compositions chimiques. Il est donc possible, à partir de la composition d'une roche, de discriminer son environnement de formation. Les diagrammes suivants, qui permettent de définir les différents domaines MORB, SSZ, basaltes d'île océanique, etc. grâce à leurs compositions en éléments majeurs et traces et les compositions chimiques de leurs minéraux, nous permettrons de caractériser chaque environnement. Ces diagrammes s'appliquent à des roches volcaniques, c'est-à-dire des roches qui ont des compositions qui approchent de celles des liquides basaltiques. Nos échantillons étant des cumulats, il est très délicat d'utiliser ces diagrammes pour faire une comparaison simple et directe et déterminer leur environnement de formation uniquement à l'aide de leurs compositions chimiques.

- Les coefficients de partage cristal/liquide du vanadium (V) sont dépendants de la fugacité d'oxygène (f_{O_2}) et varient de >1 à $\ll 1$ alors que les coefficients de partage du titane (Ti) sont presque toujours $\ll 1$. La variation de V en fonction de Ti va donc être fonction de f_{O_2} du magma et de sa source, du degré de fusion partielle et donc de cristallisation fractionnée. Appliqué aux laves trouvées dans les ophiolites, ce diagramme permet de déterminer les environnements de formation de ces ophiolites, entre MORB, basaltes d'arc et IAT (Tippit et al., 1981). En ce qui concerne l'ophiolite d'Oman, ce diagramme montre une dichotomie entre les laves V1 (Geotimes) et les laves V2 (Lasail). En effet, si les premières ont des rapports V/Ti de MORB, les secondes ont des rapports V/Ti de basaltes d'arc, indiquant une formation des V2 en contexte SSZ. Ceci met en évidence la difficulté à classer une ophiolite uniquement en fonction des compositions chimiques de ses laves. De plus, le laps de temps entre l'extraction des V1 et des V2 est trop court pour qu'un tel changement d'environnement ait pu avoir lieu (figure 21).

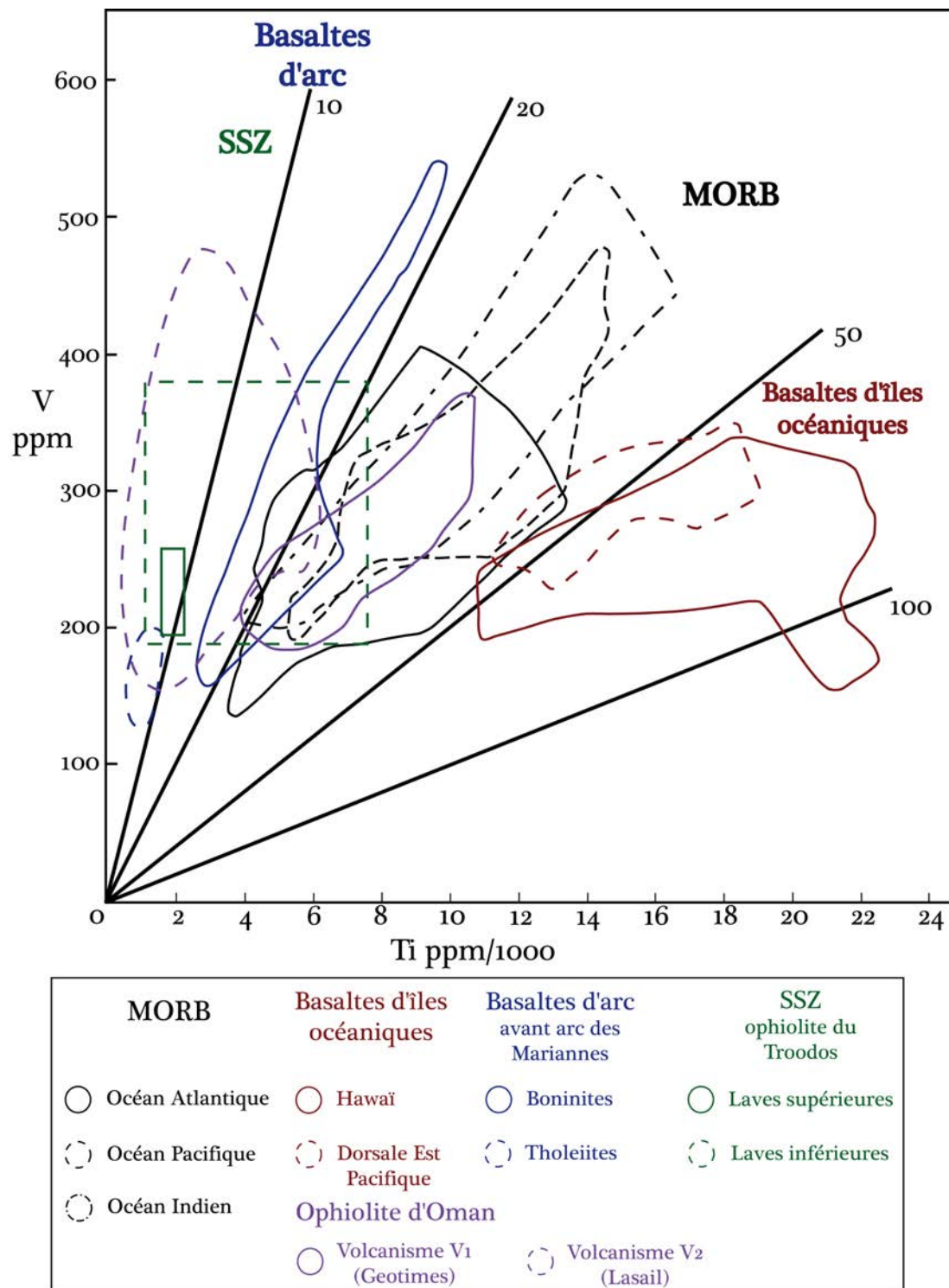


Figure 21 : Diagramme V/Ti d'après Shervais (1982). Les laves d'arc insulaire (et par extension celles produites en contexte SSZ) ont un rapport Ti/V entre 0 et 20. Les MORB entre 20 et 50 et les laves d'île océanique entre 50 et 100. Les données sur l'Oman sont de Alabaster et al. (1982) et Goodenough et al. (2010) (étude faite sur la partie présente aux Emirats Arabes Unis de l'ophiolite).

- Un diagramme Th en fonction de Hf permet de distinguer les différents types de basaltes extraits dans un environnement océanique mais ne permet pas de discriminer ces basaltes

par rapport aux séries magmatiques échantillonnées aux marges de plaques convergentes (Sturm et al., 2000).

Un diagramme Th en fonction de Ta permet de distinguer les basaltes de marges de plaques convergentes des MORB mais ne permet pas d'observer clairement les différents types de MORB.

L'utilisation du diagramme triangulaire Hf/3-Th-Ta permet de bien accentuer les distinctions entre les magmas produits dans tous types d'environnement et l'échelle permet aussi la représentation des magmas à faibles concentrations (figure 22).

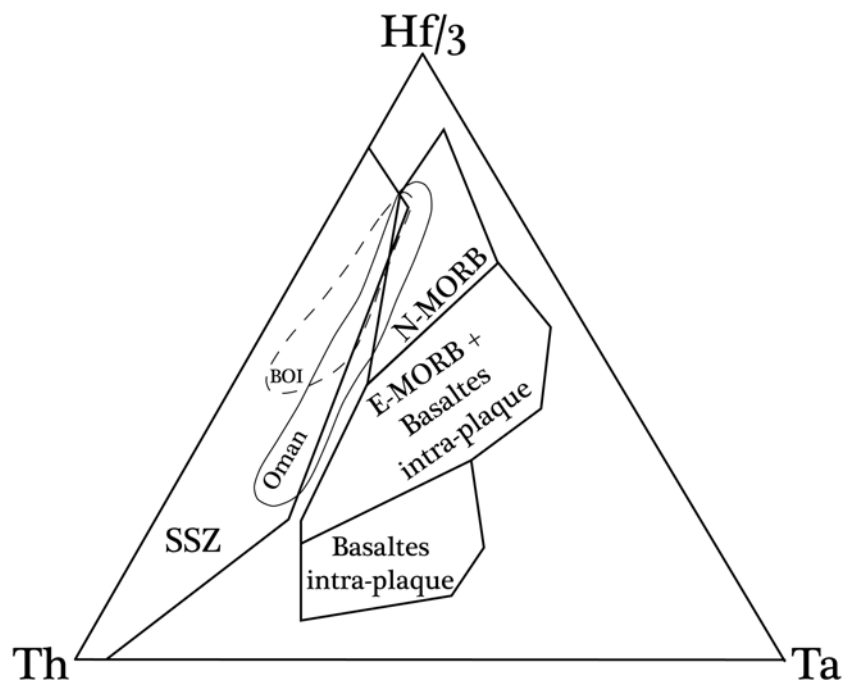


Figure 22 : Diagramme Hf/3-Th-Ta d'après Sturm et al. (2000). Composition Hf/3-Th-Ta de différents types de basaltes. BOI correspond à l'ophiolite de Bay of Islands, Terre-Neuve. Oman représente les laves V1 et V2 de l'ophiolite (Alabaster et al., 1982, Pearce et al., 1984).

- Un enrichissement en K_2O permet de tracer soit des différences dans les sources des laves (sources des MORB et sources des basaltes d'arc), soit une différenciation plus importante (le potassium est un incompatible), soit une contamination par du matériel déjà enrichi (e.g. croûte continentale). Les MORB, peu évolués et provenant de la fusion d'un manteau "normal", ont des concentrations faibles en K_2O . Les basaltes d'arc (IAT) provenant de la fusion du coin de manteau "anormal" (c'est-à-dire très appauvri mais re-enrichi par l'apport de fluides provenant de la plaque subductée) lors de la subduction ont des concentrations en K_2O plus importantes et donc un rapport Na_2O/K_2O plus faible (figure 23).

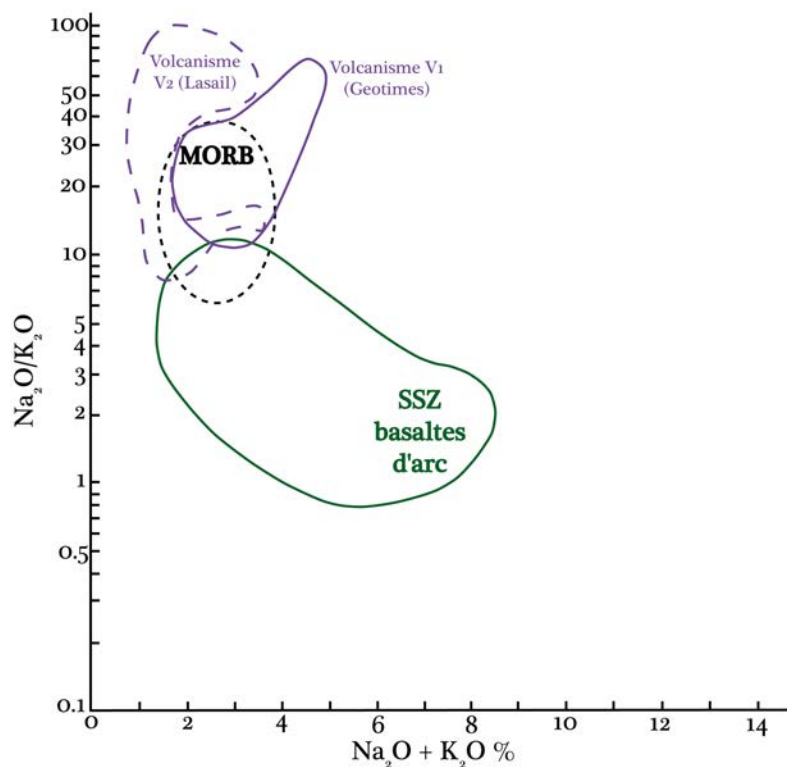


Figure 23 : Diagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \%$ d'après Miyashiro (1975). Les données sur l'Oman proviennent de Alabaster et al. (1982) et Goodenough et al. (2010).

- Le rapport FeO/MgO est un indicateur du fractionnement et TiO_2 permet de discriminer les conditions de génèse des magmas (Chayes, 1964). À degrés de différenciation semblables, les IAT ont des teneurs en TiO_2 plus faibles que les MORB et beaucoup plus faibles que les OIB (figure 24).

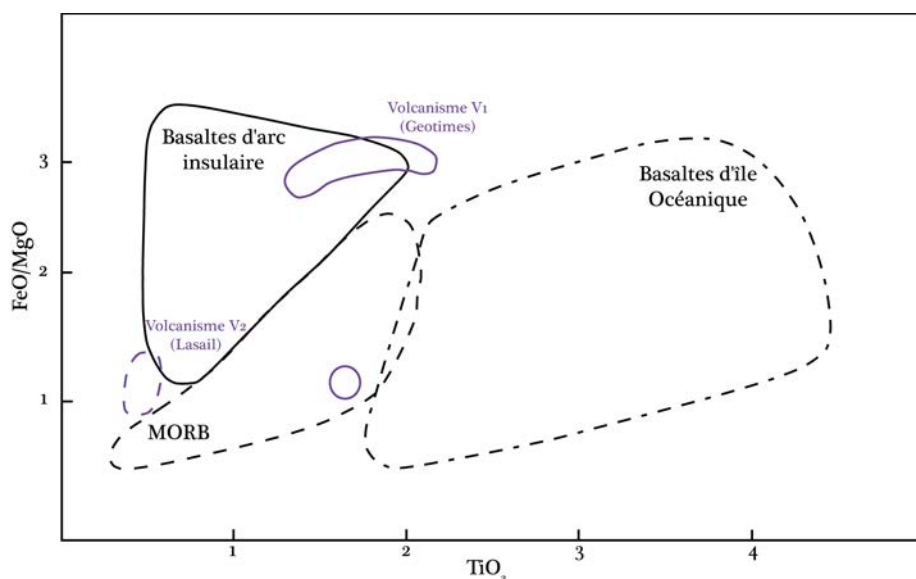


Figure 24 : Diagramme FeO/MgO vs. TiO_2 d'après Glassley (1974). Les données sur l'Oman viennent de Alabaster et al. (1982).

- À cause du rapport Sr/Nd plus important dans l'eau de mer que dans les basaltes, l'interaction avec l'eau de mer aura une forte influence sur les compositions isotopiques en Sr de la croûte océanique, mais peu d'effet sur les compositions isotopiques en Nd. Ainsi, les rapports isotopiques du Nd sont des traceurs robustes des sources des magmas tandis que ceux du Sr sont fortement modifiés par l'altération hydrothermale. Ceci se traduit par une tendance, pour certains basaltes d'arc, à avoir des compositions isotopiques radiogéniques en Sr par rapport aux MORB de même composition isotopique en Nd (figure 25).

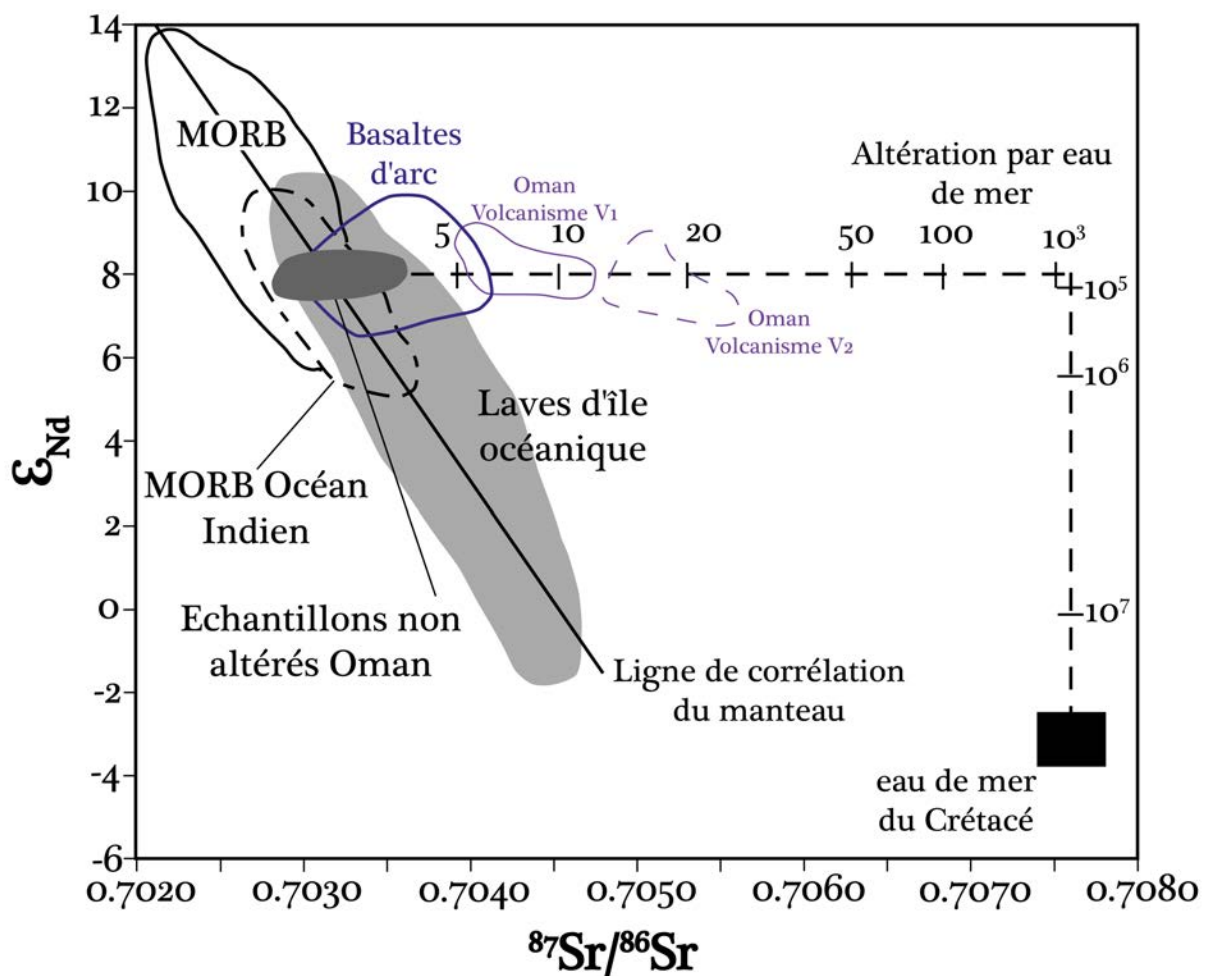


Figure 25 : Diagramme ϵ_{Nd} vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ d'après Godard et al. (2006). Les échantillons non altérés d'Oman viennent de McCulloch et al. (1981). Références complètes dans le chapitre 6. Nos échantillons à l'axe sont dans les champs des MORB et des échantillons non altérés.

2.3 DISCUSSION

Le modèle de formation d'une ophiolite en contexte SSZ pose plusieurs problèmes, notamment dans le cas de l'Oman. Dans ce modèle, le roll back du slab crée une lithosphère océanique mais pour que cet effet de roll back soit créé, il faut que le slab soit suffisamment grand, c'est-à-dire que la subduction ait existé suffisamment longtemps (7 millions d'années d'après Stern et al. 2012). Par ailleurs, entre le détachement et l'obduction, il y a 10 à 15 millions d'années, ce qui aurait dû être suffisant pour développer un arc si l'accrétion avait lieu au-dessus d'un slab en subduction. Or, l'ophiolite n'est pas associée à la formation d'un arc et la formation de l'Hawasina, qui représente les reliques du bassin océanique de l'endroit où l'ophiolite s'est détachée, ne contient pas de sédiments volcano-détritiques comme les produisent les arcs insulaires.

La transition, très rapide en temps, entre un contexte de ride et des laves V2 qui se seraient formées en contexte SSZ est difficile à expliquer (1 à 2 millions d'années ; Hacker, 1994) dans le modèle SSZ.

Les récentes découvertes d'andésites et de dacites, échantillonnées à la dorsale Pacifique-Antarctique et proche du point chaud Foundation (Pacifique Sud) et présentant des anomalies négatives en Ta et Nb, caractéristiques jusque là associées uniquement à des magmas de zones de subduction ou de croûte continentale, montrent qu'il n'est pas nécessaire d'être en présence d'une zone de subduction pour former de tels magmas. Il est donc possible de produire des laves présentant une signature de subduction au niveau d'une ride océanique, influencée par un point chaud proche (Haase et al., 2005).

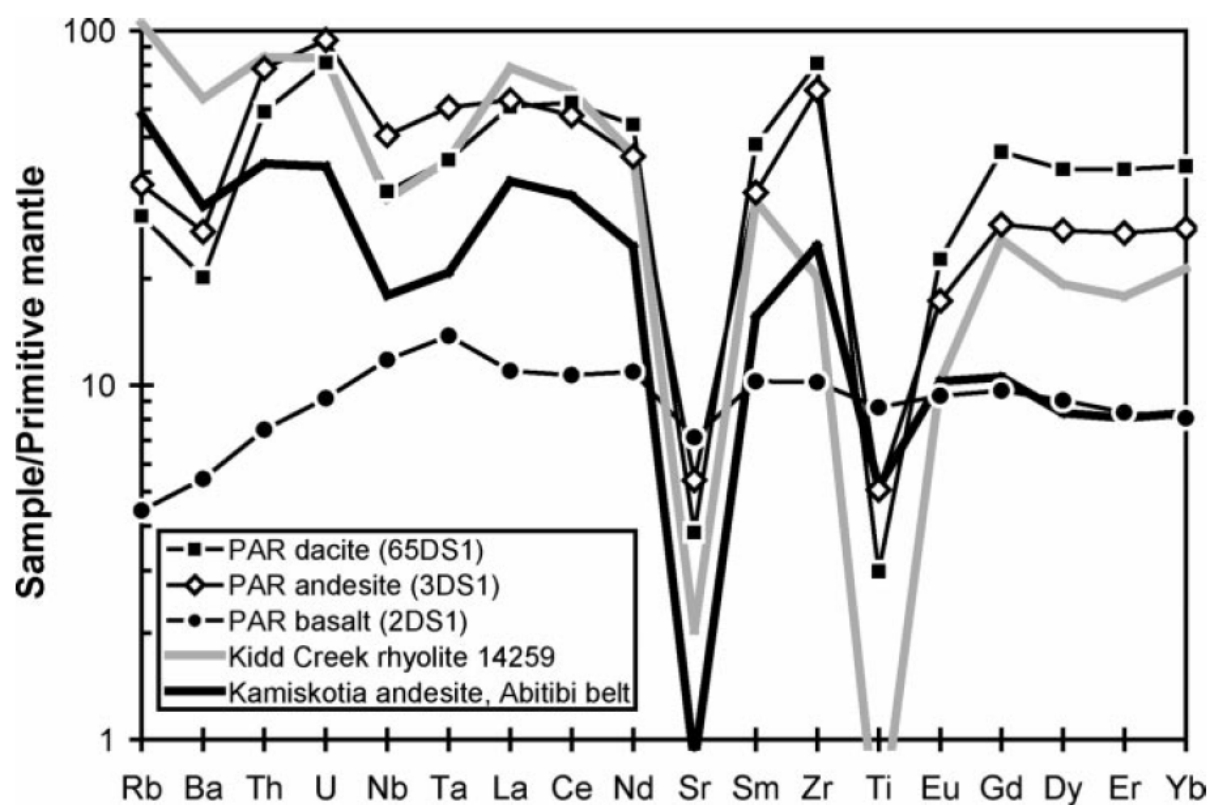


Figure 26 : Anomalie négative en Nb observée dans le diagramme normalisé au manteau primitif (Hofmann, 1988) de la plupart des laves siliceuses de la ride Pacifique-Antarctique (PAR), alors que les basaltes ont des anomalies positives en Nb. Les andésites et dacites de la ride Pacifique-Antarctique ressemblent à certaines andésites archéennes de l'Abitibi Belt au Canada (Prior et al., 1999 ; Wyman et al., 2002), associées à de grands dépôts de sulfures massifs.

D'autres découvertes ont été faites au niveau de la partie sud de la dorsale du Chili (Sturm et al., 2000). Des MORB présentant des signatures géochimiques de marge convergente ont été découverts au niveau du centre d'accrétion de la dorsale. Cette partie de la dorsale est découpée en plusieurs segments et proche d'un point triple dorsale-fosse-fosse (Ridge-Trench-Trench ou RTT), où le centre d'accrétion rentre en subduction. Des échantillons ont été récoltés sur chaque segment et triés en fonction de leur proximité à la zone de subduction. Les échantillons récupérés au niveau du segment 1 (le plus proche de la fosse) et du segment 3 montrent une évolution de leur signature en éléments incompatibles de MORB à SSZ, plus ils sont proches de la fosse. Les auteurs ont ensuite comparé les abondances en Terres Rares de ces deux segments avec celles des laves de la Péninsule et de la dorsale de Taitao et des laves de l'ophiolite de la Baie des Îles (Terre-Neuve) et qui sont tous similaires. Ces résultats montrent qu'il semble être possible de produire, à la fois des N-MORB et des MORB "anormales" qui ont des signatures en éléments traces de SSZ, en faisant interagir un centre d'accrétion avec une zone de subduction.

Un tel mécanisme pourrait être envisagé pour des ophiolites comme l'Oman où sont trouvées des roches qui ont des lithologies et des concentrations en éléments majeurs caractéristiques de MORB mais dont les spectres d'éléments traces montrent des affinités SSZ.

Il apparaît que la plupart des critères distinctifs utilisés concernent les laves, alors qu'elles constituent la plus petite partie de ce qui affleure dans la majorité des ophiolites. Pour ce qui concerne la section mantellique des ophiolites, on est réduit à calculer le liquide en équilibre avec les péridotites en utilisant les éléments en traces ; dans beaucoup d'études on trouve que le liquide pouvait être de composition MORB (par exemple Koga et al., 2001, pour Oman). Dans la section gabbroïque, la présence ponctuelle d'orthopyroxène (gabbroïte) dans les ophiolites a pu être considéré comme le signe de magmas à caractères andésitiques ; cependant, les premiers échantillons de gabbros lités prélevés dans l'océan actuel (formés à l'EPR) montrent une section contenant des gabbros à orthopyroxène (Gillis et al., 2013). De l'aveu même des auteurs, cette découverte traduit que l'on comprend très mal les processus de cristallisation dans la croûte océanique et qu'appairer de façon restrictive une composition à un environnement particulier serait une approche simpliste.

Il est évident d'après ces études, qu'une grande partie des ophiolites présentent des caractéristiques à la fois MORB et SSZ mais qu'une réévaluation des critères SSZ est nécessaire en regard de la compréhension de la géologie d'ensemble de l'ophiolite (ne pas seulement prendre la composition d'une lithologie comme une "signature"), et de l'échantillonnage réduit que nous avons de l'océan actuel.

Références

- Alabaster, T., Pearce, J.A., and Malpas, J., 1982, The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 81, no. 3, p. 168–183.
- Arai, S., 1994a, Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation: *Chemical Geology*, v. 113, no. 3, p. 191–204.
- Arai, S., 1994b, Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 59, no. 4, p. 279–293.
- Barnes, S.J., and Roeder, P.L., 2001, The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks: *Journal of Petrology*, v. 42, no. 12, p. 2279–2302.
- Boudier, F., and Nicolas, A., 1995, Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite: *Journal of Petrology*, v. 36, no. 3, p. 777.
- Chayes, F., 1964, A petrographic distinction between Cenozoic volcanics in and around the open oceans: *Journal of Geophysical Research*, v. 69, p. 1573–1588.
- Coish, R.A., and Gardner, P., 2004, Suprasubduction-zone peridotite in the northern USA Appalachians: evidence from mineral composition: *Mineralogical Magazine*, v. 68, no. 4, p. 699–708, doi: 10.1180/0026461046840214.
- Dick, H.J., and Bullen, T., 1984, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, no. 1, p. 54–76.
- Dilek, Y., and Furnes, H., 2011, Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere: *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, no. 3–4, p. 387–411, doi: 10.1130/B30446.1.
- Escrig, S., Capmas, F., Dupré, B., and Allègre, C.J., 2004, Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts: *Nature*, v. 431, no. 7004, p. 59–63, doi: 10.1038/nature02903.
- Gillis, K.M., Snow, J.E., Klaus, A., Abe, N., and Adrião, Á.B., 2013, Primitive layered gabbros from fast-spreading lower oceanic crust: *Nature*, doi: 10.1038/nature12778.
- Glassley, W., 1974, Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington: *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, no. 5, p. 785–794.
- Godard, M., Bosch, D., and Einaudi, F., 2006, A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite: *Chemical Geology*, v. 234, no. 1–2, p. 58–78, doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.04.005.
- Goodenough, K.M., Styles, M.T., Schofield, D., Thomas, R.J., Crowley, Q.C., Lilly, R.M., McKerver, J., Stephenson, D., and Carney, J.N., 2010, Architecture of the Oman–UAE Ophiolite: evidence for a multi-phase magmatic history: *Arabian Journal of Geosciences*,

- v. 3, no. 4, p. 439–458, doi: 10.1007/s12517-010-0177-3.
- Haase, K.M., Stroncik, N.A., Hékinian, R., and Stoffers, P., 2005, Nb-depleted andesites from the Pacific-Antarctic Rise as analogs for early continental crust: *Geology*, v. 33, no. 12, p. 921, doi: 10.1130/G21899.1.
- Hacker, B.R., 1994, Rapid emplacement of young oceanic lithosphere: argon geochronology of the Oman ophiolite: *Science New York then Washington*, p. 1563–1563.
- Hofmann, A.W., 1988, Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, no. 3, p. 297–314.
- Jousselin, D., and Nicolas, A., 2000, The Moho transition zone in the Oman ophiolite-relation with wehrlites in the crust and dunites in the mantle: *Marine Geophysical Research*, v. 21, no. 3, p. 229–241.
- Koga, K.T., Kelemen, P.B., and Shimizu, N., 2001, Petrogenesis of the crust–mantle transition zone and the origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 2, no. 9, p. 1038.
- Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristics, and origin of ophiolites: *The journal of geology*, p. 249–281.
- Miyashiro, A., 1973, The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, no. 2, p. 218–224.
- Monnier, C., Girardeau, J., Pubellier, M., and 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: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 331, p. 691–699.
- Nicolas, A., and Boudier, F., 1995, Mapping oceanic ridge segments in Oman ophiolite: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, no. B4, p. 6179–6197.
- Nicolas, A., Boudier, F., Ildefonse, B., and Ball, E., 2000, Accretion of Oman and United Arab Emirates ophiolite–Discussion of a new structural map: *Marine Geophysical Research*, v. 21, no. 3-4, p. 147–180.
- Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W., and Searle, M.P., 1981, The Oman Ophiolite as a Cretaceous Arc-Basin Complex: Evidence and Implications: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*, v. 300, no. 1, p. 299–317, doi: 10.1098/rsta.1981.0066.
- Prior, G.J., Gibson, H.L., Watkinson, D.H., Cook, R.E., and Hannington, M.D., 1999, Rare earth and high field strength element geochemistry of the Kidd Creek rhyolites, Abitibi Green- stone Belt, Canada: Evidence for Archean fel- sic volcanism and massive sulfide ore forma- tion in an Iceland-style rift environment, *in* Hannington, M.D., and Barrie, C.T., eds., *The giant Kidd Creek volcanogenic massive sul- fide deposit, western Abitibi subprovince, Canada: Economic Geology Monograph* 10, p. 457–484.
- Shervais, J.W., 2001, Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone

- ophiolites: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 2, no. 2000GC000080, p. 20,925.
- Shervais, J.W., 1982, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 59, no. 1, p. 101–118.
- Stern, R.J., Reagan, M., Ishizuka, O., Ohara, Y., and Whattam, S., 2012, To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites: *Lithosphere*, v. 4, no. 6, p. 469–483, doi: 10.1130/L183.1.
- Sturm, M.E., Klein, E.M., Karsten, J.L., and Karson, J.A., 2000, Evidence for subduction-related contamination of the mantle beneath the southern Chile Ridge: Implications for ambiguous ophiolite compositions: *Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the ocean drilling program*, no. 349, p. 13.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 42, no. 1, p. 313–345, doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Tippit, P.R., Pessagno, E.A., Jr, and Smewing, J.D., 1981, The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B4, p. 2756–2762.
- Warren, C.J., Parrish, R.R., Waters, D.J., and Searle, M.P., 2005, Dating the geologic history of Oman's Samail ophiolite: insights from U-Pb geochronology: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 150, no. 4, p. 403–422, doi: 10.1007/s00410-005-0028-5.
- Wyman, D.A., Kerrich, R., and Polat, A., 2002, Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust: plume–arc interaction in the Abitibi–Wawa subduction–accretion complex: *Precambrian Research*, v. 115, no. 1, p. 37–62.
- Yumul, G.P., Jr, Dilamanta, C.B., Faustino, D.V., and de Jesus, J.V., 1998, Upper mantle lower crust dikes of the Zambales Ophiolite Complex (Philippines): distinct short-lived, subduction-related magmatism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 84, p. 287–309, doi: 10.1016/S0377-0273(98)00021-3.

CHAPITRE 3

ÉTUDE MICROSTRUCTURALE
DES GABBROS LITÉS DE LA
ZONE DE TRANSITION AU
MOHO DU DIAPIR DE MAQSAD

Cette étude a fait l'objet d'une publication, dans la revue *Earth and Planetary Science Letters*, mise à la suite de ce paragraphe (Jousselin et al., 2012). La partie suivante résume ce travail d'équipe et va s'attacher à préciser la contribution réalisée dans le cadre de cette thèse.

Résumé

La compréhension des mécanismes de formation du litage dans les roches ignées est un point clé dans l'étude de la mise en place et de l'évolution du magma. Plusieurs modèles de formation de gabbros lités dans les ophiolites ont été proposés. Les premiers modèles suggéraient des dépôts successifs de cristaux dans une chambre magmatique étendue de la base au sommet de la section des gabbros (Smewing, 1981). A partir de la découverte des lentilles liquides à la base du complexe filonien (e.g. Detrick et al., 1987) et du, présumé, faible pourcentage de liquide sous cette lentille, il a été proposé que le litage soit le résultat de la subsidence du magma et de la déformation associée, quand les cristaux se déposent sur le plancher de la lentille liquide et sont transférés dans la croûte inférieure : modèle de "gabbro glacier" (Henstock et al., 1993 ; Phipps Morgan and Chen, 1993). Une autre variété de modèle est celui du "sheeted sills" (Boudier et al., 1996 ; Kelemen et al., 1997 ; Lissenberg et al., 2004), né à partir de l'étude de lentilles de gabbro lité dans la dunite de la Zone de Transition au Moho (MTZ), celui-ci prévoit que le litage est dû à des intrusions successives de filons. Ces modèles suggèrent différents types de mise en place du magma et de temps de résidence et d'interaction du liquide avec l'encaissant sans qu'un consensus émerge.

Un élément clé qui permettrait une meilleure compréhension des mécanismes de litage serait l'observation de stades d'évolution allant du gabbro isotrope aux gabbros lités, pour autant que cette évolution existe et que le gabbro ne soit pas lité dès le stade natif. Ceci implique de piéger le stade initial de mise en place du magma. L'ophiolite d'Oman est un bon candidat pour l'observation de ces processus car elle contient un axe d'accrétion, ce qui la rend susceptible de fossiliser la mise en place du magma, sans que les processus de transposition postérieure viennent se surimposer à ce stade initial.

Comme il a été présenté dans le premier chapitre, la cartographie de l'ophiolite d'Oman montre que le diapir de Maqsad s'est formé à l'axe d'une ride et a donc pu fossiliser les processus qui ont lieu au niveau du centre d'accrétion.

La MTZ du diapir de Maqsad est composée de dunites et de lentilles de gabbros déformées magmatiquement et qui possèdent le même litage ainsi que la même composition chimique que les gabbros lités de la croûte inférieure (Kelemen et al., 1997). Cependant, certains affleurements présentent des gabbros moins déformés dont le litage est grossier ou discordant. Un affleurement particulier se distingue, avec la présence de gabbros presque isotropes (figure 2A et 2B dans la publication) où les litages sont très grossiers ou non présents, situé dans la zone de transition au sud est du diapir de Maqsad près de la localité de Khilah (figure 3 dans la publication). La transition entre ces gabbros et l'encaissant de dunite imprégnée est diffuse avec un enrichissement progressif en plagioclases et clinopyroxènes. Les gabbros sont classés en quatre types en fonction de la qualité du litage, ceux de type 1 étant les gabbros isotropes et ceux de type 4 étant des gabbros lités. L'observation sur le terrain de l'alignement des cristaux et de l'élongation des agrégats montre que la déformation augmente du type 1 au type 4.

L'article présente la cartographie, au MEB-EBSD (Microscope Electronique à Balayage – Electron Backscattered Diffraction), des fabriques de formes de cristaux et de leurs Orientations Préférentielles Cristallines (CPO) de 62 échantillons allant du gabbro de type 1 au gabbro de type 4. Ces échantillons ont été collectés sur deux campagnes, l'une en 2007 (échantillons 07-OD), l'autre en 2010 (échantillons 10-OM) à laquelle j'ai participé. A cause de l'altération ou de l'absence d'une des phases minérales, nous avons obtenu 27 mesures de CPO pour les olivines et 35 mesures pour les plagioclases. Dans toutes les données présentées dans l'article, j'ai moi-même sélectionné et mesuré 24 échantillons dont 21 échantillons de la campagne 2010 (points de la série 10-OM). Les CPO permettent de caractériser la déformation :

- les échantillons non lités de type 1 montrent une fabrique isotrope
- les types 2 (dont l'échantillon 10-OM 43I présenté en annexe de l'article) présentent une fabrique de forme faible et une CPO plane définie par le plan (010) dans les olivines et les plagioclases
- les types 3 (dont l'échantillon 10-OM 43A présenté en annexe de l'article) présentent une fabrique faible, la linéation est portée par l'axe [001] dans l'olivine et par l'axe [100] pour

le plagioclase. Ces deux axes sont les axes les plus longs pour chacun de ces minéraux, c'est-à-dire que la fabrique est contrôlée par la forme du minéral et non par les systèmes de glissements intracristallins. La fabrique est dite magmatique

- les types 4 (dont 13 échantillons de la campagne 2010) ont une fabrique de forme et une orientation préférentielle cristalline fortes, la linéation étant définie par l'axe [100] dans l'olivine et le plagioclase. C'est une fabrique plastique, typique de déformation dans les péridotites.

L'échantillon 10-OM 42G3 est le seul échantillon de type 4 ayant une fabrique de l'olivine de type [100] (001) et non [100] (010) (annexe de l'article). Aucune différence macroscopique dans le style de litage n'est cependant notée entre cet échantillon et les autres échantillons de type 4.

L'étude de la position de l'axe le plus long dans les plagioclases par rapport à la linéation montre que à mesure que la déformation s'intensifie, du type 1 au type 4, l'orientation préférentielle de forme se parallélise à la linéation (figure 7B dans l'article).

Nous concluons que les gabbros isotropes (type 1) sont formés par l'imprégnation de la dunite de la MTZ par un liquide, en quantité suffisamment importante (environ 30%, Molen and Paterson, 1979) pour détruire la fabrique de la dunite. C'est un stade éphémère puisque à mesure que le liquide progresse dans la dunite solide, il occupe plus d'espace, faisant ainsi diminuer la pression de fluide, et la bouillie formée finit par se compacter. Ceci transforme les gabbros du type 1 au type 2 qui présente une fabrique planaire. Avec la diminution de la fraction liquide, le couplage avec la déformation du manteau environnant est plus facile et le cisaillement simple impose une linéation magmatique portée par les grains d'olivines et de plagioclases dans le gabbro de type 3 ; à ce stade, les limites des lits sont très irrégulières. Dans le type 4, les olivines passent à des fabriques plastiques de haute température. Le pourcentage de liquide est sûrement devenu très faible, à tel point que la roche subit une déformation intracristalline pour accommoder le cisaillement ; la déformation est probablement concentrée dans les lits riches en olivines, plus ductiles, tandis que les lits à plagioclase conservent leur texture magmatique. Ce découplage de la déformation entre plagioclase et olivine doit contribuer à renforcer la ségrégation des minéraux et rendre les limites entre les lits plus nettes, rectilignes et continues.

Une conséquence de ce mode de formation, où le type 4 (gabbro lité commun) dérive du type 1 (gabbro isotrope obtenu par l'imprégnation massive de dunité), est qu'une large portion des olivines dans les gabbros de la MTZ est faite de xénocristaux du manteau.

Lors de la campagne 2010, nous avons observé que les gabbros très bien lités (type 4) n'avaient pas tous le même aspect (variation d'épaisseur des lits, de la taille des grains dans chaque lit, variation des compositions modales : lits monominéral vs. graded bedding). J'ai donc choisi 24 échantillons en fonction de leur différence d'apparence (figure 27).



Figure 27 : Photo d'une partie des échantillons de 2010 (10-OM) sélectionnés pour l'étude. On voit clairement les différences dans la taille des lits (fins/épais), notamment entre l'échantillon triangulaire en haut de la photo et l'échantillon présentant deux lits (clair et noir) en bas de la photo.

L'étude des CPO de ces échantillons donne des fabriques de type plastique $[100] (010)$, sans que des variations d'un type de lit à un autre ne soient détectées. Nous en avons conclu qu'à chaque fois qu'un gabbro est très bien lité, ses olivines sont déformées plastiquement.

Références

- Boudier, F., Nicolas, A., and Ildefonse, B., 1996, Magma chambers in the Oman ophiolite: fed from the top and the bottom: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 144, no. 1-2, p. 239–250.
- Detrick, R.S., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J., Brocher, T., 1987, Multichannel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise: *Nature*, v. 326, p. 35–41. doi:10.1038/326035a0.
- Henstock, T.J., Woods, A.W., and White, R.S., 1993, The accretion of oceanic crust by episodic sill intrusion: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, no. B3, p. 4143–4161.
- Jousselin, D., Morales, L.F.G., Nicolle, M., and Stephant, A., 2012, Gabbro layering induced by simple shear in the Oman ophiolite Moho transition zone: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 331-332, no. C, p. 55–66, doi: 10.1016/j.epsl.2012.02.022.
- Kelemen, P.B., Koga, K., and Shimizu, N., 1997, Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 146, no. 3-4, p. 475–488.
- Lissenberg, C.J., Bédard, J.H., and van Staal, C.R., 2004, The structure and geochemistry of the gabbro zone of the Annieopsquotch ophiolite, Newfoundland: implications for lower crustal accretion at spreading ridges: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 229, no. 1-2, p. 105–123, doi: 10.1016/j.epsl.2004.10.029.
- Molen, I., Paterson, M.S., 1979, Experimental deformation of partially-melted granite: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 70, p. 299–318. doi: 10.1007/BF00375359.
- Smewing, J.D., 1981, Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axes: evidences from cyclically layered rocks in the ophiolite of North Oman: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 2645–2659.
- Phipps Morgan, J., and Chen, Y.J., 1993, The genesis of oceanic crust: Magma injection, hydrothermal circulation, and crustal flow: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, no. B, p. 6283–6298.



Gabbro layering induced by simple shear in the Oman ophiolite Moho transition zone

David Joussetin ^{a,*}, Luiz F. G. Morales ^b, Marie Nicolle ^a, Aurore Stephant ^a

^a Université de Lorraine, CRPG, 54501 Vandoeuvre les Nancy, France

^b Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ), Section 3.2 Telegrafenberg, 14473, Potsdam, Germany

ARTICLE INFO

Article history:

Received 8 October 2011

Received in revised form 27 January 2012

Accepted 27 February 2012

Available online 1 April 2012

Editor: Y. Ricard

Keywords:

Oman ophiolite

layered gabbro

crystallographic preferred orientation

simple shear

magma

Moho transition zone

ABSTRACT

We investigate the origin of modal layering in gabbro lenses of the Moho transition zone in the Oman ophiolite with a microstructural study. Gabbro lenses exhibit a shape preferred orientation of plagioclase crystals, that are euhedral and devoid of any intracrystalline deformation. This texture and field kinematic indicators show a strong simple shear deformation in magmatic conditions. The parallelism of the lineation in gabbros and the plastic lineation of the host dunite indicate that their development is contemporaneous, and that the magmatic features are passively coupled to the solid-plastic flow of the host mantle. We also found undeformed-isotropic and weakly deformed-roughly layered gabbros. The host rock is plagioclase and clinopyroxene impregnated dunite; it contains euhedral plagioclase suggesting that some grains crystallized in suspension. There is no clear boundary between the gabbro and the host rock; on the contrary, the limit is diffuse, with increasing plagioclase and clinopyroxene content from the dunite to the gabbro over tens of meters. This suggests that the gabbro corresponds to melt impregnated dunite. We defined 4 gabbro types, from unlayered (type 1) to well layered (type 4) with progressively more continuous and distinct layers. We characterized deformation with crystal shape and crystallographic preferred orientation (CPO) measurements. Unlayered samples have a random fabric; type 2 have a very weak shape fabric and planar CPO, defined by olivine and plagioclase (010) planes; type 3 have a weak fabric, with a lineation defined by the [001] olivine axis and the [100] plagioclase axis, which reflects the shape fabric; type 4 have a strong shape fabric and CPO, with a lineation defined by the [100] olivine and plagioclase axis. We interpret the progression from isotropic to clear S–L fabrics as a result of increasing deformation imposed by the flowing host mantle. The type 2 gabbros must result from compaction; with increasing simple shear, the lineation is developed in type 3 samples; finally, with lower melt content, suspension flow switches to plastic deformation in the olivine-rich layers, leading to plastic olivine fabrics in type 4 samples. We deduce that layering originates from simple shear, which other studies show induces strong segregations in suspended particles, and plastically deformed rocks. To build the isotropic stage, melt must accumulate faster than the deformation, suggesting that melt is extracted by dikes.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Layering in igneous rocks is a focal issue because it is related to magma emplacement and evolution. Modally layered gabbros in ophiolites are regarded as relics of the low velocity zone beneath the axial melt lens reported at fast oceanic spreading ridges (e.g. Caress et al., 1992; Detrick et al., 1987), and represent a key section in the ridge melt plumbing system. Several models have been proposed to explain the formation of layered gabbro in ophiolites. The earliest models advocated the accumulation of crystals in a magma chamber (e.g. Smewing, 1981); others proposed that layering results from the tectonic transposition of melt either sinking from above as it crystallizes from the melt lens (Quick and Denlinger, 1993 known as the “glacier model”)

or flowing from beneath as it is extracted from the mantle (Nicolas et al., 1988). The model of Henstock et al. (1993) is a variation of the gabbro glacier model where layering originates from cyclic melt sills rather than sedimentation at the bottom of a permanent melt lens followed by deformation. Alternatively, layers may represent stacked sill intrusions (Boudier et al., 1996a; Kelemen et al., 1997a; Lissenberg et al., 2004; known as “sheeted sill model”). No consensus emerges from these models, each implies different melt paths, times of residence and extents of interaction with the host rock. One problem that hinders our knowledge of the origin of modal layering is that we see only the final products, i.e. the layered gabbros, and have no trace of evolutionary stages since the melt was first emplaced. This may be because transitional stages are brief relative to geological time scales, and thus are rarely fossilized. The Oman ophiolite may enable to capture such short lived processes which could have occurred at the ridge axis itself. Mapping of mantle diapirs and dike distribution shows that a spreading axis which produced a 50 km wide portion of oceanic crust – similar

* Corresponding author.

E-mail address: jousse@crpg.cnrs-nancy.fr (D. Joussetin).

to that of fast spreading-ridges – is preserved in the southern massifs (Boudier et al., 1997; Ceuleneer et al., 1988). The Moho transition zone (MTZ) in the Oman ophiolite is a few meters to a few hundred meters thick, and is characterized by gabbro lenses imbedded in dunite, plagioclase and clinopyroxene impregnated dunite, and depleted harzburgite (Boudier and Nicolas, 1995). Identification of this unit as the uppermost mantle is based on the recognition of mantle fabrics and the occurrence of residual orthopyroxene in the MTZ, showing that dunite results from dissolution of harzburgite pyroxene by a circulating melt (Nicolas and Prinzhofer, 1983; Sinton, 1977). The gabbro lenses in the MTZ are indistinguishable from layered gabbros in the lower crust; they have the same type of modal layering and chemical composition (Kelemen et al., 1997a), which suggests that they formed in the same way. The presence of melt at the MTZ is now recognized by a growing number of marine geophysical studies at fast and intermediate spreading ridges (Crawford and Webb, 2002; Garmany, 1989; Nedimovic et al., 2005), underscoring the importance of understanding the structure of the MTZ. This paper presents new field observations and a microstructural study of gabbroic rocks in the MTZ associated with the well-known Maqсад mantle diapir (Ceuleneer et al., 1988; Joussetin et al., 1998). We distinguish four types of samples which represent different evolutionary stages of the gabbro layering. Because universal-stage measurements are time consuming and tedious to acquire, especially for plagioclase, published crystallographic preferred orientation (CPO) data in Oman layered gabbro are limited to seven examples dispersed in four studies: one in Benn and Allard (1989), three in Boudier and Nicolas (1995), one in Boudier et al. (1996a) with olivine only and two in Yaouancq and MacLeod (2000), with plagioclase only; the latter also contain fabric data for six foliated gabbros of the unlayered upper part of the gabbro section. Of the five olivine CPOs, two are in MTZ gabbro lenses (Boudier and Nicolas, 1995), the others are in the crust. Fifteen more plagioclase fabrics were measured in studies devoted to anorthosite layers in the foliated upper crust (Morales et al., 2011). The use of a scanning electron microscope (SEM) equipped with an electron back-scattered diffraction (EBSD) system allowed us to gather a dataset of 27 olivine CPOs and 35 plagioclase CPOs. The acquisition of this unprecedented dataset was essential to reveal possible deformation stages within the different types of gabbro observed. We also characterized deformation by crystal shape preferred orientation measurements in 7 thin sections. Deformation analysis coupled to sample distribution, and description of the layering, permit us to discuss the origin of gabbro layering and magma extraction processes.

2. Geological setting and field observations

The MTZ in ophiolites represents a level where part of the melt extracted from the mantle is collected, circulates and partially crystallizes, before feeding the overlying oceanic crust (Boudier and Nicolas, 1995; Karson et al., 1984; Sano and Kimura, 2007). It offers the opportunity to observe the distribution of melt ponding and percolating in a deforming matrix. In the Oman ophiolite, the development of a thick (> 100 m) MTZ is related to the presence of mantle diapirs that carry the melt from below (Godard et al., 2000; Nicolas et al., 1996). The Maqсад mantle diapir region has been extensively studied, providing a well-known general framework for detailed studies of the MTZ and layered gabbro lenses (Boudier and Nicolas, 1995; Ceuleneer et al., 1988; Joussetin et al., 1998; Kelemen et al., 1997a; Koga et al., 2001; Rabinowicz et al., 1987). The crust-mantle interface (Moho) in this area is nearly horizontal, and dikes in the sheeted dike system are vertical. The region can thus be viewed as a paleosspreading center dissected by erosion, without any subsequent deformation.

Gabbro lenses in the MTZ are always magmatically deformed (i.e. with a grain shape preferred orientation of anisometric and euhedral crystals ascribed to flow in the dense suspension; e.g. Benn and Allard, 1989; Nicolas, 1992; Yaouancq and MacLeod, 2000), without sample-scale evidence of plastic deformation (such as augen pyroxene grains),

and are usually subhorizontal. Lens thickness varies from a few centimeters to tens of meters, with a horizontal extent of a few meters to a hundred meters; many lenses are <1 m thick, and some tend to cluster in the upper part of the MTZ. Layer thicknesses vary from a few millimeters to a few tens of centimeters. Graded layers are common features (about 20–25% of 200 layers in outcrops of our field study), but the strong majority of individual layers tend to be homogeneous from the base to the summit, with sharp limits at each boundary. Bulk and layer compositions are variable. Leucotroctolite bulk compositions seem dominant and clinopyroxene-rich layers seem more rare than those rich in olivine or plagioclase. Table 1 shows representative variations of the layer composition. Although we are not aware of any rigorous systematic measurements of lens and layer dimensions and modal compositions, our observations agree with field impressions and the few sample descriptions provided by other workers (Boudier and Nicolas, 1995; Boudier et al., 1996a; Kelemen et al., 1997a; Korenaga and Kelemen, 1997). Nevertheless, the presence of several tens of meters thick lenses, and the relative importance of graded layers (qualified as an important feature in Kelemen et al., 1997a), seem overestimated. All structural features are generally concordant: the contact of gabbro lenses with the host dunite, modal layering (Fig. 1), and the gabbro magmatic foliation and lineation are all usually parallel to the asthenospheric plastic foliation and lineation of the host dunite. However several outcrops with less deformed gabbros show semi-discordant lenses with irregular shapes and rough layering, or discordant layers, and a few outcrops show isotropic gabbros, troctolites, and olivine-rich troctolite patches (Fig. 2). In particular, one outcrop (N22°59'32", E57°59'46", called hereafter the Khilah outcrop) presents a spectacular case of mostly isotropic gabbros, extending over five hundred meters (Fig. 3). The outcrop contains a few 1 to 20 m wide zones with poorly layered gabbros. When it is present, layering is parallel to the plastic foliation of the host peridotite observed 20 to 100 m away. Except for the roughly layered zones, and a few randomly oriented heterogeneities (mainly

Table 1

Modal composition at the thin section scale for a selection of our samples (Bold font). See the [Microstructural analysis](#) section for the definition of gabbro type. Modal composition within different layers is provided when layer boundaries are observed within the thin section.

Sample/layers	Type	Modal composition global/ layer ol-plag-cpx
07OD44D unlayered	1	15-75-10
07OD49E unlayered	1	22-78-0
07OD44B 1 layer	2	15-76-9
07OD44E 1 layer	2	14-89-1
07OD21B 1 layer	2	19-77-4
07OD32 2 layers	2	40-60-0 34-66-0 56-43-0
07OD47D2 1 layer	3	26-74-0
07OD49C 3 layers	3	36-49-15 44-56-0 22-17-61 13-86-1
100M26-2 3 layers	3	7-91-2 7-91-1 2-96-2 14-82-4
100M43A 1 layer	3	11-88-1
07OD48 3 layers	4	46-28-26 3-76-21 68-11-21 37-26-37
07OD47B1 2 layers	4	9-61-30 8-53-39 11-89-0
07OD47B3 2 layers	4	43-40-15 69-19-12 15-65-20
07OD47A 2 layers	4	40-58-2 12-87-1 95-3-2
100M43L 3 layers	4	23-77-0 27-71-1 7-93-0 37-63-0
100M26-4 3 layers	4	10-83-7 14-76-10 1-96-3 12-82-6

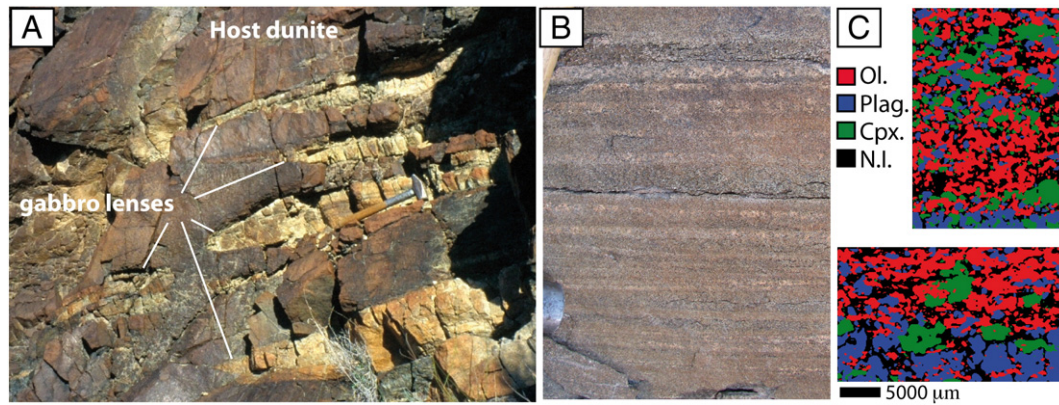


Fig. 1. 3 views on layered gabbro lenses at outcrop/sample/thin section scales. A) A series of 10–40 cm thick layered gabbro lenses embedded in dunite. Hammer handle is 40 cm. B) Close up views on layers within a lens, with sharp and linear boundaries (referred as type 4 in the text). The picture's height is 30 cm. C) Thin section phase maps of samples 07OD48 (top) and 07OD47B3 (bottom) constructed from MEB-EBSD measurements (N.I.: not indexed).

centimeter sized dunite bodies) (Fig. 2B), the gabbro seems a relatively homogeneous mix of plagioclase (60–80%), olivine (10–30%) and clinopyroxene (0–20%) (Fig. 2A). The transition from the host peridotite (mainly plagioclase and clinopyroxene impregnated dunite) to the isotropic gabbro is diffuse, with increasing plagioclase and clinopyroxene impregnations toward the center of the outcrop over few meters. In parts of the impregnated dunite, plagioclase crystals are automorphic, suggesting that there was enough melt for the crystals to grow in suspension (Fig. 4A). When plagioclase and clinopyroxene reach 25%, they contour and isolate olivine grains in dunite and the rock becomes isotropic (Fig. 4B). This near poikilitic texture (with olivine crystals larger than oikocrysts) gives way to phaneritic textures with a hypidiomorphic granular fabric when the plagioclase and clinopyroxene fraction increases and the rock becomes a gabbro.

The general characteristics of gabbro lenses bear similarities with those of plagioclase and clinopyroxene impregnations in the MTZ dunite (Fig. 5). In the impregnated dunite, clinopyroxene and plagioclase grains are devoid of any intracrystalline deformation, but they have an elongated shape, parallel to the plastic stretching lineation of the host dunite, with more elongated grains, and stronger shape preferred orientation associated with the stronger olivine CPOs in the dunite, suggesting crystals filled melt pockets which shape was governed by strain (Jousset and Mainprice, 1998). As for the layered gabbro lenses versus the isotropic gabbro, field observations of well transposed melt impregnations parallel to the foliated dunite are much more common than isotropic impregnations within poorly foliated dunite; however isotropic impregnations are not rare. All strongly elongated impregnations occur in dunite whereas some of the untransposed ones occur in residual harzburgite, where a few corroded orthopyroxene grains can be observed. Some of the impregnations are continuous with the tip of gabbro lenses or form diffuse contacts with gabbro lenses (Fig. 5; Fig. 1a in Boudier et al., 1996a) suggesting that they are cogenetic.

3. New structural observations, and kinematic analysis

Kelemen et al. (1997a) assume that deformation by simple shear would have obliterated graded layers, and conclude that most deformation must have been pure shear (flattening during compaction). This would suggest that the gabbro lenses were not affected by the surrounding mantle flow and therefore would be late or off-axis features, whereas their study rightfully points to chemical compositions that argue that the lenses were emplaced on-axis. However, we find numerous and robust indicators that gabbro lenses and the host rock recorded a strong simple shear deformation (Fig. 6), except for the local isotropic zones aforementioned: (i) well developed lineation in the foliation plane, (ii) folds in the gabbro lenses with an axis

consistently parallel to the lineation (Fig. 6A–B), (iii) synmagmatic normal faults with an azimuth at high angle with the magmatic lineation and S/C shear bands (Fig. 6C–D; Nicolas, 1992), (iv) the frequent CPO measurements in the host dunite, that show [100] crystallographic axis of olivine at a small angle to the lineation (Fig. 7A; Ben Ismaïl and Mainprice, 1998; Dijkstra et al., 2002). In some cases, an obliquity of the olivine and plagioclase shape preferred orientation with the layering is discernible (Fig. 6E). This evidence indicates moderate simple shear deformation, but in most cases, all structures are parallel, pointing to a very large strain, including in the graded layers (Nicolas, 1992). It should also be noted that a 50% compaction, as calculated by Browning (1984) and used by Kelemen et al. (1997a), seems insufficient to produce a strong foliation (Higgins, 1991). The parallelism of the shape fabric in melt impregnated dunite, the magmatic lineation in gabbros, and the plastic lineation of the host dunite, indicate that their development is contemporaneous, and that the magmatic features are passively coupled to the plastic flow of the surrounding peridotitic matrix.

4. Microstructural analysis

4.1. Gabbro layering and shape preferred orientation

We present a microstructural study of samples of the MTZ, with an emphasis on the preserved cases of isotropic gabbros, and weakly layered samples that may represent the earliest subsequent stages of evolution, and which have not been studied before. We have studied 10 samples in the Khilah outcrop, and 52 others in its vicinity (Fig. 3). Four types of samples were distinguished: type 1 is characterized by the absence of layering (Fig. 2A–B); type 2 shows weakly defined layers which can be followed over few centimeters (Fig. 2C–D); type 3 shows more strongly defined layers, still with diffuse or wavy limits (Fig. 2E–F); the more common type 4 corresponds to the presence of very well defined layers with sharp and straight limits (Fig. 1). Type 3 layers can rarely be followed over two meters, and type 4 layers may be followed over several meters. All samples display a magmatic texture; plagioclase show euhedral magmatic laths, and a few are twinned, which implies sufficient freedom for crystals to rotate without undergoing plastic deformation. Clinopyroxene is tabular or round-shaped with no evidence of deformation. In type 1–3 samples, some of the olivine grains show clear crystallographic faces suggesting a cumulative origin, or overgrowth around the edges of mantle xenocrysts (Boudier, 1991). In all samples, olivine does not show any dynamic recrystallization, but some grains have undulose extinction suggesting light plastic deformation. Field observations of crystal alignment and aggregate elongation indicate that deformation increases from type 1 to type 4 samples. To evaluate

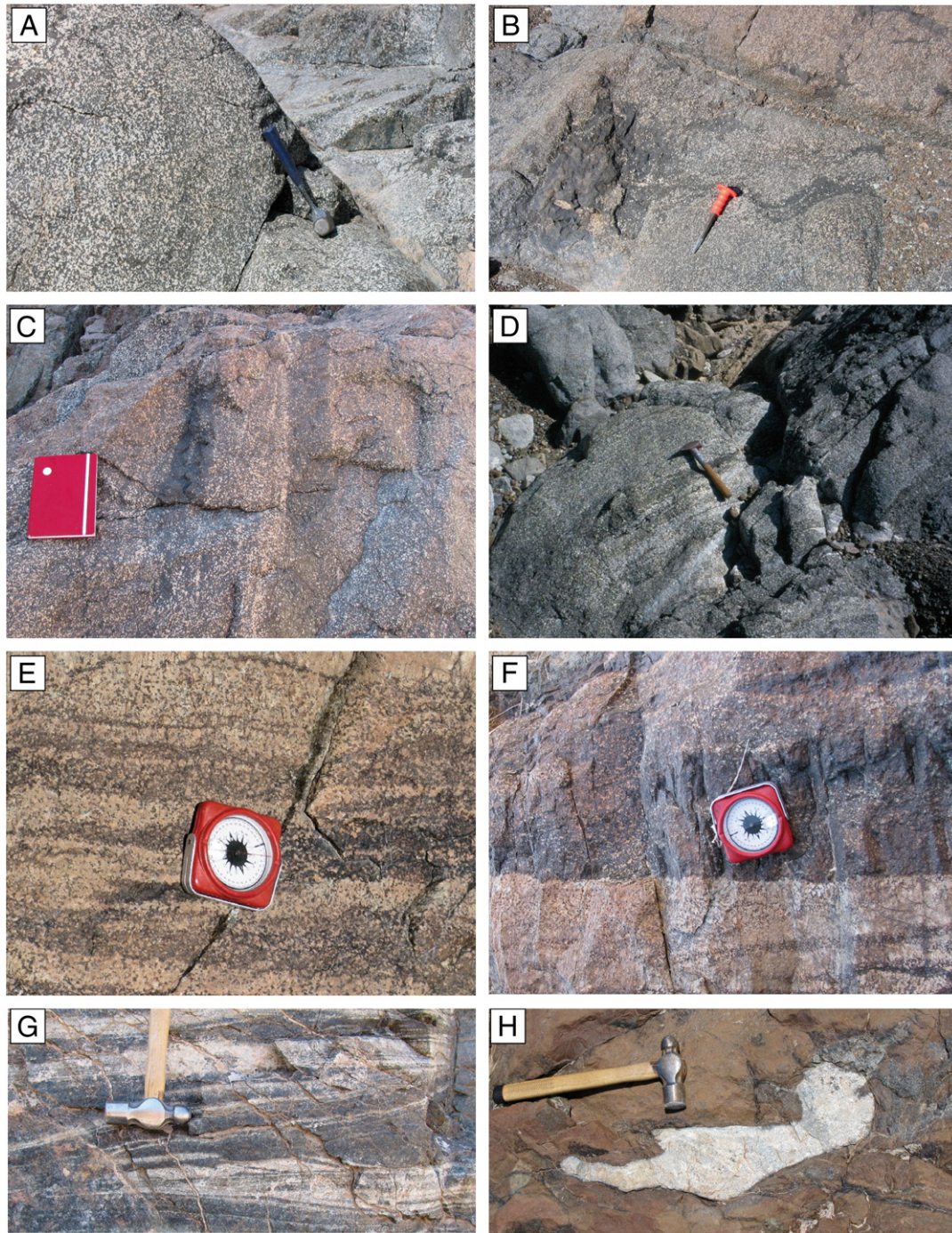


Fig. 2. Views on isotropic, poorly layered, and irregular-shaped gabbro layers and patches. A) Isotropic gabbro at the center of the Khilah outcrop. B) Dunitic small bodies with random orientations and diffuse contacts within isotropic gabbro at the Khilah outcrop. C–D) Two examples of 1 m-long rough layers emerging from isotropic gabbro (referred as type 2 in the text). E–F) slightly better developed layering, with wavy boundaries and frequent layer terminations (referred as type 3 in the text). G) Several discordant layers. H) small altered gabbroic lens with an irregular shape, with its longest axis approximately parallel to the stretching lineation in host dunite.

the importance of the shape fabric, we performed shape preferred orientation analyses based on hand drawings of seven thin sections, sectioned parallel to the lineation and perpendicular to the magmatic foliation (XZ plane). Two type 1 samples were analyzed; as no foliation and lineation is visible in these, the thin sections were cut parallel to the orientation of the nearest observable XZ plane from nearby outcrops. For each crystal, we measured the longest chord connecting any two points on the perimeter, and the orientation of this axis with respect to the X axis. As anticipated, the two type 1 samples do not show any crystal shape preferred orientation; this was also checked

on a thin section cut perpendicularly; preferred orientation in types 2 to 4 gradually changes from weak to strong (Fig. 7B).

4.2. Crystallographic preferred orientation

Of the sixty-two gabbro samples we collected, forty were chosen on the basis of their type variety and freshness for CPO analysis. Phases and orientation were mapped using the SEM-EBSD facility at Geosciences Montpellier (e.g. Fig. 1C) with a 45–100 μm grid spacing. Due to alteration or lack of a mineral phase, we obtained 27 olivine

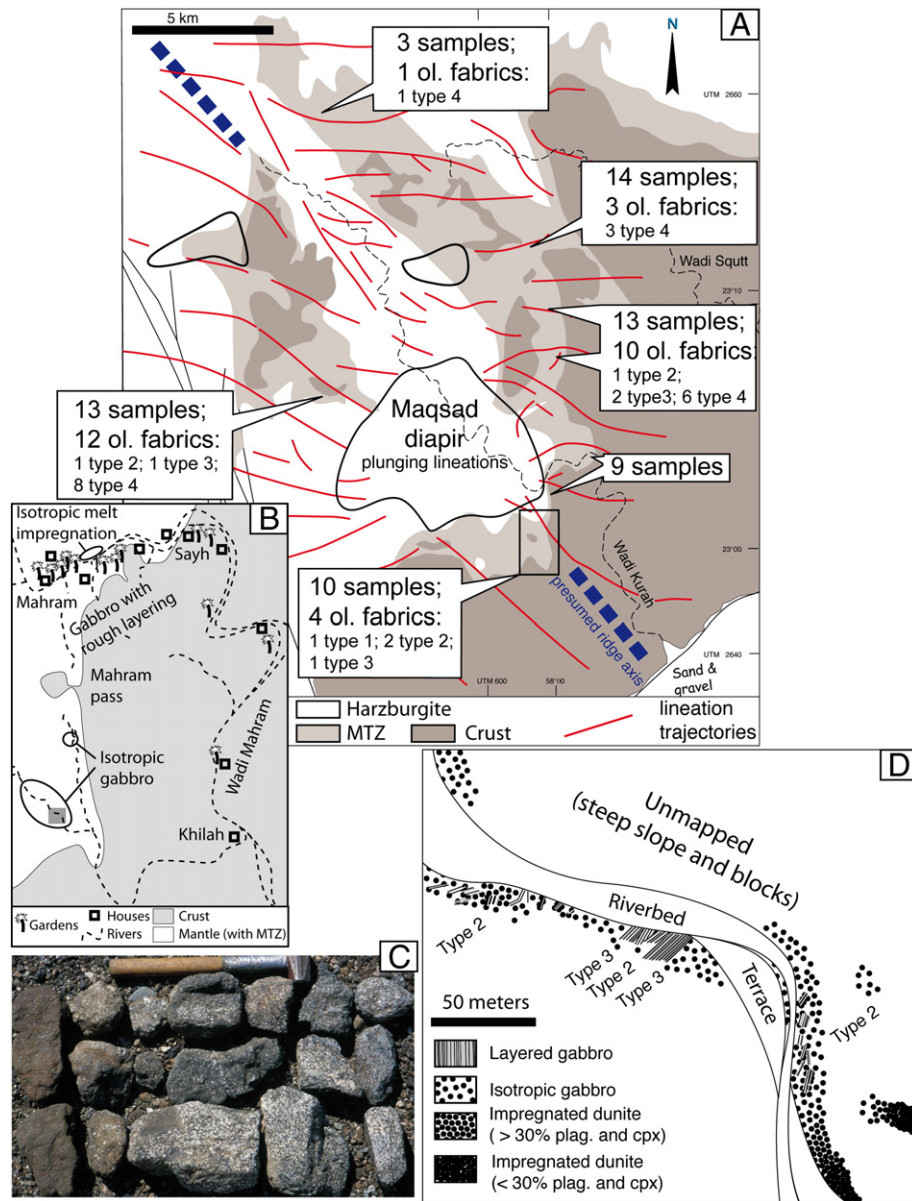


Fig. 3. A) Lineation map of the Maqсад diapir (adapted from Joussetin et al., 1998) with samples distribution. B) close up on the situation of the Khilah outcrop; location shown by a rectangle in A. The Khilah outcrop is the southernmost and largest circled isotropic gabbro outcrop. C) Boulders collected at the Khilah outcrop, with progressive increase in plagioclase and clinopyroxene content, mimicking the diffuse transition from impregnated dunite to gabbro. D) Field sketch of the eastern part of the Khilah outcrop; location shown by a gray rectangle in B); the western part is more monotonous with essentially isotropic gabbro.

