



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

THESE

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat « L.M.D »
En Sciences de la Terre (Pétrologie-Géochimie)

**Etude pétrographique, minéralogique et géochimique
des météorites découvertes au Sahara du Sud-Ouest algérien**

Présentée et soutenue publiquement par :
Mlle Ratiba KARED

Devant le jury composé de :

M. Mohammed TABELIOUNA	Professeur	Université d'Oran 2	Président
M. Abdelmadjid SEDDIKI	Professeur	Université d'Oran 2	Rapporteur
M. Bertrand MOINE	MCA	Univ. St-Etienne, France	Codirecteur
Mme. Nacera REMACI	MCA	Université d'Oran 2	Examinatrice
M. Djelloul BELHAI	Professeur	USTHB, Alger	Examineur

Année : 2019/2020

MERCI...

Ce travail de thèse a été réalisé dans le cadre d'une thèse en co-encadrement entre le laboratoire Géo-ressources, Environnement & Risques Naturels « GEOREN » de l'Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed et le Laboratoire Magmas et Volcans « LMV » de l'Université Jean Monnet, Saint Etienne-France, dans le cadre d'une bourse ministérielle PROFAS B+ au titre de l'année universitaire 2017-2018.

J'aimerais consacrer ces premières lignes à exprimer mes remerciements et ma reconnaissance à toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à l'aboutissement de ce travail de recherche.

Tout d'abord, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de thèse Monsieur **Abdelmadjid Seddiki**, professeur à l'Université d'Oran2, pour m'avoir offert cette incroyable opportunité de découvrir des domaines de recherches aussi passionnants et de m'avoir encadré tout au long de cette thèse. Sans lui je ne n'aurais jamais pu entrer dans ce monde fascinant, le monde des météorites. Je le remercie sincèrement pour toutes ses orientations, sa patience, son aide permanent, son soutien et pour les nombreux encouragements qu'il m'a prodigués pour faire aboutir ce travail de recherche à son terme. Qu'il trouve ici toute ma reconnaissance pour toutes ces années de travail sous sa direction.

Je remercie chaleureusement Monsieur **Bertrand Moine**, HDR à l'Université Jean Monnet - Saint Etienne, d'avoir co-encadré ce travail, pour la confiance qu'il a bien voulu m'accorder en m'accueillant au sein de son équipe de recherche. Un Grand merci pour son accompagnement durant 15 mois de stage passé à l'Université Jean Monnet. Je le remercie également pour sa patience face à mes nombreuses sollicitations, sa disponibilité tout au long de mon séjour à St-Etienne, son soutien et pour toute l'expérience et les compétences qu'il m'a transmises. Ses conseils ainsi que ses explications enrichissantes m'ont permis de mieux appréhender les différents aspects du sujet et de mener à bien ce travail.

Je tiens à remercier le professeur **Mohammed Tabetiouna**, de m'avoir honoré en acceptant la présidence de ce jury. Je le remercie également pour son soutien et ses encouragements.

Je tiens également à exprimer mes sincères remerciements à Madame **Nacera Remaci** d'avoir accepté d'examiner ce travail. Qu'elle trouve ici toute ma gratitude pour m'avoir

soutenue et encouragée et également pour ses conseils avertis, qui m'ont permis de dépasser les moments difficiles que j'ai affrontés.

Mes remerciements vont également au Professeur **Djelloul Belhai** qui a accepté de juger ce travail, et de nous faire part de ces précieuses observations.

Je tiens également à mentionner le plaisir que j'ai eu à travailler au sein du laboratoire Magmas et Volcans (LMV), et j'en remercie ici le directeur du laboratoire Monsieur **Damien Guillaume** de m'avoir accueillie au sein de son laboratoire ainsi que tous les membres.

C'est avec une grande joie que je remercie Monsieur **Jean Yves Cottin**, Professeur à l'université Jean Monnet St-Etienne pour ses invitations et son accueil dans son laboratoire. Qu'il soit assuré de ma profonde reconnaissance.

Mes sincères remerciements s'adresse également à **June Chevet** d'avoir suivie les analyses des roches totales à la salle blanche.

Mes vifs remerciements s'adressent à **Colette** pour la préparation des plots, pour tous les polissages avant chaque séance microsonde et également pour sa gentillesse.

Je tiens également à remercier Monsieur **Jean Luc Devidal** pour son aide pendant les analyses à la microsonde et à l'ICP-MS à ablation laser. Je remercie aussi Monsieur **Jean Marc Henot** pour la réalisation des images mosaïques au MEB et Monsieur **Mhammed Benbakkar** pour les analyses des éléments majeurs sur roches totales à l'ICP-AES.

Je souhaiterais remercier Monsieur **Richard Greenwood** d'avoir réalisé pour nous les analyses isotopiques de l'oxygène au Laboratoire « Planetary and Space Sciences at the Open University – Royaume-Uni ». J'associe aussi mes remerciements à Madame **Marguerite Godard** d'avoir analysé l'un des aliquotes de la roche totale à l'université Montpellier France.

Je souhaiterais remercier **Anne-Marie Avarello** pour toutes les occupations de mes missions à Clermont-Ferrand pour faire mes analyses. Je profite aussi de l'occasion pour la souhaiter une guérison rapide !

Un immense Merci à mes amies de LMV : **Maud, Lucile, Masa** et **Bogdana** pour tous les moments partagés ensemble pendant mon séjour à St-Etienne, et surtout pour toute votre bonne humeur. **Maud** je n'oublie jamais ton aide, ta gentillesse et ta sympathie envers moi, je suis si reconnaissante pour tout ce que tu as fait pour moi, Merci beaucoup...

Il m'est agréable de remercier mon amie de Clermont-Ferrand **Marion** pour sa générosité et sa sympathie.

Bien évidemment, je tiens à remercier **mes parents**, d'avoir été aussi généreux, d'avoir eu autant confiance en moi, de m'avoir autant soutenue malgré mes étourdissantes digressions. Merci de m'avoir toujours laissé faire mes choix ; qu'ils trouvent dans ce travail le témoignage de mon affection. Merci aussi à **mes frères et sœurs** pour tous vos encouragements et vos soutien moral pendant tout mon cursus universitaire.

Un merci particulier à mes amies : **Rachida, Imène, Fadhila, Kahina, Rabia, Ahlem, Nacera, Houaria** et **Souad** qui m'ont soutenue durant mon travail.

Je ne saurais terminer sans souligner le soutien amical et chaleureux de mes amies qui m'ont vraiment soutenue et encouragée durant mon séjour en France : **Nora, Assia, Manel** et **Halima**, Merci beaucoup...

Et enfin merci à tous ceux qui ont croisé mon chemin, et dont la liste serait ici beaucoup trop longue, mais qui ont contribué à faire passer ces années finalement tellement vite, et dans les meilleures conditions qui soient.

Résumé

Ce travail de recherche est basé sur l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique des météorites découvertes au Sahara du Sud-Ouest algérien. Ces météorites sont de type HEDDO (howardite-eucrite-diogénite-diogénite à olivine) qui appartiennent au groupe des achondrites provenant de l'astéroïde 4Vesta. Elles sont considérées comme une source très précieuse pour comprendre la formation de cet astéroïde.

Dans cette thèse nous regroupons nos échantillons de météorites en trois grands groupes : les diogénites à olivine et les diogénites (NWA 4255 et NWA 4272), les eucrites (AW 200, Tata, Soueliki et Said) et les howardites (GW 25-1 et NWA 2251). Ces météorites sont analysées sur minéraux séparés et sur roche totale.

La météorite NWA 4255 est formée par deux lithologies (harzburgitiques et orthopyroxénitiques) et classée comme diogénite à olivine. Les lithologies harzburgitique et orthopyroxénitique sont le résultat de processus respectivement de cristallisation à l'équilibre (C.E) et de cristallisation fractionnée (C.F). Ces lithologies proviennent des zones les plus profondes de la croûte, ou plutôt à l'interface avec le manteau de l'astéroïde 4Vesta.

Nos données isotopiques de l'oxygène montrent que nos échantillons ont des valeurs $\Delta^{17}\text{O}$ proches de la valeur moyenne de $-0,241 \pm 0,018 \text{ ‰}$ (2σ). De plus, les observations pétrologiques, les données géochimiques et les résultats des travaux de modélisation nous permettent d'expliquer parfaitement l'évolution pétrologique et géochimique de l'océan magmatique sur Vesta.

Nous utilisons nos données pour modéliser les processus majeurs liés à la formation et la variation lithologique observée dans nos météorites. Ces travaux de modélisation ont pour but d'examiner la différenciation et la cristallisation de l'océan magmatique sur Vesta. Ainsi, pour voir comment ces échantillons de météorites pourraient être placés dans la séquence globale de cristallisation. En particulier, nous nous focalisons sur la formation des diogénites à olivine, des diogénites et des eucrites d'une manière générale. Les diogénites à olivine (NWA 4255) se cristallisent d'abord en équilibre à partir d'un liquide magmatique résultant d'une cristallisation précoce et après la séparation du manteau harzburgitique, suivie des réactions péritectiques entre les olivines, les pyroxènes et le liquide magmatique. Ensuite, les diogénites (NWA 4272) se forment par la cristallisation fractionnée à partir du liquide qui reste de la cristallisation des diogénites à olivine. Les eucrites cumulatives (l'eucrite Said) se cristallisent à partir du liquide qui reste de la cristallisation des diogénites via la cristallisation fractionnée.

Les derniers liquides qui restent continuent à se cristalliser pour donner les eucrites non cumulatives (AW 200, Soueliki et Tata) par la cristallisation fractionnée.

Les mots clés :

Diogénite à olivine – Diogénite – Eucrite – Howardite – Vesta – Réactions péritectiques – Cristallisation fractionnée – Cristallisation à l'équilibre – Sahara algérien.

Abstract

This research work is based on the petrographic, mineralogical and geochemical study of meteorites discovered in the Sahara of southwest Algeria. These meteorites are of the HEDDO type (howardite-eucrite-diogenite-olivine diogenite-diogenite) which belong to the group of achondrites from the 4Vesta asteroid. They are considered a very valuable source for understanding the formation of this asteroid.

In this thesis we group our meteorite samples into three main groups: olivine diogenites and diogenites (NWA 4255 and NWA 4272), eucrites (AW 200, Tata, Soueliki and Said) and howardites (GW 25-1 and NWA 2251). These meteorites are analyzed on separate minerals and total rock.

The meteorite NWA 4255 is formed by two lithologies (harzburgitic and orthopyroxenitic) and classified as olivine diogenite. Harzburgitic and orthopyroxenitic lithologies are formed by equilibrium crystallization (EC) and fractional crystallization (FC) respectively. These lithologies come from the deepest areas of the crust, or rather at the interface with the mantle of the 4Vesta asteroid.

Our oxygen isotopic data show that our samples have $\Delta^{17}\text{O}$ values close to the average value of $-0.241 \pm 0.018 \text{ ‰}$ (2σ). In addition, petrological observations, our geochemical data and the results of modelling work allow us to perfectly explain the petrological and geochemical evolution of the magmatic ocean on Vesta.

We use our data to model the major processes related to formation and lithological variation observed in our meteorites. The purpose of this modelling work is to examine the differentiation and crystallization of the magmatic ocean on Vesta. Thus, to see how these meteorite samples could be placed in the global crystallization sequence. In particular, we focus on the formation of olivine diogenites, diogenites and eucrites in general. Olivine diogenites (NWA 4255) crystallize first in equilibrium from a magmatic liquid resulting from early crystallization and after separation of the harzburgitic mantle, followed by peritectic reactions between olivines, pyroxenes and the magmatic liquid. Then, the diogenites (NWA 4272) crystallize by fractional crystallization from the liquid that remains from the crystallization of the olivine diogenites. Cumulative eucrites (eucrite Said) crystallize from the liquid that remains from the crystallization of diogenites via fractional crystallization. The last remaining

liquids continue to crystallize to give the non-cumulative eucrites (AW 200, Soueliki and Tata) by fractional crystallization.

Keywords :

Olivine diogenite - Diogenite - Eucrite - Howardite - Vesta - Peritectic reactions - Fractional crystallization - Equilibrium crystallization - Petrography - Mineralogy - Geochemistry - Algerian Sahara.

Liste des abréviations

Ab : Albite

Alq : Aliquote

An : Anorthite

Aug : Augite

C.E : Cristallisation à l'équilibre

C.F : Cristallisation fractionnée

Chr : Chromite

Cpx : Clinopyroxène

En : Enstatite

Fa : Fayalite

Fe-met : Fer métal

Fe-Opx : Orthopyroxène ferrifère

Fo : Forstérite

Fs : Ferrosilite

Hyp : Hypersthène

Ilm : Ilménite

Liq : Liquide

Mask : Maskelynite

Mg-Opx : Orthopyroxène magnésien

Ol : Olivine

Opx Hrzbg : Orthopyroxène harzburgitique

Opx Opxn : Orthopyroxène orthopyroxénitique

Opx Transt : Orthopyroxène transitionnel

Opx : Orthopyroxène

Or : Orthose

Pig : Pigeonite

Pl : Plagioclase

Qz : Quartz

Si : Silice

Sulf : Sulfure

Wo : Wollastonite

Zrn : Zircon

TABLES DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE.....	01
----------------------------	----

CHAPITRE I : ETAT DE L'ART03

I.1. L'astéroïde Vesta ; historique de sa découverte.....	04
I.2. La mission Dawn autour de l'astéroïde Vesta.....	05
I.3. La structure interne et externe de Vesta	06
I.4. Les cratères d'impact sur l'astéroïde Vesta.....	07
I.5. Les Vestoïdesdes fragments de Vesta ?.....	09
I.6. Les HEDDO : Howardites, Eucrites, Diogénites et Diogénites à olivine.....	10
I.6.1. Les howardites.....	10
I.6.2. Les eucrites.....	11
➤ <i>Les eucrites cumulatives</i>	11
➤ <i>Les eucrites basaltiques</i>	12
I.6.3. Les diogénites.....	12
I.6.4. Les diogénites à olivine.....	13
I.7. La relation entre Vesta et les météorites de type HEDDO.....	13
I.8. La genèse des HEDDO.....	15

CHAPITRE II : LES DIOGENITES A OLIVINE ET LES DIOGENITES

II.1 : Introduction.....	20
II.2. La diogénite à olivine NWA 4255.....	20
II.2.1. La pétrographie de la diogénite à olivine NWA 4255.....	20
II.2.1.1. <i>La lithologie orthopyroxénitique</i>	21
➤ Le pyroxène.....	21
➤ Le spinelle chromifère.....	21
➤ Les sulfures.....	21
II.2.1.2. <i>La lithologie harzburgitique</i>	23
➤ Le pyroxène.....	23
➤ L'olivine.....	23
➤ Le fer métal.....	24
II.2.2. La chimie des minéraux : les éléments majeurs, mineurs et traces.....	26

II.2.2.1. <i>La lithologie orthopyroxénitique</i>	26
➤ Le pyroxène.....	26
➤ Le spinelle chromifère.....	30
II.2.2.2. <i>La lithologie harzburgitique</i>	32
➤ Le pyroxène.....	32
➤ L'olivine.....	33
➤ Le Fer métal et les sulfures.....	34
II.2.2.3. <i>Dans les deux lithologies</i>	35
II.2.3. Les analyses de la roche totale.....	37
II.2.4. Comparaison de la NWA 4255 avec les diogénites de la littérature.....	38
II.3. La diogénite NWA 4272.....	40
II.3.1. La pétrographie de la diogénite NWA 4272.....	40
➤ Le pyroxène.....	40
➤ Le plagioclase.....	40
➤ Le spinelle chromifère.....	41
➤ Le Fer métal.....	41
II.3.2. La chimie des minéraux : les éléments majeurs, mineurs et traces.....	43
➤ Le pyroxène.....	43
➤ Le spinelle chromifère et le plagioclase.....	45
➤ Le Fer métal.....	46
II.3.3. Les analyses de la roche totale.....	47
II.3.4. Comparaison de la NWA 4272 avec les diogénites de la littérature.....	48
II.4. Discussion.....	50
II.4.1. L'équilibre entre les phases minérales.....	50
II.4.2. La relation pétrogénétiques entre les deux lithologies de la diogénite à olivine NWA 4255.....	52
II.4.3. Évolution d'éléments mineurs et en traces.....	54
II.4.4. Le rapport Fe/Mn.....	56
CHAPITRE III : LES EUCRITES.....	57
III.1. Présentation d'échantillons.....	59
III.2. Les eucrites basaltiques non cumulatives.....	59
III.2.1. L'eucrite basaltique non cumulative AW 200.....	59

III.2.1.1. La pétrographie de l'eucrite AW 200.....	59
➤ <i>Le pyroxène</i>	60
➤ <i>Le plagioclase</i>	60
➤ <i>L'ilménite</i>	60
➤ La troilite, la silice et le Fer métal.....	60
III.2.1.2. La chimie des minéraux : les éléments majeurs, mineurs et traces.....	62
➤ <i>Le pyroxène</i>	62
➤ <i>Le plagioclase</i>	64
➤ <i>La chromite</i>	66
➤ La titanomagnétite et l'apatite.....	67
III.2.1.3. Les analyses de la roche totale.....	68
III.2.2. L'eucrite basaltique non cumulative Tata.....	70
III.2.2.1. La pétrographie de l'eucrite Tata.....	70
➤ <i>Le pyroxène</i>	71
➤ <i>Le plagioclase</i>	71
➤ <i>La chromite, l'ilménite et le zircon</i>	71
III.2.2.2. La chimie des minéraux : les éléments majeurs, mineurs et traces.....	73
➤ <i>Le pyroxène</i>	73
➤ <i>La chromite</i>	76
➤ <i>Le plagioclase</i>	77
III.2.2.3. Les analyses de la roche totale.....	79
III.2.3. L'eucrite basaltique non cumulative Soueliki.....	80
III.2.3.1. La pétrographie de l'eucrite Soueliki.....	80
➤ <i>Le pyroxène</i>	81
➤ <i>Le plagioclase</i>	81
III.2.3.2. Minéralogie de l'eucrite Soueliki.....	82
➤ <i>Le pyroxène</i>	82
➤ <i>Le plagioclase</i>	83
III.2.3.3. Les analyses de la roche totale.....	83
III.3. L'eucrite cumulative.....	85
III.3.1. L'eucrite cumulative Said.....	85
III.3.1.1. La pétrographie de l'eucrite cumulative Said.....	85
➤ <i>Le pyroxène</i>	85

➤ <i>Le plagioclase</i>	85
III.3.1.2. Minéralogie de l'eucrite cumulative Said.....	86
➤ <i>Le pyroxène</i>	86
➤ <i>Le plagioclase</i>	87
III.3.1.3. Les analyses de la roche totale.....	87
III.4. Comparaison de nos eucrites basaltiques avec les eucrites de la littérature.....	88
III.5. Discussion.....	90
CHAPITRE IV : LES HOWARDITES.....	92
IV.1. Présentation des échantillons GW25-1 et NWA 2251.....	93
IV.2. L'howardite GW25-1.....	93
IV.2.1 Etude pétrographique.....	93
➤ <i>Le pyroxène</i>	93
➤ <i>Le plagioclase</i>	94
➤ <i>Le spinelle, l'ilménite, la silice et le métal</i>	94
IV.2.2. La chimie des minéraux : les éléments majeurs, mineurs et traces.....	96
➤ <i>Le pyroxène</i>	96
➤ <i>Le plagioclase</i>	96
➤ <i>L'ilménite</i>	96
➤ <i>Le verre (la bordure vitreuse)</i>	97
IV.3. L'howardite NWA 2251.....	100
IV.3.1 Etude pétrographique.....	100
➤ <i>Le pyroxène</i>	101
➤ <i>Le plagioclase</i>	101
➤ <i>Ilménite, spinelle, sulfures et la silice</i>	101
➤ <i>La veine de choc</i>	101
IV.3.2. La chimie des minéraux : les éléments majeurs, mineurs et traces.....	103
➤ <i>Le pyroxène</i>	103
➤ <i>Le plagioclase</i>	103
➤ <i>L'olivine</i>	103
➤ <i>La veine de choc</i>	104
IV.4. Discussion.....	106
IV.4.1. Le métamorphisme.....	106
IV.4.2. La maskelynite... un verre de plagioclase fondu.....	107

IV.4.3. L'origine des symplectites.....	107
CHAPITRE V : DISCUSSION GENERALE.....	108
V.1. Modélisation.....	109
V.2. Les analyses isotopiques de l'oxygène.....	112
CONCLUSION GENERALE	115
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	118
ANNEXE I.....	132
1. Préparation des échantillons.....	132
2. Analyse des éléments majeurs et en traces des minéraux.....	132
2.1. Les éléments majeurs.....	132
2.1.1. <i>La microsonde électronique</i>	132
2.2. Les éléments en traces.....	134
2.2.1. <i>L'ICP-MS à ablation laser</i>	134
3. Analyse des éléments majeurs et en traces de la roche totale.....	137
3.1. Les éléments majeurs.....	137
3.1.1. La méthode des perles fondues.....	137
3.1.2. La méthode de la fusion alcaline.....	137
3.2. Les éléments en traces.....	138
4. Les analyses isotopiques de l'oxygène.....	139
ANNEXE II : Tableaux d'analyses chimiques en éléments majeurs, mineurs et traces (minéraux et roche totale).....	139
1. Analyses de la diogénite à olivine NWA 4255.....	141
2. Analyses de la diogénite NWA 4272.....	157
3. Analyses de l'eucrite basaltique non cumulative AW 200.....	161
4. Analyses de l'eucrite basaltique non cumulative Tata.....	169
5. Analyses de l'eucrite basaltique non cumulative Soueliki.....	175
6. Analyses de l'eucrite cumulative Said.....	177
7. Analyses de l'howardite GW 25-1.....	179
8. Analyses de l'howardite NWA 2251.....	184

LISTES DES PUBLICATIONS.....190

Listes des figures

Chapitre I. Etat de l'art

- Fig.I.1.** La localisation de l'astéroïde 4Vesta dans la ceinture des astéroïdes..... 05
- Fig.I.2.** Vue d'ensemble de la mosaïque de l'astéroïde 4Vesta depuis la caméra de cadrage Dawn (Crédit d'image : NASA/JPL-Caltech)..... 06
- Fig.I.3.** Schéma montrant la structure interne de l'astéroïde 4Vesta, d'après Zuber et al. (2011)..... 07
- Fig.I.4.** Image de l'astéroïde 4Vesta prise par la sonde Dawn, montrant les deux grands cratères dans son pôle sud. (Image NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/Carnegie Institution of Washington)..... 09
- Fig.I.5.** Comparaison des mesurément de la réflectivité spectrale mesurées au laboratoire avec les données du télescope de 4Vesta (cercles ouverts et solides). Figure prise de McCord et al (1970)..... 15
- Fig.I.6.** Le modèle de la formation de Vesta par Mandler & Elkins-Tanton (2013)..... 18

Chapitre II. Les diogénites à olivine et les diogénites

- Fig. II.1.** **A.** Deux fragments de la diogénite à olivine NWA 4255. **B et C :** des chaines d'inclusions des sulfures et des spiellles, s'alignent avec des micro-inclusions vides dans l'orthopyroxène. **D :** Image électronique rétrodiffusée (BSE) mosaïque de la lithologie orthopyroxénitique de l'échantillon étudié. **E :** Image électronique rétrodiffusée (BSE) d'une zone bréchique de la NWA 4255 présentant deux différentes textures de spinelle chromifère, l'une des textures est sub-automorphe présentant des fractures irrégulières et l'autre est automorphe, les deux sont entourées par un orthopyroxène bréchique. **F :** Spinelle chromifère automorphe dans un grand orthopyroxène. 22
- Fig. II.2.a.** Microphotographie de spinelles irréguliers associées aux inclusions de sulfures automorphes dans l'orthopyroxène. **b :** Microphotographie du sulfure automorphe montrant l'angle de contact à l'intérieur de l'orthopyroxène..... 23
- Fig. II.3.** Images BSE montrant les textures et les minéraux composés de la lithologie harzburgitique de de la NWA 4255. **A :** Image mosaïque du fragment 19, dans lequel l'olivine et le fer métal ont été trouvés sous forme des gros cristaux. **B et C :** Orthopyroxène magnésien associé au fer métal, incluent dans un gros grain d'olivine. Il est à noter que le contact entre l'orthopyroxène et les olivines est généralement non bréchique. **D :** Image BES d'une zone riche en olivine. **E et F :** Image BSE de la lithologie transitionnelle montrant des grains d'olivines sous forme des petites inclusions arrondies incluent dans l'orthopyroxène dans **E**. Olivine et un gros grain de fer métal incluent dans un

orthopyroxène moins bréchique, mais le pyroxène avec les grains minuscules du fer métal se focalise dans une zone plus bréchique dans F.....25

Fig. II.4. Diagramme ternaire En-Wo-Fs montrant les compositions des pyroxènes et des olivines de la NWA 4255.....27

Fig. II.5. Histogrammes d'orthopyroxène et d'olivine Fe# ($100 \cdot \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$) en molaire] de la diogénite à olivine NWA 4255. Ci-dessus, nous observons deux populations distinctes d'orthopyroxène qui sont décrites comme une distribution bimodale. La composition magnésienne (Opx harzburgitique) varie de 22,86 à 25,46 et la composition ferrifère (Opx orthopyroxénitique) varie de 24,4 à 26,01. Entre les deux nous observons la lithologie transitionnelle (Fe# 23.83 – 24.98). Ci-dessous ; deux populations distinctes d'olivines présentent une composition étroite pour la lithologie harzburgitique (les gros cristaux) et une variation large pour la lithologie transitionnelle (les petits grains).....28

Fig. II.6. Corrélations positives de Sc, V et de l'Y avec le Ti dans l'orthopyroxène harzburgitique, en revanche, une faible corrélation entre ces éléments avec le Ti dans l'orthopyroxène orthopyroxénitique, avec une très faible variation de Ti.....29

Fig. II.7. Les spectres des éléments en traces (a) et de REE (b) des orthopyroxènes de NWA 4255 normalisés aux chondrites CI (Anders and Grevesse, 1989). Les spectres : (1,2,3) représentent les opx harzburgitiques, (8 et 9) représentent les opx transitionnel, (10 et 11) représentent des opx orthopyroxénitique pure.....30

Fig. II.8 Diagramme Al_2O_3 Versus Mg# des spinelles chromifères de la diogénite à olivine NWA 4255, comparés à d'autres spinelles chromifères. Les données de la littérature sont de (Mittlefehldt et al., 2012) $\text{Mg} \# = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \times 100$31

Fig. II.9. Mg# des silicates Versus Cr# des spinelles chromifères, montrant une comparaison entre la NWA 4255 et d'autres diogénites à olivine $\text{Mg} \# = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \times 100$ pour les silicates et $\text{Cr} \# = \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) \times 100$ pour les spinelles chromifères. (Modifié d'après Irving et al., 2009).....32

Fig. II.10. Diagramme Ni vs Co des olivines de la diogénite à olivine NWA 4255. Les compositions de de cet échantillon suivent une tendance linéaire distincte de toutes celles qui ont été discutées dans la littérature. Les données bibliographiques utilisées dans ce diagramme proviennent de : (1) Lunning et al. (2015) ; (2) (Shearer et al. 2010) ; (3) et (4) (Hahn et al. 2018).....34

Fig. II.11. Ni vs. Co de l'olivine de l'orthopyroxène, du métal et de la roche totale de la diogénite à olivine NWA 4255.....35

Fig. II.12. Diagrammes CaO et Cr_2O_3 versus Al_2O_3 des orthopyroxènes harzburgitique et orthopyroxénitique de la diogénite à olivine NWA 4255.....36

Fig. II.13. Spectres de la roche totale de la diogénite à olivine NWA 4255 normalisés aux chondrites CI (Anders and Grevesse, 1989).	38
Fig. II.14. Comparaison des spectres de la roche totale de la NWA 4255 avec ceux de la littérature. Les données de la littérature sont de (Barrat et al., 2010).....	39
Fig. II.15. Images BSE montrant les différentes phases minérales constituant de la diogénite à olivine NWA 4272. A : Carte mosaïque de l'échantillon étudié. B : La présence de clinopyroxène, de plagioclase et d'orthopyroxène avec une texture bréchique. C : Une veine de plagioclase se trouve interstitielle dans les orthopyroxènes avec la présence des inclusions minuscules vides et/ou de spinelle. D : Un spinelle chromifère avec des cristaux de Fer métal dans les pyroxènes. E : Des cristaux de plagioclases et du Fer métal dans des orthopyroxènes bréchiques.....	42
Fig. II.16. Diagramme En-Wo-Fs montrant la composition des pyroxènes de la diogénite NWA.....	44
Fig. II.17. Histogramme montrant la distribution unimodale des pyroxènes de la diogénite NWA 4272.....	44
Fig. II.18. Diagrammes TiO ₂ , CaO et Cr ₂ O ₃ Versus Al ₂ O ₃ d'orthopyroxènes de la diogénite NWA.....	45
Fig. II.19. Diagramme Al ₂ O ₃ Versus Mg# des spinelles chromifères de la diogénite à olivine NWA 4272, Comparés aux d'autres spinelles chromifères. Les données de la littérature sont de (Mittlefehldt et al., 2012) $Mg \# = Mg/(Mg+Fe) \times 100$	46
Fig. II.20. Spectres élargis des éléments en traces et de REE de la roche totale normalisés au chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989). Les analyses de la diogénite NWA 4272 de cette étude sont comparées avec celles faites précédemment sur cet échantillon par (Barrat et al., 2008; Barrat et al., 2010).....	49
Fig. II.21. Comparaisons des spectres de REE de la NWA 4272 et ceux de certains diogénites de la littérature (les données de la littérature proviennent de (Barrat et al., 2010), les données de la NWA 4272 proviennent de cette étude). Les concentrations sont normalisées aux chondrites CI (Anders and Grevesse, 1989).....	50
Fig. II.22. Fe# d'orthopyroxène vs. Fe# d'olivine de la NWA 4255 (modifié d'après Beck and McSween, 2010).....	51
Fig. II.23. Images EDS représentant la cartographie par rayons X, montrant : a ; la lithologie harzburgitique, b ; la lithologie transitionnelle, c ; la lithologie orthopyroxénitique de la diogénite à olivine NWA 4255.....	53

Fig. II.24. Diagramme ternaire Olivine-Anorthite-quartz de (Stopler, 1975), dans lequel nous reportons nos données pour expliquer la formation de la diogénite olivine sur le péritectique.....54

Fig.II.25. Diagramme Onuma montrant les coefficients de partage d'orthopyroxène en fonction de leurs rayons ioniques. Il montre deux courbes représentant les cations trivalents du pyroxène du clast 20 dans la lithologie orthopyroxénitique pure. Notez que nous n'avons utilisé que les éléments sous forme de 3+ et nous observons la distribution de REE dans deux sites (M1 et M2). Cette répartition a également été observée dans les autres pyroxènes des deux lithologies, mais nous avons choisi les plus caractéristiques.....56

Fig. II.26. Le diagramme Fe/Mn versus Fe/Mg des orthopyroxènes de la diogénite à olivine NWA 4255 et la diogénite NWA 4272, comparés aux données de la littérature de d'autre météorites HED (Beck and McSween, 2010; Mayne et al., 2009; Papike et al., 2001).....57

Chapitre III. Les eucrites

Fig.III.1. a : Photo de l'eucrite basaltique non cumulative AW200. La croûte de fusion couvre la partie extérieure de cet échantillon, la partie intérieure montre la présence des clastes et une matrice bréchique. **b :** Carte mosaïque en MEB (BSE) d'une section polie de l'échantillon. **c :** Lattes de plagioclase formant une texture sub-ophitique. **d :** Zone bréchique englobant un fragment de plagioclase associé au pyroxène. **e :** Ilménite sub-automorphe observé entre les cristaux de plagioclase et pyroxène. A noter que ces pyroxènes ont des très fines lamelles d'exsolution. **f :** Zone très bréchique englobant un claste à grains fins de plagioclase et pyroxène. **g :** Clastes à gros grains de pyroxène dans une matrice fine, et un grains de Fer-métal dans une matrice bréchique. **h :** Silice et Ilménites présentes dans une matrice bréchique.....61

Fig. III. 2. Diagrammes En-Wo-Fs et An-Or-Ab montrant respectivement la composition des pyroxènes et des plagioclases de l'eucrite AW 200.....63

Fig.III.3. Spectres élargis et de Terres rares des pyroxènes de l'eucrite AW 200 normalisés à la Chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989).....64

Fig.III.4. Spectre élargis d'éléments en traces et de terres rares des plagioclases de l'eucrite AW 200 normalisés à la chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989).....65

Fig. III.5. Le diagramme ternaire de la chromite (Al 2Ti Cr) montrant que les données de la chromite de l'eucrite AW 200 correspond au type 4 pour les clastes à gros grains. Cependant, Les clastes à grains fins se positionnent dans le champ des eucrites de type 1 et 2. (Diagramme tiré de Yamaguchi, 2000).....66

- Fig. III.6.** Spectres élargis d'éléments traces de Titanomagnétite et Apatite de l'eucrite de cette étude. Les concentrations sont normalisées à la chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989).....68
- Fig. III.7.** Spectres élargis des éléments en traces et de REE de l'eucrite basaltique AW 200 normalisés à la chondrite CI. La chondrite de référence est d'Anders & Grevesse (1989).....69
- Fig. III.8.** Image montrant l'aspect générale de l'eucrite basaltique Tata. La surface polie de cet échantillon montre des différents clastes dans un ciment finement recristallisé.....70
- Fig. III.9.** Images BSE de l'eucrite basaltique non cumulative Tata. **a** : Mosaïque en MEB d'une section polie de l'échantillon de cette étude. **b** : Claste à petits grains dans une matrice recristallisée à texture micro-grulaire. **c** : Cristaux de pyroxène montrant des textures d'exsolution de fins lamelles d'augites dans l'hypersthènes. **d** : Hypersthène, augite, plagioclase et chromite à texture granulaire dans une zone bréchique de l'eucrite Tata. **e** : Une zone d'impact bréchique et finement recristallisée. **f** : Un petit grain de zircon en inclusion dans l'augite observé dans cet échantillon.....72
- Fig. III.10.** Diagramme En-Wo-Fs montrant la composition des pyroxènes et diagramme An-Or-Ab montrant la composition des plagioclases de l'eucrite basaltique Tata.....75
- Fig. III.11.** Spectres élargis d'éléments traces des pyroxènes (Pigeonite, clinopyroxène et orthopyroxène) de l'eucrite basaltique Tata. Les concentrations sont normalisées à la chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989).....76
- Fig. III.12.** Diagramme Al-2Ti-Cr des chromites de l'eucrite Tata (Diagramme tiré de Yamaguchi, 2000).....77
- Fig. III.13.** Spectre élargis d'éléments en traces et de terres rares des plagioclases de l'eucrite basaltique Tata normalisés à la chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989).....78
- Fig. III.14.** Spectre élargi d'éléments traces et de REE de l'eucrite basaltique Tata normalisés à la chondrite CI. La chondrite de référence est d'Anders & Grevesse (1989).....80
- Fig. III.15.** Images BSE de l'eucrite basaltique non cumulative Soueliki. **a** : Mosaïque en MEB d'une section polie de l'eucrite Soueliki. **b** : Claste formé d'augite, d'hypersthène, de plagioclase et des petits grains de titanomagnétite. **c** : Petits grains d'augite, d'hypersthène et de plagioclase dans une zone recristallisée. **d** : Grains de plagioclase associés au pyroxène exsolvé en augite et hypersthène.....82
- Fig. III.16.** Diagramme En-Wo-Fs montrant la composition des pyroxènes de l'eucrite Soueliki.....83

Fig.III.17. Spectre élargi d'éléments en traces et de REE de l'eucrite Soueliki normalisés aux valeurs de la chondrite CI. La chondrite de référence est d'Anders & Grevesse (1989).....84

Fig.III.18. Images BSE de l'eucrite cumulative Said. **a** : Mosaique en MEB d'une section polie de l'eucrite Said. **b** : Claste d'hypersthène formé d'augite, d'hypersthène, de plagioclase et des petits grains de titanomagnétite. **c** : Petits grains de Maskelynite présents dans une zone bréchique de cet échantillon. **d** : Méga cristaux de plagioclase et de pyroxène dans l'eucrite Said.....86

Fig. III.19. Diagramme En-Wo-Fs et An-Or-Ab montrant la composition des pyroxènes et des plagioclases de l'eucrite cumulative Said.....87

Fig.III.20. Spectre élargi des éléments en traces et de REE de l'eucrite cumulative Said normalisés aux valeurs de la chondrite CI. La chondrite de référence est d'Anders & Grevesse (1989).....88

Fig. III.21. Comparaison de l'eucrite AW 200 et Tata avec celles des deux groupes connus de la littérature (le groupe Stannern et le groupe principal Nuevo Laredo) (Tiré de Barrat et al., 2007).....89

Fig.III.22. Comparaison des spectres de REE de nos eucrites basaltiques avec ceux de la littérature. Les données de la littérature proviennent de Barrat et al.(2007). Les concentrations sont normalisées aux chondrites CI (Anders & Grevesse, 1989).....90

Chapitre IV. Les howardites

Fig.IV.1. Images BSE des différents clastes dans l'howardite GW25-1. **a** : Claste d'un verre dévitrifié en Opx. **b** : Association plagioclase-pyroxène avec la présence des petits grains de silice et sulfure montrant une texture granoblastique avec des jonctions triples et des bordures courbes entre les plagioclases et les pyroxènes. **c** : Impact melt préservant quelques reliques de pyroxène. **d** : Claste de pyroxène exsolvant en augite et hypersthène. Notez les pyroxènes présent dans la matrice sont zonés. **e** : Claste eucritique contenant de la silice associée aux sulfures au cœur du claste. **f** : Claste lithique poly-minéral montrant une texture sub-ophitique.....95

Fig.IV.2. A : Diagramme En-Di-Hd-Fs montrant la composition des pyroxènes de l'howardite GW25-1. Les gammes de pyroxènes dans les eucrites, les eucrites cumulatives et les diogénites sont indiquées (Takeda, 1997). **B** : Histogramme des pyroxènes de cette howardite. **C** : Diagramme Ab-Or-An montrant la composition des plagioclases.....98

Fig.IV.3. Spectre de REE et élargis d'éléments traces des minéraux de l'howardite GW 25-1 normalisé aux valeurs de la chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989).99

Fig.IV.4. Image montrant l'aspect générale de l'howardite NWA 2251..... 100

Fig.IV.5. : **a** : Image mosaïque en MEB d'une section polie de l'howardite NWA 2251. **b** : Association : pyroxène (hedenbergite), olivine(Fayalite), Silice et sulfures. **c** : Fragment diogénitique contenant ; orthopyroxène, plagioclase et une association silice+sulfure. **d** : Gros grains de plagioclase dans une matrice essentiellement bréchiq. **e** : Maskelynite dans l'howardite de cette étude..... 102

Fig.IV.6. **A** : Diagramme En-Di-Hd-Fs montrant la composition des pyroxènes de l'howardite NWA 2251. Le champ jaune indiqué dans ce diagramme correspond au champ d'instabilité des pyroxènes (Smith, 1972). Les gammes de pyroxènes dans les eucrites, les eucrites cumulatives et les diogénites sont indiquées (Takeda, 1997). **B** : Histogramme montrant la distribution hétérogène des pyroxènes de l'howardite de cette étude. **C** : Compositions de plagioclases. **D** : Composition des olivines.....105

Fig.IV.7. Spectre de REE et élargis d'éléments traces des clinopyroxène et du verre de l'howardite NWA 2251 normalisé aux valeurs de la chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989)..... 106

Chapitre IV. Discussion générale

Fig.V.1. Représentation schématique illustrant les trajets possibles dans la formation de la diogénite à olivine NWA 4255, à partir de la différenciation et de la cristallisation d'un océan magmatique. La coupe transversale schématique d'un astéroïde différencié est basée sur celle de Greenwood et al. (2015), en utilisant les épaisseurs des différentes couches telles que données par une série d'études de modélisation (Mandler and Elkins-Tanton, 2013; Righter et Drake, 1997; Ruzicka et al., 1997; Toplis et al., 2013). (Voir le texte pour plus de détails). 112

Fig.V.2. Diagramme $\Delta^{17}\text{O}$ Vs. $\delta^{18}\text{O}$ montrant les compositions isotopiques de l'oxygène des échantillons de cette étude. (modifié d'après Greenwood et al., 2017).....114

Annexe I. Techniques analytiques

Fig. S1 : Microsonde électronique du Laboratoire Magmas et Volcans, utilisé dans cette étude.....133

Fig. S2 : Evaporateur de carbone du Laboratoire Magmas et Volcans.....134

Fig. S3. Laser du Laboratoire Magmas et Volcans utilisé dans cette étude.....136

Listes des tableaux

Tab.1 : les compositions de Fer métal de la diogénite NWA 4272.....47

Tab.2. Tableau résume les masses des aliquotes extraites pour faire les analyses des échantillons de cette étude (en roche totale).....	139
--	-----

Introduction générale

Introduction

Cette thèse s'inscrit dans l'approche de l'étude des échantillons des météorites de type achondrites, trouvées au Sud-Ouest du Sahara algérien. Les météorites HEDDO (Howardite-Eucrite-Diogénite-Diogénite à olivine) sont des achondrites particulièrement exceptionnelles qui ressemblent beaucoup à leurs équivalents terrestres. Elles nous fournissent des renseignements quant à la formation, l'évolution et la différenciation de l'astéroïde 4Vesta. En effet, l'étude de ces météorites peut nous renseigner sur les processus présents lors de la formation de notre système solaire.

Toutefois, les études des eucrites et des howardite sont très abondants dans la littérature. En revanche, les diogénites et surtout les diogénites à olivine sont peu étudiées puisque on a très peu d'échantillons pour ce dernier groupe. La pétrologie et la géochimie des diogénites à olivine et des diogénites est donc une question centrale pour comprendre les étapes de l'évolution de l'océan magmatique et la différenciation de l'astéroïde 4Vesta. Cela nous conduit à nous poser la question de la formation et l'origine de ces météorites, en termes de processus magmatiques ainsi que les conditions favorables de leurs formations.

L'objectif de cette thèse est de caractériser la pétrologie, la minéralogie et la géochimie (sur minéraux et sur roches totales) des HEDDO pour collecter un maximum de données disponibles pour ce groupe d'achondrites. Ensuite les données acquises nous permettront de discuter la relation pétrogénétique entre les diogénites à olivine et les diogénites et également l'évolution des éléments mineurs et en traces. Enfin, le dernier objectif est de modéliser les processus majeurs responsable de la formation de ces roches. Cela nous permettra dans un premier temps de voir comment nos échantillons pourraient être placés dans la séquence de cristallisation de Vesta. Et dans un second temps de discuter la différenciation et la cristallisation de l'océan magmatique sur Vesta.

Pour cela nous avons subdivisé ce manuscrit en cinq chapitres principaux, présentés brièvement ci-dessous :

Le premier chapitre est d'abord consacré à une présentation de l'état de l'art sur l'astéroïde 4Vesta et la série de météorites HEDDO. Nous allons dans un premier temps présenter une synthèse exhaustive des connaissances actuelles sur cet astéroïde. Nous présentons ensuite le groupe de météorites HEDDO avec leurs caractéristiques pétrologiques et géochimiques. En fin, nous clôturons ce chapitre par l'histoire géologique de l'astéroïde Vesta et la relation entre ce dernier et le groupe de météorites HEDDO.

Introduction

Le deuxième chapitre traitera l'étude des diogénites à olivine et des diogénites. La description des caractéristiques pétrographiques, texturales, minéralogiques et géochimiques seront étudiées. Les données acquises vont être comparées avec celles de la littérature. Elles permettront de discuter l'équilibre entre les phases minérales et la relation pétrogénétique entre les diogénites à olivine et les diogénites.

Le troisième chapitre est consacré à l'étude des eucrites. Dans ce chapitre, nous allons réaliser une étude pétrologique et géochimique de ces eucrites pour mieux comprendre la différenciation, le degré de choc et le métamorphisme qu'ont subis nos roches. Puis, nous allons les comparer avec les deux groupes d'eucrites de la littérature (le groupe principal Nuevo Laredo et le groupe Stannern) pour combler l'écart dans notre connaissance de l'histoire géologique de ces groupes de roches.

Le quatrième chapitre s'articule autour de l'étude des howardites, nous y étudions la distribution des fragments d'eucrite et de diogénite dans les howardites en fonction de la taille des grains et leurs compositions minéralogiques et chimiques. Nous y étudions également la diversité compositionnelle et texturale au sein de chaque howardite. Ce qui a des implications sur l'hétérogénéité de la surface de Vesta.

Le cinquième chapitre sera consacré aux travaux de modélisation et les analyses isotopiques de l'oxygène. Nous testons d'abord la relation entre les diogénites à olivine et les diogénites. Ensuite, nous examinons la relation entre les diogénites et les eucrites (cumulatives et basaltiques). En fin, les résultats obtenus de cette étude détaillée de tous nos échantillons seront utilisés pour examiner les processus de différenciation et de cristallisation de l'océan magmatique Vestien putatif. Nous présentons également les données isotopiques de l'oxygène dans ce dernier chapitre pour déterminer la source de tous nos échantillons de météorites.

Enfin, le travail se terminera par une conclusion générale qui dresse une synthèse des résultats obtenus de cette étude.

Chapitre I

Etat de l'art

I.1. L’astéroïde Vesta ; historique de sa découverte

L’astéroïde Vesta fut découvert le 29 Mars 1807 par H.W. Olbers (Pilcher, 1979). On lui attribue le préfixe 4 (4Vesta), car c’est le quatrième astéroïde découvert après Cérès, Pallas et Junon. C’est le troisième plus grand astéroïde avec un diamètre moyen de 529 ± 10 km (Thomas, 1997), il est même parfois visible à l’œil nu. En effet, il fait partie de la ceinture d’astéroïdes qui se situent entre les deux planètes Mars et Jupiter (**Fig.I.1**). Cet astéroïde fut observé comme le deuxième objet le plus massif de la ceinture principale d’astéroïdes, il a longtemps été une cible d’intérêt scientifique en raison de sa diversité géologique (Binzel et al., 1997). En revanche, 4Vesta est décrit comme un petit corps planétaire différencié à cause de sa ressemblance globale avec les planètes terrestres (Jaumann et al., 2012; Keil, 2002; Russell et al., 2013).

L’astéroïde Vesta est un objet d’une attention toute particulière, il s’est formé il y a environ 4.56 milliards d’années, il a été considéré comme une grande protoplanète parce qu’il n’a pas eu la masse suffisante pour devenir une planète durant la formation du système solaire. Par ailleurs, c’est un astéroïde unique, non seulement à cause de sa grande taille et sa nature différenciée, mais en plus puisque nous avons des météorites dont on pense fortement qu’elles proviennent de cet astéroïde, les HEDs (howardite, eucrite et diogenite), d’ailleurs la majorité de ces Vestoïdes sont essentiellement des howardites (Mayne, 2008).

L’étude de cet astéroïde contribue à mieux comprendre l’évolution des corps planétaires dans le système solaire. Sa forme actuelle n’est plus sphérique à cause de la présence des deux cratères d’impact à son pôle sud, qui sont Rheasilvia et Veneneia (Mizzon, 2015).

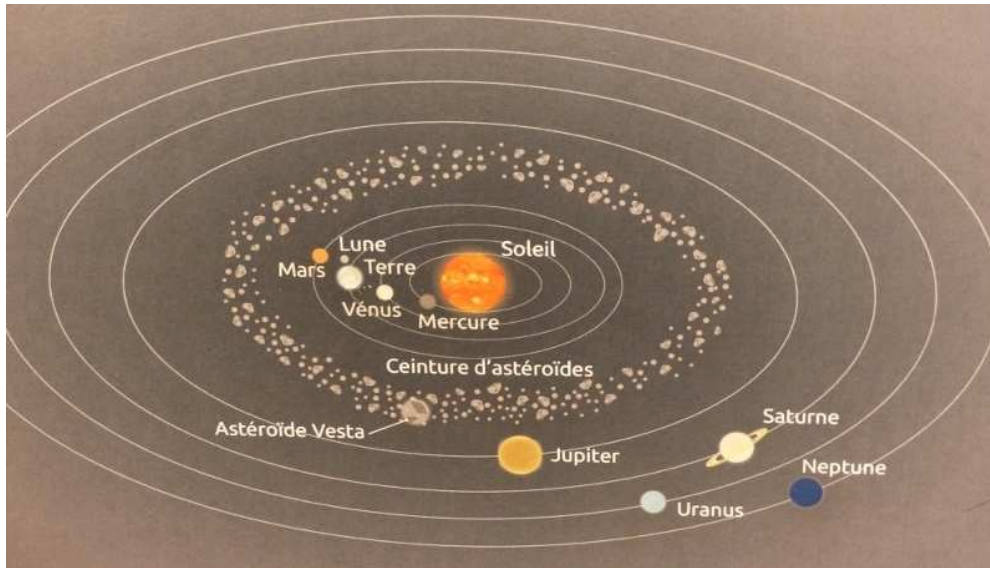


Fig.I.1. La localisation de l'astéroïde 4Vesta dans la ceinture des astéroïdes.