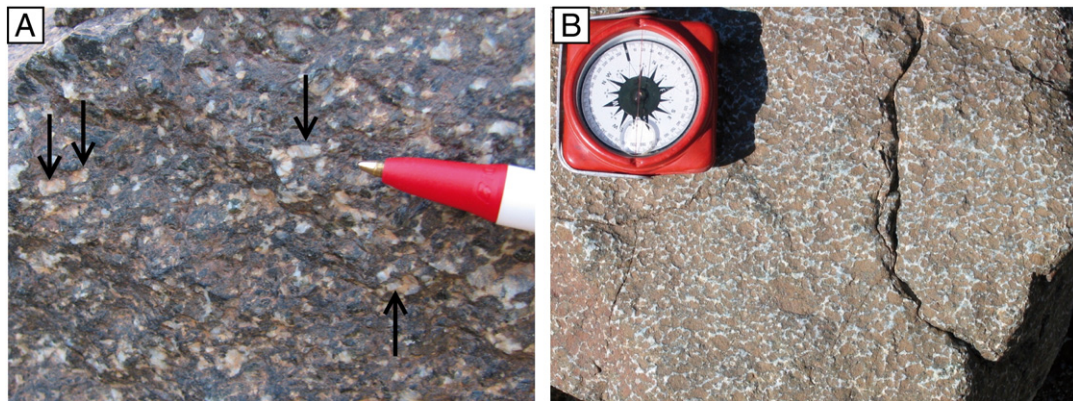


Fig. 4. Close up on melt impregnated dunite at the periphery of the Khilah outcrop. A) plagioclase and clinopyroxene impregnated dunite in the MTZ near the Mahram pass (see Fig. 3B), with a few automorphic plagioclase grains (pointed by arrows). B) plagioclase oikocrysts isolating olivine grains in the impregnated dunite at the western limit of the Khilah outcrop.



Fig. 5. From bottom to top, (1) foliated plagioclase impregnations in dunite, (2) three 1 cm bands, rich in plagioclase aggregates of impregnating crystals, and (3) thin lenses of layered gabbro (type 4) in the background.

CPOs and 35 plagioclase CPOs usable measurements (100 measured grains per phase, except 5 cases with >75 measured grains which were considered valid because the olivine fabric seemed unambiguous. Pole figures are plotted with one point per grain. Grain counting was done manually, because automatic counting from the map counts a single grain as several when it is cut by veins). Alteration is particularly important in our weakly deformed samples, which choice is more limited than for the type 4 samples; thus to reflect the variety of the microstructures while insuring that enough grains are measured to obtain a valid CPO, eight parallel thin sections were cut for two type 2 samples, and representative CPOs were obtained once the measurements were compiled. Our study also includes 2 olivine CPOs in the MTZ host dunites, measured with a universal stage. A selection of representative CPOs of olivine and plagioclase is shown in Fig. 7; the full CPO dataset is available in online Supplementary Information, including samples with specific patterns described below.

The two type 1 samples show random CPOs. The five type 2 samples show essentially planar fabrics, where the (010) crystal faces of olivine and plagioclase define the magmatic foliation. The type 2 olivine fabric is not regular, one seems random (07OD21B), in the other cases the [001] axis draws a girdle in the foliation plane, and the [100] axis orientation is erratic, except for one case (07OD44E) where it draws a girdle in the foliation plane. The plagioclase fabric is better defined, with the

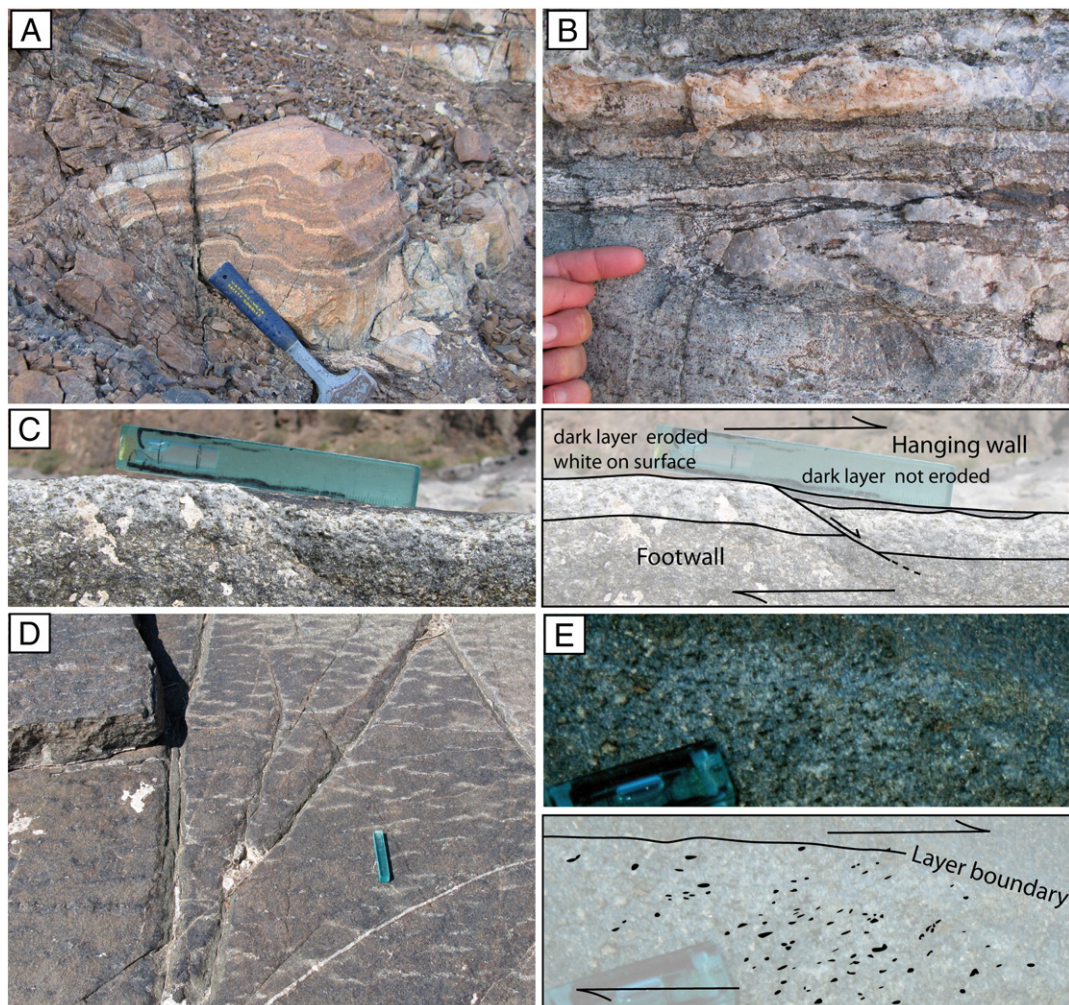


Fig. 6. Kinematic indicators of simple shear in layered gabbro lenses. A–B) Asymmetrical folds; as is the case for strong deformation, fold axes are rotated parallel to the lineation direction. C–D) Normal shear zones in cross-section and planar view. The planar view shows the consistent orientation of the shear plane, and the cross-section view explains the color variations in map view induced by the movement at the shear zone. E) Close-up view on a layer with olivine crystals at a consistent angle to the layering.

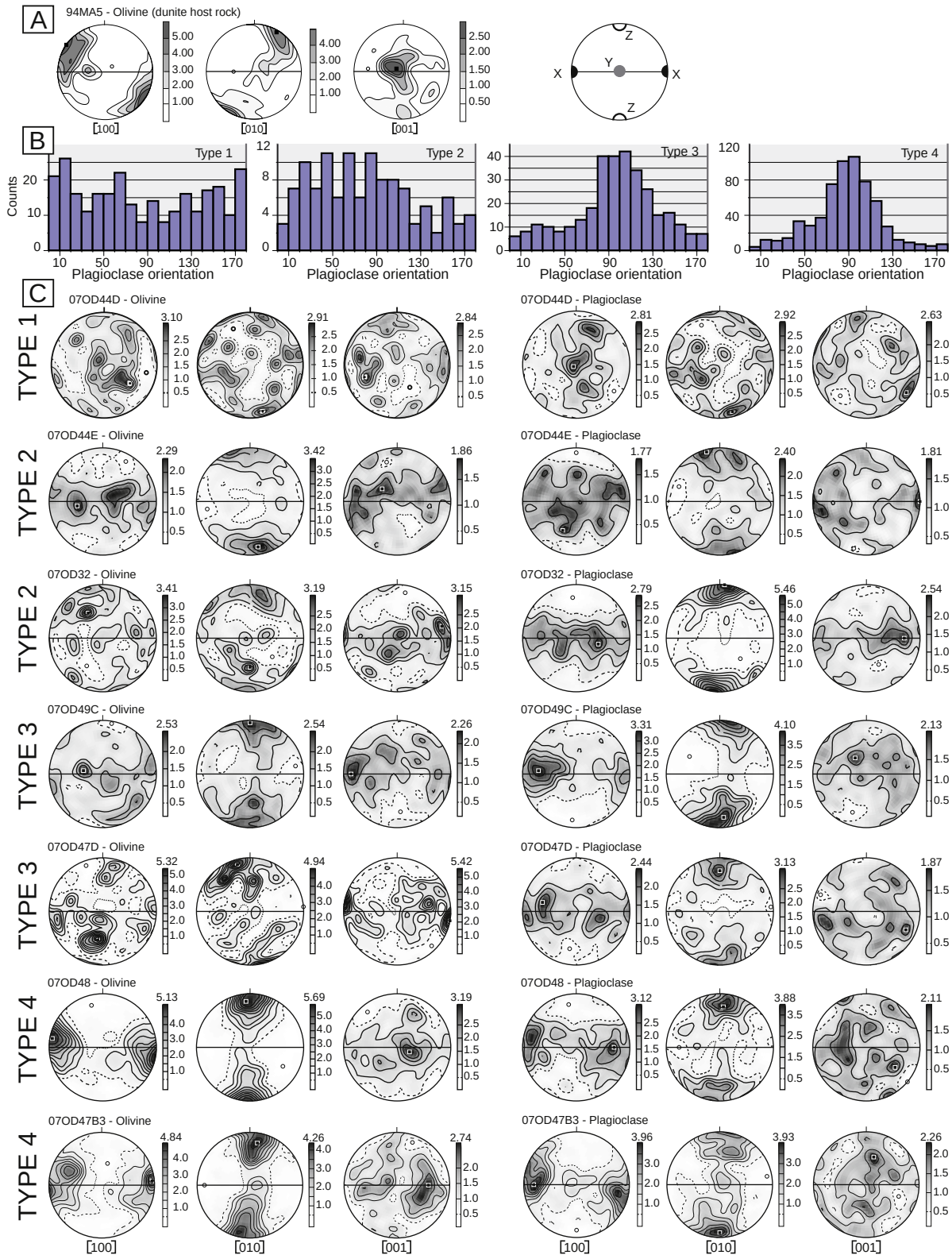


Fig. 7. A selection of fabrics and shape fabrics from our microstructural study. A) Olivine CPO for a dunite (host rock of the gabbro lenses) showing a classic [100] (010) mantle fabric. The obliquity between the [100] axis and the lineation [X] indicates a dextral shear sense. B) Histograms of the orientation of the long axis in XZ thin sections of plagioclase grains for four samples. The lineation corresponds to the 90° orientation. As deformation progress from type 1 to type 4 gabbros, measurements show a better shape preferred orientation parallel to the lineation. C) CPO of olivine and plagioclase for 6 samples, showing deformation evolution in the 4 sample types. Type 1 samples show no CPO; type 2 samples show a planar fabric defined by the (010) planes of olivine and plagioclase; type 3 samples show a [001] (010) olivine and [100] (010) plagioclase magmatic fabric, with a lineation superimposed on the planar fabric. Type 4 gabbros are characterized by a switch to olivine plastic deformation with a strong [100] lineation. Contours are at 0.5% intervals of uniform distribution.

[100] axis drawing a girdle in the foliation plane, even defining a weak lineation in two cases (07OD21B and 10-OM431); the [001] axis orientation is imprecise, with a light tendency to lie in the foliation plane

(clear for one sample: 07OD32). The type 3 samples have a more consistent CPO; both olivine (4 samples) and plagioclase (5 samples) show a lineation superimposed on the (010) foliation. In olivine, the [001] axis

corresponds to the lineation, while [100] is perpendicular to it; in plagioclase, [100] corresponds to the lineation, and [001] has a somewhat erratic orientation. The type 4 samples have the same plagioclase CPO as type 3 samples; however, olivine fabrics are drastically different with very well defined [100] (010) CPOs, and a weak tendency of the [001] axes to concentrate near the Y axis, with one exception showing a [100] (001) fabric (10-OM42G3). Olivine CPOs in the host dunite show the classic [100] (010) mantle fabric (Ben Ismail and Mainprice, 1998).

5. Interpretation and discussion

5.1. Comparison with sill models

The model where modally layered gabbro of the lower crustal section formed in sills (Boudier et al., 1996a; Kelemen et al., 1997a) is inferred on the analogy with gabbro lenses of the MTZ that are interpreted as sill intrusions. This interpretation relies on the common elongated sill-like shape of the MTZ gabbro lenses (Fig. 1A) and the presence of graded layers that were thought to indicate a lack of deformation. We have shown that the gabbro lenses are strongly deformed (Fig. 6) and that lenses may have shapes that differ from those of simple sills (Fig. 2H). Also there is no microstructural study showing that the layered gabbro lenses have intrusive contacts, or observations of layered gabbro lenses branching with dikes or any root-like bodies tectonically transposed after emplacement, which would support that the lenses are the remains of sills. Unlike what can be observed in Oman, Bédard (1990, 1993) describes sharp intrusive contacts, with reaction rims and host rock xenoliths in gabbro sills of the Bay of Island ophiolite. In the Annieopsquotch ophiolite, Lissenberg et al. (2004) describe dendritic crystals and comb structures in modally layered gabbro sills, and note that the gabbros do not show any fabric. It is surprising that no such clear symptomatic criterion for a sill origin is present in Oman. This might be because of a lack of compositional or thermal disequilibrium between the lenses and the host rock, but even rare layered sills corresponding to the dying stage of the Oman magmatism are not found. On the contrary, many gabbro lenses have diffuse contacts (Fig. 5) rather than sharp ones, the tip of the lenses often shows a progressive transition from the gabbro to the host impregnated dunite over a few centimeters, and all of the layered gabbro have a clear fabric. This suggests that the sill model is not applicable to many of the gabbro lenses of the Oman ophiolite MTZ. Also, the presence of euhedral plagioclase within the impregnated dunite (Fig. 4A) shows that suspension flow is not confined within the lenses, and that the lenses may result from a segregation rather than represent the remains of the melt conduits.

5.2. Melt emplacement

With its diffuse limits (Fig. 3C), the gabbro of the Khilah outcrop clearly does not represent a sill intrusion. The transition from the impregnated dunite to the gabbro, and the presence of dunite patches within the gabbro strongly suggest that the gabbros represent zones where impregnating melt crystallized great volumes of plagioclase and to a lesser extent clinopyroxene, to the point where the petrologic designation of the rock switches from plagioclase-dunite to troctolite or gabbro although it is in essence a massively impregnated dunite. A consequence of this interpretation is that a part of the olivine grains in the gabbro must be mantle xenocrysts. The textures, the large grain size (1 to 5 mm), and the coupling of gabbro layers orientation with asthenospheric mantle flow show that melt emplacement at the Khilah outcrop is contemporaneous with mantle flow and thus must be ascribed to ridge processes. This outcrop is structurally above isotropic melt impregnations in depleted harzburgite at the Mahram village, above the Maqсад mantle diapir (Fig. 3). It is beneath a >2 km wide zone, where gabbros at the base of the crustal section

are roughly layered, and resemble those observed at the Khilah outcrop. Isotropic and poorly layered gabbro blocks are not only particularly abundant in riverbeds near the Khilah outcrop but are also found elsewhere, suggesting that this type of outcrop is not unique. The position at the apex of the mantle diapir, probably centered on the inferred paleoridge axis, may explain why the whole area shows several outcrops that are not strongly affected by the diverging ridge flow. This situation raises the question of how isotropic gabbro bodies evolve when they are not fossilized in this state and endure the deformation imposed by the host rock; the layered gabbro lenses are the only obvious candidates for the possible result.

5.3. Fabric evolution

The poikilitic textures in impregnated dunite show olivine grains that are free to rotate (Fig. 4b), implying that melt reached the critical melt fraction (near 30%, Molen and Paterson, 1979) where the solid matrix is disaggregated by the melt and the fabric is lost, thus forming the type 1 gabbro. Four isotropic CPOs in melt impregnated harzburgite and dunite samples have been reported before (Boudier et al., 1996a; Joussetin and Mainprice, 1998; Joussetin et al., 1998), and interpreted in this manner; however in these cases only a small fraction of plagioclase and clinopyroxene was precipitated from the melt in the residual dunite, thus the modal composition was not shifted toward that of a gabbro. The situation observed in the Khilah outcrop is rare because it shows a stage that can only be ephemeral. As melt progresses through the solid dunitic matrix, it fills more space, thus the fluid pressure will drop, and the melt mush will start to compact. This will lead to fading of the type 1 stage and emergence of a planar fabric which is exactly what is observed in type 2 samples.

As melt fraction decreases and more transient solid chains form and interact, coupling with the simple shear imposed by the surrounding mantle flow is more efficient, and leads to the development of a stronger magmatic lineation in the olivine and plagioclase CPO as seen in type 3 samples. [001] (010) olivine CPO is generated by magmatic flow (Benn and Allard, 1989), or may be favored by plastic deformation in the presence of melt (Holtzman et al., 2003) or by mantle hydration (Jung and Karato, 2001). The euhedral shape, the preferred shape orientation and its correlation with the CPO, and the context of the magmatic rock with magmatic texture for plagioclase, where most olivine grains are embedded in plagioclase and clinopyroxene grains that are themselves not deformed, suggest that at this stage plastic intracrystalline deformation is not a major factor to produce the CPO. We interpret the [001] (010) olivine CPOs in type 3 as similar to the magmatic fabric in a sample of Oman layered gabbro of the crustal section (Benn and Allard, 1989). Note that the term “magmatic” refers to the physical conditions required to orient crystals without any intracrystalline deformation; it does not refer to the olivine origin which can be cumulative or mantle. As the [001] axis is the longest axis in euhedral olivine, it aligns with the flow, and the CPO reflects the shape fabric. The [100] (010) plagioclase CPO in type 3 and type 4 samples compare well with previously reported magmatic fabrics (see review in Benn and Allard, 1989), and the lack of evidence for plastic deformation leaves no doubt that the plagioclase fabrics are of magmatic origin.

Type 4 samples show a [100] (010) olivine CPO which corresponds to the classic high-temperature gliding system. The unique case of [100] (001) CPO also corresponds to a less common high-temperature gliding system; it has been reported in two harzburgite samples of the Maqсад diapir (unpublished personal data), a harzburgite at the Garret transform (Cannat et al., 1990), Hess Deep (Boudier et al., 1996b), and dunite associated with chromite pods in the New Caledonia ophiolite (Cassard, 1980); i.e. cases where the peridotite is associated with melt circulation. We now try to understand how such a plastic fabric can be generated in gabbros with a prominent magmatic texture. Boudier and Nicolas (1995) have reported [100] (010) olivine CPOs for two

strongly deformed gabbro samples; they classify the origin of strain in olivine as questionable. Vernon (2000) notes that solid-state strain in the interstices between undeformed and aligned crystals may assist rotation and alignment without plastic deformation of the rotated crystals. While he considers observations where the solid-state strain is thought to be minor, he also points out that it is unknown to what degree this process can produce strong alignment of undeformed crystals. Indeed, in solid-state deformation, large viscosity contrasts may also be present and mechanisms of particle orientation in magmatic flow can also apply to the situation of rigid crystals embedded in a weak solid matrix deforming plastically, such as amphiboles in a phyllite (Fergusson, 1979). Experimental constraints for plagioclase deformation at high temperature suggest that olivine is weaker than plagioclase at oceanic Moho conditions (Dimanov et al., 1998; Seront, 1993). The possibility of deforming olivine plastically while plagioclase crystals remain undeformed is enhanced by the strong segregation observed at this stage. We argue that as a critical threshold of olivine connectivity is reached, olivine deformation rapidly switches from magmatic to plastic. This last stage of deformation probably contributes to the layering sharpening, as deformation must concentrate in the weakest layer: either melt (and possibly plagioclase) rich layers if enough melt is present within this layer, or more probably at this last stage, olivine rich layers when the melt fraction is greatly reduced.

Once gabbro is fully crystallized, it must be under lithospheric conditions (i.e. mantle flow is frozen). As no low temperature deformation is recorded, gabbro in lithospheric conditions must simply drift away from the ridge axis and not be further deformed. Thus the strong olivine plastic fabric must develop in a tight window at the asthenosphere/lithosphere boundary, with little or no melt, where most of the deformation is accommodated by the olivine rich layers. This implies that under high temperature conditions, and with the presence of melt to enhance diffusion, simple shear is capable of erasing the pre-existing type 3 fabric and of producing a new and strong plastic olivine CPO, within a few hundred meters of flow.

It is interestingly fitting that the samples with the largest fractions of clinopyroxene are type 3 and type 4 gabbros. For a parental MORB melt, clinopyroxene must be the last phase to crystallize, at near 1160 °C (Feig et al., 2006), when the mush is crystal-rich and the final stages of deformation are reached. Still, more data are needed to establish a correlation between modal composition and gabbro types, and we will see in the next section that modal composition should be used with caution.

IODP hole 1309D, at the Mid-Atlantic ridge, traverses melatroctolites, troctolites and olivine gabbros that might be viewed as similar to our samples. In the IODP hole, the olivine CPO is thought to result from a mantle fabric modified by incoming melt, which corroded olivine grain boundaries and penetrated along olivine tilt walls (Drouin et al., 2010). We do not think that the fabrics of our samples are inherited from a previous mantle fabric. The IODP samples show small olivine grains embedded in large plagioclase poikiloblasts; whereas in our samples, olivine crystals remain large, they do not show evidence for corroded boundaries, and the plagioclase blades are not parallel to olivine tilt walls. Our outcrops top the harzburgite section, whereas those of the IODP hole lie above evolved gabbro, which indeed could provide an evolved melt able to dissolve olivine grains (Suhr et al., 2008). Finally, the CPO analysis of the IODP samples relies on the relative concentration of maxima for each crystallographic axis rather than their orientation as no X,Y,Z structural frame nor layering is visible. It shows strong maxima for the [001] axis, which is not something we observe in our samples.

Given the field relationships, and the coincidence of the different CPOs with aspects of the shape fabric and layering in our samples, we argue that there is a continuum from type 1 samples where all mantle fabric heritage is lost, to type 4 samples where a new fabric is produced (Fig. 8). In this last stage, where olivine is so segregated that it constitutes thin dunite-like layers, the fabric is similar to the

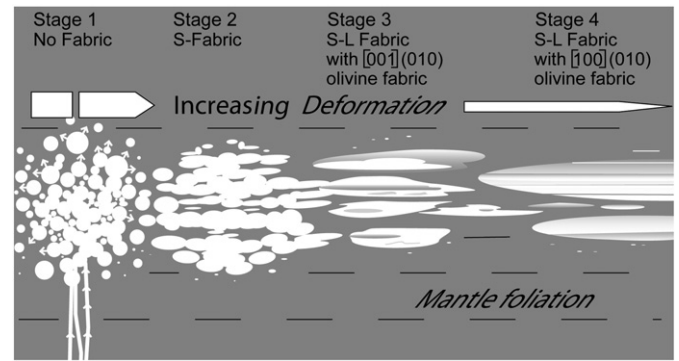


Fig. 8. Model for the formation of layered gabbro lenses. The model relies on the correlations of gabbro lenses shape changes, the absence of layering in type 1 gabbro and the development of layering from type 2 to type 4 gabbros, and the evolution of the fabric due to the host mantle (gray) shearing; it implies melt (white) delivery from dikes, and integration of mantle olivine within layered gabbros.

host dunite fabric to which it is coupled. We suppose that many of the olivine crystals in the gabbro are of mantellic origin, but this is deduced from the texture of type 1 samples, not from the fabric developed in type 3 and type 4 samples, which could equally affect olivine of magmatic origin.

5.4. Layering formation

Most of the observed microstructures imply a strong simple shear deformation. We show that layering does not predate shearing but is linked to the development of deformation. The CPOs induced by the simple shear allow us to follow a continuous evolution of the deformation which is correlated with the development of layering defined by type 1 to type 4 samples. Field relations from type 1 to type 2 and 3 at the Khilah outcrop, and from the type 3 to type 4 in other places are coherent with this evolution, and we think it is unlikely that the different types represent unrelated gabbro bodies. This idea is reinforced by the consideration that types 1 to 3 do not represent steady-state situations, and should be more deformed when they are not frozen at this stage.

Some of the reasons why simple shear in magmatic rocks can cause crystal and melt segregation are summarized by McBirney and Nicolas (1997). At least two processes are relevant to the generation of layering in our case: segregation of suspended solids (crystals) of differing sizes, and transposition of inhomogeneities. Similarly, the creation of layering by shearing is accepted in plastically deformed rocks, where a “massive” (unlayered) plutonic rock can turn into a layered gneiss, with better defined and thinner layers for more strongly deformed rocks (e.g. Myers, 1978). Also, shearing lead to transpose heterogeneities into lenticular beds (e.g. Ramsay and Graham, 1970) producing other layers. In addition there is a wide range of physical experiments and models that produce segregation in suspended particles, slurries, or granular material during simple shear deformation (e.g. Barentin et al., 2004; May et al., 2009; Santra et al., 1996; Sokolowski and Herrmann, 1992), including asymmetric layers (e.g. Komnik et al., 2004). These investigations indicate that any type of difference in the particle species may lead to shear-induced segregation (Plantard et al., 2006). This suggests that the complexity of crystal size, geometry, surface properties, and density variations provides multiple factors favoring the generation of layers. On the basis of these studies and our observations, we argue that a large fraction of gabbro layering can originate from mechanical sorting during strong shearing and tectonic transposition of heterogeneities. This model solves a paradox pointed by Koga et al. (2001): the highly variable lithologies are thought to arise via different degrees of crystal fractionation from a common parental melt; however, the limited range of variability in olivine, plagioclase and clinopyroxene compositions suggests that the differences in extent of crystallization must be small. If layers are created through mechanical sorting, their modal

compositions do not reflect crystal fractionation variations from a sequence to another, and it becomes possible to create various lithologies from a single cumulate sequence.

5.5. Timing and consequences on melt extraction process

The small frequency of isotropic or weakly deformed gabbros suggests that they are transient features, which are not often preserved because they must be frozen in the short time lapse between emplacement and the shearing and tectonic transposition inexorably imposed by the surrounding mantle flow. This is coherent with the observation of residual harzburgite in isotropic impregnations, where the orthopyroxene dissolution reaction with incoming melt is started but not completed, whereas transposed melt impregnations imply sufficient time for deformation to accumulate and thus longer melt residence within the rock, leading to resorption of all the orthopyroxene grains.

The isotropic stage implies that melt accumulated rapidly with respect to the mantle strain rate. How fast melt accumulates (t) can be estimated by dividing the volume of melt that was present, by the melt flux from the melt feeding conduit. Considering that isotropic gabbro is distributed in a sphere with a diameter L equal to the length of the outcrop, and that the minimum melt fraction corresponds to that required to disaggregate the solid framework (30%), it gives:

$$t = \left[4/3 \times (L/2)^3 \times 0.3 \right] / \left[V_m \times (D/2)^2 \times f \right]$$

where V_m is the ascending melt velocity, D is the diameter of the melt conduit which we take as circular, and f is the melt fraction in this conduit. For a porous flow melt conduit, values on the order of one meter per year for V_m , one hundred meters for D , and one percent for f seem reasonable (Kelemen et al., 1997b). This gives a time of 250 000 years. On the other hand, gabbro layering seems to develop over distances less than a hundred meters as type 2 and 3 samples are present within the Khilah outcrop and at its outskirts. Given that the host dunite flows at a velocity near the ridge spreading velocity or faster (Jousset et al., 1998), for a velocity around 10 cm/year we conclude that layering must develop over a time of about a thousand years.

These numbers are not very precise, and are only intended to provide orders of magnitude. There was probably more than 30% melt present at the time of the formation of the Khilah outcrop, mantle foliation geometry and shear sense inversion beneath the Moho suggest that mantle flow is faster than ridge spreading rate (Ildefonse et al., 1995; Michibayashi et al., 2000), and dunite bands that are interpreted as relics of porous flow conduits, are often thinner than a hundred meters. So the discrepancy between the two results could be more important. This suggests that porous flow conduits cannot deliver melt fast enough to destroy the solid framework of the host dunite and accumulate within a time window small enough to not be affected by the host rock shearing. Another possibility is that melt was extracted from dikes, as proposed by Nicolas (1986) for depth of 0 to 60 km, and by Kelemen et al. (1997b) for very shallow mantle. It would take less than a year and a half for a 10 cm wide and 100 m long dike, with a melt velocity of 1.5 cm/s (Lago et al., 1982) to fill the necessary melt volume.

5.6. Origin of gabbro layering in the lower crust?

We investigate whether our model for the origin of layering in gabbro lenses of the MTZ is adaptable to gabbro layers in the lower crust. Several lines of evidence suggest that this is possible: recent marine geophysical investigation shows that the lower gabbros contain similar local melt accumulations (Canales et al., 2009); Nicolas (1992) indicates that the strong simple shear kinematic criteria are

also ubiquitous in the layered gabbros of the crustal section; we found type 2 and type 3 crustal gabbros at the inferred Maqсад paleoridge axis, and out of the 3 published olivine CPOs measured in crustal layered gabbro, one presents a [001] (010) fabric, typical of the type 3 gabbro (Benn and Allard, 1989). As the host rock is not dunite, it is possible that the gabbro is devoid of olivine xenocrysts, and that melt recycles plagioclase and clinopyroxene crystals of the host rock instead. On the other hand, wehrlite crustal intrusions, which are rooted in the MTZ magmatic mush, may provide an olivine xenocryst source, and may produce olivine rich layers when they are tectonically transposed into concordance by the surrounding magmatic flow (Jousset and Nicolas, 2000; Koga et al., 2001).

6. Conclusion

We show that modal layering in gabbro lenses of the MTZ does not predate shearing but is linked to the development of simple shear deformation, imposed by the surrounding mantle flow. We collected the first extensive CPO dataset for these rocks, which allows us to follow the coevolution of deformation and layering. We found three distinct deformation stages that follow the emplacement of isotropic gabbro. First the melt mush is compacted, leading to planar fabric (type 2 gabbros) and the emergence of a rough layering. Then simple shear leads to a magmatic (driven by the shape of crystals in suspension) fabric (type 3 gabbros); at this stage layer boundaries are very irregular and layer extension is limited to a couple meters at the most. In the last stage (type 4 gabbros), segregated olivine bands switch to high-temperature plastic fabrics, layer boundaries are very sharp and often can be followed over more than three meters. Most gabbro layers are fossilized at this last stage. To fossilize the initial isotropic stage, the melt input must be fast relative to the host dunite strain rate. This suggests that melt reached the MTZ through hydrofracturing dikes. When melt ceases to rise and ponds at the Moho level, textural analysis shows that it disperses through the host dunite and isolates olivine grains; as a result, a large fraction of the olivine grains in the layered gabbro lenses of the MTZ must be mantle xenocrysts.

The sheeted sill model for the Oman ophiolite gabbros mainly relies on the observation of isolated layered gabbro lenses embedded in mantle dunite, which could not possibly derive from the subsidence of a perched magma lens in the upper crust, and chemical constraints that imply that few layers represent isolated systems (sills or small convection cells within a magma chamber) (Browning, 1984; Kelemen et al., 1997a). On the other hand, gabbro glacier models mainly focus on the identification of strong deformation in layered gabbros of the lower crust. In this model, the deformation is related to the flow out of the magma lens perched at the top of the crustal section, which was the only known magma lens at the time these models were developed. A strong merit of our model is to be coherent with constraints from the sheeted sill and the gabbro glacier models. Our model is not intended to describe the dynamics of the whole magma chamber, but offers an explanation based on new data for the formation of the gabbro layering at the base of the ridge magmatic system.

Acknowledgments

This work was supported by the BQR program of INPL-Nancy Université. The authors are grateful to Cédric Demeurie (Fr Eau-Sol-Terre) and Christophe Nevado (Géosciences Montpellier) for the high-quality polished thin sections, David Mainprice for the use of his softwares to plot pole figures, Andréa Tommasi for facilitating the access to the electron microscopy facilities at Géosciences Montpellier, and the Directory of Minerals at the Ministry of Commerce and Industry of the Sultanate of Oman for their hospitality. We also wish to thank George Ceuleneer and an anonymous reviewer for helpful comments.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at [doi:10.1016/j.epsl.2012.02.022](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.02.022).

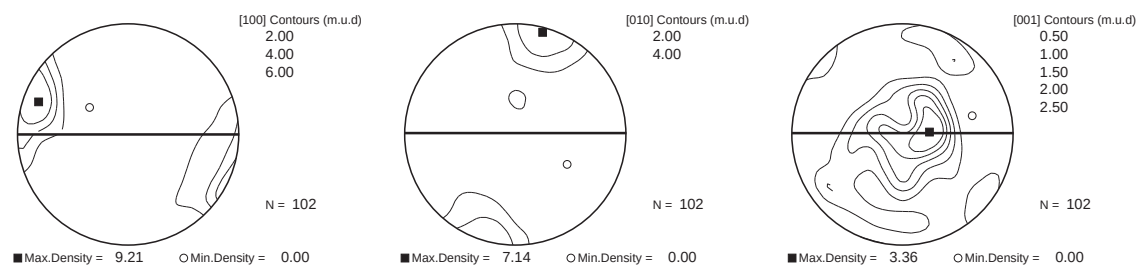
References

- Barentin, C., Azanza, E., Pouligny, B., 2004. Flow and segregation in sheared granular slurries. *Europhys. Lett.* 66, 139. doi:[10.1209/epl/i2003-10191-2](https://doi.org/10.1209/epl/i2003-10191-2).
- Bédard, J.H., 1990. Cumulate recycling and crustal evolution in the Bay of Island ophiolite. *J. Geol.* 99, 225–249.
- Bédard, J.H., 1993. Oceanic crust as a reactive filter: synkinematic intrusion, hybridization, and assimilation in an ophiolitic magma chamber, western Newfoundland. *Geology* 21, 77–80.
- Ben Ismail, W., Mainprice, D., 1998. An olivine fabric database: an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy. *Tectonophysics* 206, 145–157. doi:[10.1016/S0040-1951\(98\)00141-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00141-3).
- Benn, K., Allard, B., 1989. Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros. *J. Petrol.* 30, 925–946. doi:[10.1093/petrology/30.4.925](https://doi.org/10.1093/petrology/30.4.925).
- Boudier, F., 1991. Olivine xenocrysts in picritic magmas, an experimental and microstructural study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 109, 114–123. doi:[10.1007/BF00687204](https://doi.org/10.1007/BF00687204).
- Boudier, F., Nicolas, A., 1995. Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *J. Petrol.* 36, 777–796. doi:[10.1093/petrology/36.3.777](https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.777).
- Boudier, F., Nicolas, A., Ildefonse, B., 1996a. Magma chambers in the Oman ophiolite: fed from the top and the bottom. *Earth Planet. Sci. Lett.* 144, 239–250. doi:[10.1016/0012-821X\(96\)00167-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00167-7).
- Boudier, F., MacLeod, C.J., Bolou, L., 1996b. Structures in peridotites from site 895, Hess Deep: implications for the geometry of mantle flow beneath the East Pacific Rise. In: Mével, C., Gillis, K.M., Allan, J.F., Meyer, P.S. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 147. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 347–356.
- Boudier, F., Nicolas, A., Ildefonse, B., Jousset, D., 1997. EPR microplates, a model for the Oman ophiolite. *Terra Nova* 9, 79–82. doi:[10.1111/j.1365-3121.1997.tb00007.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1997.tb00007.x).
- Browning, P., 1984. Cryptic variations within the cumulate sequence of the Oman ophiolite: magma chamber depth and petrological implications. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 13, 71–82.
- Canales, J.P., Nedimovic, M.R., Kent, G., Carbotte, S.M., Detrick, R., 2009. Seismic reflection images of a near-axis melt sill within the lower crust at the Juan de Fuca ridge. *Nature* 460, 89–93. doi:[10.1038/nature08095](https://doi.org/10.1038/nature08095).
- Cannat, M., Bideau, D., Hébert, R., 1990. Plastic deformation and magmatic impregnation in serpentinized ultramafic rocks from the Garrett transform fault (East Pacific Rise). *Earth Planet. Sci. Lett.* 101, 216–232. doi:[10.1016/0012-821X\(90\)90155-Q](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90155-Q).
- Caress, D.W., Burnett, M.S., Orcutt, J.A., 1992. Tomographic image of the axial low-velocity zone at 12°50'N on the East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.* 97, 9243–9263. doi:[10.1029/92JB00287](https://doi.org/10.1029/92JB00287).
- Cassard, D., 1980. Structure et origine des gisements de chromite du massif du Sud (ophiolite de Nouvelle Calédonie). Guides de prospection, Thèse de 3ème cycle, Univ. Nantes, Nantes.
- Ceuleneer, G., Nicolas, A., Boudier, F., 1988. Mantle flow patterns at an oceanic spreading center: the Oman ophiolite record. *Tectonophysics* 151, 1–16. doi:[10.1016/0040-1951\(88\)90238-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90238-7).
- Crawford, W., Webb, S.C., 2002. Variations in the distribution of magma in the lower crust and at the Moho beneath the East Pacific Rise at 9°–10°N. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 117–130. doi:[10.1016/S0012-821X\(02\)00831-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00831-2).
- Detrick, R.S., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J., Brocher, T., 1987. Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. *Nature* 326, 35–41. doi:[10.1038/326035a0](https://doi.org/10.1038/326035a0).
- Dijkstra, A.H., Drury, M.R., Frijhoff, R., 2002. Microstructures and lattice fabrics in the Hilti mantle section (Oman ophiolite): evidence for shear localization and melt weakening in the crust–mantle transition zone? *J. Geophys. Res.* 107, 2270. doi:[10.1029/2001JB000458](https://doi.org/10.1029/2001JB000458).
- Dimanov, A., Dresen, G., Wirth, R., 1998. High-temperature creep of partially molten plagioclase aggregates. *J. Geophys. Res.* 103, 9651–9664. doi:[10.1029/97JB03742](https://doi.org/10.1029/97JB03742).
- Drouin, M., Ildefonse, B., Godard, M., 2010. A microstructural imprint of melt impregnation in slow spreading lithosphere: olivine-rich troctolites from the Atlantis Massif, Mid-Atlantic Ridge, 30°N, IODP Hole U1309D. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11, Q06003. doi:[10.1029/2009GC002995](https://doi.org/10.1029/2009GC002995).
- Feig, S.T., Koepke, J., Snow, E.S., 2006. Effect of water on tholeiitic basalt phase equilibria: an experimental study under oxidizing conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 152, 611–638. doi:[10.1007/s00410-006-0123-2](https://doi.org/10.1007/s00410-006-0123-2).
- Fergusson, C., 1979. Rotations of elongate rigid particles in slow non-newtonian flows. *Tectonophysics* 60, 247–262. doi:[10.1016/0040-1951\(79\)90162-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90162-8).
- Garmany, J., 1989. Accumulations of melt at the base of young oceanic crust. *Nature* 340, 628–632. doi:[10.1038/340628a0](https://doi.org/10.1038/340628a0).
- Godard, M., Jousset, D., Bodinier, J.L., 2000. Relationships between geochemistry and structure beneath a paleo-spreading center: a case study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 180, 133–148. doi:[10.1016/S0012-821X\(00\)00149-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00149-7).
- Henstock, T.J., Woods, A.W., White, R.S., 1993. The accretion of oceanic crust by episodic sill intrusion. *J. Geophys. Res.* 98, 4143–4161. doi:[10.1029/92JB02661](https://doi.org/10.1029/92JB02661).
- Higgins, M., 1991. The origin of laminated and massive anorthosite, Sept îles layered intrusion, Quebec, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 340–354.
- Holtzman, B.K., Kohlstedt, D.L., Zimmerman, M.E., Heidelbach, F., Hiraga, T., Hustoft, J., 2003. Melt segregation and strain partitioning: implications for seismic anisotropy and mantle flow. *Science* 301, 1227–1230. doi:[10.1126/science.1087132](https://doi.org/10.1126/science.1087132).
- Ildefonse, B., Billau, S., Nicolas, A., 1995. A detailed study of mantle flow away from diapirs in the Oman ophiolite. In: Visser, R.L.M., Nicolas, A. (Eds.), *Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 163–177.
- Jousset, D., Mainprice, D., 1998. Melt topology and seismic anisotropy in the mantle peridotites of the Oman ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 553–568. doi:[10.1016/S0012-821X\(98\)00235-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00235-0).
- Jousset, D., Nicolas, A., 2000. The Moho transition zone in the Oman ophiolite: relation with wehrlites in the crust and dunites in the mantle. *Mar. Geophys. Res.* 21, 229–241. doi:[10.1023/A:1026733019682](https://doi.org/10.1023/A:1026733019682).
- Jousset, D., Nicolas, A., Boudier, F., 1998. Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo-spreading center in the Oman ophiolite. *J. Geophys. Res.* 103, 18153–18170. doi:[10.1029/98JB01493](https://doi.org/10.1029/98JB01493).
- Jung, H., Karato, S., 2001. Water-induced fabric transition in olivine. *Science* 293, 1460–1463. doi:[10.1126/science.1062235](https://doi.org/10.1126/science.1062235).
- Karson, J.A., Collins, J.A., Casey, J., 1984. Geologic and seismic velocity structure of the crust/mantle transition in the Bay of Islands ophiolite complex. *J. Geophys. Res.* 89, 6126–6138. doi:[10.1029/JB089iB07p06126](https://doi.org/10.1029/JB089iB07p06126).
- Kelemen, P.B., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M., Dick, H.J.B., 1997a. A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A* 355 (1723), 283–318. doi:[10.1098/rsta.1997.0010](https://doi.org/10.1098/rsta.1997.0010).
- Kelemen, P.B., Koga, Shimizu, N., 1997b. Geochemistry of gabbro sills in the crust–mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 475–488. doi:[10.1016/S0012-821X\(96\)00235-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00235-X).
- 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. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2, 1038. doi:[10.1029/2000GC000132](https://doi.org/10.1029/2000GC000132).
- Komnik, A., Harting, J., Herrmann, H.J., 2004. Transport phenomena and structuring in shear flow of suspensions near solid walls. *J. Stat. Mech. Theory Exp.* doi:[10.1088/1742-5468/2004/12/P12003](https://doi.org/10.1088/1742-5468/2004/12/P12003).
- Korenaga, J., Kelemen, P.B., 1997. Origin of gabbro sills in the Moho transition zone of the Oman ophiolite: implications for magma transport in the oceanic lower crust. *J. Geophys. Res.* 102, 27,729–27,749. doi:[10.1029/97JB02604](https://doi.org/10.1029/97JB02604).
- Lago, B., Rabinowicz, M., Nicolas, A., 1982. Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *J. Petrol.* 23, 103–125. doi:[10.1093/petrology/23.1.103](https://doi.org/10.1093/petrology/23.1.103).
- Lissenberg, C.J., Bédard, J.H., van Staal, C.R., 2004. The structure and geochemistry of the gabbro zone of the Annieopsquotch ophiolite, Newfoundland: implications for lower crustal accretion at spreading ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.* 229, 105–123. doi:[10.1016/j.epsl.2004.10.029](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.10.029).
- May, L.B.H., Golick, L.A., Phillips, K.C., Shearer, M., Daniels, K.E., 2009. Shear-driven size segregation of granular materials: modeling and experiment. *Phys. Rev. E* 81 (5 pt 1), 051301.
- McBirney, A.R., Nicolas, A., 1997. The Skaergaard layered series. Part II. Magmatic flow and dynamic layering. *J. Petrol.* 38, 569–580. doi:[10.1093/petroj/38.5.569](https://doi.org/10.1093/petroj/38.5.569).
- Michibayashi, K., Gerbert-Gaillard, L., Nicolas, A., 2000. Shear sense inversion in the Hilti mantle section (Oman ophiolite) and active mantle uprise. *Mar. Geophys. Res.* 21 (3–4), 259–268. doi:[10.1023/A:1026713909204](https://doi.org/10.1023/A:1026713909204).
- Molen, I., Paterson, M.S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 299–318. doi:[10.1007/BF00375359](https://doi.org/10.1007/BF00375359).
- Morales, F.G., Boudier, F., Nicolas, A., 2011. Dynamics of melt lens and subsidence of axial magma chamber. *Tectonics* 30, TC2011. doi:[10.1029/2010TC002697](https://doi.org/10.1029/2010TC002697).
- Myers, J., 1978. Formation of banded gneisses by deformation of igneous rocks. *Precambrian Res.* 6, 43–64. doi:[10.1016/0301-9268\(78\)90054-2](https://doi.org/10.1016/0301-9268(78)90054-2).
- Nedimovic, M., Carbotte, S., Harding, A., Detrick, R., Canales, J.P., Diebold, J., Kent, G., Tisher, M., Babcock, J., 2005. Frozen magma lenses below the oceanic crust. *Nature* 436, 1149–1152.
- Nicolas, A., 1986. A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. *J. Petrol.* 27, 999–1022. doi:[10.1093/petrology/27.4.999](https://doi.org/10.1093/petrology/27.4.999).
- Nicolas, A., 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference, to gabbros. *J. Petrol.* 33, 891–915. doi:[10.1093/petrology/33.4.891](https://doi.org/10.1093/petrology/33.4.891).
- Nicolas, A., Prinzhofer, A., 1983. Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. *J. Petrol.* 24, 188–206. doi:[10.1093/petrology/24.2.188](https://doi.org/10.1093/petrology/24.2.188).
- Nicolas, A., Reuber, I., Benn, K., 1988. A new magma chamber model based on structural studies in the Oman ophiolite. *Tectonophysics* 151, 87–105. doi:[10.1016/0040-1951\(88\)90242-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90242-9).
- Nicolas, A., Boudier, F., Ildefonse, B., 1996. Variable crustal thickness in the Oman ophiolite, implication for oceanic crust. *J. Geophys. Res.* 101, 17,941–17,950. doi:[10.1029/96JB00195](https://doi.org/10.1029/96JB00195).
- Plantard, G., Saadaoui, H., Snabre, P., Pouligny, B., 2006. Surface-roughness-driven segregation in a granular slurry under shear. *Europhys. Lett.* 75 (2), 335–341. doi:[10.1209/epl/12006-10088-6](https://doi.org/10.1209/epl/12006-10088-6).
- Quick, J.E., Denlinger, R.P., 1993. Ductile deformation and the origin of layered gabbro in ophiolites. *J. Geophys. Res.* 98, 14015–14027. doi:[10.1029/93JB00698](https://doi.org/10.1029/93JB00698).
- Rabinowicz, M., Ceuleneer, G., Nicolas, A., 1987. Melt segregation and asthenospheric flow in diapirs below spreading centers: evidence from the Oman ophiolite. *J. Geophys. Res.* 92, 3475–3486. doi:[10.1029/JB092iB05p03475](https://doi.org/10.1029/JB092iB05p03475).
- Ramsay, J.G., Graham, R.H., 1970. Strain variation in shear belt. *Can. J. Earth Sci.* 7, 786–813. doi:[10.1139/e70-078](https://doi.org/10.1139/e70-078).
- Sano, S., Kimura, J.-I., 2007. Clinopyroxene REE geochemistry of the Red Hills peridotites, New Zealand: interpretation of magmatic processes in the upper mantle and in the Moho transition zone. *J. Petrol.* 48, 113–139. doi:[10.1093/petrology/egl056](https://doi.org/10.1093/petrology/egl056).
- Santra, S.B., Schwarzer, S., Hermann, H., 1996. Fluid-induced particle size segregation in sheared granular assemblies. *Phys. Rev. E* 54 (5), 5066–5072.
- Seront, 1993. Déformation expérimentale à haute pression et haute température d'aggrégats polycristallins de plagioclase et d'olivine. Thèse de Doctorat, Montpellier, 237p.

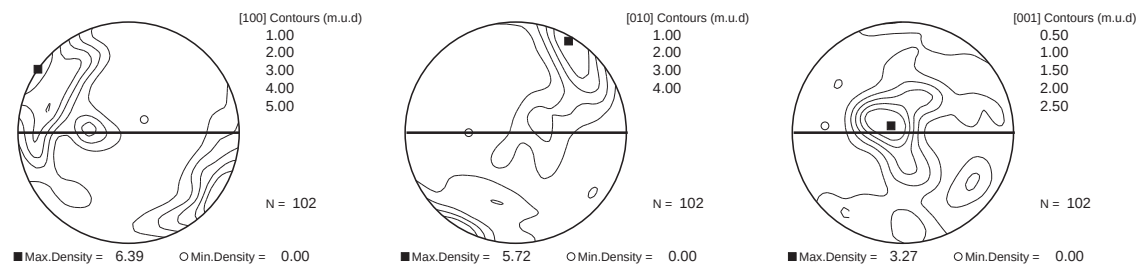
- Sinton, J.M., 1977. Equilibration history of the basal alpine-type peridotite, Red Mountains, New Zealand. *J. Petrol.* 18, 216–246. doi:[10.1093/petrology/18.2.216](https://doi.org/10.1093/petrology/18.2.216).
- Smewing, J.D., 1981. Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axes: evidences from cyclically layered rocks in the ophiolite of North Oman. *J. Geophys. Res.* 86, 2645–2659. doi:[10.1029/JB086iB04p02645](https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02645).
- Sokolowski, S., Herrmann, H.J., 1992. Dynamic phase separation of a fluid mixture. *Europhys. Lett.* 18 (5), 415–420.
- Suhr, G., Hellebrand, E., Johnson, K., Brunelli, D., 2008. Stacked gabbro units and intervening mantle: a detailed look at a section of IODP Leg 305, Hole U1309D. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q10007. doi:[10.1029/2008GC002012](https://doi.org/10.1029/2008GC002012).
- Vernon, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electron. Geosci.* 5 (2). doi:[10.1007/s10069-000-0002-3](https://doi.org/10.1007/s10069-000-0002-3).
- Yaouancq, G., MacLeod, C.J., 2000. Petrofabric investigation of gabbros from the Oman ophiolite: comparison between AMS and rock fabric. *Mar. Geophys. Res.* 21, 289–305. doi:[10.1023/A:1026774111021](https://doi.org/10.1023/A:1026774111021).

Online Appendices: Olivine Fabrics

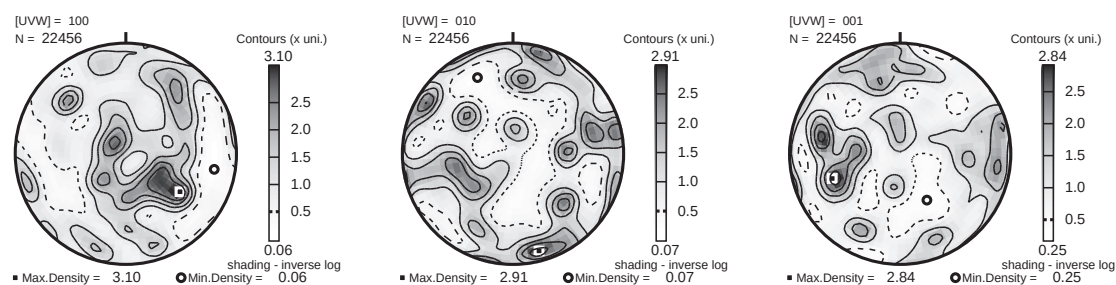
96OF59
HOST DUNITE



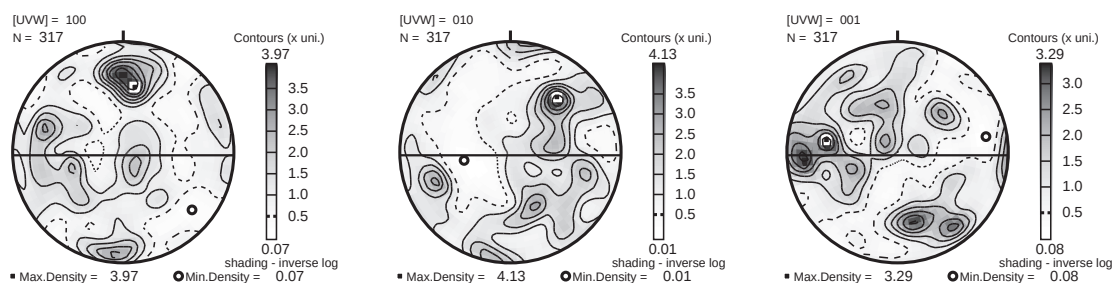
94MA5
HOST DUNITE



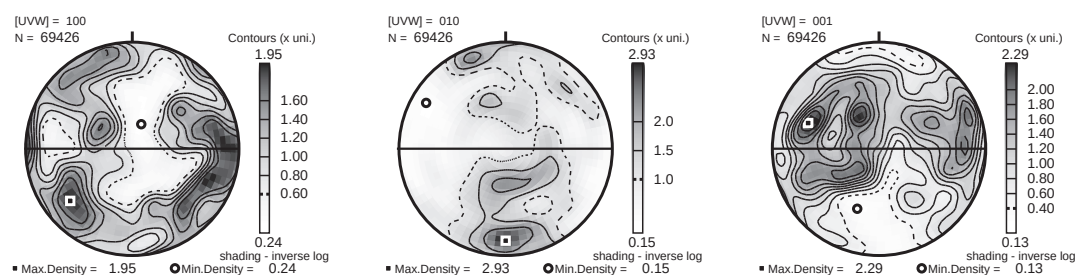
07OD44D
TYPE 1



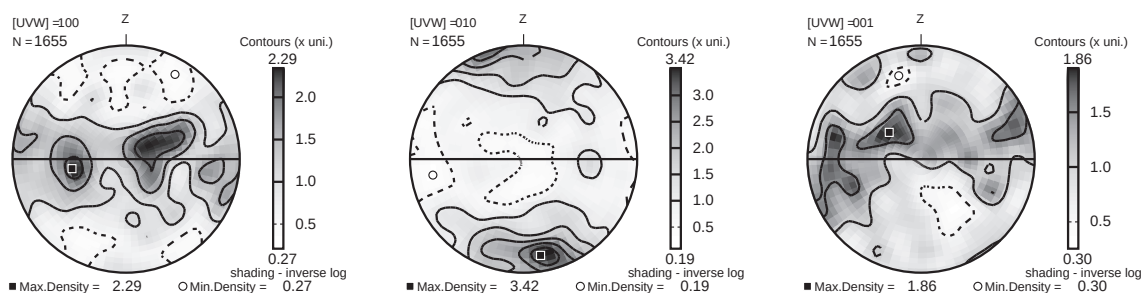
07OD21B
TYPE 2



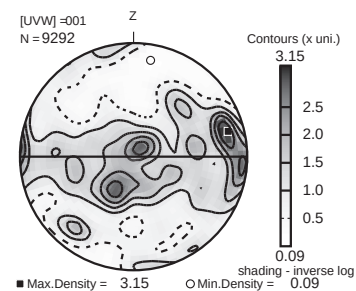
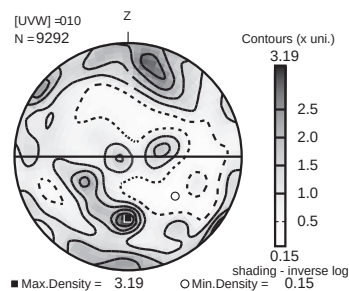
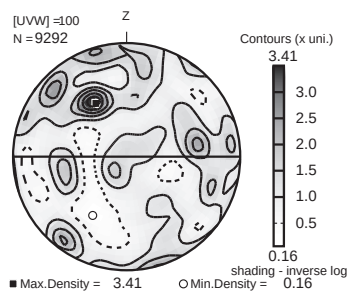
10-OM43I
TYPE 2



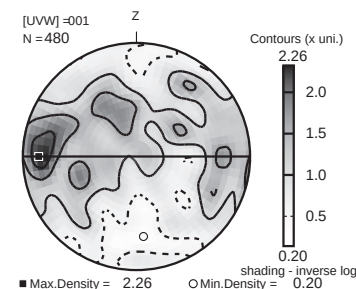
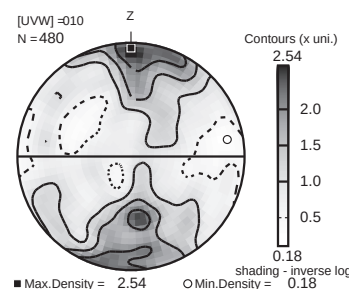
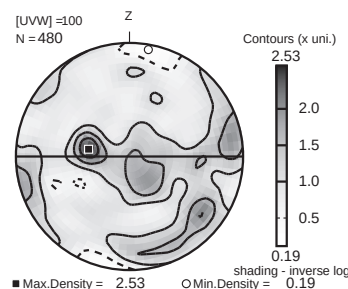
07OD44E
TYPE 2



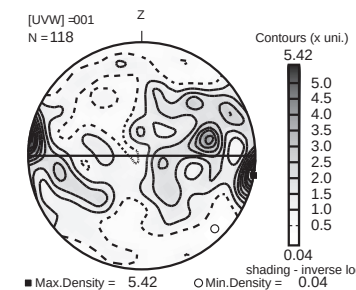
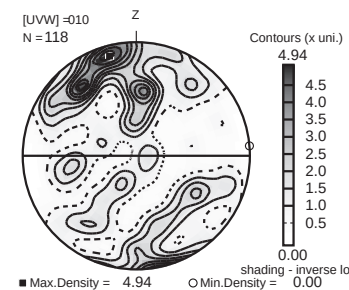
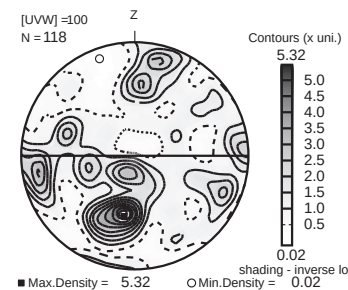
07OD32
TYPE 2



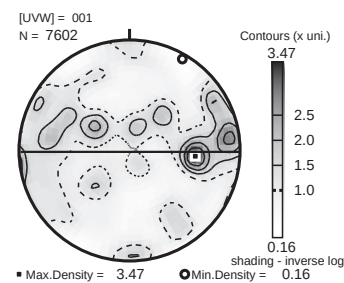
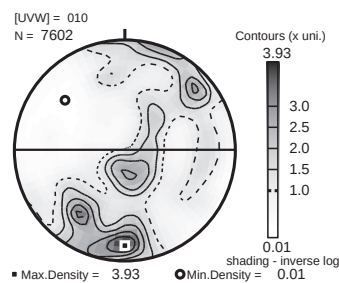
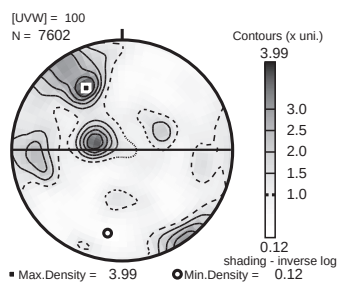
07OD49C
TYPE 3



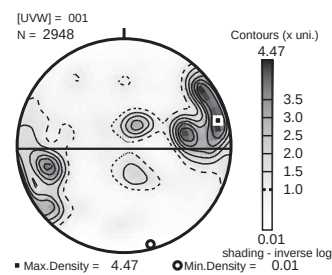
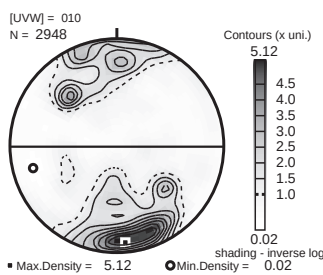
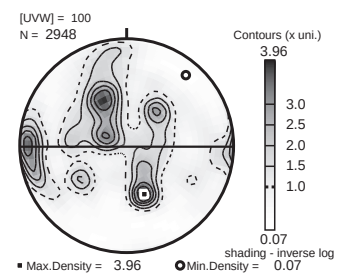
07OD47D2
TYPE 3



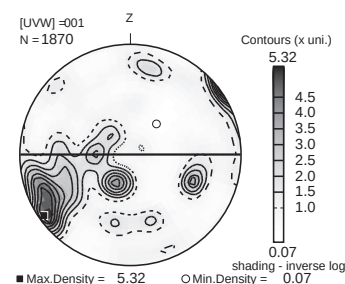
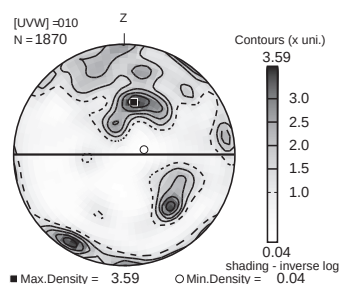
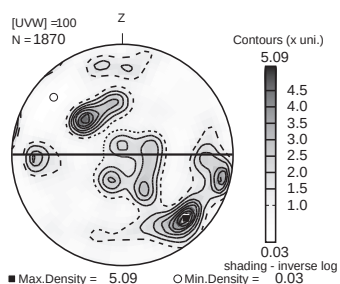
10-OM43A
TYPE 3



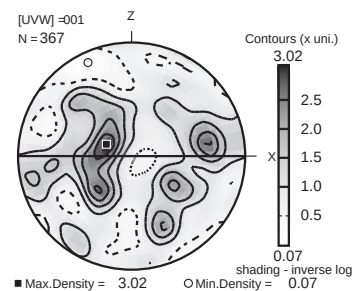
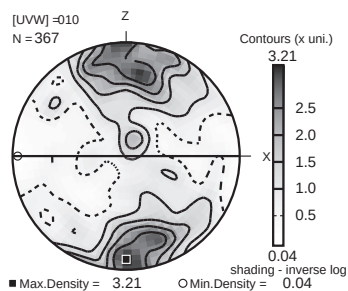
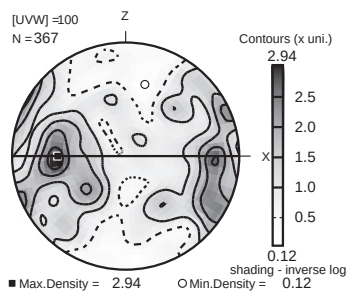
10-OM26-2
55 grains
(unvalid)
TYPE 3



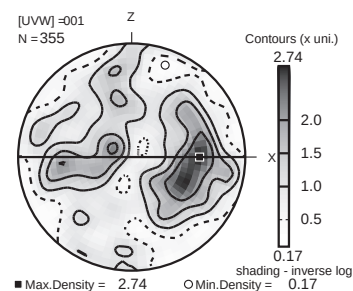
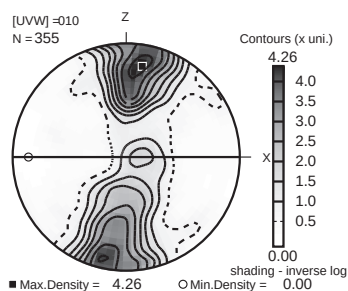
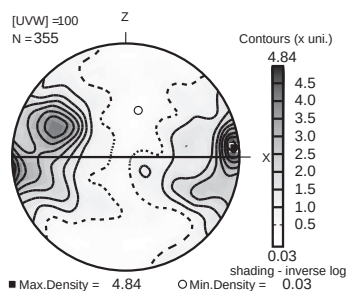
07OD47D3
80 grains
(valid)
TYPE 3



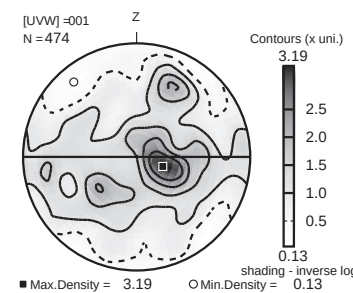
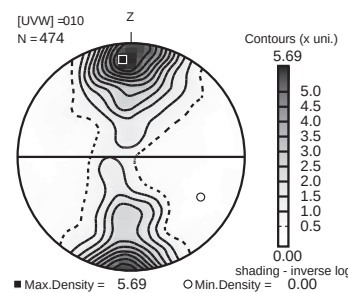
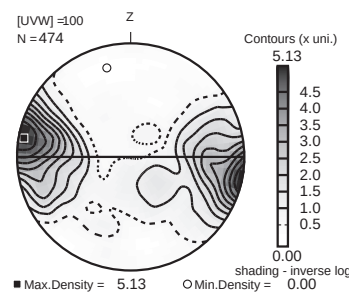
07OD47A
TYPE 4



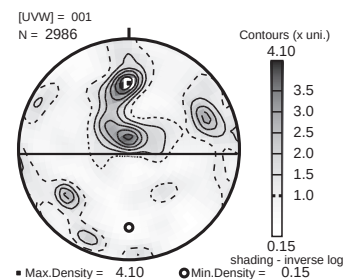
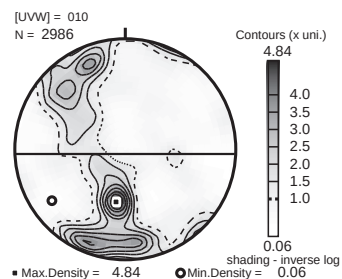
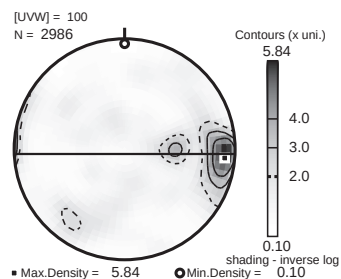
07OD47B3
TYPE 4



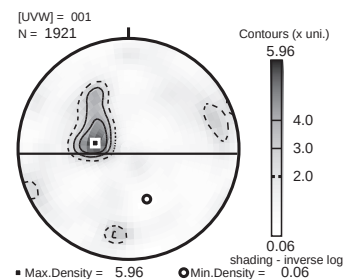
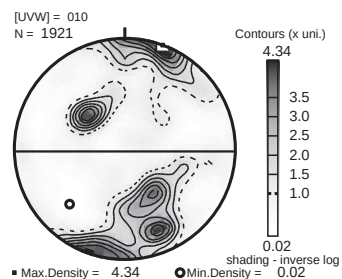
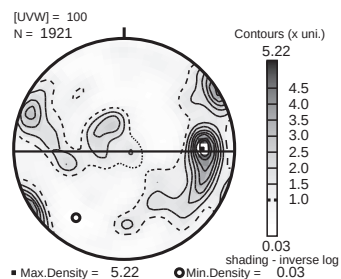
07OD48
TYPE 4



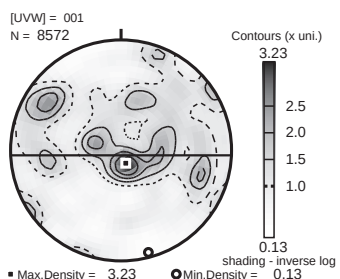
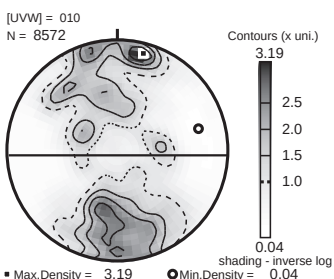
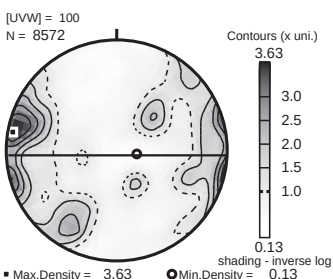
10-OM43G2
75 grains (valid)
TYPE 4



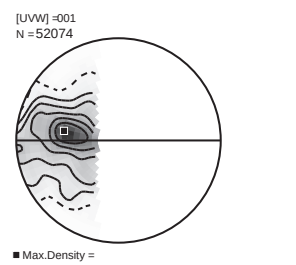
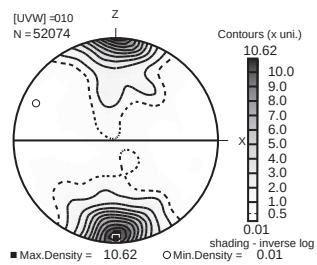
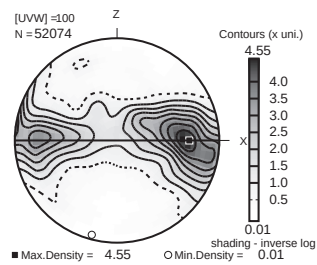
10-OM43B2
75 grains (valid)
TYPE 4



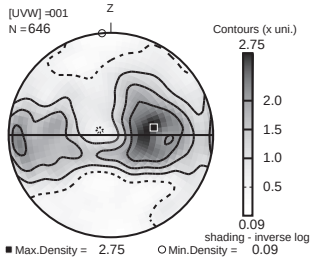
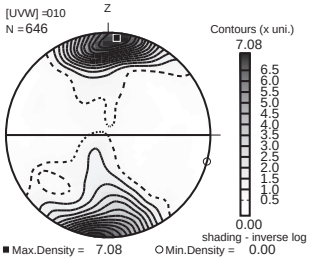
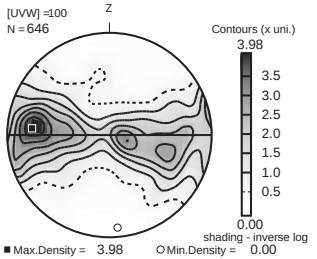
10-OM43L
TYPE 4