[\(http://clubgeologiqueidf.fr/accueil/2018/05/03/les-meteorites/\)](http://clubgeologiqueidf.fr/accueil/2018/05/03/les-meteorites/)

I.2. La mission Dawn autour de l'astéroïde Vesta

La sonde spatiale Dawn de la NASA était en orbite autour de l'astéroïde 4Vesta de juillet 2011 jusqu'à Septembre 2012 (environ 14 mois) (Schäfer et al., 2014). Cette mission avait pour objectifs de cartographier la topographie, la composition de la surface et les propriétés géophysiques de Vesta.

La caméra de cadrage fonctionne dans la gamme spectrale du visible au proche infrarouge et les spectres d'absorption entre 0,4 et 1 micron qui peuvent être utilisés pour déterminer la composition du pyroxène et évaluer le degré de vieillissement spatial (Buratti et al., 2013). Cette caméra a pris des images stéréoscopiques de la topographie de l'astéroïde, en plus elle a enregistré les spectres des variations de couleurs globales dans l'orbite de cartographie à haute altitude.

La sonde spatiale Dawn a permis l'étude détaillée de la surface basaltique de Vesta, et a confirmé que Vesta a connu une différenciation planétaire qui a produit une croûte, un manteau et un noyau (Russell et al., 2012). Cette sonde nous a fourni également des contraintes spectrales et gravitationnelles sur la composition, la structure et la densité de ce planétoïde (Weisfeiler et al., 2017). Ainsi, des images à plus haute résolution, obtenues par les instruments installés à bord, nous permettent d'analyser et d'étudier la minéralogie et la géologie de ce petit planétoïde.



*Fig.I.2. Vue d'ensemble de la mosaïque de l'astéroïde 4Vesta depuis la caméra de cadrage Dawn
(Crédit d'image : NASA/JPL-Caltech).*

1.3. La structure interne et externe de Vesta :

Grâce à la spectroscopie dans le visible et le proche infrarouge (McCord et al., 1970) à l'aide de télescope terrestre, ils ont déterminé pour la première fois que la surface de Vesta présente les caractéristiques typiques d'absorption pour le Ca et de pyroxène qu'elle est semblable dans la composition de certaines achondrites basaltiques (c'est-à-dire eucrites). Cependant, la sonde américaine Dawn a confirmé que ce petit planétoïde est un corps complètement différencié avec un noyau, un manteau et une croûte (Marzari et al., 1996). Il a connu par ailleurs un réchauffement et une différenciation très importante (Hanna & Sprague, 2009). La masse, le volume et le champ gravitationnel de Vesta correspond à un noyau ayant un rayon de 107 à 113 km, ce qui indique une fusion interne suffisante pour séparer le fer (Russell et al., 2012). De plus, Keil (2002) a considéré que Vesta est le seul astéroïde différencié connu avec une structure interne conservée, probablement constituée d'un noyau métallique, d'un manteau ultramafique et d'une croûte basaltique (Fig.I.3). Cette composition de Vesta a été confirmée par des études géochimiques des météorites qui ont établi qu'un épisode de fusion précoce, qui a conduit à la différenciation de Vesta en croûte basaltique, manteau basique et noyau de fer (Weisfeiler et al., 2017). La nouvelle estimation de la densité apparente de Vesta

est 3456 kgm^{-3} , son volume est $74,970 \times 10^6 \text{ km}^3$ et sa densité moyenne est 3456 kg/m^3 (Russell et al., 2012).

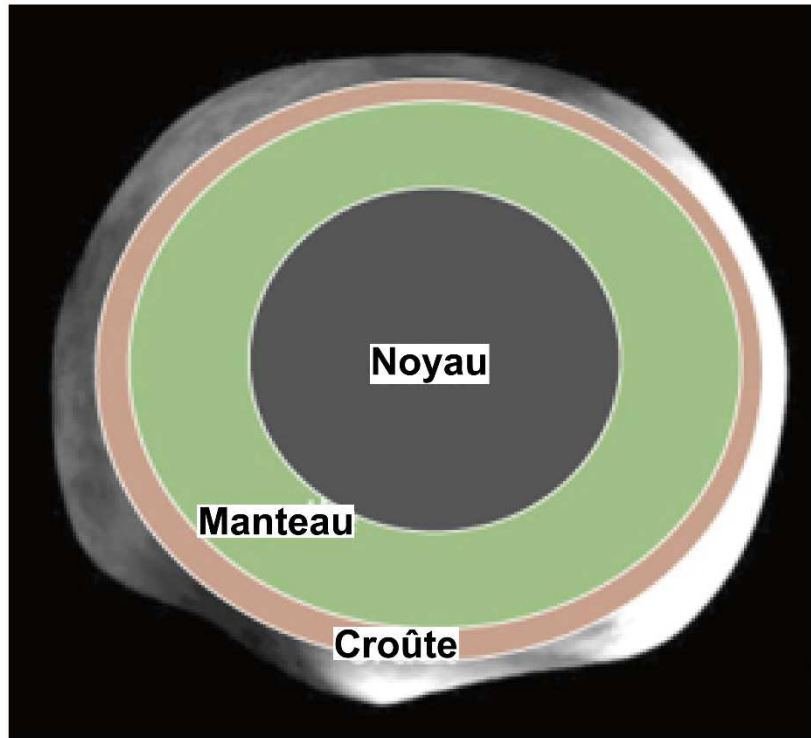


Fig.I.3. Schéma montrant la structure interne de l'astéroïde 4Vesta, d'après Zuber et al. (2011).

I.4. Les cratères d'impact sur l'astéroïde 4Vesta

Les meilleures images de Hubble nous montrent que Vesta a un énorme cratère d'impact près du pôle Sud. La surface de Vesta est caractérisée par l'abondance de plusieurs cratères d'impact, certains avec des couches d'éjection préservées et de grands bassins situés autour de la région équatoriale (Jaumann et al., 2012). Par ailleurs, l'hémisphère sud de cet astéroïde est très accidenté et contient énormément de cratères (Fig.I.4). On y retrouve le grand cratère de Rheasilvia où le terrain est une large unité annulaire caractérisée par des plaines ondulées (Schenk et al., 2012). Ce cratère d'impact s'étend sur environ $500 \pm 25 \text{ km}$ de diamètre et $19 \pm 6 \text{ km}$ de profondeur (Jaumann et al., 2012; Russell et al., 2012). Le bassin de Rheasilvia est à peu près daté de 1Ga, et il a produit un bassin récent et profond autour du pôle Sud, y compris un pic central proéminent (Schenk et al., 2012). En revanche, les observations de la sonde Dawn confirment que ce grand bassin d'impact (Rheasilvia) révèle la présence d'un autre grand bassin

sous-jacent (Veneneia) (Jaumann et al., 2012). Ce cratère consiste en une dépression semi-circulaire en forme de cuvette $\sim 400 \pm 25$ km de diamètre et 12 ± 2 km de profondeur dont la moitié a été détruite par le bassin de Rheasilvia (Jaumann et al., 2012; Russell et al., 2012; Schenk et al., 2012).

Le bassin de Veneneia a été reconnue pour la première fois dans la topographie globale de Vesta, mais il n'est pas apparu dans la mosaïque globale à cause de la déstabilisation de Rheasilvia. En revanche, aucun massif central n'est observé à Veneneia, mais l'escarpement du bord et les éjections de la zone la plus épaisse de Rheasilvia traversent la région centrale, et la grande partie de ce qui reste de Veneneia a probablement été détruite, cratérisé ou recouvert par Rheasilvia (Schenk et al., 2012). Les matériaux pré-vénéniennes des hautes terres cratérisées comme étant dominé par des howardites riches en eucrite, qui pourraient représenter le plus ancien terrain de Vesta comme interprété par (Schäfer et al., 2014). Les deux grands impacts au pôle sud de Vesta ont également excavé de grandes quantités de roches qui pourraient être l'origine des Vestoïdes et des météorites de type HED (Drake, 2001; Thomas et al., 1997). Ces deux grands cratères d'impact sont des structures assez importantes traduisant des grands événements sur Vesta. Les cratères sont très importants pour l'étude géologique de Vesta, non seulement parce que le cratère lui-même peut contribuer à l'étude des propriétés des matériaux de surface ou souterrains, mais aussi parce que les populations de cratères peuvent fournir des informations très précieuses pour les études géologiques régionales ou globales (Lefeuvre & Wieczorek, 2008).

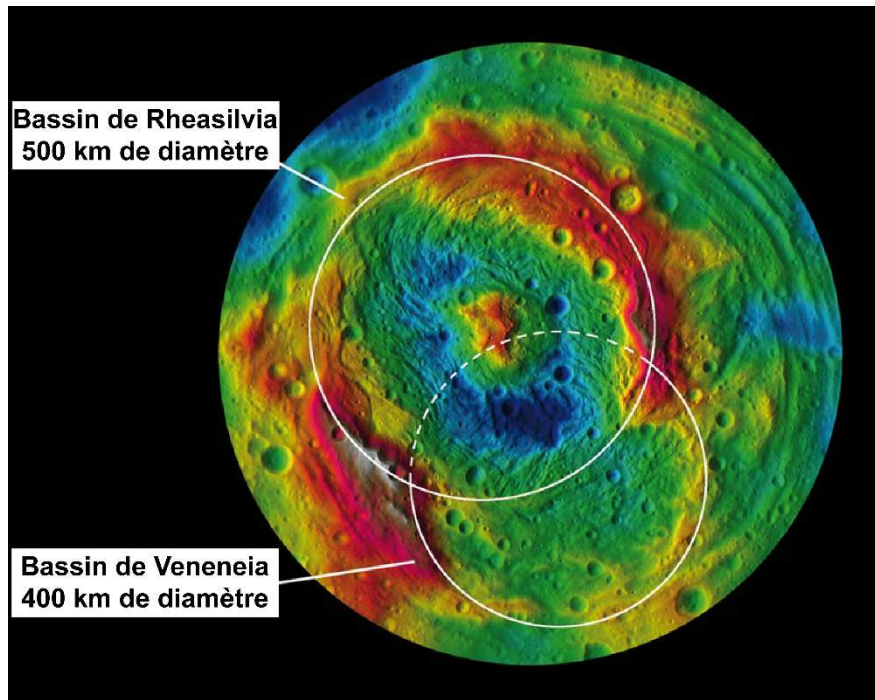


Fig.I.4. Image de l'astéroïde 4Vesta prise par la sonde Dawn, montrant les deux grands cratères dans son pôle sud. (Image NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/Carnegie Institution of Washington).

I.5. Les Vestoïdes, des fragments de 4Vesta ?

Depuis très longtemps, 4Vesta était le seul astéroïde connu ayant une croûte basaltique (Binzel et al., 1997; Gaffey, 1997; McCord et al., 1970; McFadden et al., 1977; Larson H.P. & Fink, 1975). Mais dernièrement, un nombre croissant d'astéroïdes ayant une composition de surface similaire ont été découverts. Ces astéroïdes ont été déjà identifiés par (Binzel & Xu, 1993) avec des spectres visibles de types « Vesta ». Par ailleurs, ces objets orbitent dans la ceinture d'astéroïdes et sont appelés Vestoïdes. Ce nom était initialement utilisé par (Binzel & Xu, 1993) pour désigner tous les astéroïdes de la région proche de Vesta et qui ont le même spectre de type V. D'après (Marzari et al., 1996), l'origine de cette famille était liée à un impact majeur entre Vesta et un autre astéroïde. Plus récemment, Burbine et al., (2001) ont considéré que tous les Vestoïdes qui ont des spectres dans le proche infrarouge qui correspondent à une origine différente que Vesta. Ainsi, les spectres de toutes les météorites HED présentent une caractéristique d'absorption subtile, qui n'est observé que sur certains astéroïdes de type V dans la région de Vesta (Florczak et al., 2002). D'après Mayne (2008), la plupart des spectres Vestoïdaux représentent un mélange de diogénite et d'eucrite. En revanche, Le grand cratère

près du pôle sud de Vesta est probablement la source proximale de la plupart de ces Vestoïdes actuels (Drake, 2001).

I.6. Les HEDDO : Howardites, Eucrites, Diogénites et Diogénites à olivine

I.6.1. Les Howardites

D’après Delaney et al., (1983), les howardites sont par définition des brèches d'achondrites basaltiques polymictes contenant moins de 90% d'un seul composant lithique identifiable. Ce type de météorite est connu pour contenir de nombreux matériaux étrangers de taille millimétrique appelés « Clastes » (Buchanan et al. 1993 ; Wilkening, 1973). Ces fragments varient en nature et comprennent des fragments lithiques polyminéraux, des fragments monominéraux, des verres d'impact, des brèches fondues et d'autres fragments bréchiques (Gregory et al., 2017). Certaines howardites contiennent également des clastes exogènes de débris d'astéroïdes de chondrite carbonée, principalement dérivés du groupe CM2 contenant du phyllosilicate (Buchanan et al., 1993; Zolensky et al., 1996). Les howardites sont d’ailleurs considérées comme des brèches polymictes qui contiennent des masses hétérogènes de matériaux eucritiques et diogénitiques (Cartwright et al., 2013; Delaney et al., 1983). L’origine de leur formation remonte à un ou plusieurs impacts très violents qui ont arraché une épaisseur importante de la croûte de l’astéroïde, libérant ainsi les matériaux nécessaires à la constitution par la réagglomération des roches howarditiques (eucritique de surface et diogénitique de grande profondeur) (Warren et al., 2009).

Plus récemment, les howardites ont été subdivisées en deux sous-types: les howardites régolithiques et les howardites fragmentaires (Cartwright et al., 2013; Warren et al., 2009). Par ailleurs, selon Cartwright et al., (2013), les howardites régolithiques se divisent en deux sous types: ceux qui sont dominés par des gaz nobles de type planétaire dérivés de clastes chondritiques indiquant un mélange avec des débris d'impacteur, mais contenant également un composant de gaz nobles du vent solaires associés à des matériaux de Vesta, et ceux dominés par des gaz du vent solaires piégés indiquant une irradiation à la surface de l’astéroïde 4Vesta. En revanche, les howardites fragmentaires sont des brèches polymictes et elles ont une signature de gaz rare dominée par des isotopes cosmogéniques qui est produite par l'interaction de rayons cosmiques à haute énergie avec des atomes cibles à des profondeurs de l'ordre de 1 m (Wieler, 2002).

Par ailleurs, les howardites régolithiques représentent des échantillons anciens et bien mélangés du régolithe actif près de la surface qui ont subi des impacts de micrométéorites et

qui ont un vent solaire fractionné ou une signature isotopique planétaire (due à la présence de matériaux carbonés exogènes) et de gaz rares. En revanche, les howardites fragmentaires représentent des howardites moins bien mélangées qui ne proviennent pas de la partie active supérieure du régolithe (Cartwright et al., 2013). Les paramètres qui peuvent être utilisés pour distinguer une howardite régolithique d'une howardite fragmentaire sont: la concentration apparente d'Al₂O₃ varie de 8 à 9 % en poids d'oxyde, la concentration apparente de Ni est supérieure à 300 µg/g, la présence de sphérules d'impact et en fin la signature des gaz rares du vent solaire (Warren et al., 2009).

I.6.2. Les eucrites

Les eucrites sont des roches ignées, de composition basaltique ou gabbroïque, qui viennent de la croûte la plus ancienne (4.5 Ga) de la surface d'un petit corps planétaire (Barrat et al., 2011). Ce type de météorites offrent l'opportunité d'étudier la génération du basalte sur un corps planétaire très tôt dans l'histoire du système solaire, une période pendant laquelle les basaltes de la Terre et de la Lune n'étaient pas disponibles (Yamaguchi et al., 2001). Selon Yamaguchi et al. (2006), les eucrites et les mésosidérites connaissent l'activité ignée la plus ancienne, à commencer par la formation précoce des corps parents. La plupart des eucrites sont des brèches formées par des mélanges d'impacts près de la surface, ces impacts ont perturbé la minéralogie, la texture et même les âges isotopiques (Yamaguchi et al., 2001).

Les eucrites ont des textures magmatiques et des compositions chimiques indiquant une formation basaltique en épanchements ou en intrusions, et sont donc considérés comme des échantillons des couches externes de la croûte de leur corps parent (Barrat et al., 2007). Elles sont subdivisées en eucrite cumulative et eucrite basaltique, suivant leurs modes de mise en place et en fonction de leur composition en pyroxène et en plagioclases (McSween et al., 2011). Les eucrites bréchifiées sont monomictes si leurs clastes sont cohérents du point de vue compositionnelle (c-à-dire un seul type d'eucrite) ou polymictes si plus d'un type d'eucrite est présent.

➤ *Les eucrites cumulatives*

Les eucrites cumulatives sont des roches à grain grossier dont le Mg# est plus élevé et l'abondance des éléments en traces est plus faible que celle des autres eucrites (Barrat et al., 2007), ainsi que leurs spectres des terres rares présentent des anomalies positives prononcées en Eu, bien expliquées par l'accumulation de plagioclases (Barrat, 2004). Elles ont des plagioclases relativement calciques (An >90) et une faible teneur en Fe (Mayne et al., 2009).

Yamaguchi et al., (2001) ont considéré que la plupart des eucrites cumulatives ne sont pas bréchiques qu'ils se sont formés à une plus grande profondeur que les eucrites non cumulatives. Cependant, Mayne (2008) a suggéré que les eucrites cumulatives sont formées sous forme d'intrusions tardives dans la croûte basaltique.

➤ *Les eucrites basaltiques*

La nomenclature des eucrites basaltiques est couramment eucrites monomictes bréchifiées ou non bréchifiées, constituées des minéraux et des fragments lithiques de taille fine ou moyenne, généralement situé dans une matrice fragmentaire (Mittlefehldt et al., 1998). La plupart des eucrites basaltiques sont métamorphosées thermiquement (Zuber et al., 2011), et plus précisément, elles ont subi divers degrés de métamorphisme thermique et/ou d'impact sur le corps parent des eucrites (Barrat et al., 2011; Warren et al., 2014).

Les eucrites basaltiques sont divisés en fonction de leur géochimie en deux groupes : le groupe principal Nuevo Laredo et le groupe Stannern (Mayne et al., 2009). Le groupe principal Nuevo Laredo montre une tendance de variation qui est caractérisée par la diminution du Mg# avec l'augmentation de la teneur en éléments incompatibles, alors que la tendance Stannern a un Mg# presque constant et des teneurs plus élevées en éléments incompatibles (Stolper, 1977). Les eucrites du groupe Stannern ne sont pas très abondantes (Barrat et al., 2007), elles sont très similaires aux eucrites du groupe principal pour les éléments majeurs mais sont plus riches en Ti et en éléments incompatibles en traces (Barrat et al., 2007).

I.6.3. Les diogénites

Les diogénites sont des météorites achondritiques, comme les orthopyroxénites et les harzburgites ; elles sont généralement associées au magmatisme basaltique lié au stade le plus précoce de la fusion des astéroïdes sur un corps parent différencié (Mittlefehldt et al., 1998). Ce sont des météorites ignées monominérales composées de >90% d'hypersthène, avec un peu d'olivine et de chromite et traces de silice, plagioclase, troilite, métal et phosphates (Bowman et al., 1997 ; Mittlefehldt & Peng, 2013a). Ces météorites présentent généralement une gamme étroite de compositions d'éléments majeurs, en raison de l'équilibre sub-solidus (Mittlefehldt, 1994). De plus, Mittlefehldt & Peng (2013b) ont considéré que la majorité de ces météorites sont des brèches, mais le reste des textures indiquent qu'il s'agissait à l'origine de roches à grain grossier, avec des granulométries de l'ordre du cm. Par ailleurs, la plupart des diogénites semblent être des brèches monomictes ne contenant que des matériaux diogénitiques de composition très similaire (Delaney et al., 1983; Mittlefehldt, 1994). Les diogénites polymictes

sont considérées comme des brèches riches en orthopyroxène contenant une petite quantité de clastes lithiques mafiques ou d'autres matériaux (Delaney et al., 1983). Les diogénites sont généralement appauvries en éléments les plus incompatibles, comme par exemple le La et le Sm, et ainsi moins appauvries en éléments moyennement incompatibles, comme le Sc et Yb (Mittlefehldt, 1994).

I.6.4. Les diogénites à olivine

L'observation de grandes quantités d'olivine dans quelques diogénites implique qu'il pourrait y avoir plus de diversité dans le groupe (Mittlefehldt, 1994; Sack et al., 1991a). La classification des diogénites à olivine exige uniquement qu'elles contiennent $\geq 10\%$ d'olivine (Sack et al., 1991a). En revanche, (Irving et al., 2009; Mittlefehldt, 1994; Sack & Ghiorso, 1991b) ont proposé que les diogénites dont la teneur en olivine est supérieure à 5 % ont été appelées diogénites à olivine ou harzburgites. Cependant, Irving et al., (2005) ont proposé le terme diogénite à olivine pour les assemblages péridotiques contenant plus de 30 % d'olivine. En outre, Le terme olivine-bearing diogénite est réservé pour décrire les diogénites qui contiennent entre 1 et 5% d'olivine (Shearer et al., 2010). Les diogénites à olivine sont interprétées par (Irving et al., 2009), comme issues d'une zone de formation plus profonde dans la structure de l'astéroïde 4Vesta que les diogénites classiques.

I.7. La relation entre Vesta et les météorites de type HEDDO

La relation entre l'astéroïde 4Vesta et les météorites HEDDO offre une opportunité unique de combiner l'analyse d'échantillons météoritiques avec des données de télédétection sur l'astéroïde (Gregory et al., 2017). Cependant, cette relation est un sujet de débat depuis plusieurs années. Cela est dû au fait que malgré l'association des météorites HED avec Vesta était apparente, il n'était pas clair quel mécanisme pouvait transporter le matériel de cet objet de la ceinture principale des astéroïdes vers la Terre (Hanna & Sprague, 2009).

Binzel et al., (1997) et Gaffey (1997) ont utilisé le télescope spatial pour fournir des cartes géologiques de Vesta, sur lesquelles ils ont observé une hétérogénéité lithologique sur la surface de cet astéroïde, ils ont montré également que tous les groupes majeurs des météorites HED sont présents sous forme de grandes unités géologiques à la surface de Vesta. La proportion relative de HED sur la surface de Vesta est calculée, et les résultats montrent que la plus grande partie de sa surface est compatible avec les howardites et les eucrites cumulatives et/ou eucrites polymictes (De Sanctis et al., 2013). En outre, les analyses des météorites de la série howardite-eucrite-diogénite (HED), qui ont été à la fois spectroscopiquement et

dynamiquement liées à Vesta, conduisent à un modèle de l'astéroïde avec une croûte basaltique qui recouvre un manteau péridotique appauvri et un noyau en fer (Zuber et al., 2011). Un très faible pourcentage de surface est recouvert de diogénite, en revanche la plus grande abondance de matériel diogénitique se trouve dans le bassin le plus profond de Rheasilvia, où il se trouve clairement sous une croûte basaltique (De Sanctis et al., 2013). Les zones riches en diogénite étaient aussi identifiées par exemple dans le bassin du cratère de Rheasilvia, et Ammannito et al., (2013) ont identifié des petites zones riches en olivine.

L’hypothèse que les météorites HED sont des éjections d’impact de Vesta a des implications très importantes pour la compréhension de l’histoire géologique des astéroïdes (Keil, 2002). De plus, il y a donc sans aucun doute de fortes lignes de preuves à l’appui d’un lien génétique direct de plusieurs ou même tous les HEDs avec Vesta ou la famille des Vestoïdes (Greenwood et al., 2014; McCord et al., 1970; McCoy et al., 2015; McSween et al., 2013; Mittlefehldt, 2015; Russell et al., 2013). En revanche, la mission spatiale Dawn a fourni de nombreuses données nouvelles et détaillées sur Vesta qui renforce cette liaison météoritique Vesta-howardite-eucrite-diogénite (HED) et le concept que Vesta est différencié tel que déduit par les observations télescopiques antérieures (De Sanctis et al., 2013). Malgré les difficultés en identifiant les mécanismes possibles de transport de 4Vesta, le caractère de ce type de spectre (**Fig.I.5**) dans le domaine de la ceinture principale d’astéroïdes a conduit à confirmer la liaison entre Vesta et les météorites HED.