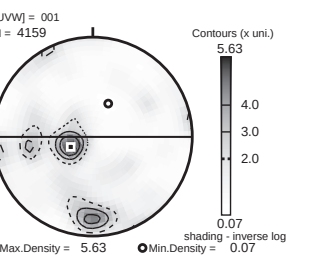
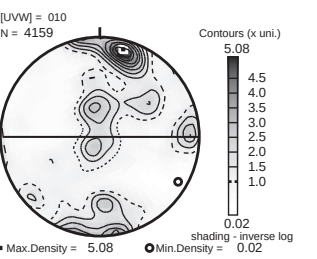
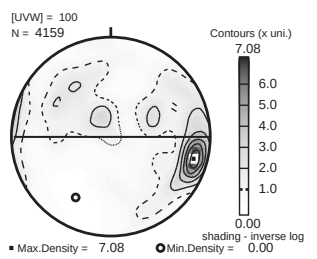
07OA20E_B1
TYPE 4



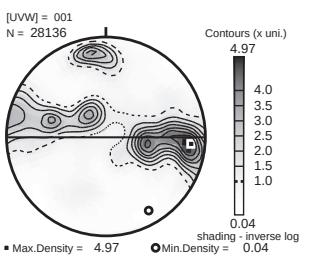
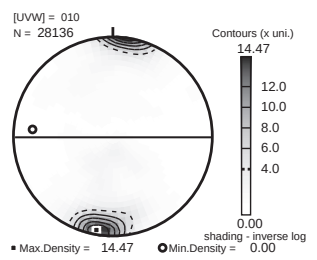
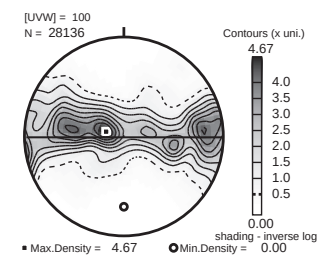
07OD20g
TYPE 4



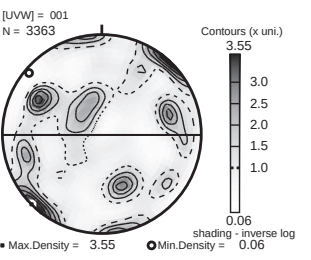
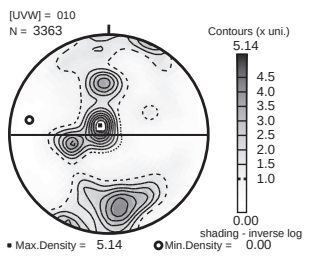
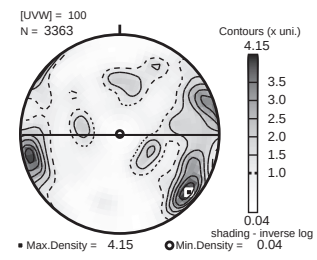
10-OM43G3
85 grains (valid)
TYPE 4



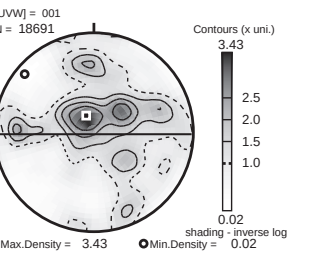
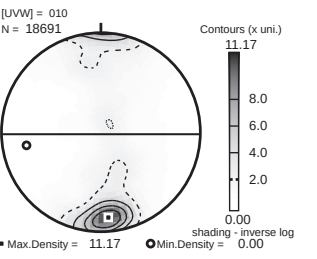
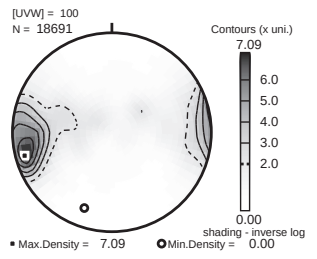
10-OM48C1
TYPE 4



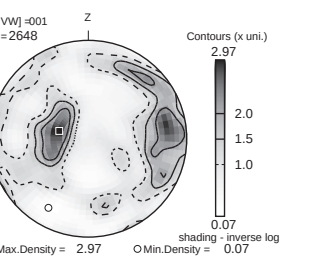
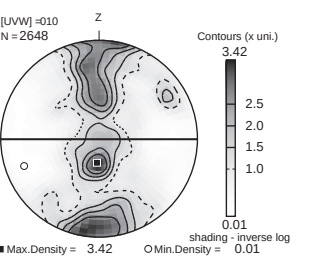
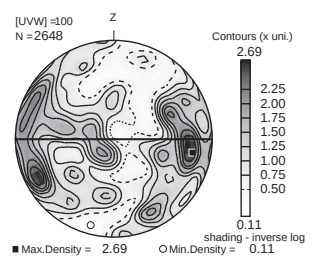
10-OM43B3
90 grains (valid)
TYPE 4



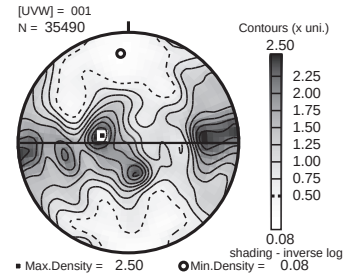
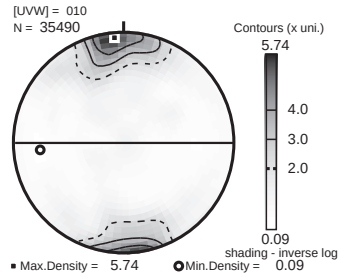
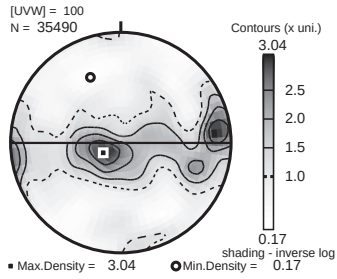
07-OD20D
TYPE 4



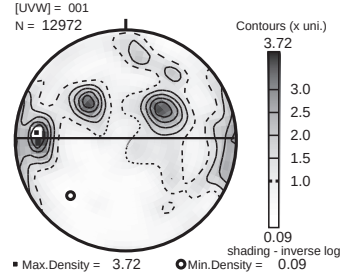
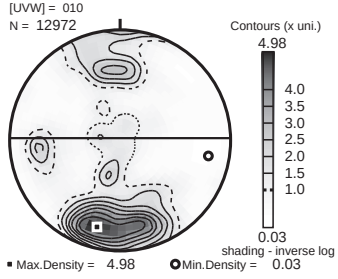
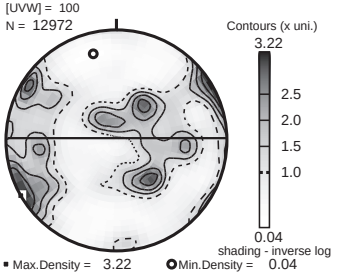
07OD47B1
TYPE 4



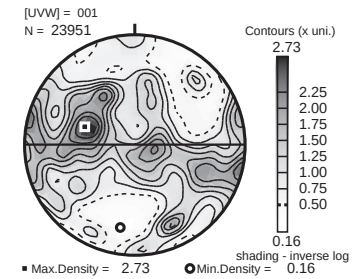
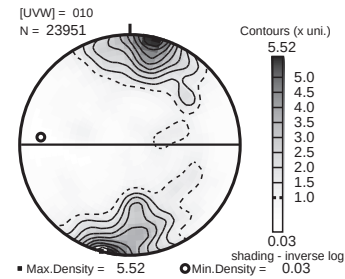
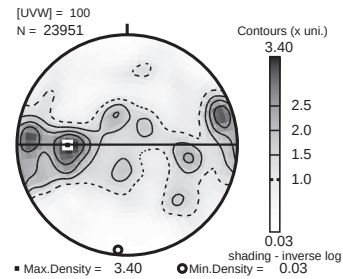
10-OM48A1
TYPE 4



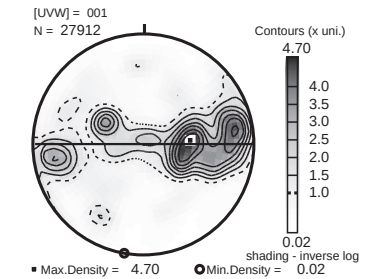
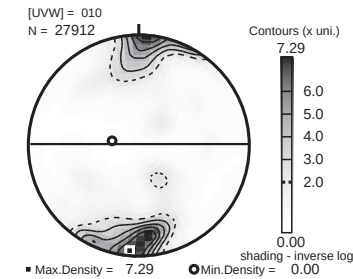
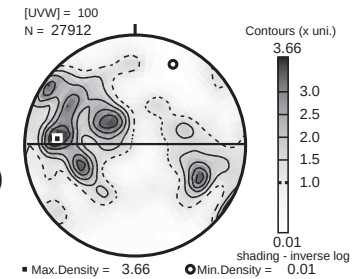
10-OM43F2
TYPE 4



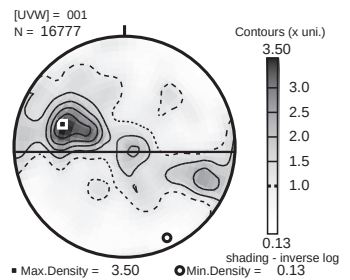
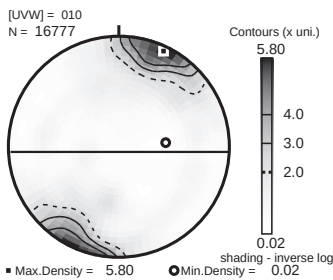
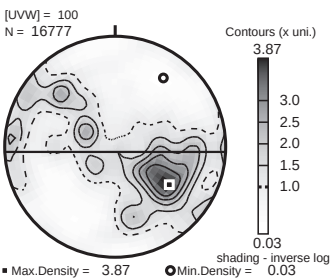
10-OM26-4
TYPE 4



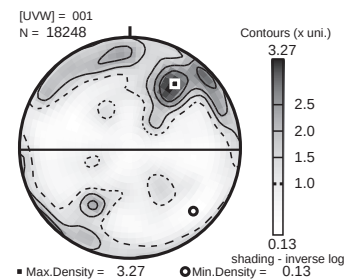
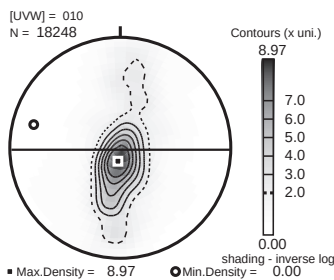
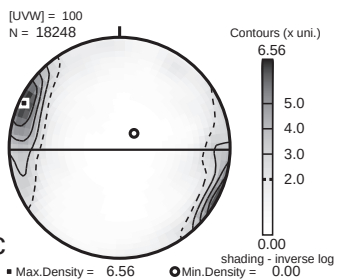
10-OM43E2
60 grains (unvald)
TYPE 4



07-OD46-3
TYPE 4

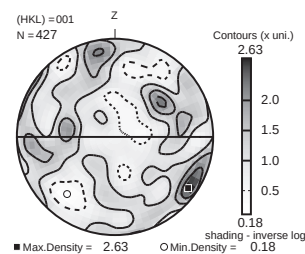
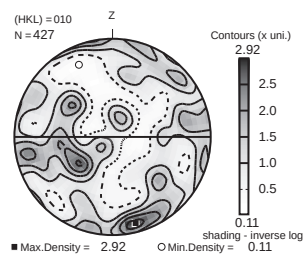
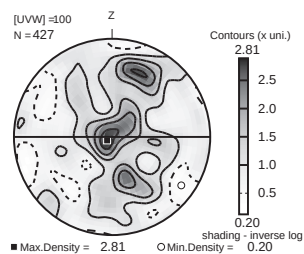


10-OM42G3
TYPE 4
with
[100] (001) fabric

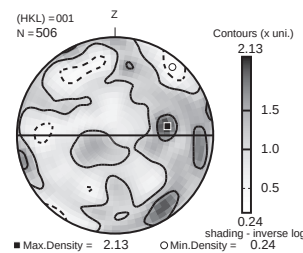
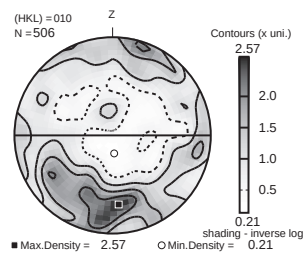
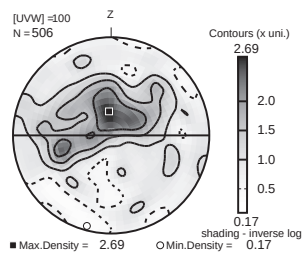


Online Appendices: Plagioclase Fabrics

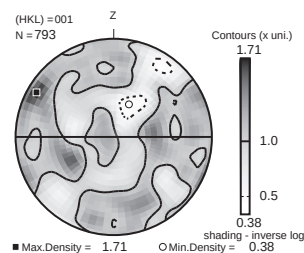
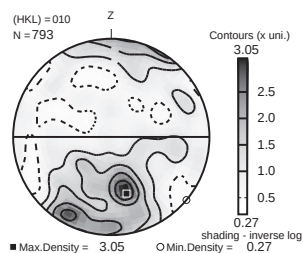
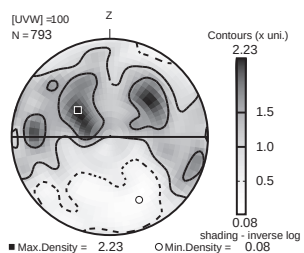
07OD44D
TYPE 1



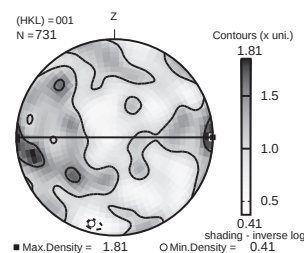
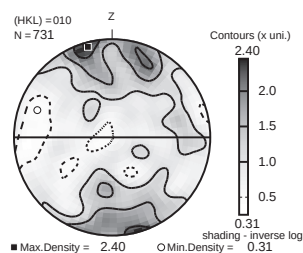
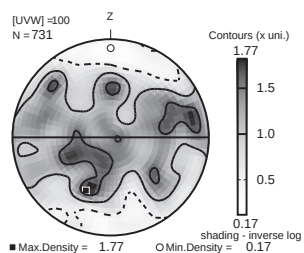
07OD49E
TYPE 1



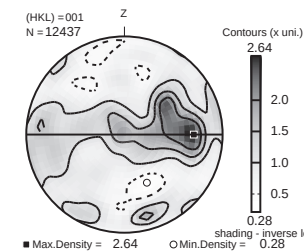
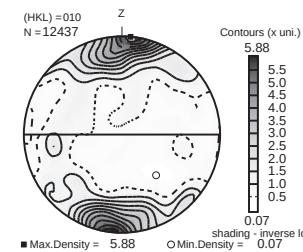
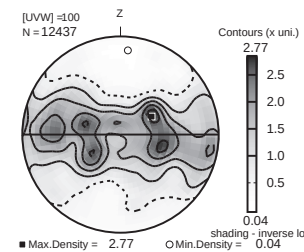
07OD44B
TYPE 2



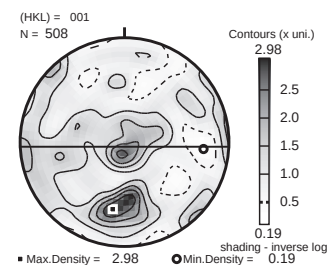
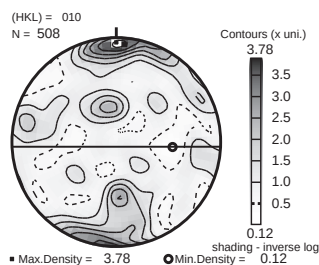
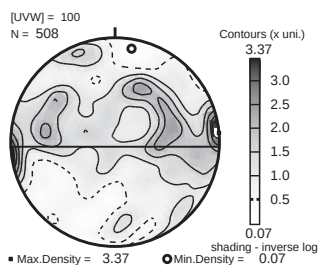
07OD44E
TYPE 2



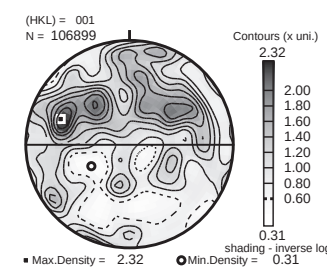
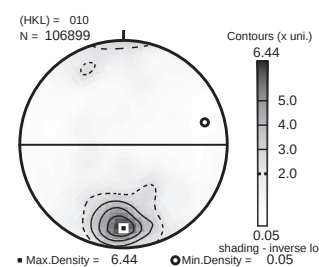
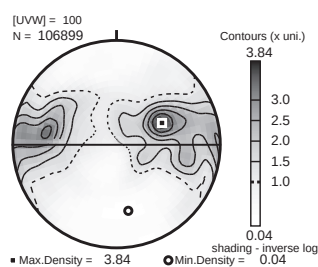
07OD32
TYPE 2



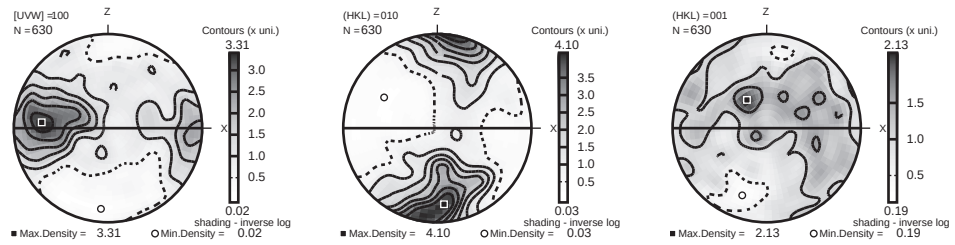
07OD21B
TYPE 2



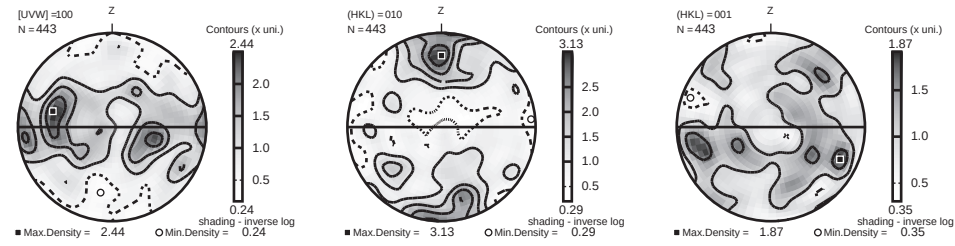
10-ODM43I
TYPE 2



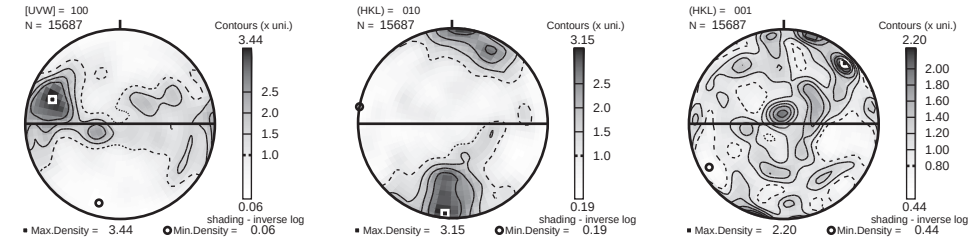
07OD49C
TYPE 3



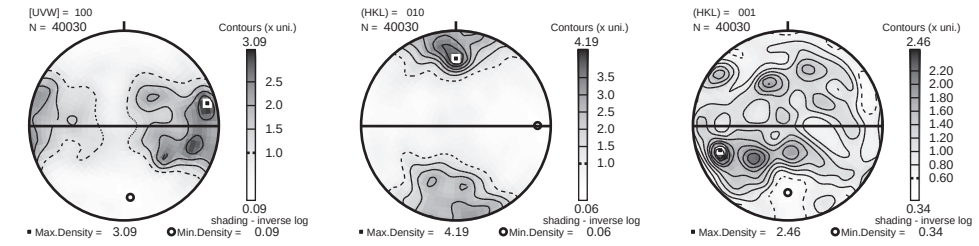
07OD47D2
TYPE 3



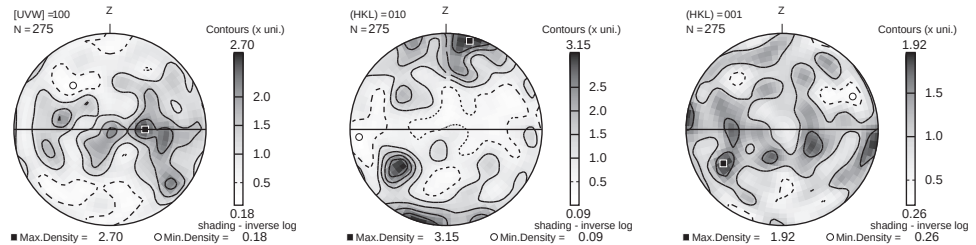
10-OM43A
TYPE 3



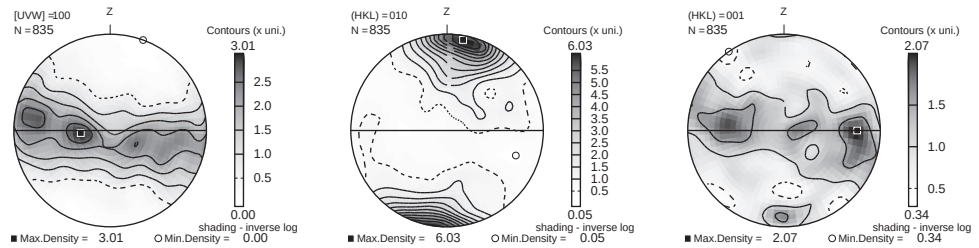
10-OM26-2
TYPE 3



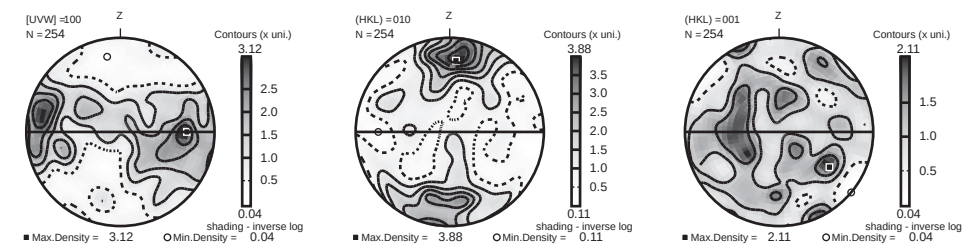
07OD47D3
TYPE 3



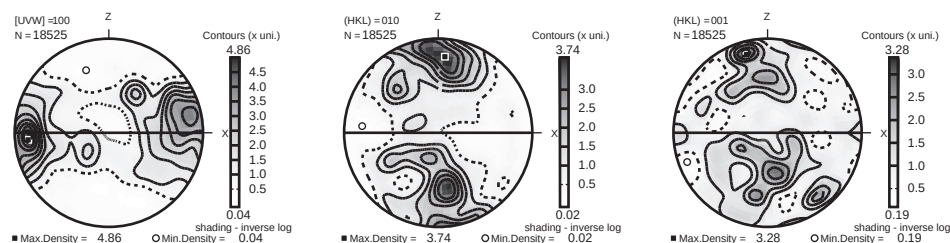
07OD21E2
TYPE 3



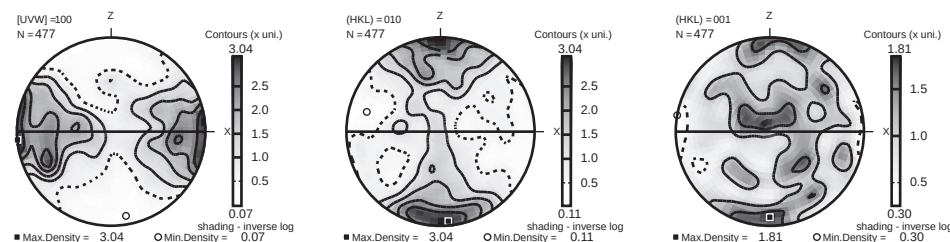
07OD48
TYPE 4



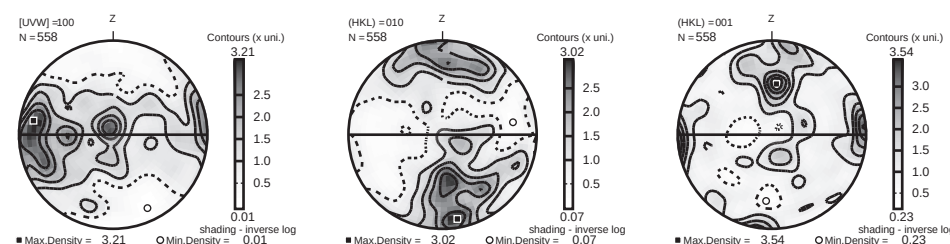
07OD20E_B
TYPE 4



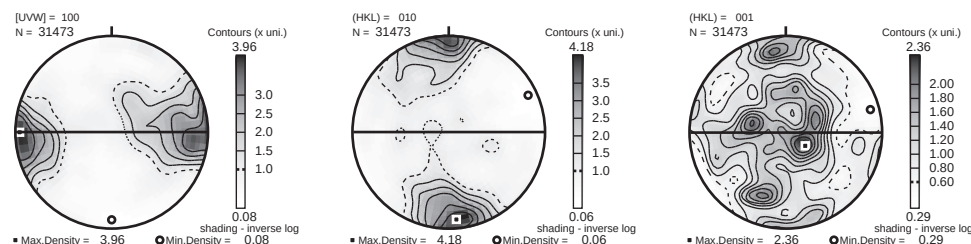
07OD20g
TYPE 4



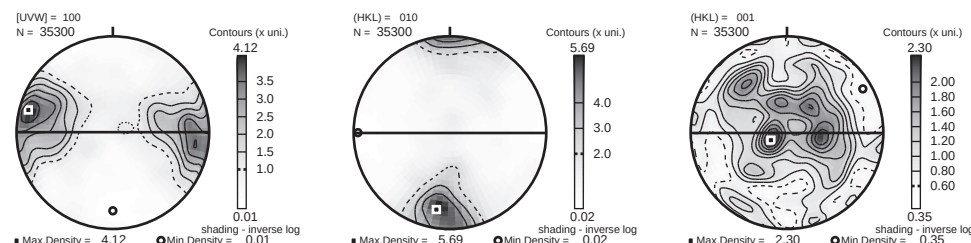
07OD47A
TYPE 4



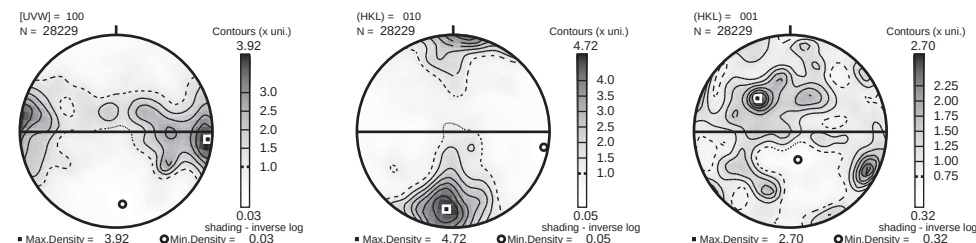
10-OM43G1
TYPE 4



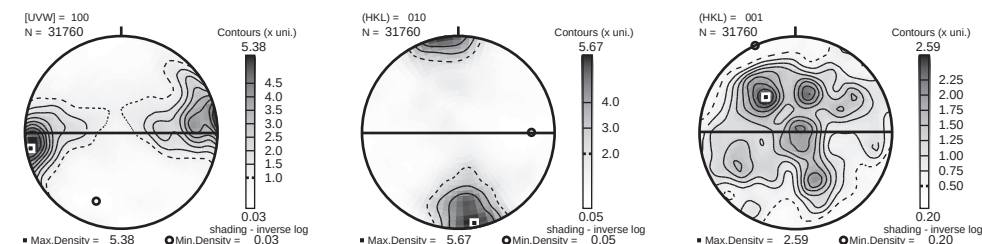
10-OM43B2
TYPE 4



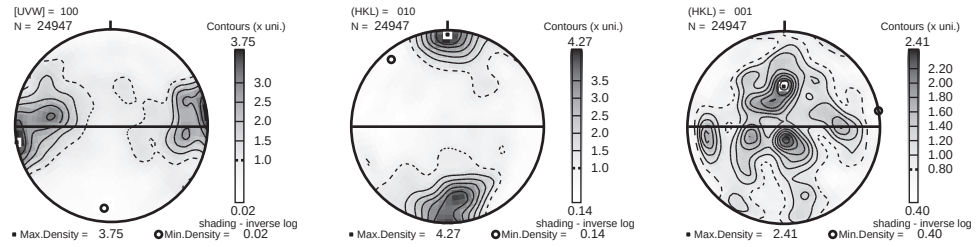
10-OM43D1
TYPE 4



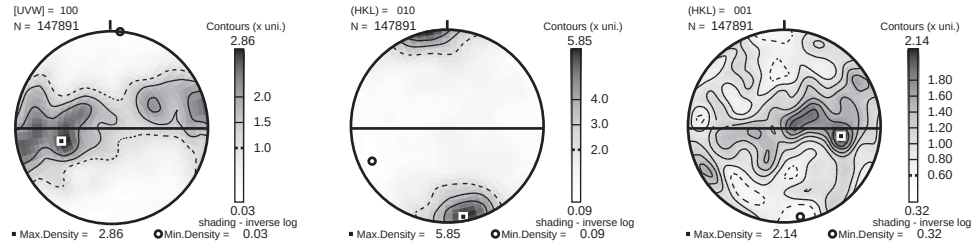
10-OM43B3
TYPE 4



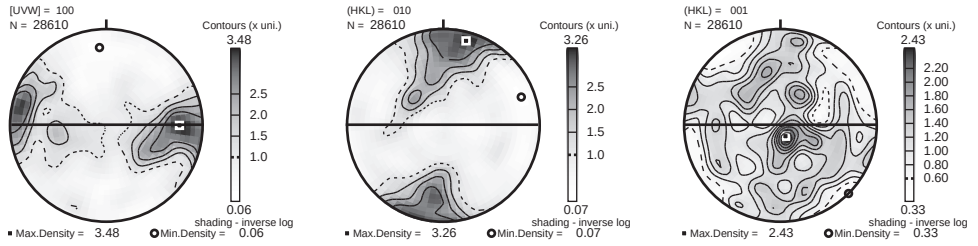
10-OM43G3
TYPE 4



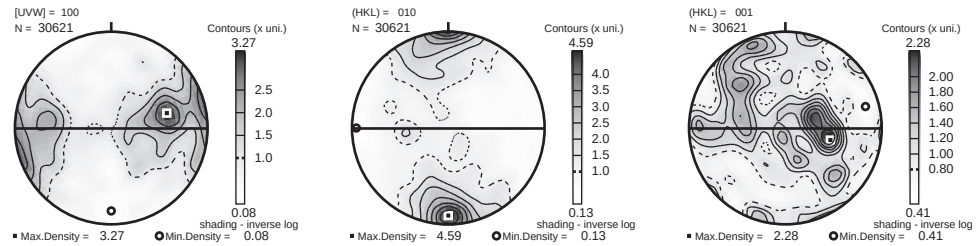
10-OM43E2
TYPE 4



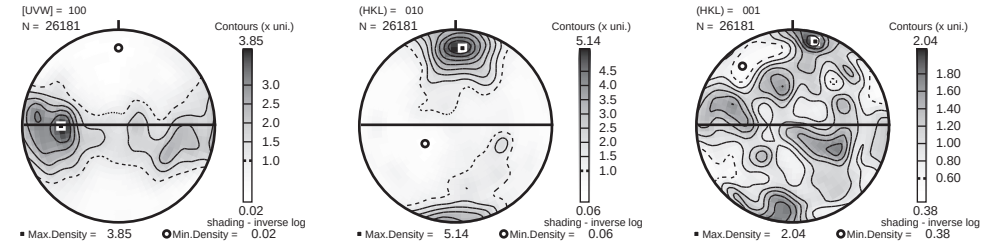
10-OM43L
TYPE 4



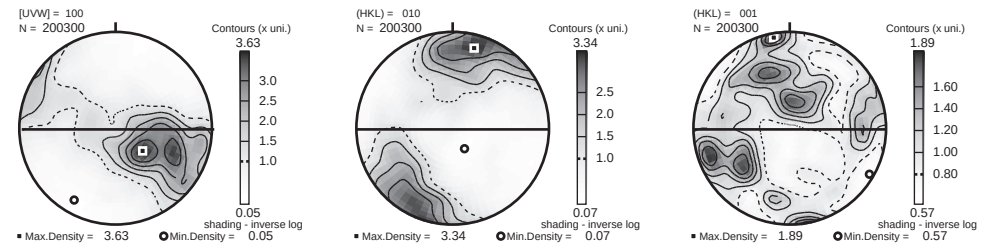
10-OM43G2
TYPE 4



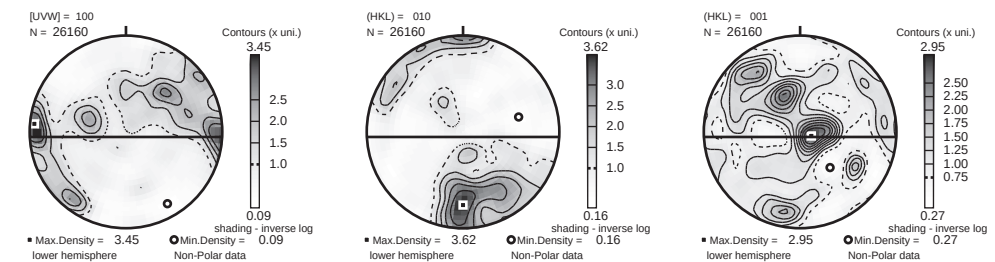
10-OM43F3
TYPE 4



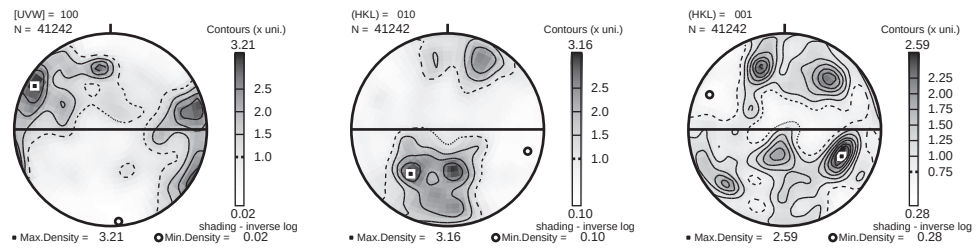
07-OD46-3
TYPE 4



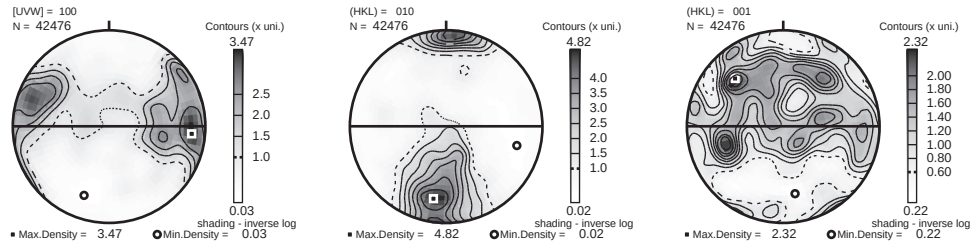
10-OM43D4
TYPE 4



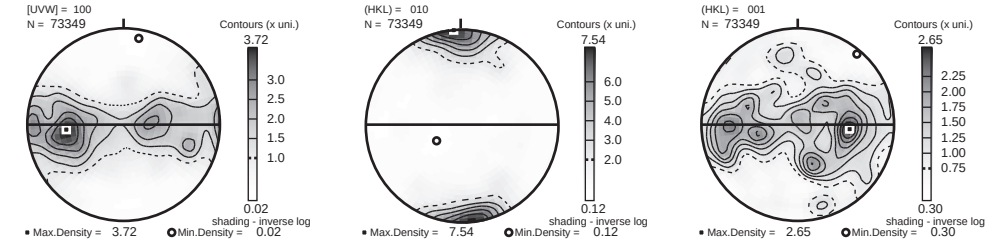
10-OM26-1
TYPE 4



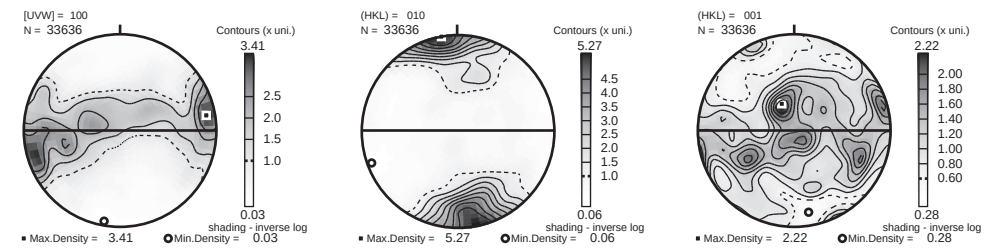
10-OM43F2
TYPE 4



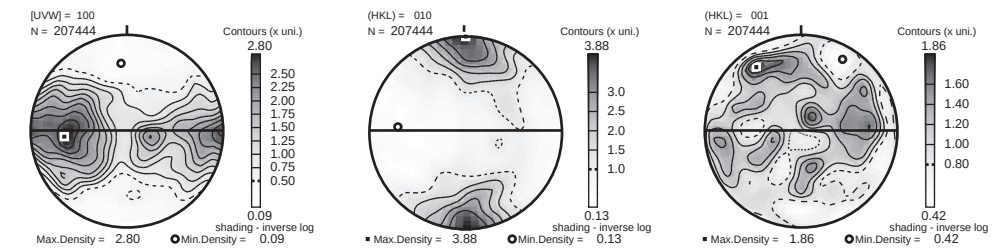
10-OM48A1
TYPE 4



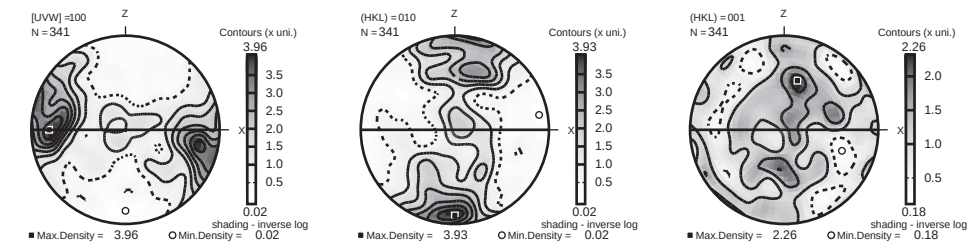
10-OM43E1
TYPE 4



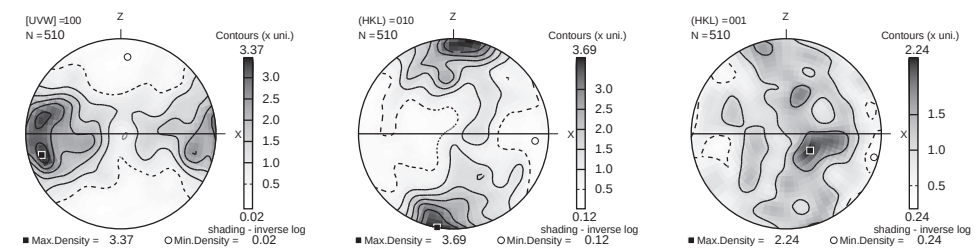
10-OM26-4
TYPE 4



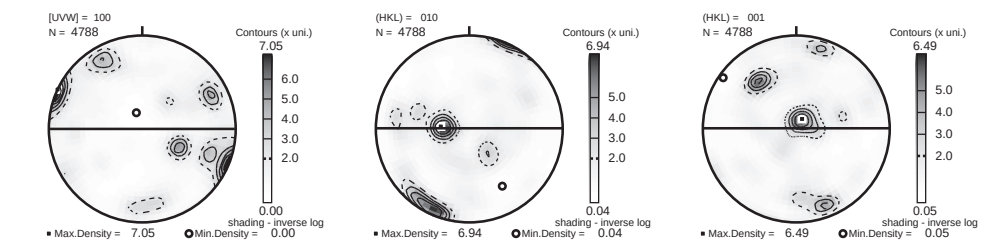
07OD47B3
TYPE 4



07OD47B1
TYPE 4



10-OM42G3
40 grains invalid
TYPE 4
(ol fabric :
100 001)



CHAPITRE 4

TECHNIQUES ANALYTIQUES

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, nous présenterons les techniques de préparation des échantillons pour les analyses chimiques et les différents types d'analyses effectués. Une première partie s'attachera à présenter la préparation des échantillons ainsi que les différentes techniques d'analyse des majeurs et traces sur roches totales, des majeurs sur minéraux à la sonde électronique et des traces sur minéraux séparés au LA-ICP-MS. Dans une seconde partie, nous présenterons les analyses faites sur les isotopes radiogéniques du Sr et du Nd.

4.1 PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS

Les échantillons choisis sont tout d'abord sciés et les morceaux les plus « propres » c'est-à-dire ceux qui sont les plus frais, sans veines d'altération et sans la partie altérée qui forme comme une croûte sur l'extérieur de l'échantillon, sont choisis. Une fois que nous avons récupéré ces morceaux, ils sont broyés successivement dans trois appareils différents servant à réduire progressivement la granulométrie. Le premier appareil se présente sous la forme de deux mâchoires réalisant un premier broyage grossier. Les deux machines suivantes consistent en deux rouleaux tournant l'un en face de l'autre, séparés par une distance de plus en plus petite. Le dernier appareil réduit drastiquement l'échantillon broyé à une taille inférieure au centimètre.

Pour les échantillons destinés à la séparation des minéraux, l'étape de broyage s'arrête avec le plus fin broyeur mécanique.

Pour la chimie du Sr et du Nd en roche totale, ainsi que pour les analyses des éléments majeurs, nous utilisons des poudres. Il est donc nécessaire de porphyriser ce qui a été récupéré du dernier broyage. La porphyrisation s'effectue mécaniquement dans un bol en agate placé dans un porphyriseur. Dans le bol se trouve un palet libre qui agit comme un mortier avec l'agitation de la machine. On récupère ainsi une poudre où il n'est plus possible de distinguer les minéraux dans leur individualité. Pour une roche de base (dunite, harzburgite, pyroxénite et gabbro), 5 à 7 minutes de porphyrisation sont suffisantes pour obtenir une poudre à la bonne finesse. La finesse de la poudre est suffisante lorsqu'il n'est plus possible de sentir de grains si on frotte la poudre sur la peau. Quand la roche à une dureté supérieure, comme une

chromitite par exemple, il est possible de monter le temps de porphyrisation jusqu'à 30-45 minutes.

Pour éviter toute contamination, les différents broyeurs sont nettoyés avec du papier de verre pour désincruster les résidus d'échantillons, puis dépoussiérés et nettoyés avec de l'alcool. De même, les bols en agate sont nettoyés à l'aide de silice pure et passés à l'alcool pour retirer toute poudre résiduelle.

4.2 SÉPARATION MINÉRALOGIQUE

La séparation minéralogique s'effectue à partir d'échantillons qui n'ont pas encore été porphyrisés mais qui ont subi la dernière étape du broyage. Les minéraux vont tout d'abord être séparés en fonction de leur taille à l'aide de tamis papiers. Nous travaillons sur la fraction 100-150 μm . Une fois que la fraction d'intérêt a été récupérée, il ne reste plus qu'à séparer les minéraux qu'elle contient et qui nous intéressent, c'est-à-dire clinopyroxènes, amphiboles et plagioclases.

Les minéraux se divisent en trois catégories : les ferromagnétiques, les paramagnétiques et les diamagnétiques. Les ferromagnétiques sont des minéraux, comme la magnétite et la pyrrhotite, qui sont eux-mêmes magnétiques si la température est en dessous de la température de Curie (température au-delà de laquelle un minéral ferromagnétique devient paramagnétique et qui est propre au minéral). Ils font l'objet d'un pré-tri à l'aide d'un aimant.

Les minéraux paramagnétiques et diamagnétiques quant à eux ne sont pas intrinsèquement magnétiques mais ils le deviennent lorsqu'ils sont soumis à un champ magnétique. Leur séparation va être basée sur leur réponse à ce champ. Les minéraux paramagnétiques sont faiblement attirés alors que les diamagnétiques sont faiblement repoussés. Pour ce faire, nous utilisons un séparateur magnétique isodynamique Frantz qui se base sur les qualités électromagnétiques des minéraux pour les séparer les uns des autres. Le Frantz se présente sous la forme d'un gros électro-aimant à travers duquel passe un rail métallique divisé en deux et dans lequel les minéraux à séparer circulent. Il est possible de faire varier la force du champ magnétique ainsi que l'inclinaison de l'appareil dans le sens du mouvement des grains, mais aussi la contre-pente qui correspond à l'inclinaison dans le sens de la perpendiculaire au mouvement des grains.

Les plagioclases sont relativement faciles à séparer des autres minéraux mais les clinopyroxènes (Cpx) et les amphiboles ont des susceptibilités magnétiques similaires, ce qui les rend difficilement séparables (le diopside a une susceptibilité magnétique de $15 \text{ à } 25 \cdot 10^{-6}$ C.G.S.E.M et la hornblende de $19 \text{ à } 23 \cdot 10^{-6}$ C.G.S.E.M.) (Parfenoff et al., 1970).

4.3 INSTRUMENTS UTILISÉS POUR LES ANALYSES MAJEURS ET TRACES SUR ROCHES TOTALES ET MINÉRAUX SÉPARÉS.

4.3.1 MC-ICP-MS et MC-ICP-OES

Les analyses des éléments majeurs et traces sur roches totales ont été effectuées au Service d'Analyses des Roches et Minéraux (SARM) au CRPG de Nancy, respectivement sur MC-ICP-OES and MC-ICP-MS. Les échantillons subissent une fusion au LiBO_2 puis sont dissous dans du HNO_3 dilué. Les méthodes d'analyse suivent celles décrites par Carignan et al. (2001).

4.3.2 Microsonde

Les analyses ont été effectuées sur la microsonde électronique du laboratoire SCMEM (Service Commun de Microscopie Électronique et de Microanalyses) de Nancy.

La microsonde électronique peut-être considérée comme un microscope électronique à balayage équipé de spectromètres à dispersion de longueur d'onde (WDS) et muni d'une régulation de courant. Cet instrument permet l'analyse chimique quantitative des éléments chimiques compris entre le bore et l'uranium, par comparaison à des étalons de référence. C'est une technique non destructive et dont les seuils de détection sont de l'ordre de 100 ppm. Les spectromètres sont au nombre de cinq et chacun acquière un élément. La tension d'accélération est de 15 kV, le courant du faisceau est de 12 mA et la taille des spots de $1 \mu\text{m}^2$. Les standards sont analysés avant chaque session.

Une première série d'analyses a été réalisée avec les conditions suivantes : 10s de comptage sur le pic et 5s de comptage de bruit de fond après. Pour les standards, nous avons utilisé une albite naturelle d'Amélia pour Na_2O et SiO_2 , un corindon de synthèse pour Al_2O_3 , une hématite naturelle pour Fe_2O_3 , une orthose naturelle pour K_2O , une andratite pour CaO ,

pyrophanite pour MnO et TiO₂, une olivine naturelle de la Mer Rouge pour MgO et une apatite pour P₂O₅.

Avec ces standards, nous avons eu des problèmes de calibration du fer et magnésium, c'est pourquoi nous avons changé de standards pour certains éléments. Fe₂O₃ et MgO ont été pris dans une olivine forstérite, SiO₂ dans une wollastonite et Na₂O dans une albite. Pour les autres éléments les standards sont les mêmes. Les temps de comptages sur pics sont de 20s, avec 10s de comptage de bruit, sauf pour les alcalins où les temps de comptage sont de 10s avec 5s de comptage de bruit.

Le programme de correction qui tourne en routine sur la microsonde est celui de Merlet, 1994.

4.3.3 LA-ICP-MS

L'ablation laser, couplée à un spectromètre de masse, permet d'analyser "in situ" les éléments en traces (Li, B, V, Cr, Mn, Ni, Rb, Sr, Ba, Rare Earth Elements, Hf, Ta, Pb, Th, U) directement sur les minéraux (clinopyroxènes, amphiboles, plagioclases). Ces analyses ont été réalisées au laboratoire de Géosciences (plateforme technique AETE) à l'Université de Montpellier II. Celui-ci associe un laser Excimer ArF opérant dans l'ultra-violet profond ($\lambda = 193 \text{ nm}$) à un spectromètre de masse ThermoFinnigan Element-2 Haute Résolution (HR-ICP-MS). Durant les analyses, le laser fonctionne à un taux de répétition de 5 Hz avec une énergie de 10 J/cm^2 . La taille des trous dépend de la concentration en éléments dans les minéraux analysés et était de $51 \text{ }\mu\text{m}$ pour les clinopyroxènes et les amphiboles et de $77 \text{ }\mu\text{m}$ pour les plagioclases. Les calibrations sont faites en utilisant les standards NIST-612 dont les valeurs sont reportées dans Pearce et al. (1997). Le niveau des oxydes, mesuré à l'aide du rapport ThO/Th, était inférieur à 0.5%. Les concentrations des éléments ont été ajustées en utilisant les concentrations en CaO mesurées pour chaque minéral de chaque échantillon par microsonde (analyses des éléments majeurs sur minéraux séparés) comme standards internes. La précision était de 5 à 10% ($1\sigma \text{ RSD\%}$) pour la majorité des éléments. La reproductibilité externe a été vérifiée en analysant le verre de référence BIR et était inférieur à 10% pour la majorité des éléments mesurés.

4.4 LES ISOTOPES RADIOGÉNIQUES DU STRONTIUM ET DU NÉODYME

4.4.1 Le système Sr

Il existe quatre isotopes du Sr : ^{84}Sr (0.56%), ^{86}Sr (9.86%), ^{87}Sr (7%) et ^{88}Sr (82.58%). Un seul, le ^{87}Sr , est radiogénique produit par la décroissance radioactive du ^{87}Rb en ^{87}Sr avec un coefficient de décroissance radioactive $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ ans}^{-1}$ et une demi-vie $t_{1/2} = 48.8 \times 10^9$ ans. Il y a deux utilisations principales au système $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$. La première comme chronomètre permettant de connaître l'âge de la fermeture isotopique d'un échantillon (ou sa dernière homogénéisation). Cela est possible en mesurant une suite d'échantillons cogénétiques ou les minéraux d'un seul échantillon et en utilisant la formule suivante :

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}_{\text{actuel}}}{{}^{86}\text{Sr}_{\text{actuel}}} = \frac{{}^{87}\text{Sr}_{\text{initial}}}{{}^{86}\text{Sr}_{\text{actuel}}} + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}_{\text{actuel}}}{{}^{86}\text{Sr}_{\text{actuel}}} \right) (e^{\lambda t} - 1)$$

La seconde comme traceur naturel. En corrigeant la croissance radioactive in situ de l'échantillon, le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est un reflet du rapport Rb/Sr intégré dans le temps du réservoir dans lequel l'échantillon a été prélevé. Cette méthode est utile dans les études sur la provenance des roches et sur les modèles de mélange entre réservoirs différents.

4.4.2 Le système Nd

Il existe cinq isotopes du Nd : ^{142}Nd (27.2%), ^{143}Nd (12.2%), ^{145}Nd (17.2%), ^{148}Nd (5.7%) et deux radioisotopes : ^{144}Nd (23.8%) et ^{150}Nd (5.6%), dont deux, le ^{142}Nd et le ^{143}Nd sont en partie radiogéniques. Celui qui nous intéresse, le ^{143}Nd , provient de la décroissance radioactive du ^{147}Sm avec un coefficient de décroissance radioactive de $\lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{ ans}^{-1}$ et une demi-vie $t_{1/2} = 1.06 \times 10^{11}$ ans. Comme le système Rb-Sr, le système Sm-Nd est utilisé pour la datation absolue à l'aide de l'équation suivant :

$$\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{initial}} = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{mesuré}} - \left(\frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1)$$

mais aussi, comme pour le Sr, pour tracer les sources des roches sédimentaires et ignées.

4.5 POURQUOI UTILISER LE STRONTIUM ET LE NÉODYME ?

Dans l'optique d'effectuer la comparaison entre les deux types de diapirs (à l'axe et hors-axe), nous utilisons le strontium et le néodyme parce qu'ils permettent de tracer les processus chimiques mis en jeu dans la formation des roches, après correction pour la décroissance radioactive qui a lieu depuis la mise en place de l'ophiolite, il y a 95 Ma. L'eau de mer est plutôt riche en Sr et la composition isotopique de ce Sr est radiogénique par rapport à celui du Sr des roches dérivées du manteau. Donc lorsque les roches sont contaminées, soit par de l'eau de mer, soit par un matériel hydraté par hydrothermalisme, les rapports isotopiques en Sr de ces roches vont être plus élevés que si ces mêmes roches n'avaient pas été contaminées. En revanche les teneurs en Nd de l'eau de mer sont très faibles et donc insuffisant pour qu'une contamination par de l'eau hydrothermale ou un matériel hydraté n'influe sur le rapport isotopique des roches étudiées, même si la composition en Nd de l'eau de mer est nettement moins radiogénique que celle des roches du manteau. En outre, si l'effet de la contamination par l'eau de mer peut être éliminée, les isotopes du Sr et du Nd peuvent servir à mieux comprendre l'histoire mantellique de nos roches. Le manteau ayant une composition chimique hétérogène et les diapirs à l'axe et hors-axe étant éloignés les uns des autres, la question est de savoir si les magmas sont les mêmes dans les deux types de diapirs.

Pour cela, nous effectuons les analyses isotopiques en Sr et Nd sur des échantillons récoltés dans les deux diapirs. Nous avons réalisé une partie de la chimie sur roches totales, sur des échantillons de harzburgites, dunites, pyroxénites, gabbros et filons mafiques dans le manteau et la croûte autour du diapir de Mansah. Pour s'affranchir des effets de la contamination tardive par l'eau de mer, nous avons effectué des tests de lessivage et la plupart de nos analyses sur roches totales ont été faites sur échantillons lessivés. Nous avons également effectué des mesures sur minéraux séparés, c'est-à-dire clinopyroxènes dans les clinopyroxénites et clinopyroxènes et amphiboles dans les filons dioritiques et gabbroïques.

4.6 PRÉPARATION À LA CHIMIE

4.6.1 Le lessivage

Les échantillons que nous étudions ont subi de l'altération tardive par la circulation hydrothermale de l'eau de mer, qui aurait pu modifier les signatures isotopiques et surtout celles des isotopes du Sr. Pour tenter d'enlever la contamination liée à l'interaction tardive avec l'eau de mer, nous avons effectué des tests de lessivages qui ont été comparés avec les données obtenues sur phases séparées. Les résultats de ces tests seront décrits dans un autre chapitre, ici nous nous attachons à décrire la méthode de lessivage appliquée en routine suite à ces tests.

Le lessivage consiste à enlever les impuretés contenues dans l'échantillon, notamment celles engendrées par l'altération, permettant de faire des analyses sur un résidu représentatif de l'échantillon avant altération. La quantité d'échantillon à lessiver est dépendante des quantités de Sr et de Nd mesurées dans l'analyse globale des majeurs et traces obtenus respectivement par OE-ICP et ICP-MS au Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) du CRPG. Plus les teneurs en éléments sont faibles, plus il faut de poudre pour qu'ils soient en quantité suffisante pour donner des résultats exploitables lors des analyses.

Lorsque la chimie est réalisée sur minéraux séparés, nous effectuons une première étape de lavage des minéraux à l'éthanol puis acétone et ultrasons. Ils sont ensuite poudrés à la main dans un mortier en agate.

Les poudres de roches totales ou de minéraux séparés sont mises dans des tubes à centrifuger et pesées. À une masse d'environ 150mg de poudres, environ 2.5 mL de HCl 6N (HCl Seastar® ultra pur dilué dans de l'eau millipore) sont ajoutés, puis les tubes sont mis pendant dix minutes aux ultrasons (permettent de mieux séparer les poudres afin de favoriser le lessivage). Ils sont ensuite placés sur plaque chauffante à 90°C pendant environ une heure (au bain-marie sur plaque chauffante), puis de nouveau dix minutes aux ultrasons et enfin centrifugés et rincés à l'eau millipore autant de fois nécessaires à ce que celle-ci soit limpide. En général, trois rinçages sont suffisants pour obtenir une eau limpide. Tous les lessivats sont récupérés et peuvent être analysés dans l'optique de voir quelle part prend l'altération dans les teneurs en Sr lors d'analyses effectuées sur roches totales non lessivées (dans la plupart des cas, les teneurs en Nd dans les roches totales non lessivées sont trop faibles pour que les lessivats aient des teneurs analysables et le Nd étant moins susceptible aux effets de

l'altération par l'eau de mer, si la procédure de lessivage est efficace pour le Sr, elle l'est aussi pour le Nd).

Les échantillons sont ensuite congelés et séchés par lyophilisation. Toutefois, cette technique de séchage peut être remplacé par un séchage classique sur plaque dans des béchers en téflon Savillex®. La lyophilisation a pour avantage un séchage plus efficace.

Cette technique est adaptable en fonction de la quantité de poudre à lessiver, en terme de quantité de HCl et de temps aux ultrasons et de chauffage.

Il y a toujours une perte de matière lors du lessivage et celle-ci est d'autant plus importante que l'échantillon est altéré. Il est possible de perdre jusqu'à la moitié de la masse initiale lorsque l'altération est très importante. Il est d'ailleurs possible de se rendre compte des échantillons les plus altérés à leur perte de matière lors du lessivage. C'est pourquoi il faut toujours prévoir une quantité de poudre plus importante que ce qui est nécessaire.

4.6.2 Le principe de la dilution isotopique

La dilution isotopique est une technique qui permet de déterminer très précisément la concentration d'un élément donné dans un échantillon grâce à l'ajout d'un traceur isotopique artificiel, appelé spike. Celui-ci est fabriqué par enrichissement artificiel d'un élément en un de ses isotopes. Cette technique utilise deux isotopes non radiogéniques dont le rapport est constant dans la nature. La composition isotopique de l'échantillon ainsi mesurée sera un mélange entre sa composition naturelle et celle du spike. En connaissant précisément la quantité et la composition isotopique du spike ajouté à l'échantillon et la masse de ce dernier, il est possible de calculer la teneur de l'élément dans l'échantillon à partir du rapport isotopique du mélange.

Les spikes du Sr sont enrichis en ^{84}Sr et les spikes doubles Sm-Nd sont enrichis en ^{150}Nd et ^{147}Sm . Ces isotopes ont été choisis car ils sont peu abondants dans les échantillons naturels et donc les rapports isotopiques $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont très sensibles à l'ajout des spikes. Comme les spikes possèdent aussi des traces des autres isotopes du Sr, du Nd ou du Sm, il est important de ne pas ajouter trop de spike pour ne pas fausser les compositions isotopiques radiogéniques qui nous intéressent ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$). Ainsi, il est très utile d'avoir une estimation des teneurs en Sr et Nd (à partir des données ICP-MS du SARM) pour permettre un calcul correcte de la quantité de spike à incorporer aux échantillons. Comme les analyses isotopiques sont faites sur des roches totales lessivées ou des minéraux séparés, les teneurs obtenues au SARM ne sont pas exactement égales aux teneurs obtenues par dilution

isotopique, mais elles sont assez proches pour permettre le calcul de la bonne quantité de spike à ajouter.

4.6.3 Attaques acides

Une fois que la lyophilisation est terminée, les poudres sont prêtes à être mises en attaque acide. C'est avant cette étape que les spikes sont incorporés. La quantité de spike nécessaire est calculée en fonction de la teneur de l'élément à spiker mais aussi de la masse de l'échantillon récupérée après le lessivage.

Nous effectuons deux attaques acides successives. La première, qui utilise une solution de HNO₃ Seastar® ultra pur concentré (environ 15N) et de HF Seastar® ultra pur (28N) avec une goutte de HClO₄, met l'échantillon en solution (HF et HNO₃ dissolvent les silicates, tandis que HClO₄ limite la formation de fluorures insolubles). La deuxième, qui utilise une solution de HCl 6N Seastar® ultra pur, permet d'éliminer les fluorures. Les deux attaques sont effectuées à 130°C sur plaque pendant trois jours pour la première et une journée pour la deuxième. Le séchage de chaque étape s'effectue à 110°C. Les volumes d'acides utilisés sont dépendants des masses des échantillons. Pour une masse standard d'environ 150 mg, la première attaque se fait dans 3 mL de HNO₃ et 1.5 mL de HF et la seconde dans 3 mL de HCl. Plus la quantité d'échantillon est importante, plus le volume d'acides nécessaire sera important.

4.7 *PROTOCOLE DE SÉPARATION DU Sr ET DU Nd*

La séparation du Sr et du Nd a été réalisée à partir d'une méthode d'extraction chromatographique modifiée d'après (Pin et al., 1994). Le principe de l'extraction est d'éliminer tous les autres éléments contenus dans l'échantillon, sauf celui dont on veut connaître la composition isotopique.

Les séparations sont réalisées dans des colonnes en polypropylène avec un fritté en polyéthylène de 30 µm à la base (Muromachi). Les résines utilisées pour la première étape de séparation chromatographique sont les Sr.Spec et TRU.Spec.

Une fois que la seconde attaque acide est terminée, les échantillons sont prêts pour la séparation Sr et Sm-Nd. Les dépôts séchés vont être repris dans 1.5mL de HNO₃ 2N. Les

solutions sont ensuite centrifugées, dans le cas où il resterait un dépôt solide après la mise en solution, avant d'être pipetées, pour ne pas risquer qu'un dépôt ne bouche les colonnes.

Pour la première partie de l'extraction, les colonnes Sr.Spec sont placées au-dessus des colonnes TRU.Spec. Tous les acides utilisés sont faits par dilution en eau millipore des acides Seastar® ultra-purs.

<i>Préconditionnement</i>
HNO₃ - 0.05N (remplir)
HNO₃ - 2N
<i>Conditionnement</i>
2*0.5 mL
<i>Chargement échantillon</i>
Échantillon 1.5 mL (3*0.5 mL)
Rinçage
2*0.5 mL

A partir de cette étape, les colonnes sont séparées.

Sr.Spec	TRU.Spec
HNO₃ - 7N	HNO₃ - 2N
Lavage	Lavage
6*0.5 mL	6*0.5 mL
HNO₃ - 3N	
<i>Elution Ba</i>	
0.5 ml	
HNO₃ - 0.05N	HNO₃ - 0.05N
<i>Elution Sr</i>	<i>Elution LREE</i>

4*0.5 mL	4*0.5 mL
Séchage 90°C	Séchage 90°C
Lavage colonnes (remplir)	Lavage colonnes (remplir)
HCl - 6N	HF 0.29N/HCL 1N
H ₂ O	H ₂ O
HNO ₃ - 0.05N	HNO ₃ - 0.05N
HNO ₃ - 0.05N	HNO ₃ - 0.05N
H ₂ O	H ₂ O
<i>Stocker - HNO₃ 0.05N</i>	<i>Stocker - HNO₃ 0.05N</i>

Une fois que le Sr a été extrait et séché, il est prêt à être analysé.

Pour pouvoir analyser le Nd, il est nécessaire de le séparer du Sm qui a plusieurs interférences isobariques directes avec Nd, ainsi que des autres lanthanides. Ceci est permis par une nouvelle extraction chromatographique sur la résine Ln.Spec dans des colonnes en verre (Pin et al., 1994; Pin and Zalduegui, 1997).

HCl – 0.27N
<i>Conditionnement</i>
3*0.1 mL
<i>Chargement échantillon (fraction LREE des colonnes TRU.spec)</i>
0.1 mL
Lavage
2*0.1 mL
2.5 mL
<i>Elution Nd</i>
3 mL
Séchage 90°C

Lavage
1 mL
HCL – 0.75N
0.5 mL
<i>Elution Sm</i>
2 mL
Séchage 90°C
Lavage colonnes (remplir)
HCl 6N
H ₂ O
<i>Stocker – HCl 0.27N</i>

Tableau 1 : Méthode d'extraction des éléments Sr, Nd et Sm.

Une fois l'extraction terminée, Nd et Sm sont prêts à être analysés par spectrométrie de masse. Des blancs de chimie sont réalisés en même temps que les échantillons pour s'assurer qu'il n'y a pas de contamination par les acides, par les béchers ou par tout le processus de manipulation. Les blancs de chimie sont réalisés en ajoutant une goutte de spike peu concentré dans un bécher vide avant la première attaque acide et ils subissent ensuite toutes les étapes de chimie comme des échantillons.

4.8 SPECTROMÉTRIE DE MASSE

Le Sr est analysé par TIMS (Thermo-Ionization Mass Spectrometry) et le Nd par MC-ICP-MS (Multi-Collector Inductively Coupled Mass Spectrometry).

La spectrométrie de masse se base sur le principe que, après ionisation et accélération dans un champ électrique, il est possible de séparer des ions les uns des autres, en les soumettant à des champs magnétiques, en fonction de leurs rapports masse/charge.

4.8.1 TIMS TRITON Plus

a) Dépôts des échantillons

Avant d'être analysés, les échantillons doivent être déposés sur des filaments de rhénium purs à 99.999%. Ces derniers sont d'abord dégazés sous vide (courant d'environ 4A) pour ôter toute contamination potentielle. Ils sont ensuite placés sur un banc de dépôt et soumis à une tension d'environ 0.8A. Les échantillons ont préalablement été dissous dans environ 1 μ L de HCl 2.5N. La fraction de l'échantillon déposée sur le filament va dépendre de la teneur en Sr et Nd des échantillons et de la quantité nécessaire pour optimiser les analyses. Dans notre cas, nous prenons généralement 10% de l'échantillon à déposer pour le Sr et tout l'échantillon pour le Nd (ce dernier étant en teneurs très faibles).

Le dépôt en lui-même, effectué à l'aide d'une micro-seringue et d'un cathéter en téflon, se divise en trois étapes, façon "sandwich" : une micro goutte d'activateur puis une micro goutte d'échantillon puis de nouveau une micro goutte d'activateur et une fois sec, le dépôt est flashé à 2A.

Le métal constituant le filament est choisi en fonction de sa résistance à de hautes températures et de sa haute fonction de travail (W , qui est l'énergie qu'il faut fournir à un électron pour qu'il puisse quitter la surface d'un matériau). Les filaments de rhénium sont choisis car le point de fusion de celui-ci est de 3180°C et sa fonction de travail de 5.1 eV.

L'activateur est une solution permettant d'améliorer l'émission des ions. Pour le Nd, c'est une solution de H_3PO_4 . Pour le Sr, c'est un mélange composé de Ta_2O_5 , HF, H_3PO_4 et HNO_3 .

b) Spectrométrie de masse

La totalité des mesures du Sr et une partie des mesures du Nd (premières analyses réalisées sur roches totales non lessivées) ont été effectués sur le Spectromètre de Masse à Thermo-Ionisation (TIMS) TRITON *Plus* au CRPG (Figure 28).

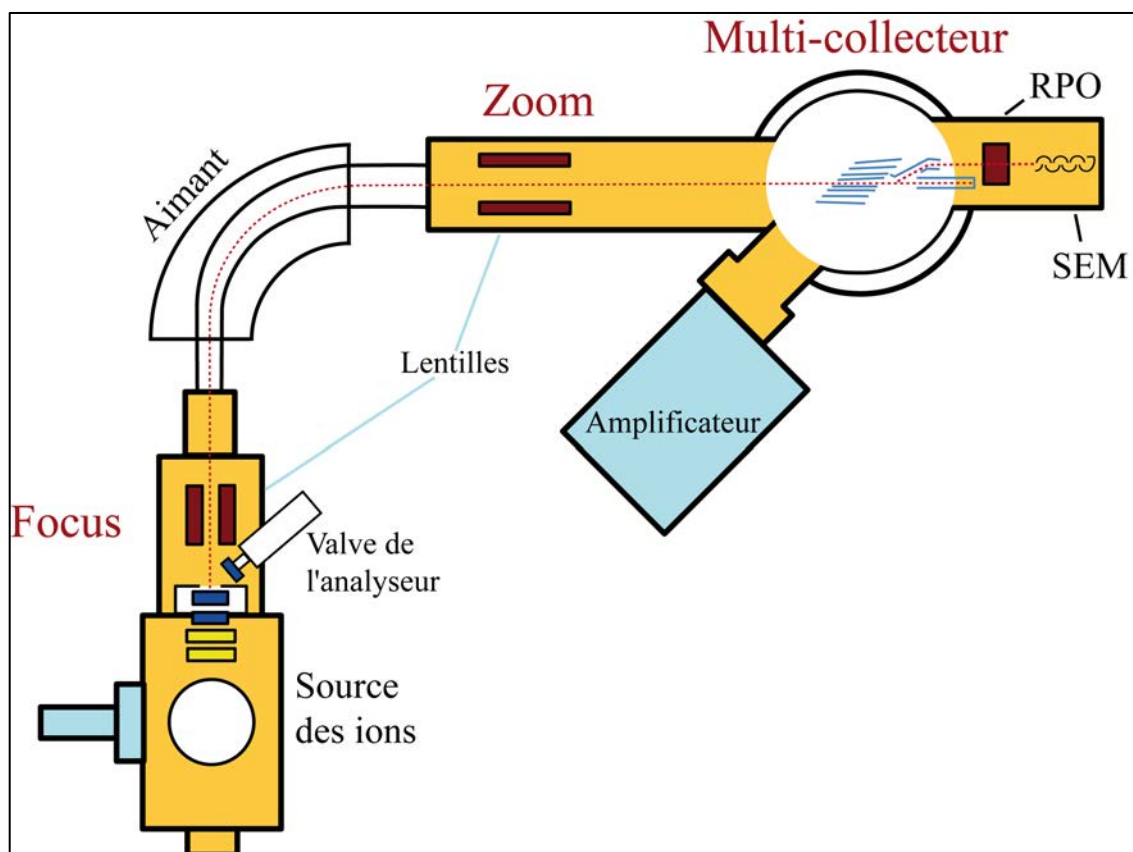


Figure 28 : Schéma de fonctionnement du TRITON (d'après la documentation Thermo Fischer Scientific).