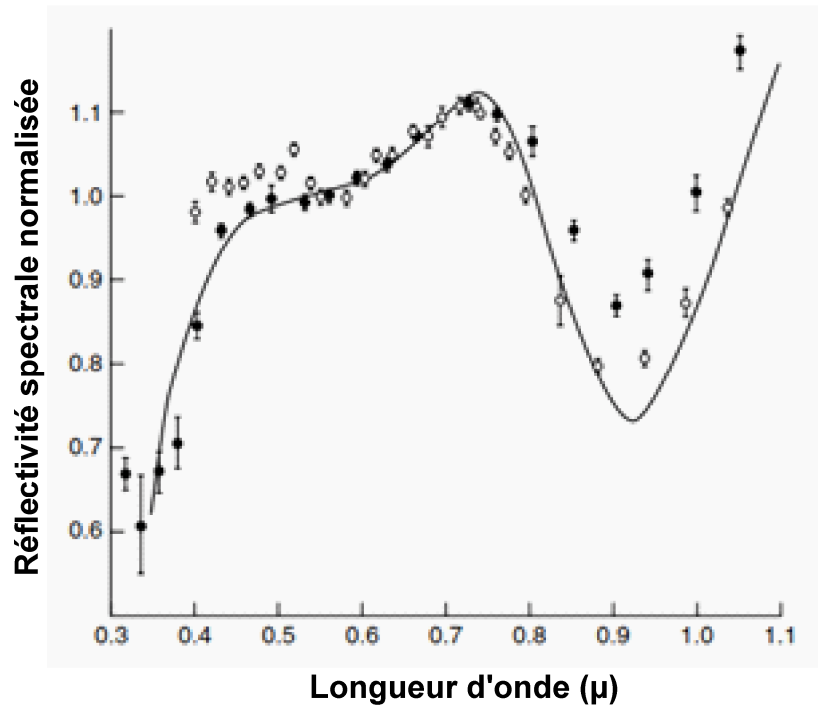


Fig.I.5. Comparaison des mesurément de la réflectivité spectrale mesurées au laboratoire avec les données du télescope de 4Vesta (cercles ouverts et solides). Figure prise de [McCord et al \(1970\)](#).

I.8. La genèse des HEDDO

La série de météorites HEDDOs, vaste et diversifiée, fournit une image détaillée de l'histoire ignée et post-magmatique de Vesta ([Mandler & Elkins-Tanton, 2013](#)). Malgré des recherches approfondies et tous les modèles qui ont été proposés pour la formation des HEDDOs, la pétrogenèse des eucrites est restée controversée. La question centrale dans tous les modèles est de savoir si les eucrites du groupe principal sont des eucrites primaires qui résultent de la fusion partielle ou des liquides résiduels, avec deux directions de pensée distinctes (la cristallisation fractionnée et la fusion partielle) concernant l'origine des HEDDOs qui sont discutées ci-dessous.

Le premier modèle de différenciation des astéroïdes a été proposé par [Mason \(1962\)](#) qui a noté que la série des HEDs peut s'expliquer par une tendance de cristallisation fractionnée dans laquelle la fraction cumulée est représentée par les diogénites, les eucrites sont en revanche des résidus de fusion de la croûte eucritique ([Delaney et al., 1984a](#) ; [Ikeda et Takeda, 1985](#) ; [Warren, 1985](#) ; [Longhi et Pan, 1988](#) ; [Bartels et Grove, 1991](#)).

Un modèle alternatif a été proposé par [Stolper \(1975, 1977\)](#) basé sur des expériences de fusion d'eucrites basaltiques. On considère que les eucrites du groupe principale et Stannern sont le résultat de différents degrés de fusion partielle à l'équilibre du matériau chondritique ([Consolmagno et Drake, 1977](#) ; [Stolper, 1977](#)) et ont fait l'objet de nombreuses études ([Jurewicz et al., 1991, 1995](#) ; [Jones et al., 1996](#)). De plus, les eucrites de la tendance de Stannern pourraient être produits à partir de la même source mantellique que les eucrites du groupe principal, mais à des degrés de fusion plus faibles, et peut-être à des fugacités d'oxygène légèrement inférieures ([Barrat et al., 2007](#)).

Les travaux de [Hsu et Crozaz \(1996\)](#) sur les eucrites non cumulatives ont généralement montré que le modèle de [Stolper \(1977\)](#) était bien accueilli. Le modèle de [Stolper \(1977\)](#) n'a pas cessé de perdre la faveur, la difficulté est d'expliquer la très faible teneur en éléments sidérophiles des eucrites ([McSween et al., 2012](#)) et l'homogénéité des compositions isotopiques en O des HEDs ([Greenwood et al, 2005](#)).

[Warren et Jerde \(1987\)](#) ont cependant présenté un modèle hybride des modèles précédents de Mason et Stolper, dans lequel les eucrites Stannern sont issues du corps parent des HEDs tandis que les eucrites Nuevo Laredo sont les liquides résiduels laissés par la cristallisation des diogénites. [Ikeda et Takeda \(1985\)](#) ont développé le premier modèle de l'océan magmatique pour la pétrogenèse de la série des HEDs, qui comprenait un modèle simple avec une structure en couches. Depuis lors, ce modèle de l'océan magmatique a subi plusieurs révisions ([Ruzicka et al. 1996](#) ; [Richter et Drake, 1997](#) ; [Mandler et Elkins-Tanton, 2013](#)). En revanche, ce modèle est soutenu par l'abondance d'éléments modérément sidérophiles dans le manteau de 4Vesta et est compatible avec un noyau comprenant environ 10 % de la masse de Vesta ([Richter et Drake, 2000](#)). Le refroidissement d'un océan de magma semble cependant fournir une explication plus complète des diverses lithologies représentées par la série HED, que le modèle de fusion partielle ([Richter et Drake, 1997](#) ; [Ruzicka et al., 1997](#)). Le modèle de l'océan magmatique a également été remis en question sur la base de données sur les éléments en traces, qui indiquent que les magmas parentaux de certaines diogénites ont été contaminés par des fusions partielles provenant de la fusion des croûtes eucritiques préexistantes ([Barrat et al., 2010](#)).

Plus récemment, le modèle de l'océan magmatique est présenté en deux grandes étapes pour la pétrogenèse des HED ([Mandler et Elkins-Tanton, 2013](#)) (**Fig.I.6**). Leur modèle a utilisé une combinaison de 60 % à 70 % de cristallisation à l'équilibre d'un océan magmatique suivie de l'extraction des résidus se fondent dans des chambres magmatiques peu profondes, où une

cristallisation fractionnée a eu lieu. Pour produire toutes les lithologies eucritiques et diogénitiques, les chambres magmatiques peu profondes ont subi une recharge magmatique périodique ou continue. [Barrat et Yamaguchi \(2014\)](#) suggèrent que le modèle de ([Mandler et Elkins-Tanton 2013](#)) ne parvient toujours pas à expliquer l'effet de la diversité des éléments en traces des diogénites, en particulier la diversité des terres rares lourdes (HREE). Des travaux plus récents de [Weisfeiler et al \(2017\)](#) modélisent le transport de la chaleur au début et soutient un océan magmatique qui se refroidirait rapidement par l'intermédiaire de l'océan Vesta. Une croûte externe solide s'est formée de la même manière que celle envisagée par [Mandler et Elkins-Tanton \(2013\)](#). Dans leur travail, ils démontrent que la fusion commencerait très tôt (environ 130 000 ans). Ces résultats sont en accord avec les âges ^{53}Mn - ^{53}Cr donnés par [Lugmair et Shukolyukov \(1998\)](#), qui suggèrent que l'activité ignée a commencé vers environ 3 Millions d'années après la formation des CAI et a continué jusqu'à environ 10 Million d'année. Dans l'ensemble, les données semblent favoriser un placement relativement tardif des plutons de diogénite dans la croûte eucritique préexistante et sont étayées par des lithologies riches en olivine dans les parois des cratères de Vesta, ce qui suggère la présence de matériaux cumulés à un niveau élevé ([Ammannito et al., 2013](#)). Le paradoxe, où les diogénites présentent des preuves isotopiques de la fusion globale, mais aussi des caractéristiques géochimiques indiquant une interaction tardive avec la croûte eucritique, peut refléter une transition rapide du magmatisme global au magmatisme en série sur leur corps parent ([Greenwood et al., 2014](#)).

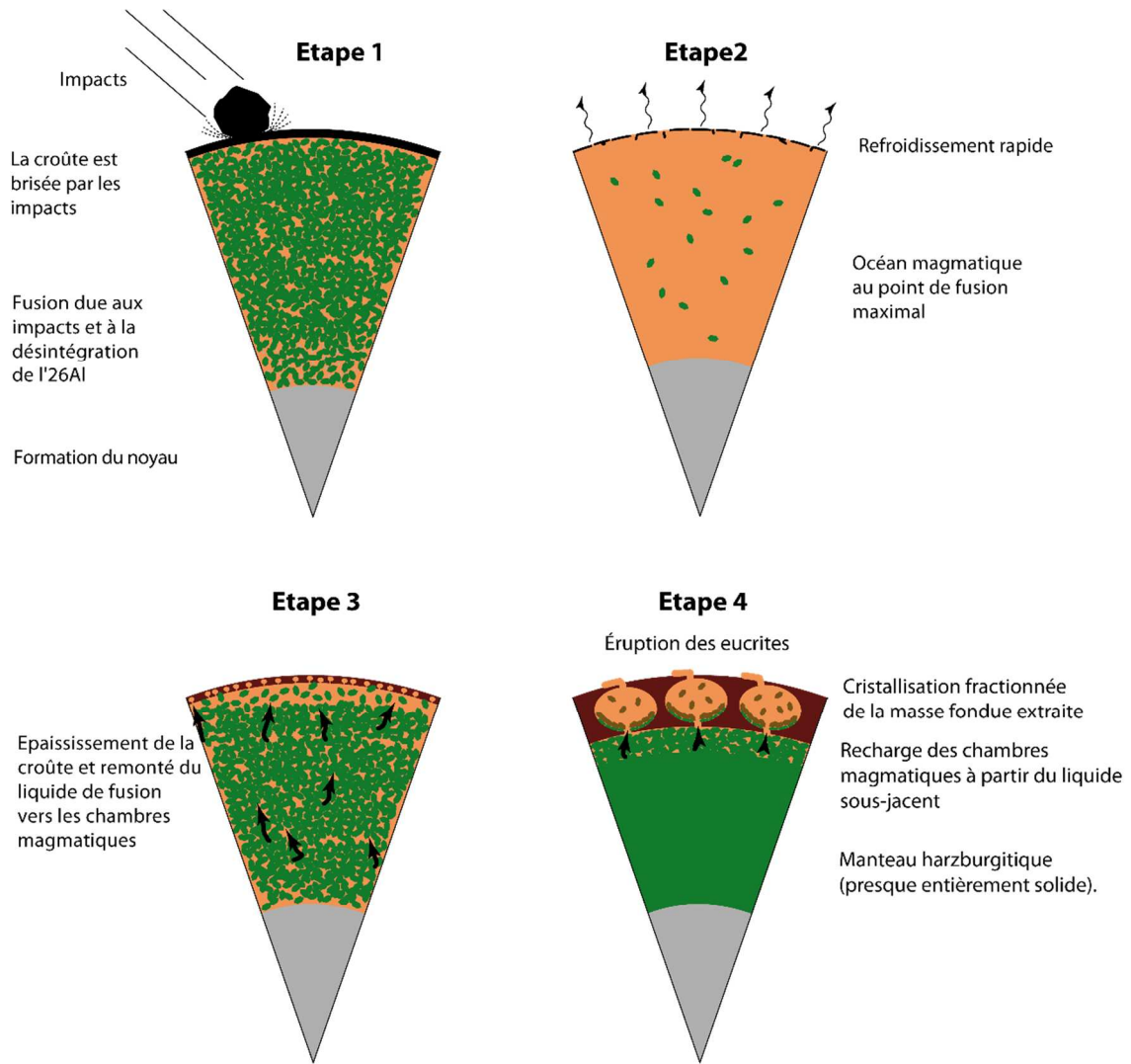


Fig.I.6. Le modèle de la formation de Vesta par Mandler & Elkins-Tanton (2013).

Chapitre II

Les diogénites à olivine et les diogénites

II.1 : Introduction

Dans ce chapitre nous allons étudier deux météorites de type achondrites (Northwest Africa 4255 et Northwest Africa 4272). Ces deux achondrites ont été découvertes au Sahara du sud-ouest algérien. La NWA 4255 a été classifiée comme diogénite à olivine, cependant, la NWA 4272 a été classifiée comme diogénite.

Dans ce chapitre nous travaillons sur la NWA 4255, une diogénite à olivine bréchique et contenant deux lithologies. Cependant, dans la deuxième partie de ce chapitre, nous allons ainsi étudier la NWA 4272, un échantillon de 3x2 cm² de surface. Elle contient uniquement une seule lithologie, et qui se compose essentiellement d'orthopyroxène et accessoirement de diopside, de plagioclase et de spinelle, cependant l'olivine est complètement absente dans cette diogénite.

II.2. La diogénite à olivine NWA 4255

II.2.1. La pétrographie de la diogénite à olivine NWA 4255

NWA 4255 est une diogénite monomictite bréchique qui contient deux lithologies différentes (harzburgitique et orthopyroxénitique). La lithologie harzburgitique contient de l'orthopyroxène, de l'olivine et du Fer métal. La lithologie orthopyroxénitique contient en effet de l'orthopyroxène, du spinelle chromifère et des sulfures. Cette diogénite à olivine contient 91.62 % d'orthopyroxène, 6.79 % d'olivine et 1.08 % de spinelle chromifère. Le Fer métal et les sulfures sont présents en petites quantités et remplissent les fissures de l'orthopyroxène. De plus, les grains de pyroxène sont moins bréchiques autour du Fer métal (**Figs. 1 et 2**). Le clinopyroxène est présent comme des traces associées avec le Fer métal dans les grains de pyroxène.

L'une des caractéristiques les plus particulières de cette diogénite à olivine c'est la présence de nombreuses petites inclusions vides dans les orthopyroxènes et parfois dans les spinelles, elles sont associées aux chapelets de petites inclusions de spinelles et des sulfures (**Fig. II.1B et C**). Ces inclusions vides pourraient être des inclusions de dégazage des produits gazeux, qui disparaissaient probablement pendant la cristallisation de cette diogénite à olivine.

II.2.1.1. La lithologie orthopyroxénitique

➤ Le pyroxène

L'orthopyroxène se présente sous forme de grains sub-automorphes, présentant une large gamme de taille (~ 8mm de longueur) (**Fig. II.1D**). Dans la plupart des cas, ces grains sont très bréchiques, qui représentent des restes d'anciens gros cristaux.

Dans certains cas, les contacts magmatiques entre les orthopyroxènes et les spinelles sont parfois préservés. De plus, le clinopyroxène est également présent dans cette lithologie et se présente sous forme de très petits grains (~50 µm). Ces grains sont principalement associés au fer métal dans les gros cristaux de l'orthopyroxène.

➤ Le spinelle chromifère

Le spinelle de cette diogénite à olivine a plusieurs formes. La plupart d'entre eux se présentent typiquement sous forme de grains sub-automorphes à xénomorphes, d'une taille de (100 à 600µm). Ces grains de spinelle sont fortement bréchiques, qui sont dans ou en contact avec l'orthopyroxène (**Fig. II.1E**). Cependant certains spinelles sont automorphes (300 à 550µm de diamètre) montrant des contacts magmatiques avec l'orthopyroxène (**Fig. II.1F**). En plus de cela, certains petits grains de spinelles sont associés aux sulfures (**Fig. II.2A**), ces spinelles se trouvent également dans les contacts courbes avec les grains d'orthopyroxène. De plus, il y a d'autres spinelles qui sont généralement des inclusions minuscules (< 10µm), elles sont associées à de nombreux petits vides et parfois à des sulfures dans les plans de clivage des phénocristaux d'orthopyroxène.

➤ Les sulfures

Les sulfures sont plus abondants dans lithologie orthopyroxénitique. Ils sont moins fréquents dans la lithologie harzburgitique. La forme et la granulométrie des sulfures diffèrent dans cet échantillon ; certains d'entre eux sont subautomorphes (~360 µm de diamètre) (**Fig.II.2B**). Il existe également des sulfures automorphes dont la taille varie de 20 à 50µm. Le plus souvent, les sulfures ont été observés sous forme de minuscules grains inclus dans l'orthopyroxène et le spinelle.

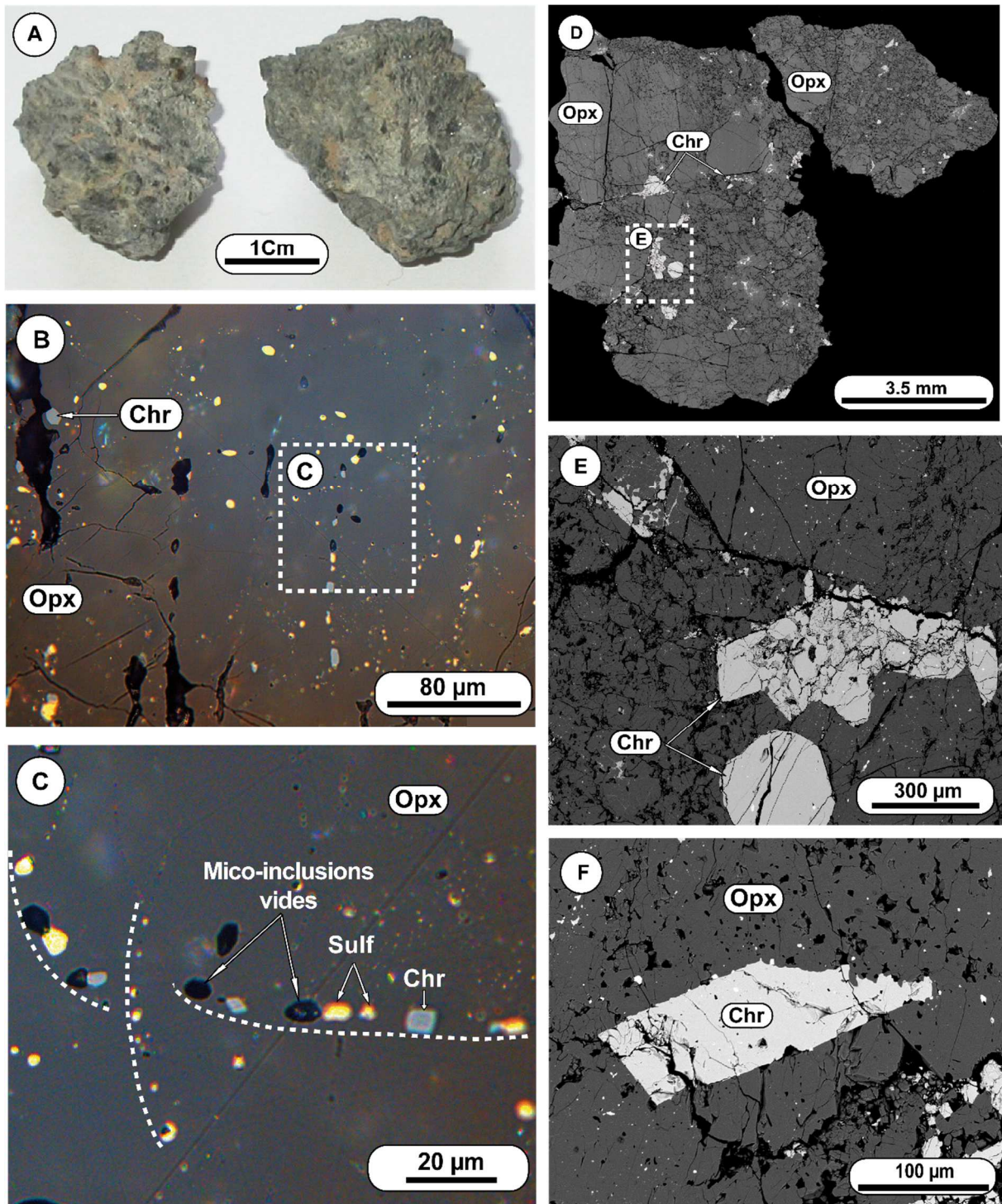


Fig. II.1. *A. Deux fragments de la diogénite à olivine NWA 4255. B et C : des chaînes d'inclusions des sulfures et des spielles, s'alignent avec des micro-inclusions vides dans l'orthopyroxène. D : Image électronique rétrodiffusée (BSE) mosaïque de la lithologie orthopyroxénitique de l'échantillon étudié. E : Image électronique rétrodiffusée (BSE) d'une zone bréchique de la NWA 4255 présentant deux différentes textures de spinelle chromifère, l'une des textures est sub-automorphe présentant des fractures irrégulières et l'autre est automorphe, les deux sont entourées par un orthopyroxène bréchique. F : Spinelle chromifère automorphe dans un grand orthopyroxène.*

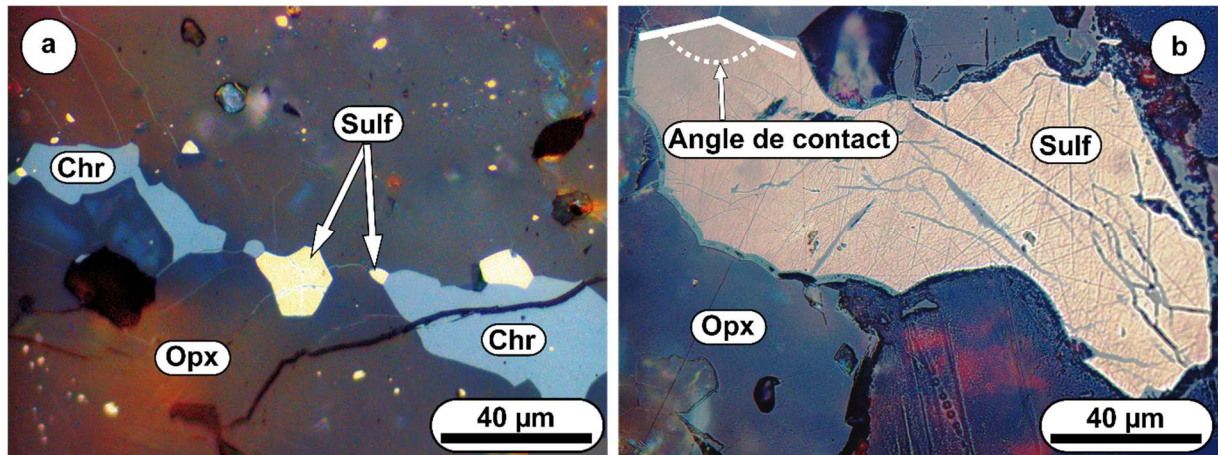


Fig. II.2.a. Microphotographie de spinelles irréguliers associées aux inclusions de sulfures automorphes dans l'orthopyroxène. b : Microphotographie du sulfure automorphe montrant l'angle de contact à l'intérieur de l'orthopyroxène.

II.2.1.2. La lithologie harzburgitique

➤ **Le pyroxène**

Les orthopyroxènes sont essentiellement sub-automorphes, dont la taille varie de 2mm à 1,5cm dans la dimension la plus longue (**Fig.II.3. A**). De plus, la plupart des cristaux d'orthopyroxène sont fracturés et contiennent de nombreuses inclusions d'olivine, de spinelle chromifère, de fer-métal et de sulfures. Dans les zones bréchiques, les pyroxènes sont petits et présentent une forme angulaire dont la taille est comprise généralement entre 10 et 250µm.

Il est important de noter qu'il y a quelques orthopyroxènes exceptionnellement trouvés en inclusions dans les olivines (dans le fragment 19). Ces orthopyroxènes peuvent avoir jusqu'à 200µm en dimension la plus longue, ils sont xénomorphes avec des limites tortueuses (**Fig. II.3 B et C**).

Les cristaux de l'orthopyroxène sont moins bréchiques autour du fer métal. Le clinopyroxène est présent sous forme de traces associées au fer métal dans des gros cristaux d'orthopyroxènes.

➤ **L'olivine**

L'olivine se présente uniquement dans la lithologie harzburgitique. En effet, elle montre une distribution hétérogène. Elle se présente sous forme de cristaux fragmentés de taille millimétrique, mais souvent en contact magmatique avec des grains d'orthopyroxènes. Les

Chapitre II – Les diogénites à olivine et les diogénites

cristaux d'olivine sont automorphes dont la taille varie de 250 μm à 1,5 mm (**Fig. II.3.D**). Dans la plupart des cas, la présence des olivines est liée à la présence du fer métal. Cependant, certains petits grains d'olivine (25-70 μm) sont occasionnellement trouvés sous forme d'inclusions dans de gros cristaux d'orthopyroxène (**Fig. II.3.E et F**). Ces petits grains correspondent à la lithologie transitionnelle.

➤ Le Fer métal

Les grains de fer métal se trouvent en petites quantités dans la NWA 4255, ils apparaissent sous forme irrégulière associée à l'orthopyroxène et parfois à l'olivine. Les grains de fer sont xénomorphes jusqu'à 500 μm de diamètre (**Fig. II.3.F**), montrant de nombreuses infiltrations dans les fissures de l'orthopyroxène et d'olivines. Toutefois, ils se présentent également sous forme de petits grains (moins de 10 μm). Il est associé aux sulfures sous forme de chaînes d'inclusions dans l'orthopyroxène.