La thermo ionisation consiste à faire émettre et ioniser par chauffage l'élément chimique que l'on veut analyser et qui est déposé sur un filament. Dans les cas des analyses du Sr, un seul filament est utilisé et c'est celui-ci qui sera chauffé (le courant peut monter jusqu'à 3000 mA). Pour les analyses du Nd deux filaments sont utilisés, un premier d'évaporation sur lequel est déposé l'échantillon et un second d'ionisation, l'un en face de l'autre. Le filament d'évaporation est à une température inférieure à celui d'ionisation (courant à 1800 mA contre 3900 mA).

La précision des résultats dépend essentiellement de l'intensité du faisceau d'ions et de sa durée de vie, c'est-à-dire de la quantité d'échantillon disponible et de l'efficacité de la thermo-ionisation. L'efficacité de la thermo-ionisation dépend de multiples facteurs :

- nature, quantité et pureté de l'élément à analyser
- activateur
- matériau constituant le filament
- température
- géométrie du dépôt et de la source

Le taux d'ionisation est fourni par l'équation de Saha-Langmuir :

$$\frac{n_i}{n_0} = A e^{\frac{W-I}{kT}}$$

Où n_i est la fraction d'ions positifs réémis; n_0 est la fraction d'atomes neutres réémis; A est un coefficient dépendant de l'élément; W est la fonction de travail de sortie du filament, c'est-à-dire la quantité d'énergie qu'il faut fournir à un électron pour qu'il quitte une surface, en eV; I est l'énergie de première ionisation, c'est-à-dire celle nécessaire pour ioniser un atome de l'échantillon, en eV; k est la constante de Boltzmann et T la température en °K.

Pour que l'ionisation soit efficace, il est préférable d'avoir un filament dont la fonction de travail est élevée. Il est aussi évident que les éléments qui possèdent une énergie d'ionisation faible sont les plus adaptés à l'analyse par TIMS.

Les analyses sont réalisées en multicollecion en mode statique, ce qui veut dire que tous les isotopes d'intérêt sont mesurés en même temps sur des cages de Faraday différentes. L'analyse par TIMS est parfaitement adaptée à la mesure du Sr dans nos échantillons qui ont des teneurs en Sr compris entre 2 ppm pour les plus pauvres et 300 ppm. Au vu des masses de nos échantillons, il y avait encore des dizaines de μg de Sr disponibles pour les analyses. Par contre le Nd se trouve en quantités bien inférieures à 1 ppm dans la plupart de nos échantillons. Combiné au fait que l'ionisation ne possède pas un rendement élevé, les intensités mesurées ne permettent pas d'obtenir des résultats exploitables. Ceci nous a donc poussé à chercher un autre moyen d'obtenir des données fiables pour le Nd.

c) Corrections des analyses

Il y a plusieurs types de corrections à effectuer aux rapports isotopiques mesurés :

- Interférence isobarique du ^{87}Rb . Pour corriger les interférences isobariques, il faut connaître les abondances naturelles des isotopes de chaque élément puis mesurer l'intensité d'un autre isotope de l'élément interférant et ensuite soustraire de l'intensité de ce dernier le facteur de correction calculé.
- Pour le fractionnement : dans un TIMS, lors du chauffage du filament, les isotopes légers sont plus facilement arrachés que les isotopes lourds. Les isotopes légers sont donc

surreprésentés dans les mesures de la première partie de l'analyse. Au cours de l'analyse, l'échantillon restant sur le filament devient de plus en plus appauvri en isotopes légers par rapport aux isotopes lourds et cette évolution est reflétée par des rapports isotopiques mesurés de plus en plus riches en isotopes lourds. Ceci correspond globalement à un fractionnement de type Rayleigh. Pour corriger cet effet, nous utilisons un rapport isotopique non radiogénique, appelé rapport de normalisation, et nous calculons le facteur nécessaire pour ramener la valeur mesurée de ce rapport à la valeur acceptée, en supposant une loi exponentielle de fractionnement. Ce même facteur est ensuite utilisé pour corriger les rapports isotopiques d'intérêt de l'effet du fractionnement. Pour le Sr, le rapport de normalisation est $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$.

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_{\text{norm}} = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_{\text{unnorm}} * \left(\frac{^{84}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_{\text{unnorm}} \right)^f$$

avec f le facteur de fractionnement.

- Pour le spike : la présence dans le spike de quantités faibles d'isotopes autres que l'isotope principal modifierait tous les rapports isotopiques, y compris le rapport d'intérêt $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, et les rapports utilisés pour corriger le fractionnement. Un calcul itératif est donc utilisé pour déterminer les bonnes valeurs.

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_{\text{corr}} = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_{\text{norm}} * \left(S/N * \frac{abd \ ^{86}\text{Sr}_{\text{spike}}}{abd \ ^{86}\text{Sr}_{\text{naturel}}} + 1 \right) - S/N * \frac{abd \ ^{87}\text{Sr}_{\text{spike}}}{abd \ ^{86}\text{Sr}_{\text{naturel}}}$$

Avec S, le nombre de moles de Sr dans le spike et N, le nombre de moles de Sr dans l'échantillon. Dans chaque itération, le rapport S/N est calculé et utilisé pour affiner l'estimation du rapport $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ du mélange spike-échantillon. Ce nouveau rapport de normalisation est utilisé pour recalculer les valeurs des rapports $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{\text{norm}}$ et $^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}_{\text{norm}}$. Ce dernier est ensuite utilisé pour calculer la nouvelle valeur du rapport S/N. Dix itérations sont faites, même si la valeur du rapport $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ se stabilise normalement après deux ou trois itérations. La valeur finale du rapport S/N est utilisée pour calculer la teneur en Sr.

d) Standards et blancs

Le standard utilisé pour l'analyse du Sr est le NBS 987, d'une concentration d'environ 100 ppm et d'un rapport moyen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.710255 ± 0.000032 (2σ , $n = 106$) sur les trois ans d'analyses (Figure 29).

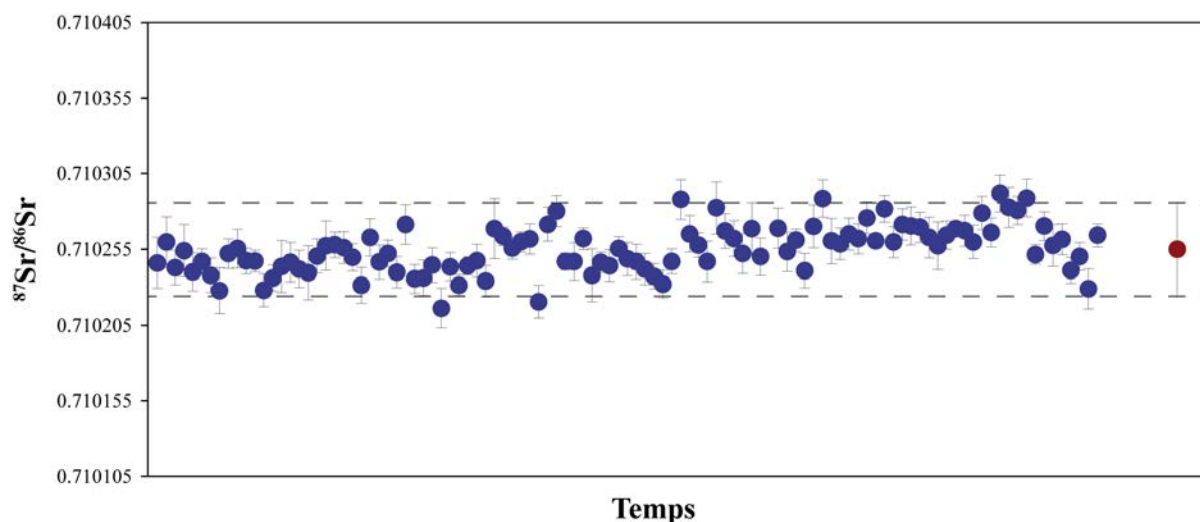


Figure 29 : Variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du standard de strontium NBS-987 sur les trois ans d'analyses. Les barres d'erreurs sur les rapports représentent 2σ . Le cercle rouge représente la moyenne de tous les standards analysés, deux écart-types en barre d'erreur.

Les standards sont analysés à chaque série pour s'assurer que l'instrument est correctement réglé et qu'il n'y a pas de dérive au cours du temps.

Les blancs quant à eux sont analysés pour vérifier qu'il n'y a pas de contamination pendant la phase de préparation en chimie (essentiellement par les acides et les béchers) ou pendant l'analyse par spectrométrie de masse, même si cette dernière contribution est normalement très faible (Tableau 2).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7117	0.7170	0.7054	0.7106	0.7025	0.8143	0.8861
[Sr] ng	0.4	0.2	1.4	0.9	1.7	1.2	1.3

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7154	0.8434	0.7137	0.7105	0.7038	0.7033	0.7258
[Sr] ng	0.7	0.8	0.3	0.8	24.0*	29.0*	2.1

Tableau 2 : Rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et concentrations en Sr des blancs analysés. *Obtenus lors d'une panne du système d'extraction d'air dans les boîtes de séchage.

Les blancs n'auront aucun effet sur les valeurs isotopiques des échantillons car dans tous les cas ils représentent moins de 1% de la quantité totale de Sr analysée. Ceci est vrai même pour les deux blancs très élevés, parce qu'ils étaient associés uniquement aux analyses d'échantillons riches en Sr.

4.8.2 Néodyme sur MC-ICPMS NEPTUNE *Plus*

Les teneurs en Nd des échantillons étant au final trop faibles pour que celles-ci puissent être analysées dans de bonnes conditions au TIMS, nous avons décidé d'effectuer les analyses sur le MC-ICP-MS NEPTUNE *Plus* (Multi Collector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer) au CRPG (Figure 30).

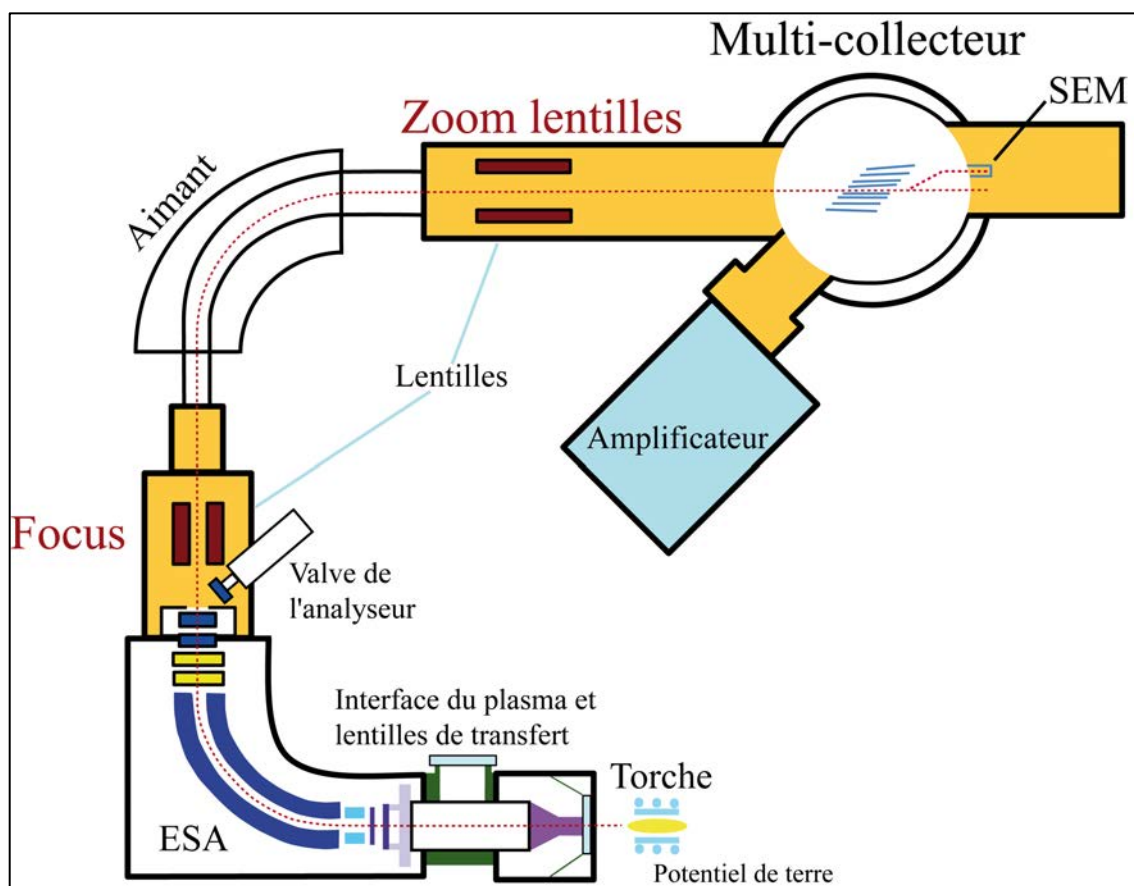


Figure 30 : Schéma de fonctionnement du MC-ICPMS Neptune Plus (d'après la documentation Thermo Fischer Scientific).

Le MC-ICP-MS, contrairement au TIMS, utilise des échantillons en phase liquide dans du HNO_3 0.05N. Dans la configuration normale, l'échantillon est pompé et passe dans un nébuliseur où il est transformé en aérosol, puis dans une double chambre de nébulisation dont

le rôle est de condenser les plus grosses gouttes et qui permet ainsi d'avoir un aérosol homogène, pour enfin être ionisé par un plasma d'argon à environ 6000°K. L'ESA forme un champ électrique qui permet le passage des ions et électrons ayant une énergie spécifique.

Pour les analyses du Nd (comme nos échantillons sont très pauvres), au lieu d'utiliser la configuration normale décrite ci-dessus, il a été nécessaire de coupler le Neptune au désolvateur Aridus II (Cétac) qui permet d'augmenter d'au minimum cinq fois la sensibilité de l'ICP. Il augmente l'efficacité du transport de l'échantillon et réduit la quantité de solvant qui arrive sur le plasma, grâce à la présence d'une membrane microporeuse tubulaire PTFE. Ceci permet donc l'analyse de solutions de concentrations inférieures à 50 ppb, comme la plupart de nos échantillons.

a) Corrections des analyses

Comme pour les analyses du Sr au TIMS, il y a plusieurs types de corrections à effectuer :

- Interférences isobariques du Sm. Pour corriger les interférences isobariques, il faut connaître les abondances naturelles des isotopes de chaque élément puis mesurer l'intensité d'un autre isotope de l'élément interférant et ensuite soustraire de l'intensité de ce dernier le facteur de correction calculé. Avec un MC-ICP-MS, il n'est pas toujours facile de corriger les interférences parce qu'elles peuvent être moléculaires et parce qu'on ne peut pas être sûr que le fractionnement de masse de l'interférence sera pareil que le fractionnement de masse de l'élément d'intérêt.
- Sur MC-ICP-MS, le fractionnement est complètement différent de celui du TIMS. Les isotopes lourds sont plus centrés dans le faisceau et donc passent plus facilement à travers les cônes, ce qui induit un biais toujours en faveur des isotopes lourds. Comme la solution est introduite en continu, il n'y a pas d'effet de fractionnement de Rayleigh (comme au TIMS). Le fractionnement ne change donc pas pendant l'analyse et les standards mesurés avant et après auront la même valeur de fractionnement. Le fractionnement est souvent beaucoup plus important qu'au TIMS mais il peut être corrigé (technique de "standard bracketing") à l'aide d'une loi exponentielle. Les rapport de normalisation est $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$.

- Pour le spike : la présence dans le spike de quantités faibles d'isotopes autres que l'isotope principal modifierait tous les rapports isotopiques, y compris le rapport d'intérêt $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, et les rapports utilisés pour corriger le fractionnement. Un calcul itératif, analogue à celui décrit pour le Sr au TIMS, est donc utilisé pour déterminer les bonnes valeurs.

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{corr}} = \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{norm}} * \left(S/N * \frac{abd \ ^{144}\text{Nd}_{\text{spike}}}{abd \ ^{144}\text{Nd}_{\text{naturel}}} + 1 \right) - S/N * \frac{abd \ ^{143}\text{Nd}_{\text{spike}}}{abd \ ^{144}\text{Nd}_{\text{naturel}}}$$

Avec S, le nombre de moles de Nd dans le spike et N, le nombre de moles de Nd dans l'échantillon. Dans chaque itération, le rapport S/N est calculé et utilisé pour affiner l'estimation du rapport $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du mélange spike-échantillon. Ce nouveau rapport de normalisation est utilisé pour recalculer les valeurs des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{norm}}$ et $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{norm}}$. Ce dernier est ensuite utilisé pour recalculer la nouvelle valeur du rapport S/N et ainsi la teneur en Nd.

b) Standards et blancs

Nous avons utilisé plusieurs standards au cours des trois années. Le standard JNdi-1 a été analysé avec des concentrations de 100, 50 et 20 ppb et la valeur moyenne du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour toutes les concentrations est de 0.512082 ± 0.000027 (2σ , $n = 130$) sur trois ans (Figure 31). Ce standard a été développé par Tanaka et al. (2000). Lors d'une étude interlaboratoire, ces auteurs ont trouvé la relation suivante entre la valeur du standard LaJolla et la valeur du JNdi-1 dans les différents laboratoires :

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{JNdi-1}} = 1.000503 * \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{LaJolla}}$$

Notre valeur de 0.512082 pour le JNdi-1 correspondrait donc à une valeur de 0.511825 pour le standard LaJolla.

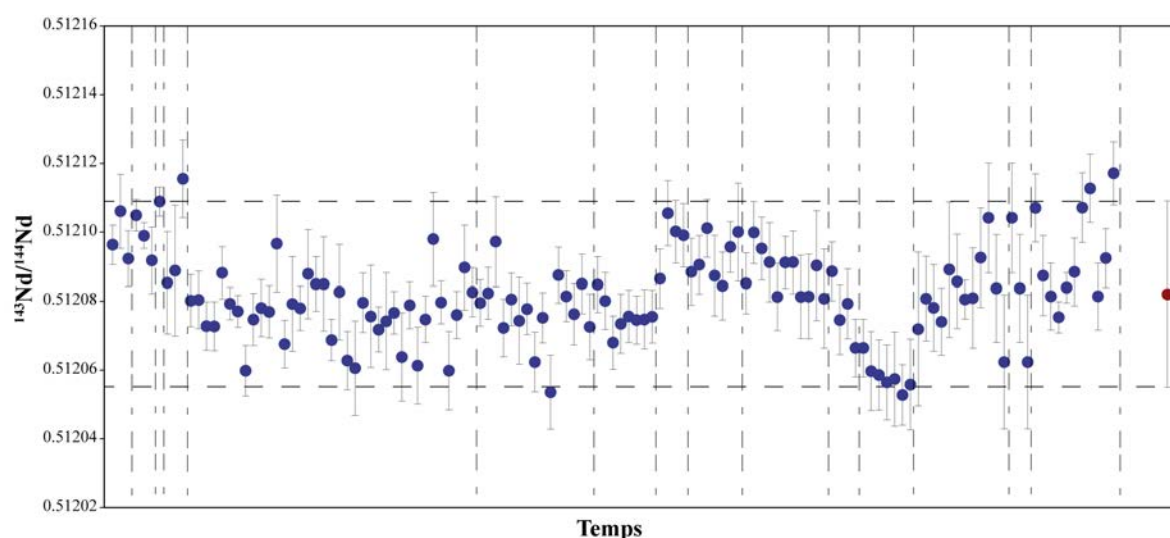


Figure 31 : Variations du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du standard de néodyme JNdi-1 sur une période de deux ans. Les barres d'erreurs sur les rapports représentent 2σ . Le rond rouge représente la moyenne de tous les standards analysés, deux écart-types en barre d'erreur. Les lignes verticales séparent les différentes sessions d'analyse.

Nous avons analysé le standard LaJolla directement dilué aux concentrations de 70, 30 et 20 ppb. La valeur moyenne du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour toutes ces concentrations est de 0.511831 ± 0.000028 (2σ , $n = 52$) sur trois ans (Figure 32), ce qui est cohérent avec nos résultats pour le standard JNdi-1, lorsque l'on considère la relation existant entre les standards JNdi-1 et LaJolla.

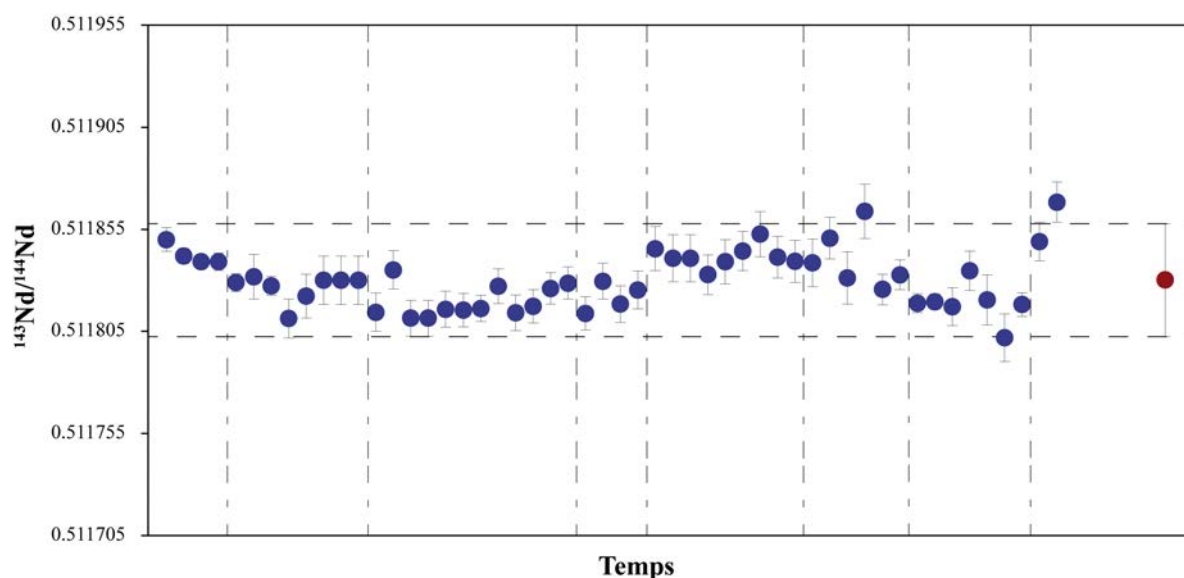


Figure 32 : Variations du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du standard de néodyme LaJolla sur une période de deux ans. Les barres d'erreurs sur les rapports représentent 2σ . Le rond rouge représente la moyenne de tous les standards analysés, deux écart-types en barre d'erreur. Les lignes verticales séparent les différentes sessions d'analyse.

Comme il est possible de le voir sur ces graphiques, la reproductibilité de chaque standard lors de chaque session d'analyse est nettement meilleure que la reproductibilité sur les deux ans. La valeur moyenne du standard JNdi-1 de chaque session est corrélée à celle du standard LaJolla. La valeur moyenne du standard LaJolla de chaque session est utilisée pour corriger les données obtenues, en supposant que la vraie valeur du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est égale à 0.511852.

Des blancs ont été réalisés en chimie dans les mêmes conditions que les échantillons et ont été analysés pour contrôler le niveau de contamination pendant la phase de préparation chimique (Tableau 3). À cause de leur faible quantité de Nd, il était impossible d'obtenir des valeurs isotopiques fiables pour les blancs.

[Nd] ng	0.6	0.1	0.1	≈ 0	0.2	0.3	1.5*	3.8*	0.2	0.3
---------	-----	-----	-----	-------------	-----	-----	------	------	-----	-----

Tableau 3 : Rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et concentrations en Nd des blancs analysés. *Obtenus lors d'une panne du système d'extraction d'air dans les boîtes de séchage.

Les blancs n'auront aucun effet sur les valeurs isotopiques des échantillons car dans tous les cas ils représentent moins de 1% de la quantité totale de Nd analysée. Ceci est vrai même pour les deux blancs très élevés, parce qu'ils étaient associés uniquement aux analyses d'échantillons riches en Nd.

4.9 AUTRES INSTRUMENTS UTILISÉS : MEB-EBSD

Le MEB-EBSD (Microscope Électronique à Balayage – Électron Backscattered Diffraction) sert à imager l'orientation cristallographique des minéraux. Nous avons utilisé le MEB-EBSD JEOL JSM5600 SEM du laboratoire de Géosciences de l'Université de Montpellier II.

Les lames minces sont mises dans un microscope électronique à balayage et le porte-échantillon est basculé à 70° pour augmenter le contraste du cliché d'électrons rétrodiffusés. Le faisceau d'électrons frappe la lame mince et produit un motif de diffraction qui est projeté sur un écran au phosphore. L'image est acquise par une caméra digitale CCD et est ensuite envoyée à l'ordinateur après réduction du bruit de fond et augmentation du signal relatif au

motif de diffraction. Un diagramme de diffraction d'électrons rétrodiffusés se forme lorsque plusieurs plans différents diffractent les électrons pour former les bandes de Kikuchi qui correspondent à chacun des plans de diffraction du réseau. Les bandes de Kikuchi sont composées d'une paire de lignes de Kikuchi parallèles et sont spécifiques à une espèce minérale et à l'orientation du réseau cristallographique. La formation des lignes de Kikuchi est due aux électrons qui, satisfaisant la loi de Bragg pour un plan donné, émanent en cônes de diffraction de chaque côté de ce plan.

Si les bandes de Kikuchi sont bien décrites, il est possible de les relier à la phase et à l'orientation cristalline du matériau étudié grâce à une base de données.

Cette technique permet de faire la cartographie minérale des lames minces analysées et de connaître, après traitement informatique, les orientations cristallographiques de ces minéraux. Le programme Channel+, d'Oxford Instruments HKL Technology, est utilisé pour l'indexation. Des pas d'indexation entre 45 et 100 μm ont été utilisés pour être sûr d'indexer tous les minéraux. Les taux d'indexation des lames minces étaient compris entre 40% et 95%.

Références

- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., and 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: *Geostandards Newsletter*, v. 25, no. 2-3, p. 187–198.
- Merlet, C., 1994, An accurate computer correction program for quantitative electron probe microanalysis: *Microchimica Acta*, v. 114, no. 1, p. 363-376.
- Parfenoff, A., Pomerol, C., Tourenq, J., et Wyart, J., 1970, *Les minéraux en grains: méthodes d'étude et détermination*: Paris: Masson, p. 89.
- Pin, C., and Zalduegui, J.F.S., 1997, Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks: *Analytica chimica acta*, v. 339, no. 1-2, p. 79–89.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., and Poitrasson, F., 1994, Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography: *Analytica chimica acta*, v. 298, no. 2, p. 209–217.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., and Shimizu, H., 2000, JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium: *Chemical Geology*, v. 168, no. 3, p. 279–281.

CHAPITRE 5

ÉTUDE DES ÉLÉMENTS MAJEURS
ET TRACES D'UN DIAPIR DE
MANTEAU DE L'OPHIOLITE
D'OMAN : IMPLICATION POUR LES
PROCESSUS MAGMATIQUES
HORS-AXE

Major and trace element study of a mantle diapir in the Oman ophiolite: implications for off-axis magmatic processes

Marie Nicolle^{1*}, Laurie C. Reisberg¹, Delphine Bosch²,
David Jousselin¹ and Aurore Stéphant¹

(Ce chapitre fait l'objet d'une publication rédigée en anglais à soumettre au journal *Earth and Planetary Science Letters*)

1. Université de Lorraine, CRPG, Rue Notre Dame des Pauvres, 54501, Vandoeuvre-lès-Nancy, France.
2. Géosciences Montpellier, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.

*: *corresponding author*

Résumé en français

La cartographie de l'ophiolite d'Oman montre la présence de l'axe d'une dorsale rapide, défini par cinq diapirs de manteau à l'aplomb de la ride, ainsi qu'un diapir de manteau hors-axe, mis en place à 25 kilomètres de celui-ci. Chacun des deux types de diapir présente une Zone de Transition au Moho (MTZ) spécifique. La MTZ des diapirs à l'axe est épaisse (100 à 300 mètres) et composée de lentilles de gabbros lités dans la dunite alors que la MTZ du diapir hors-axe est encore plus épaisse (100 à 1000 mètres) et composée de grandes lentilles de pyroxénites dans la dunite ; l'absence de gabbro et d'imprégnation de plagioclase dans la dunite est exceptionnelle comparé à la MTZ ailleurs dans l'ophiolite. De plus, le diapir hors-axe est associé à des filons gabbroïques qui intrudent le manteau à sa périphérie et à des intrusions micro-gabbroïques dans la croûte sus-jacente. Ces filons et intrusions sont riches en amphiboles, ce qui suggère que le magma est hydraté (probablement par l'assimilation de péridotite lithosphérique, dont on trouve des enclaves dans les intrusions). Nous avons combiné les observations de terrain et la pétrologie avec la géochimie des éléments majeurs et traces sur roches totales et minéraux séparés d'échantillons de la MTZ du diapir hors-axe de Mansah. Ces analyses ont été interprétées conjointement à des données, nouvelles et déjà existantes, sur la MTZ du diapir à l'axe de Maqsad. Ceci nous a conduit aux conclusions suivantes : (1) L'abondance de clinopyroxènes et l'absence de plagioclase dans la MTZ hors-axe s'explique par deux facteurs a) la présence d'eau dans la lithosphère hydratée avant l'intrusion du diapir inhibe la cristallisation du plagioclase qui a normalement lieu à cette profondeur ; b) les liquides extraits par le diapir hors-axe trouvent leur origine en grande partie dans la fusion de veines de pyroxénites (2) Ces liquides réagissent ensuite avec la harzburgite appauvrie qui se ré-asthénosphérise à mesure que le diapir monte dans la lithosphère, expliquant ainsi la signature particulière des clinopyroxènes de la MTZ hors-axe, appauvrie en éléments incompatibles, comparée à celle des clinopyroxènes de la MTZ à l'axe (3) D'après nos calculs de la composition en terres rares de liquides en équilibre avec les clinopyroxènes de la MTZ, les filons gabbroïques qui intrudent le manteau en périphérie du diapir hors-axe seraient les cumulats provenant des liquides résiduels produits par la réaction entre les liquides des veines de pyroxénites et la harzburgite ; (4) Les intrusions micro-gabbroïques dans la croûte ont des compositions en éléments majeurs et traces similaires à celles des liquides basaltiques et représenteraient un mélange entre les liquides résiduels des pyroxénites de la MTZ et ceux des filons gabbroïques. Le diapir de Mansah pourrait fournir un analogue aux seamounts actuels trouvés près de l'EPR et pourrait apporter de nouvelles

informations sur l'interaction entre le matériel hors-axe qui monte et le manteau lithosphérique appauvri, ainsi que sur la structure interne des seamounts.

Abstract

Mapping of the Oman ophiolite has revealed the presence of a fast spreading axis, defined by five on-axis mantle diapirs as well as an off-axis mantle diapir emplaced 25 kilometers from the axis. On and off-axis diapirs each have a Moho Transition Zone (MTZ) but these have contrasting characteristics. On-axis diapirs have a thick MTZ composed of dunite with layered gabbro lenses whereas the off-axis diapir has an even thicker MTZ composed of dunite with pyroxenite lenses and a notable absence of plagioclase. Furthermore, the off-axis diapir is associated with gabbroic sills intruding the mantle at its periphery and microgabbroic intrusions in the crust above it. Field and petrological observations, together with major and trace element geochemistry of both whole rocks and separated phases from the MTZ of the off-axis Mansah diapir were interpreted in the light of new and existing data from the on-axis Maqsad diapir, leading us to reach the following conclusions: (1) The abundance of clinopyroxene and the absence of plagioclase in the MTZ of the off-axis diapir can be explained by two factors a) the presence of water derived from the hydrated lithosphere leads to the suppression of plagioclase crystallization that would normally occur at this depth and b) the liquids extracted by the uprising diapir are originally derived in large part from melting of pyroxenite veins; (2) These liquids react with the depleted harzburgites, which are re-aesthenospherized as the diapir ascends through the lithosphere, thus explaining the distinctive geochemical signatures of clinopyroxenes in the off-axis MTZ, which are depleted in incompatible elements relative to those in the on-axis MTZ; (3) Based on calculation of rare earth element patterns of liquids in equilibrium with MTZ clinopyroxenes, the gabbroic sills intruding the mantle around the off-axis diapir are cumulates from the residual liquids produced by the reaction between the melts of pyroxenite veins and the harzburgite; (4) The microgabbroic lenses in the crust have major and trace element compositions similar to those of basaltic liquids and represent mixtures of the liquids residual to the MTZ pyroxenites and to the gabbroic sills. The Mansah diapir may provide an analog to present-day seamounts found near the EPR and could shed light on the interaction between rising off-axis material and depleted lithospheric mantle and on the internal structure of seamounts.

Introduction

The distribution of melt and the organization of melt transport beneath ocean spreading ridges have a critical influence on both magmatic compositions and mechanisms of ocean crust production. At fast spreading ridges, volcanic activity is seemingly limited to a narrow zone only four kilometers wide. This is fed by a melt lens of similar width, located one to two kilometers beneath the seafloor (Detrick et al, 1987). The melt overlies a crustal low seismic velocity zone, which widens progressively with depth, reaching a width of roughly 15 kilometers near the Moho (Vera et al, 1990; Caress et al, 1992; Dunn et al, 2001). Taken together, these observations are consistent with a triangular shape for the crustal melt plumbing system. However, magmatic activity is not limited to the ridge axis. Seamount volcanism points to outliers that must be taken into account in a comprehensive melt circulation model. The discovery of melt sills in the lower crust at the crust-mantle interface, located as far as 20 kilometers (Garmany, 1987; Crawford et al., 1999, 2002) from the rise, also shows that not all melt emplacement is focused beneath the ridge. In addition, a recent tomographic study at the East Pacific Rise (EPR) demonstrates that melt upwelling in the mantle does not systematically occur directly beneath the axis but also 5 to 20 kilometers away from it (Toomey et al., 2007).

When the magma is delivered off-axis, away from the crustal low velocity zone, it will come in contact with a frozen lower crust and cooled lithospheric mantle, both potentially modified by hydrothermal alteration. This specific tectonic context of off-axis melt delivery will inevitably have an influence on the petrology and geochemistry of the magmas. This effect can be most effectively investigated by studying the rocks formed at the crust-mantle interface. These are observable in ophiolites where this zone has been described as the Moho Transition Zone (MTZ) (Boudier and Nicolas, 1995). This zone is composed of dunites containing lenses that may include gabbros, pyroxenite and/or chromite. Its thickness is consistently correlated with the geological setting, being thicker than 50 meters above mantle diapirs, and less than 50 meters away from diapirs ((Nicolas and Ildefonse, 1996), (Jousselin and Nicolas, 2000a)).

We focus our study on the Oman ophiolite, a very large and well exposed relic of a former fast-spreading ridge. Mapping of the ophiolite has shown that the ridge axis was preserved and is delineated by five on-axis diapirs (Boudier et al., 1997), whose size and spacing match

the distribution of melt upwelling centers found at the EPR (Toomey et al., 2007). This ophiolite also contains an off-axis upwelling center (Jousselin and Nicolas, 2000b) providing a field laboratory allowing exploration of the contrasts between on and off-axis melt delivery processes.

In this paper, we present results from a study of major and trace elements in rocks of the MTZ of the two different diapirs. Our purpose is to characterize the composition of the MTZ section in the off-axis diapir together with sills found in its vicinity and compare this with the more classic section found in the on-axis diapir, in order to better understand the melt extraction process in off-axis settings.

Geological Setting and field description of the studied diapirs

The Oman ophiolite is roughly 500 kilometers long and 50 to 100 kilometers wide. It was obducted on the Oman margin during the closure of the Neo-Tethys ocean 95 million years ago (Coleman, 1981; Hacker, 1994). Its continuous gabbroic crust indicates the presence of an extensive, long lived magma chamber along the ridge, suggesting that the ophiolite is a relic of a fast spreading center, as confirmed by a recent high resolution dating study (Rioux et al., 2012), indicating a spreading rate of 10 cm/yr. The mantle section is dominated by harzburgite; lherzolite is nearly absent.

Structural mapping in the southern part of the ophiolite (particularly the Rustaq, Sumail and Wadi Tayin massifs) shows a NW-SE dike system at the center of the massifs spanning a width of 20-50 kilometers, and a NE-SW system in the outer parts of the massifs. This geometry is possible only if a paleo-spreading center is preserved within the ophiolite (Boudier et al., 1997), in an area where an alignment of five mantle diapirs has been mapped (figure 1).

Mantle diapirs are identified by plunging lineations and the presence of numerous dikes in the harzburgite, a MTZ thicker than 50 meters and the presence of chromitite pods (Jousselin et al., 1998). The correlation of these four independent characteristics provides coherent evidence for localized melt upwelling. In the on-axis diapirs, radial horizontal flow in the mantle at the outskirts of the diapirs and the parallelism of lineations in the lower and in the upper mantle sections show that these structures were active beneath a mature spreading

center (figure 2). In each of the five on-axis diapirs, the MTZ varies from a few meters to 450 meters in thickness. It contains mostly dunite, as well as a few horizons with plagioclase impregnated dunites and layered gabbro lenses, as detailed by numerous studies (Boudier and Nicolas, 1995; Jousselin et al., 2012; Kelemen et al., 1997; Koga et al., 2001) (figure 3a). We concentrate on the example of the Maqsad on-axis diapir, which was also investigated in several of these earlier studies. This choice is based on its proximity to the off-axis diapir of Mansah, both being located in the Sumail massif.

The Mansah diapir is located about 25 kilometers to the north-east of the alignment defined by the five on-axis diapirs (figure 1). Its structure has been described in detail in a previous study (Jousselin and Nicolas, 2000b), which showed that it was an off-axis diapir. Based on this earlier work and our more recent field observations, we describe here its main characteristics, which contrast with those of the on-axis diapirs (figure 2).

As is true for the on-axis case, the existence of a diapir in the region of Mansah is indicated by the presence of steeply plunging lineations in the mantle section. However, the passage from plunging lineations to horizontal flow in the Mansah diapir is marked by a shear zone instead of by a gradual change of orientation. This structure is interpreted to form as a consequence of the impingement of the diapir on the horizontally laminated lithospheric mantle. The Moho is tectonized above the diapir, as if the pre-existing crust were disturbed by its arrival (figure 3b). The MTZ is also different from that observed above on-axis diapirs. It is thicker, ranging up to 1 kilometer and completely lacking in gabbro lenses. Instead, it is composed of dunite and pyroxenite lenses that are not as strongly deformed as the on-axis layered gabbro lenses (figure 3d). Just at the mantle-crust transition in the Mansah diapir, a zone of physical mixing can be observed between the clinopyroxenites from the MTZ and the gabbros from the pre-existing lower crust formed at the ridge axis (figure 3c).

Within a five kilometer region around and above the Mansah diapir, but not inside the diapir itself, the crust and mantle are intruded by a series of gabbroic bodies. Similar intrusions are not found elsewhere in the ophiolite. The intrusions in the mantle section take the form of gabbroic sills, typically ten to fifty centimeters in thickness, which usually display fine-grained centers and amphibole-rich, coarse-grained borders at the contact with the surrounding harzburgite. They will be referred to henceforth as the "Wasit" sills, after the name of a locality where they are particularly well-exposed (figure 3e). The intrusions in the crust and the top 50 meters of the mantle can be described texturally as microgabbros, and

will be referred to as "Nidab" intrusions (figure 3f), after the name of a wadi where they are exceptionally abundant. These intrusions sometimes take the form of 10 centimeter to 2 meter dikes, but more often they form large (>10 meter), chaotic lenses. Xenoliths of dunite and gabbro of widely varying size are incorporated into the Nidab intrusions, a phenomenon that has not been reported elsewhere in the Oman ophiolite. The elongated shapes with rounded edges of the xenoliths and the reaction zones at the xenolith boundaries suggest incomplete assimilation of these lithologies most likely derived from the pre-existing lithosphere (figure 3g-h). Thin (< 1 centimeter) amphibole-bearing veins of highly variable and changing orientation are also abundant in the Nidab intrusions. Both the Wasit sills and the Nidab lenses lack the deformation fabric shown by the mantle and crustal sections into which they intrude. Together with the fine-grained texture and the presence of amphibole, these characteristics are consistent with their injection into frozen and hydrated off-axis lithosphere.

Rock types investigated

Petrographic descriptions of all samples are given in the electronic annex (Table 1). Samples locations are visible in figure 4.

Peridotites

The dunites and harzburgites analyzed in this study come from both diapirs. Some are impregnated by up to 10% of melt-derived components. In the on-axis case, these impregnations include both clinopyroxene and plagioclase, while in the off-axis case they are composed almost entirely of clinopyroxene. Spinel is also present. There are no obvious petrographic differences between the non-impregnated on and off-axis peridotites.

On-axis MTZ: layered gabbro lenses

The layered gabbros were all sampled in the on-axis Maqsad diapir and are composed of olivine, pyroxene and plagioclase. They display different degrees of layering, ranging from isotropic to strongly layered (Jousselin et al., 2012).

Off-axis MTZ: pyroxenite lenses and pyroxenite-gabbro melange

All the pyroxenites come from the Mansah diapir MTZ and are essentially composed of clinopyroxene with varying amounts of olivine and very rare orthopyroxene. Though some

samples approach wehrlitic compositions, all will be referred to as pyroxenites for simplicity. In addition, two samples were taken from the pyroxenite-gabbro mixing zone described above.

Off-axis Wasit and Nidab sills

The gabbroic and micro-gabbroic sills are all from the region of the Mansah diapir and are composed of olivine, pyroxene, plagioclase and amphibole. Out of the eight samples, four are from Wadi Rak (north of the Mansah diapir) and three from Wadi Nidab (west of the Mansah diapir).

Analytical methods

Major and trace element compositions were obtained by the Service d'Analyses des Roches et Minéraux (SARM) at the CRPG following methods described in Carignan et al. (2001). Powdered whole rock samples were fused with LiBO_2 then dissolved in diluted HNO_3 . Major element compositions were measured using an emission spectrometer ICP-OES ICAP 6500 Thermo Fischer. Trace elements were measured by ICP-MS Thermo Elemental X7. Typical analytical precisions were around 2% for major elements and 5-8% for trace elements with ppm concentrations and 10-15% for trace elements with ppb concentrations.

Major element compositions of individual minerals were measured by electron microprobe CAMECA SX100 at the Service Commun de Microscopie Électronique et de Microanalyses (SCMEM) in Nancy. An accelerating voltage of 15 kV, a beam current of 12 mA and a beam diameter of $1\mu\text{m}$, together with a programmed matrix correction (Pouchou and Pichoir, 1991; Merlet, 1994) were used. The earliest analyses of some of the on-axis gabbros used a natural albite for Na_2O and SiO_2 , a natural hematite for Fe_2O_3 and a natural olivine for MgO calibration. All of the other analyses were calibrated using a wollastonite for SiO_2 and a natural olivine for MgO and Fe_2O_3 , as this permitted an improved quantification of Fe_2O_3 and MgO abundances. The analyses were done on thin sections.

In situ trace element analyses were done on separated clinopyroxene, amphibole and plagioclase. A fraction of each sample was crushed into small grain fragments and sieved to obtain the 100-150 μm fraction. This fraction was then used to separate the different mineral species on the basis of magnetic susceptibilities. *In situ* trace element analyses (Li, B, V, Cr,

Mn, Ni, Rb, Sr, Ba, Rare Earth Elements (REE), Hf, Ta, Pb, Th, U) on minerals (CPX, amphibole, plagioclase) were performed by laser ablation using an Excimer ArF laser ($\lambda = 193$ nm) coupled to a ThermoFinnigan Element-2 High Resolution ICP-MS at the AETE technical platform of Montpellier 2 University. Analyses were performed on minerals mounted in epoxy plugs polished to expose half of the grain portions. During the two analytical sessions, the laser was operated at a repetition rate of 5 Hz using an energy density of 10 J/cm^2 . Laser spot sizes were $51 \text{ }\mu\text{m}$ (CPX and amphibole) or $77 \text{ }\mu\text{m}$ (plagioclase) depending on the element concentrations in the mineral analysed. Calibration was done using NIST-612 standard glasses using the values reported by Pearce et al. (1997). During the analyses, oxide levels, measured using the ThO/Th ratio, were below 0.5%. Concentration values were adjusted using CaO contents (EPMA analyses) as internal standards. Precision was in the range 5–10% (1σ RSD%) for most elements. External reproducibility was evaluated by repeatedly analysing BIR glass certified reference material and was found to be less than 10% (2σ) for most of the analysed elements.

Results

Whole rock major and trace element compositions

Peridotites

The harzburgites have a LOI comprised between 6.58 and 10.04 and the dunites have a LOI comprised between 7.88 and 12.92. All major element compositions were corrected for LOI. MgO contents in on-axis and off-axis peridotites range respectively from 34% to 50% and from 40% to 50%. Samples with Al_2O_3 contents above 1% (up to 9%) show plagioclase and/or clinopyroxene and spinel derived from melt impregnations in thin sections (figure 5).

In both diapirs, harzburgites and dunites lacking melt impregnation features have extremely low rare earth element (REE) and other incompatible trace element contents, with most values falling below the detection limits. Nevertheless, several of the HREE are measurable and their chondrite normalized values hint at progressive depletion towards the lighter REE (figure 6a). These compositions are coherent with previous studies of peridotites without melt impregnations from the on-axis Maqsad diapir (Godard et al., 2000).

Impregnated off-axis harzburgites and dunites have REE contents in the lower part of the range defined by similar on-axis samples (figure 6a). In both diapirs, HREE patterns tend to

be flat, or slightly decreasing from Lu to Dy, while mild LREE depletion is observed. Eu anomalies are absent in most off-axis impregnated samples, with the exception of a small positive anomaly seen in one dunite, but are common in the on-axis equivalents, consistent with the much higher plagioclase abundances in the latter. All the samples are very depleted in other incompatible trace elements and with the exception of Sr, which often displays strong positive anomalies; the analyses are often beneath the detection limits.

On-axis gabbros

As expected for plagioclase-rich rocks, the on-axis gabbros have high Al_2O_3 contents ranging from 20% to 30% with the highest concentrations found in the layered gabbros. Variations in modal plagioclase relative to olivine and clinopyroxene proportions lead to negative correlations between Al_2O_3 and MgO and positive correlations between FeO_T and MgO (figure 5). The on-axis gabbros show nearly flat REE patterns with a slight depletion in LREE and positive anomalies in Eu (figure 6c). They also display strong positive anomalies in Sr and Pb, features consistent with the presence of cumulate plagioclase (figure 6d).

Off-axis rocks

Among the off-axis pyroxenites, MgO and CaO concentrations display a negative correlation reflecting the variable amounts of olivine present. As expected, the highest CaO (15%-20%) and lowest MgO (20%-27%) contents are seen in clinopyroxenites, which are composed of more than 80% clinopyroxene, while the lowest CaO (8%) and highest MgO (36%) contents are seen in samples approaching wehrlite modal compositions. Trends consistent with varying proportions of olivine and clinopyroxene are also observed for Al_2O_3 and FeO (figure 5). Off-axis pyroxenites display distinct depletion in LREE coupled with nearly flat HREE spectra. No Eu anomalies are observed (figure 6c and d).

The off-axis gabbro-pyroxenite melange is composed of two physically mixed end-members. We separated the layers of one sample and analyzed them separately. The dark layer of the gabbro (composed of olivine and pyroxene) has a major element composition similar to that of the pyroxenites and plagioclase-poor on-axis gabbros, whereas the white layer has a composition similar to those of the plagioclase-rich on-axis gabbros (figure 5). The white layer, composed primarily of plagioclase, is very depleted in most incompatible elements compared to the dark layer and the whole rock, but also to the pyroxenites, and displays a nearly flat REE pattern. Eu and especially Sr display very large positive anomalies. The dark

layer, composed essentially of pyroxene, shows patterns similar to those of the pyroxenites but is much more enriched in Sr. Intermediate patterns are observed in the whole rock, with positive anomalies in Eu and Sr (figure 6c and d).

Both types of off-axis gabbroic intrusions are compositionally different from the on-axis gabbros, having higher FeO (5-12%), MnO (0.1-0.2%), TiO₂ (0.1-1.5%) and Total Alkali (Na₂O + K₂O: 0.5-3.5%) contents. The Nidab lenses are enriched in Al₂O₃ (12% to 18%) and total alkalis (1% to 4%) compared to the Wasit sills and have lower MgO contents (8% to 15% for Nidab vs. 16% to 20% for Wasit). The Nidab major element compositions resemble those of MORB from the Indian Ocean Ridge (IOR) and the East Pacific Rise (EPR) (figure 5).

The Wasit sills have flat HREE patterns, but are quite depleted in LREE. Overall, REE concentrations are 3 to 5 times higher than those of the pyroxenites. Eu contents show significant enrichment in only one sample, but Sr concentrations all display large positive anomalies (figure 7a and b). The Nidab lenses have the highest REE concentrations of all the studied rock types, and in all but one case display nearly flat REE patterns that contrast with the LREE depleted patterns observed in the Wasit sills. They have very slight positive anomalies in Eu and stronger positive anomalies in Sr. Several samples also display negative anomalies in Zr and Th, but depletion in Nb and Ta is not evident (figure 7c and d).

Mineral major element compositions

Both core and rim major element compositions were analyzed for each mineral. No zoning was seen. The fraction of molar anorthite (An) in plagioclase ranges from 0.80 to 0.97 among all of our samples (figure 8a) while Mg# [Mg/(Mg+Fe)] in clinopyroxene ranges from 0.70 to 0.96 (figure 8b). Though there is substantial overlap, the range of clinopyroxene Mg# decreases from peridotite and off-axis pyroxenite (0.92 to 0.94), to on-axis gabbro (0.89-0.93), to Wasit sills (0.86-0.87), and finally to the Nidab intrusions (0.70-0.90). Fo content (molar forsterite) in olivine ranges from 0.82 to 0.94 among all of our samples, and like the clinopyroxene Mg#, varies in a logical fashion between rock types, with olivines from dunites and harzburgites have the highest Fo contents (0.92 to 0.94). The on-axis gabbros contain olivines with globally lower Fo contents but no systematic relationship is observed between

the olivine Fo content and the degree of layering of the gabbro. Among all of our samples, Mg# content in clinopyroxenes and Fo in olivines are positively correlated.

There is no visible correlation between TiO₂ and Mg# in clinopyroxenes (figure 9). The on-axis gabbro clinopyroxenes have TiO₂ contents ranging from 0.18 to 0.35 wt%, excluding two exceptional samples (0 and 0.79 wt% TiO₂). The compositions of clinopyroxenes of the gabbro-pyroxenite melange overlap those of the on-axis gabbros. Clinopyroxenes of the on and off-axis peridotites have very low concentrations of TiO₂ (0.01-0.05 wt%) with that of an on-axis impregnated dunite at 0.43 wt%. Clinopyroxenes of the off-axis pyroxenites (0.15-0.19 wt%) are in the low end of the range of the on-axis gabbros and distinguish themselves by their higher Mg#. Clinopyroxenes from Wasit sills (0.35-0.57 wt%) have higher TiO₂ concentrations than those from the Nidab intrusions (0.27 wt%).

Trace element compositions of separated minerals

Trace element contents of individual phases from a given rock were quite homogeneous (see online table) so only average REE compositions for each sample are plotted in the figures discussed below. Graphs of the average extended trace element patterns for each sample can be found in the online table.

On-axis gabbros (clinopyroxene and plagioclase)

The clinopyroxenes in the on-axis gabbros show flat HREE patterns and a clear depletion in LREE (figure 10a). They also show depletion in Zr and Ti and enrichment in Pb and Nd (online table). The plagioclases are enriched in LREE relative to HREE with low overall REE concentrations (figure 10c). They are very rich in Eu, Sr and Pb (elements preferentially incorporated in plagioclase) but depleted in Zr, Hf, Nb and Th.

Off-axis pyroxenites

The clinopyroxenes in the off-axis pyroxenites show depletion in LREE and flat HREE patterns one to two times chondritic abundances (figure 10a). Their REE contents are globally lower than those of the on-axis gabbro clinopyroxenes (our study and Koga et al., 2001).

In the off-axis gabbro-pyroxenite melange (figure 10a), the clinopyroxenes have REE patterns very similar to those of the off-axis pyroxenites. The plagioclases have incompatible element

characteristics identical to those of plagioclase from the on-axis gabbros, with slight enrichment in LREE compared to the HREE (figure 10c), positive anomalies in Eu, Sr, Pb and Ba and strong negative anomalies in Zr and Nb (online table).

In the Wasit sills, the clinopyroxenes (figure 10b) show relative depletion in LREE and have flat HREE patterns (about ten times chondritic abundances). They display negative anomalies in Sr, Pb and Ba (which are hosted by the plagioclase) and are also highly depleted in Nb, Ta and Ti (which are incorporated in amphibole). Overall, their LILE (Large Ion Lithophile Element) contents are depleted relative to the REE (online table). The plagioclases (figure 10d) are strongly enriched in LREE and relatively highly depleted in HREE, with a large positive anomaly in Eu. They are also very depleted in the HFSE (Hf, Zr, Ta and Nb) and enriched in Sr, Pb and Ba (online table). The amphiboles (figure 10e) are enriched in REE compared to the clinopyroxenes. They also display nearly flat HREE patterns but are less depleted in LREE than the clinopyroxenes. Their negative anomalies in Sr and Pb are also less marked. They show enrichment in Ti and to some extent in Nb and Ta (online table).

In the Nidab sills, the clinopyroxenes (figure 10b) have nearly flat REE patterns, enriched by a factor of about ten times chondritic abundances, with a slight depletion in La. They are also depleted in Ti, Sr, Pb, Nb and Th (online table). The plagioclases (figure 10d) of sample 10-OM 13B show increasing enrichment from HREE to LREE with a moderate positive anomaly in Eu, marked depletion in Ti, Hf, Zr, Pb, Nb, Ta and Rb and slight enrichment in Sr, Ba and Cs (online table). Those of sample 10-OM 15B are progressively depleted from Lu to Dy then increasingly enriched towards La, with a strong positive anomaly in Eu. They are also depleted in Y, Zr, Nb, Th and Rb and enriched in Sr, Pb, U, Ba and Cs (online table). The Nidab amphiboles (figure 10e) are very rich in REE with flat HREE patterns, coupled with very slight enrichment in Nd and Sm and depletion in La, Ce and possibly Eu. They have positive anomalies in Ti, Ta, Nb and Ba and negative anomalies in Sr, Pb, U, Th and Rb (online table).

Trace element compositions in calculated melts.

We calculated the trace element compositions of the melts in equilibrium with the clinopyroxenes in our samples using experimentally determined clinopyroxene/melt partition

coefficients (Hart and Dunn, 1993). This was done to facilitate comparison with MORB and with previous studies of the Maqсад on-axis diapir (Koga et al., 2001).

The calculated melts in equilibrium with the clinopyroxenes (figure 11a) in the on-axis gabbros are enriched in REE (10 times chondritic abundances), with very slightly humped patterns, except for sample 07-OD 46, which is particularly depleted in the lightest REE (La_N/Sm_N is 0.29 for this sample and 0.61 for the others) (figure 12). Our results are consistent with those of a previous study presenting calculated melts in equilibrium with the MTZ of the on-axis Maqсад diapir (Koga et al., 2001). As these authors note, the Maqсад MTZ melts are relatively uniform; their compositions are within the range observed in the Oman volcanics (Alabaster et al., 1982; Pallister and Knight, 1981) and similar to those of MORB.

The calculated melts in equilibrium with the clinopyroxenes in the off-axis pyroxenites (figure 11a) display globally flat HREE patterns, with abundances about one or two times those of chondrites, coupled with depletion in LREE, having La_N/Sm_N values of 0.35 to 0.57 (figure 12). Overall, the calculated melts in equilibrium with clinopyroxenes differ substantially between the MTZ of the two diapirs, with those from the off-axis MTZ being more depleted than those of the on-axis MTZ. This is seen clearly in figure 12, which shows that liquids in equilibrium with Mansah MTZ clinopyroxenes have lower Nd/Yb and La/Sm ratios as well as mostly lower Yb and La contents, than those calculated for the Maqсад MTZ. Thus, unlike the on-axis samples, the calculated melts in equilibrium with the MTZ of the off-axis Mansah diapir are more depleted in REE and other incompatible elements than the Oman volcanics or most MORB.

The calculated melts in equilibrium with the clinopyroxenes in the Wasit and Nidab intrusions have the highest REE abundances. Those in equilibrium with the clinopyroxenes in the Wasit sills are very slightly enriched in LREE compared to the HREE (figure 11b), whereas the calculated melts in equilibrium with the clinopyroxenes in the Nidab intrusions have higher abundances of all REE coupled with a stronger relative enrichment in LREE (figure 11c). As shown by their enriched REE pattern, the calculated Nidab melts also have the highest Nd/Yb and Sm/Yb ratios (figure 12).

Discussion

Contrasts between the on and off-axis diapirs

Field mapping, reinforced by petrological and geochemical investigations, revealed several striking features of the off-axis Mansah diapir that contrast markedly with those observed in the on-axis setting. The off-axis diapir displays nearly vertical lineations that cut at high angle the horizontal foliation of the surrounding mantle. Its MTZ, which is much thicker than that of the on-axis Maqсад diapir, totally lacks gabbroic lenses. Instead, massive accumulations of weakly deformed clinopyroxenite and wehrlite are observed. The dominance of clinopyroxene is also seen in the impregnated dunites and harzburgites, which contain only trace amounts of plagioclase, unlike in the on-axis environment. The mantle and lower crust surrounding the off-axis diapir are intruded by mafic sills and lenses, which are not observed elsewhere in Oman. These intrusions have magmatic amphibole suggesting that the melt was hydrated when they crystallized.

Our geochemical study also exposes major differences between the diapirs. Clinopyroxene from the pyroxenites of the off-axis diapir, which are the equivalents of the layered gabbros in the on-axis diapir MTZ section, have lower incompatible element abundances than the separated clinopyroxenes from the gabbros. This difference is not observed in the whole rock trace element patterns due to the presence of plagioclase and olivine in the gabbros that dilute the bulk concentrations of most trace elements to levels comparable with those of the pyroxenites. Liquids in equilibrium with the clinopyroxene from Mansah are more depleted in REE, and particularly in LREE, than most MORB, unlike the liquids in equilibrium with the clinopyroxene from the on-axis MTZ of the Maqсад diapir, which are similar to MORB (Koga et al., 2001). The LREE depletion of the Mansah MTZ is paradoxal, since the Nd isotopic compositions of these rocks are relatively unradiogenic, arguing for the presence of a LREE enriched component in the source (Nicolle et al., in prep; chapter 6 in this thesis).

Why is the off-axis diapir so rich in clinopyroxene?

- The effect of water in the pre-existing lithospheric mantle

In order to understand the differences between the on and off-axis diapirs it is essential to determine the origin of the massive quantities of clinopyroxene observed in the Mansah MTZ. In the on-axis case, the MTZ dunite contains gabbro lenses and plagioclase and clinopyroxene

impregnations of cumulate origin (Koga et al., 2001). On the other hand, dunite in the off-axis case contains massive pyroxenite and impregnations composed almost solely of clinopyroxene. Thus we examine first the factors that could promote the formation of cumulate clinopyroxene instead of plagioclase in an off-axis setting. During fractional crystallization, two factors favor the formation of clinopyroxene: greater pressures (Feig et al., 2006) and higher water contents (Feig et al., 2006; Koepke et al., 2009). As the crustal thickness of the Oman ocean crust probably did not vary greatly, the MTZ of the on and off-axis diapirs were probably at similar depths, so it is unlikely that a difference in pressure can explain the abundance of clinopyroxene and the absence of plagioclase in the Mansah MTZ. On the other hand, the presence of water seems essential to explain the suppression of plagioclase crystallization at this pressure (about 0.2 Ga, assuming a crustal thickness of 6 km), as shown by Koepke et al. (2009) in their experimental study of lower crustal wherlites from the Haylayn block of the Oman ophiolite.

In this case we must ponder the origin of the water. Considering that the effect of water on the composition of the MTZ is limited to small areas in the regions of Mansah and Haylayn, it is unlikely to be linked to a large-scale source such as a deep slab beneath the paleosspreading centers. In view of its off-axis setting, the Mansah diapir must have risen through a pre-existing lithosphere. Re-asthenospherization of this lithospheric mantle is demonstrated by the presence of a vertical shear zone separating the diapir, with steeply plunging lineations, from the surrounding horizontally lineated harzburgite. Furthermore, partial assimilation is shown by the mantle xenoliths in the Nidab intrusions. Amphiboles in reaction borders of the Wasit sills and veins in the Nidab intrusions also suggest that the water from the host rock was incorporated in the magma derived from the off-axis diapir. Evidence for hydrothermal processes at Moho depth has been described from elsewhere in the Oman ophiolite (Bosch et al., 2004), providing a likely mechanism for hydration of the lithosphere. We conclude that the water was present in the host rock before diapir emplacement.

However, even if sufficient water is present to favor clinopyroxene crystallization while inhibiting that of plagioclase, it is possible that cumulate processes alone cannot explain the massive volumes of clinopyroxenite found in the Mansah diapir MTZ. If these were simple cumulates, they should be conjugate to large masses of residual melt. The volume of the Nidab and Wasit intrusions, which may represent such residual melts, is substantial but is much smaller than that of the crustal section conjugate to the thinner gabbroic MTZ of the on-

axis diapir. Furthermore, even at water saturation, the temperature interval for clinopyroxene fractionation without plagioclase is rather limited ($\sim 40^{\circ}\text{C}$, in the experiments of Koepke et al., 2009). So if the pyroxenites were simple cumulates, it is surprising that they contain no trace of plagioclase.

- ***Clinopyroxene crystallization during melt-peridotite interaction***

Since formation of the massive off-axis clinopyroxenites by simple cumulate processes may not be sufficient, we consider the possibility that they result from interaction of a melt phase with the peridotite matrix. The simple fact that the pre-existing lithosphere was transformed and re-asthenospherized by the impingement of the ascending diapir also argues for melt interaction.

In a recent study, based on both experiments and theoretical modeling, Lambart et al. (2012) determined that the interaction of melts derived from pyroxenitic veins with peridotite leads to the crystallization of clinopyroxene and, depending on the conditions and compositions of the melt, to the crystallization of olivine and the dissolution of orthopyroxene or vice versa. Even though the conditions are not the same as ours (they consider lherzolite for the peridotite instead of harzburgite, and their modelling and experiments were performed at higher pressures and under anhydrous conditions), their study shows that it is possible to produce a large amount of clinopyroxene by melt interaction in the mantle over a wide range of pressure and temperature conditions. Thus an analogous process could explain why there are pyroxenite lenses in the MTZ of the off-axis Mansah diapir, given that the presence of water would suppress the plagioclase crystallization that would normally occur at our lower pressure conditions.

Most pyroxenites melt at lower temperatures than peridotites, so pyroxenite will be the first lithology to melt in an ascending diapir (Hirschmann and Stolper, 1996; Kogiso et al., 2004). Nd isotopic results (Nicolle et al., in prep.) suggest that the Mansah pyroxenites crystallized from magmas derived from a less depleted source (i.e. with a lower time-integrated Sm/Nd ratio) than that of the melts parental to the on-axis MTZ. This might indicate that the Mansah magmas contained a significant component of melt derived from enriched pyroxenite veins. We suggest therefore that a thermal and/or compositional anomaly in the asthenosphere below Mansah led to partial melting of pyroxenite veins, causing a decrease in density and thus triggering the uprise of the diapir. The created melts ascended, intruding the overlying

hydrated lithospheric mantle, crystallizing clinopyroxene and some olivine, while dissolving orthopyroxene. In the model of Lambart et al. (2012), the scarcity of orthopyroxene places strong constraints on the composition of the original pyroxenite veins, as they must be able to produce melts with low silica activity. However, these constraints may be relaxed in our case, since the Mansah MTZ formed at lower pressures than those considered by Lambart et al. (2012), and at these shallow depths, even MORB melts are out of equilibrium with orthopyroxene (Kelemen et al., 1995). As discussed above, the presence of water derived from the lithosphere, hydrated by hydrothermal circulation near the ridge axis, would be likely to enhance the crystallization of clinopyroxene and suppress that of plagioclase (Feig et al., 2006; Koepke et al., 2009). The overall result is a MTZ composed of dunite and clinopyroxenite lenses.

Low incompatible element contents of pyroxenites

As noted above, clinopyroxenes from the off-axis pyroxenites have more depleted incompatible trace element signatures than those from the on-axis gabbros, but surprisingly have less depleted Nd isotopic compositions (Nicolle et al., in prep). In the context of the model suggested here, the low incompatible element contents of the off-axis pyroxenites could result from effective dilution caused by interaction of the original pyroxenite-derived melts with lithospheric, depleted harzburgite. Melt interaction with such peridotite will lead to more depleted REE spectra than simple cumulate processes producing similar phase proportions. This effect might be enhanced by direct melting of the hydrated harzburgites, diluting the incompatible element contents even further. Extensive melt interaction with harzburgite is also consistent with the generally higher Mg#s of clinopyroxenes from the pyroxenites relative to those from the on-axis gabbros.

Koepke et al. (2009) found highly depleted REE contents in clinopyroxenes from wherlites of the MTZ of the Haylayn block. They suggested that these clinopyroxenes are related to the Lasail type magmas (also called V2) found in the northern part of the Oman ophiolite (Ernewein et al., 1988). These late-stage magmas are thought to result from fluid-enhanced melting of the previously depleted lithosphere, with the fluids derived from dehydration of sediments and altered crust of the underlying slab during incipient subduction (Boudier et al., 1988). The REE spectra of clinopyroxenes from the Mansah pyroxenites are similar to those discussed by Koepke et al, and we cannot completely rule out this alternative model.

However, a strong argument against this model in our case is that there is no evidence for metasomatism or exceptionally high fluid contents in the serpentized harzburgites from the off-axis Mansah diapir. Instead, they closely resemble the harzburgites from the on-axis Maqsad diapir. Furthermore, the Mansah diapir is located to the northeast of the ridge axis, while the contact with the metamorphic sole is located to the southwest. Thus the subducting slab would have had to traverse the still warm mantle underlying the ridge axis before arriving beneath Mansah. It is difficult to understand why the slab would retain its fluids as it passed beneath the hot axis, but release them in a cooler region 25 kilometers away and only in an area of 5 kilometers radius. Finally we note that no trace of V2 magmas in the Sumail block has ever been found, and in the northern blocks of the ophiolite where these magmas are located, no structures resembling the Mansah diapir exist. We thus conclude that the Mansah structure was not related to fluids rising from a subducting slab but instead represents a true off-axis diapir.

Origin of the Wasit and Nidab intrusions

In their experiments, Lambart et al. (2012) show that the reaction between the melts produced by the pyroxenite veins and the peridotites generates a second melt, of which the quantity and the composition are dependent on the conditions. We argue that this melt escaped above and on both sides of the ascending diapir, intruding the surrounding mantle and forming melt lenses (figure 13). Given their MgO and Ni rich compositions, the Wasit sills may represent cumulates formed by the fractional crystallization of this melt. Clinopyroxenes from the Wasit sills display LREE depletion similar to, but slightly less marked than that of clinopyroxenes from the pyroxenites (figure 10). However they have much higher overall REE levels, suggesting that their parental melts have experienced extensive olivine and minor clinopyroxene fractionation prior to the crystallization of the sills. This is supported by the lower Fo contents of the Wasit olivines and the lower Mg# of their clinopyroxenes relative to those of the pyroxenites (figure 8). The Nidab intrusions have whole rock major element compositions similar to those of MORB (figure 5) and nearly flat whole rock and clinopyroxene REE spectra (figures 7 and 10b). These observations suggest that the Nidab lenses may represent approximate liquid compositions. Their whole rock REE spectra could have formed by mixing liquids in equilibrium with clinopyroxene from the pyroxenites with liquids conjugate to the Wasit sills (figure 11b).

As the diapir ascended, it would have progressively engulfed the lithospheric mantle containing the Wasit sills and Nidab dikes that were produced above and at its periphery until it reached the Moho (figure 13). This scenario is supported by field evidence: there are no sills inside the diapir and there is a shear zone separating the diapir from the Wasit sills intruding the surrounding mantle. Elongated and rounded xenoliths from the mantle are found in the Nidab intrusions, which would not be possible if the Nidab intrusions were produced only after the diapir had reached the Moho. These intrusions are also only present in the last few meters of the mantle and in the lowermost crust. Thus to first order, the observed Nidab lenses represent the liquid produced in the diapir, modified by interaction with the pre-existing crust and uppermost mantle.

Comparison with seamounts

Similarly to the off-axis Mansah diapir, most active seamounts are found ten to twenty kilometers from the spreading axis, and also represent localized melt upwellings (Wilson, 1992). The Lamont seamounts, located about 10 to 40 kilometers from the EPR, are among the most studied. Lavas erupted at these seamounts usually have a simple mineralogy, with rare xenocrysts and unzoned phenocrysts, implying that they were subject to little magma mixing or crustal contamination (Allan et al., 1989; Fornari et al., 1988). These lavas show high REE contents that are, in most cases, depleted in LREE compared to the MORB from the EPR (Allan et al., 1989; Zindler et al., 1984). They also show a variability of Pb isotopes that reflects a degree of mantle heterogeneity (Fornari et al., 1988). The major element compositions of the lavas are similar to the compositions of the Nidab intrusions, though they show more variability, especially the $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ and Sr/TiO_2 ratios and display systematically low abundances of K_2O and P_2O_5 . Taken together, these observations imply that only multiple sources can explain the diversity found in the lavas erupted in seamounts (Fornari et al., 1988).

How seamounts form is still debated and at least three mechanisms have been proposed: 1) local excess heat in the mantle creating miniature hotspots (Desonie and Duncan, 1990); 2) presence of easily melted heterogeneities in the mantle (Davis and Karsten, 1986; Shen and Lazor, 1995); 3) structural mechanisms such as cracks facilitating the delivery of magmas to the surface (Winterer and Sandwell, 1987). Wilson (1992) argues that the particular REE signatures of the lavas can be explained by the melting of enriched heterogeneities in the

mantle. The melts produced are then contaminated and mixed with the depleted mantle, explaining the LREE depleted patterns of the lavas erupted at the surface. Combining our geochemical data with our geological field observations where the interaction between rising material and the lithosphere is directly apparent, we independently come to a similar conclusion in the case of the off-axis Mansah diapir. We argue that the Mansah diapir could represent an incipient seamount, but since we found no lavas erupted at the surface, this suggestion should be taken with caution.

Implications for ophiolite origin

Based on information from sub-arc settings (Dhuime et al., 2007; McInnes et al., 2001; Schiano et al., 2000), the occurrence of clinopyroxene before plagioclase during crystallization is sometimes taken as petrographic evidence for ophiolite formation in a Supra-Subduction Zone (SSZ) environment (Shervais, 2001). Nevertheless, while rare, a few pyroxenite samples have been dredged or drilled at mid-ocean ridges (Dick et al., 1984; Fujii, 1990; Dantas et al., 2007; Juteau et al., 1990). The large size of the Oman ophiolite allows sampling of a variety of situations encompassing the structural and petrological diversity of ridge features (Nicolas et al., 2000). Our results from the Mansah area show that a pyroxene-rich MTZ can be produced off-axis in a MOR environment, through the interaction of melts from a rising diapir with the hydrated, depleted lithosphere. Thus pyroxenite lithology alone is not a sufficient criterion for assigning a SSZ origin.

Summary and conclusion

Our study of the Mansah diapir of the Oman ophiolite provides new insights into off-axis magmatic processes, particularly those occurring in the critical crust-mantle boundary region. The Moho Transition Zone (MTZ) of this off-axis diapir displays marked differences with the MTZ observed in on-axis diapiric settings. Structurally, the off-axis diapir displays nearly vertical lineations that cut at high angle the horizontal foliation of the surrounding mantle, contrasting with the near parallelism between diapiric and mantle lineations observed around on-axis diapirs. Where the MTZ of the nearby on-axis Maqсад diapir is abnormally thick and composed of dunites and gabbro lenses, the MTZ of the off-axis Mansah diapir is even thicker and composed of dunites and massive pyroxenite lenses. Gabbroic sills intrude the mantle

around the diapir and microgabbroic intrusions are found in the crust above. Major and trace element analyses performed on separated clinopyroxenes from the off-axis pyroxenites and the on-axis gabbros show that the pyroxenites were derived from melts with depleted incompatible element compositions compared to their on-axis equivalents.

To explain these unusual features, we suggest that in the off-axis setting, the diapir rose through the depleted, hydrated lithosphere, re-asthenospherizing it. The first melts to form were derived from pyroxenite veins. These melts interacted with the harzburgite as the diapir ascended, forming clinopyroxene and olivine at the expense of the orthopyroxene. During its ascent, the diapir engulfed and assimilated the hydrated lithosphere in its path and the water derived from this lithosphere enhanced the crystallization of clinopyroxene and suppressed that of plagioclase. The gabbroic sills found in the mantle around the diapir are cumulates formed from the fractionated daughters of liquids produced by the reaction between the harzburgite and pyroxenitic melts, while the microgabbroic intrusions, found essentially in the crust, represent the approximate corresponding liquid compositions.

Although there are no erupted lavas at the surface of the off-axis Mansah diapir, it is plausible to think that this diapir may have been an incipient seamount and thus may provide clues as to how they form.

References

- Alabaster, T., Pearce, J.A., Malpas, J., 1982. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. *Contrib Mineral Petrol* 81, 168–183.
- Allan, J.F., Batiza, R., Perfit, M.R., Fornari, D.J., SACK, R.O., 1989. Petrology of lavas from the Lamont seamount chain and adjacent East Pacific Rise, 10 N. *Journal of Petrology* 30, 1245–1298.
- Bosch, D., Jamais, M., Boudier, F., Nicolas, A., Dautria, J.M., Agrinier, P., 2004. Deep and high-temperature hydrothermal circulation in the Oman Ophiolite—petrological and isotopic evidence. *Journal of Petrology* 45, 1181–1208.
- Boudier, F., Ceuleneer, G., and 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., Nicolas, A., 1995. Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *Journal of Petrology* 36, 777.
- Boudier, F., Nicolas, A., Ildefonse, B., Jousselin, D., 1997. EPR microplates, a model for the Oman ophiolite. *Terra Nova* 9, 79–82.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., and 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: *Geostandards Newsletter* 25 (2 3), 187–198.
- Coleman, R.G., 1981. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. *J. Geophys. Res.* 86, 2497–2508.
- Dantas, C., Ceuleneer, G., Gregoire, M., Python, M., Freydier, R., Warren, J., Dick, H.J.B., 2007. Pyroxenites from the Southwest Indian Ridge, 9-16 E: Cumulates from Incremental Melt Fractions Produced at the Top of a Cold Melting Regime. *Journal of Petrology* 48, 647–660.
- Davis, E.E., Karsten, J.L., 1986. On the cause of the asymmetric distribution of seamounts about the Juan de Fuca Ridge: Ridge-crest migration over a heterogeneous asthenosphere. *earth and Planetary Science Letters* 79, 385–396.
- Desonie, D.L., Duncan, R.A., 1990. The Cobb-Eickelberg Seamount Chain: Hotspot volcanism with mid-ocean ridge basalt affinity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 95, 12697.
- Dhuime, B., Bosch, D., Bodinier, J.L., Garrido, C.J., Bruguier, O., Hussain, S.S., Dawood, H., 2007. Multistage evolution of the Jijal ultramafic–mafic complex (Kohistan, N Pakistan): Implications for building the roots of island arcs. *earth and Planetary Science Letters* 261, 179–200.
- Dick, H.J., Fisher, R.L., Bryan, W.B., 1984. Mineralogic variability of the uppermost mantle

- along mid-ocean ridges. *earth and Planetary Science Letters* 69, 88–106.
- Ernewein, M., Pflumio, C., & Whitechurch, H., 1988. The death of an accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman). *Tectonophysics*, 151(1), 247–274.
- Feig, S.T., Koepke, J., Snow, J.E., 2006. Effect of water on tholeiitic basalt phase equilibria: an experimental study under oxidizing conditions. *Contrib Mineral Petrol* 152, 611–638.
- Fornari, D.J., Perfit, M.R., Allan, J.L., Batiza, R., Haymon, R., Barone, A., Ryan, W.B., Smith, T., Simkin, T., Luckman, M.A., 1988. Geochemical and structural studies of the Lamont seamounts: Seamounts as indicators of mantle processes. *earth and Planetary Science Letters* 89, 63–83.
- 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 and Planetary Science Letters* 180, 133–148.
- Hacker, B.R., 1994. Rapid emplacement of young oceanic lithosphere: argon geochronology of the Oman ophiolite. *SCIENCE-NEW YORK THEN WASHINGTON-* 1563–1563.
- Hart, S.R., Dunn, T., 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contrib Mineral Petrol* 113, 1–8.
- Hirschmann, M.M., Stolper, E.M., 1996. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the “garnet signature” in MORB. *Contrib Mineral Petrol* 124, 185–208.
- Joussetin, D., Morales, L.F.G., Nicolle, M., Stephant, A., 2012. Gabbro layering induced by simple shear in the Oman ophiolite Moho transition zone. *earth and Planetary Science Letters* 331–332, 55–66.
- Joussetin, D., Nicolas, A., 2000a. The Moho transition zone in the Oman ophiolite-relation with wehrlites in the crust and dunites in the mantle. *Marine Geophysical Research* 21, 229–241.
- Joussetin, D., Nicolas, A., 2000b. Oceanic ridge off-axis deep structure in the Mansah region (Sumail massif, Oman ophiolite). *Marine Geophysical Research* 21, 243–257.
- Joussetin, D., Nicolas, A., Boudier, F., 1998. Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo-spreading center in the Oman ophiolite. *J. Geophys. Res.* 103, 18153–18,170.
- Juteau, T., Berger, E., Cannat, M., 1990. Serpentinized, residual mantle peridotites from the MAR median valley, ODP Hole 670A (21 10' N, 45 02' W, Leg 109): Primary mineralogy and geothermometry 106, 27–45.
- Kelemen, P.B., Koga, K., Shimizu, N., 1997. Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust. *earth and Planetary Science Letters* 146, 475–488.
- 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.

- Koepke, J., Schoenborn, S., Oelze, M., Wittmann, H., Feig, S.T., Hellebrand, E., Boudier, F., Schoenberg, R., 2009. Petrogenesis of crustal wehrlites in the Oman ophiolite: Experiments and natural rocks. *geochemistry Geophysics Geosystems* 10.
- 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 Geophysics Geosystems* 2, 1038.
- Kogiso, T., Hirschmann, M.M., Reiners, P.W., 2004. Length scales of mantle heterogeneities and their relationship to ocean island basalt geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 345–360.
- Lambart, S., Laporte, D., Provost, A., and Schiano, P., 2012, Fate of Pyroxenite-derived Melts in the Peridotitic Mantle: Thermodynamic and Experimental Constraints: *Journal of Petrology*, v. 53, no. 3, 451–476.
- McInnes, B.I., Gregoire, M., Binns, R.A., Herzig, P.M., Hannington, M.D., 2001. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths. *earth and Planetary Science Letters* 188, 169–183.
- Nicolas, A., Boudier, F., Ildefonse, B., Ball, E., 2000. Accretion of Oman and United Arab Emirates ophiolite—Discussion of a new structural map. *Marine Geophysical Research* 21, 147–180.
- Nicolas, A., Ildefonse, B., 1996. Flow mechanism and viscosity in basaltic magma chambers. *Geophysical Research Letters* 23, 2013–2016.
- Pallister, J.S., Knight, R.J., 1981. Rare earth element geochemistry of the Samail Ophiolite near Ibra, Oman. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 86, 2673–2697.
- Rioux, M., Bowring, S., Kelemen, P., 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.* 117, B07201.
- Schiano, P., Eiler, J.M., Hutcheon, I.D., Stolper, E.M., 2000. Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: Evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas. *geochemistry Geophysics Geosystems* 1.
- Shen, G., Lazor, P., 1995. Measurement of melting temperatures of some minerals under lower mantle pressures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 100, 17699–17713.
- Servais, J.W., 2001. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *geochemistry Geophysics Geosystems* 2, 20,925.
- Toomey, D.R., Jousset, 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.
- Wilson, D.S., 1992. Focused mantle upwelling beneath mid-ocean ridges: Evidence from

seamount formation and isostatic compensation of topography. *Earth and Planetary Science Letters* 113, 41–55.

Winterer, E.L., and Sandwell, D.T., 1987, Evidence from en-echelon cross-grain ridges for tensional cracks in the Pacific plate. *Nature* 329, 534–537.

Zindler, A., Staudigel, H., Batiza, R., 1984. Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters* 70, 175–195.

Figure captions

Figure 1: a) Map of the southern part of the Oman ophiolite showing the locations of the on-axis Maqsad and off-axis Mansah diapirs (open rectangles). The dikes define the NW-SE and a NE-SW ridge system, the plunging lineations (deep yellow) define the mantle diapirs b) Interpretative sketch (circles: diapirs, dark grey: shear zones, dashed line: ridge axis). Adapted from Boudier et al. (1997).

Figure 2: Schematic cross-section of the on-axis Maqsad diapir and off-axis Mansah diapir, modified from Joussetin et al., 2000. Horizontal straight lines in the lithospheric harzburgite represent the frozen flow of the lithospheric mantle. Lines in the asthenospheric harzburgite represent the flow of the asthenosphere in each diapir. MTZ denotes Moho Transition Zone. Each small letter references an illustration in figure 3.

Figure 3: (a) Dunite with layered gabbro lenses in the MTZ of the on-axis Maqsad diapir. (b) Tectonized Moho (highlighted by the dotted line), with sets of westward dipping normal faults, above the off-axis Mansah diapir. (c) Physical melange of pyroxenite from the off-axis MTZ with the crustal gabbros at the Moho. (d) Dunite with pyroxenite lenses in the MTZ of the off-axis Mansah diapir. (e) Close-up on a Wasit sill, with fine grains in the center and coarse-grained borders. (f) Nidab intrusions in the lower crust. (g) Elongated peridotite xenoliths in a Nidab intrusion. (h) Close-up of a peridotite xenolith in a Nidab intrusion showing a pyroxenite reaction rim. Locations of these off-axis features are shown in figure 2.

Figure 4: Simplified geologic maps of the Mansah and Maqsad areas, adapted from Joussetin and Nicolas (2000) and Joussetin et al. (1998), showing sample locations. The dotted lines represent the wadis. (a) Map of the Mansah area. Dark grey – crust; light grey – dunite and pyroxenites; white – harzburgite. (b) Map of the Maqsad area. Dark grey – gabbros in both the crust and the MTZ; light grey - MTZ dunites; white – harzburgite.

Figure 5: whole rock major element compositions of various rock types from the MTZ of the on-axis (red) and off-axis (blue) diapirs. The grey area corresponds to East Pacific Rise (EPR) rocks and the dashed area corresponds to Indian Ocean Ridge (IOR) basalts (source: PetDB database).

Figure 6: Whole rocks trace element compositions of on and off-axis MTZ: (a) REE in the off-axis peridotites (blue) and the on-axis peridotites (grey fields), both with and without impregnations; (b) Trace element in the off-axis peridotites (blue) and the on-axis peridotites (grey); (c) REE in the off-axis pyroxenites and gabbro-pyroxenite melange (blue) and the on-axis gabbros (grey field); (d) Trace element in the off-axis pyroxenites and gabbro-pyroxenite melange (blue) and the on-axis gabbros (grey). In (a) and (c) the fields of the equivalent on-axis rocks are shown for comparison. Trace element compositions of N-MORB (black) from the EPR and MORB from the IOR (green) are also shown for comparison (source from the GERM database).

Figure 7: Trace element compositions in the off-axis intrusions: (a) REE and (b) Trace element in the Wasit sills; (c) REE and (d) Trace element in the Nidab intrusions. Trace element compositions of N-MORB from the EPR (black) and MORB from the IOR (green) are also shown for comparison (source from the GERM database).

Figure 8: (a) An% in plagioclase versus Forsterite (Fo) content in olivine and (b) Mg# in clinopyroxene versus Fo content in olivine. Points in the grey boxes in each diagram represent samples for which plagioclase, clinopyroxene or olivine were absent or could not be analyzed.

Figure 9: TiO₂ (wt %) in separated clinopyroxenes versus Mg# in separated clinopyroxenes in on and off-axis samples.

Figure 10: REE compositions in separated minerals: (a) clinopyroxene in off-axis pyroxenites and gabbro-pyroxenite melange, the red field corresponds to the clinopyroxene analyzed in on-axis gabbros (data from our study and Koga et al., 2001; shown for comparison); (b) clinopyroxene in the Wasit sills and Nidab intrusions; (c) plagioclase in on-axis gabbros and off-axis gabbro-pyroxenite melange; (d) plagioclase in Wasit and Nidab intrusions; (e) amphibole in Wasit and Nidab intrusions. For each phase, the compositions from a given sample were homogeneous so only average values are plotted.

Figure 11: Calculated REE compositions of melts in equilibrium with clinopyroxenes in: (a) off-axis pyroxenites, compositions of liquids in equilibrium with clinopyroxene in on-axis gabbros (data from our study and Koga et al. 2001) shown for comparison; (b) Wasit sills,

melts in equilibrium with clinopyroxene in off-axis pyroxenites and REE whole rock compositions of the Nidab intrusions shown for reference; (c) Nidab intrusions.

Figure 12: Chondrite normalized inter-elemental ratios in the calculated melts in equilibrium with the clinopyroxenes in our samples. All of the analyses are included for each sample.

Figure 13: Bottom: evolution of the off-axis Mansah diapir and formation of the Wasit and Nidab intrusions. Top: schematic diagrams of the REE compositions expected in the melts, clinopyroxene and/or whole rocks produced during each step of the model (dark grey: observed; lighter grey: inferred liquid compositions that cannot be directly observed). First, melting (at unknown depth) of a pyroxenite vein-rich zone triggers the rise of a diapir; as this diapir reaches the base of the lithospheric mantle (depleted harzburgite), it starts to re-asthenospherize this section; melt that rises above the diapir-lithosphere boundary forms the earliest Wasit-Nidab intrusions and may contain mantle xenoliths; melt interacts with harzburgite forming pyroxenite towards the top of the diapir. In the second stage (center), a large part of the depleted lithospheric mantle is re-asthenospherized and has reacted with melt from the diapir; early Wasit-Nidab intrusions are cross-cut by the rising diapir, and the pyroxenite-bearing zone grows thicker. Finally, the diapir reaches and tectonizes the Moho, forming the crust-pyroxenite melange; the final Nidab intrusions are injected into the crust.

Figures

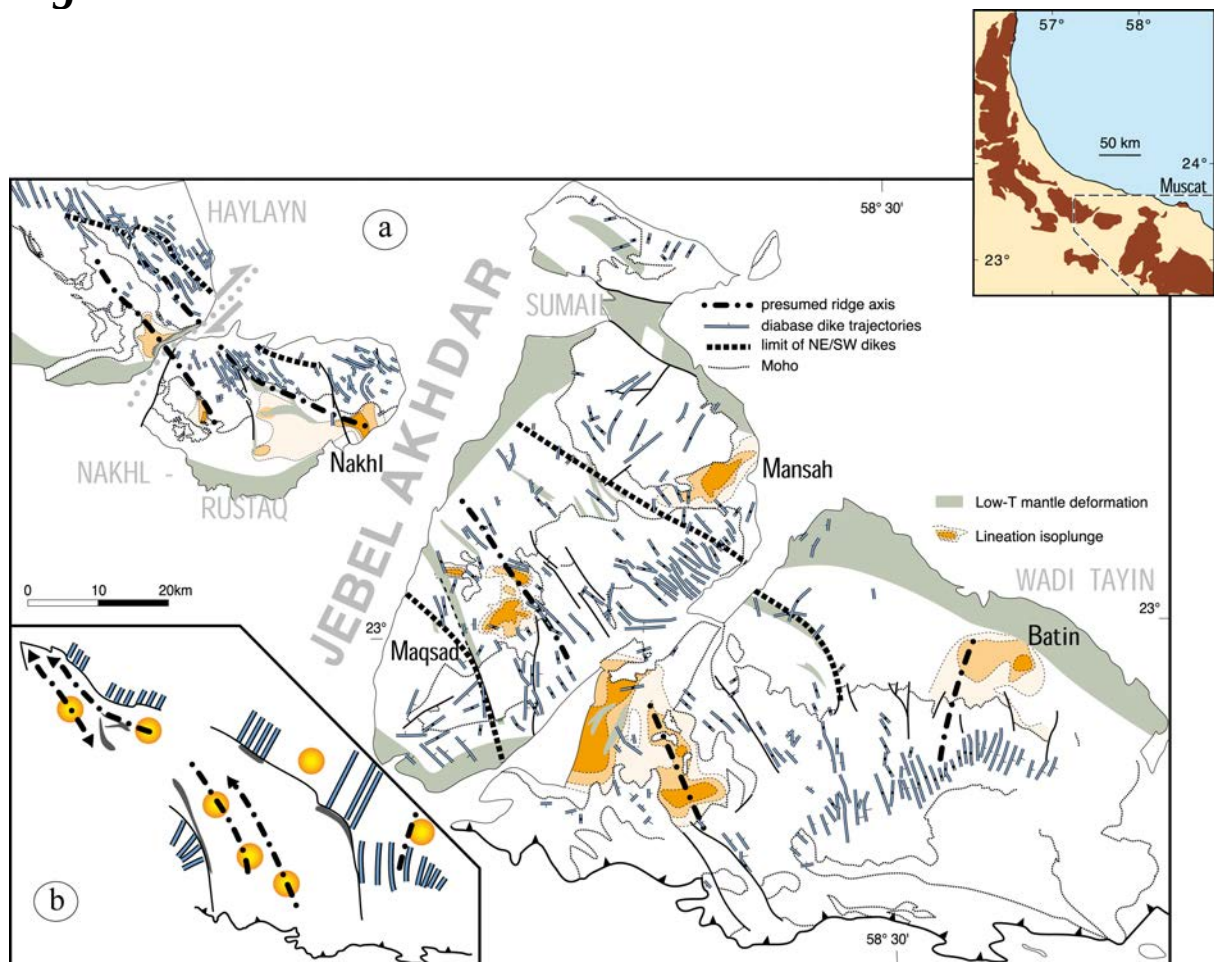


Figure 1: Nicolle et al. (in prep.)

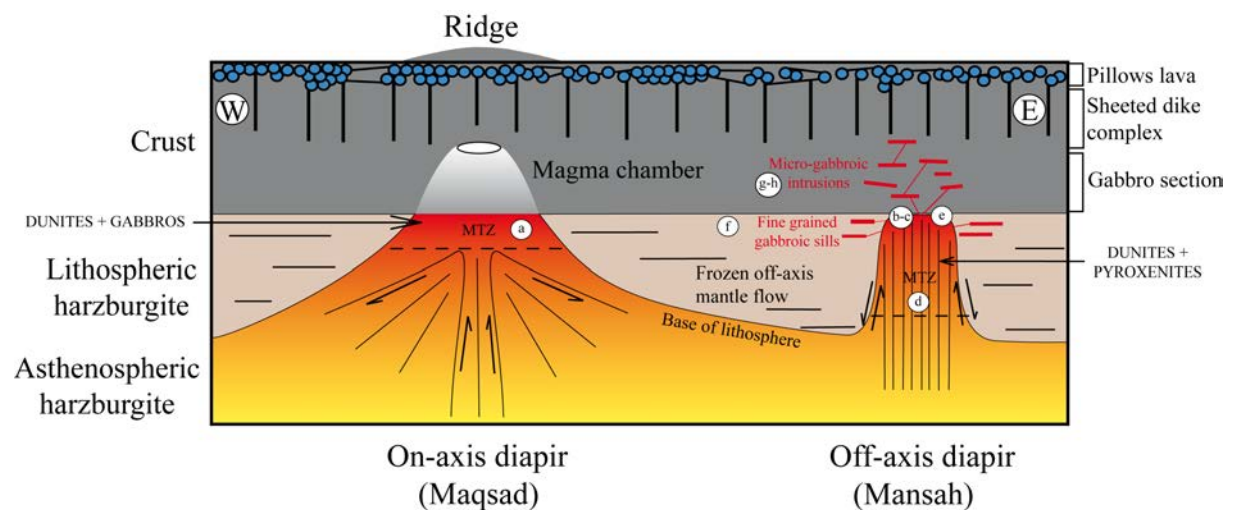


Figure 2: Nicolle et al. (in prep.)



Figure 3: Nicolle et al. (in prep.)

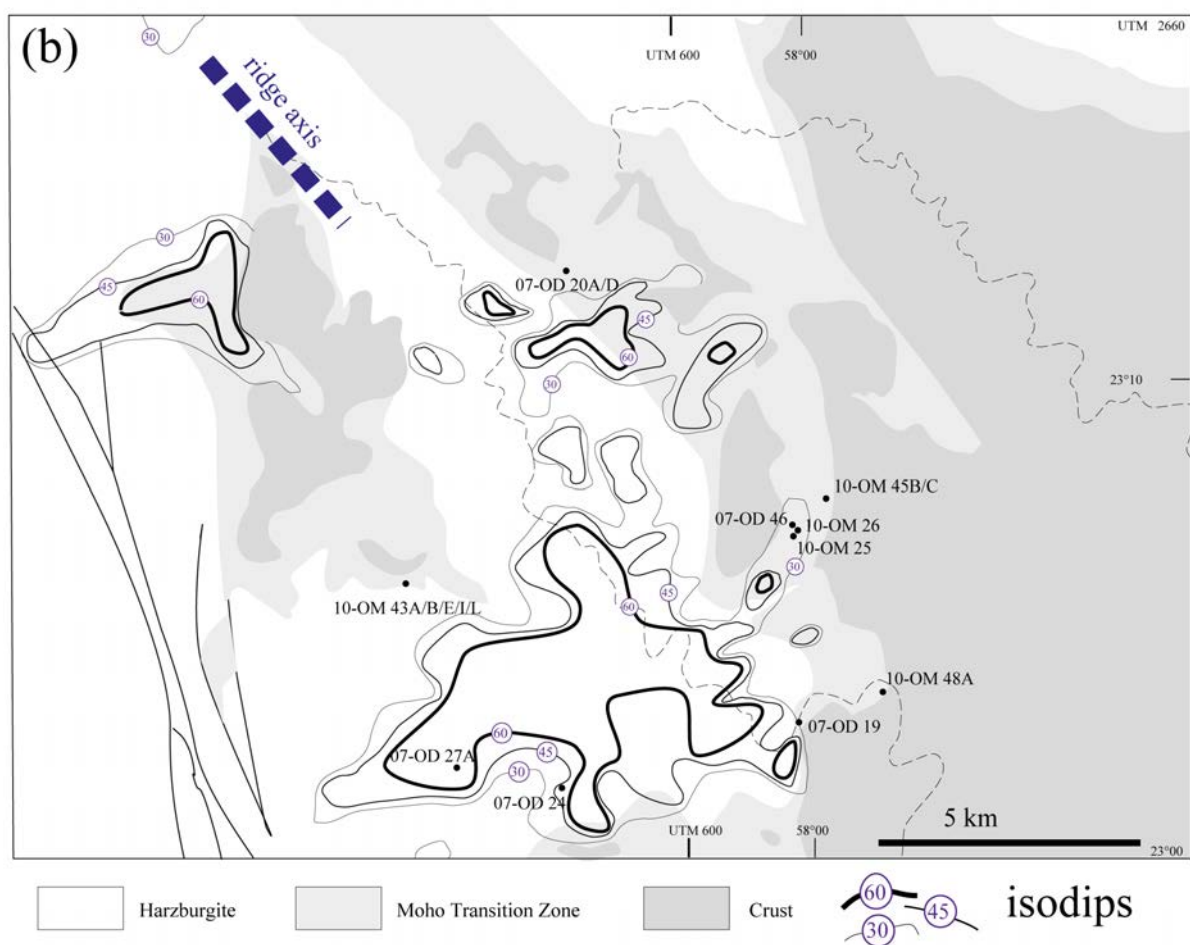


Figure 4b: Nicolle et al. (in prep.)

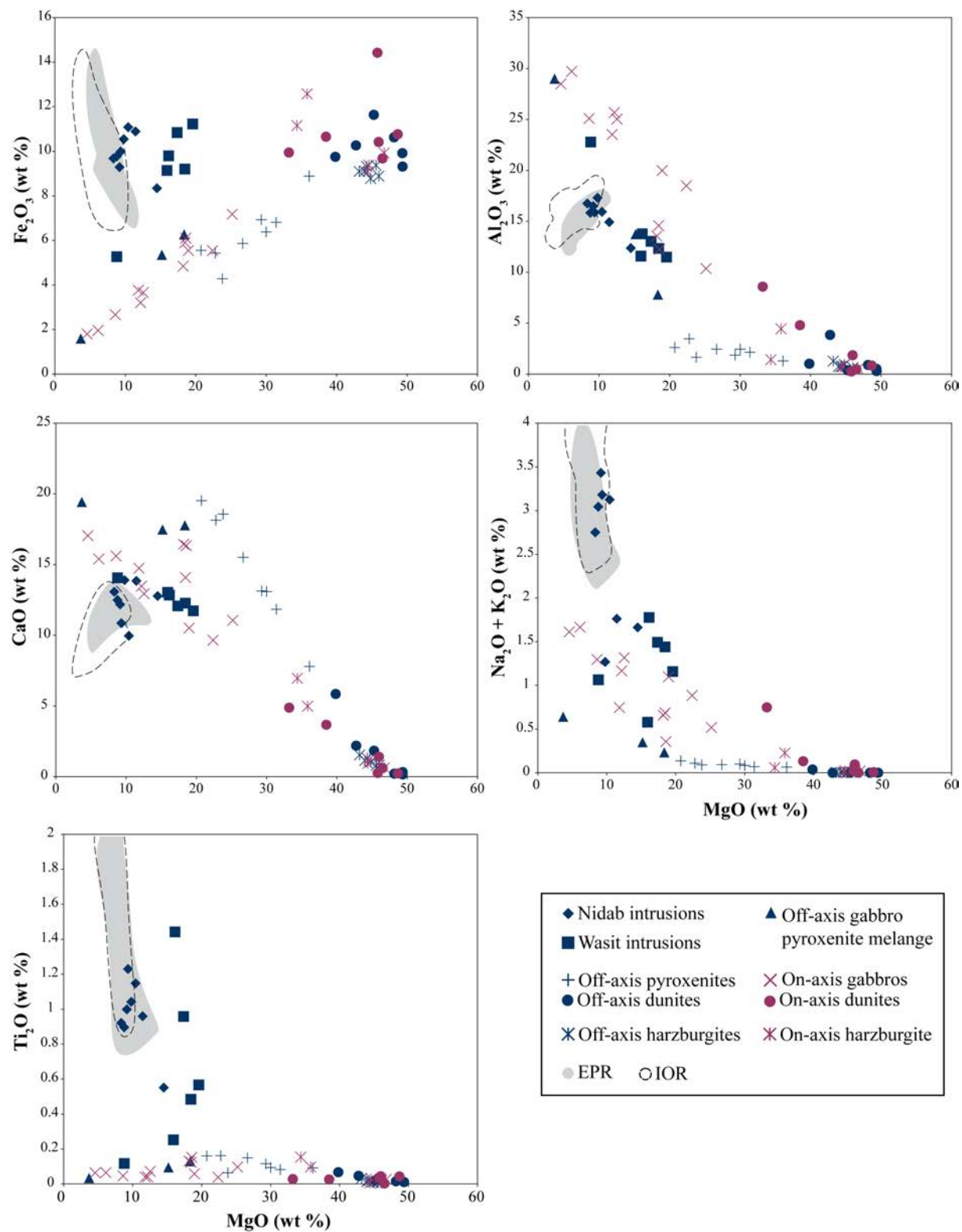


Figure 5: Nicolle et al. (in prep.)

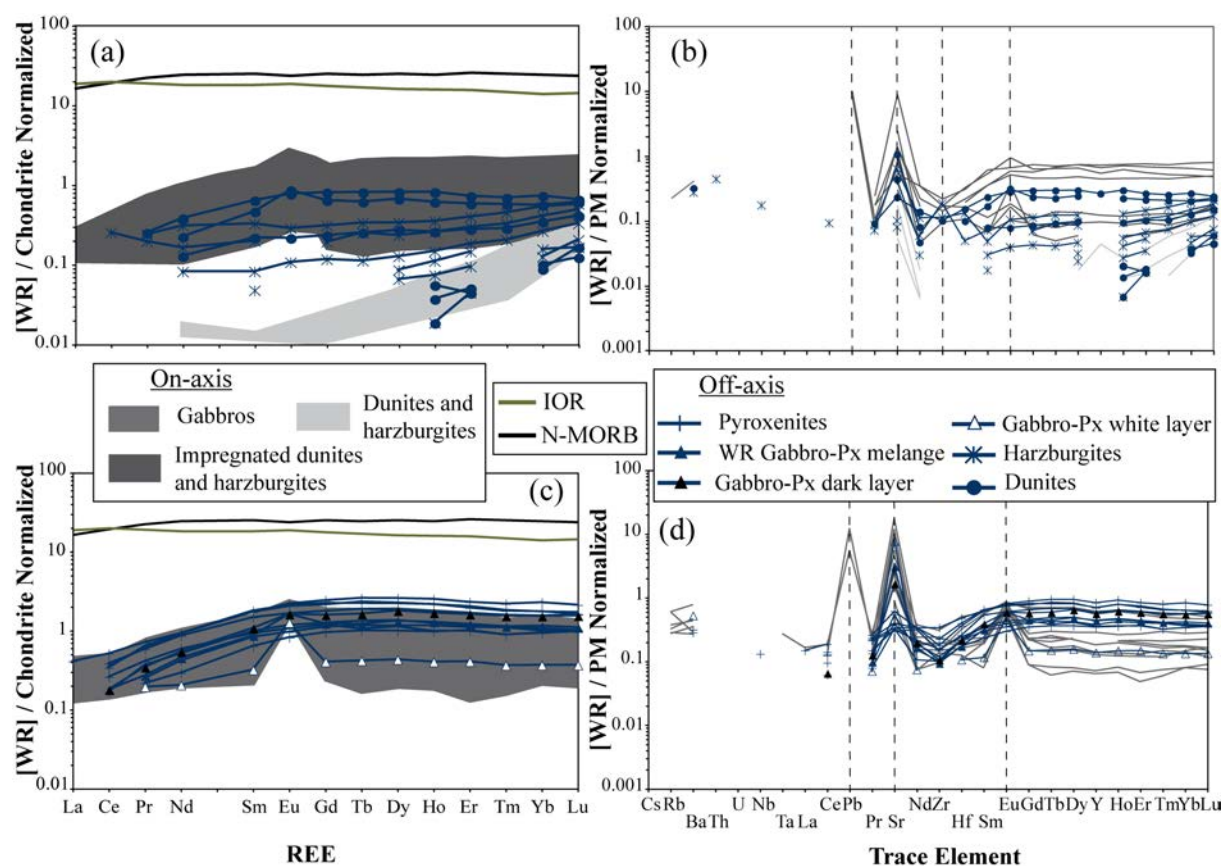


Figure 6: Nicolle et al. (in prep.)

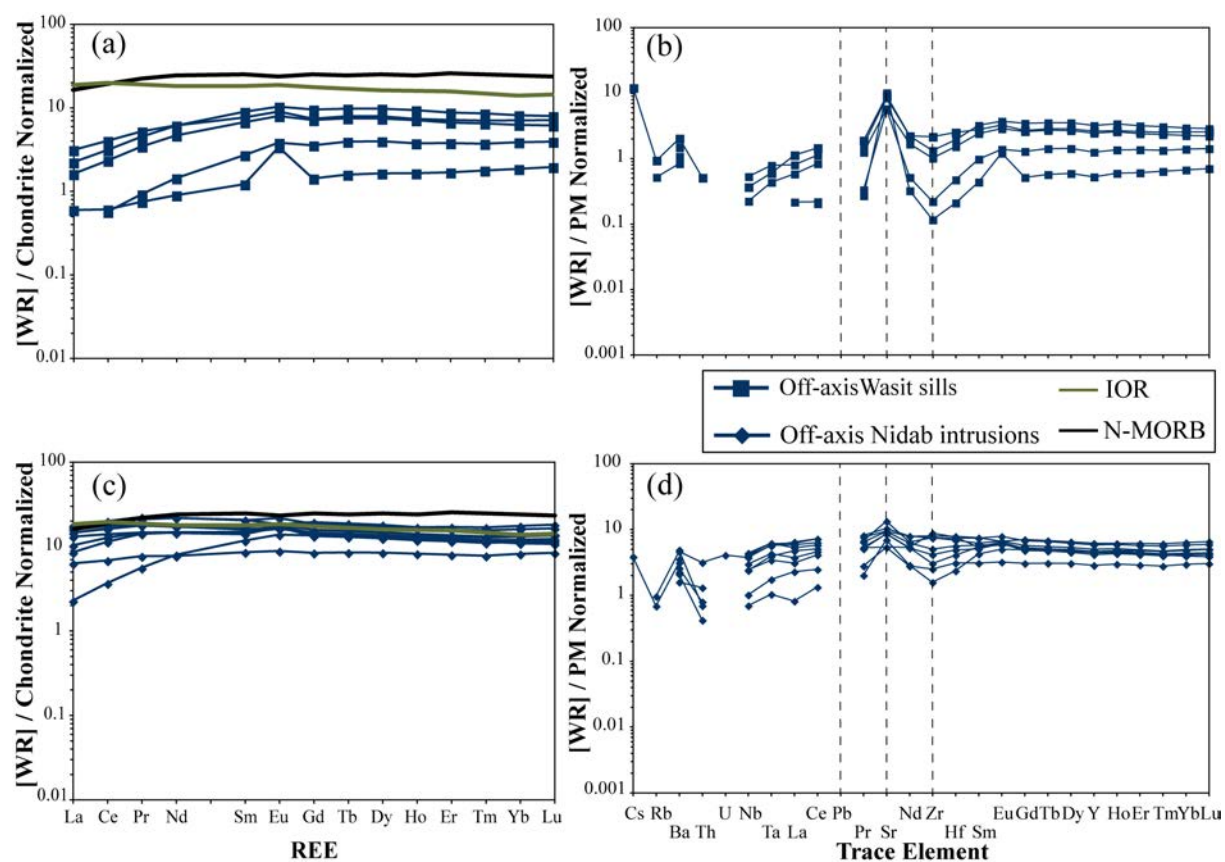


Figure 7: Nicolle et al. (in prep.)

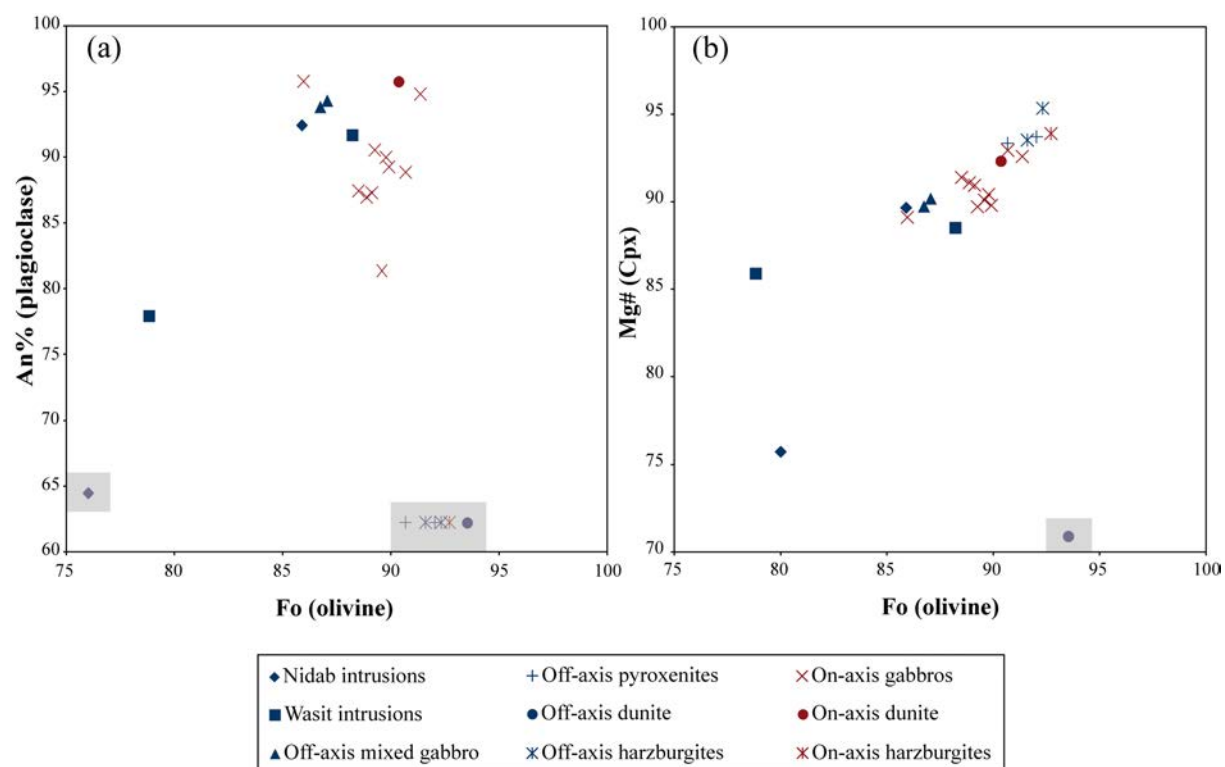


Figure 8: Nicolle et al. (in prep.)

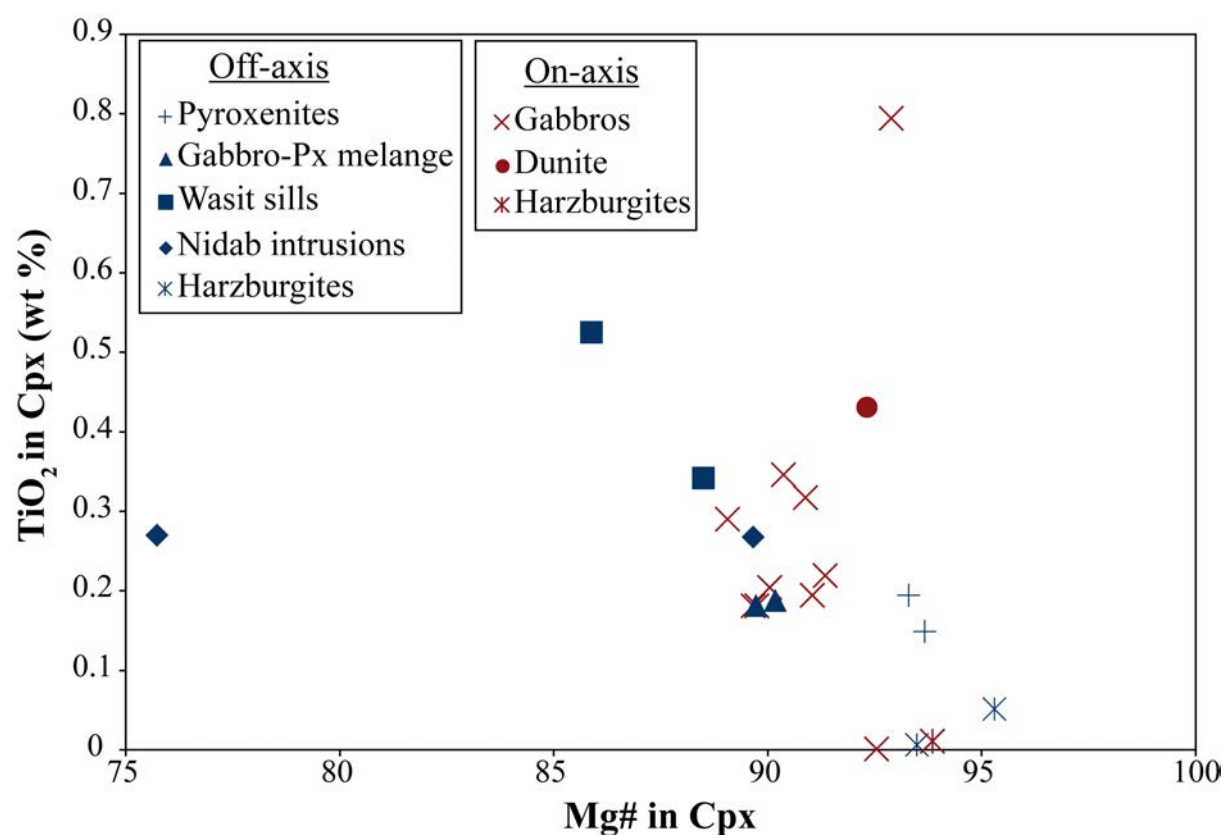


Figure 9: Nicolle et al. (in prep.)

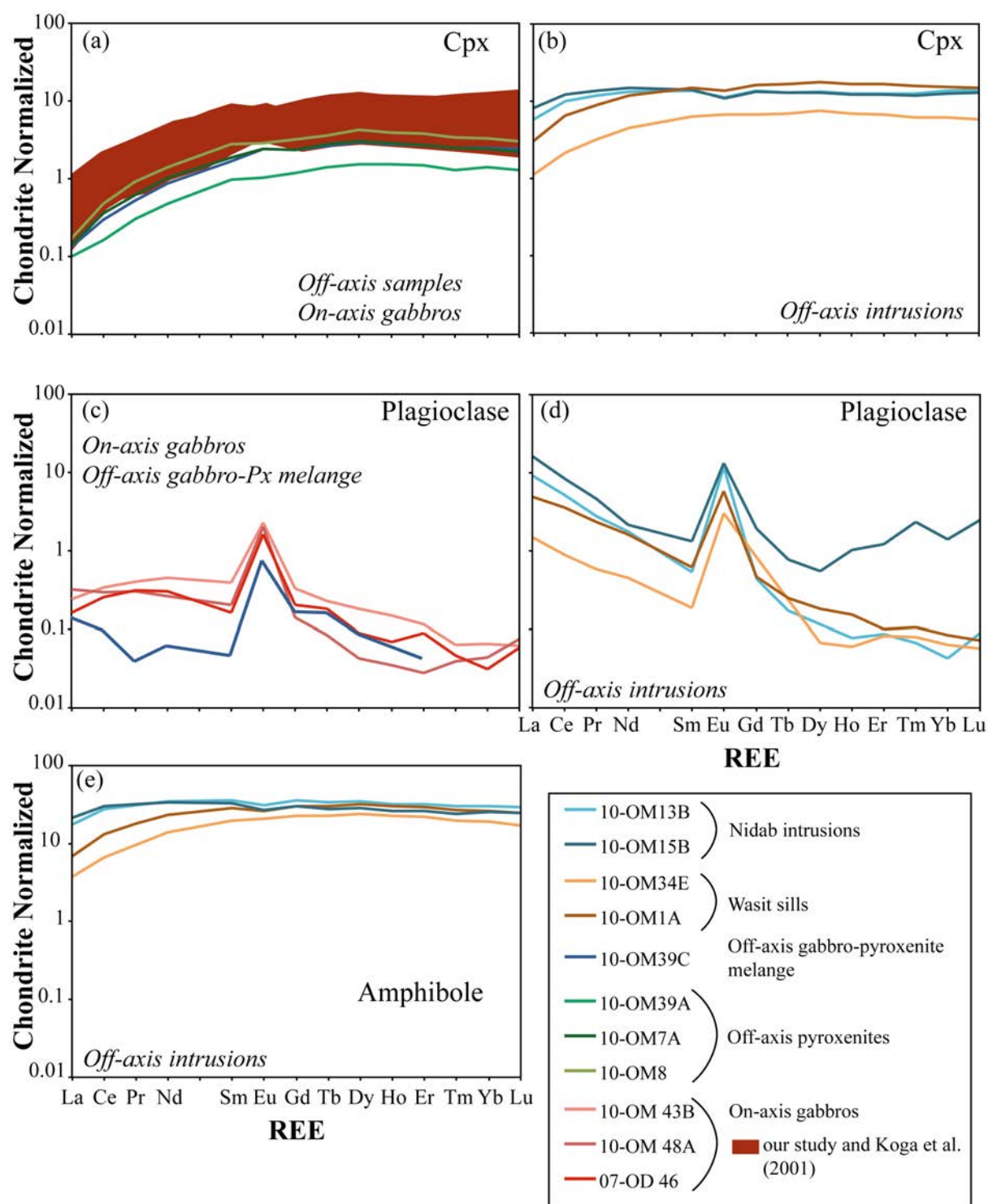


Figure 10: Nicolle et al. (in prep.)

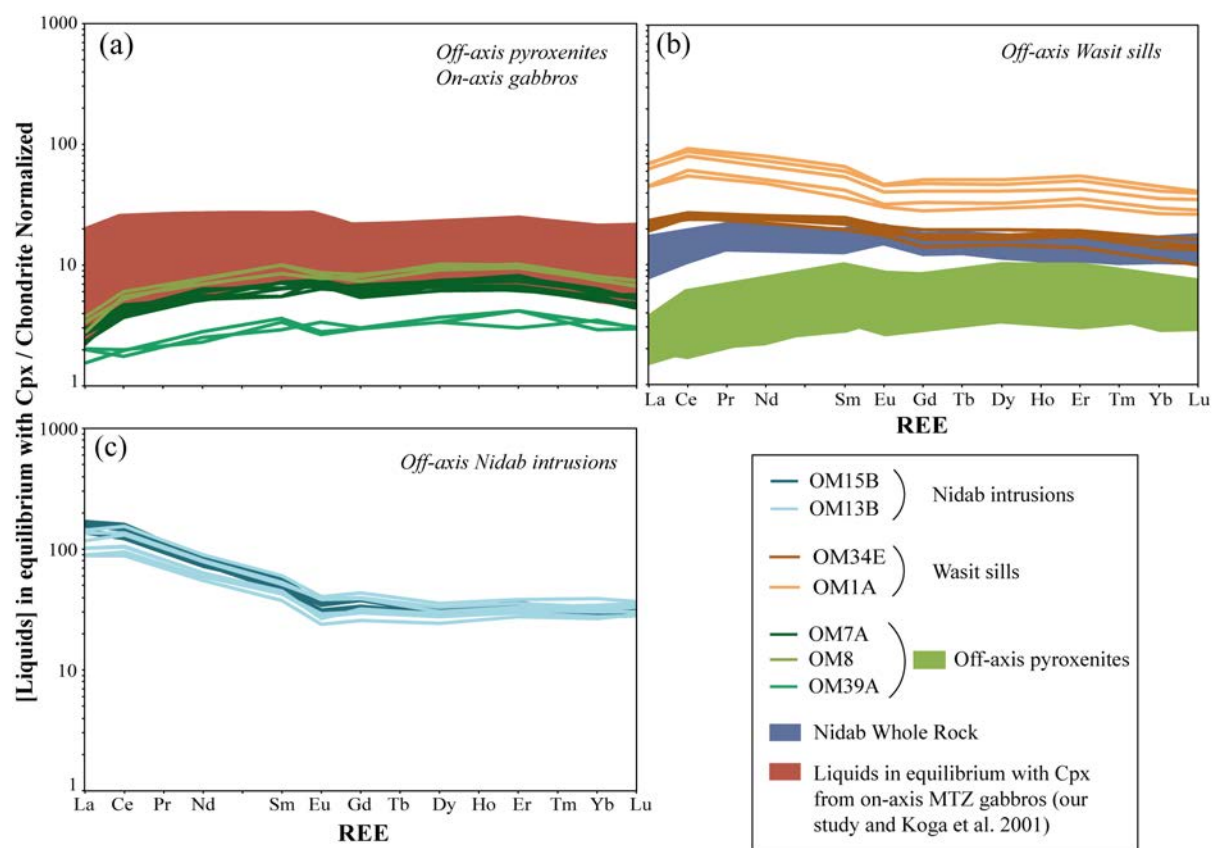


Figure 11: Nicolle et al. (in prep.)

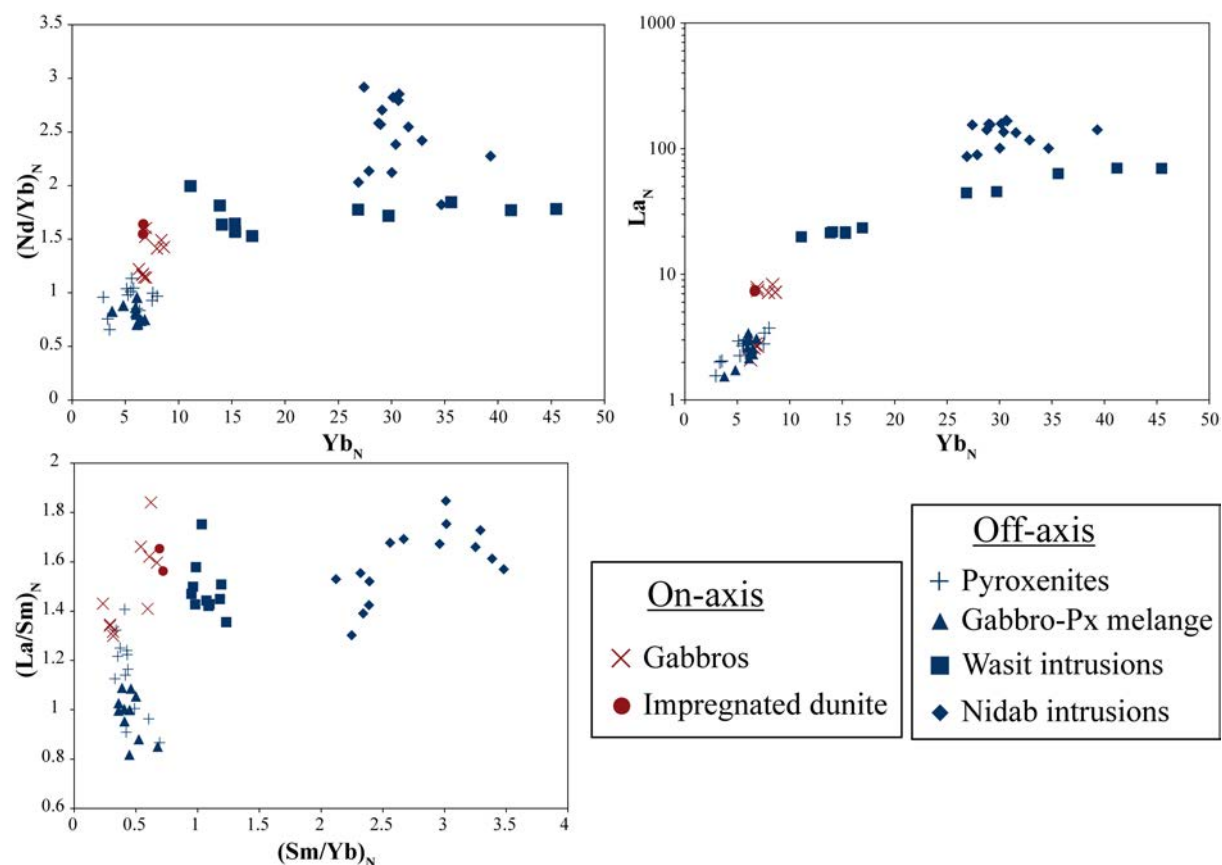


Figure 12: Nicolle et al. (in prep.)

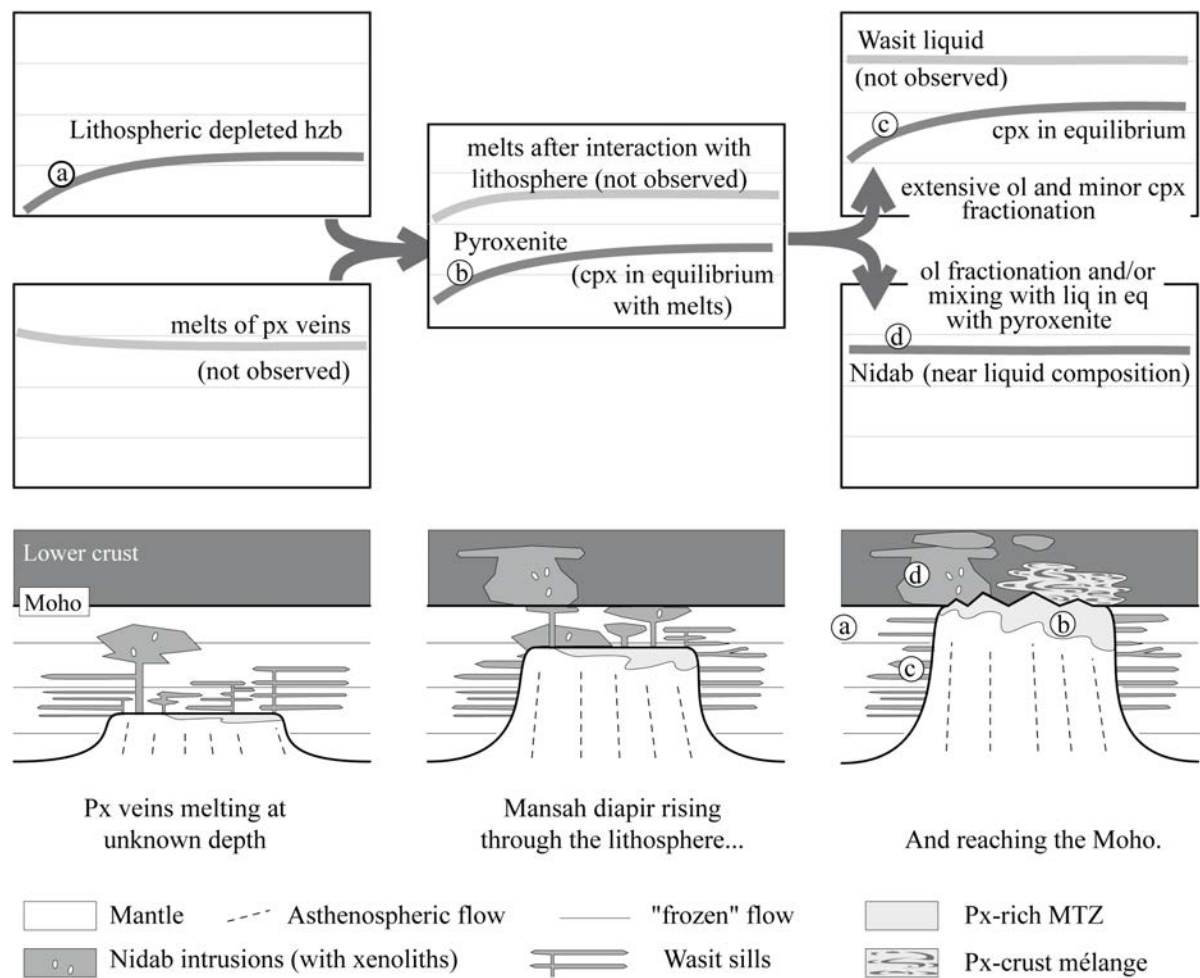


Figure 13: *Nicolle et al. (in prep.)*

Sample	Type	UTM grid	Local Description	Rock Description	Orientation	Outcrop Description	Thin Section Observation
10-OM 1a	Wasit type sill	NF 40-3F 0633940 2562904	Wadi Najd Wasit		N25°E; 45°W	Gabbroic sill intruding the mantle	Poikilitic amphibole surround olivine, plagioclase and cpx; texture with triple junctions; some poikilitic pyroxenes; olivine is altering, sometimes reactive rim; plagioclase is altering
10-OM 5c	Dunite	NF 40-3F 0632618 2572225	Wadi Mansah north affluent		N110°; 78°S; 45°W		Large olivine, highly altering, can be > 1cm; spinel abundant, some elongated
10-OM 6b	Dunite	NF 40-3F 0632002 2572609	Wadi Mansah north affluent	Dunite with pyroxenite band			
10-OM 7a	Pyroxenite	NF 40-3F 0631870 2572556	Wadi Mansah north affluent	Massive clinopyroxenite with olivines			Large pyroxene, can be subpoikilitic, altering; olivine is altering in serpentine, some completely, presence of reactive rim, subhedral or interstitial
10-OM 7b	Pyroxenite	NF 40-3F 0631870 2572556	Wadi Mansah north affluent	Massive clinopyroxenite with some olivines			Large, subpoikilitic to poikilitic (surround olivine) pyroxene, altering; olivine is interstitial, reactive rim with pyroxene, altering in serpentine

10-OM 8	Pyroxenite	NF 40-3F 0631101 2572684	Wadi Mansah north affluent				Large pyroxene, altering; olivine is interstitial but not worm-like-shaped, some altered rims
10-OM 10	Nidab type Sill	NF 40-3F 0616701 2566305	2 nd branch starting from SW, from Nidab			Dioritic sill intruding the lower crust with veinlets of paragasite	
10-OM 13b	Nidab type Sill	NF 40-3F 0626092 2569563	Wadi Rak, after Jardamanah	Sill in proximity to layered gabbros		The sill is in proximity to crustal layered gabbros	
10-OM 15a	Harzburgite	NF 40-3F 0625705 2568202	Wadi Rak, after Jardamanah		N175°E; 75°E	Strongly foliated harzburgite, a few dioritic sills were present before the sample as we left the crust and entered the mantle section	
10-OM 15b	Nidab type Sill	NF 40-3F 0625705 2568202	Wadi Rak, after Jardamanah			Dioritic sill near the harzburgite	
10-OM 26	Anorthositic Sill and Gabbro	NF 40-3E 0601954 2550113	Wadi Qawasim	Un-deformed anorthositic sill in gabbro		This sill is intruding already layered gabbro	

10-OM 34e	Wasit type Sill	NF 40-3F 0633517 2563065	Western fork Wadi Najd Wasit				
10-OM 36	Wasit type Sill	NF 40-3F 0633575 2563069	Western fork Wadi Najd Wasit			≈ 10cm thick gabbroic sill intruding the mantle	
10-OM 37b	Harzburgite	NF 40-3F 0633190 2572022	Wadi Mansah north affluent		N140°E; 65°SW		Large orthopyroxene, anhedral; large olivine, altering in serpentine, some subhedral, overall anhedral
10-OM 38a	Pyroxenite	NF 40-3F 0631849 2572578	Wadi Mansah north affluent	Surrounded by dunite			
10-OM 39a	Pyroxenite	NF 40-3F 0630829 2572466	Wadi Mansah north affluent	Foliate pyroxenite	N120°E; 50°SW		Large pyroxene, anhedral to subhedral, some poikilitic; olivine interstitial, altering in serpentine, anhedral or worm-like-shaped, sometimes reactive rims
10-OM 39b	Pyroxenitic Gabbro	NF 40-3F 0630829 2572466	Wadi Mansah north affluent	Layered gabbro		This pyroxenitic gabbro belongs to a "thin" zone where the pyroxenite from the MTZ and the crustal gabbro are mixed together	

10-OM 39c	Pyroxenitic Gabbro	NF 40-3F 0631110 2572883	Wadi Mansah north affluent	Pyroxenitic gabbro		This pyroxenitic gabbro belongs to a "thin" zone where the pyroxenite from the MTZ and the crustal gabbro are mixed together	
10-OM 39d	Dunite	NF 40-3F 0631110 2572883	Wadi Mansah north affluent	Dunite slightly impregnated with pyroxenes			
10-OM 43B	Gabbro	NF 40-3E 0595381 2547259	Wadi point OF 22, SW of Mudirah	Part of layered gabbro			
10-OM 43E	Gabbro	NF 40-3E 0595381 2547259	Wadi point OF 22, SW of Mudirah	Part of layered gabbro			
10-OM 45C	Dunite	NF 40-3F 0602672 2550888	Wadi Qawasim			Dunite is host of gabbro	
10-OM 48A	Gabbro	NF 40-3E 0603821 2547207	Near village of Mahram	Layered gabbro, olivine and plagioclase rich			
07-OD 20D	Dunite	NF 40-3E 0597815 2555107	Tuff	Impregnated dunite in gabbro			
07-OD 27B			Montagne des Ânes				

07-OD 31	Nidab type sill	NF 40-3F 0618131 2565608	Nidab	Micro-gabbroic sill		Sill intruding in a wehrlitic, highly altered by LT hydrothermalis m lower crust.	
07-OD 42	Nidab type sill	NF 40-3F 0626113 2568672	Wadi Rak	Micro-gabbroic sill		Very large sill (>10m), weakly foliated, intruding in the lower crust	
07-OD 46	Plagioclase Sill and Gabbro		Wadi Qawasim	Un-deformed plagioclase sill in gabbro			

Table 1: Sample descriptions

Sample location	Rock Type	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
(wt %)													
<i>Mansah diapi</i>													
07OD8C	Harzburgite	41.37	0.84	8.18	0.12	41.90	0.93	bdl	< 0.01	0.006	0.05	6.58	99.96
07OD9	Harzburgite	40.47	1.12	8.22	0.12	39.18	1.37	bdl	< 0.01	0.027	0.05	8.30	98.85
10OM4	Harzburgite	40.16	0.38	8.62	0.13	42.08	0.71	bdl	< 0.01	0.01	0.09	7.78	99.94
10OM15A	Harzburgite	39.49	0.54	8.06	0.11	41.83	0.71	bdl	< 0.01	0.00	0.09	10.04	100.87
10OM37A	Harzburgite	41.03	0.64	8.32	0.12	40.31	1.02	bdl	< 0.01	0.01	0.10	7.82	99.38
10OM37B	Harzburgite	41.34	0.63	8.70	0.13	41.48	1.20	bdl	< 0.01	0.02	0.08	7.37	100.93
07OD1	Dunite	36.04	0.81	9.60	0.13	43.52	0.19	bdl	< 0.01	0.014	0.07	9.29	99.66
07OD17C	Dunite	35.81	3.38	9.03	0.13	37.61	1.93	bdl	< 0.01	0.041	0.06	12.92	100.92
07OD4E	Dunite	37.29	0.34	10.68	0.15	41.54	1.68	bdl	< 0.01	0.020	0.07	8.57	100.33
10OM5C	Dunite	35.57	0.47	8.84	0.12	43.97	0.14	bdl	< 0.01	0.01	bdl	10.71	99.83
10OM38B	Dunite	40.18	0.95	9.07	0.14	37.03	5.44	0.03	< 0.01	0.06	0.09	7.88	100.86
10OM39D	Dunite	36.66	0.26	8.44	0.12	44.73	0.30	bdl	< 0.01	0.01	0.12	9.93	100.58
07OD4D	Pyroxenite	45.27	1.70	6.46	0.12	27.44	12.25	0.09	< 0.01	0.106	0.04	5.22	98.70
07OD5A	Pyroxenite	47.13	2.31	5.60	0.10	25.62	14.85	0.09	< 0.01	0.141	0.05	3.57	99.44
10OM6A	Pyroxenite	45.72	2.31	6.09	0.10	28.75	12.49	0.07	< 0.01	0.09	bdl	5.04	100.67
10OM7A	Pyroxenite	44.72	1.99	6.39	0.10	29.57	11.10	0.06	< 0.01	0.08	bdl	5.53	99.53
10OM7B	Pyroxenite	48.93	3.37	5.31	0.10	22.43	17.78	0.10	< 0.01	0.16	bdl	2.43	100.60
10OM8	Pyroxenite	50.90	2.56	5.50	0.11	20.67	19.37	0.13	< 0.01	0.16	bdl	1.00	100.39
10OM38A	Pyroxenite	42.11	1.16	8.20	0.13	33.43	7.18	0.06	< 0.01	0.08	0.09	6.91	99.36
10OM39A	Pyroxenite	50.92	1.60	4.22	0.09	23.60	18.33	0.09	< 0.01	0.06	bdl	1.93	100.83
10OM39C	Gabbro-Px mix	47.27	13.62	5.30	0.09	15.06	17.32	0.34	< 0.01	0.09	bdl	1.35	100.45
10OM39Bn	Gabbro-Px mix	48.88	7.74	6.21	0.12	18.18	17.62	0.22	< 0.01	0.13	bdl	1.33	100.42
10OM39Bb	Gabbro-Px mix	44.77	28.49	1.57	0.03	3.63	19.08	0.62	< 0.01	0.03	bdl	1.18	99.39
10OM1A	Wasit sill	44.25	11.95	8.91	0.15	17.89	11.89	1.34	0.05	0.47	0.03	1.59	98.50
10OM34E	Wasit sill	42.18	12.47	10.37	0.16	16.63	11.55	1.38	0.05	0.92	bdl	2.06	97.77
10OM34D	Wasit sill	42.12	10.95	10.71	0.17	18.70	11.20	1.07	0.03	0.54	bdl	3.17	98.67

Sample location	Rock Type	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
(wt %)													
<i>Mansah diapir</i>													
07OD10B	Wasit sill	49.02	11.49	9.06	0.17	15.82	12.94	0.52	< 0.05	0.250	bdl	0.55	99.83
07OD10G	Wasit sill	42.37	13.23	9.41	0.14	15.52	12.33	1.66	< 0.05	1.384	0.04	3.09	99.17
07OD10C	Wasit sill	47.47	22.58	5.22	0.10	8.74	13.94	1.00	< 0.05	0.116	bdl	1.20	100.36
10OD01	Nidab intrusion	46.93	15.57	10.82	0.17	10.17	9.73	2.93	0.13	1.12	0.12	2.51	100.19
10OM11	Nidab intrusion	47.72	11.91	8.03	0.14	13.95	12.30	1.53	0.07	0.53	0.05	2.50	98.72
10OM10	Nidab intrusion	48.34	15.59	9.81	0.17	9.17	10.66	3.03	0.09	1.21	0.14	1.20	99.42
10OM13B	Nidab intrusion	48.07	15.57	9.61	0.18	8.62	12.29	2.94	0.06	0.88	0.09	1.33	99.65
10OM15B	Nidab intrusion	47.55	16.27	9.16	0.15	9.04	12.02	3.28	0.10	0.99	0.10	1.65	100.32
10OM16	Nidab intrusion	47.60	16.55	9.56	0.19	8.22	12.91	2.66	0.05	0.91	0.09	1.28	100.02
07OD31	Nidab intrusion	44.67	16.86	10.27	0.15	9.53	13.54	1.18	0.05	1.014	0.11	1.81	99.20
07OD42	Nidab intrusion	44.00	14.31	10.45	0.17	10.99	13.28	1.60	0.09	0.921	0.11	3.77	99.69
<i>Maqsad diapir</i>													
07OD28B	Harzburgite	41.67	1.25	10.15	0.17	31.36	6.31	0.05	bdl	0.14	bdl	9.27	100.36
07OD27A	Harzburgite	38.85	0.45	9.15	0.12	43.23	0.55	0.01	0.01	0.02	bdl	7.77	100.15
07OD27B	Harzburgite	40.38	0.64	8.60	0.12	40.96	1.08	0.01	0.01	0.02	bdl	8.91	100.72
07OD24	Harzburgite	42.09	0.72	8.56	0.12	41.98	0.86	bdl	bdl	0.004	0.06	5.59	99.98
07OD19	Harzburgite	38.96	4.11	11.74	0.16	33.54	4.63	0.21	bdl	0.088	0.06	7.18	100.65
07OD20A	Dunite	38.10	4.35	9.67	0.14	34.92	3.33	0.12	bdl	0.023	0.07	8.08	98.80
07OD27A	Dunite	39.33	0.42	8.94	0.12	42.96	0.56	bdl	bdl	0.002	0.06	7.46	99.86
07OD47A	Dunite	38.21	7.73	8.96	0.13	29.93	4.40	0.68	bdl	0.025	0.03	8.50	98.60
10OM45B	Dunite	36.62	0.25	13.54	0.19	42.98	0.24	0.01	0.01	0.03	bdl	6.28	100.15
10OM45C	Dunite	35.86	0.76	9.82	0.14	44.42	0.21	0.01	bdl	0.04	bdl	8.27	99.53
10OM25	Dunite	36.97	1.71	9.61	0.14	42.41	1.30	0.08	0.01	0.04	bdl	8.12	100.38
07OD20D	Dunite	37.51	4.08	10.39	0.15	36.48	3.23	0.05	0.01	0.06	bdl	8.26	100.22

Sample location	Rock Type	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
(wt %)													
<i>Maqsad diapir</i>													
07OD49D	Dunite	44.49	14.05	5.68	0.10	17.89	13.58	0.66	bdl	0.117	0.04	2.99	99.59
10OM48A	Gabbro	45.23	11.97	5.96	0.10	18.25	15.98	0.32	0.03	0.15	bdl	2.80	100.76
07OD46	Gabbro	45.91	28.13	1.77	0.03	4.58	16.82	1.56	0.03	0.06	bdl	1.59	100.47
10OM43E	Pl-gabbro	42.34	23.82	3.47	0.05	12.02	12.30	1.24	0.01	0.07	bdl	4.61	99.92
10OM43I	Pl-gabbro	41.95	19.12	5.30	0.07	18.22	10.05	1.03	0.02	0.05	0.03	4.08	99.92
10OM43A	Pl-gabbro	42.69	24.73	3.08	0.04	11.80	12.98	1.11	0.02	0.04	bdl	4.46	100.93
10OM43B	Pl-gabbro	43.71	28.79	1.88	0.03	5.99	14.91	1.59	0.02	0.06	0.03	3.90	100.89
10OM43L	Pl-gabbro	40.34	17.31	5.19	0.07	21.06	9.02	0.82	0.01	0.03	bdl	6.51	100.36
07OD45	Ol-gabbro	42.91	12.55	4.48	0.08	16.96	15.24	0.56	< 0.05	0.119	bdl	6.07	98.97
07OD44B	Ol-gabbro	43.58	22.55	3.60	0.06	11.43	14.12	0.66	< 0.05	0.035	bdl	3.48	99.51
07OD48	Ol-gabbro	42.91	9.72	6.74	0.11	23.78	10.40	0.43	< 0.05	0.089	0.05	4.79	99.02

bdl = below detection limit

Table 2: Supplementary material. Whole rock major element compositions. Nicolle et al. (in prep.)