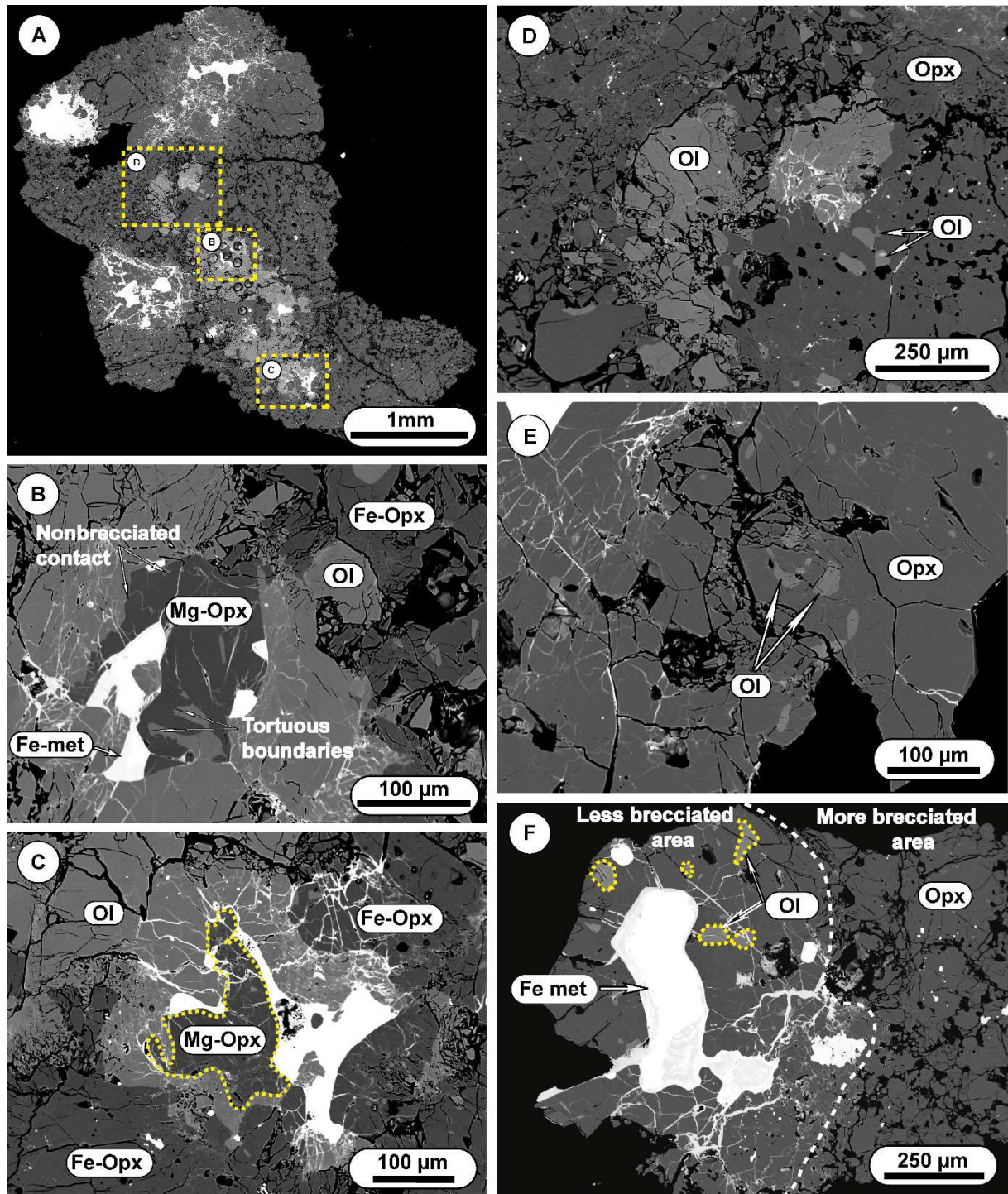


Fig. II.3. Images BSE montrant les textures et les minéraux composés de la lithologie harzburgitique de de la NWA 4255. **A** : Image mosaïque du fragment 19, dans lequel l'olivine et le fer métal ont été trouvés sous forme des gros cristaux. **B et C** : Orthopyroxène magnésien associé au fer métal, incluent dans un gros grain d'olivine. Il est à noter que le contact entre l'orthopyroxène et les olivines est généralement non bréchiq. **D** : Image BES d'une zone riche en olivine. **E et F** : Image BSE de la lithologie transitionnelle montrant des grains d'olivines sous forme des petites inclusions arrondies incluent dans l'orthopyroxène dans **E**. Olivine et un gros grain de fer métal incluent dans un

orthopyroxène moins bréchiq, mais le pyroxène avec les grains minuscules du fer métal se focalise dans une zone plus bréchiq dans F.

II.2.2. La chimie des minéraux : les éléments majeurs, mineurs et traces

II.2.2.1. La lithologie orthopyroxénitique

➤ Le pyroxène

Les analyses de pyroxènes de cette lithologie sont données dans le tableau **S1**. Selon les termes ferrifère et magnésien utilisé par (Beck and McSween, 2010), les pyroxènes à faible teneur en Ca dans la lithologie orthopyroxénitique ont principalement une tendance ferrifère avec une composition de ($W_{0.133-1.75} En_{72.94-74.52} Fs_{24.02-25.61}$) (**Fig. II.4.**), leurs rapport Fe# qui varient de 24.32 à 26.01 (**Fig. II.5.**).

Ces pyroxènes présentent des concentrations légèrement variables pour Al_2O_3 qui varient (0,04 à 0,2 % en poids d'oxyde), Cr_2O_3 (0,2 à 0,4 % en poids d'oxyde), et CaO (0,68 à 0,89 % en poids d'oxyde). Les concentrations de TiO_2 sont très faibles, souvent inférieures à la limite de détection de la microsonde électronique et sans excès de 0,07 % en poids d'oxyde. Le rapport Fe/Mn de ces pyroxènes varie de 23,91 à 32,64.

Les concentrations des éléments en traces déterminées par LA-ICP-MS présentent de légères variations dans l'Orthopyroxène orthopyroxénitique. La concentration de Ti est comprise entre 255 à 276 ppm, Co de 5,01 à 5,56 ppm, Sc de 12,1 à 13,4 ppm et V de 109 à 117 ppm. Remarquablement, les concentrations de Ni sont très faibles (0,254- 0,386 ppm).

Les teneurs en HFSE sont de 0,003-0,007 ppm pour le Hf et de 0,025-0,040 ppm pour le Nb. Le Zr présente des variations de concentrations qui varie entre 0,085 et 0,217 ppm ; Le Ta est inférieur aux limites de détection (moins de 0,0005 ppm 0,5ppb).

De plus, les concentrations des éléments en traces incompatibles sont très faibles avec de faibles variations dans Y (0,094 à 0,145 ppm) et Yb (0,027 à 0,034 ppm). Par conséquent, quant au pyroxène ferrifère, aucune corrélation n'est observée entre ces éléments et le Ti (**Fig. II.6.**).

Chapitre II – Les diogénites à olivine et les diogénites

Les teneurs en terres rares légères sont généralement appauvries par rapport aux terres rares lourdes (le rapport La/Yb varie de 0.03 à 0.008). Cependant, les terres rares moyennes sont enrichies (le rapport $La_N/Sm_N = 0.07-0.28$, et celui de $Sm_N/Yb_N = 0.30-0.48$). Les spectres normalisés aux chondrites CI montrent des anomalies négatives avec un rapport Eu/Eu^* faible et qui varie de 0.35 à 0.66 ($Eu^* = (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$) (**Fig. II.7**).

Les teneurs en terres rares dans les pyroxènes orthopyroxénitiques sont différentes de celles obtenues pour les orthopyroxènes transitionnel et harzburgitique. Leurs spectres sont plus enrichis (**Fig.II.7**), et surtout dans les terres rares moyennes et les terres rares lourdes ($Sm_N/Yb_N = 0,43-0,48$). De plus, ils présentent une forme presque parallèle.

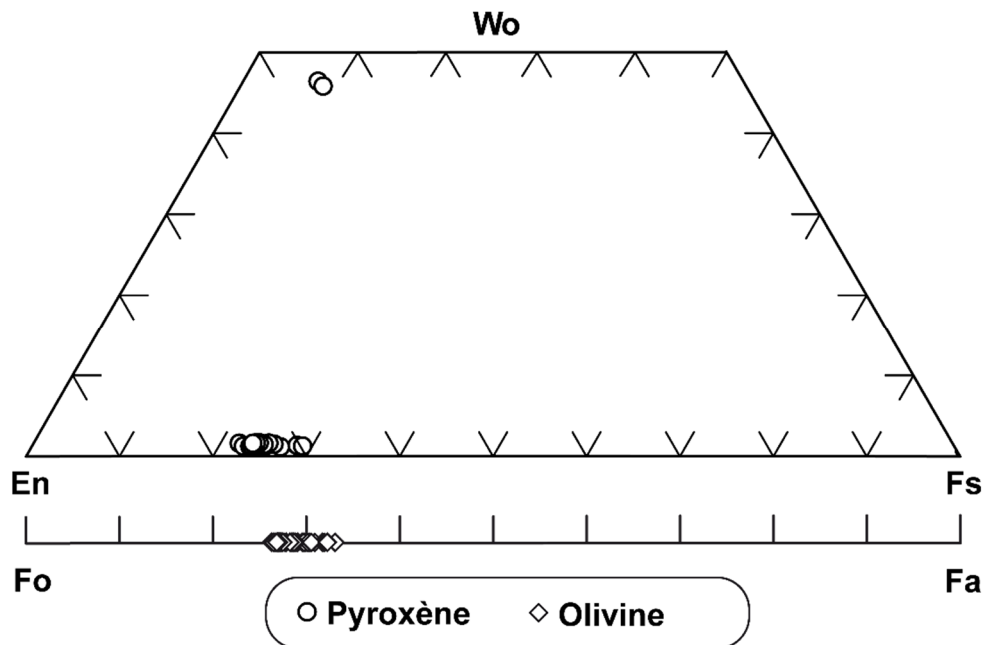


Fig. II.4. Diagramme ternaire En-Wo-Fs montrant les compositions des pyroxènes et des olivines de la NWA 4255.

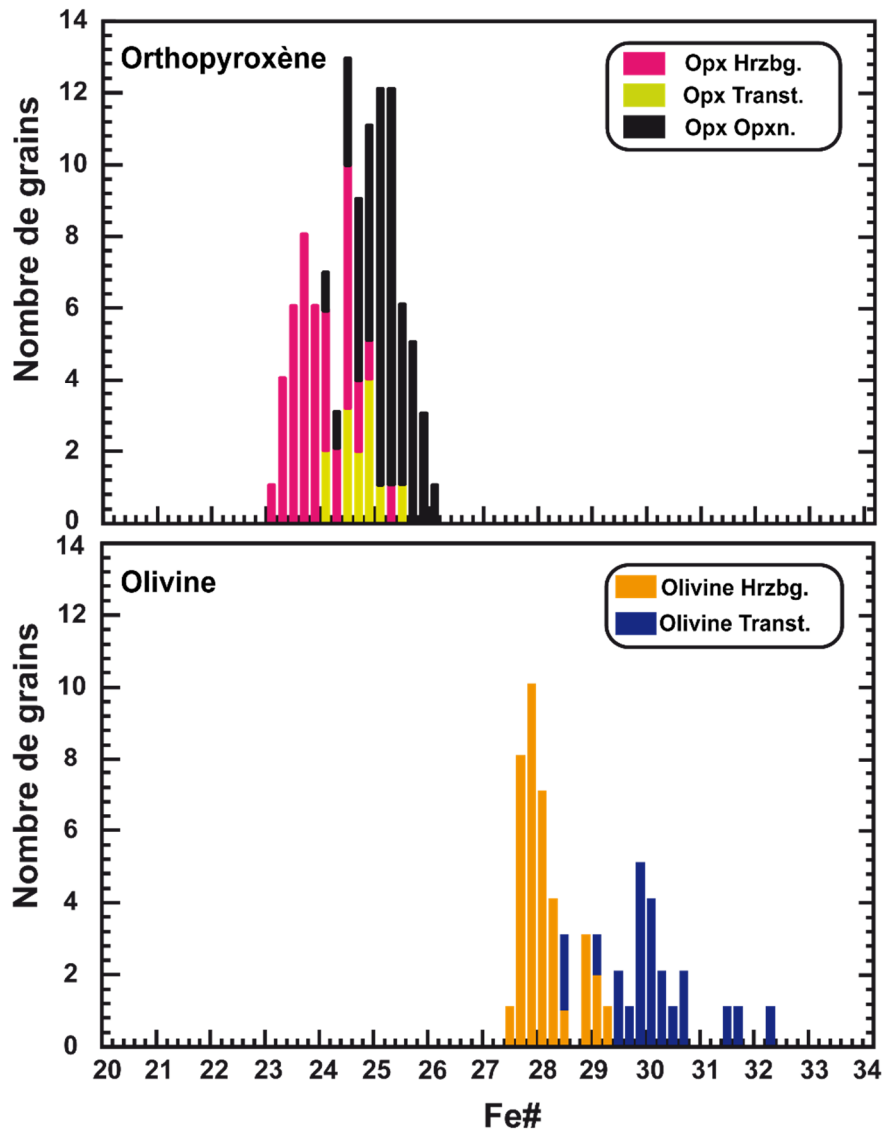


Fig. II.5. Histogrammes d'orthopyroxène et d'olivine Fe# ($100 \cdot \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$) en molaire] de la diogénite à olivine NWA 4255. Ci-dessus, nous observons deux populations distinctes d'orthopyroxène qui sont décrites comme une distribution bimodale. La composition magnésienne (Opx harzburgitique) varie de 22,86 à 25,46 et la composition ferrifère (Opx orthopyroxénitique) varie de 24,4 à 26,01. Entre les deux nous observons la lithologie transitionnelle (Fe# 23.83 – 24.98). Ci-dessous ; deux populations distinctes d'olivines présentent une composition étroite pour la lithologie harzburgitique (les gros cristaux) et une variation large pour la lithologie transitionnelle (les petits grains).

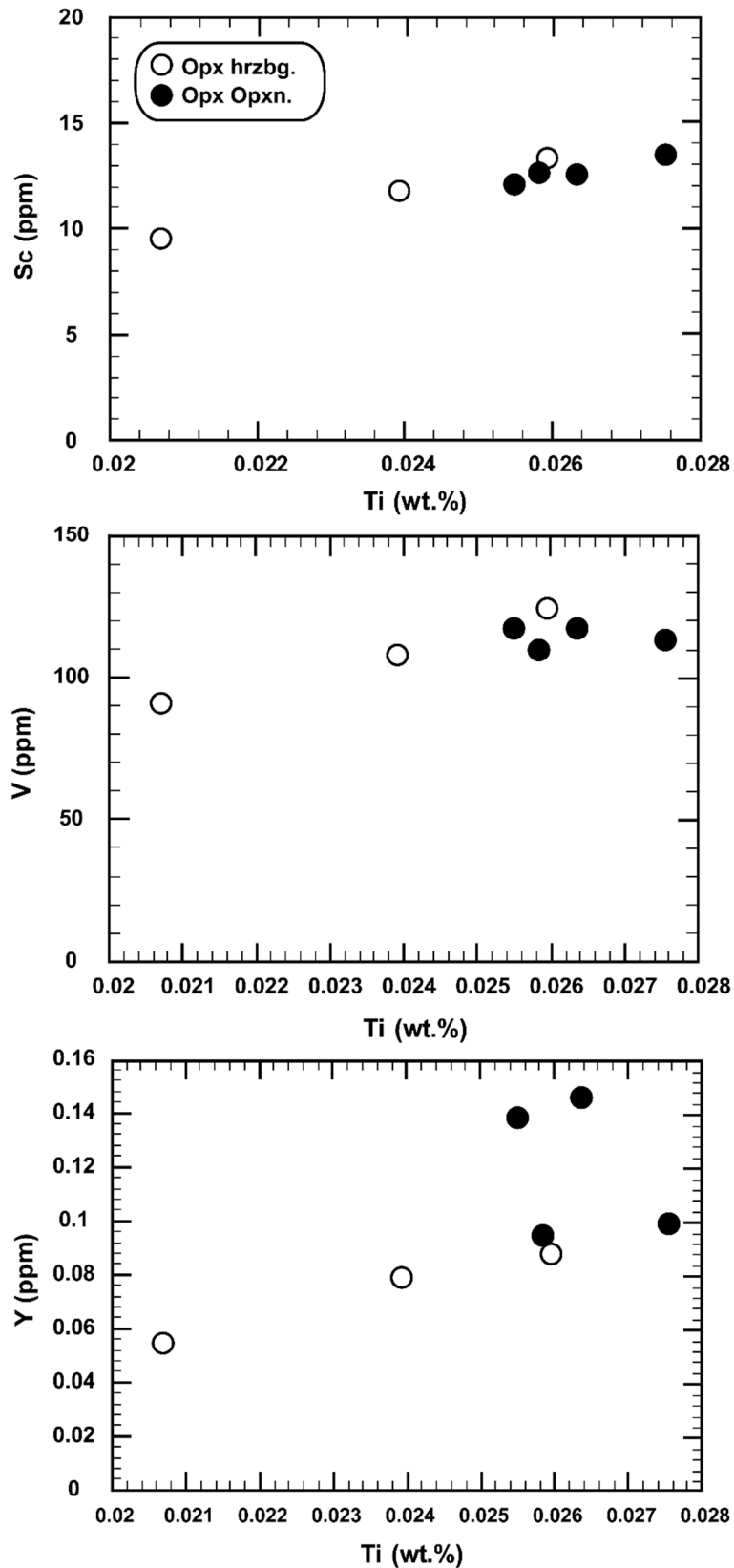


Fig. II.6. Corrélations positives de Sc, V et de l'Y avec le Ti dans l'orthopyroxène harzburgitique, en revanche, une faible corrélation entre ces éléments avec le Ti dans l'orthopyroxène orthopyroxénitique, avec une très faible variation de Ti.

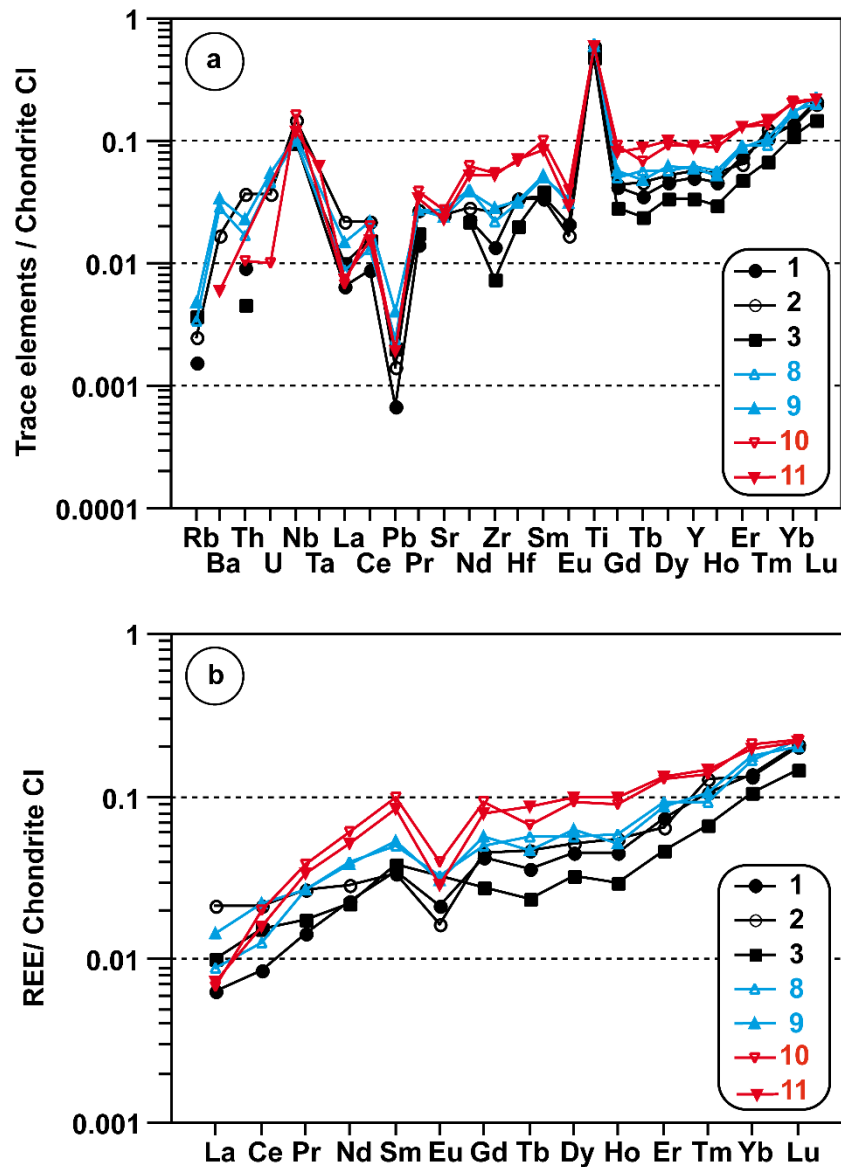


Fig. II.7. Les spectres des éléments en traces (a) et de REE (b) des orthopyroxènes de NWA 4255 normalisés aux chondrites CI (Anders and Grevesse, 1989). Les spectres : (1,2,3) représentent les opx harzburgitiques, (8 et 9) représentent les opx transitionnel, (10 et 11) représentent des opx orthopyroxénitique pure.

➤ **Le spinelle chromifère**

Les spinelles sont des magnésio-chromite ($Usp_{1,01-1,73}Sp_{14,78-16,07}Chr_{81,23-83,98}$) (**Tab S2**), avec des valeurs trop élevées en Cr#, et qui sont comprises entre 83.09 et 85.11 ($100 * Cr / (Cr + Al)$ en molaire). Les valeurs de Mg# des spinelles montrent des variations significatives variant de 15.57 et 22.45 (**Fig. II.8**). Ils contiennent que quantité mineure de TiO₂ (0,3 à 0,6 % en poids d'oxyde). L'intervalle de Cr# dans cette diogénite à olivine est presque

Chapitre II – Les diogénites à olivine et les diogénites

similaire à ceux rapportés précédemment pour la NWA 1877 étudiée (Irving et al., 2005). (Fig. II.9).

Les magnésio-chromites présentent des variations des concentrations des éléments en traces. Par exemple, V (5369 à 5471 ppm), Ti (3462 à 3639 ppm), Co (7,81 à 10,47 ppm), Sc (5,16 à 6,39 ppm) et Ni (0,13 à 0,50 ppm). Les teneurs en Zr, Hf, Nb et Ta vont respectivement de 3,830 à 3,930 ppm, de 0,019 à 0,054 ppm, de 3,670 à 3,930 ppm et de 0,002 à 0,008 ppm, cependant, l'Y varie entre 0,016 et 0,019 ppm.

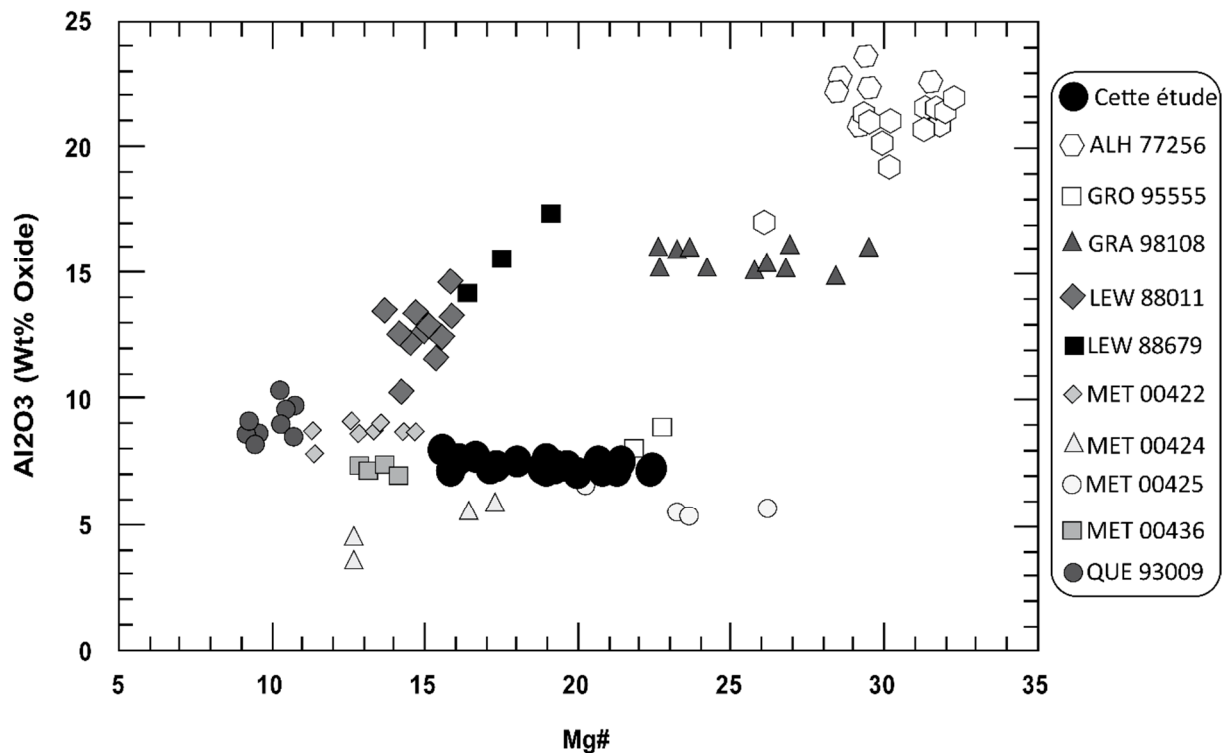


Fig. II.8 Diagramme Al_2O_3 Versus $Mg\#$ des spinelles chromifères de la diogénite à olivine NWA 4255, comparés à d'autres spinelles chromifères. Les données de la littérature sont de (Mittlefehldt et al., 2012) $Mg \# = Mg/(Mg+Fe) \times 100$.