Sample location	Rock Type	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Pr	Sr
<i>Mansah diapir</i>													
100M4	Harzburgite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.10
07OD8C	Harzburgite	bdl	bdl	bdl	0.44	bdl	0.17	bdl	bdl	0.092	bdl	0.07	bdl
07OD9	Harzburgite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.09	0.63
100M15A	Harzburgite	bdl	bdl	0.27	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.08
100M37A	Harzburgite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
100M37B	Harzburgite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
07OD1	Dunite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
07OD4E	Dunite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.43
07OD17C	Dunite	bdl	bdl	0.32	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	1.05
100M5C	Dunite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
100M38B	Dunite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.09	0.23
100M39D	Dunite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
07OD4D	Pyroxenite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.140	bdl	0.21	0.30
07OD5A	Pyroxenite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.128	bdl	0.22	0.33
100M6A	Pyroxenite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.06	bdl	0.13	0.38
100M7A	Pyroxenite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.09	0.54
100M7B	Pyroxenite	bdl	bdl	0.32	bdl	bdl	0.13	bdl	0.15	0.19	bdl	0.26	0.61
100M8	Pyroxenite	bdl	bdl	0.28	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.12	bdl	0.23	0.40
100M38A	Pyroxenite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.09	bdl	0.15	0.31
100M39A	Pyroxenite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.08	0.33
100M39C	Gabbro-Px mix	bdl	bdl	bdl	0.25	bdl	bdl	bdl	bdl	0.07	bdl	0.10	3.10
100M39Bn	Gabbro-Px mix	bdl	bdl	bdl	0.25	bdl	bdl	bdl	bdl	0.07	bdl	0.13	1.67
100M39Bb	Gabbro-Px mix	bdl	bdl	0.52	0.25	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.07	7.76
100M1A	Wasit sill	bdl	bdl	2.08	0.42	bdl	1.01	1.73	2.26	2.45	bdl	2.76	5.31
100M34E	Wasit sill	11.86	0.93	2.01	0.50	bdl	0.36	0.59	1.12	1.44	bdl	1.87	9.04
100M34D	Wasit sill	bdl	bdl	1.53	0.38	bdl	0.51	0.84	0.75	1.10	bdl	1.63	8.42

[illegible]

Sample location	Rock Type	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Pr	Sr
<i>Maqsad diapir</i>													
07OD46	Gabbro	bdl	0.28	0.27	0.38	2.27	bdl	bdl	bdl	0.09	bdl	0.12	2.31
07OD49D	Dunite	bdl	0.34	bdl	bdl	4.29	bdl	bdl	bdl	bdl	8.47	0.07	0.83
10OM48A	Gabbro	bdl	0.32	0.46	0.38	3.15	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.11	1.53
10OM43E	Pl-gabbro	bdl	0.59	0.29	0.38	3.89	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.90
10OM43I	Pl-gabbro	bdl	0.27	0.35	0.38	bdl	bdl	0.27	0.16	0.18	bdl	0.18	2.77
10OM43A	Pl-gabbro	bdl	0.31	bdl	0.38	4.58	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.57
10OM43B	Pl-gabbro	bdl	0.37	0.43	0.38	4.73	bdl	bdl	bdl	0.17	5.46	0.27	4.59
10OM43L	Pl-gabbro	bdl	0.60	0.77	0.38	7.00	bdl	bdl	bdl	0.12	bdl	0.13	11.88
07OD45	Ol-gabbro	bdl	bdl	0.77	0.25	bdl	bdl	bdl	bdl	0.123	12.24	0.20	17.40
07OD44B	Ol-gabbro	bdl	bdl	0.81	0.25	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.11	3.48
07OD48	Ol-gabbro	bdl	bdl	bdl	0.25	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.11	8.45

bdl = below detection limit

Table 3: Supplementary material. Whole rock trace element compositions, part 1. Nicolle et al. (in prep.)

Sample location	Nd	Zr	Hf	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<i>Mansah diapi</i>														
100M4	bdl	bdl	bdl	0.02	bdl	bdl	bdl	0.02	bdl	0.03	0.03	bdl	0.06	0.06
07OD8C	0.06	0.19	0.05	0.07	bdl	0.07	0.09	0.08	bdl	0.09	0.11	0.12	0.15	0.18
07OD9	0.11	0.11	0.13	0.05	0.10	0.11	0.12	0.12	bdl	0.13	0.14	0.16	0.20	0.21
100M15A	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	0.02	bdl	0.05	0.07
100M37A	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.03	bdl	0.04	0.05	bdl	0.10	0.12
100M37B	0.03	bdl	bdl	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	bdl	0.05	0.07	0.07	0.10	0.12
07OD1	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	0.02	bdl	0.03	0.06
07OD4E	0.05	bdl	bdl	0.08	0.08	0.08	0.09	0.10	bdl	0.09	0.10	0.10	0.12	0.15
07OD17C	0.08	bdl	0.10	0.17	0.31	0.23	0.22	0.24	bdl	0.22	0.21	0.21	0.20	0.22
100M5C	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	0.02	bdl	0.04	0.04
100M38B	0.14	0.10	0.15	0.23	0.28	0.29	0.29	0.30	0.26	0.30	0.26	0.25	0.27	0.24
100M39D	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.02	0.02	bdl	0.04	0.04
07OD4D	0.32	0.15	0.26	0.54	0.60	0.65	0.69	0.68	0.58	0.64	0.61	0.57	0.56	0.58
07OD5A	0.34	0.18	0.36	0.63	0.75	0.78	0.85	0.83	0.69	0.79	0.74	0.66	0.63	0.62
100M6A	0.19	0.12	0.21	0.36	0.43	0.46	0.48	0.49	0.43	0.46	0.43	0.40	0.39	0.37
100M7A	0.15	0.10	0.21	0.30	0.35	0.41	0.42	0.42	0.38	0.42	0.40	0.40	0.36	0.37
100M7B	0.34	0.22	0.40	0.65	0.77	0.82	0.81	0.81	0.70	0.79	0.71	0.65	0.64	0.59
100M8	0.34	0.34	0.48	0.63	0.81	0.89	0.94	0.94	0.84	0.92	0.84	0.79	0.83	0.77
100M38A	0.21	0.16	0.24	0.34	0.39	0.44	0.38	0.41	0.36	0.36	0.36	0.32	0.34	0.37
100M39A	0.11	0.10	0.17	0.23	0.30	0.35	0.36	0.36	0.35	0.36	0.37	0.32	0.34	0.36
100M39C	0.17	0.09	0.17	0.32	0.59	0.45	0.44	0.49	0.44	0.47	0.44	0.41	0.42	0.40
100M39Bn	0.20	0.11	0.22	0.39	0.59	0.58	0.60	0.65	0.57	0.62	0.59	0.56	0.56	0.56
100M39Bb	0.07	bdl	0.11	0.12	0.46	0.15	0.15	0.16	0.14	0.15	0.15	0.13	0.13	0.13
100M1A	2.77	2.48	3.07	3.06	3.18	3.02	3.05	3.03	2.83	2.95	2.87	2.76	2.93	3.01
100M34E	2.20	2.14	2.49	2.73	3.22	2.65	2.83	2.82	2.59	2.64	2.56	2.50	2.54	2.53
100M34D	2.20	1.32	1.83	3.21	3.63	3.31	3.56	3.50	3.22	3.39	3.19	3.12	2.97	2.90

Sample location	Nd	Zr	Hf	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<i>Mansah diapir</i>														
07OD10B	0.51	0.22	0.47	0.97	1.37	1.27	1.40	1.42	1.25	1.35	1.35	1.32	1.38	1.41
07OD10G	0.32	0.12	0.21	0.43	1.21	0.51	0.57	0.59	0.52	0.59	0.60	0.63	0.66	0.70
07OD10C	1.66	1.01	1.52	2.39	2.85	2.56	2.68	2.66	2.42	2.55	2.37	2.31	2.24	2.19
10OD01	5.25	3.01	4.03	5.36	6.40	5.06	4.98	4.74	4.44	4.59	4.42	4.24	4.31	4.39
10OM11	6.14	5.00	5.54	5.71	5.90	5.13	4.95	4.66	4.38	4.43	4.27	4.16	4.26	4.36
10OM10	5.18	4.09	4.84	5.01	6.06	4.76	4.66	4.47	4.13	4.26	4.13	3.94	4.06	4.10
10OM13B	5.30	8.70	7.59	5.30	5.80	5.23	5.03	4.89	4.57	4.72	4.72	4.59	4.74	4.92
10OM15B	2.85	1.56	2.33	4.21	4.96	4.86	4.94	4.89	4.39	4.70	4.41	4.07	3.90	3.84
10OM16	7.80	7.89	7.78	7.44	6.57	6.97	6.72	6.45	6.12	6.10	6.09	6.01	6.26	6.47
07OD31	6.38	7.42	6.79	6.12	6.65	5.65	5.44	5.26	4.96	5.05	4.86	4.68	4.90	4.99
07OD42	7.82	7.37	7.27	7.31	7.79	6.66	6.46	6.12	5.80	5.88	5.66	5.54	5.75	5.87
<i>Maqsad diapir</i>														
07OD28B	0.35	0.22	0.31	0.63	0.68	0.75	0.72	0.75	0.68	0.72	0.70	0.68	0.66	0.62
07OD27A	0.02	bdl	bdl	0.00	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.02	0.02	0.03	0.04	bdl
07OD27B	0.01	bdl	bdl	0.00	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	0.03	bdl
07OD24	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	0.02	bdl	0.04	0.06
07OD19	0.23	0.15	0.22	0.36	0.53	0.47	0.46	0.49	0.45	0.46	0.47	0.46	0.49	0.50
07OD20A	0.35	0.17	0.34	0.55	0.96	0.64	0.66	0.66	0.56	0.63	0.57	0.53	0.52	0.49
07OD27A	0.04	bdl	bdl	0.07	0.17	0.08	0.09	0.10	bdl	0.09	0.10	0.09	0.11	0.12
07OD47A	0.17	bdl	0.20	0.36	0.60	0.58	0.69	0.76	0.74	0.76	0.77	0.75	0.79	0.81
10OM45B	0.07	bdl	bdl	0.07	0.37	0.06	0.05	0.06	bdl	0.06	0.06	0.07	0.10	0.12
10OM45C	0.01	bdl	bdl	0.00	bdl	bdl	bdl	0.02	0.04	0.03	0.04	0.06	0.08	0.12
10OM25	0.04	0.11	bdl	0.05	bdl	bdl	bdl	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.07	0.10
07OD20D	0.05	0.10	0.11	0.07	0.10	0.09	0.08	0.09	0.10	0.09	0.11	0.10	0.13	0.16

Sample location	Nd	Zr	Hf	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<i>Maqsad diapir</i>														
07OD46	0.15	0.15	0.16	0.19	0.84	0.15	0.14	0.15	0.13	0.12	0.12	0.12	0.15	0.16
07OD49D	0.08	0.17	0.17	0.12	0.19	0.11	0.14	0.14	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.18
10OM48A	0.18	0.19	0.22	0.23	0.81	0.27	0.29	0.28	0.28	0.26	0.27	0.29	0.27	0.28
10OM43E	0.07	0.10	bdl	0.10	0.62	0.09	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07	0.07	0.08	0.09
10OM43I	0.24	0.24	0.18	0.21	0.85	0.22	0.16	0.17	0.14	0.13	0.13	0.15	0.14	0.12
10OM43A	0.07	0.14	0.12	0.08	0.51	0.09	0.06	0.07	0.06	0.07	0.05	0.06	0.08	0.07
10OM43B	0.37	0.31	0.50	0.58	0.83	0.69	0.69	0.69	0.61	0.62	0.61	0.51	0.55	0.50
10OM43L	0.19	0.19	0.18	0.21	0.71	0.22	0.25	0.22	0.18	0.19	0.18	0.16	0.17	0.15
07OD45	0.31	0.14	0.31	0.55	0.85	0.66	0.67	0.67	0.55	0.60	0.55	0.49	0.46	0.46
07OD44B	0.12	bdl	bdl	0.18	0.64	0.22	0.20	0.23	bdl	0.21	0.21	0.21	0.21	0.22
07OD48	0.14	bdl	0.11	0.19	0.60	0.23	0.23	0.22	bdl	0.21	0.19	0.18	0.17	0.16

bdl = below detection limit

Table 3 (continued): Supplementary material. Whole rock trace element compositions, part 2. Nicolle et al. (in prep.)

Sample	Rock	Min		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	NiO	P ₂ O ₅	Total	Mg#	An%	n
<i>Mansah diapir</i>																			
10OM15A	Harzb.	Ol	AVG	41.59	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.16	49.90	8.12	0.00	0.40	0.01	100.25	91.62		5
			<i>std dev</i>	0.27	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.06	0.90	0.77	0.00	0.06	0.02	0.56	0.01		
10OM15A	Harzb.	Cpx	AVG	55.28	1.81	0.01	13.27	0.05	0.02	0.06	25.43	3.41	0.74	0.06	0.19	100.49	93.50		4
			<i>std dev</i>	1.76	0.26	0.01	10.34	0.06	0.02	0.04	6.87	1.74	0.42	0.04	0.13	0.69	0.02		
10OM15A	Harzb.	Opx	AVG	57.81	1.74	0.02	1.47	0.01	0.01	0.14	33.90	5.22	0.42	0.09	0.01	100.86	0.92		7
			<i>std dev</i>	0.37	0.13	0.02	0.77	0.01	0.01	0.09	0.88	0.63	0.10	0.07	0.01	0.50	0.01		
10OM37B	Harzb.	Ol	AVG	40.46	0.05	0.01	0.02	0.01	0.00	0.12	48.97	7.15	0.13	0.32	0.01	97.33	92.34		8
			<i>std dev</i>	0.38	0.07	0.01	0.04	0.01	0.01	0.05	4.78	0.15	0.26	0.14	0.02	4.80	0.01		
10OM37B	Harzb.	Cpx	AVG	53.06	1.46	0.05	24.00	0.11	0.00	0.09	18.44	1.62	0.60	0.01	0.29	99.88	95.31		5
			<i>std dev</i>	0.40	0.45	0.01	0.54	0.01	0.00	0.08	0.28	0.25	0.24	0.02	0.02	0.48	0.01		
10OM37B	Harzb.	Opx	AVG	56.23	1.77	0.03	0.80	0.01	0.00	0.15	35.21	4.72	0.56	0.05	0.01	99.75	93.00		10
			<i>std dev</i>	0.44	0.10	0.01	0.37	0.01	0.01	0.04	0.24	0.21	0.06	0.05	0.02	0.48	0.00		
10OM39D	Dunite	Ol	AVG	40.65	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.17	52.29	6.44	0.01	0.24	0.01	99.90	93.54		10
			<i>std dev</i>	0.31	0.04	0.01	0.03	0.01	0.00	0.06	0.19	0.20	0.02	0.08	0.01	0.53	0.00		
10OM7A	Px	Ol	AVG	40.78	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.14	50.88	7.83	0.02	0.19	0.01	99.97	92.05		19
			<i>std dev</i>	0.29	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.07	0.34	0.21	0.02	0.10	0.02	0.59	0.00		
10OM7A	Px	Cpx	AVG	51.75	3.71	0.15	23.93	0.13	0.00	0.07	17.52	2.11	0.55	0.06	0.29	100.39	93.69		33
			<i>std dev</i>	0.42	0.27	0.02	0.76	0.04	0.01	0.05	0.52	0.39	0.07	0.06	0.04	0.65	0.01		
10OM7A	Px	Opx	AVG	55.77	3.46	0.04	0.73	0.00	0.00	0.16	34.55	5.38	0.39	0.07	0.00	100.58	91.96		2
			<i>std dev</i>	0.29	0.29	0.02	0.01	0.00	0.00	0.06	0.17	0.05	0.05	0.07	0.00	0.55	0.00		
10OM7B	Px	Ol	AVG	40.57	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.14	49.49	9.05	0.01	0.13	0.00	99.51	90.70		22
			<i>std dev</i>	0.28	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.07	0.44	0.29	0.02	0.07	0.01	0.73	0.00		
10OM7B	Px	Cpx	AVG	51.93	3.69	0.19	23.68	0.12	0.01	0.06	17.42	2.22	0.53	0.03	0.30	100.25	93.32		34
			<i>std dev</i>	1.07	0.77	0.03	1.88	0.03	0.01	0.04	1.13	0.23	0.18	0.05	0.05	0.62	0.01		
10OM39B	Gab-Px	Ol	AVG	39.32	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.16	45.53	12.40	0.02	0.07	0.00	97.68	86.74		3
			<i>std dev</i>	0.46	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.09	0.04	0.24	0.03	0.05	0.00	0.65	0.00		

Sample	Rock	Min		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	NiO	P ₂ O ₅	Total	Mg#	An%	n
<i>Mansah diapi</i>																			
10OM39B	Gab-Px	Cpx	AVG	51.43	3.02	0.18	22.07	0.20	0.00	0.08	17.70	3.61	0.38	0.01	0.25	99.00	89.72		5
			<i>std dev</i>	<i>0.48</i>	<i>0.11</i>	<i>0.01</i>	<i>0.93</i>	<i>0.04</i>	<i>0.00</i>	<i>0.04</i>	<i>0.96</i>	<i>0.18</i>	<i>0.05</i>	<i>0.02</i>	<i>0.06</i>	<i>0.69</i>	<i>0.00</i>		
10OM39B	Gab-Px	Plag	AVG	43.72	34.92	0.00	19.09	0.70	0.01	0.02	0.04	0.21	0.02	0.09	0.22	99.08		93.82	2
			<i>std dev</i>	<i>0.31</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.26</i>	<i>0.12</i>	<i>0.01</i>	<i>0.02</i>	<i>0.00</i>	<i>0.02</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.13</i>		<i>0.01</i>	
10OM39C	Gab-Px	Ol	AVG	39.56	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.18	45.64	12.09	0.00	0.07	0.01	97.76	87.06		18
			<i>std dev</i>	<i>0.27</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.03</i>	<i>0.01</i>	<i>0.00</i>	<i>0.06</i>	<i>0.33</i>	<i>0.37</i>	<i>0.00</i>	<i>0.07</i>	<i>0.02</i>	<i>0.95</i>	<i>0.00</i>		
10OM39C	Gab-Px	Cpx	AVG	51.70	2.83	0.19	23.00	0.19	0.00	0.12	17.32	3.37	0.34	0.02	0.28	99.46	90.18		20
			<i>std dev</i>	<i>0.47</i>	<i>0.22</i>	<i>0.02</i>	<i>1.23</i>	<i>0.03</i>	<i>0.00</i>	<i>0.07</i>	<i>0.65</i>	<i>0.31</i>	<i>0.06</i>	<i>0.03</i>	<i>0.04</i>	<i>0.72</i>	<i>0.01</i>		
10OM39C	Gab-Px	Opx	AVG	55.33	2.15	0.07	0.59	0.00	0.00	0.17	32.33	8.08	0.21	0.00	0.00	99.03	87.70		3
			<i>std dev</i>	<i>0.15</i>	<i>0.08</i>	<i>0.02</i>	<i>0.18</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.04</i>	<i>0.12</i>	<i>0.17</i>	<i>0.07</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.50</i>	<i>0.00</i>		
10OM39C	Gab-Px	Plag	AVG	43.69	35.19	0.01	19.38	0.65	0.01	0.02	0.01	0.18	0.00	0.01	0.26	99.49		94.31	16
			<i>std dev</i>	<i>0.34</i>	<i>0.37</i>	<i>0.01</i>	<i>0.28</i>	<i>0.12</i>	<i>0.01</i>	<i>0.03</i>	<i>0.02</i>	<i>0.07</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.03</i>	<i>0.72</i>		<i>0.01</i>	
10OM1A	Wasit	Ol	AVG	37.09	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.40	41.50	19.85	0.01	0.12	0.03	99.05	78.84		4
			<i>std dev</i>	<i>0.08</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.08</i>	<i>0.15</i>	<i>0.25</i>	<i>0.01</i>	<i>0.06</i>	<i>0.04</i>	<i>0.29</i>	<i>0.00</i>		
10OM1A	Wasit	Amp	AVG	41.27	12.62	3.05	11.82	3.05	0.22	0.12	15.78	6.78	0.72	0.05	0.17	95.76	0.87		11
			<i>std dev</i>	<i>0.65</i>	<i>0.30</i>	<i>0.15</i>	<i>0.11</i>	<i>0.11</i>	<i>0.02</i>	<i>0.08</i>	<i>0.36</i>	<i>0.78</i>	<i>0.07</i>	<i>0.05</i>	<i>0.04</i>	<i>0.36</i>	<i>0.02</i>		
10OM1A	Wasit	Cpx	AVG	51.45	2.87	0.53	22.58	0.43	0.00	0.18	15.89	4.64	0.47	0.06	0.27	99.42	85.89		6
			<i>std dev</i>	<i>0.60</i>	<i>0.31</i>	<i>0.14</i>	<i>0.38</i>	<i>0.05</i>	<i>0.00</i>	<i>0.08</i>	<i>0.65</i>	<i>0.40</i>	<i>0.15</i>	<i>0.08</i>	<i>0.02</i>	<i>0.48</i>	<i>0.01</i>		
10OM1A	Wasit	Opx	AVG	54.61	1.76	0.16	0.79	0.01	0	0.36	30.29	9.30	0.14	0	0.02	97.55	85.30		1
			<i>std dev</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>		
10OM1A	Wasit	Plag	AVG	47.67	32.55	0	16.06	2.52	0.01	0	0.00	0.07	0	0	0.26	99.16		77.89	1
			<i>std dev</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>		<i>0.00</i>	
10OM36	Wasit	Ol	AVG	40.55	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.24	47.47	11.29	0.00	0.09	0.00	99.66	88.23		2
			<i>std dev</i>	<i>0.27</i>	<i>0.01</i>	<i>0.00</i>	<i>0.01</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.06</i>	<i>0.15</i>	<i>0.04</i>	<i>0.00</i>	<i>0.03</i>	<i>0.00</i>	<i>0.28</i>	<i>0.00</i>		
10OM36	Wasit	Plag	AVG	45.15	34.63	0.00	18.79	0.95	0.00	0.01	0.02	0.18	0.00	0.01	0.27	100.15		91.66	9
			<i>std dev</i>	<i>0.36</i>	<i>0.34</i>	<i>0.01</i>	<i>0.18</i>	<i>0.09</i>	<i>0.00</i>	<i>0.01</i>	<i>0.03</i>	<i>0.06</i>	<i>0.01</i>	<i>0.02</i>	<i>0.05</i>	<i>0.46</i>		<i>0.01</i>	

Sample	Rock	Min		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	NiO	P ₂ O ₅	Total	Mg#	An%	n
<i>Mansah diapir</i>																			
10OM36	Wasit	Cpx	AVG	52.24	2.83	0.34	23.31	0.20	0.00	0.10	16.58	3.83	0.35	0.03	0.36	100.31	88.50		14
			std dev	0.86	0.56	0.09	0.72	0.06	0.00	0.05	0.79	0.96	0.20	0.03	0.07	0.96	0.03		
10OM36	Wasit	Opx	AVG	54.04	1.80	0.16	0.91	0.01	0.00	0.27	28.93	11.41	0.10	0.07	0.01	97.80	81.88		9
			std dev	0.39	0.10	0.02	0.08	0.01	0.00	0.06	0.37	0.30	0.05	0.08	0.01	0.62	0.01		
10OM36	Wasit	Amp	AVG	44.14	11.72	1.85	12.10	1.99	0.07	0.10	16.07	7.00	0.37	0.06	0.16	95.75	0.88		20
			std dev	1.12	0.84	0.17	0.19	0.17	0.02	0.06	0.77	0.43	0.08	0.07	0.04	0.72	0.02		
10OM10	Nidab	Plag	AVG	54.59	28.05	0.01	10.54	5.59	0.04	0.02	0.02	0.18	0.01	0.02	0.14	99.33		51.06	26
			std dev	1.90	1.14	0.02	1.45	0.86	0.02	0.03	0.02	0.09	0.02	0.03	0.04	0.62		0.07	
10OM10	Nidab	Amp	AVG	45.90	8.17	2.00	11.05	1.57	0.10	0.27	14.52	10.47	0.06	0.02	0.14	94.40	78.71		25
			std dev	0.59	0.37	0.16	0.16	0.10	0.01	0.06	0.29	0.17	0.04	0.03	0.05	0.62	0.01		
10OM15B	Nidab	Ol	AVG	40.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.24	45.02	13.17	0.00	0.13	0.00	98.76	85.90		5
			std dev	0.29	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.07	0.26	0.21	0.00	0.08	0.00	0.22	0.00		
10OM15B	Nidab	Plag	AVG	44.51	34.32	0.01	19.16	0.86	0.00	0.02	0.03	0.13	0.01	0.02	0.26	99.44		92.42	27
			std dev	0.54	2.12	0.01	1.51	0.22	0.01	0.02	0.02	0.07	0.02	0.04	0.06	1.06		0.02	
10OM15B	Nidab	Cpx	AVG	51.81	3.38	0.27	22.79	0.19	0.00	0.12	16.98	3.50	0.42	0.04	0.31	99.95	89.65		58
			std dev	0.74	0.57	0.04	0.93	0.04	0.01	0.07	0.50	0.41	0.07	0.04	0.05	0.72	0.01		
10OM16	Nidab	Plag	AVG	52.50	26.86	0.02	13.48	4.03	0.02	0.06	0.96	0.69	0.01	0.02	0.22	98.97		64.48	14
			std dev	0.59	7.36	0.02	2.87	1.08	0.01	0.15	3.37	1.77	0.02	0.03	0.05	0.43		0.10	
10OM16	Nidab	Cpx	AVG	51.95	1.74	0.27	22.52	0.31	0	0.34	14.41	8.23	0.05	0	0.24	100.08	75.73		1
			std dev	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
10OM16	Nidab	Amp	AVG	42.99	10.61	2.53	11.09	2.42	0.09	0.21	12.86	11.39	0.10	0.04	0.16	94.74	0.72		12
			std dev	0.38	0.25	0.10	0.19	0.12	0.02	0.08	0.15	0.25	0.06	0.06	0.03	0.42	0.01		
<i>Maqsad diapir</i>																			
07OD20D	Dunite	Ol	AVG	40.21	0.01	0.01	0.04	0.01	0.00	0.18	48.83	9.28	0.01	0.30	0.01	98.95	90.37		22
			std dev	0.26	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.05	0.26	0.22	0.02	0.07	0.02	0.55	0.00		

Sample	Rock	Min		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	NiO	P ₂ O ₅	Total	Mg#	An%	n
<i>Maqsad diapir</i>																			
07OD20D	Dunite	Plag	AVG	49.93	4.80	0.39	21.97	0.54	0.00	0.20	17.18	3.14	1.56	0.13	0.23	100.08		95.74	1
			std dev	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		0	
07OD20D	Dunite	Cpx	AVG	50.90	3.78	0.43	23.68	0.40	0.01	0.09	16.57	2.46	1.16	0.04	0.32	99.87	92.32		10
			std dev	0.41	0.23	0.03	0.39	0.05	0.01	0.07	0.19	0.17	0.14	0.03	0.06	0.58	0.00		
07OD20D	Dunite	Opx	AVG	45.84	1.12	0.02	0.15	0.00	0.02	0.18	36.46	3.88	0.04	0.29	0.00	88.02	94.36		1
			std dev	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
07OD27B	Harzb.	Ol	AVG	40.61	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.15	51.29	7.17	0.01	0.35	0.01	99.73	92.73		15
			std dev	0.37	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.06	0.33	0.20	0.02	0.05	0.02	0.70	0.00		
07OD27B	Harzb.	Cpx	AVG	54.20	2.21	0.01	11.83	0.00	0.00	0.10	27.37	3.32	1.07	0.09	0.12	100.48	93.87		7
			std dev	2.00	0.51	0.01	9.96	0.00	0.01	0.08	7.38	1.30	0.45	0.07	0.13	0.40	0.01		
07OD27B	Harzb.	Opx	AVG	56.34	1.85	0.01	0.98	0.01	0.01	0.14	35.05	4.77	0.65	0.07	0.01	99.95	92.90		13
			std dev	0.42	0.14	0.01	0.67	0.01	0.01	0.08	0.57	0.20	0.09	0.07	0.02	0.52	0.00		
07OD44B1	Ol-gab	Plag	AVG	44.67	34.42	0.01	18.62	1.08	0.01	0.02	0.06	0.33	0.00	0.03	0.25	99.62		90.50	18
			std dev	0.38	0.41	0.01	0.37	0.18	0.01	0.03	0.13	0.08	0.01	0.05	0.04	0.46		0.02	
07OD44B1	Ol-gab	Ol	AVG	40.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.24	48.05	10.28	0.01	0.21	0.01	98.96	89.28		10
			std dev	0.16	0.04	0.01	0.03	0.01	0.00	0.05	0.29	0.16	0.02	0.09	0.01	0.29	0.00		
07OD44B1	Ol-gab	Cpx	AVG	53.14	2.31	0.18	19.73	0.19	0.01	0.05	19.53	3.96	0.50	0.04	0.26	100.21	89.68		4
			std dev	1.56	0.46	0.05	4.23	0.08	0.01	0.06	2.25	0.73	0.29	0.05	0.08	0.94	0.02		
07OD44C	Gabbro	Ol	AVG	40.53	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.20	48.83	9.74	0.00	0.20	0.00	99.62	89.93		1
			std dev	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
07OD44C	Gabbro	Plag	AVG	45.09	34.27	0.02	18.28	1.22	0.00	0.00	0.10	0.38	0.02	0.00	0.28	99.73		89.22	1
			std dev	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	
07OD44C	Gabbro	Cpx	AVG	51.89	2.91	0.18	21.06	0.15	0.00	0.11	19.50	3.96	0.34	0.08	0.21	100.41	89.77		1
			std dev	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
07OD46-3	Gabbro	Ol	AVG	40.25	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.16	47.98	10.68	0.01	0.17	0.00	99.37	88.90		30
			std dev	0.57	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01	0.05	0.68	0.80	0.02	0.08	0.01	0.44	0.01		

Sample	Rock	Min		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	NiO	P ₂ O ₅	Total	Mg#	An%	n
<i>Maqсад diapir</i>																			
07OD46-3	Gabbro	Plag	AVG	45.35	34.35	0.00	17.85	1.48	0.01	0.02	0.09	0.23	0.01	0.01	0.22	99.65		86.91	30
			<i>std dev</i>	0.71	0.50	0.00	0.54	0.18	0.01	0.03	0.36	0.28	0.02	0.03	0.04	0.57		0.02	
07OD46-3	Gabbro	Cpx	AVG	52.37	2.21	0.19	23.27	0.27	0.01	0.11	17.63	3.09	0.29	0.03	0.28	99.84	91.07		38
			<i>std dev</i>	0.76	0.36	0.05	1.11	0.03	0.01	0.07	0.66	0.59	0.07	0.04	0.05	0.71	0.01		
07OD48	Gabbro	Plag	AVG	45.73	30.51	0.05	18.81	1.15	0.01	0.04	2.21	0.65	0.16	0.03	0.24	99.64		89.94	7
			<i>std dev</i>	1.20	9.39	0.10	1.32	0.39	0.01	0.05	5.35	1.11	0.35	0.03	0.05	0.35		0.03	
07OD48	Gabbro	Ol	AVG	40.21	0.01	0.01	0.04	0.01	0.00	0.20	48.68	9.86	0.01	0.27	0.00	99.33	89.79		13
			<i>std dev</i>	0.17	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.05	0.26	0.18	0.02	0.07	0.01	0.44	0.00		
07OD48	Gabbro	Cpx	AVG	51.67	3.00	0.35	22.48	0.20	0.00	0.10	18.05	3.45	1.09	0.06	0.32	100.79	90.39		20
			<i>std dev</i>	0.48	0.37	0.04	2.08	0.02	0.00	0.06	1.19	0.66	0.13	0.07	0.04	0.60	0.01		
07OD49C	Gabbro	Plag	AVG	47.09	33.07	0.01	16.80	2.13	0.00	0.03	0.03	0.14	0.01	0.02	0.21	99.75		81.32	9
			<i>std dev</i>	0.52	0.26	0.01	0.38	0.25	0.00	0.04	0.02	0.07	0.03	0.04	0.03	0.30		0.02	
07OD49C	Gabbro	Ol	AVG	40.10	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.22	48.41	10.01	0.01	0.19	0.00	99.02	89.61		13
			<i>std dev</i>	0.23	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.08	0.21	0.26	0.02	0.09	0.00	0.36	0.00		
07OD49C	Gabbro	Cpx	AVG	52.31	2.76	0.20	21.46	0.30	0.00	0.12	18.53	3.70	0.99	0.10	0.28	100.83	90.06		6
			<i>std dev</i>	0.54	0.52	0.02	2.86	0.04	0.00	0.07	1.87	0.99	0.15	0.08	0.05	0.34	0.01		
10OM26-2	Gabbro	Ol	AVG	40.06	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.17	47.45	10.96	0.01	0.14	0.01	99.54	88.53		7
			<i>std dev</i>	0.34	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.11	0.35	0.57	0.02	0.09	0.02	0.56	0.00		
10OM26-2	Gabbro	Cpx	AVG	52.72	2.33	0.22	22.53	0.28	0.00	0.05	18.13	3.06	0.33	0.02	0.29	99.09	91.37		5
			<i>std dev</i>	0.18	0.22	0.04	1.58	0.02	0.00	0.03	0.93	0.32	0.07	0.03	0.04	0.71	0.00		
10OM26-4	Gabbro	Ol	AVG	40.10	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.19	48.12	10.44	0.01	0.18	0.01	99.25	89.14		40
			<i>std dev</i>	0.24	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.07	0.43	0.42	0.02	0.08	0.02	2.87	0.00		
10OM26-4	Gabbro	Plag	AVG	45.52	33.91	0.01	17.92	1.45	0.01	0.02	0.03	0.20	0.01	0.02	0.22	99.44		87.25	
			<i>std dev</i>	0.65	1.00	0.01	0.99	0.27	0.01	0.03	0.09	0.09	0.02	0.04	0.05	0.68		0.02	
10OM26-4	Gabbro	Cpx	AVG	52.26	2.32	0.32	22.49	0.30	0.00	0.15	18.03	3.20	0.17	0.01	0.26	99.59	90.91		22
			<i>std dev</i>	0.99	0.83	0.07	1.77	0.11	0.01	0.06	1.34	0.60	0.11	0.02	0.04	0.61	0.02		

Sample	Rock	Min		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	NiO	P ₂ O ₅	Total	Mg#	An%	n
<i>Maqsad diapir</i>																			
100M43I	Pl-gab	Plag	AVG	46.21	33.47	0.02	17.20	1.77	0.00	0.05	0.06	0.25	0.00	0.04	0.20	99.32		84.26	7
			std dev	0.51	0.48	0.02	0.43	0.24	0.00	0.09	0.05	0.07	0.01	0.05	0.04	0.28		2.13	
100M43I	Pl-gab	Ol	AVG	40.16	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.16	48.88	9.22	0.00	0.31	0.01	98.80	90.43		7
			std dev	0.07	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.05	0.14	0.18	0.01	0.11	0.02	0.27	0.18		
100M43E	Pl-gab	Ol	AVG	40.53	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.16	49.25	9.00	0.01	0.25	0.01	99.38	90.70		12
			std dev	0.18	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.08	0.28	0.19	0.02	0.11	0.01	0.22	0.00		
100M43E	Pl-gab	Plag	AVG	45.28	34.36	0.02	18.30	1.27	0.01	0.02	0.04	0.18	0.02	0.02	0.22	99.84		88.82	12
			std dev	0.41	0.26	0.02	0.27	0.15	0.01	0.02	0.02	0.06	0.03	0.03	0.03	0.35		0.01	
100M43E	Pl-gab	Cpx	AVG	51.02	2.87	0.79	23.13	0.22	0.00	0.17	17.44	2.38	1.07	0.03	0.28	99.63	92.90		3
			std dev	0.14	0.14	0.09	0.61	0.01	0.00	0.03	0.42	0.14	0.11	0.02	0.03	0.24	0.00		
100M26-2	Gabbro	Plag	AVG	45.56	34.11	0.02	18.10	1.44	0.00	0.03	0.01	0.20	0.01	0.00	0.22	100.19		87.40	8
			std dev	0.27	0.41	0.02	0.24	0.18	0.00	0.05	0.01	0.10	0.01	0.00	0.03	0.35		0.02	
100M48A	Gabbro	Ol	AVG	38.41	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.25	47.12	13.69	0.00	0.23	0.00	99.75	85.98		2
			std dev	0.15	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.21	0.12	0.00	0.11	0.00	0.18	0.00		
100M48A	Gabbro	Plag	AVG	41.93	33.35	0.01	21.88	0.50	0.02	0.02	0.03	0.23	0.01	0.00	0.27	98.26		95.73	3
			std dev	0.52	2.62	0.01	3.38	0.25	0.01	0.03	0.02	0.06	0.01	0.00	0.02	0.12		0.02	
100M48A	Gabbro	Cpx	AVG	50.04	2.97	0.29	23.40	0.17	0.00	0.11	17.09	3.74	0.55	0.05	0.29	98.73	89.08		25
			std dev	0.46	0.53	0.05	0.60	0.05	0.01	0.06	0.30	0.22	0.13	0.05	0.04	0.33	0.01		
Gabbro 2	Gabbro	Ol	AVG	40.61	0.01	0.01	0.05	0.01	0.00	0.15	49.88	8.43	0.03	0.14	0.01	99.39	91.34		10
			std dev	0.26	0.02	0.01	0.05	0.01	0.01	0.05	0.20	0.27	0.04	0.06	0.01	0.34	0.00		
Gabbro 3	Gabbro	Ol	AVG	40.69	0.01	0.01	0.04	0.02	0.00	0.16	49.97	8.40	0.02	0.21	0.01	99.66	91.38		39
			std dev	0.25	0.02	0.01	0.03	0.04	0.01	0.06	0.36	0.27	0.04	0.08	0.03	0.48	0.00		
Gabbro 3	Gabbro	Plag	AVG	44.00	33.37	0.02	20.63	0.60	0.00	0.02	0.47	0.23	0.00	0.02	0.24	99.73		94.78	13
			std dev	1.03	3.76	0.04	2.95	0.27	0.00	0.03	1.50	0.15	0.01	0.02	0.05	3.04		0.02	
Gabbro 3	Gabbro	Cpx	AVG	49.59	9.15	0.00	13.54	1.19	0.00	0.02	20.54	2.94	0.02	0.10	0.16	97.31	92.56		1
			std dev	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		

Table 4: Supplementary material. Separated phases major element compositions. Nicolle et al. (in prep.)

Sample	Rock Type	Phase	Sc	Ti	Cr	Mn	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
<i>Mansah diapir</i>													
100M7A	Pyroxenite	Cpx	89.63	1009.25	-	815.03	-	0.01	10.83	3.62	1.58	0.01	0.03
		Cpx	83.78	887.37	-	765.61	-	0.00	11.30	3.55	1.41	0.02	0.02
		Cpx	88.51	1007.04	-	781.05	-	0.00	10.71	3.58	1.50	0.01	0.02
		Cpx	92.67	1005.73	-	735.76	-	0.00	10.71	4.15	1.71	0.01	0.00
		Cpx	92.57	1037.23	-	714.91	-	0.00	11.55	4.31	1.81	0.01	0.00
		Cpx	92.83	892.82	-	681.02	-	0.00	10.29	3.89	1.49	0.01	0.01
		Cpx	91.23	939.43	-	809.09	-	0.00	10.82	4.21	1.59	0.03	0.00
100M8	Pyroxenite	Cpx	77.09	1202.21	-	1042.22	-	0.00	10.22	5.30	2.18	0.02	0.03
		Cpx	75.01	1147.66	-	1014.37	-	0.00	10.06	5.12	1.93	0.02	0.03
		Cpx	75.51	1163.70	-	968.18	-	0.00	10.05	5.15	1.86	0.03	0.02
100M39A	Pyroxenite	Cpx	59.52	459.49	-	781.91	-	0.00	8.30	2.22	0.45	0.02	0.00
		Cpx	60.42	468.21	-	811.99	-	0.00	8.37	2.10	0.43	0.01	0.00
		Cpx	60.69	473.38	-	819.86	-	0.00	8.33	2.13	0.47	0.01	0.00
100M39C	Gabbro-Px mix	Cpx	100.19	1257.24	2188.72	-	86.09	bdl	5.80	4.00	1.15	0.00	bdl
		Cpx	102.00	1293.49	2037.97	-	90.13	bdl	6.65	4.19	1.30	0.00	bdl
		Cpx	102.04	1326.39	2132.62	-	90.57	bdl	6.36	4.17	1.22	0.00	bdl
		Cpx	100.86	1317.96	2251.44	-	94.86	bdl	6.50	4.34	1.26	0.00	0.04
		Cpx	101.78	1321.89	2150.25	-	90.85	bdl	6.39	4.31	1.27	0.00	bdl
		Cpx	100.87	1254.25	1917.58	-	88.29	bdl	6.44	4.08	1.12	0.01	bdl
		Cpx	86.06	1089.03	-	1103.55	-	0.00	8.08	3.89	1.14	0.00	0.01
		Cpx	90.15	1205.38	-	1043.24	-	0.00	7.26	4.01	1.28	0.01	0.00
		Cpx	88.92	1148.01	-	1014.87	-	0.01	6.87	3.84	1.19	0.01	0.01
		Plag	85.39	1071.62	1593.75	-	74.07	bdl	5.17	3.39	0.95	bdl	bdl
		Plag	81.63	932.05	1417.49	-	63.23	bdl	8.70	2.70	0.87	0.00	0.05
		Plag	0.09	22.38	1.10	-	bdl	bdl	178.79	0.01	bdl	bdl	1.48
		Plag	0.20	7.38	2.81	-	bdl	bdl	174.72	0.01	bdl	bdl	1.35
		Plag	0.28	106.49	3.85	-	bdl	bdl	30.90	0.30	bdl	bdl	0.17

Sample	Rock Type	Phase	Sc	Ti	Cr	Mn	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
<i>Mansah diapir</i>													
100M1A	Wasit sill	Cpx	121.07	5618.72	3539.83	-	194.07	0.03	10.74	27.13	58.82	0.03	0.11
		Cpx	118.14	5746.85	3538.95	-	163.95	bdl	10.30	29.68	55.05	0.03	0.02
		Cpx	87.03	2649.06	2062.18	-	149.89	bdl	16.17	17.50	30.27	0.01	0.48
		Cpx	111.75	4464.71	3276.98	-	194.98	bdl	9.83	23.77	49.95	0.02	0.04
		Cpx	97.12	2953.50	3286.61	-	155.64	bdl	8.81	19.15	34.25	0.01	0.02
		Amp	112.95	21173.49	5537.63	-	341.88	1.07	60.23	48.79	77.98	2.51	22.26
		Amp	116.86	19964.38	5923.30	-	422.83	1.03	55.80	43.76	85.62	2.68	22.87
		Amp	100.75	19752.31	5042.92	-	343.34	0.84	48.52	40.85	68.63	1.97	21.23
		Amp	110.02	20310.17	6720.19	-	359.72	0.76	58.00	43.92	75.97	2.49	21.49
		Amp	104.33	21119.57	5779.38	-	361.20	0.91	55.85	44.93	71.81	2.36	21.11
		Amp	99.05	19474.28	-	903.80	-	1.21	62.57	42.01	73.48	2.96	22.79
		Amp	83.33	18861.99	-	918.68	-	1.11	122.18	38.63	62.29	2.40	22.48
		Amp	83.29	19493.32	-	917.05	-	0.80	50.08	38.10	61.94	2.14	20.93
		Plag	0.42	180.21	18.68	-	bdl	0.15	380.43	0.21	bdl	0.00	17.58
		Plag	0.36	133.83	27.65	-	8.86	1.10	833.19	0.20	bdl	0.00	69.35
		Plag	0.50	159.05	5.57	-	bdl	2.35	435.90	0.16	bdl	bdl	55.49
		Plag	0.68	160.72	7.85	-	bdl	2.80	508.52	0.50	bdl	bdl	30.57
		Plag	0.46	138.79	10.91	-	bdl	0.04	340.86	0.14	0.06	bdl	13.69
100M34E	Wasit sill	Cpx	59.35	2516.97	950.30	-	186.35	bdl	10.01	9.74	11.72	0.00	0.03
		Cpx	58.42	2340.33	1086.21	-	160.41	bdl	10.13	10.31	10.98	0.00	0.05
		Cpx	63.15	2675.14	1079.09	-	161.19	bdl	11.15	11.11	12.34	0.01	0.23
		Cpx	49.14	1984.64	-	1609.16	-	0.01	13.59	8.94	9.64	0.01	0.25
		Cpx	54.27	2409.04	-	1491.22	-	0.00	11.92	9.45	10.61	0.01	0.22
		Cpx	44.15	2179.30	-	1440.01	-	0.01	12.06	7.60	9.41	0.01	0.33
		Amp	81.49	21383.36	-	1247.74	-	0.37	98.86	29.90	24.94	1.26	21.82
		Amp	83.02	17171.85	-	1121.59	-	0.31	95.37	29.42	28.59	1.03	18.94

Sample	Rock Type	Phase	Sc	Ti	Cr	Mn	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
<i>Mansah diapir</i>													
100M34E	Wasit sill	Amp	80.77	17762.02	-	1143.39	-	0.27	92.33	27.79	24.61	1.04	18.75
		Amp	87.37	16369.68	2163.04	-	387.00	0.25	79.82	30.08	26.07	0.91	18.00
		Amp	99.92	18908.41	2681.77	-	465.88	0.28	99.20	36.37	30.93	1.14	19.02
		Amp	93.25	16844.95	3489.05	-	425.02	0.25	92.37	31.94	26.98	0.91	17.90
		Plag	0.39	28.98	17.53	-	5.48	bdl	366.32	0.07	bdl	bdl	4.00
		Plag	0.29	51.60	3.71	-	8.62	bdl	396.53	0.07	bdl	0.00	5.12
		Plag	0.21	56.49	5.91	-	bdl	bdl	385.43	0.07	bdl	bdl	5.53
		Plag	0.24	42.19	4.54	-	bdl	bdl	372.94	0.05	bdl	bdl	4.43
100M13B	Nidab intrusion	Cpx	83.02	1824.77	297.35	-	110.72	0.19	10.53	18.94	47.15	0.03	1.01
		Cpx	88.28	1669.43	328.54	-	90.89	0.05	8.80	15.39	44.48	0.02	0.45
		Cpx	69.92	1875.13	270.15	-	88.24	0.04	9.81	17.23	39.93	0.05	0.64
		Cpx	70.15	2300.04	283.77	-	100.84	0.11	10.70	17.91	42.81	0.07	0.93
		Cpx	68.04	2050.35	-	3175.42	-	0.04	12.50	19.39	47.76	0.03	0.54
		Cpx	66.94	2411.71	-	3403.41	-	0.08	12.89	22.43	53.21	0.03	0.58
		Cpx	66.40	1960.71	-	3689.27	-	0.07	13.00	19.01	46.85	0.02	0.84
		Amp	90.25	21372.38	928.84	-	178.81	0.04	62.34	50.30	122.82	8.78	20.09
		Amp	92.79	21493.38	727.44	-	207.76	0.03	59.64	46.10	119.07	8.17	17.32
		Amp	89.79	20304.16	965.68	-	204.98	0.03	61.44	48.34	128.51	8.49	19.88
		Amp	90.68	21421.17	985.01	-	186.08	bdl	63.18	50.95	123.61	8.52	19.95
		Amp	91.33	21893.45	1040.40	-	196.01	bdl	62.41	48.70	125.01	8.63	19.95
		Amp	78.65	21104.19	-	1848.58	-	0.04	62.00	43.92	114.50	8.98	19.62
		Amp	80.08	21818.86	-	1851.03	-	0.03	63.91	44.72	115.35	9.23	20.51
		Amp	82.12	21999.45	-	1809.81	-	0.02	62.90	45.51	121.70	9.36	19.37
		Plag	0.15	148.54	14.59	-	bdl	bdl	418.65	0.18	0.07	0.00	23.76
		Plag	0.28	149.56	8.98	-	bdl	bdl	415.01	0.17	0.04		22.98
		Plag	0.36	140.50	4.70	-	bdl	bdl	424.01	0.16		0.00	23.62
		Plag	0.20	141.81	9.91	-	bdl	bdl	437.10	0.18	0.20	0.01	22.06

Sample	Rock Type	Phase	Sc	Ti	Cr	Mn	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
<i>Mansah diapir</i>													
10OM13B	Nidab intrusion	Plag	0.34	144.22	3.70	-	bdl	bdl	419.15	0.17	bdl	bdl	22.29
		Plag	0.78	71.60	-	142.66	-	0.03	48.00	65.77	2.07	0.00	0.14
		Plag	3.82	156.56	-	21.68	-	0.01	379.76	0.14	0.02	0.00	20.57
		Plag	2.42	150.46	-	28.92	-	0.00	390.37	0.20	0.10	0.00	20.47
10OM15B	Nidab intrusion	Cpx	58.33	1827.71	-	2749.16	-	0.00	13.59	18.57	50.37	0.02	0.01
		Cpx	58.91	1914.49	-	2698.67	-	0.07	14.99	18.35	44.29	0.03	0.07
		Cpx	54.69	1777.30	-	2608.98	-	0.00	13.66	16.30	41.16	0.02	0.01
		Cpx	56.61	1937.26	-	2779.58	-	0.08	15.15	18.04	45.03	0.08	0.17
		Cpx	64.39	2143.79	226.73	-	100.76	bdl	13.00	17.01	40.67	bdl	bdl
		Cpx	60.24	2023.48	267.26	-	108.00	bdl	13.35	17.31	41.18	0.02	0.07
		Cpx	62.84	2054.45	205.10	-	122.60	0.08	13.36	17.91	41.44	0.02	0.25
		Cpx	58.41	1947.60	193.39	-	125.35	0.11	28.62	16.78	41.79	0.06	0.94
		Cpx	64.74	2085.97	213.82	-	110.17	0.03	15.17	17.56	40.87	0.03	0.25
		Amp	79.15	18123.72	695.07	-	217.46	0.03	61.14	40.59	124.38	9.14	23.75
		Amp	79.73	17169.32	1168.84	-	252.47	0.03	62.51	40.90	126.56	9.53	23.25
		Amp	75.23	17454.56	567.82	-	226.19	0.04	66.98	43.08	121.20	9.18	22.06
		Amp	76.24	16838.40	521.90	-	216.07	0.07	57.85	38.07	111.94	8.91	23.06
		Amp	78.27	16914.90	691.96	-	235.19	bdl	92.00	39.32	125.11	9.01	84.62
		Amp	64.60	16438.43	-	1571.09	-	0.05	75.31	35.09	103.21	9.31	23.82
		Amp	65.66	16765.64	-	1696.86	-	0.05	59.63	38.05	117.76	9.42	24.03
		Amp	70.26	13911.65	-	1625.80	-	0.04	61.94	37.57	110.03	9.50	21.44
		Plag	0.88	173.70	11.26	-	6.22	1.09	691.00	0.29	0.22	0.12	43.18
		Plag	0.60	171.00	16.02	-	bdl	bdl	616.08	0.20	0.23	bdl	38.65
		Plag	1.51	183.52	17.53	-	bdl	0.71	603.16	0.76	1.05	0.64	43.84
		Plag	0.86	133.98	13.65	-	bdl	0.34	626.22	0.11	0.09	0.07	38.99
		Plag	<2.59	159.43	2635.59	-	bdl	bdl	739.92	bdl	bdl	bdl	24.40

Sample	Rock Type	Phase	Sc	Ti	Cr	Mn	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
<i>Maqsad diapir</i>													
100M43E	Pl-gabbro	Cpx	0.17	210.92	3.80	-	bdl	bdl	22.13	0.40	bdl	bdl	0.07
		Cpx	0.42	124.89	7.67	-	bdl	bdl	36.25	0.37	bdl	bdl	0.22
		Cpx	550.48	12101.85	4117.73	-	433081.09	18.55	45.94	9.50	2.29	0.21	bdl
		Cpx	2.83	139.91	-	19.85	-	0.00	18.75	0.20	0.01	0.00	0.15
		Cpx	2.51	157.22	-	52.54	-	0.26	61.58	0.35	0.03	0.00	0.23
100M43E	Pl-gabbro	Cpx	2.67	111.89	-	67.14	-	0.05	44.01	0.22	0.00	0.00	0.24
		Plag	bdl	219.04	3873.74	-	bdl	bdl	129.46	0.73	bdl	bdl	bdl
		Plag	0.24	171.90	4.27	-	bdl	bdl	34.66	0.34	bdl	bdl	0.43
		Plag	0.17	139.97	8.86	-	bdl	bdl	55.77	0.31	bdl	bdl	0.36
		Plag	0.15	139.63	7.40	-	bdl	bdl	20.34	0.27	bdl	bdl	0.29
		Plag	0.16	185.57	3.12	-	bdl	bdl	16.85	0.30	bdl	bdl	0.09
		Plag	2.76	378.63	-	158.20	-	0.07	67.66	0.60	0.31	0.00	0.48
		Plag	2.78	174.23	-	115.08	-	0.13	48.27	0.25	0.00	0.00	0.56
100M43B	Pl-gabbro	Cpx	936.70	25401.27	7981.06	-	243196.27	81.06	808.93	5.71	11.83	0.14	18.03
		Cpx	17.09	804.73	498.42	-	17609.94	9.92	482.16	2.11	bdl	bdl	9.16
		Cpx	41.42	1894.07	698.16	-	40899.30	29.47	521.62	6.09	bdl	bdl	15.43
		Cpx	555.57	14524.87	4396.68	-	141070.55	69.62	606.66	3.79	5.45	bdl	11.14
		Cpx	2.80	156.69	-	16.25	-	0.00	27.74	0.16	0.00	0.00	0.42
		Cpx	2.19	523.05	-	28.93	-	0.04	40.96	0.19	0.51	0.04	1.01
		Plag	0.19	164.59	6.75	-	bdl	0.04	62.32	0.27	bdl	bdl	1.62
		Plag	0.42	179.01	8.51	-	bdl	0.05	75.11	0.34	0.07	0.00	1.11
		Plag	0.38	194.76	8.86	-	bdl	0.06	173.02	0.31	bdl	0.00	2.35
		Plag	0.33	268.99	6.33	-	bdl	<0.078	637.49	0.24	0.26	bdl	4.12
		Plag	0.32	166.83	14.68	-	bdl	0.13	68.07	0.29	0.07	bdl	1.68
100M48A	Gabbro	Cpx	120.77	2249.13	4597.99	-	216.75	bdl	11.57	6.68	5.02	0.02	0.08
		Cpx	134.06	2169.29	3540.72	-	164.96	bdl	5.75	6.25	5.18	0.01	bdl
		Cpx	124.71	2021.45	4907.62	-	212.10	bdl	10.58	5.51	4.57	0.02	0.03

Sample	Rock Type	Phase	Sc	Ti	Cr	Mn	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
<i>Maqsad diapir</i>													
10OM48A	Gabbro	Cpx	122.86	2015.36	3540.06	-	207.37	0.03	14.68	5.95	4.43	0.02	0.87
		Cpx	125.21	1934.19	4992.49	-	219.06	bdl	11.21	5.46	4.34	0.02	0.09
		Amp	69.53	bdl	bdl	-	16205.18	43.78	185.72	1.01	2.17	bdl	4.28
		Amp	5399.33	50431.75	28496.23	-	1815490.75	bdl	bdl	6.90	bdl	0.90	bdl
		Plag	0.62	71.99	11.08	-	bdl	0.28	330.18	0.06	bdl	bdl	4.45
		Plag	0.50	66.53	5.42	-	bdl	bdl	273.05	0.04	<0.032	0.00	2.99
07OD46	Gabbro	Cpx	115.09	1428.11	1968.84	-	210.36	0.03	8.47	5.05	3.51	0.01	<0.0101
		Cpx	117.07	1398.92	2024.01	-	235.57	0.06	8.74	4.96	3.80	0.03	0.14
		Cpx	117.02	1317.70	2047.79	-	227.71	bdl	9.42	4.83	3.20	0.02	0.13
		Cpx	115.22	1644.58	2523.33	-	225.33	bdl	9.80	5.52	4.65	0.02	bdl
		Cpx	115.31	1515.69	2239.00	-	221.49	0.13	11.34	5.01	3.49	0.01	0.14
		Plag	143.87	433.10	bdl	-	22310.94	51.20	176.96	5.05	25.14	0.74	bdl
		Plag	0.38	147.77	4.90	-	bdl	0.79	254.74	0.13	bdl	0.01	4.51
		Plag	0.50	148.70	19.11	-	bdl	bdl	295.89	0.16	bdl	bdl	0.94
07OD20D	Dunite	Cpx	122.58	2069.86	4392.87	-	213.43	bdl	11.11	5.19	4.18	0.02	0.06
		Cpx	120.88	1997.45	4793.50	-	219.71	0.01	13.85	4.86	4.11	0.02	0.38
10OM45C	Dunite	Cpx	237.66	617.19	bdl	-	20972.41	54.37	179.43	1.12	41.03	bdl	3.37

bdl = below detection limit

- = not analyzed

Table 5: Supplementary material. Separated phases trace element compositions, part 1. Nicolle et al. (in prep.)

Sample	Phase	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
<i>Mansah diapiir</i>																				
100M7A	Cpx	0.04	0.24	0.06	0.47	0.32	0.14	0.49	0.10	0.74	0.16	0.41	0.07	0.37	0.05	0.11	0.00	0.03	0.00	0.00
	Cpx	0.03	0.22	0.06	0.45	0.28	0.14	0.45	0.09	0.69	0.14	0.40	0.06	0.38	0.05	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00
	Cpx	0.04	0.22	0.06	0.55	0.29	0.14	0.46	0.10	0.75	0.16	0.40	0.06	0.41	0.06	0.09	0.00	0.10	0.00	0.00
	Cpx	0.04	0.21	0.07	0.53	0.31	0.13	0.56	0.10	0.82	0.17	0.53	0.07	0.42	0.06	0.11	0.00	0.02	0.00	0.00
	Cpx	0.04	0.24	0.06	0.46	0.32	0.15	0.53	0.11	0.84	0.18	0.51	0.07	0.46	0.06	0.13	0.00	0.01	0.00	0.00
	Cpx	0.03	0.19	0.05	0.45	0.25	0.13	0.49	0.11	0.79	0.17	0.47	0.06	0.45	0.06	0.10	0.00	0.03	0.00	0.00
	Cpx	0.03	0.20	0.06	0.49	0.25	0.15	0.45	0.11	0.75	0.16	0.43	0.06	0.40	0.05	0.12	0.00	0.04	0.00	0.00
100M8	Cpx	0.05	0.31	0.09	0.68	0.45	0.18	0.68	0.13	1.08	0.22	0.66	0.08	0.59	0.08	0.12	0.00	0.12	0.00	0.00
	Cpx	0.04	0.29	0.08	0.61	0.38	0.16	0.67	0.13	1.14	0.20	0.64	0.09	0.55	0.07	0.09	0.00	0.07	0.00	0.00
	Cpx	0.04	0.27	0.09	0.66	0.45	0.17	0.61	0.14	1.02	0.24	0.61	0.09	0.55	0.07	0.12	0.00	0.08	0.00	0.00
100M39A	Cpx	0.03	0.09	0.03	0.22	0.13	0.07	0.25	0.05	0.41	0.09	0.27	0.03	0.24	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00
	Cpx	0.02	0.10	0.03	0.25	0.16	0.06	0.25	0.05	0.38	0.09	0.27	0.04	0.21	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
	Cpx	0.03	0.10	0.03	0.20	0.15	0.05	0.25	0.05	0.38	0.09	0.20	0.03	0.26	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00
100M39C	Cpx	0.03	0.17	0.04	0.39	0.26	0.14	0.53	0.11	0.84	0.17	0.46	0.07	0.45	0.07	0.08	bdl	0.02	bdl	bdl
	Cpx	0.04	0.20	0.05	0.45	0.27	0.15	0.52	0.10	0.81	0.16	0.48	0.07	0.50	0.07	0.07	bdl	0.03	0.00	bdl
	Cpx	0.03	0.18	0.05	0.43	0.26	0.14	0.49	0.11	0.79	0.18	0.48	0.07	0.43	0.06	0.07	bdl	0.03	bdl	bdl
	Cpx	0.03	0.20	0.05	0.42	0.29	0.16	0.60	0.11	0.87	0.18	0.55	0.07	0.47	0.07	0.07	bdl	0.04	0.00	0.00
	Cpx	0.03	0.18	0.05	0.42	0.24	0.14	0.52	0.11	0.77	0.17	0.47	0.07	0.47	0.08	0.08	bdl	0.04	0.00	0.00
	Cpx	0.03	0.18	0.05	0.38	0.27	0.14	0.50	0.09	0.76	0.15	0.47	0.07	0.44	0.06	0.06	bdl	0.03	bdl	bdl
	Cpx	0.04	0.21	0.06	0.51	0.29	0.15	0.50	0.10	0.78	0.16	0.43	0.06	0.44	0.07	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00
	Cpx	0.04	0.20	0.06	0.42	0.23	0.14	0.50	0.10	0.76	0.16	0.47	0.06	0.44	0.06	0.09	0.00	0.02	0.00	0.00
	Cpx	0.04	0.19	0.06	0.45	0.28	0.15	0.47	0.11	0.75	0.16	0.48	0.06	0.43	0.06	0.09	0.00	0.02	0.00	0.00
	Plag	0.02	0.15	0.04	0.37	0.22	0.11	0.41	0.09	0.65	0.15	0.39	0.05	0.35	0.05	0.08	bdl	0.02	bdl	bdl
	Plag	0.02	0.14	0.04	0.27	0.18	0.10	0.33	0.07	0.54	0.11	0.31	0.05	0.27	0.04	0.07	0.00	0.05	bdl	bdl
	Plag	0.03	0.06	0.00	0.03	bdl	0.05	0.04	0.00	0.02	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.15	bdl	bdl
	Plag	0.03	0.06	0.00	0.03	0.01	0.04	bdl	0.01	bdl	bdl	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.15	bdl	bdl
	Plag	0.01	0.08	0.03	0.23	0.06	0.18	0.06	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	bdl	bdl

Sample	Phase	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
10OM1A	Cpx	0.89	4.61	1.01	6.39	2.66	0.93	3.88	0.73	5.26	1.10	3.22	0.47	3.01	0.43	1.79	0.01	0.10	0.06	0.03
	Cpx	0.89	4.87	1.07	7.09	2.92	0.95	4.17	0.80	5.76	1.21	3.54	0.50	3.32	0.45	1.86	0.01	0.07	0.06	0.03
	Cpx	0.57	2.90	0.64	4.17	1.62	0.62	2.33	0.46	3.32	0.69	2.01	0.29	1.96	0.29	1.06	bdl	0.07	0.04	0.02
	Cpx	0.81	4.25	0.90	5.75	2.39	0.82	3.38	0.65	4.60	0.96	2.73	0.40	2.60	0.39	1.50	0.00	0.08	0.06	0.03
	Cpx	0.58	3.22	0.69	4.47	1.88	0.65	2.74	0.50	3.65	0.76	2.26	0.33	2.17	0.31	1.19	0.00	0.07	0.05	0.02
	Amp	1.62	8.20	1.76	11.33	4.77	1.62	6.82	1.24	9.12	1.89	5.40	0.76	5.04	0.70	2.48	0.18	0.32	0.13	0.06
	Amp	1.72	8.32	1.71	10.59	4.41	1.54	6.06	1.13	8.29	1.72	4.91	0.70	4.51	0.64	2.40	0.20	0.29	0.15	0.06
	Amp	1.61	7.86	1.63	10.31	4.06	1.47	5.73	1.05	7.47	1.60	4.64	0.64	4.29	0.61	2.06	0.14	0.25	0.11	0.05
	Amp	1.64	8.23	1.69	10.49	4.34	1.51	6.27	1.14	8.26	1.70	4.88	0.71	4.50	0.64	2.28	0.19	0.29	0.14	0.06
	Amp	1.69	8.27	1.74	10.96	4.23	1.53	6.32	1.15	8.26	1.73	4.97	0.69	4.55	0.66	2.29	0.17	0.25	0.13	0.06
	Amp	1.56	7.94	1.72	11.25	4.73	1.59	6.35	1.13	8.23	1.67	5.08	0.70	4.61	0.65	2.31	0.21	0.25	0.14	0.08
	Amp	1.66	8.15	1.76	11.42	4.43	1.50	6.28	1.12	7.82	1.65	4.59	0.64	4.30	0.60	2.10	0.16	0.22	0.11	0.06
	Amp	1.55	7.36	1.54	9.90	3.88	1.48	5.87	1.08	7.19	1.59	4.56	0.64	4.18	0.58	2.10	0.17	0.22	0.12	0.06
	Plag	1.20	2.19	0.24	0.80	0.11	0.36	0.08	0.01	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	bdl	bdl	0.53	bdl	bdl
	Plag	1.19	2.10	0.20	0.64	0.08	0.30	0.07	0.01	0.03	0.01	bdl	bdl	bdl	0.00	bdl	0.00	0.54	0.00	0.00
	Plag	1.13	2.25	0.23	0.83	0.07	0.40	0.09	0.00	0.03	0.00	0.01	bdl	0.01	0.00	0.00	bdl	0.58	bdl	bdl
	Plag	1.24	2.36	0.24	0.85	0.11	0.32	0.16	0.01	0.10	0.02	0.04	0.01	0.04	0.00	bdl	bdl	0.58	bdl	0.00
	Plag	1.14	2.02	0.20	0.72	0.09	0.32	0.08	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	bdl	bdl	0.00	0.63	bdl	bdl
10OM34E	Cpx	0.28	1.31	0.29	2.02	0.89	0.37	1.41	0.26	1.95	0.38	1.12	0.16	1.03	0.16	0.44	0.00	0.06	0.01	0.00
	Cpx	0.27	1.26	0.29	2.10	0.97	0.37	1.45	0.26	1.96	0.44	1.22	0.17	1.12	0.15	0.45	0.00	0.07	0.00	0.00
	Cpx	0.30	1.42	0.33	2.26	1.11	0.43	1.61	0.30	2.20	0.43	1.24	0.19	1.23	0.18	0.54	0.00	0.05	0.00	0.00
	Cpx	0.27	1.38	0.32	2.20	0.97	0.40	1.33	0.26	1.83	0.38	1.09	0.16	1.01	0.15	0.42	0.00	0.04	0.00	0.00
	Cpx	0.28	1.35	0.32	2.20	1.02	0.43	1.36	0.27	1.96	0.41	1.17	0.17	1.11	0.16	0.44	0.00	0.03	0.00	0.00
	Cpx	0.25	1.29	0.29	1.94	0.86	0.36	1.15	0.22	1.64	0.33	0.88	0.11	0.81	0.11	0.42	0.00	0.03	0.00	0.00
	Amp	0.85	4.28	0.93	6.63	3.02	1.26	4.58	0.84	6.07	1.26	3.67	0.49	3.37	0.44	1.10	0.08	0.18	0.02	0.01
	Amp	1.02	4.57	0.98	6.71	3.22	1.32	4.62	0.84	6.02	1.23	3.63	0.49	3.08	0.42	1.12	0.06	0.21	0.01	0.01
	Amp	0.83	3.97	0.92	6.32	2.83	1.19	4.44	0.82	5.75	1.23	3.28	0.45	3.02	0.42	1.03	0.06	0.15	0.01	0.01
	Amp	0.91	4.08	0.90	6.83	3.22	1.29	5.19	0.99	6.98	1.49	4.08	0.59	3.55	0.49	1.18	0.08	0.16	0.02	0.01

Sample	Phase	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
100M34E	Amp	0.85	3.90	0.87	6.00	2.70	1.13	4.24	0.78	5.59	1.20	3.30	0.49	2.98	0.42	1.04	0.06	0.13	0.02	0.00
	Amp	0.84	3.78	0.85	6.23	2.97	1.14	4.64	0.84	6.12	1.31	3.71	0.47	3.30	0.41	1.13	0.07	0.16	0.02	0.00
	Plag	0.33	0.46	0.04	0.14	0.02	0.18	bdl	bdl	bdl	0.00	0.02	0.00	bdl	bdl	bdl	bdl	0.25	bdl	bdl
	Plag	0.38	0.63	0.07	0.22	0.04	0.17	bdl	bdl	0.02	0.00	0.02	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.26	bdl	bdl
	Plag	0.38	0.61	0.06	0.28	0.02	0.20	bdl	bdl	0.02	0.00	bdl	0.00	0.01	bdl	bdl	0.00	0.26	bdl	bdl
	Plag	0.33	0.48	0.05	0.19	bdl	0.16	bdl	bdl	0.01	bdl	0.01	bdl	0.01	bdl	bdl	bdl	0.20	bdl	bdl
100M13B	Cpx	1.29	5.46	0.99	5.53	2.01	0.54	2.64	0.47	3.25	0.72	2.12	0.34	2.53	0.39	1.56	0.00	0.06	0.00	0.00
	Cpx	1.11	4.59	0.88	4.78	1.66	0.48	2.12	0.39	2.75	0.60	1.76	0.26	1.96	0.31	1.48	0.00	0.05	0.00	0.00
	Cpx	1.15	4.95	0.92	5.21	1.90	0.56	2.43	0.41	3.10	0.64	1.89	0.29	2.03	0.31	1.30	0.00	0.09	0.00	0.01
	Cpx	1.30	5.54	1.02	5.58	1.90	0.59	2.51	0.45	3.20	0.69	2.03	0.30	2.19	0.33	1.40	0.01	0.06	0.00	0.01
	Cpx	1.50	6.91	1.29	6.96	2.27	0.79	3.27	0.53	3.70	0.78	2.27	0.34	2.40	0.37	1.67	0.00	0.03	0.00	0.00
	Cpx	1.81	8.18	1.48	7.83	2.66	0.82	3.57	0.58	3.99	0.88	2.46	0.38	2.87	0.40	1.68	0.01	0.11	0.00	0.00
	Cpx	1.72	7.11	1.35	7.04	2.36	0.78	3.23	0.52	3.42	0.73	2.13	0.34	2.30	0.36	1.63	0.01	0.04	0.00	0.00
	Amp	4.08	16.45	2.98	16.34	5.56	1.86	7.43	1.26	8.96	1.90	5.52	0.81	5.25	0.79	3.92	0.58	0.11	0.01	0.00
	Amp	4.03	15.98	2.78	15.32	5.18	1.69	6.93	1.23	8.56	1.81	5.23	0.74	4.99	0.73	3.72	0.52	0.10	0.01	0.00
	Amp	4.20	17.02	3.01	16.26	5.50	1.78	7.25	1.27	9.05	1.86	5.33	0.79	5.13	0.74	3.97	0.56	0.11	0.01	0.00
	Amp	4.18	17.31	3.05	16.92	5.54	1.87	7.46	1.31	9.32	1.93	5.68	0.83	5.30	0.78	4.00	0.58	0.11	0.01	0.00
	Amp	4.07	16.85	2.92	16.41	5.38	1.71	7.40	1.26	8.90	1.86	5.26	0.78	5.20	0.72	3.79	0.59	0.11	0.01	0.00
	Amp	4.11	16.82	3.02	16.43	5.31	1.86	7.60	1.20	8.30	1.77	4.84	0.71	4.93	0.70	3.52	0.61	0.12	0.01	0.00
	Amp	4.19	17.03	3.00	16.35	5.37	1.90	7.80	1.23	8.59	1.75	4.91	0.72	5.20	0.72	3.56	0.60	0.13	0.00	0.00
	Amp	4.07	16.76	3.04	16.16	5.56	1.80	7.66	1.23	8.44	1.78	5.03	0.74	5.15	0.71	3.71	0.61	0.12	0.01	0.00
	Plag	2.31	3.39	0.29	0.89	0.07	0.76	0.07	0.01	0.02	0.00	bdl	bdl	0.01	0.00	bdl	bdl	0.33	bdl	bdl
	Plag	2.24	3.25	0.27	0.77	0.08	0.73	0.07	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	bdl	0.00	bdl	0.25	bdl	bdl
	Plag	2.23	3.27	0.28	0.82	0.07	0.73	0.09	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	bdl	bdl	0.00	bdl	0.28	bdl	bdl
	Plag	2.00	2.74	0.21	0.64	0.08	0.52	0.07	0.00	0.04	0.00	0.01	bdl	0.01	0.00	0.00	bdl	0.31	bdl	bdl
	Plag	2.24	3.23	0.27	0.83	0.08	0.64	0.08	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	bdl	bdl	bdl	0.30	bdl	bdl
	Plag	61.15	170.31	19.43	74.34	14.63	4.19	16.72	2.30	13.37	2.64	6.96	0.87	5.22	0.77	0.01	0.00	0.02	0.36	0.11
	Plag	2.02	3.26	0.29	0.86	0.08	0.68	0.13	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00
	Plag	2.06	3.04	0.26	0.92	0.11	0.72	0.13	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00

Sample	Phase	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
10OM15B	Cpx	2.02	7.90	1.36	7.45	2.35	0.73	3.13	0.54	3.51	0.76	2.31	0.33	2.20	0.35	1.55	0.00	0.04	0.01	0.00
	Cpx	2.16	8.48	1.46	7.49	2.52	0.72	3.06	0.53	3.62	0.75	2.16	0.31	2.24	0.33	1.46	0.01	0.04	0.01	0.00
	Cpx	1.98	7.73	1.34	7.00	2.11	0.64	2.79	0.48	3.32	0.66	1.92	0.29	2.00	0.31	1.36	0.01	0.04	0.01	0.00
	Cpx	2.13	8.11	1.43	7.67	2.21	0.70	3.10	0.54	3.33	0.74	2.20	0.29	2.24	0.34	1.41	0.01	0.05	0.01	0.00
	Cpx	1.94	7.43	1.25	6.59	1.82	0.52	2.32	0.41	3.03	0.61	1.82	0.28	1.84	0.28	1.02	bdl	0.04	bdl	bdl
	Cpx	1.81	6.95	1.20	6.50	2.14	0.57	2.57	0.44	3.25	0.65	2.03	0.30	2.10	0.32	1.32	0.00	0.09	0.01	0.00
	Cpx	1.99	7.55	1.28	6.89	2.15	0.60	2.57	0.46	3.27	0.67	1.95	0.30	2.13	0.34	1.25	0.00	0.13	0.01	0.00
	Cpx	1.74	6.47	1.15	6.34	2.29	0.63	2.67	0.49	3.37	0.72	2.08	0.32	2.22	0.35	1.53	0.07	0.18	0.05	0.05
	Cpx	2.01	7.59	1.22	6.51	2.02	0.56	2.44	0.45	3.12	0.65	1.90	0.29	2.11	0.33	1.26	bdl	0.22	bdl	bdl
	Amp	5.20	18.90	3.12	15.98	5.04	1.57	6.01	1.07	7.47	1.53	4.42	0.62	4.40	0.65	3.70	0.57	0.24	0.03	0.01
	Amp	5.07	18.94	3.15	16.31	5.10	1.58	6.11	1.07	7.43	1.57	4.49	0.64	4.47	0.66	3.73	0.60	0.22	0.03	0.01
	Amp	4.91	18.72	3.09	16.59	5.33	1.57	6.32	1.10	7.72	1.59	4.78	0.68	4.73	0.69	3.57	0.56	0.25	0.03	0.01
	Amp	5.25	18.82	3.03	15.48	4.81	1.50	5.81	1.01	6.98	1.45	4.15	0.57	4.11	0.58	3.19	0.56	0.20	0.04	0.01
	Amp	4.86	18.63	3.04	16.10	5.05	1.46	5.99	1.03	7.15	1.49	4.23	0.60	4.25	0.61	3.78	0.54	0.14	0.02	0.01
	Amp	5.17	18.68	3.08	15.45	5.11	1.50	6.36	1.02	7.05	1.40	4.17	0.60	4.20	0.57	3.16	0.59	0.17	0.03	0.01
	Amp	4.97	18.78	3.10	16.22	5.34	1.61	6.43	1.07	7.39	1.46	4.48	0.64	4.31	0.61	3.35	0.68	0.17	0.02	0.01
	Amp	4.83	17.68	2.97	15.68	4.90	1.59	6.51	1.00	6.99	1.50	4.37	0.61	4.02	0.61	3.45	0.62	0.24	0.04	0.01
	Plag	3.81	5.21	0.49	1.23	0.29	0.88	0.66	0.04	bdl	0.04	0.32	bdl	0.40	0.09	bdl	0.08	0.96	0.06	0.06
	Plag	3.78	5.21	0.39	0.79	bdl	0.69	0.13	bdl	0.15	0.08	bdl	0.09	bdl	0.04	bdl	0.10	0.89	0.02	bdl
	Plag	4.45	5.64	0.80	3.27	3.56	1.68	3.09	0.53	2.28	0.67	2.64	0.57	2.63	0.41	2.15	0.61	1.73	0.57	0.46
	Plag	3.59	4.77	0.39	1.79	1.60	0.62	0.66	0.18	0.43	0.15	1.16	0.24	0.32	0.06	0.61	0.19	1.24	0.12	0.11
	Plag	bdl	6.37	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.69	bdl	bdl	7.29	bdl	bdl

Sample	Phase	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
<i>Maqsad diapiir</i>																				
100M43E	Cpx	0.02	0.10	0.03	0.25	0.09	0.20	0.16	0.01	0.08	0.01	0.03	0.00	0.01	bdl	bdl	bdl	0.03	bdl	bdl
	Cpx	0.02	0.09	0.02	0.19	0.10	0.19	0.13	0.01	0.07	0.01	0.03	bdl	0.02	0.00	0.00	bdl	bdl	bdl	bdl
	Cpx	bdl	bdl	0.12	0.32	0.38	0.25	bdl	0.14	bdl	bdl	2.16	0.69	7.65	1.78	bdl	bdl	6.44	bdl	bdl
	Cpx	0.01	0.07	0.02	0.14	0.06	0.14	0.05	0.01	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
	Cpx	0.01	0.10	0.02	0.00	0.08	0.19	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.00	0.00
	Cpx	0.01	0.09	0.03	0.20	0.07	0.15	0.07	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
	Plag	0.80	bdl	bdl	0.41	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.03	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.05	3.78	bdl	bdl
	Plag	0.01	0.08	0.02	0.21	0.04	0.16	0.10	0.01	0.08	0.01	0.01	bdl	0.01	0.00	bdl	bdl	0.02	bdl	bdl
	Plag	0.01	0.08	0.03	0.25	0.08	0.15	0.06	0.01	0.06	0.01	0.03	0.00	0.01	bdl	bdl	bdl	0.03	bdl	bdl
	Plag	0.01	0.08	0.02	0.24	0.06	0.17	0.04	0.01	0.05	0.01	0.03	0.00	bdl	0.00	bdl	bdl	0.04	bdl	bdl
	Plag	0.01	0.09	0.03	0.18	0.08	0.17	0.08	0.01	0.05	0.01	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.02	bdl	bdl
	Plag	0.00	0.10	0.02	0.17	0.09	0.19	0.05	0.02	0.11	0.03	0.03	0.01	0.07	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
	Plag	0.01	0.08	0.03	0.22	0.05	0.18	0.06	0.01	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
100M43B	Cpx	0.76	2.07	0.20	1.06	bdl	1.69	bdl	bdl	0.58	0.08	1.67	0.20	5.71	1.24	0.26	bdl	9.12	bdl	bdl
	Cpx	0.78	2.20	0.32	1.00	0.24	0.27	bdl	0.10	0.38	0.12	bdl	bdl	0.31	bdl	bdl	bdl	1.12	bdl	0.00
	Cpx	1.99	4.41	0.60	4.56	1.15	0.90	bdl	0.10	0.53	0.06	0.33	bdl	0.74	0.13	bdl	bdl	2.59	bdl	bdl
	Cpx	0.79	2.21	0.29	1.64	bdl	2.03	0.71	0.06	0.36	0.06	0.56	0.14	2.70	0.66	bdl	bdl	3.55	bdl	0.02
	Cpx	0.03	0.17	0.04	0.17	0.05	0.13	0.06	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
	Cpx	0.05	0.18	0.03	0.22	0.05	0.13	0.06	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
	Plag	0.08	0.26	0.05	0.24	0.07	0.14	0.10	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00	0.01	bdl	bdl	bdl	0.04	bdl	bdl
	Plag	0.06	0.16	0.04	0.21	0.05	0.13	0.08	0.01	0.09	0.01	0.04	bdl	0.01	0.00	bdl	bdl	0.04	bdl	bdl
	Plag	0.06	0.24	0.05	0.20	0.09	0.16	0.06	0.01	0.05	0.01	0.01	0.00	bdl	bdl	0.00	bdl	0.02	bdl	bdl
	Plag	0.05	0.17	0.03	0.21	0.05	0.08	bdl	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.01	bdl	bdl	0.00	0.16	bdl	bdl
100M48A	Plag	0.07	0.26	0.05	0.24	0.06	0.14	0.05	0.01	0.07	0.01	bdl	bdl	0.01	bdl	bdl	bdl	0.07	bdl	bdl
	Cpx	0.11	0.54	0.15	1.09	0.60	0.24	1.04	0.19	1.32	0.29	0.76	0.10	0.61	0.09	0.29	bdl	0.25	0.00	0.00
	Cpx	0.09	0.52	0.14	1.08	0.54	0.21	0.88	0.17	1.24	0.25	0.69	0.10	0.63	0.08	0.28	0.00	0.23	bdl	bdl
	Cpx	0.10	0.49	0.12	0.92	0.56	0.19	0.82	0.16	1.13	0.23	0.61	0.08	0.50	0.07	0.25	0.00	0.47	0.00	0.00
	Cpx	0.09	0.50	0.13	0.99	0.59	0.21	0.90	0.16	1.16	0.24	0.69	0.09	0.58	0.08	0.27	0.00	0.28	0.00	0.00

Sample	Phase	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
10OM48A	Cpx	0.09	0.49	0.12	0.98	0.49	0.19	0.87	0.15	1.11	0.22	0.60	0.09	0.51	0.07	0.24	0.00	0.44	0.00	0.00
	Amp	bdl	6.35	1.21	bdl	3.62	bdl	27.73	bdl	bdl	bdl	7.51	bdl	bdl	1.70	bdl	bdl	bdl	0.53	0.55
	Amp	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	2.06	0.78	5.56	2.53	bdl	bdl	272.22	bdl	bdl
	Plag	0.07	0.17	0.03	0.14	0.03	0.12	bdl	bdl	0.01	0.00	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.17	bdl	bdl
	Plag	0.08	0.19	0.03	0.11	0.04	0.12	0.03	bdl	bdl	0.00	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.18	bdl	bdl
07OD46	Cpx	0.03	0.26	0.08	0.67	0.40	0.19	0.67	0.13	0.98	0.20	0.53	0.08	0.46	0.07	0.14	0.00	0.26	0.00	0.00
	Cpx	0.04	0.27	0.08	0.68	0.39	0.18	0.72	0.13	0.94	0.21	0.54	0.07	0.49	0.07	0.14	0.00	0.09	0.00	0.00
	Cpx	0.04	0.28	0.08	0.69	0.39	0.18	0.66	0.13	0.94	0.20	0.54	0.07	0.49	0.07	0.13	0.00	0.05	0.00	0.00
	Cpx	0.03	0.27	0.09	0.69	0.41	0.16	0.77	0.14	1.07	0.22	0.61	0.09	0.51	0.08	0.22	0.00	0.15	0.00	0.00
	Cpx	0.03	0.24	0.08	0.67	0.40	0.19	0.69	0.14	0.96	0.20	0.58	0.07	0.48	0.07	0.15	0.00	1.01	0.00	0.00
	Plag	1.52	4.32	0.87	bdl	bdl	0.07	25.34	2.22	bdl	1.20	bdl	0.07	bdl	0.89	bdl	1.95	bdl	0.13	bdl
	Plag	0.04	0.17	0.03	0.15	0.03	0.08	0.04	0.01	0.02	0.00	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.15	0.00	0.00
	Plag	0.04	0.15	0.03	0.14	0.02	0.10	0.05	0.01	0.02	0.00	0.02	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.17	bdl	bdl
07OD20D	Cpx	0.10	0.50	0.12	0.95	0.49	0.20	0.73	0.14	1.04	0.22	0.55	0.08	0.49	0.07	0.22	bdl	0.58	0.00	0.00
	Cpx	0.09	0.50	0.13	0.90	0.46	0.21	0.76	0.14	1.01	0.21	0.56	0.08	0.48	0.07	0.22	bdl	0.16	0.00	0.00
10OM45C	Cpx	4.94	6.53	bdl	14.42	bdl	0.72	19.29	2.00	bdl	bdl	2.62	0.61	bdl	bdl	9.99	4.66	bdl	bdl	bdl

bdl = below detection limit

- = not analyzed

Table 5 (continued): Supplementary material. Separated phases trace element compositions, part 2. Nicolle et al. (in prep.)

CHAPITRE 6

ÉTUDES ISOTOPIQUES DU
STRONTIUM ET DU NÉODYME
DANS UN DIAPIR DE MANTEAU
HORS-AXE, INDICES DE LA
FUSION D'UN MANTEAU
HÉTÉROGÈNE

***Isotopic results of an off-axis mantle diapir,
evidence for melting of a heterogeneous
veined mantle***

Marie Nicolle^{1*}, David Jousselin¹, Laurie C. Reisberg¹,
Delphine Bosch² and Aurore Stéphant¹

(Ce chapitre fait l'objet d'une publication rédigée en anglais à soumettre au
journal *Nature Geoscience*)

1. Université de Lorraine, CRPG, Rue Notre Dame des Pauvres, 54501, Vandoeuvre-lès-Nancy, France.
2. Géosciences Montpellier, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.

*: *corresponding author*

Résumé en français

L'ophiolite d'Oman est caractérisée par la présence de diapirs à l'axe, qui matérialisent l'axe d'une dorsale rapide, et d'un diapir hors-axe mis en place à 25 kilomètres de l'axe. La Zone de Transition au Moho (MTZ) dans les deux types de diapirs diffère en épaisseur et en composition. La MTZ d'un diapir à l'axe (Maqsad) est composée de dunite avec des lentilles de gabbros lités alors que la MTZ du diapir hors-axe (Mansah) est composée de dunite et de pyroxénite. De plus, des filons gabbroïques et des intrusions micro-gabbroïques sont observés, respectivement, dans le manteau en périphérie du diapir hors-axe et dans la croûte sus-jacente. Les compositions isotopiques en Sr et Nd des deux diapirs ont été analysées sur des échantillons, lessivés et non lessivés de roches totales et dans certains cas, sur phases séparées (clinopyroxène et amphibole). Cette étude comparative nous a conduite aux conclusions suivantes : (1) Les échantillons non lessivés provenant de la MTZ du diapir hors-axe de Mansah ont des compositions en Sr plus radiogéniques que celles des échantillons du diapir à l'axe de Maqsad, suggérant que les roches situées hors-axe ont subi une altération hydrothermale plus importante que les roches à l'axe (2) Les compositions isotopiques en Sr et Nd des intrusions gabbroïques et micro-gabbroïques de Mansah sont dans le même champ que celles des pyroxénites de la MTZ, suggérant que les deux types d'intrusions et les pyroxénites sont une suite magmatique dérivée des mêmes liquides initiaux (3) Il y a une nette différence entre les échantillons lessivés provenant de l'axe et ceux hors-axe. Indépendamment de leur lithologie, les échantillons off-axis ont des valeurs de ϵ_{Nd} plus faibles et ont tendance à avoir des compositions isotopiques en Sr plus radiogéniques que des échantillons de l'axe, qui eux sont dans le champ des MORB (4) Les signatures moins radiogéniques du Nd des échantillons hors-axe indiquent une source moins appauvrie que celle des MORB, qui correspond probablement à une contribution disproportionnée de veines de pyroxénites dans l'asthénosphère. Le point de fusion des pyroxénites étant plus bas que celui de la péridotite encaissante, la fusion des veines de pyroxénites pourrait induire l'instabilité gravitaire à l'origine du diapir hors-axe. Lors de la remontée du diapir, ces magmas interagissent avec les harzburgites appauvries avoisinantes, développant ainsi des signatures appauvries en REE mais gardant des compositions isotopiques en Nd fortement influencées par la contribution des veines de pyroxénites.

Abstract

The Oman ophiolite is characterized by the presence of on-axis mantle diapirs, defining a fast spreading axis, and an off-axis mantle diapir emplaced 25 kilometers from the axis. The Moho Transition Zones (MTZ) in on and off-axis diapirs differ in thickness and more importantly in composition. The on-axis MTZ is composed of dunite with layered gabbro lenses whereas the off-axis MTZ is composed of dunite and pyroxenite. In addition, gabbroic sills and microgabbroic lenses intrude respectively the surrounding mantle and the crust above the off-axis diapir. Sr and Nd isotopic compositions were analyzed on leached and unleached whole rock and separated phases (clinopyroxene and amphibole) of samples from the on-axis Maqsad diapir and the off-axis Mansah diapir. This comparative study led us to the following conclusions: (1) Unleached samples from the off-axis diapir have more radiogenic Sr isotopic compositions than those on-axis, suggesting that the off-axis rocks underwent much larger extents of late-stage hydrothermal alteration than the on-axis samples (2) Sr and Nd isotopic compositions of the off-axis gabbroic and microgabbroic intrusions fully overlap those of the MTZ pyroxenite, suggesting that they form a magmatic sequence, derived from the same initial melts (3) There is a clear dichotomy between the on and off-axis leached samples. Regardless of their lithology, the off-axis samples have lower ϵ_{Nd} values and slightly more radiogenic Sr compositions than their on-axis counterparts, which are in the field of MORB (4) The less radiogenic Nd signatures of the off-axis samples relative to MORB suggest a disproportionate contribution of magma derived from pyroxenite veins in the asthenosphere which have a melting point lower than of the surrounding peridotite. Partial melting of such veins could produce a gravitational instability sparking the ascent of the off-axis diapir. during diapiric uprise, the pyroxenite-derived melts interact with the neighboring depleted harzburgites, thus acquiring depleted REE signatures while retaining Nd isotopic compositions strongly marked by a contribution from the pyroxenite veins.

Introduction

Recent tomographic studies at the East Pacific Rise (EPR) have shown that the distribution of melt feeding centers in the mantle may be offset with respect to the ridge axis. Mantle melt upwellings around the level of the Moho have been discovered as far as five to twenty kilometers away from the ridge axis (Toomey et al., 2007). In the case of off-axis delivery, the melt may come in contact with the lithospheric mantle, possibly altered by hydrothermal circulation, and eventually may interact with a cold and hydrated lower crust.

These observations lead to several questions: Do on and off-axis melts have the same source? To what extent does melt emplaced off-axis interact with the hydrated lithosphere? Is the contamination by hydrothermal water or by assimilated hydrated material detectable in the melt?

Access to and study of rocks formed at the mantle-crust transition on and off-axis are keys to answering these questions. Fortunately, this critical region, known as the Moho Transition Zone (MTZ) is exposed in ophiolites (Boudier and Nicolas, 1995). The Oman ophiolite is a particularly well-preserved and well-exposed relic of an ancient fast-spreading ridge. This ophiolite contains both a fossilized ridge axis, clearly defined by five on-axis mantle diapirs (Boudier et al., 1997) and an off-axis diapir (Jousselin and Nicolas, 2000). It thus provides an excellent opportunity to study and contrast rocks formed at the crust-mantle interface in on and off-axis upwelling centers.

We present here a study of the Sr and Nd isotopic compositions of whole rocks and separated minerals of the MTZ in an on and an off-axis diapir of the Oman ophiolite. The sensitivity of Sr to seawater contamination provides a tool for investigating the extent of the role played by water in the mechanisms proposed to explain the petrological and geochemical differences between these diapirs. On the other hand, the Nd concentration in seawater is too low to significantly modify the Nd concentrations of the MTZ rocks. It should thus allow us to recognize whether both types of diapirs share the same source and if not, to explore their possible differences.

Geological setting

The Oman ophiolite, which is 500 kilometers long and 50-100 kilometers wide, was obducted 95 million years ago (Coleman, 1981; Hacker, 1994) and represents the relic of an ancient fast-spreading ridge (Rioux et al., 2012). Our study area, the Sumail massif, includes one of the five on-axis mantle diapirs (the Maqсад diapir) as well as the off-axis mantle diapir (the Mansah diapir), located 25 kilometers to the north-east of the axis (Jousselin and Nicolas, 2000) (figure 1).

Mantle diapirs are recognized by steeply plunging lineations in their centers and a thickened MTZ relative to that found beneath non-diapiric oceanic crust, as well as the presence of chromite pods and of numerous dikes in the harzburgite (Jousselin et al., 1998). However, the studied on and off-axis diapirs differ in many other respects. In the on-axis case, the orientation of the lineations gradually rotates towards horizontal at the outskirts of the diapir. In the off-axis case, a shear zone separates the steeply plunging lineations of the center of the diapir from the horizontal lineations of the surrounding peridotite, reflecting impingement of the diapir on the preexisting lithosphere (figure 2). In the on-axis diapir, the MTZ is 10 to 400 meters thick and composed mostly of strongly deformed dunite, including some horizons with plagioclase and clinopyroxene impregnations, as well as elongated layered gabbro lenses. In contrast, the off-axis MTZ is up to 1000 meters thick and composed of weakly deformed dunite with massive pyroxenite. Gabbro lenses are completely absent and impregnations in dunite are composed almost entirely of clinopyroxene with almost no plagioclase.

Another specificity of the off-axis diapir is that the overlying Moho is tectonized, indicating that the crust was disturbed by the arrival of the diapir. Right at the Moho, there is evidence of mixing between the pyroxenite from the MTZ and the gabbro from the lower crust. The mantle around the off-axis diapir is intruded by gabbroic sills, ten to fifty centimeters thick, with MgO rich compositions suggestive of cumulates (Nicolle et al., submitted). These will be referred to as the "Wasit" sills, after the type locality. The overlying crust and the uppermost fifty meters of the mantle are intruded by microgabbroic bodies, sometimes as dikes but more often as lenses, with approximately basaltic bulk compositions. These will be referred to as "Nidab" intrusions after their type locality. These intrusions contain abundant evidence of assimilation of the surrounding mantle and crust in the form of deformed xenoliths with reaction rims.

Sampling

The samples from the on-axis diapir include two harzburgites and three dunites, all slightly impregnated by plagioclase and clinopyroxene. The on-axis sampling was completed with 10 samples from layered gabbro lenses of the MTZ. Seven pyroxenites were sampled in the off-axis MTZ and are all composed of clinopyroxene with varying amounts of olivine and rare orthopyroxene. Their compositions range from wehrlite to clinopyroxenite depending on their olivine content but for simplicity, we will refer to them as pyroxenites. Two samples were collected from the gabbro-pyroxenite melange. One was analyzed in its entirety while, in the second, the plagioclase-rich layer and the clinopyroxene/olivine-rich layer were analyzed separately. Five samples were taken from the Wasit sills and eight from the Nidab intrusions. Both types of intrusions are composed of olivine, pyroxene, plagioclase and amphibole. Maps of the locations of the samples are shown in figure 3.

A complete description of the samples, including exact geographic coordinates and major and trace element analyses, is available in Nicolle et al. (submitted).

Analytical methods

The samples were first cut into centimetric fragments then mechanically crushed into smaller fragments. For the whole rock analyses, the samples were powdered with an agate mortar. For the separated mineral analyses, the fragments were first sieved to obtain the desired size fraction (100-150 μm in most cases, but some tests were performed with 300-425 μm , as noted in Table 1). A first separation of the minerals was done using a Frantz isodynamic magnetic separator. The recovered phases (clinopyroxene and amphibole) were then carefully handpicked under a binocular microscope and only minerals free of cracks and visible inclusions were chosen. The separated minerals were washed with ethanol, acetone and rinsed several times with ultra-pure water.

Analyses were performed on some unleached samples to examine the effects of late stage alteration. However, most samples were leached to remove this alteration component. The tests of the leaching procedure are discussed below. The tested method was applied to both whole rock powders and separated minerals and included several steps. First, the samples were subjected to 10min of ultrasonic cleaning in a 6N HCl solution. Next, they were heated for an hour at 90°C in the same solution and then subjected to an additional ultrasonic

cleaning. Finally, the samples were rinsed and centrifuged several times in ultra-pure water and dried.

Approximately 150mg of whole rock powders (leached and unleached) and 200mg of separated minerals were spiked (in most cases: unspiked samples indicated in Table 1) for Sm, Nd and Sr and digested for 3 days in a Teflon beaker in a solution of ultra-pure 15N HNO₃, ultra-pure 28N HF and a few drops of HClO₄ at 130°C then dried. The residues were then digested for 2 days in a solution of ultra-pure 6N HCl at 110°C then dried. Sr, Nd and Sm were separated using a chromatographic extraction method, modified after Pin et al. (1994, 1997). Sr and Nd/Sm were first eluted using Sr.Spec and TRU.Spec resins. Nd and Sm were then separated using LN.Spec resin. Rb was not spiked for or collected because trace element analyses (Nicolle et al., submitted) indicated that it was below the detection limit in nearly all cases.

Sr isotopes were analyzed on a TRITON *Plus* thermo-ionization mass spectrometer at the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) in Nancy. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios were normalized to a ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr ratio of 0.1194, to correct for mass fractionation. The average ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr value of the NBS 987 standard during the three year period of analysis was 0.710255 ± 0.000032 (2σ, n = 111). Sr total blanks (200-2500 pg, with most values <1000 pg; n = 13) always represented <1% of the quantity of Sr analyzed and were thus insignificant.

Nd isotopes were measured on a MC-ICP-MS NEPTUNE *Plus* at the CRPG. Because our samples had very low Nd concentrations, we coupled the MC-ICP-MS with an Aridus II Desolvating Nebulizer System to enhance the sensitivity. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios were normalized to a ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd ratio of 0.7219, to correct for mass fractionation. We used both the JNdi-1 and LaJolla standards during each session to control the reproducibility and accuracy of the measurements. Average ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd values of the JNdi-1 (129 measures) and LaJolla (52 measures) standards during the three years were respectively 0.512082 ± 0.000027 and 0.511831 ± 0.000028 (2σ). Nd isotopic compositions were corrected relative to the accepted value for the LaJolla standard of 0.511852, using the measured average LaJolla value of each session. Uncertainties listed in Table 1 include both the in-run precisions (2σ-m) and the reproducibility (2σ) of the standard during the corresponding series of measurements. Nd total blanks (~0-600 pg; n = 8) were <1% of the total Nd analyzed and thus insignificant.

The reliability of our analytical procedure was further validated by analysis of the basaltic reference material BHVO. Four separate powder aliquots were analyzed. The results yielded $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703497 \pm 0.000017$; $[\text{Sr}] = 154 \text{ ppm} \pm 5$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512975 \pm 0.000004$; $[\text{Nd}] = 9.7 \text{ ppm} \pm 0.8$ (all values 2σ). These values agree within uncertainty with the accepted values for this reference material.

In addition to the samples analyzed at CRPG, 12 samples (12 Sr and 8 Nd) were analyzed elsewhere. Sr isotopic compositions were measured on a Finnigan Triton TI mass spectrometer at the Laboratoire de Géochimie GIS of Nîmes and Nd isotopic compositions were measured using the Nu 500 MC-ICP-MS at the Ecole Normale Supérieure de Lyon. The international standards measured, in association with our samples, yielded an average of 0.710251 ± 0.000008 (2σ ; $n = 7$) for the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of Sr-NBS987 solution and an average of 0.511963 ± 0.000008 (2σ ; $n = 6$) for the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ value of the AMES-Metal standard (Rennes).

Due to the very low Rb concentrations in all the samples (under the detection limit in most cases), the age corrections for the Sr isotopes (for 95Ma) were not significant and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ measured $\sim ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial.

Results

Unleached samples

We first analyzed 20 unleached samples, including 15 off-axis samples (pyroxenites, gabbro-pyroxenite melange and Wasit and Nidab intrusions) and 5 on-axis gabbros. Due to analytical issues related to the very low Nd concentrations of our samples, only seven of the unleached $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ analyses were successful.

The on-axis gabbros have high $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 10^4 * \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right]$, with CHUR representing the chondritic ratio) comprised between 8.5 and 9.2 with $t = 95\text{Ma}$, the age of the ophiolite. In contrast, the off-axis samples have lower ϵ_{Nd} comprised between 5.6 and 7.6, with one Wasit sill having a higher ϵ_{Nd} of 8.8 (table 1 and figure 4a).

The dichotomy is even stronger in the Sr isotopes. Unleached on-axis gabbros have MORB-like $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, ranging from 0.703010 to 0.703438, with the exception of one sample with a more radiogenic ratio (07-OD 45; 0.703749), whereas the off-axis samples have more radiogenic values, ranging from 0.703524 to 0.706192 (table 1 and figure 4b).

Leaching tests

Analyzing unleached samples allows us to determine if the rocks have undergone late alteration. However, to examine magmatic processes, this late stage signal must be removed. This was done by employing the leaching process described above. However, before employing this technique, we tested it by comparing the values obtained from unleached whole rocks with those obtained from leached whole rock and from hand picked clinopyroxenes.

We concentrated our leaching testes on the off-axis samples, as the analyses of the unleached whole rocks indicated that they had suffered much more hydrothermal alteration than their on-axis counterparts. Experiments were performed on five off-axis pyroxenites and three off-axis gabbro-pyroxenite melange samples (the whole rock and the separated plagioclase-rich and clinopyroxene/olivine-rich layers). First, we measured $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios (0.703524 to 0.706192; 0.513046 to 0.513125) in the unleached samples, then in the leached samples and finally in the separated clinopyroxenes (with a grain size of 300-425 μm). To judge whether grain size was an issue (excessively large grains can hide impurities in cracks or inclusions), we separated clinopyroxenes of two pyroxenites with a grain size of 100-150 μm and measured their isotopic ratios. The results for Sr are shown in figure 5. In every pyroxenite, the unleached samples are more radiogenic than their leached counterparts. The separated clinopyroxenes (300-425 μm and 100-150 μm) show $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios nearly identical to those of leached whole rock samples. In one case (sample 10-OM 8), the 300-435 μm fraction and the leached whole rocks are actually less radiogenic than the 100-150 μm fraction. For the gabbro-pyroxenite melange, the whole rock and the plagioclase-rich layer show identical Sr isotopic ratios for the unleached, leached and separated clinopyroxene samples. The clinopyroxene/olivine-rich layer shows more radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the unleached and separated mineral fractions than in the leached whole rock.

Taken together, these results indicate that our leaching procedure successfully removes the alteration component that could perturb the Sr isotopic compositions of whole rock samples. Since the Nd concentration of seawater is extremely low relative to that of Sr, this procedure should be more than sufficient to eliminate any minor traces of Nd left by hydrothermal circulation. Thus data from leached whole rocks can be used to examine magmatic processes.

Leached whole rock and separated minerals

Since the leaching procedure successfully removes the alteration component, leached whole rocks and separated phases from the same rocks can be compared to search for subtle magmatic effects. In addition to the pyroxenite and gabbro-pyroxenite melange samples discussed above, minerals (clinopyroxene and amphibole) were separated from two samples from the Wasit sills and two from the Nidab intrusions. In the pyroxenites (figure 6a and table 1), the Sr isotopic compositions of the leached whole rocks and the clinopyroxenes are in good agreement, as noted above, but the Nd isotopic compositions differ by up to about 1 epsilon unit. This difference is slightly greater than can be explained by the formal analytical uncertainty. Nevertheless, given the extremely low Nd concentrations of the pyroxenites, we suspect that this difference may reflect an unaccounted for analytical artifact. However this apparent artifact is not systematic, as the whole rock has a higher ϵ_{Nd} value in two cases while the clinopyroxene has a higher value in the other case. For the three samples of the gabbro-pyroxenite melange (figure 6a), the discrepancies are greater and in one sample, are also seen in the Sr isotopic composition (10-OM 39Bn). In this case it seems likely that we are seeing the effects of incomplete mixing between the pre-existing gabbroic crust (which contains some clinopyroxene) and the added pyroxenite, with imperfect segregation of the clinopyroxenes from the crust and the pyroxenite.

In the case of the Wasit sills and Nidab intrusions (figure 6b and table 1), the variations in Nd composition, between whole rock and separated clinopyroxene and amphibole, are smaller in most cases (less than 1 epsilon unit). However, substantial discrepancies in Sr isotopic composition are observed in one Nidab and one Wasit sample, though no particular phase has consistently more radiogenic composition than the others. This variability could reflect the fact that the Wasit and Nidab intrusions probably crystallized from magmas of heterogeneous

and changing composition (Nicolle et al., submitted). Thus the amphiboles and the clinopyroxenes may have crystallized from slightly different batches of magma.

On versus off-axis leached whole rocks

The dichotomy seen previously in the unleached whole rock sample from on and off-axis is also seen in the leached samples, albeit less strongly (table 1 and figure 7). The on-axis leached samples have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios ranging from 0.703004 to 0.703832 and ϵ_{Nd} ranging from 7.8 to 8.8, which put them in the field of the MORB and of other unaltered samples from Oman (McCulloch et al., 1981) and specifically from the Maqsad diapir (Benoit et al., 1996). The off-axis leached samples have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios between 0.703161 and 0.703809, except for one Wasit sill (10-OM 1A; 0.704390). Their Sr isotopic compositions thus roughly coincide with those of the on-axis samples but they have globally lower ϵ_{Nd} (6.0 to 7.7) except for the pyroxenite 10-OM 7A (8.4). As was the case for the unleached samples, the off-axis leached Wasit and Nidab intrusions have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and ϵ_{Nd} values that fully overlap the range of the leached pyroxenites, though several of the intrusions have Sr isotopic compositions more radiogenic than those of the pyroxenites. The three samples of the pyroxenite-gabbro melange have leached whole rock ϵ_{Nd} values ranging from 6.0 to 9.4. They thus span the entire range seen in both the on and off-axis samples, consistent with the fact that they represent a mixture of rocks from the off-axis diapir and the pre-existing crust.

Discussion

Contrasting effects of hydrothermal alteration in on and off-axis unleached samples

Unleached samples represent the final state of the rocks, and thus have recorded the late-stage hydrothermal alteration they potentially experienced after crystallization. We have shown that for the off-axis pyroxenites, leached and unleached samples of the same rock do not have the same $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (figure 4). Leaching removes traces of the late hydrothermal alteration, which explains why unleached samples have more radiogenic Sr isotopic compositions than leached samples. On the contrary, unleached samples from the on-axis gabbros do not show more radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios than leached samples, which means they underwent little to

no hydrothermal alteration. On-axis, the diapir is capped by the crustal magma chamber whereas off-axis, the top of the diapir is directly in contact with the hydrated crust and within range of deep hydrothermal circulation, possibly initiated by the arrival of the diapir itself. In the on-axis diapir, hydrothermal circulation can infiltrate the magma chamber and go as deep as near the Moho (Bosch et al., 2004). However, the gabbros of the MTZ, located beneath the magma chamber, seem to have been protected from the effects of such circulation, as shown by their non-radiogenic Sr isotopic compositions. Thus the magma chamber seems to act as a physical boundary, preventing the passage of high temperature fluids into the underlying MTZ section, even in the waning stage of ridge activity that preceded the ophiolite detachment.

On versus off-axis MTZ

The most striking feature of our data is the systematic difference in isotopic composition between leached whole rocks from the on and off-axis diapirs (Figure 7). Regardless of the rock type, the off-axis samples have lower ϵ_{Nd} , and possibly slightly higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, than their on-axis counterparts, which have isotopic compositions similar to those of MORB and of unaltered samples and lavas from the volcanic sequences in Oman (McCulloch et al., 1980; McCulloch et al., 1981; Godard et al., 2006). This clear difference in Nd isotopic composition is also seen in the results for unleached samples for which leached data are not available (figure 7). Thus the off-axis samples seem to have been derived from a source that had a lower time-integrated Sm/Nd ratio and thus was less depleted in highly incompatible elements than the source of the on-axis samples. There also seems to be somewhat more Nd isotopic heterogeneity among the off-axis samples, though this cannot be affirmed too strongly due to the more limited number of on-axis samples studied.

The less depleted character of the off-axis samples could be explained by a larger melt component derived from pyroxenite veins (figure 8). The presence of such veins in the MORB source mantle has been postulated on the basis of observations made in ultramafic massifs and on the basis of certain geochemical features of basalts, such as their combined low Nd and Hf isotopic ratios (Prinzhofer et al., 1989; Hirschmann and Stolper, 1996; Stracke et al., 1999). However, the signatures of pyroxenite veins in MORB magmas are quite subtle, due to mixing and dilution with melts derived from peridotites. Studying samples collected in

the MTZ allows us to approach the pre-mixing isotopic compositions of the magmas more closely and thus may more easily reveal the presence of pyroxenite veins.

As has often been pointed out (e.g. Stracke et al., 1999; Lambart et al., 2012), pyroxenite veins normally have lower melting points than the surrounding peridotite. They will thus be the first components to melt in an upwelling mantle diapir. If upwelling occurs beneath the ridge axis, melting rates will be high especially beneath fast spreading ridges such as that represented by the Oman ophiolite. Thus in the MTZ of the on-axis Maqsad diapir the early pyroxenite-derived melts are overwhelmed by melts derived from the surrounding fertile peridotite, and the Nd and Sr isotopic ratios approach MORB-like values. In contrast, in the off-axis case, melting rates are lower, and the diapir ascends towards the Moho by re-aesthenospherizing the harzburgitic lithosphere. As this lithosphere is highly depleted in incompatible elements, it cannot contribute much Nd and Sr to the rising melts, so at the level of the MTZ the magmas retain a strong isotopic signature from the original pyroxenite veins. Moreover, an unusually large concentration of such veins could produce significant amounts of melt in an off-axis setting, leading to decreased density, which in turn could trigger diapiric uprise.

This scenario is consistent with the conclusions drawn from our recent study (Nicolle et al., submitted) of the contrasting major and trace element chemistries of whole rocks and separated minerals from on and off-axis MTZ samples. In this study, drawing on the work of Lambart et al. (2012), we explained the large amount of clinopyroxene present in the off-axis MTZ of the Mansah diapir by the reaction between the harzburgitic lithospheric mantle and melt derived from pyroxenite veins. As the diapir ascended, it assimilated the hydrated lithosphere in its path, which provided water to the melt, thus enhancing the crystallization of clinopyroxene instead of plagioclase (Feig et al., 2006; Koepke et al., 2009) thereby explaining the presence of the massive pyroxenites. The depleted trace element compositions of pyroxenites in the off-axis MTZ would result from the dilution of an enriched melt originally derived from the pyroxenite veins via reaction with the depleted mantle. Such a process, however, would not have much effect on the Nd and Sr isotopic compositions of the crystallized clinopyroxenes or the residual melt. The Wasit sills intruding the surrounding mantle are thought to be cumulates from this residual melt and thus share the same Sr and Nd isotopic compositions as the pyroxenites. The Nidab intrusions, which have bulk major element compositions approximating those of basaltic liquids, are thought to represent

mixtures between liquids residual to the pyroxenites and those residual to the Wasit sills. The Nidab intrusions contain numerous ultramafic amphibole-rich veins and crustal xenoliths, suggesting that they have assimilated material from the surrounding mantle and crust, hydrated by hydrothermal circulation of seawater. This could explain why the Nidab intrusions, while having Sr and Nd isotopic compositions broadly similar to those of the pyroxenites and the Wasit sills, include a few samples with somewhat elevated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. More generally, the apparent heterogeneity of the Nd and Sr isotopic signatures at the level of the MTZ could reflect isotopic variability among the pyroxenite veins, which provided the earliest melts.

Conclusion

Our comparative study of Sr and Nd isotopic compositions in the Moho Transition Zone (MTZ) of an on and an off-axis diapir in the Oman ophiolite provides new insights into the processes and sources of off-axis volcanism. The MTZ in on and off-axis diapirs differ in their thickness but most importantly in their composition. On-axis MTZ is composed of dunite and layered gabbro lenses whereas off-axis MTZ is composed of dunite and massive pyroxenite. In addition, gabbroic and micro-gabbroic bodies intrude the mantle surrounding the off-axis diapir and the overlying oceanic crust. Nd isotopic compositions of leached whole rocks show a clear dichotomy between the on and off-axis MTZ with the off-axis samples, regardless of their lithology, having lower ϵ_{Nd} than the on-axis samples, which have ϵ_{Nd} values similar to those of MORB. This is less pronounced in the Sr isotopic compositions but off-axis samples tend to be slightly more radiogenic than those from the on-axis diapir. The full-overlap between the ϵ_{Nd} values of the gabbroic and micro-gabbroic intrusions surrounding the off-axis diapir, and those of the pyroxenites within the diapir, suggest that all these rocks form a magmatic sequence, derived from the same initial melts.

The relatively undepleted off-axis Nd isotopic signatures can be explained by the melting of pyroxenite veins in the asthenosphere underlying the harzburgitic lithospheric mantle. During the ascent of the off-axis diapir, the pyroxenitic melts react with the depleted harzburgite, which dilutes their trace element compositions but leaves the original enriched isotopic compositions, derived from the pyroxenite veins, nearly intact. Pyroxenite veins are also present on-axis but the melting degrees are too high to allow the enriched Nd isotopic

signatures of the veins to be retained. These signatures are diluted by Nd derived from the melting of the surrounding peridotite thus explaining the higher ϵ_{Nd} values found in the on-axis samples.

More generally, studying rocks from the MTZ enables us to obtain a glimpse of the origins of the melts on and near ridges before they are homogenized in a magma chamber or the magma plumbing system. The study of the MTZ of an off-axis diapir in the Oman ophiolite provides compelling evidence for the presence of pyroxenite veins in the asthenospheric mantle from which MORB are derived.

References

- Benoit, M., Polvé, M., and Ceuleneer, G., 1996, Trace element and isotopic characterization of mafic cumulates in a fossil mantle diapir (Oman ophiolite): *Chemical Geology*, v. 134, no. 1-3, p. 199–214.
- Bosch, D., Jamais, M., Boudier, F., Nicolas, A., Dautria, J.M., and Agrinier, P., 2004, Deep and high-temperature hydrothermal circulation in the Oman Ophiolite—petrological and isotopic evidence: *Journal of Petrology*, v. 45, no. 6, p. 1181–1208, doi: 10.1093/petrology/egh010.
- Boudier, F., and Nicolas, A., 1995, Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite: *Journal of Petrology*, v. 36, no. 3, p. 777.
- Boudier, F., Nicolas, A., Ildefonse, B., and Joussetin, D., 1997, EPR microplates, a model for the Oman ophiolite: *Terra Nova*, v. 9, no. 2, p. 79–82.
- Coleman, R.G., 1981, Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. B4, p. 2497–2508.
- DePaolo, D.J., and Wasserburg, G.J., 1976, Nd isotopic variations and petrogenetic models: *Geophysical Research Letters*, v. 3, no. 5, p. 249–252.
- DePaolo, D.J., and Wasserburg, G.J., 1976, Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: *Geophysical Research Letters*, v. 3, no. 12, p. 743–746.
- DePaolo, D.J., and Wasserburg, G.J., 1977, The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies: *Geophysical Research Letters*, v. 4, no. 10, p. 465–468.
- DePaolo, D.J., and Johnson, R.W., 1979, Magma genesis in the New Britain island-arc: Constraints from Nd and Sr isotopes and trace-element patterns: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 70, no. 4, p. 367–379, doi: 10.1007/BF00371044.
- Feig, S.T., Koepke, J., and Snow, J.E., 2006, Effect of water on tholeiitic basalt phase equilibria: an experimental study under oxidizing conditions: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 152, no. 5, p. 611–638, doi: 10.1007/s00410-006-0123-2.
- Godard, M., Bosch, D., and Einaudi, F., 2006, A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite: *Chemical Geology*, v. 234, no. 1-2, p. 58–78, doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.04.005.
- Hacker, B.R., 1994, Rapid emplacement of young oceanic lithosphere: argon geochronology of the Oman ophiolite: *SCIENCE-NEW YORK THEN WASHINGTON*, p. 1563–1563.
- Hirschmann, M.M., and Stolper, E.M., 1996, A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the “garnet signature” in MORB: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 124, no. 2, p. 185–208.
- Joussetin, D., and Nicolas, A., 2000, Oceanic ridge off-axis deep structure in the Mansah region (Sumail massif, Oman ophiolite): *Marine Geophysical Research*, v. 21, no. 3, p.

243–257.

- Jousselin, D., Nicolas, A., and Boudier, F., 1998, Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo-spreading center in the Oman ophiolite: *Journal of Geophysical Research*, v. 103, no. B8, p. 18153–18,170.
- Koepke, J., Schoenborn, S., Oelze, M., Wittmann, H., Feig, S.T., Hellebrand, E., Boudier, F., and Schoenberg, R., 2009, Petrogenesis of crustal wehrlites in the Oman ophiolite: Experiments and natural rocks: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 10, no. 10, doi: 10.1029/2009GC002488.
- Lambart, S., Laporte, D., Provost, A., and Schiano, P., 2012, Fate of Pyroxenite-derived Melts in the Peridotitic Mantle: Thermodynamic and Experimental Constraints: *Journal of Petrology*, v. 53, no. 3, p. 451–476, doi: 10.1093/petrology/egr068.
- McCulloch, M.T., Gregory, R.T., Wasserburg, G.J., and Taylor, H.P., 1980, A neodymium, strontium, and oxygen isotopic study of the Cretaceous Samail Ophiolite and implications for the petrogenesis and seawater-hydrothermal alteration of oceanic crust: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 46, no. 2, p. 201–211.
- McCulloch, M.T., Gregory, R.T., Wasserburg, G.J., and 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: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 86, no. B4, p. 2721–2735.
- O'Nions, R.K., Hamilton, P.J., and Evensen, N.M., 1977, Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 34, no. 1, p. 13–22.
- Prinzhofer, A., Lewin, E., and Allègre, C.J., 1989, Stochastic melting of the marble cake mantle: evidence from local study of the East Pacific Rise at 12°50'N (Elsevier Science Publishers B.V., Ed.): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 92, no. 2, p. 189–206.
- Rioux, M., Bowring, S., Kelemen, P., Gordon, S., Dudás, F., and 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: *Journal of Geophysical Research*, v. 117, no. B7, p. B07201, doi: 10.1029/2012JB009273.
- Stracke, A., V. J. M. Salters, and K. W. W. Sims (1999), Assessing the presence of garnet-pyroxenite in the mantle sources of basalts through combined hafnium-neodymium-thorium isotope systematics, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 1, 1006, doi:10.1029/1999GC000013.
- Toomey, D.R., Jousselin, D., Dunn, R.A., Wilcock, W.S.D., and Detrick, R.S., 2007, Skew of mantle upwelling beneath the East Pacific Rise governs segmentation: *Nature*, v. 446, no. 7134, p. 409–414, doi: 10.1038/nature05679.

Figure captions

Figure 1: a) Map of the southern part of the Oman ophiolite, showing the locations of the on-axis Maqsad and off-axis Mansah diapirs (showed by the open rectangles). The dikes define the NW-SE and a NE-SW ridge system, the plunging lineations (deep yellow) define the mantle diapirs b) Interpretative sketch (circles: diapirs, dark grey: shear zones, dashed line: ridge axis). Adapted from Boudier et al. (1997).

Figure 2: Schematic cross-sections of the on-axis Maqsad diapir (a) and off-axis Mansah diapir (b), modified after Joussetin et al., 2000. Horizontal straight lines in the lithospheric harzburgite represent the frozen flow lines of the lithospheric mantle. Straight lines in the asthenospheric harzburgite represent the flow of the asthenospheric in each diapir. MTZ denotes Moho Transition Zone.

Figure 3: Simplified geologic maps of the Mansah and Maqsad areas, adapted from Joussetin and Nicolas (2000) and Joussetin et al. (1998), showing sample locations. The dotted lines represent the wadis. The orange zones represent the isodips. (a) Map of the Mansah area. Dark grey – crust; light grey – dunite and pyroxenites; white – harzburgite. (b) Map of the Maqsad area. Dark grey – gabbros in both the crust and the MTZ; light grey - MTZ dunites; white – harzburgite.

Figure 4: (a) ϵ_{Nd} versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of our unleached samples (solid triangles, circles, diamonds and squares). The black area represents the unaltered samples (Wadi Tayin massif) from McCulloch et al. (1981). The dark grey and light grey areas represent the volcanics V1 and V2 from Godard et al. (2006). The mafic cumulate area represents gabbros, troctolites and gabbro-norites from Benoit et al. (1996). MORB field: O'Nions et al. (1977), De Paolo and Wasserburg (1976a, 1976b, 1977, 1979). The isotopic compositions of the Cretaceous seawater were determined by De Paolo and Wasserburg (1976). The seawater mixing curve was constructed assuming a Sr/Nd ratio of 2600000 in seawater and of 23 in the rocks, based on the Sr/Nd ratios in our pyroxenite samples. (b) $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of all the on and off-axis unleached samples. The light grey area represents the MORB field.

Figure 5: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ results of leaching tests on off-axis pyroxenites. Solid circles: leached whole rocks; solid squares: unleached whole rocks; solid diamonds: clinopyroxenes separated at 300-450 μm ; crosses: clinopyroxenes separated at 100-150 μm .

Figure 6: (a) ϵ_{Nd} versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of off-axis pyroxenites and gabbro-pyroxenite melange on leached whole rocks and separated clinopyroxenes. (b) ϵ_{Nd} versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the Wasit sills and Nidab intrusions on whole rocks and separated minerals (clinopyroxenes and amphiboles). The ϵ_{Nd} mean uncertainties (2σ , including standard reproducibility) are indicated for each type of sample; mean uncertainties for Sr isotopic ratios are roughly the size of the symbols. The arrows link the whole rocks to their corresponding separated minerals.

Figure 7: ϵ_{Nd} versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of on and off-axis leached whole rocks, and on unleached whole rocks for the samples for which leached values are not available. The ϵ_{Nd} mean uncertainties are indicated for each type of sample, mean uncertainties for Sr isotopic ratios are roughly the size of the symbols. The arrows next to the unleached samples signify that the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are maximum values relative to the pre-alteration magmatic Sr compositions. References for MORB and Oman unaltered fields as in Fig. 4.

Figure 8: Schematic cross-section of the two-dimensional steady-state flow structure under fast spreading ridges (adapted from Parmentier and Phipps Morgan, 1990). Shades of yellow qualitatively indicate proportion of melt, with lighter colors denoting more extensive melting. The black arrows represent the mantle flow. The green bars represent the proportion of pyroxenite veins in the mantle. The yellow arrow represents the path of the melts derived from the concentration of off-axis pyroxenite veins. The open rectangle shows an expended view of the two diapirs (modified after Jousset et al., 2000). The proportion of melts derived from pyroxenite veins is larger in the off-axis diapir than in the on-axis diapir.

Table 1: Sr and Nd isotopic compositions of whole rocks and separated minerals, from the Mansah and Maqsad diapirs.

Figures

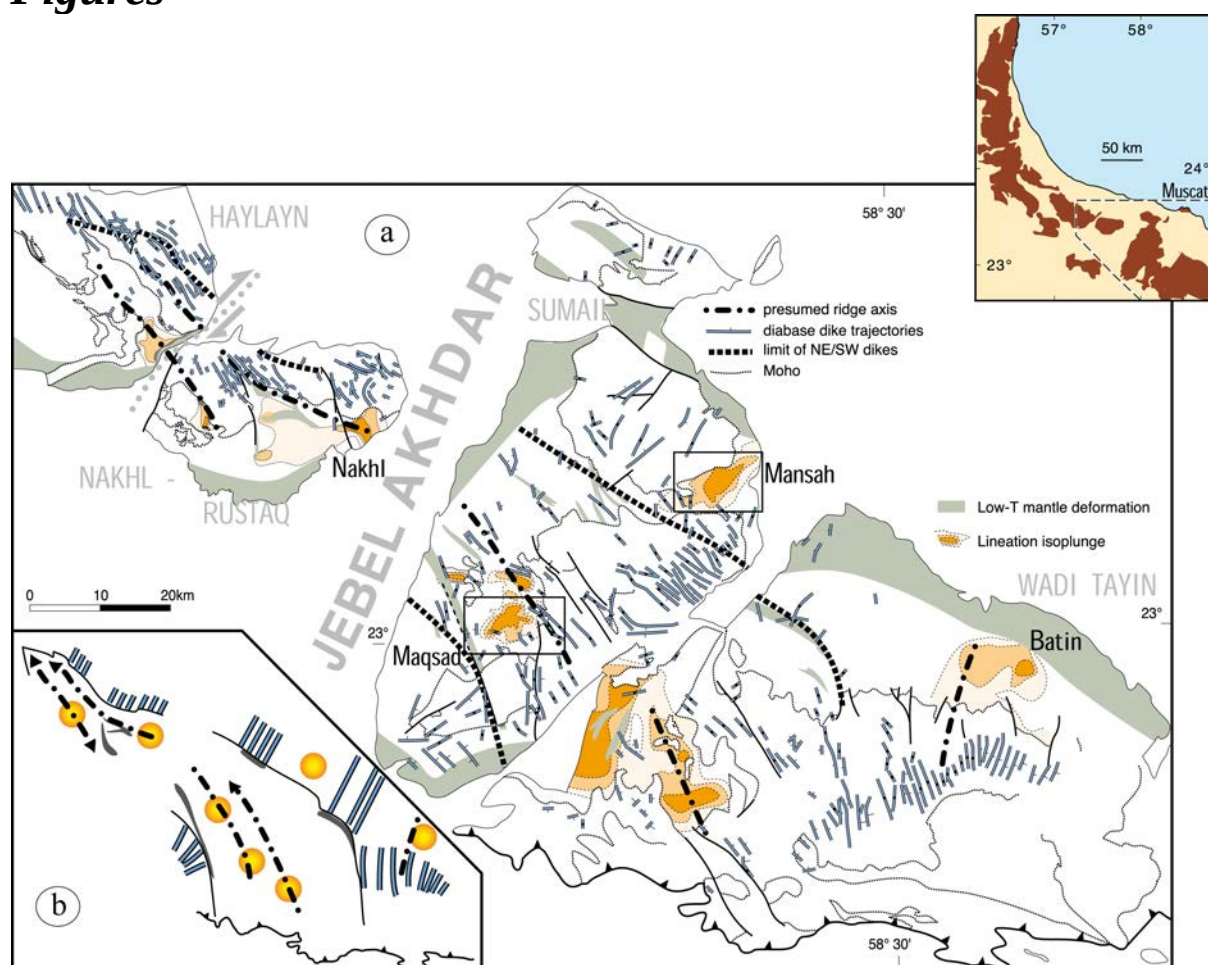


Figure 1: Nicolle et al. (in prep.)

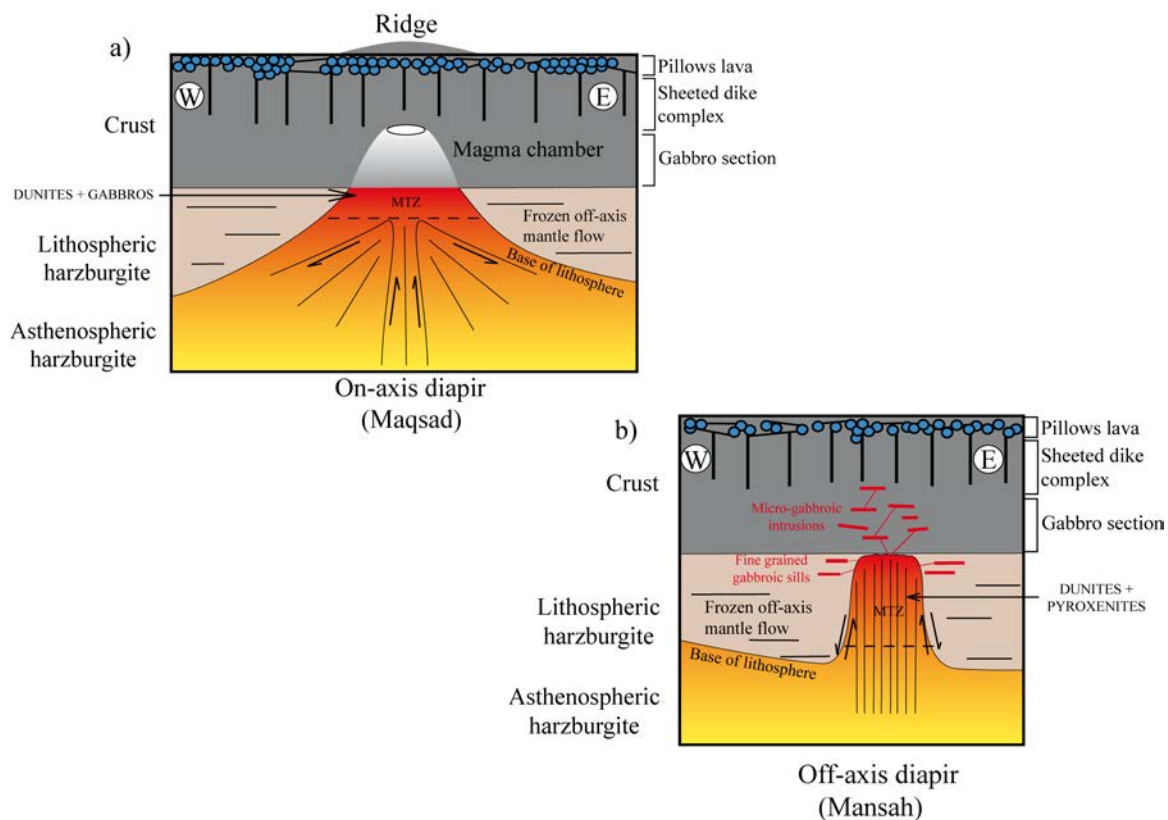


Figure 2: Nicolle et al. (in prep.)

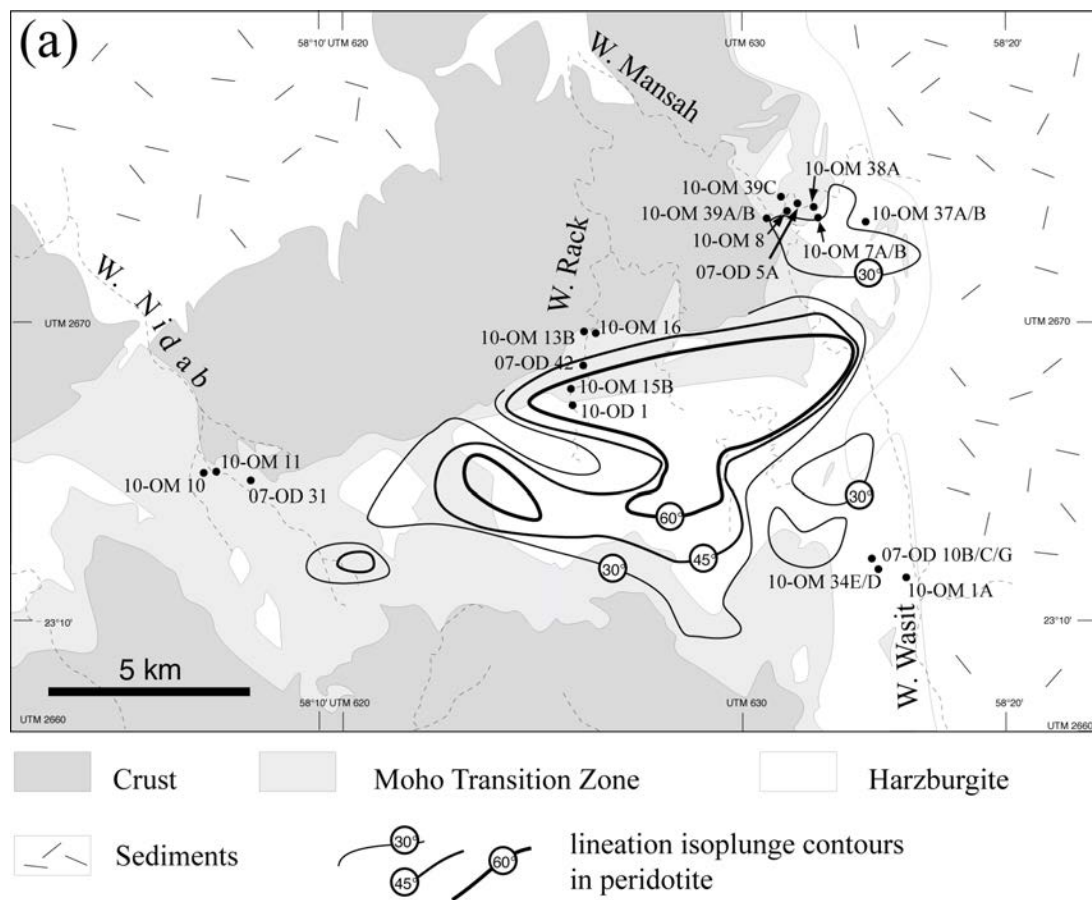


Figure 3: Nicolle et al. (in prep.)

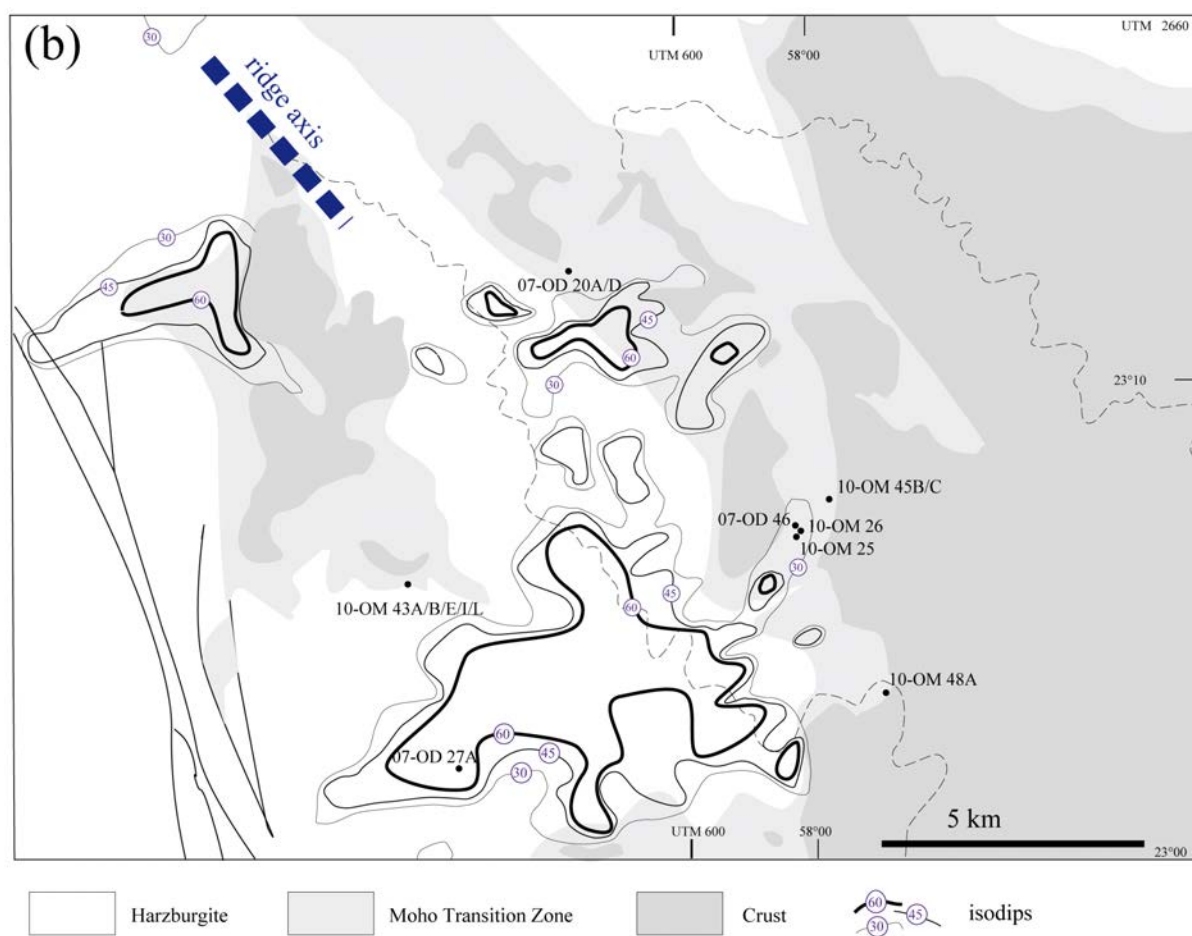


Figure 3b: Nicolle et al. (in prep.)

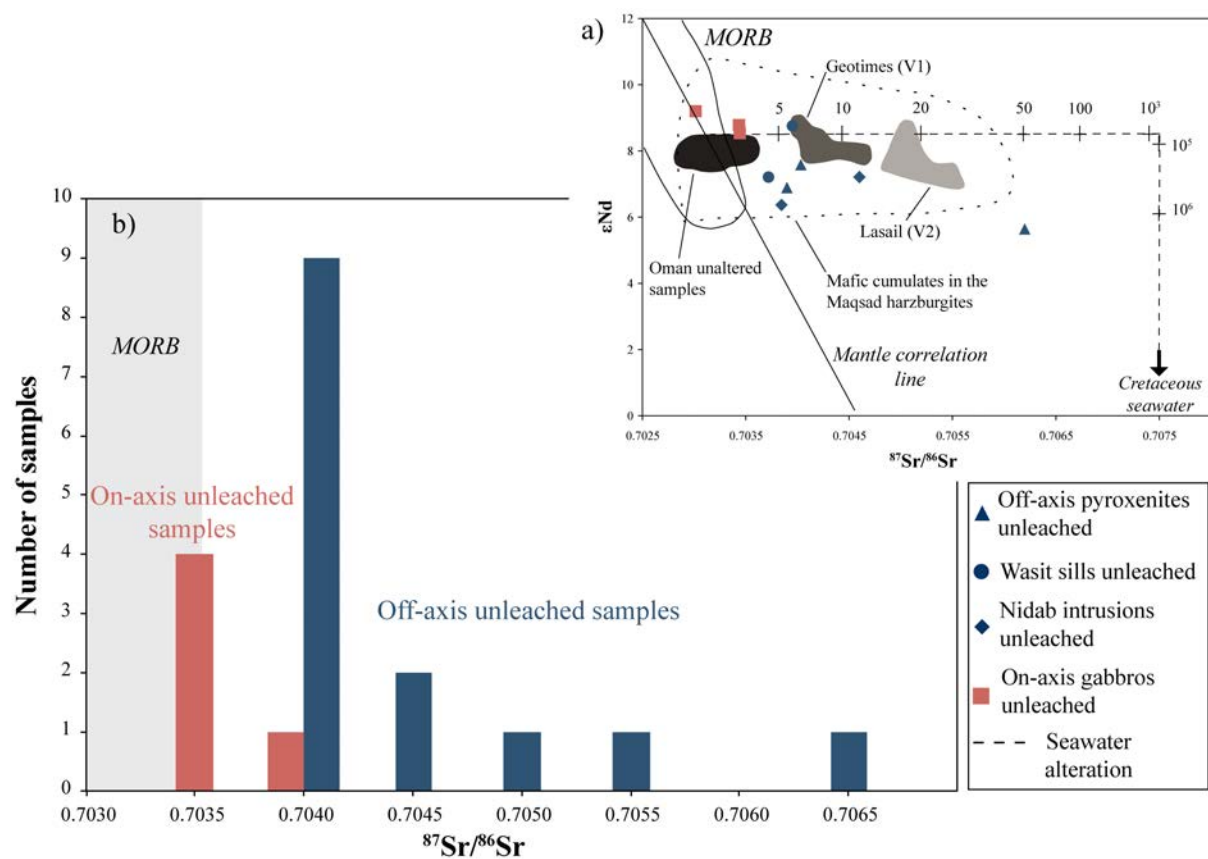


Figure 4: Nicolle et al. (in prep.)