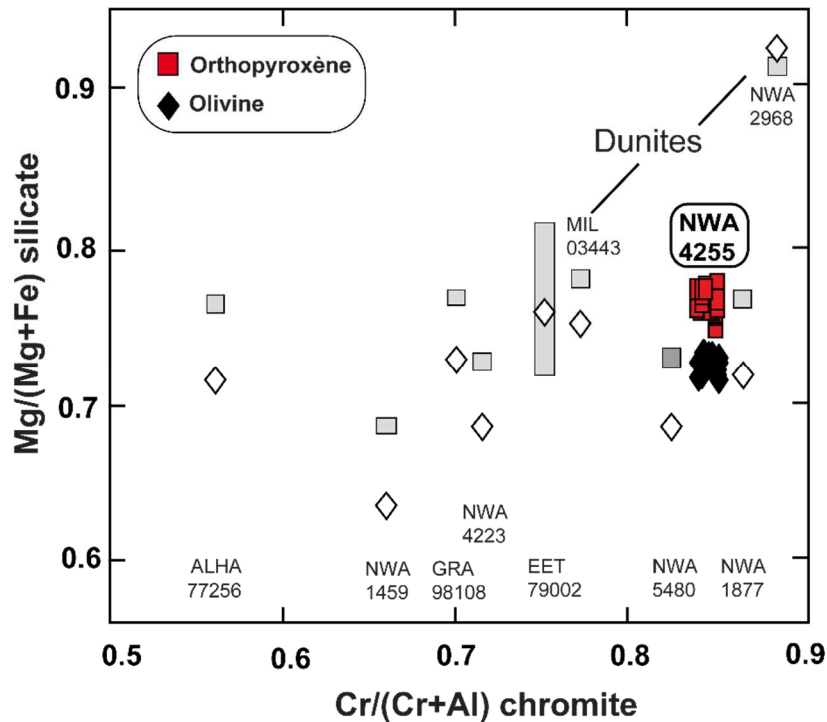


Fig. II.9. Mg# des silicates Versus Cr# des spinelles chromifères, montrant une comparaison entre le NWA 4255 et d'autres diogénites à olivine $Mg\# = Mg/(Mg+Fe) \times 100$ pour les silicates et $Cr\# = Cr/(Cr+Al) \times 100$ pour les spinelles chromifères. (Modifié d'après Irving et al., 2009).

II.2.2.2. La lithologie harzburgitique

➤ Le pyroxène

Les orthopyroxènes de cette lithologie sont essentiellement magnésiens ($Wo_{0.17-1.75} En_{73.18-76.05} Fs_{22.74-25.35}$) avec Fe# (en molaire) varie de 22.86 à 25.46 (**Tab. S3**). Les concentrations en éléments mineurs quant à eux sont légèrement plus appauvries que celles de la lithologie orthopyroxénitique, Al_2O_3 (0,08-0,4 % en poids d'oxyde), CaO (0,06-0,3 % en poids d'oxyde), Cr_2O_3 (0,6-0,9 % en poids d'oxyde), (les teneurs en TiO_2 sont dans certains cas inférieures à la limite de détection, elles peuvent atteindre jusqu'à 0,09 % en poids d'oxyde).

Nous notons que les rares pyroxènes inclus dans les olivines sont parmi les pyroxènes les plus magnésiens de la NWA 4255 ($Mg\#$ 76,68 à 76,92) avec Al_2O_3 (0,13 à 0,17 % en poids d'oxyde), CaO (0,67 à 0,73 % en poids d'oxyde) et Cr_2O_3 (0,11 à 0,18 % en poids d'oxyde).

Dans l'orthopyroxène magnésien, les concentrations de Ti (207 - 260 ppm), V (91 - 124 ppm), Co (5,81 - 25,8 ppm), Sc (9,50 à 13,3 ppm) et Ni (0,37 - 4,2 ppm) présentent des variations significatives. De plus, le Zr présente une très légère variation (0,029- 0,103 ppm).

Chapitre II – Les diogénites à olivine et les diogénites

Les teneurs en Hf et en Nb varient respectivement de 0,002 à 0,004 ppm et de 0,024 à 0,036 ppm. Le Ta est inférieur à la limite de détection (moins de 0,5ppb). Les concentrations des éléments incompatibles en traces sont de 0,053-0,087 ppm Y et de 0,017-0,022 ppm Yb.

Le Sc, le V et l'Y présentent une corrélation positive avec le Ti (**Fig. II.6**). De plus, le Sc et le Ti montrent une forte corrélation pour la lithologie harzburgitique et que la lithologie orthopyroxénitique se chevauche sur certains points, mais elle s'aligne dans la même continuité de cette tendance, et cette tendance implique que le Ti a la même valence que le Sc dans le système.

Les spectres des orthopyroxènes harzburgitique sont également appauvris en LREE par rapport aux HREE. Le rapport La_N/Yb_N varie de 0,05 à 0,16. En outre, ils sont plus appauvris que les deux pyroxènes de la lithologie orthopyroxénitique (**Fig. II.7**). Le rapport $Eu/Eu^* = 0,43-0,55$, Sm_N/Yb_N varie de 0,26 à 0,36 et La_N/Sm_N de 0,18 à 0,64.

➤ L'olivine

Les analyses de l'olivine sont présentées dans les tableaux (**Tab.S4** et **Tab.S5**). L'olivine montre également une composition bimodale, le Fe# varie de 27,43 à 29,06 pour les gros grains, et de 28,39 à 32,01 pour les petits grains ($Fe\# = [100 \times Fe/(Fe+Mg)]$ (Molaire)). (**Fig. II.5**). On note donc que les petits grains arrondis d'olivines sont plus riches en Fer que les gros cristaux. Ces valeurs sont en accord avec la composition des diogénites à olivine ([Shearer et al., 2010](#)). Le rapport Fe/Mn présente une grande variation qui s'étale de 38,8 à 72,7. L'abondance des éléments mineurs est généralement très faible et inférieure à la limite de détection à la microsonde électronique.

Les analyses de LA-ICP-MS montrent que la teneur en Ti varie de 38,04 à 48,70 ppm et la teneur en Ca de 315 à 1215 ppm. De plus, les faibles teneurs en Ni et en Co de l'olivine montrent une grande variation de Ni (2,94 et 23,15 ppm) relativement au Co (17,8 à 160 ppm). Ces concentrations en Ni présentent une corrélation positive avec le Co, avec un rapport moyen Ni/Co de 0,26, comme illustré dans la figure (**Fig. II.10**).

Les teneurs en V de ces olivines atteignent des concentrations qui se varient de 14 à 16,1 ppm. En revanche, le Sc varie de 3,73 à 4,1. La teneur en Zr est de 0,019 ppm, de plus les concentrations en Nb varient de (0,002-0,007 ppm). Les teneurs en Hf et Ta sont inférieures aux limites de détection. Les éléments incompatibles donnent des concentrations de Y (0,003-0,016 ppm) et Yb (0,002-0,007 ppm) (**Tab. S6**).

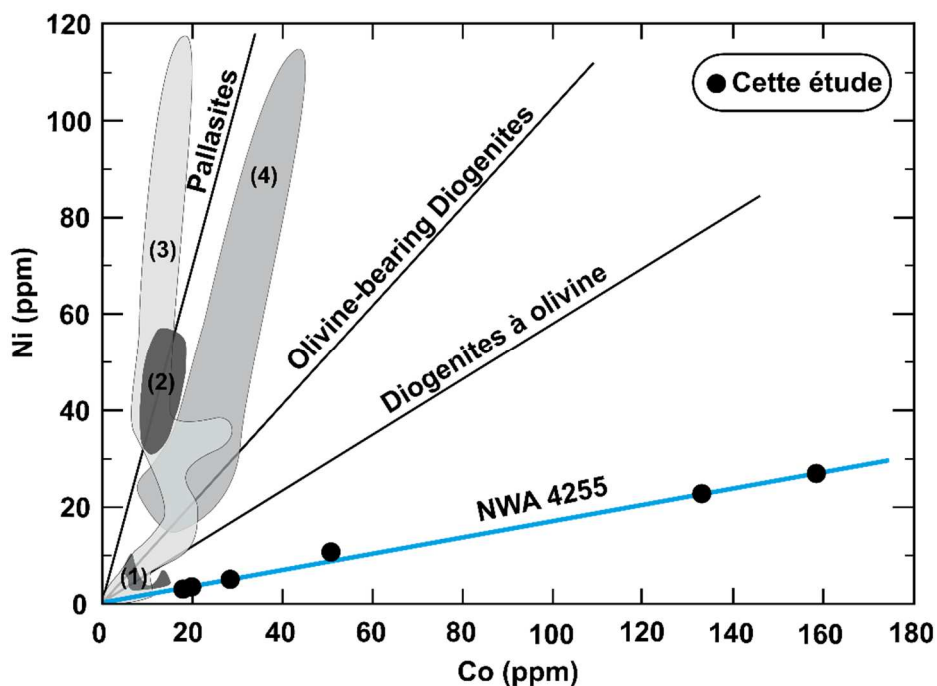


Fig. II.10. Diagramme Ni vs Co des olivines de la diogénite à olivine NWA 4255. Les compositions de cet échantillon suivent une tendance linéaire distincte de toutes celles qui ont été discutées dans la littérature. Les données bibliographiques utilisées dans ce diagramme proviennent de : (1) [Lunning et al. \(2015\)](#) ; (2) [Shearer et al. 2010](#) ; (3) et (4) [Hahn et al. 2018](#).

➤ Le Fer métal et les sulfures

Les analyses de Fer métal et des sulfures sont données respectivement dans les tableaux (**Tab. S7** et **Tab. S8**). Dans les deux lithologies, le métal est très pauvre en Ni ($Ni < 0,1$ % en poids d'oxyde). Cependant, la concentration du Co est comprise entre 0,27 à 0,59 % en poids d'oxyde. Le rapport moyen Ni/Co de ce Fer métal est similaire à celui des olivines (0.26), ce rapport est en accord avec la corrélation observée dans la figure (**Fig. II.11**).

Les sulfures sont des troïlites à très faible teneur en métaux de transition qui sont en dessous de la limite de détection à la microsonde électronique. En revanche, certaines troïlites sont riches en Cr (1,57 - 3,43 % en poids d'oxyde) lorsqu'elles sont incluses dans les spinelles chromifères.

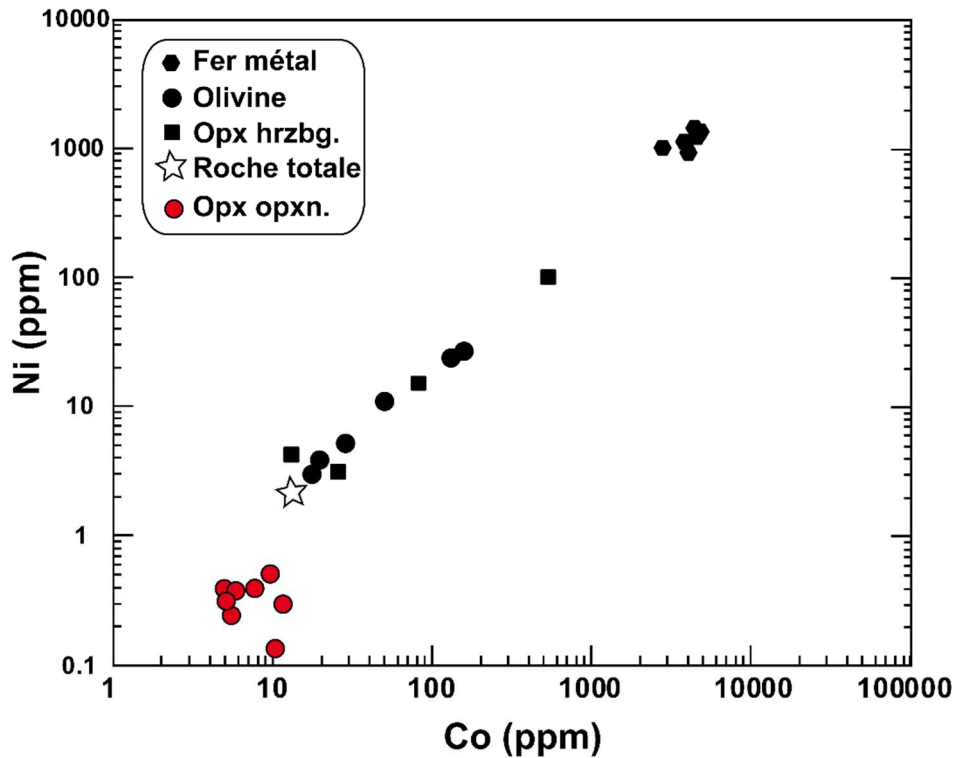


Fig. II.11. Ni vs. Co de l'olivine de l'orthopyroxène, du métal et de la roche totale de la diogénite à olivine NWA 4255.

II.2.2.3. Dans les deux lithologies

Le Cr_2O_3 et le CaO augmentent avec l'augmentation de l' Al_2O_3 dans les pyroxènes des deux lithologies. Cela montre une forte corrélation entre les pyroxènes harzburgitiques et les pyroxènes orthopyroxénitiques, créant un champ de chevauchement entre ces deux lithologies (**Fig. II.12**). Cependant, l'abondance des éléments majeurs et des éléments mineurs montre un chevauchement étroit entre le pyroxène magnésien et le pyroxène ferrifère. Le rapport Fe/Mn des deux lithologies se chevauche largement ($\text{Fe}/\text{Mn} = 22,28 - 30,94$) pour les pyroxènes magnésiens versus ($23,91 - 32,64$) pour les pyroxènes ferrifères.

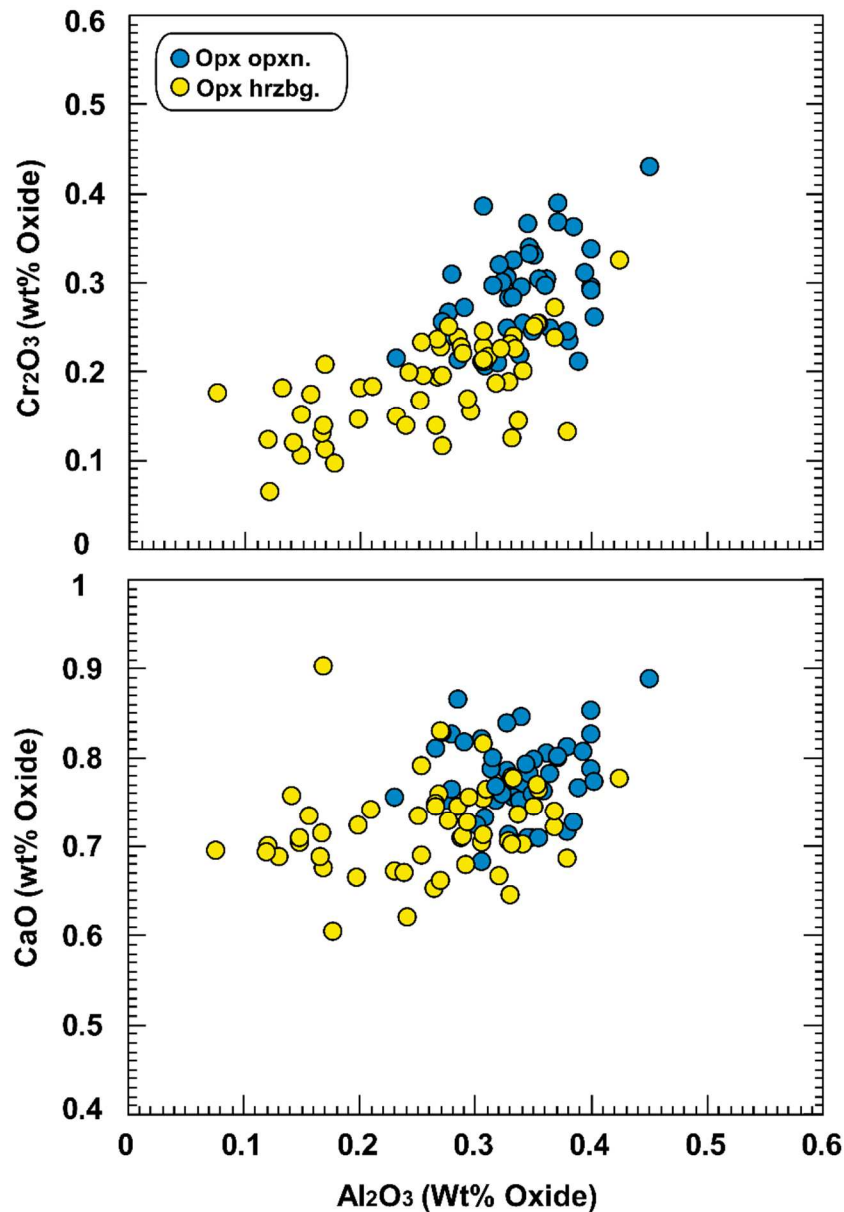


Fig. II.12. Diagrammes CaO et Cr₂O₃ versus Al₂O₃ des orthopyroxènes harzburgitique et orthopyroxénitique de la diogénite à olivine NWA 4255.

Nous remarquons que quel que soit la lithologie, le Sc, l'Y et le V se corrèlent avec le Ti. Par ailleurs, ces tendances de variation sont plus marquées dans la lithologie harzburgitique et qui sont différents de celles de la littérature (par exemple, les données utilisées par (Fowler et al., 1995; Shearer et al., 2010). En comparant avec les orthopyroxènes des diogénites de la littérature, les pyroxènes de la NWA 4255 présentent des faibles teneurs en éléments en traces et ils sont décrits parmi les plus pauvres des diogénites. Cela supporte que ces orthopyroxènes cristallisent à partir d'un magma très primitif.

Chapitre II – Les diogénites à olivine et les diogénites

Les REEs dans les orthopyroxènes orthopyroxénitiques sont plus enrichis que les orthopyroxènes harzburgitiques. Les orthopyroxènes transitionnels semblent avoir formé à la suite d'une certaine forme d'interaction entre les opx harzburgitiques et orthopyroxénitiques. Ce résultat est en accord avec le champ des chevauchements qui a été observé précédemment pour les éléments majeurs et mineurs (**Fig. II.5, Fig. II.6 et Fig. II.12**).

II.2.3. Les analyses de la roche totale

Les analyses de la roche totale de la NWA 4255 sont données dans le Tableau (**Tab. S9**). Le rapport Fe# de la diogénite à olivine est de 25.9 ($100 \cdot \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$). Le rapport moyen du Fe/Mn des trois aliquotes est de 28.9. Les concentrations moyennes de Sc, de l'Yb et de Ti sont respectivement 12.2ppm, 173ppm et 263 ppm.

Les éléments en traces normalisés aux chondrites CI montrent que cette diogénite à olivine a une forme plate entre les terres rares légères et intermédiaires $[\text{La}/\text{Sm}]_N : 1.24$, et ensuite fractionné entre les terres rares intermédiaires et lourdes $[\text{Sm}/\text{Yb}]_N : 0.6257$. Ainsi, les spectres présentent une forme concave. Les spectres de la roche totale sont fortement appauvris par rapport aux chondrites CI, et notamment pour les LREE et les MREE (La : 40.77 ppb ; Sm : 20.09 ppb) correspondant à 0.2 fois la CI (**Fig. II.13**). Ils présentent également des anomalies négatives en Eu soulignées par le rapport Eu/Eu^* de cette diogénite à olivine faible (0,47) ($\text{Eu}^* = (\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{1/2}$). Le rapport Ce/Ce^* est compris entre 0.97 et 1.02, ce qui indique l'absence d'une anomalie en Ce caractéristique d'éventuelle altération météoritique.

Il est à noter que nous observons des anomalies négatives qui caractérisent les éléments : le Rb et Pb, en revanche des anomalies positives sont observées pour le Ba, l'U et le Ti. Une anomalie négative en Th par rapport au Ba et U est plus ou moins marquée.

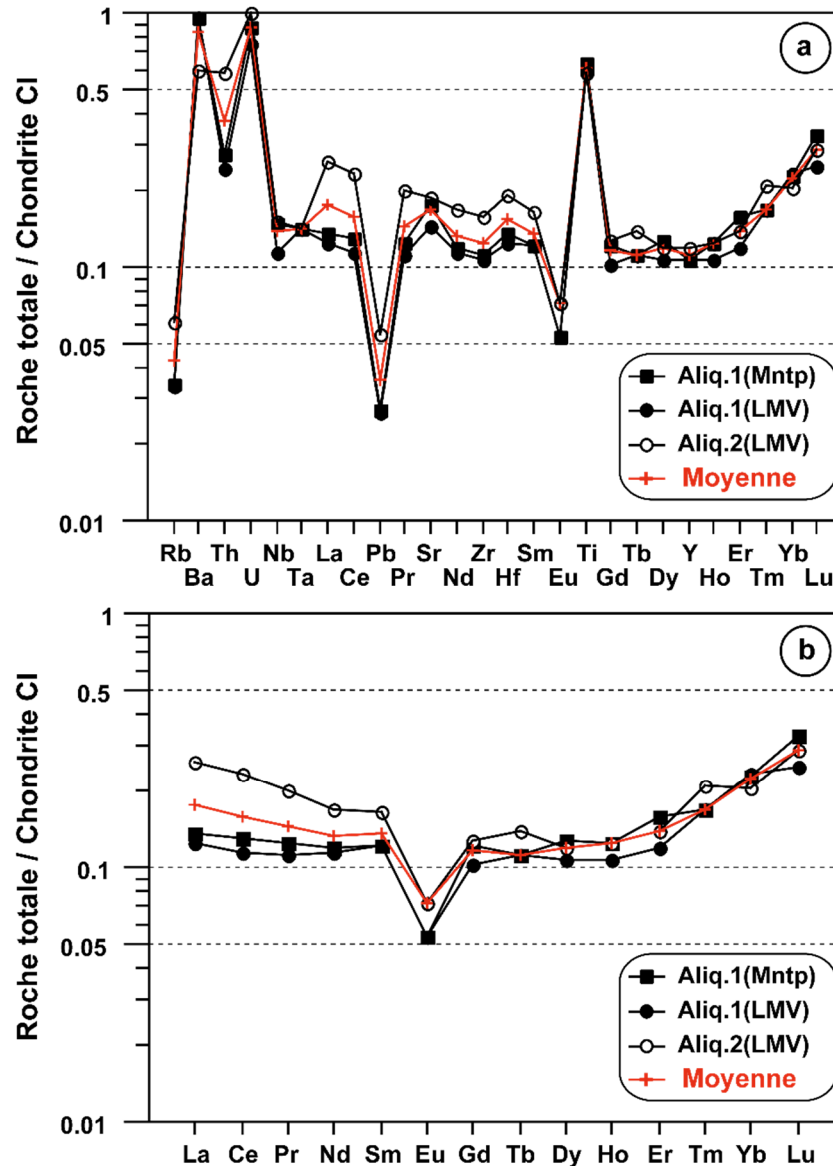


Fig. II.13. Spectres de la roche totale de la diogénite à olivine NWA 4255 normalisés aux chondrites CI (Anders and Grevesse, 1989).

II.2.4. Comparaison de la NWA 4255 avec les diogénites de la littérature

Nous comparons l'ensemble de la roche totale de la diogénite NWA 4255 avec d'autres diogénites à olivine et diogénites qui existent dans la littérature, et notamment avec « le groupe Yamato A » qui a été étudié par Barrat et al., (2010). D'une part, nous observons que la diogénite à olivine NWA 4255 est très différente, et qu'elle est appauvrie en terre rares moyennes et terres rares lourdes (Fig. II.14). Par ailleurs, elle n'est pas enrichie en LREE, comme les autres diogénites de sorte que la forme est plate. Ainsi, les spectres de la NWA 4255 se positionne entre ceux de la NWA 1877 (après le lessivage), mais si on prend la moyenne de

Chapitre II – Les diogénites à olivine et les diogénites

ces trois spectres, la NWA 4255 reste toujours légèrement appauvrie qu'eux. Nous constatons que notre diogénite à olivine pourrait être pairé avec la diogénite NWA 2669 et également avec la NWA 1877.