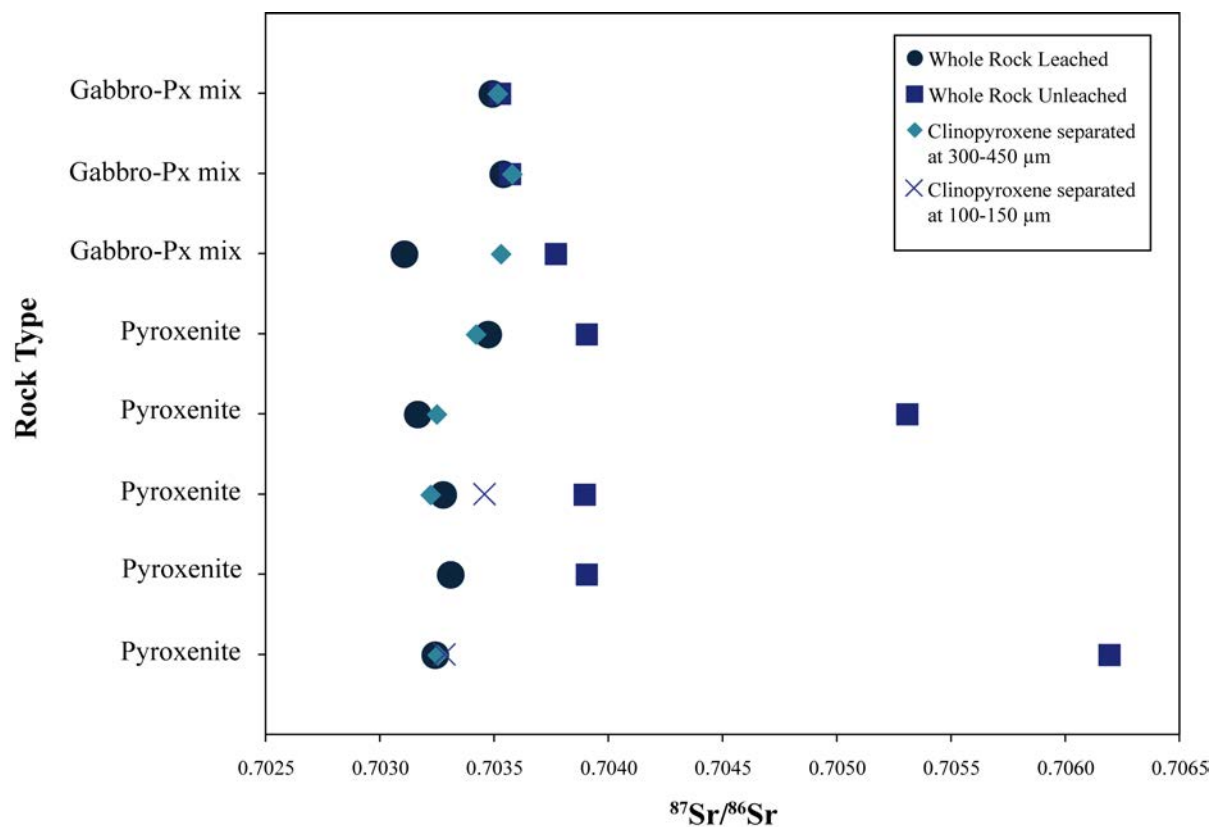


Figure 5: Nicolle et al. (in prep.)

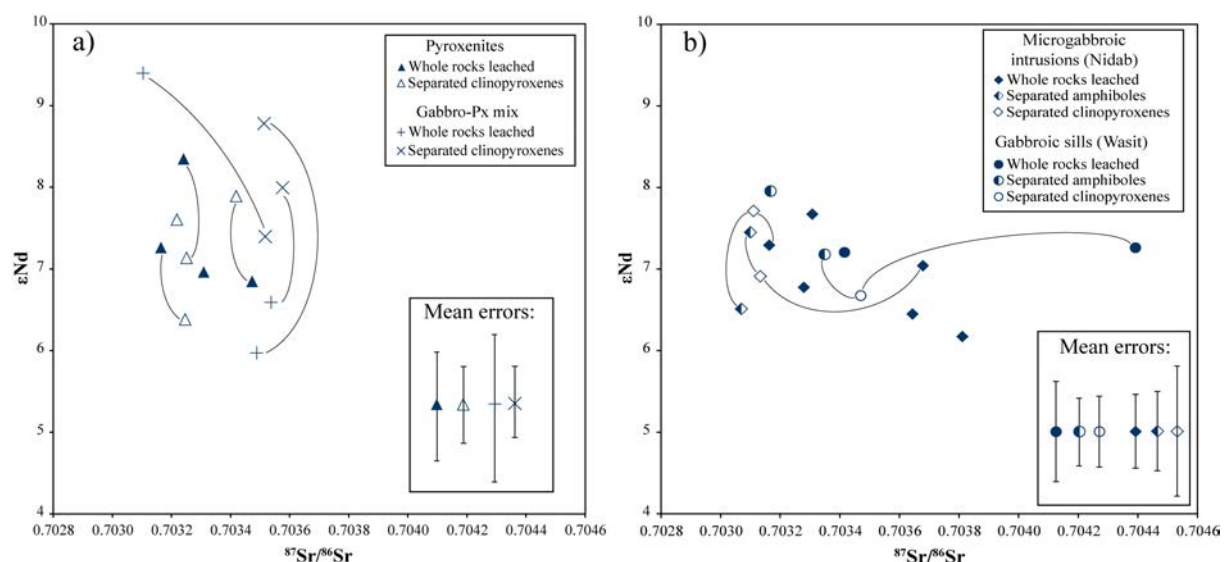


Figure 6: Nicolle et al. (in prep.)

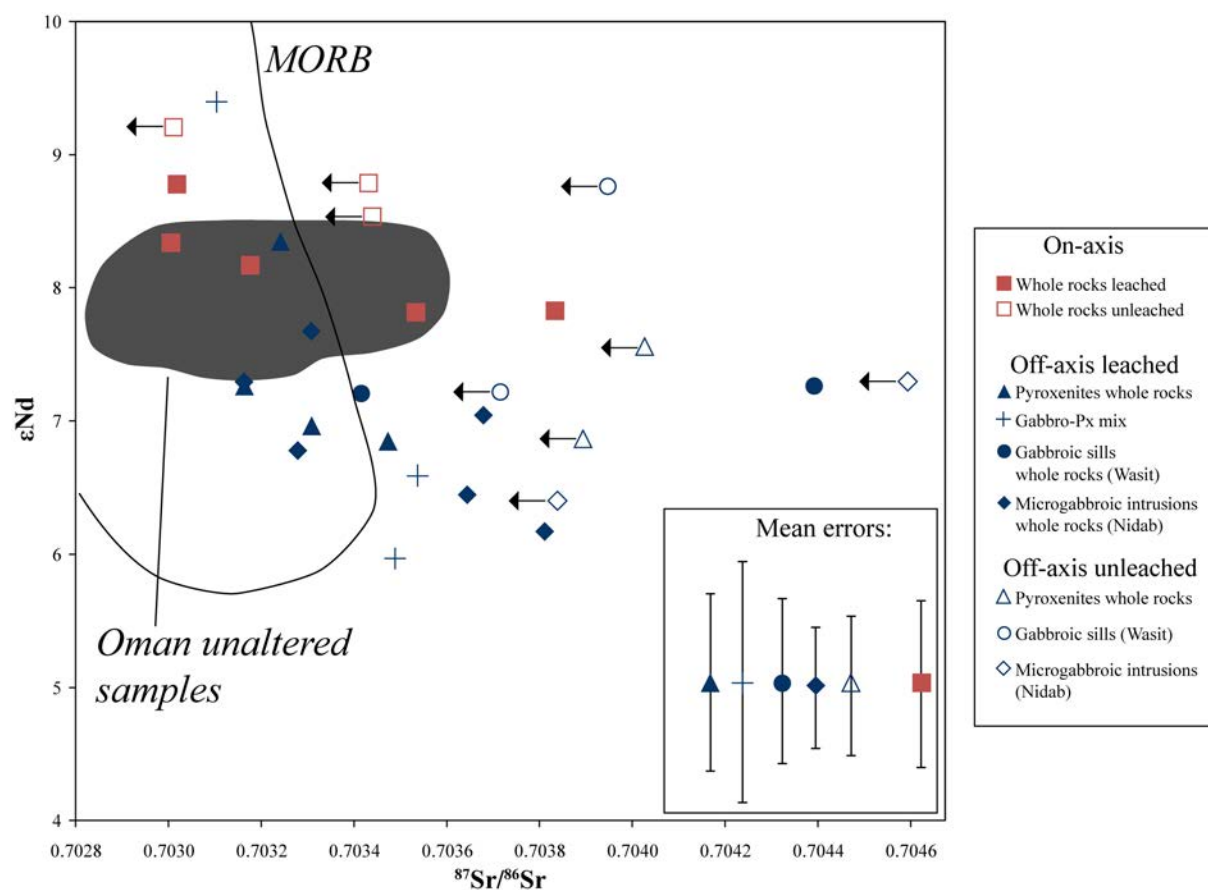


Figure 7: Nicolle et al. (in prep.)

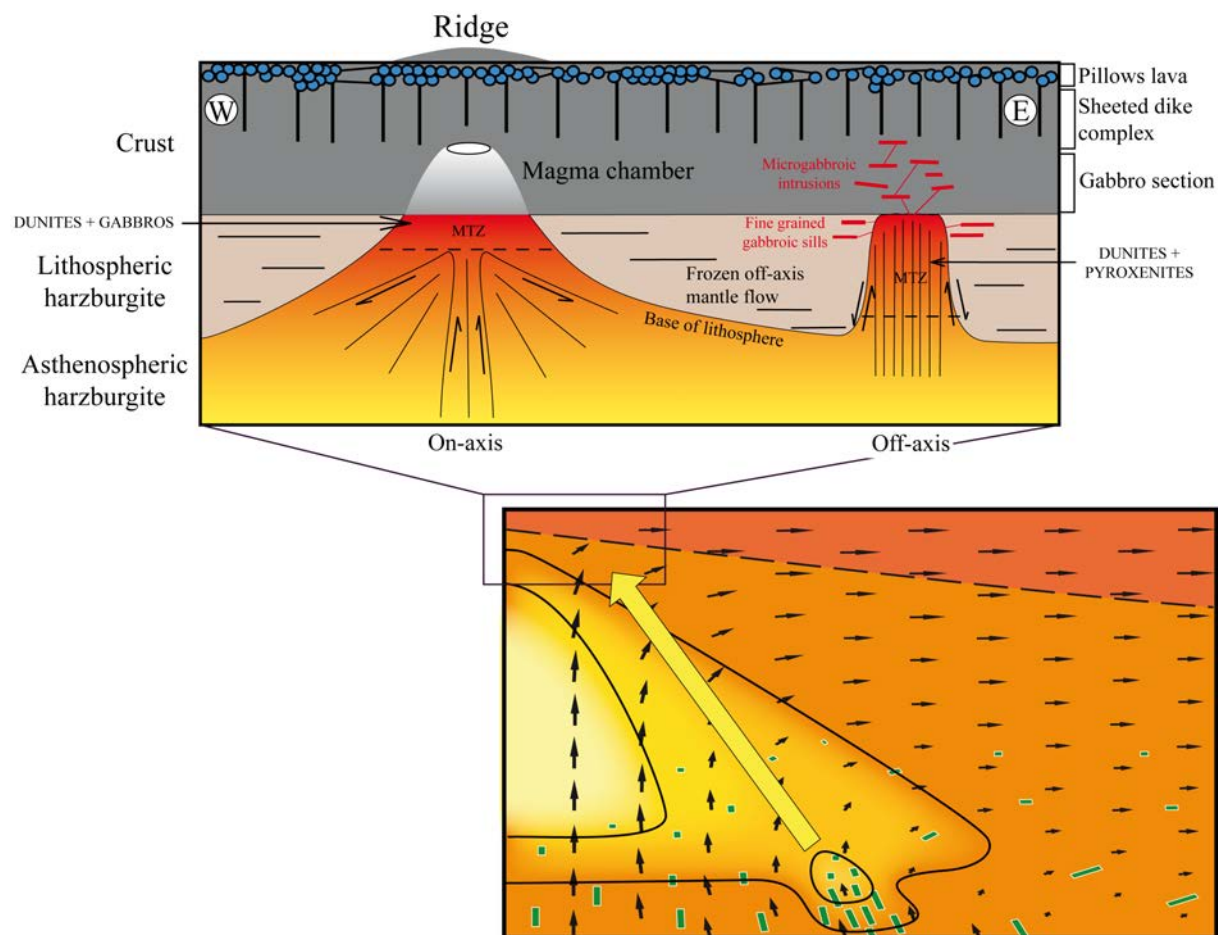


Figure 8: Nicolle et al. (in prep.)

Sample	Rock Type (a)	Analysis Type (b)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2 σ) (c)	[Sr] ppm (d, e)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2 σ) (c)	[Nd] ppm (d)	[Sm] ppm (d)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ calc	Notes (f)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 95 Ma	ϵNd (g)	$\pm 2\sigma$
<i>Mansah diapir</i>												
07OD4D	Px	B.U.	0.704027	6.0	0.513111	0.39	0.22	0.334	B	0.512903	7.6	
07OD5A	Px	B.U.	0.704022	6.7		0.43	0.26	0.362	B			
100M7A	Px	B.L.	0.703239 (17)	6.3	0.513175 (29)	0.27	0.20	0.453	A	0.512893	7.4	0.7
	Px	Cpx	0.703251 (13)	9.1	0.513098 (11)	0.42	0.24	0.348	A	0.512882	7.1	0.4
	Px	B.U.	0.706192 (29)	10.7	0.513046 (42)	0.19	0.12	0.391	B	0.512803	5.6	
100M7B	Px	B.L.	0.703307 (8)	10.7	0.513107 (28)	0.43		0.377	C	0.512873	7.0	0.6
	Px	Cpx			0.513092 (10)	0.51	0.32	0.385	A	0.512853	6.6	
	Px	B.U.	0.703903 (43)	12.2		0.42	0.26	0.377	B			
100M8	Px	B.L.	0.703273 (9)	9.9								
	Px	Cpx	0.703218 (17)	7.3	0.513128 (12)	0.61	0.36	0.359	A	0.512905	7.6	0.4
	Px	Cpx(100)	0.703458 (19)									
	Px	B.U.	0.703894 (27)	7.9	0.513095 (20)	0.42	0.26	0.366	B	0.512868	6.9	0.5
100M38A	Px	B.L.	0.703163 (16)	4.7	0.513001 (23)	0.83	0.25	0.181	A	0.512889	7.3	0.6
	Px	Cpx	0.703246 (8)	10.7	0.513037 (11)	0.52	0.27	0.312	A	0.512843	6.4	0.4
	Px	B.U.	0.705306 (24)	6.3								
100M39A	Px	B.L.	0.703472 (13)	7.9	0.513132 (37)	0.17		0.426	C	0.512867	6.9	0.8
	Px	Cpx	0.703419 (20)	6.5	0.513161 (28)	0.19	0.12	0.387	A	0.512921	7.9	0.6
	Px	B.U.	0.703903 (43)	6.5		0.13	0.09	0.426	B			
100M39C	Gb-Px	B.L.	0.703489 (9)	5.5	0.513054 (45)	0.26		0.373	C	0.512822	6.0	0.9
	Gb-Px	Cpx	0.703513 (30)	6.6	0.513152 (11)	0.41	0.21	0.300	A	0.512965	8.8	0.4
	Gb-Px	B.U.	0.703524 (19)	61.8		0.21	0.13	0.373	B			

Sample	Rock Type (a)	Analysis Type (b)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2 σ) (c)	[Sr] ppm (d, e)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2 σ) (c)	[Nd] ppm (d)	[Sm] ppm (d)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ calc	Notes (f)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 95 Ma	ϵNd (g)	$\pm 2\sigma$
<i>Mansah diapir</i>												
10OM39Bb	Gb-Px	B.L.	0.703537 (8)	1.2	0.513043 (45)	0.10		0.305	C	0.512853	6.6	0.9
	Gb-Px	Cpx	0.703576 (27)	6.6	0.513165 (14)	0.41	0.26	0.386	A	0.512925	8.0	0.4
	Gb-Px	B.U.	0.703568 (23)	154.5		0.09	0.05	0.305	B			
10OM39Bn	Gb-Px	B.L.	0.703104 (150)	49.0	0.513238 (38)	0.31		0.387	C	0.512998	9.4	0.8
	Gb-Px	Cpx	0.703528 (21)	66.7	0.513140 (17)	0.40	0.26	0.387	A	0.512900	7.5	0.5
	Gb-Px	B.U.	0.703769 (32)	33.3	0.513125 (28)	0.25	0.16	0.387	B	0.512885	7.2	
10OM1A	Gb sill	B.L.	0.704390 (5)		0.513040 (23)			0.244	C	0.512888	7.3	0.6
	Gb sill	Amp	0.703347 (9)	39.7	0.513036 (10)	6.03		0.244	C	0.512884	7.2	0.4
	Gb sill	Cpx	0.703469 (6)	51.1	0.513001 (14)	3.95		0.244	C	0.512849	6.5	0.4
	Gb sill	B.U.		179.9		2.75	1.11	0.244	B			
10OM34E	Gb sill	B.L.			0.513054 (28)		0.27	0.287	C	0.512875	7.0	
	Gb sill	Amp	0.703167 (12)	78.2	0.513099 (14)	5.79	2.70	0.282	A	0.512924	8.0	0.4
	Gb sill	B.U.		166.8		2.73	1.30	0.287	B			
10OM34D	Gb sill	B.L.	0.703414 (14)		0.513061 (30)			0.282	C	0.512886	7.2	0.7
	Gb sill	B.U.		113.8		2.08	0.97	0.282	B			
07OD10B	Gb sill	B.U.	0.704797	111.7		0.64	0.39	0.371	B			
07OD10C	Gb sill	B.U.	0.703945	200.2	0.513130	0.40	0.18	0.265	B	0.512965	8.8	
07OD10G	Gb sill	B.U.	0.703714	136.6	0.513066	3.57	1.71	0.289	B	0.512886	7.2	

Sample	Rock Type (a)	Analysis Type (b)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2 σ) (c)	[Sr] ppm (d, e)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2 σ) (c)	[Nd] ppm (d)	[Sm] ppm (d)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ calc	Notes (f)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 95 Ma	ϵNd (g)	$\pm 2\sigma$
<i>Mansah diapi</i>												
10OM13B	μGb	B.L.	0.703161 (9)		0.513008 (14)			0.190	C	0.512890	7.3	0.4
	μGb	Amp	0.703068 (22)	64.5	0.512971 (26)	14.35	4.64	0.195	A	0.512850	6.5	0.6
	μGb	Cpx	0.703110 (22)	76.2	0.513029 (41)	6.14		0.190	C	0.512911	7.7	0.9
	μGb	B.U.		168.5		6.48	2.04	0.190	B			
10OM15B	μGb	B.L.	0.703678 (12)		0.512990 (14)			0.182	C	0.512877	7.0	0.4
	μGb	Amp	0.703098 (11)	59.7	0.513014 (9)	15.55	4.83	0.187	A	0.512898	7.4	0.4
	μGb	Cpx	0.703133 (16)	46.2	0.512983 (34)	6.49		0.182	C	0.512870	6.9	0.7
	μGb	B.U.		182.9		7.68	2.32	0.182	B			
10OD1D	μGb	B.L.	0.703642 (18)		0.512964 (14)			0.188	C	0.512847	6.5	0.4
	μGb	B.U.		262.3		7.97	2.49	0.188	B			
10OM11	μGb	B.L.	0.703809 (8)		0.512967 (22)			0.217	C	0.512832	6.2	0.6
	μGb	B.U.		105.7		3.46	1.24	0.217	B			
10OM10	μGb	B.L.	0.703277 (9)		0.512977 (11)			0.183	C	0.512863	6.8	0.4
	μGb	B.U.		204.4		9.77	2.97	0.183	B			
10OM16	μGb	B.L.	0.703306 (8)		0.513034 (16)			0.200	C	0.512910	7.7	0.5
	μGb	B.U.		168.8		6.56	2.18	0.200	B			
07OD31	μGb	B.U.	0.704593	185.2	0.513006	9.75	3.02	0.187	B	0.512890	7.3	
07OD42	μGb	B.U.	0.703838	106.5	0.512966	6.63	2.15	0.196	B	0.512844	6.4	

Sample	Rock Type (a)	Analysis Type (b)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2 σ) (c)	[Sr] ppm (d, e)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2 σ) (c)	[Nd] ppm (d)	[Sm] ppm (d)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ calc	Notes (f)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 95 Ma	ϵNd (g)	$\pm 2\sigma$
<i>Maqsad diapir</i>												
07OD27B	Hzb	B.L.	0.708932 (12)	54.4								
07OD28B	Hzb	B.L.	0.703175 (21)	4.3	0.513132 (6)	0.40	0.21	0.318	A	0.512934	8.2	0.4
10OM25	Du	B.L.	0.703017 (19)	2.3	0.513155 (21)	0.10	0.05	0.305	A	0.512965	8.8	0.5
10OM45C	Du	B.L.	0.703587 (19)	0.8								
07OD20D	Du	B.L.	0.703351 (9)	21.6								
10OM43A	Pl-gb	B.L.	0.703691 (12)	3.4								
10OM43B	Pl-gb	B.L.	0.703573 (16)	5.2								
10OM43E	Pl-gb	B.L.	0.703832 (14)	3.0	0.513255 (46)	0.09	0.08	0.541	A	0.512919	7.9	1.0
10OM43I	Pl-gb	B.L.	0.703004 (19)	2.8	0.513180 (41)	0.09	0.06	0.380	A	0.512944	8.3	0.9
10OM48A	Gb	B.L.	0.703532 (20)	62.8	0.513090 (9)	0.56	0.26	0.279	A	0.512916	7.8	0.4
07OD46	Gb	B.L.	0.703131 (8)	36.9								
	Gb	B.U.	0.703010	236.4	0.513161	0.17	0.08	0.279	B	0.512988	9.2	
07OD45	Gb	B.U.	0.703749	346.2		0.39	0.22	0.343	B			
07OD48	Gb	B.U.	0.703252	27.8		0.21	0.15	0.418	B			
07OD44B	Gb	B.U.	0.703430	69.3	0.513158	0.15	0.08	0.308	B	0.512967	8.8	
07OD49D	Gb	B.U.	0.703438	128.7	0.513145	0.44	0.22	0.307	B	0.512954	8.6	

Table Notes:**a) Rock type abbreviations***Px*: Pyroxenites*Gb*: Gabbro*Hzb*: Harzburgite*Du*: Dunite*Gb-Px*: Gabbro-Pyroxenite mix (39C - whole rock; 39Bb - white layer; 39Bn - black layer)*Pl-gb*: Plagioclase gabbro*Gb sill*: Gabbro sills (Wasit sills) μ *Gb*: Microgabbro (Nidab intrusions)**b) Analysis type**

B.U.: bulk rock unleached

B.L.: bulk rock leached

Cpx: clinopyroxene leached, ~300 μ m grain sizeCpx(100): clinopyroxene ~100 μ m grain size

Amp: amphibole

c) Sr and Nd isotopic ratios in italics obtained respectively at the GIS laboratory of Nimes and the ENS of Lyon. Uncertainties based on 2s reproducibilities of standards were 0.000008 for Sr and 0.000008 for Nd.**d) Sr, Nd and Sm values obtained by ICPMS at the SARM (CNRS) for unleached bulk rock powders, and by isotope dilution for leached bulk rocks and mineral separates.****e) Rb concentrations were always <1 ppm and usually below detection and so are not listed.****f) Notes:**A: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ obtained from isotope dilution of leached bulk rock or mineral separate.B: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of unleached samples obtained from Sm and Nd values of SARM from another aliquot of unleached bulk rock powderC: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio of corresponding unleached whole rock used as estimate of this ratio for leached whole rock or mineral powder.**g) ϵ_{Nd} was calculated assuming current bulk Earth values of 0.512638 for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and 0.1967 for $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$** **Table 1: Isotopic compositions. Nicolle et al. (in prep.)**

CHAPITRE 7

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les dorsales océaniques sont le lieu de production principal de la croûte océanique. Au niveau des dorsales rapides, les basaltes produits en surface proviennent de magmas stockés dans la chambre magmatique qui se trouve sous l'axe. Les processus d'acheminement de ces magmas vers la chambre magmatique sont des sujets encore mal connus. Les progrès de la géophysique, avec l'arrivée des images tomographiques, ont permis depuis quelques années d'imager la lithosphère et l'asthénosphère sous les dorsales, en particulier la dorsale rapide Est Pacifique (EPR). Les images tomographiques à l'EPR ont permis de montrer qu'au niveau du Moho, la distribution du magma n'est pas restreinte à la zone axiale mais peut s'en écarter jusqu'à une vingtaine de kilomètres. La présence de magma loin de l'axe soulève de nombreuses questions quant aux mécanismes prenant place au Moho et sous celui-ci. Pour étudier la mise en place de ces magmas dans le manteau supérieur, il est nécessaire d'avoir accès aux structures mantelliques. C'est pour cela que nous avons choisi d'étudier l'ophiolite d'Oman considérée comme la relique d'une dorsale rapide analogue à l'EPR. L'ophiolite a fossilisé l'axe de la dorsale, délimité par cinq diapirs de manteaux, ainsi qu'un diapir de manteau loin de l'axe. Notre intérêt s'est porté sur le massif de Sumail, au sud de l'ophiolite, où ont été préservés à la fois un diapir à l'axe (Maqsad) et un diapir hors-axe (Mansah). Dans ces deux diapirs, la pétrologie de leur zone de transition au Moho (MTZ) est différente, avec d'une part une MTZ "classique" à Maqsad, formée de dunite avec quelques lentilles de gabbros lités et des imprégnations en plagioclase, et d'autre part l'absence de plagioclase et une abondance exceptionnelle de pyroxénite dans la dunite à Mansah.

Les études combinant pétrologie, analyse structurale et géochimie sur les roches de la MTZ sont inexistantes pour le diapir hors-axe de Mansah et rares pour les autres sites de l'ophiolite d'Oman. Ce travail de thèse s'est concentré sur la caractérisation des roches de la MTZ dans les deux diapirs, et nous nous sommes attachés à combiner pétrologie, avec l'étude de terrain et de lames minces, et géochimie des échantillons collectés, avec l'étude des éléments majeurs et traces et des isotopes du Sr et du Nd. Nous avons complété ce travail par l'étude de filons gabbroïques et micro-gabbroïques (qui intrudent respectivement le manteau alentour et la croûte sus-jacente du diapir de Mansah).

Nos résultats suggèrent fortement que les magmas à l'origine de la formation du diapir off-axis de Mansah sont issus de la fusion de veines de pyroxénite. Ces liquides interagissent avec la harzburgite appauvrie qu'ils rencontrent lors de leur ascension pour cristalliser des clinopyroxènes et ainsi former la MTZ particulière du diapir de Mansah, composée de dunites et de pyroxénites. Il est donc possible de créer une MTZ riche en clinopyroxènes dans un contexte de ride océanique ce qui implique que la seule présence de pyroxénites n'est pas un critère suffisant pour assigner une origine SSZ à une ophiolite. Les clinopyroxènes de la MTZ ont des signatures isotopiques en Nd moins appauvries que celles des MORB (autrement dit, elles ont des valeurs ϵ_{Nd} plus faibles), qui pourraient être héritées des veines de pyroxénites, mais ont des teneurs en éléments traces et notamment en LREE appauvries dues aux interactions avec la harzburgite lithosphérique appauvrie. Ceci n'est pas le cas pour les gabbros de la MTZ à l'axe, qui présentent des compositions isotopiques en Sr et Nd similaires aux MORB.

Avec leurs teneurs globalement plus enrichies en éléments traces, couplées à un appauvrissement relatif en éléments les plus incompatibles (notamment les terres rares légères), les filons gabbroïques qui intrudent le manteau en périphérie du diapir pourraient être des cumulats issus, après différenciation, des liquides résiduels de réaction entre les liquides pyroxénétiques et la harzburgite. De même, les intrusions micro-gabbroïques trouvées dans la croûte, qui présentent des compositions en éléments majeurs et traces similaires à des liquides basaltiques, représenteraient des mélanges entre les liquides résiduels des pyroxénites et ceux résiduels des filons gabbroïques. Ces résultats sont renforcés par l'isotopie, les pyroxénites de la MTZ et les intrusions gabbroïques et micro-gabbroïques ont des valeurs de ϵ_{Nd} similaires, ce qui indique qu'elles forment une suite magmatique ayant pour origine commune les liquides issus de la fusion des veines pyroxénétiques dans le manteau asthénosphérique.

Aux vues de nos résultats et de la position loin de l'axe du diapir de Mansah, il serait possible d'y voir là les prémices d'un seamount. Les mécanismes de formation des seamounts sont encore débattus mais une des hypothèses (e.g. Wilson, 1992 ; Shen et al., 1995) est la fusion d'hétérogénéités dans le manteau donnant les signatures particulières des laves issues des seamounts. Indépendamment de ces études, nous sommes arrivés à une conclusion similaire pour le diapir hors-axe de Mansah.

Pour comprendre comment le liquide est extrait et pourquoi et comment il se stocke au niveau du Moho, une étude a été réalisée sur les pétrofabriques des gabbros de la MTZ du diapir de Maqsad. La découverte de gabbros isotropes mène à un modèle de formation des

gabbros de la MTZ par imprégnation massive de la dunite. La fraction liquide accumulée dans le manteau en mouvement implique que le liquide est extrait rapidement, probablement par des filons plutôt que par un écoulement poreux ; nous ne savons cependant pas pourquoi ces filons s'arrêtent dans la MTZ plutôt que de progresser vers la croûte. Les gabbros ont été classés en quatre types selon leur degré de litage, du type 1 (gabbros isotropes) au type 4 (gabbros très bien lités). Nous montrons que les litages se forment grâce à la déformation causée par le fluage du manteau encaissant. Mon échantillonnage focalisé sur les gabbros les mieux lités ne montre pas de variation notable malgré une variabilité dans la taille des grains ou l'épaisseur des lits ; tous ces échantillons montrent que les derniers incréments de la déformation avant cristallisation complète du gabbro induisent une déformation plastique concentrée dans les lits riches en olivine, alors que les lits riches en plagioclase conservent leur texture magmatique.

Au-delà des implications pour la formation de ce diapir particulier, nos travaux nous ont amené à plusieurs conclusions :

- 1. Les magmas à l'origine des processus hors-axe pourraient être dus à la fusion, dans le manteau asthénosphérique, de veines de pyroxénites**
- 2. Une réévaluation des critères de classification des ophiolites comme étant formées en contexte de Zone de Supra-Subduction (SSZ) est nécessaire**
- 3. Etudier les roches de la MTZ permet d'entrevoir l'origine des magmas retrouvés à l'axe et hors-axe avant qu'ils ne soient homogénéisés, soit dans la chambre magmatique, soit dans la zone d'approvisionnement des magmas.**

PERSPECTIVES

Le travail réalisé lors de cette thèse donne une base pour d'autres études, que se soit à l'échelle de l'Oman ou à une échelle plus large.

Nous avons commencé des analyses sur les isotopes du Re et de l'Os que nous avons dû arrêter faute de temps. Poursuivre ces analyses et les compléter par des analyses des isotopes de l'oxygène et du Pb pourrait permettre d'amener des nouveaux aperçus au travail déjà effectué.

Les intrusions gabbroïques et micro-gabbroïques, que nous avons appelés respectivement Wasit et Nidab, méritent à eux seuls une étude plus poussée. Tout d'abord sur le terrain, pour juger de leur extension latérale, "verticale" (jusqu'à quelle profondeur dans le manteau trouve-t-on des Wasit ? jusqu'à quelle distance du Moho trouve-t-on des Nidab dans la croûte ?) et mettre l'accent sur des échantillons frais et de tailles conséquentes. Sur les filons Wasit, une taille d'échantillon suffisante permettrait, une fois en laboratoire, de séparer les épontes du centre des filons pour les étudier séparément ; faire des lames minces sur toute la largeur des filons. Etudier les possibles corrélations entre pétrologie/géochimie et géographie.

Il pourrait être intéressant d'effectuer une étude plus poussée sur les gabbros lités de la MTZ de Maqсад, en approfondissant les caractéristiques de chaque type (les types de gabbros lités trouvés à la MTZ du diapir de Maqсад sont décrits dans le chapitre 3) et tout particulièrement leurs caractéristiques chimiques (faire une étude plus systématiques des éléments majeurs des différents minéraux pour chaque échantillon de chaque type).

Il est difficile de ne pas voir dans le diapir hors-axe de Mansah les prémices d'un seamount. Notre approche de ce diapir pourrait être une base nouvelle pour étudier différemment les seamounts, tout particulièrement les Lamont seamounts qui sont associés à l'EPR qui est une dorsale rapide.

Nous avons mis en évidence la possibilité de créer, dans un diapir hors-axe, de la pyroxénite dans une ophiolite qui ne s'est pas mise en place dans un contexte de Zone de Supra-Subduction (SSZ). Une possible nouvelle approche dans l'étude des ophiolites serait la recherche de traces de magmatisme loin de l'axe avec des diapirs ayant des caractéristiques similaires au diapir de Mansah.

ANNEXES

ANNEXES 1

Des analyses Re-Os ont été démarrées mais n'ont pas été poursuivies faute de temps.

Le système Re-Os

Présentation

Nous avons effectué quelques analyses Re-Os sur des échantillons à l'axe (gabbros à olivines et gabbros à lit dunitique) et hors-axe (dunites imprégnées, harzburgites pyroxénites massives, filons dioritiques et gabbroïques).

L'osmium est un métal noble possédant huit degrés d'oxydation. Les plus courants sont les états 0 (dans les alliages de métaux Os-Ir-Ru), IV ($\text{Os}(\text{Cl})_6^{2-}$) et VIII (OsO_4).

Le rhénium est lui aussi un métal noble possédant sept degrés d'oxydation. Sa forme la plus oxydée (VII) est la plus courante et la plus stable (ReO_4^-).

Préparation des échantillons

Les échantillons ont été broyés puis porphyrisés dans un mortier en agate suivant le même protocole que pour la préparation des échantillons à la chimie Sr/Nd.

La dilution isotopique a été utilisée car elle est, comme pour Sr et Nd, la méthode la plus précise pour déterminer la concentration des éléments Re et Os.

Là aussi, il est utile d'avoir les données sur les éléments majeurs et traces du SARM. Même si les concentrations en Re et en Os ne sont pas déterminées au SARM, une connaissance des compositions globales des échantillons permet d'estimer leurs teneurs en Re et Os pour pouvoir ajouter la quantité de spike adéquate.

Extractions

La technique d'extraction du rhénium et de l'osmium est basée sur celle développée par (Birck et al., 1997). Des blancs de chimie sont réalisés en même temps que les échantillons pour vérifier qu'il n'y a pas de risque de contamination par les béchers ou les acides.

Attaque acide

1 gramme de chaque échantillon est incorporé dans des tubes en quartz, ainsi que la quantité de spike nécessaire. 1.5mL de HCL concentré et 5mL de HNO_3 sont rajoutés dans les tubes

qui sont ensuite mis au four HPA (High Pressure Asher) à 300°C pendant 3h. La solution est ensuite transférée dans un bécher en téflon Savillex®. Cette méthode est la plus efficace pour mettre l'Os en solution (la méthode précédemment utilisée était celle des Carius Tubes).

Extraction de l'Osmium

L'extraction de l'Os se déroule en plusieurs phases :

- Phase 1 : 2 mL de Br_2 sont incorporés aux échantillons puis les béchers sont chauffés sur plaque jusqu'à atteindre le point d'ébullition du Br_2 (environ 59°C). Après refroidissement, le Br_2 est pipeté et incorporé dans un second bécher en téflon contenant de l'eau. Le rôle de l'eau est de réduire les pertes de Br_2 par évaporation lors du transfert et de récupérer les microgouttes de la phase aqueuse qui ont pu accidentellement se transférer avec le Br_2 . Cette étape est réalisée deux fois et le Br_2 pipeté est à chaque fois remis dans le second bécher. L'Os, qui se trouve sous sa forme la plus oxydée après la digestion de l'échantillon dans le four HPA, est piégé dans le Br_2 qui est extrait et le reste dans le mélange $\text{HNO}_3\text{-HCl}$.
- Phase 2 : l'eau contenue dans le second bécher est retirée à la pipette et 0.5 mL de HBr distillé est ajouté et la solution est séchée. Le HBr réduit l'Os en OsBr_6^{2-} .
- La dernière étape, appelée Microdistillation est une étape de purification de l'Os. Le principe est de dissoudre Os dans une goutte de HBr concentré qui est ensuite transférée dans le bouchon d'un bécher Savillex® conique. Cette goutte est ensuite évaporée. 0.02 mL de HBr 8.8N est ensuite placée dans le fond du bécher. 0.02 mL de CrO_3 à 8% dans du H_2SO_4 12N est déposée sur le résidu d'Os. Le bécher est rapidement refermé et entouré de papier d'aluminium (à l'exception du bout de la partie conique du bécher), puis placé à l'envers sur une plaque pendant au minimum 3h à environ 80°C.

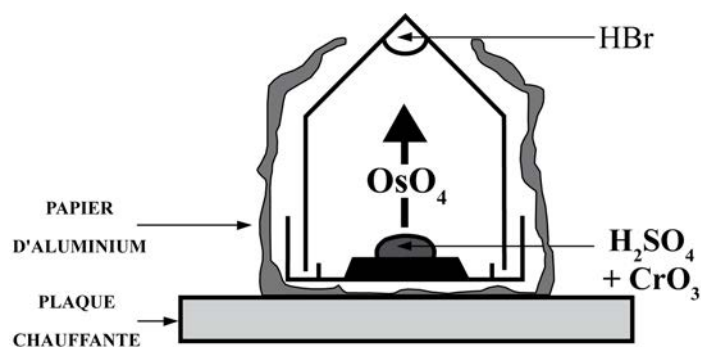


Figure 1 : Microdistillation selon Birck et al. (1997).

Cette étape permet d'oxyder, grâce au CrO_3 , le complexe OsBr_6^{2-} en OsO_4 , qui est lui volatile et est transféré sous forme de gaz dans le bout conique du bécher où il est de nouveau réduit par l' HBr . Il est estimé qu'après 3h, 70 à 90% de l'osmium est distillé. Le bécher est ensuite ouvert et repositionner à l'endroit. Le contenu du bouchon est alors jeté et le HBr contenu dans le bécher est évaporé jusqu'à ce qu'il reste 1 à 2 μL . L'Os est prêt à être analysé.

La procédure entière permet de récupérer entre 65 et 80% de l'osmium contenu dans l'échantillon.

Extraction du rhénium

La phase aqueuse, qui a été laissée de côté lorsque le Br_2 a été pipeté pour l'extraction de l'Os, est séchée et le résidu contenant le Re est ensuite passé sur colonne anionique AG1-X8 (200 - 400 mesh).

Préparations échantillons	
HNO_3 - 0.4N	5 mL
Centrifuger	
<i>Incorporer la résine (AG1-X8 200-400 mesh)</i>	0.6 mL
Lavage résines	
HCl 50%+ HF	10 mL
H_2O	10 mL
HNO_3 - 50%	10 mL
H_2O	10 mL
Pré-conditionnement	
HNO_3 - 0.8N	3 mL
HNO_3 - 0.8N	3 mL
Ajout échantillon	
HNO_3 - 0.8N	3 mL
HNO_3 - 0.8N	6 mL
Elution Re	
HNO_3 – 8N	4 mL
Sécher sur plaque 110°C	
Lavage résines (remplir)	

HNO ₃ - 50%
HNO ₃ - 50%
H ₂ O
<i>Fermée remplie d'H₂O</i>

Une fois le résidu sec, il est prêt à être analysé au spectromètre de masse.

La spectrométrie de masse

Osmium

Les échantillons sont déposés sur des filaments de platine purs à 99.999% (H.Cross Co). Comme pour le Sr et le Nd, les filaments sont tout d'abord dégazés (à environ 2A) mais à l'air pendant plusieurs minutes. Le dégazage à l'air est préféré à celui sous vide car l'oxygène présent favorise l'émission d'OsO₃⁻ provenant du filament. Le dépôt ne se fait pas façon "sandwich" comme pour Sr et Nd. Les échantillons sont déposés en premier sur le filament avec une intensité de 0.4A puis ensuite l'activateur (Ba(OH)₂ à 20 g/L et NaOH à 2 g/L), (Birck et al., 1997)). Une fois l'échantillon sec, il est flashé à 1A.

Osmium sur N-TIMS FINIGANN MAT262

Le spectromètre MAT262 a servi uniquement aux analyses de l'osmium. Celles-ci sont réalisées en mode négatif (inversion de la polarité de l'aimant et de la haute tension servant à l'accélération des ions).

Les analyses ont été réalisées sans le multicollecteur, par peak-jumping (analyse des isotopes les uns après les autres sur multiplicateur d'électron, car les signaux sont trop faibles pour être analysés en multicollecion sur cages de Faraday). Cette technique est moins précise que la multicollecion et la plupart des masses d'Os sont mesurées, sous forme d'OsO₃⁻ : 240 (¹⁹²OsO₃⁻), 238 (¹⁹⁰OsO₃⁻), 237 (¹⁸⁹OsO₃⁻), 236 (¹⁸⁸OsO₃⁻) et 235 (¹⁸⁷OsO₃⁻).

Le rapport isotopique qui nous intéresse est le ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os.

Le filament est chauffé jusqu'à une couleur rouge sombre et de l'oxygène est ajouté directement dans la source, jusqu'à une pression de 2.10⁻⁷ mbar, pour améliorer la production des oxydes d'Os.

Correction des analyses

Une fois obtenues, les analyses d'osmium doivent subir des corrections au nombre de trois :

- Il faut tout d'abord corriger les isotopes d'oxygènes sur les isotopes d'Os.
- Ensuite, il faut corriger du fractionnement de masse en normalisant le rapport $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ à 3.08271 (Luck and Allègre, 1983) en utilisant une loi exponentielle.
- La dernière correction est pour la contribution du spike. La solution de spike est enrichie à plus de 96% en ^{190}Os mais la présence des autres isotopes provoque des rapports isotopiques du mélange spike-échantillons différents des rapports naturels.

Rhénium sur ICP-MS

Le Re a été analysé sur l'ICP-MS Elan 6000 (Perkin Elmer) au SARM. C'est un spectromètre de masse quadripolaire, plus rapide mais moins précis et dont le rapport signal/bruit est faible. C'est pourquoi maintenant le Re est analysé sur le MC-ICP-MS Neptune.

Résultats préliminaires

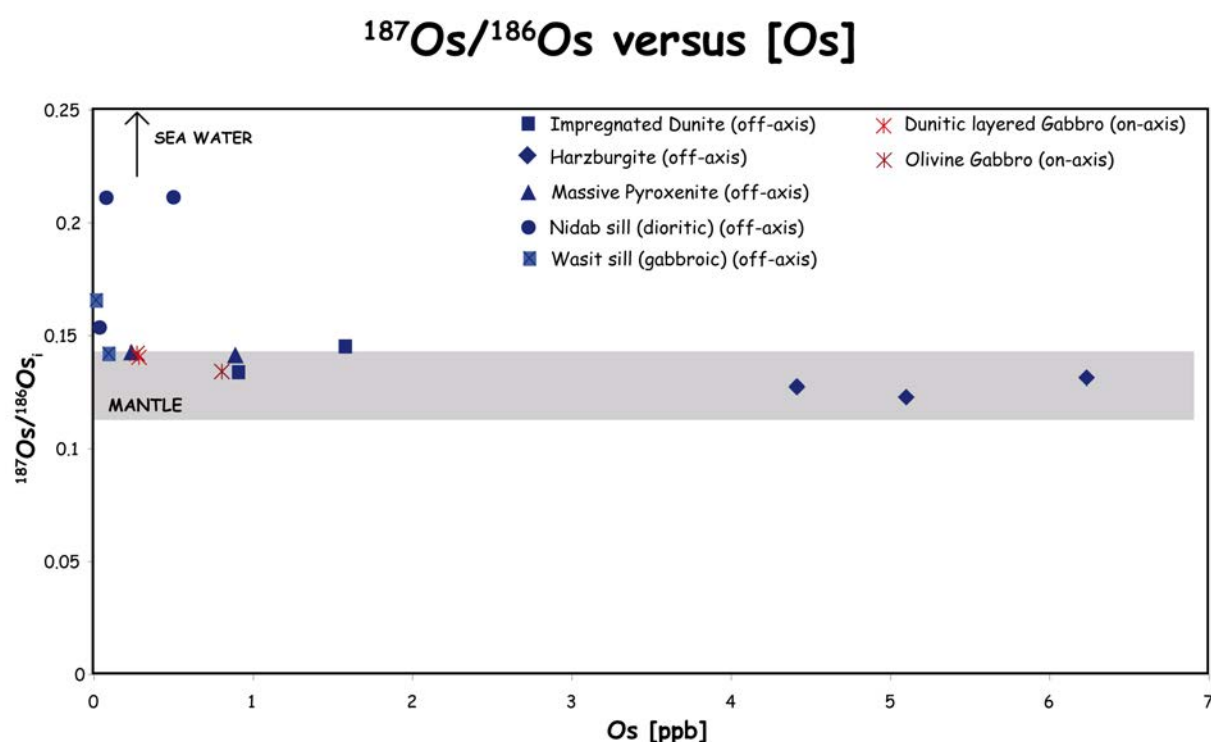


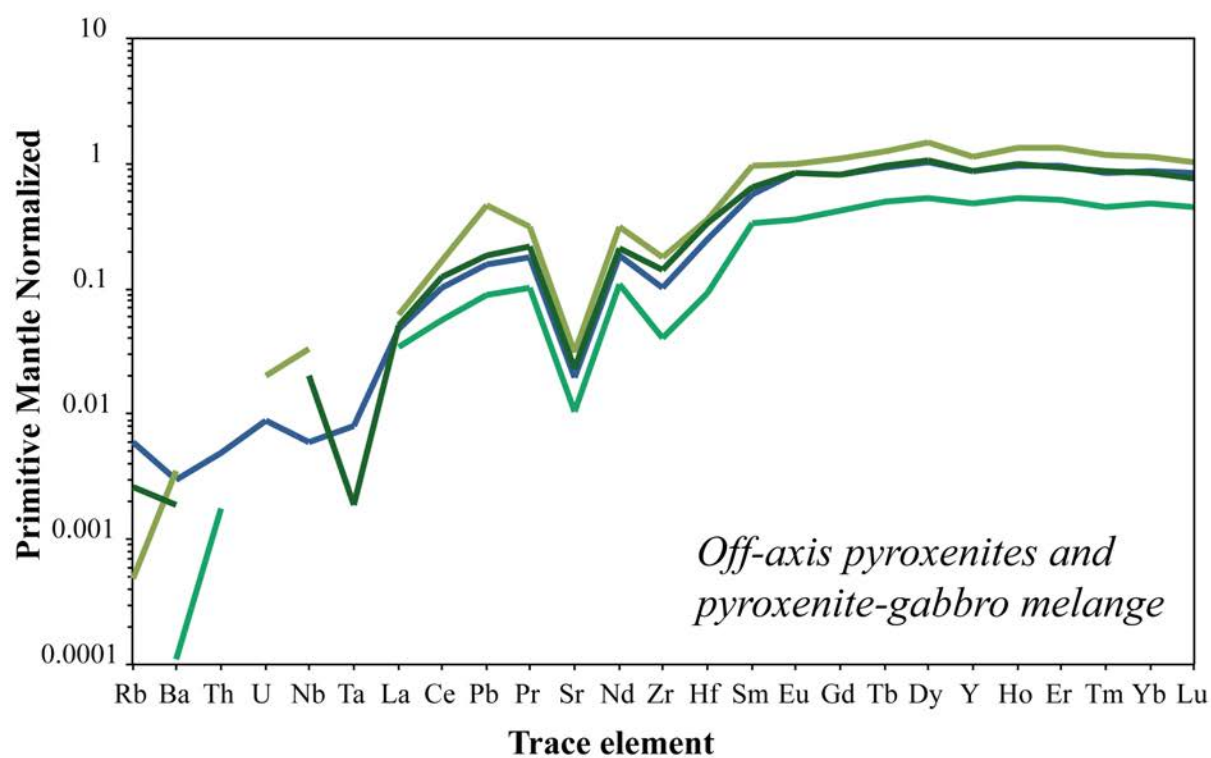
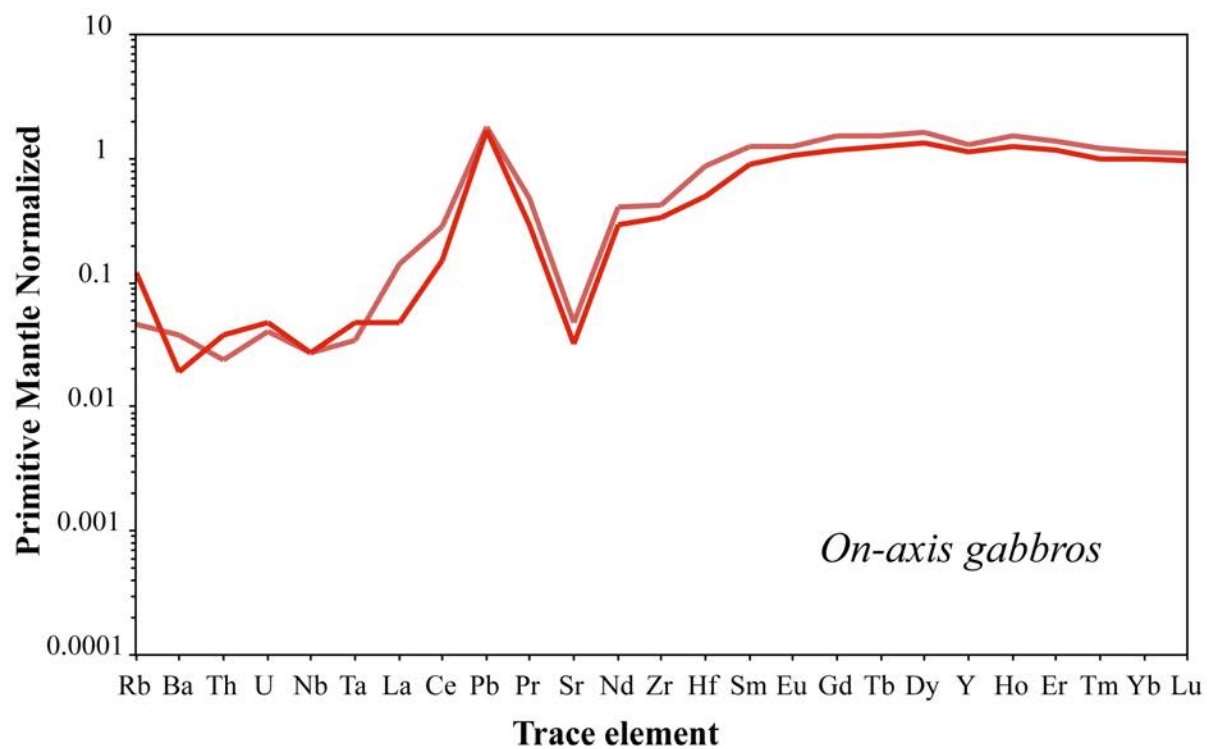
Figure 2 : $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ versus [Os]

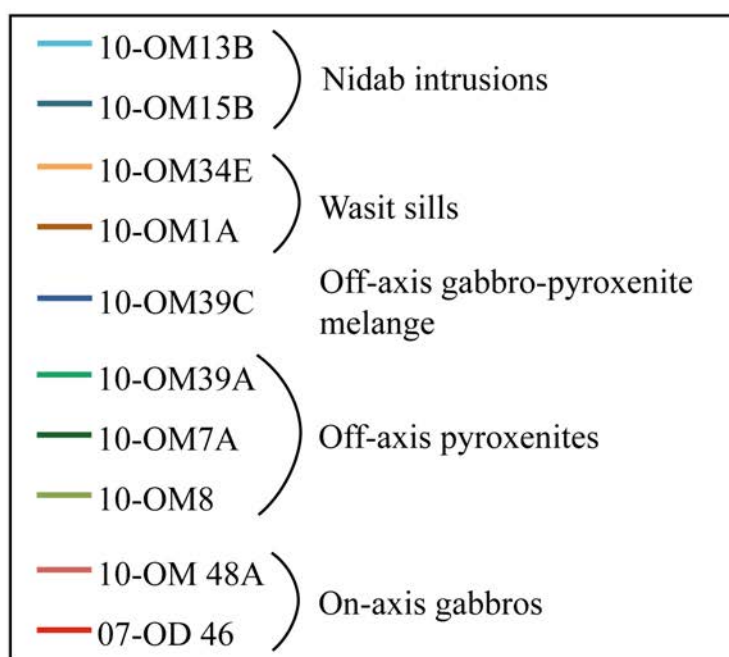
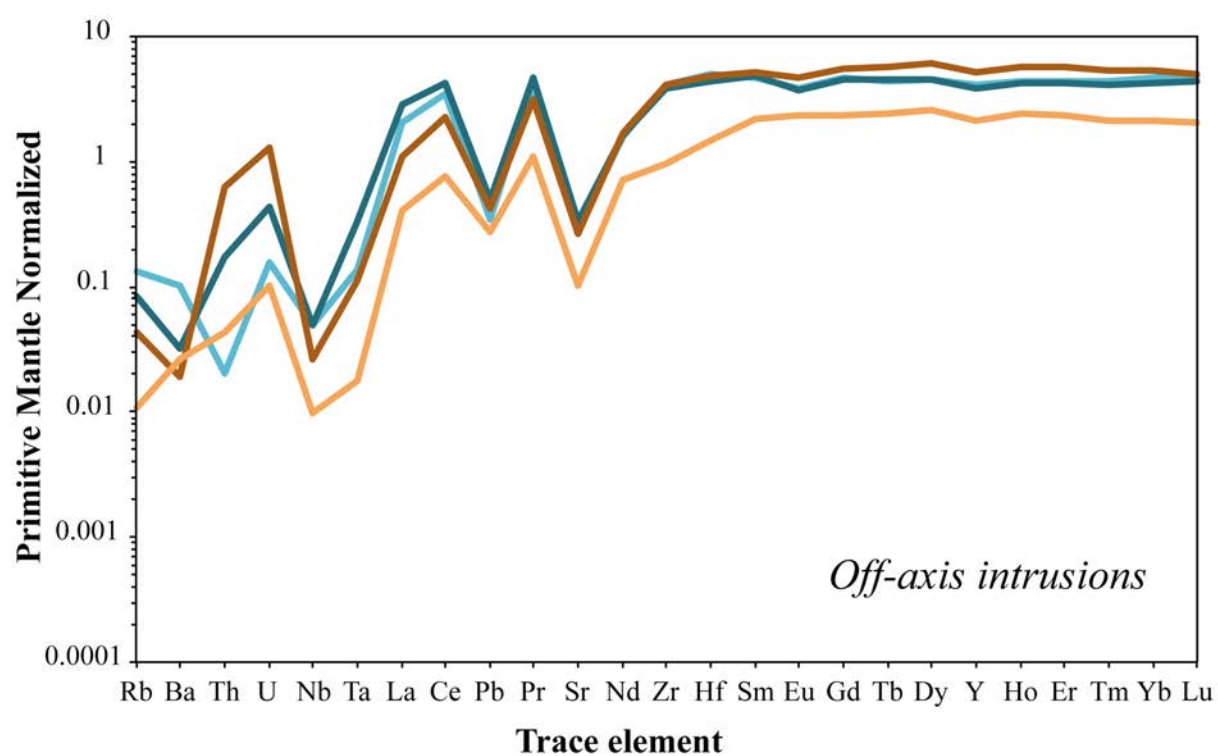
ANNEXES 2

Chapitre 5 online table

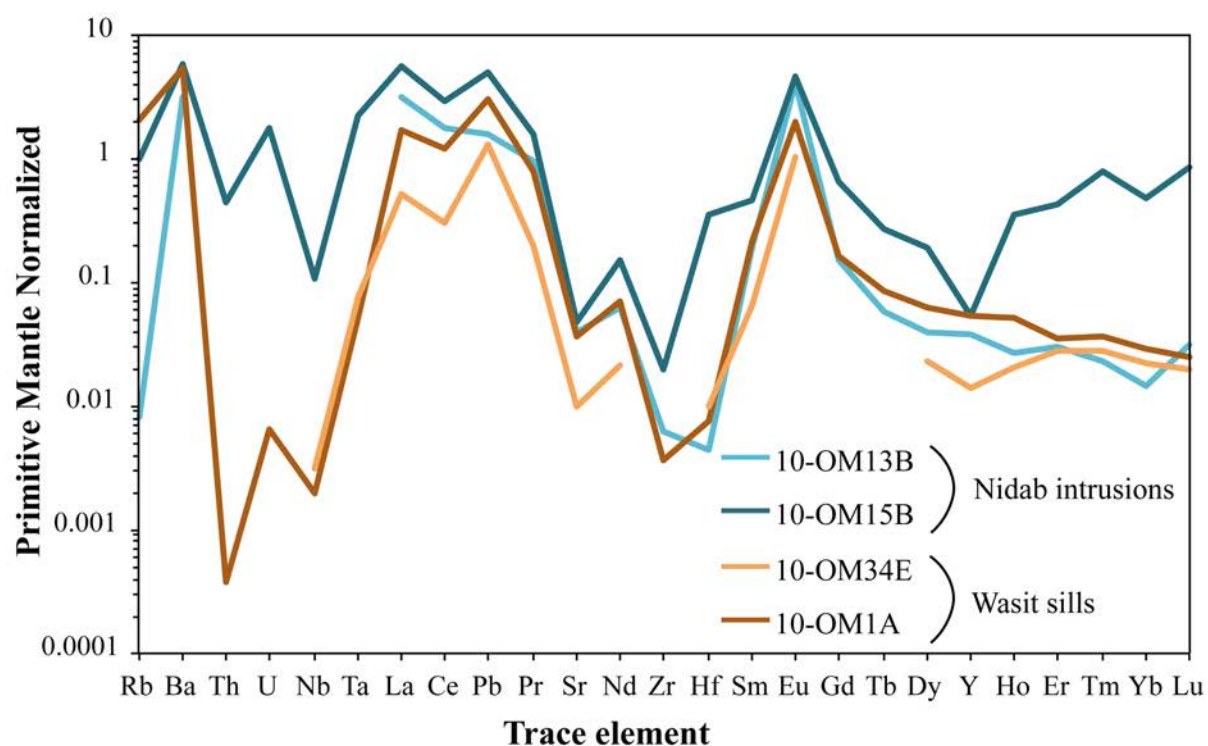
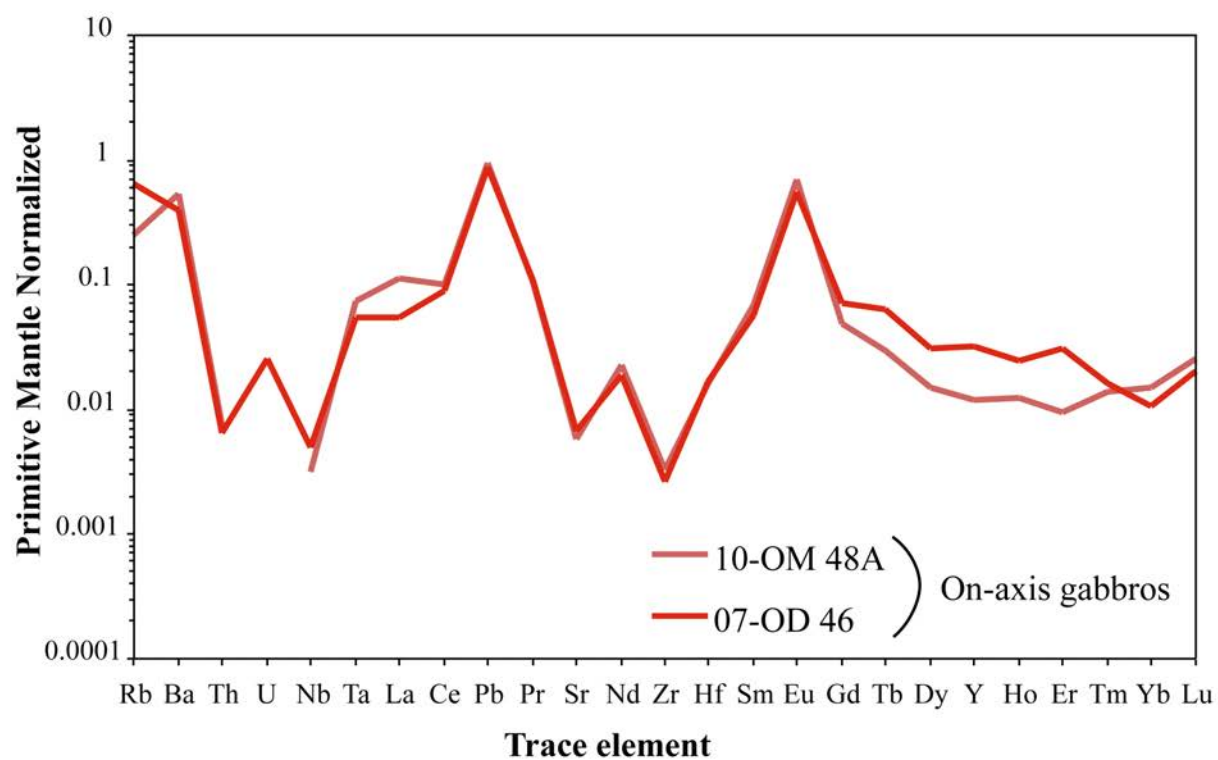
Éléments trace sur minéraux séparés dans les échantillons à l'axe et hors-axe.

Cpx

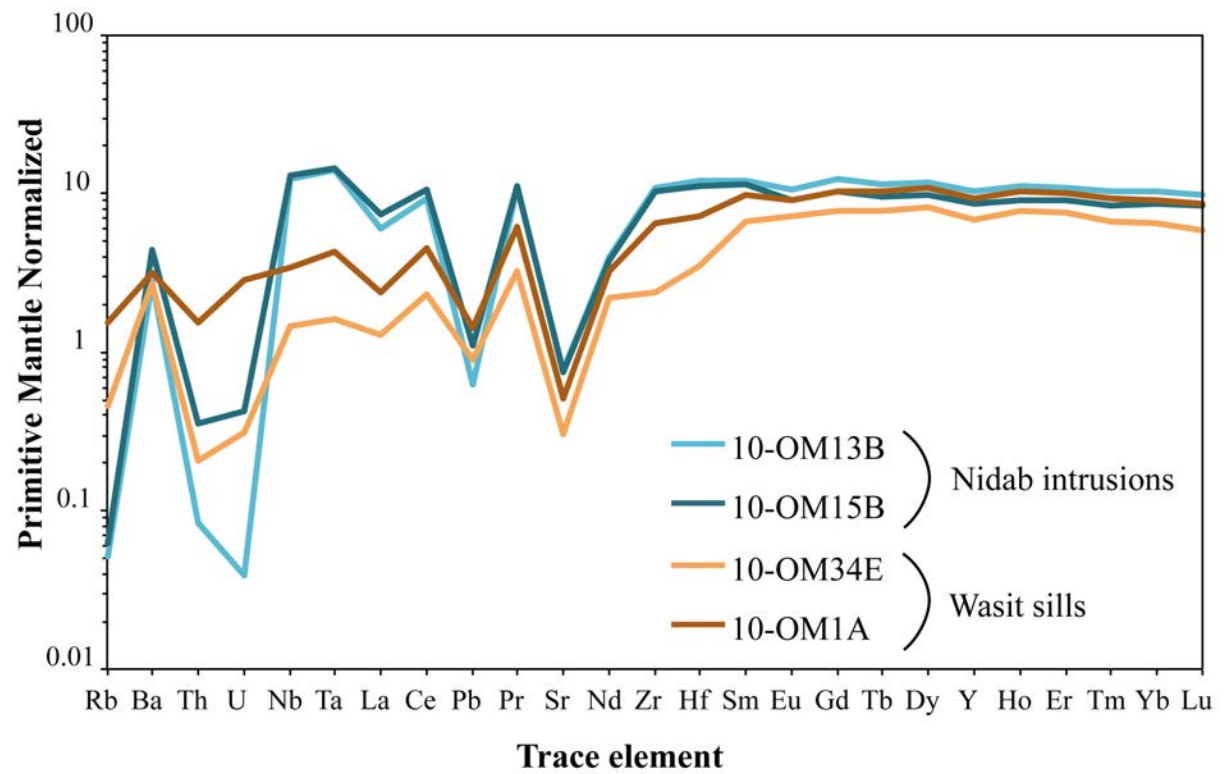




Plagioclase



Amphibole



Résumé

L'étude de l'ophiolite d'Oman nous offre la possibilité d'observer les roches mantelliques auxquelles nous n'avons pas accès sous les dorsales. Avec cinq diapirs à l'axe, dont le diapir de Maqсад, et un diapir hors-axe (Mansah), cette ophiolite est un excellent laboratoire pour étudier les processus magmatiques qui prennent place dans les diapirs au niveau de la Zone de Transition au Moho (MTZ), une zone qui marque la charnière entre le manteau résiduel et les roches magmatiques de la croûte. Cette zone est différente entre les deux types de diapirs, avec hors-axe la présence de pyroxénites dans la dunite à la place de gabbros lités à l'axe. Le diapir de Mansah est aussi entouré d'intrusions gabbroïques et micro-gabbroïques dans le manteau et la croûte avoisinant. Ce mémoire présente les résultats d'une étude pétrologique, géochimique et isotopique de ces deux diapirs. Les isotopes du Nd montrent une nette différence entre les roches des deux MTZ. Hors-axe, les roches ont des valeurs en ϵ_{Nd} plus faibles que celles à l'axe qui ont des compositions similaires aux MORB, suggérant que la source des liquides est plus riche en veines de pyroxénite hors-axe. Les ϵ_{Nd} montrent aussi que les pyroxénites et les intrusions gabbroïques et micro-gabbroïques sont une suite magmatique ayant la même source. L'abondance de clinopyroxènes dans la MTZ hors-axe provient donc de la réaction entre des liquides provenant de la fusion de veines de pyroxénites avec la harzburgite appauvrie de la lithosphère. Cette réaction donne aux clinopyroxènes de la MTZ des compositions distinctives, appauvries en éléments traces. La présence d'eau provenant de la lithosphère hydratée favorise la cristallisation de ces clinopyroxènes à la place du plagioclase qui doit normalement apparaître à cette profondeur dans la MTZ (comme c'est le cas à l'axe).

Le diapir hors-axe pourrait fournir une analogie aux seamounts que l'on trouve actuellement à proximité des dorsales rapides et pourrait faire la lumière sur les interactions entre la lithosphère appauvrie et le matériel ascendant hors-axe, ainsi que sur les structures internes de ces seamounts. Plus globalement, cette étude offre des évidences probantes pour l'existence de veines de pyroxénites dans le manteau asthénosphérique sous les dorsales.

Abstract

The Oman ophiolite offers the possibility to observe on the continents mantle rocks which are inaccessible beneath the mid-ocean ridges. With five on-axis diapirs, including that of Maqсад, and an off-axis diapir (Mansah), this ophiolite provides an excellent laboratory for the study of magmatic processes occurring in diapirs at the Moho Transition Zone, a critical region that marks the transition between the residual mantle and the magmatic rocks of the crust. This zone differs markedly between the two types of diapirs, with the off-axis diapir containing massive pyroxenites in the dunite instead of layered gabbro. The Mansah diapir is surrounded by gabbroic and micro-gabbroic intrusions in the surrounding crust and mantle. This thesis presents the results of a petrologic, geochemical and isotopic study of these two diapirs. The Nd isotopic results show a clear difference between the rocks of the two MTZ. Off-axis, the rocks have lower ϵ_{Nd} values than the on-axis samples, which have compositions similar to those of MORB, suggesting a larger contribution from pyroxenite veins in the off-axis source. The ϵ_{Nd} values also demonstrate that the pyroxenites and the surrounding gabbros and micro-gabbros of the off-axis diapir form a magmatic suite derived from the same source. The abundance of clinopyroxene in the off-axis MTZ results from the reaction between the pyroxenite-derived melts and the depleted harzburgite of the lithosphere. This reaction explains the distinctive composition of the clinopyroxenes, highly depleted in incompatible trace elements. The presence of water from the hydrated lithosphere favors the crystallization of clinopyroxene instead of plagioclase, which should normally appear at this depth in the MTZ (as it is the case on-axis).

The off-axis diapir could be viewed as an analog to the seamounts currently found in proximity to fast-spreading ridges, and could provide information on the interactions between the depleted lithosphere and rising asthenosphere off-axis, as well as on the internal structure of seamounts. More generally, this study provides compelling evidence for the existence of pyroxenite veins in the asthenospheric mantle beneath mid-ocean ridges.