Il est à noter que certains spectres de pyroxènes, par exemple le fragment 16, présentent les mêmes spectres que ceux de la roche totale. En revanche, les autres spectres des pyroxènes comme ceux du fragment 20, ressemblent aux spectres classiques des roches totales des diogénites.

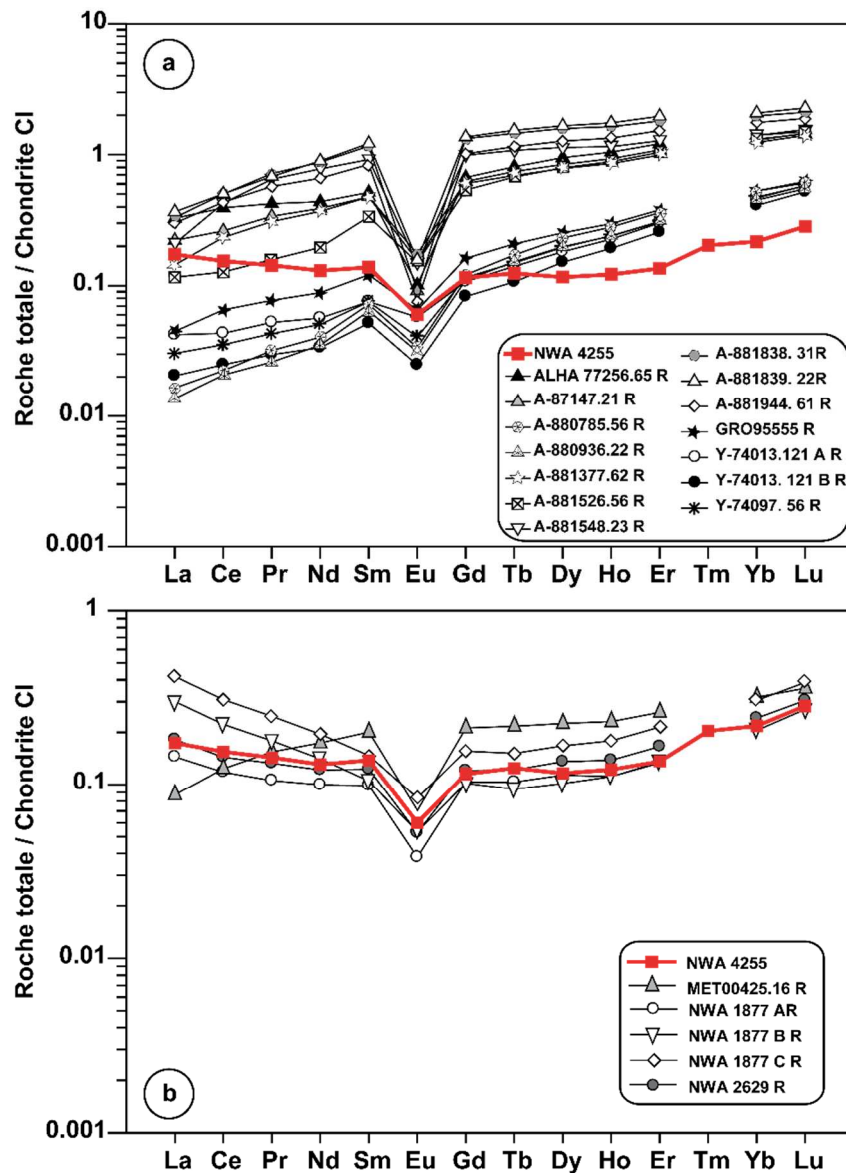


Fig. II.14. Comparaison des spectres de la roche totale de la NWA 4255 avec ceux de la littérature.

Les données de la littérature sont de (Barrat et al., 2010).

II.3. La diogénite NWA 4272

II.3.1. La pétrographie de la diogénite NWA 4272

La NWA 4272 est une diogénite monomictite bréchique qui contient en revanche une seule lithologie. La composition modale de cette diogénite est de : 97,98 % d'orthopyroxène, 0,83 % de Clinopyroxène et 0,08 % de spinelle chromifère, avec des quantités mineures de Fer métal et de plagioclase (Ces proportions modales sont calculées par la méthode des moindres carrés).

Du point de vue pétrographique, la NWA 4272 se distingue de la NWA 4255 par la présence de la phase accessoire plagioclase et par l'absence totale de l'olivine, ainsi que par la taille et l'abondance des clinopyroxènes.

➤ Le pyroxène

L'orthopyroxène est la phase minérale la plus abondante dans la diogénite NWA 4272. Il se présente sous forme des grains subautomorphes d'une taille variable qui est souvent millimétrique à centimétrique (2 mm à 1cm), comme c'est souvent le cas pour la plupart des diogénites. Cependant, nous observons parfois des cristaux xénomorphes de petite taille ($\approx 400\mu\text{m}$) qui se localisent généralement dans les zones les plus bréchiques. La majorité des cristaux sont souvent fragmentés qui font apparaître des fractures irrégulières.

En outre, ces orthopyroxènes contiennent souvent des petites inclusions vides, mais qui contiennent occasionnellement des micro-grains de spinelles. L'ensemble de ces inclusions s'alignent nettement suivant les clivages de ces orthopyroxènes sous forme des chapelets de micro-inclusions. Celles-ci caractérisent aussi la diogénite à olivine NWA 4255.

➤ Le clinopyroxène

Les clinopyroxènes, quant à eux, ils se présentent dans cet échantillon, comme phase accessoire. Ils sont observés sous forme des grains subautomorphes et qui peuvent atteindre 120 μm . (**Fig. II.15**). Ces grains de clinopyroxène préservent très fréquemment des contacts magmatiques avec l'orthopyroxène.

➤ Le plagioclase

Le plagioclase c'est la deuxième phase accessoire présente dans cette diogénite. Il est observé sous forme des veines interstitielles entre les gros orthopyroxènes (**Fig. II.15**). La taille

Chapitre II – Les diogénites à olivine et les diogénites

de ces veines varie entre 200 μm et 600 μm . Par ailleurs, Nous observons parfois des petits grains à priori xénomorphes (allant de 20 μm à 50 μm), qui se trouvent toujours en inclusion dans les pyroxènes. La majorité des plagioclases présente dans cet échantillon s'observe sous forme des petits filons allongés suivant les zones de la fragmentation les plus bréchiques.

➤ **Le spinelle chromifère**

Le spinelle chromifère se présente sous forme de grains irréguliers, qui sont plutôt xénomorphes, leurs tailles varient de 100 μm à 150 μm . Il est parfois associé avec d'autres phases accessoires comme le Fer métal.

➤ **Le Fer métal**

Les grains du Fer métal dans la NWA 4272 ont une taille allant de moins d'un micron à environ 100 μm de diamètre. Ces grains sont toujours xénomorphes, ils sont observés dans les orthopyroxènes. Certaines particules sont en revanche, observés comme des infiltrations qui suivent les fractures de l'orthopyroxène.

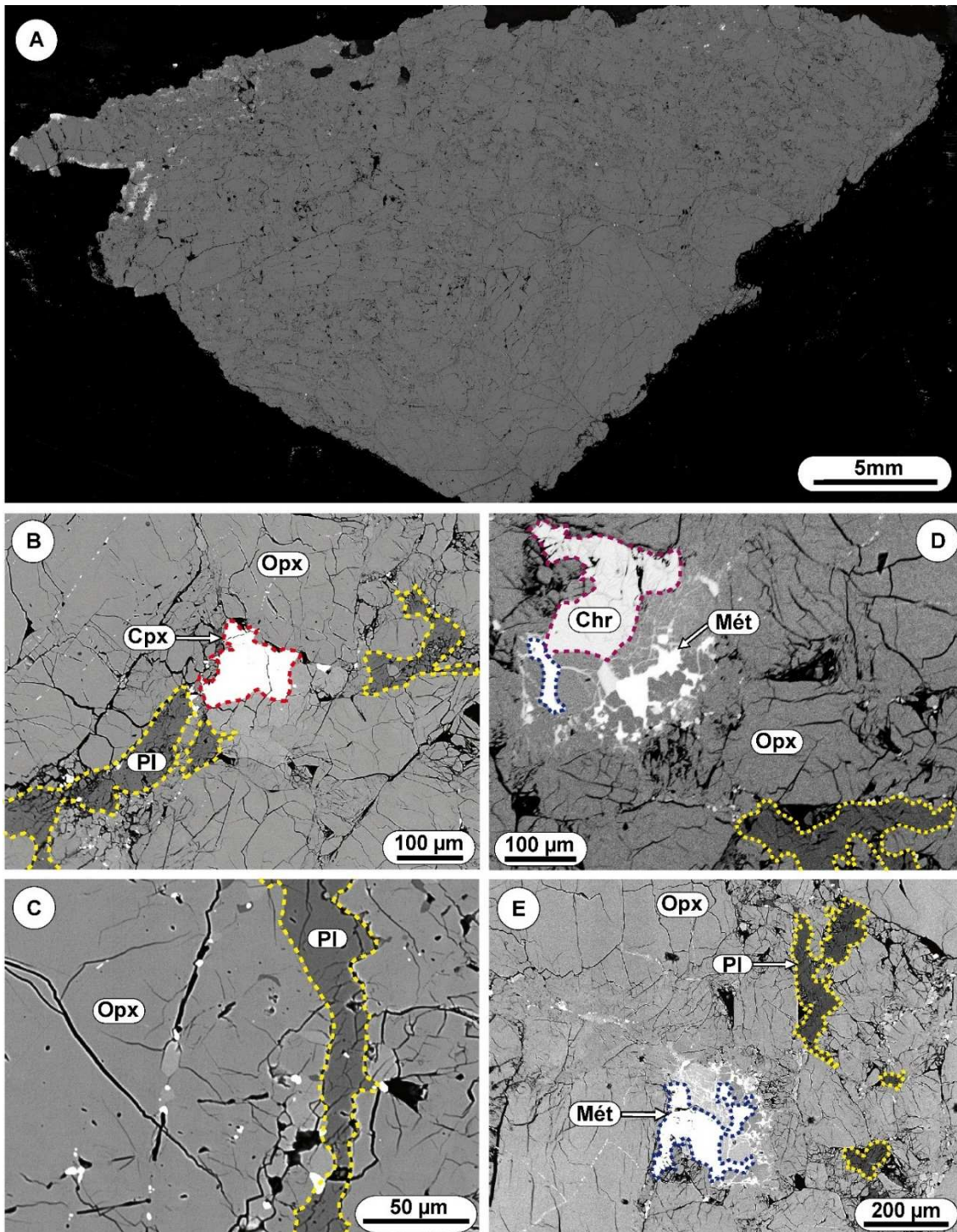


Fig. II.15. Images BSE montrant les différentes phases minérales constituant la diogénite à olivine NWA 4272. **A** : Carte mosaïque de l'échantillon étudié. **B** : La présence de clinopyroxène, de plagioclase et d'orthopyroxène avec une texture bréchique. **C** : Une veine de plagioclase se trouve interstitielle dans les orthopyroxènes avec la présence des inclusions minuscules vides et/ou de spinelle. **D** : Un spinelle chromifère avec des cristaux de Fer métal dans les pyroxènes. **E** : Des cristaux de plagioclases et du Fer métal dans des orthopyroxènes bréchiques.

II.3.2. La chimie des minéraux : les éléments majeurs, mineurs et traces

➤ Le pyroxène

L'orthopyroxène présente une gamme de compositions variables pour les éléments majeurs ($W_{01.31-4.24} En_{73.75-76.20} Fs_{21.88-23.60}$) (**Fig. II.16 et Fig. II.17**). Le Fe# est compris entre 22.26 et 24.14 ($Fe\# (=100*Fe/(Fe+Mg))$) (**Tab. S10**). Ces compositions sont très proches à celles des orthopyroxènes de la lithologie harzburgitique de la diogénite à olivine NWA 4255. Le rapport Fe/Mn de ces orthopyroxènes est compris entre 25.36 et 38.06. Ce rapport est utilisé pour déterminer le corps parent des météorites ([Papike et al., 2003](#)), qui est pour notre échantillon l'astéroïde 4Vesta.

Les concentrations en éléments mineurs sont en revanche variables. Par exemple, le CaO, le TiO₂ révèlent des larges gammes de concentrations (CaO : 0.65 à 2.12 wt %, TiO₂ : 0.06 à 0.20 wt %). Cependant, le Al₂O₃ et le Cr₂O₃ montrent des concentrations moins variables qui sont comprise respectivement entre (0.59 à 1.16 wt%) et (0.27 à 0.87 wt %). Nous remarquons cependant que les éléments : TiO₂, Cr₂O₃ et CaO montrent une corrélation positive avec l'Al₂O₃ (**Fig.II.18**).

La composition du clinopyroxène de la NWA 4272 montre une très faible variation ($W_{045.31-45.74} En_{46.30-46.81} Fs_{7.80-8.10}$) (**Fig. II.16**), comme on peut la voir à partir de l'ensemble des points de données (**Tab. S11**).

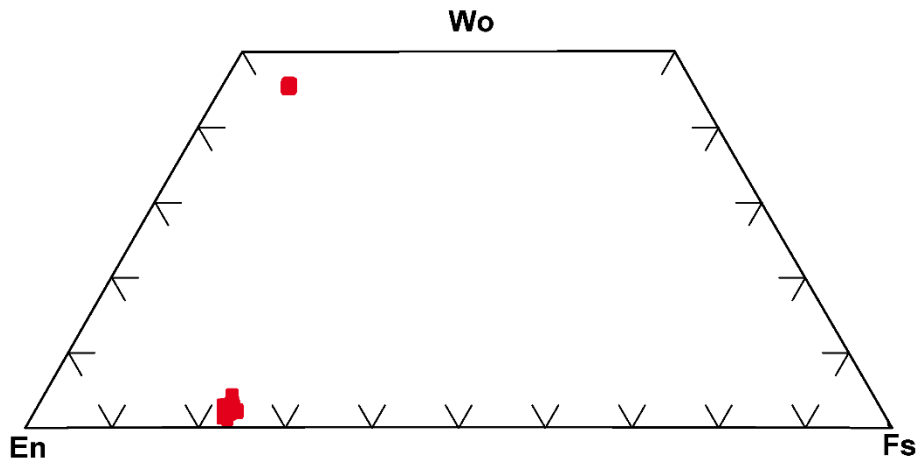


Fig.II.16. Diagramme En-Wo-Fs montrant la composition des pyroxènes de la diogénite NWA 4272.

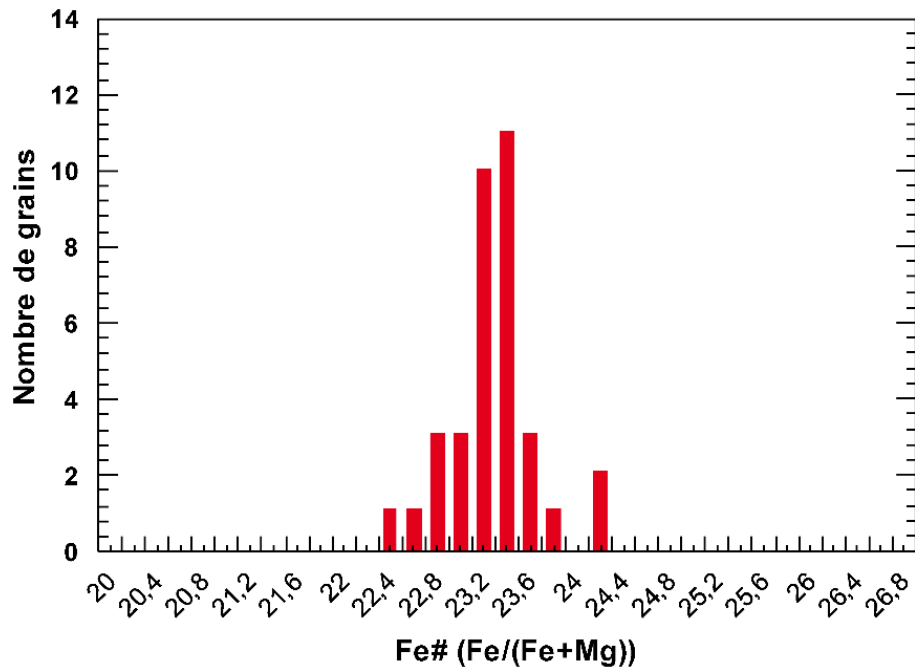


Fig. II.17. Histogramme montrant la distribution unimodale des pyroxènes de la diogénite NWA 4272.

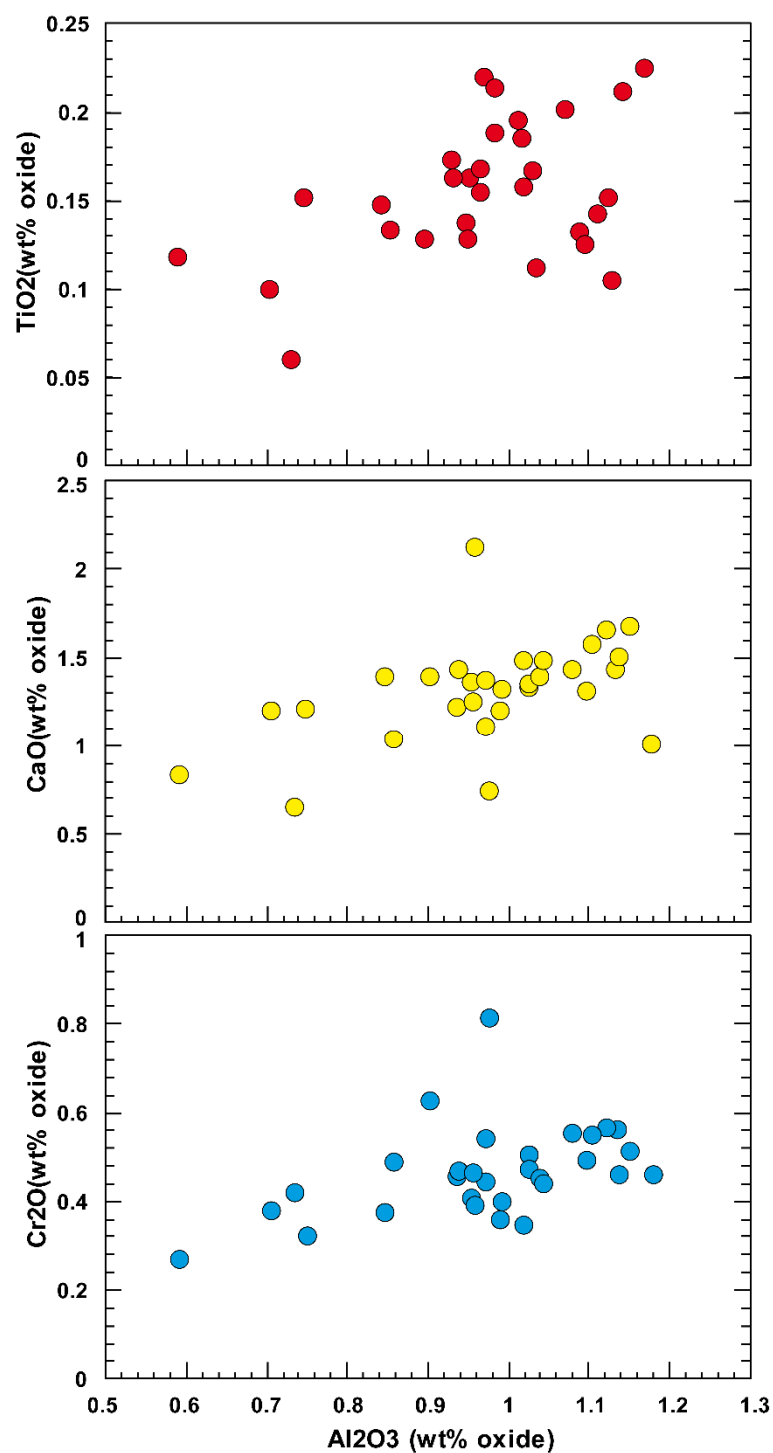


Fig. II.18. Diagrammes TiO_2 , CaO et Cr_2O_3 versus Al_2O_3 d'orthopyroxènes de la diogénite NWA 4272.

➤ **Le spinelle chromifère et le plagioclase**

Les analyses de spinelle et de plagioclase sont présentées dans le tableau (**Tab. S12**). Les spinelles de cette diogénite sont caractérisés par des rapports Fe# qui varient entre 73.62 et

Chapitre II – Les diogénites à olivine et les diogénites

74.47 ; $[Fe\# = 100 * Fe / (Fe + Mg)]$. Le rapport Cr# varie de 74.27 à 74.46 $[Cr\# = 100 * Cr / (Cr + Al)]$. De plus, sur la figure Al₂O₃ Versus Mg# dans les spinelles (Fig.II.19), nous remarquons que les spinelles de la NWA 4272 font apparaitre une gamme de compositions en Mg# qui n'est pas très variable, mais qui est élevée à celle de la diogénite à olivine NWA 4255. La concentration en Ti₂O₃ est comprise entre 1.09 % et 1.138 en poids d'oxyde. Le plagioclase de la NWA 4272 a une composition (An_{81.54-86.35}).

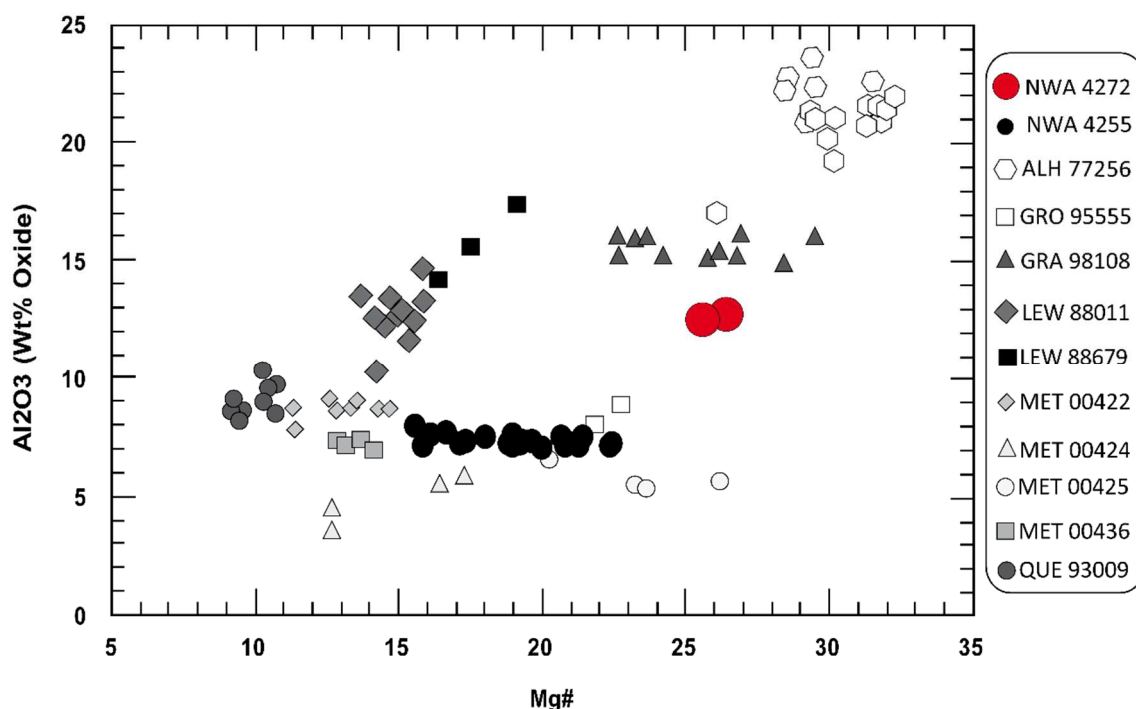


Fig. II.19. Diagramme Al₂O₃ Versus Mg# des spinelles chromifères de la diogénite à olivine NWA 4272, Comparés à d'autres spinelles chromifères. Les données de la littérature sont de (Mittlefehldt et al., 2012) $Mg\# = Mg / (Mg + Fe) \times 100$.

➤ Le Fer métal

Les compositions de particules de Fer métal de la diogénite NWA 4272 sont présentées dans le tableau ci-dessous (Tableau 1). Nous notons que la teneur en Ni varie de 2.95 à 3.07 % en poids d'oxyde, cette teneur est élevée par rapport à celles trouvées dans la diogénite à olivine NWA 4255 (<0.1 %). En revanche, dans cette étude le Co n'a pas été analysé.

Tableau 1 : les compositions de Fer métal de la diogénite NWA 4272.

<i>n</i> [°]	1	2
S	0,01	b.d
Fe	92,15	93,01
Ni	2,95	3,07
Cu	b.d	b.d
Zn	b.d	b.d
Mg	0,03	0,01
Ca	0,43	0,02
Ti	0,02	b.d
Total	95,58	96,11
Fe/Ni	31,19	30,35

II.3.3. Les analyses de la roche totale

Les analyses de éléments majeurs et en traces font partie des études antérieures de (Barrat et al., 2008; Barrat et al., 2010). Ils ont d'ailleurs analysé plusieurs diogénites qui existent dans la littérature en faisant une étape supplémentaire de pré-traitement de l'échantillon, c'est ce qu'on appelle le lessivage. Cette étape à pour but de faire éliminer les phases secondaires résultent de l'altération météorique comme par exemple les carbonates. En revanche, ici nous avons prélevé une autre aliquote et nous avons refait les analyses de la roche totale sur ce même échantillon. Nous avons donc suivi notre propre protocole mais nous n'avons pas passé par cette étape du lessivage. Toutes les données obtenues de cette étude ainsi que celles récoltées des études précédentes sur cet échantillons sont présentées dans le tableau (Tab. S13).

La diogénite NWA 4272 est caractérisée par un rapport Fe# de 22.64 ($Fe\# = 100 * Fe / (Fe + Mg)$). Elle présente des concentrations en TiO₂ (0.15 % en poids d'oxyde), en Al₂O₃ (1.17 %), en Cr₂O₃ (0.32%) et en CaO (1.40%), qui sont plus au moins inférieures à celles obtenues par Barrat et al. (2008). Le rapport moyen Fe/Mn de cette diogénite est 30.02. De plus, le rapport Fe/Mg est 29.27. Ces valeurs ne sont pas très différentes de celles obtenues précédemment par (Barrat et al., 2008; Barrat et al., 2010).

D'après Barrat et al. (2008), les concentrations en éléments traces de cette diogénite sont caractérisées par des teneurs basses en (Ni : 6.6 ppm) et (Co : 7.7 ppm) et élevées en (Sc : 14.34 ppm) et (V : 75 ppm) par rapport aux chondrites CI (Anders and Grevesse, 1989) (Ni : 1.10%, Co : 502 ppm, Sc : 5.82 ppm, V : 56.5 ppm).

Nos données des terres rares obtenues à partir de la diogénite NWA 4272 montrent également un spectre plus appauvri en terres rares légères relativement aux terres rares lourdes, avec les rapports $[La/Sm]_N:0.29$, $[Sm/Yb]_N:0.34$ et $[La/Yb]_N: 0.10$ (**Fig. II.20**). En revanche, ceux qui ont été faits par (Barrat et al., 2008; Barrat et al., 2010) ont respectivement les caractéristiques $[La/Sm]_N: 0.51$, $[Sm/Yb]_N: 0.56$ et $[La/Yb]_N: 0.28$) et $[La/Sm]_N: 0.33$, $[Sm/Yb]_N: 0.55$ et $[La/Yb]_N: 0.18$). Nous remarquons nettement que parmi tous ces spectres, celui de cette étude est le plus appauvri et surtout en LREE.

Par ailleurs, cette diogénite est caractérisée par une anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^*:0.20$). Ceci est d'ailleurs marqué pour les trois spectres de la roche totale. Notons cependant qu'une très légère positive anomalie est observée en Ce ($Ce^* : 1.04$).

En outre, les spectres élargis d'éléments traces sont caractérisés par des anomalies négatives plus marquées en Th, Pb, Sr et légèrement marquées en La et Y (**Fig. II.20**). Des anomalies positives en Ta, Hf, Ti se caractérisent également ces spectres.

II.3.4. Comparaison de la NWA 4272 avec les diogénites de la littérature

Les abondances en éléments majeurs et traces de la diogénite NWA 4272 sont très semblable à celles de la diogénite Johnstown (Barrat et al., 2008). Nous notons d'ailleurs qu'en comparaison aux diogénites de la littérature, notre échantillon fait apparaître le même type de spectre de REE que ceux de NWA 3143, NWA 4223, NWA 4664 et NWA 5613 (**Fig. II.21**). A l'exception de la diogénite NWA 4664, notre diogénite présente l'anomalie négative en 'Eu' la moins prononcée. Par ailleurs, quant aux LREE, le spectre de notre diogénite est enrichi relativement à celui de la NWA 4223 et appauvri par rapport aux NWA 3143 ; NWA 4664 et NWA 5613. Pour les HREE, nous remarquons qu'il n'y pas une grande différence entre l'ensemble des spectres mais à l'exception toujours de la NWA 4664.

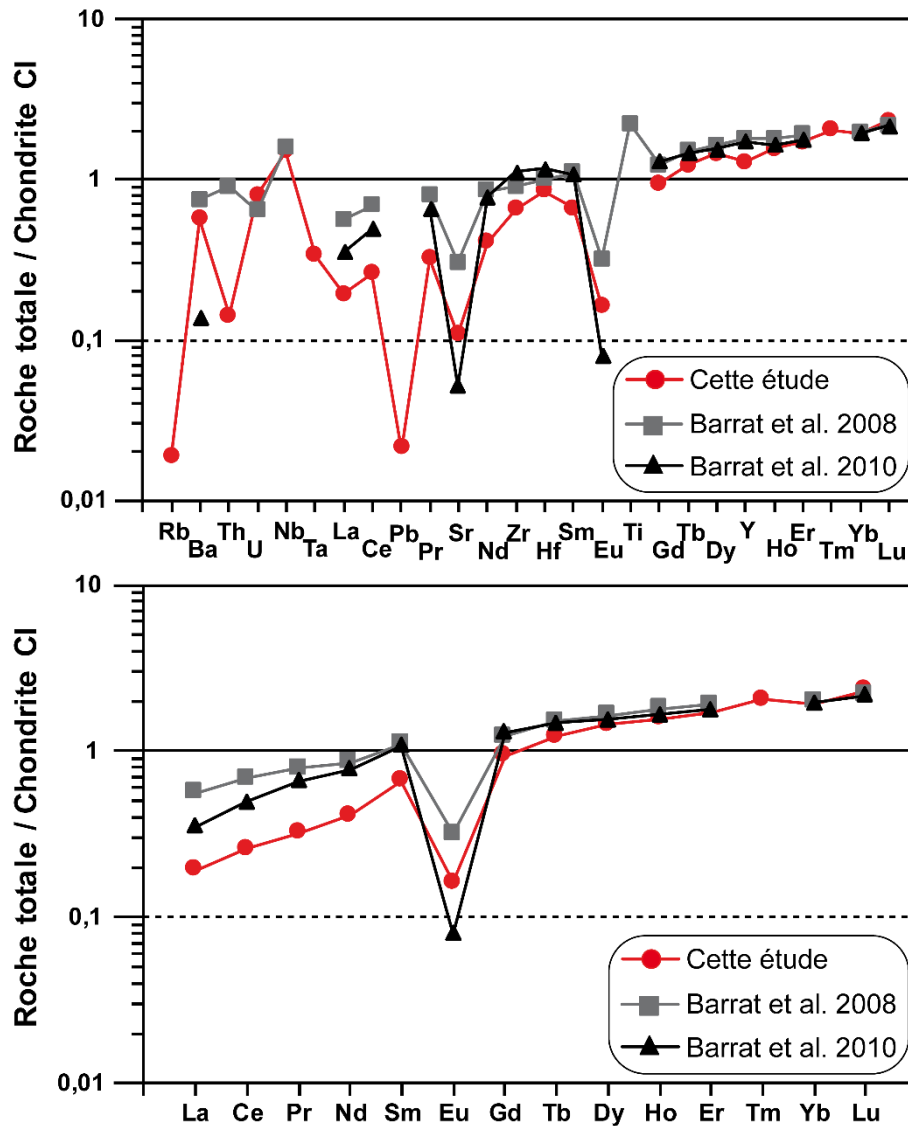


Fig. II.20. Spectres élargis des éléments en traces et de REE de la roche totale normalisés au chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989). Les analyses de la diogénite NWA 4272 de cette étude sont comparées avec celles faites précédemment sur cet échantillon par (Barrat et al., 2008; Barrat et al., 2010).

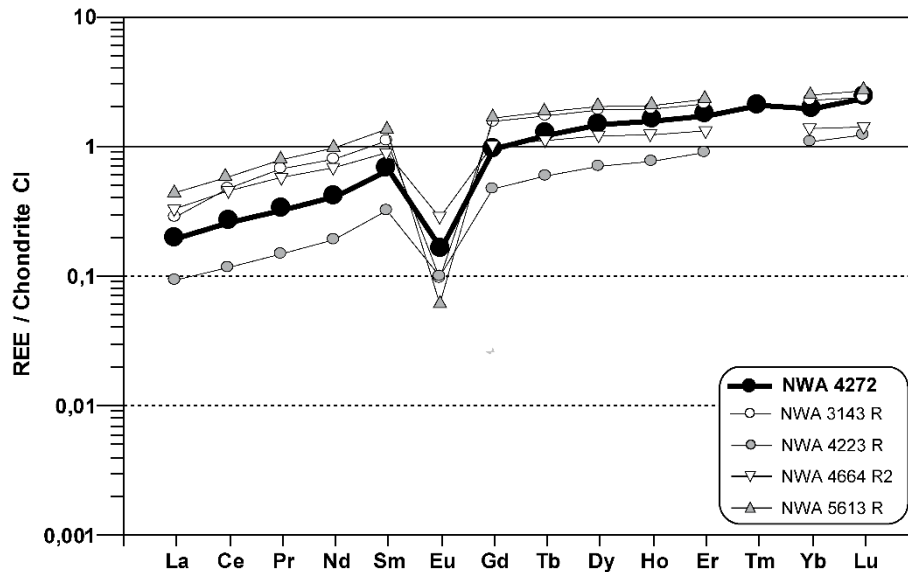


Fig. II.21. Comparaisons des spectres de REE de la NWA 4272 et ceux de certains diogénites de la littérature (les données de la littérature proviennent de (Barrat et al., 2010), les données de la NWA 4272 proviennent de cette étude). Les concentrations sont normalisées aux chondrites CI (Anders and Grevesse, 1989).

II.4. Discussion

II.4.1. L'équilibre entre les phases minérales

Sur la figure Fe# d'orthopyroxènes versus Fe# des olivines (**Fig. II.22**), nous avons calculé la composition moyenne de chaque couple olivine-orthopyroxène de la diogénite à olivine NWA 4255. Bien évidemment, nous avons choisi uniquement les fragments qui contiennent des olivines. Nous avons fait ce calcul dans le but de tester l'hypothèse de l'équilibre chimique entre les orthopyroxènes et les olivines. Nous remarquons très clairement que les orthopyroxènes et les olivines se situent exactement sur la ligne d'équilibre définie par (Mittlefehldt, 1994), ce qui implique qu'ils sont parfaitement en équilibre chimique. Par ailleurs, nous remarquons qu'il y a une évolution progressive dans cet échantillon avec un enrichissement en Fer, qui reflète donc la différenciation du magma. Nous distinguons cependant qu'avec cette évolution magmatique, les compositions restent toujours en équilibre chimique. Le schéma présenté ici pour la NWA 4255 (**Fig. II.22**) est en contraste avec celui proposé par Beck et McSween (2010) pour leurs échantillons. Ces auteurs suggèrent que les orthopyroxènes magnésiens, les orthopyroxènes ferreux et l'olivine à proximité ne sont pas en

équilibre chimique, mais représentent plutôt le produit de la bréchification d'une lithologie harzburgitique et une lithologie orthopyroxénitique qui ont ensuite été mélangés pour produire leurs échantillons. Ceci soutient la relation génétique entre les lithologies de la diogénite à olivine NWA 4255.

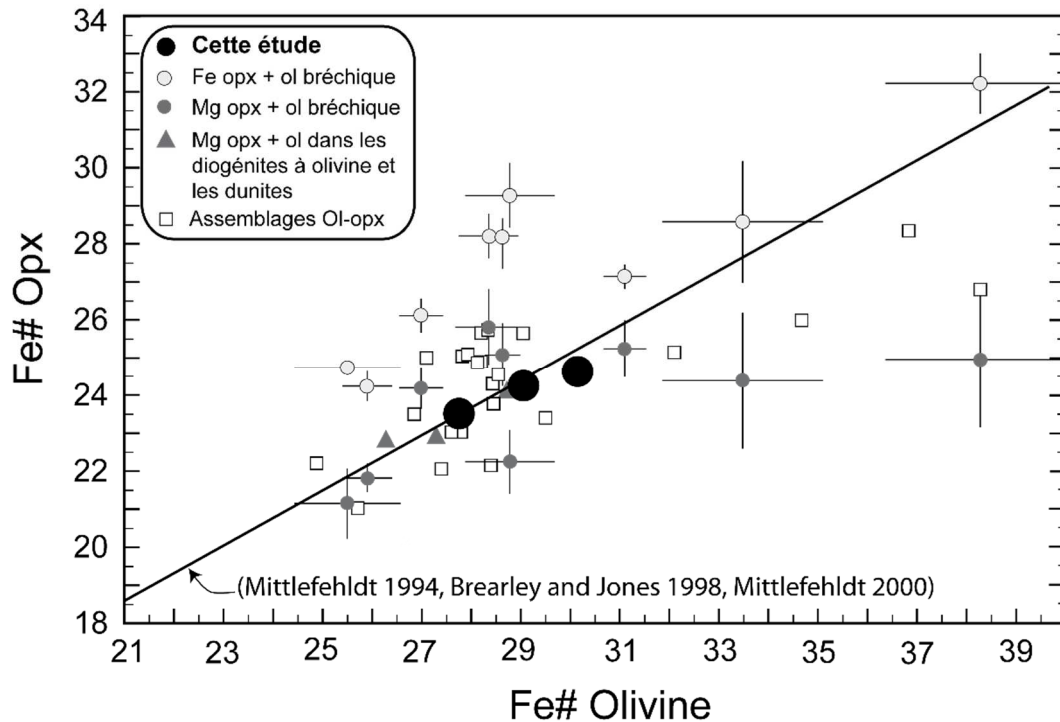


Fig. II.22. *Fe# d'orthopyroxène vs. Fe# d'olivine de la NWA 4255 (modifié d'après Beck and McSween, 2010).*

Sur le diagramme Ni vs. Co (**Fig.II.11**), nous remarquons que l'orthopyroxène et l'olivine se corrént positivement avec le Fer métal ainsi qu'avec la roche totale. Cette corrélation est observée uniquement dans la lithologie harzburgitique. Quant à la lithologie orthopyroxénitique, nous remarquons en revanche, que leurs orthopyroxènes se décalent légèrement et ne font pas donc partie de cette corrélation. Ceci implique que ces orthopyroxènes ne sont pas en équilibre avec le Fer métal.

Le Fer métal et les sulfures sont très faibles en Ni ($Ni < 1\%$ en poids d'oxyde). Ce Fer métal est souvent associé avec l'olivine et parfois avec des micro-inclusions. Par ailleurs, le rapport Cr/V des orthopyroxènes varie entre 0.24 et 0.38. Ce rapport après (Cartier et al., 2014) implique que la fO_2 est proche de IW-7 (Iron-Wustite buffer = -7), ceci est inférieure à ce qui est estimé pour les diogénites et les eucrites (Boesenberg et Delaney, 1997). Dans ces

conditions, le Fer métal peut se présenter au liquidus. Cela implique que le Fer métal de la diogénite à olivine NWA 4255 n'est pas un métal précurseur, il n'est pas non plus un métal chondritique apporté par des impacteurs, mais c'est un métal qui précipite au liquidus et il est bien en équilibre avec l'olivine, l'orthopyroxène et même avec la roche totale (Buseck et Goldstein, 1969). Cet équilibre est parfaitement en accord avec les observations pétrographiques dans la lithologie harzburgitique.

II.4.2. La relation pétrogénétiques entre les deux lithologies de la diogénite à olivine NWA 4255

Ici nous discuterons la relation entre la lithologie harzburgitique et la lithologie orthopyroxénitique de la diogénite à olivine NWA 4255. La lithologie harzburgitique est composée d'orthopyroxène, de fer métal et d'olivine. Ces olivines sont caractérisées par le fait qu'elles montrent une diminution progressive de leurs tailles. Cette diminution est accompagnée par un enrichissement progressif en Fer (augmentation de Fe#) (Fig.II.23). Ceci reflète en effet une réaction péritectique entre les olivines et l'orthopyroxène. De plus, la lithologie orthopyroxénitique est composée d'orthopyroxène et de spinelle, mais en revanche, elle est dépourvue d'olivine. Elle est plus enrichie en Fe# par rapport à la lithologie harzburgitique. Ceci implique que le liquide magmatique qui donne ces pyroxènes n'est pas en contact avec l'olivine, c'est-à-dire que l'orthopyroxène a complètement englobé les petits grains d'olivine et par la suite, il les a entièrement consommés par les réactions péritectiques. Et par conséquent ce liquide quitte le péritectique et tombe dans le champ de l'orthopyroxène pour former uniquement l'orthopyroxène par cristallisation fractionnée. Cependant, la lithologie intermédiaire est un champ commun entre les deux lithologies et ne contient que peu de petites olivines qui sont plus ferrifères que celles de la lithologie harzburgitique. Ceci reflète la progression des réactions péritectiques entre l'olivine et l'orthopyroxène au niveau du péritectique (Fig.II.24).

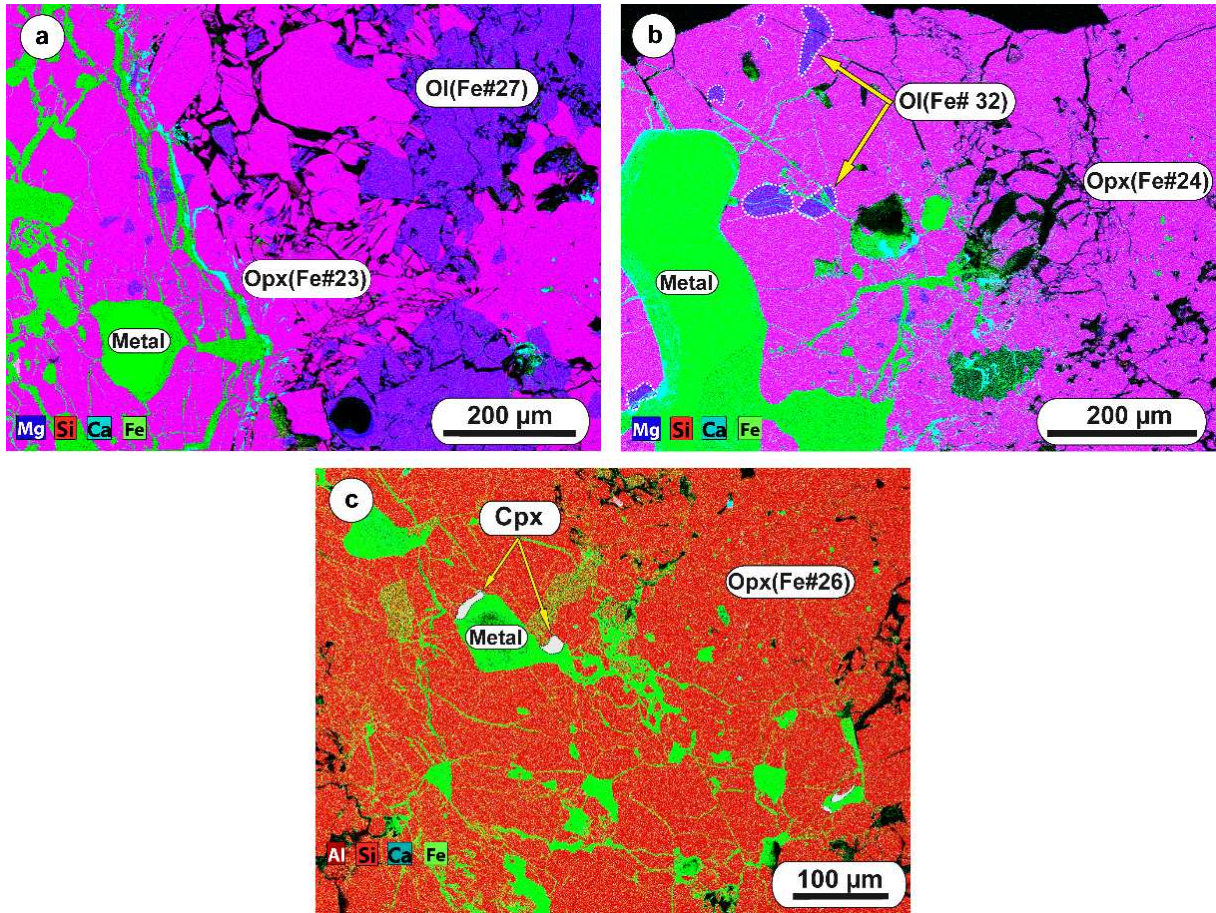


Fig.II.23. Images EDS représentant la cartographie par rayons X, montrant : a ; la lithologie harzburgitique, b ; la lithologie transitionnelle, c; la lithologie orthopyroxénitique de la diogénite à olivine NWA 4255.

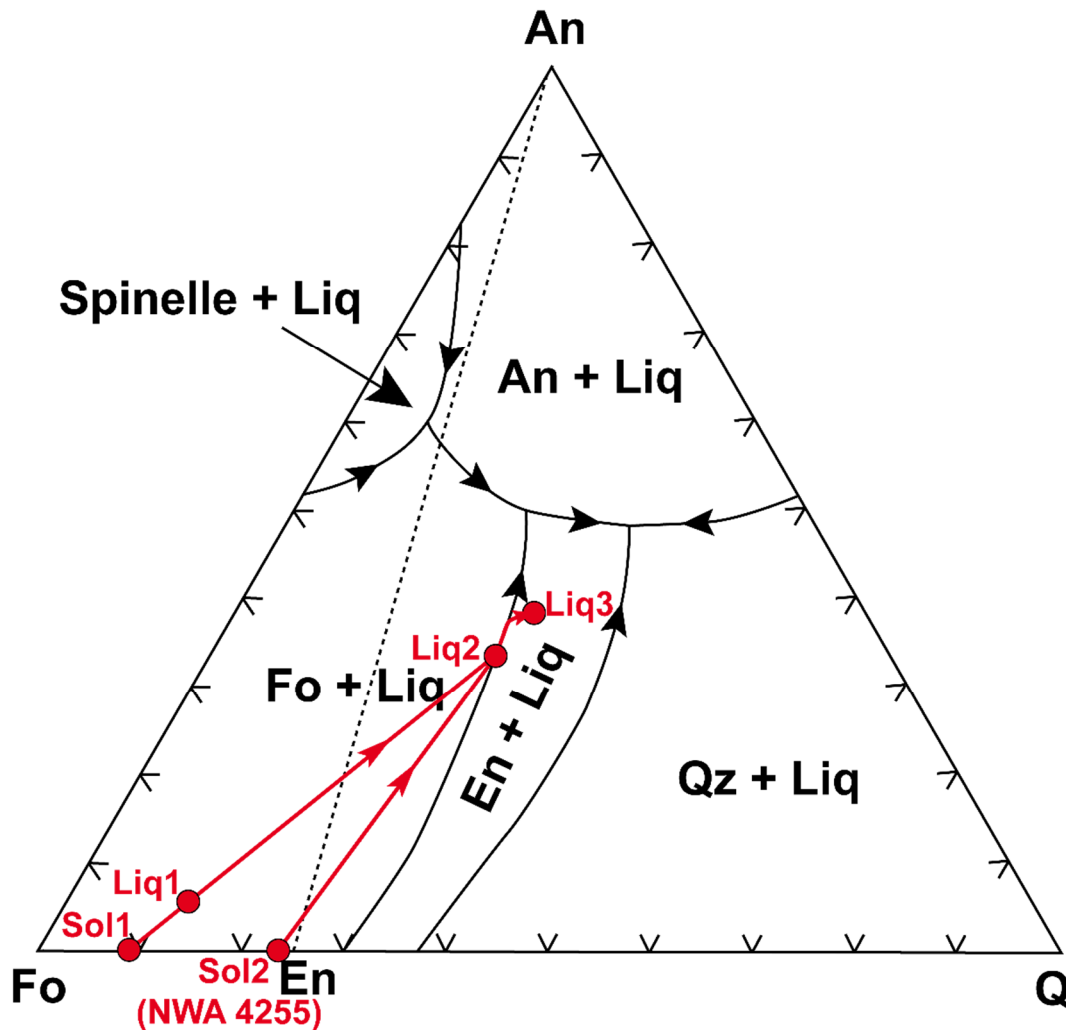


Fig. II.24. Diagramme ternaire Olivine-Anorthite-quartz de (Stople, 1975), dans lequel nous reportons nos données pour expliquer la formation de la diogénite olivine sur le périclectique.

II.4.3. Évolution d'éléments mineurs et en traces

Les concentrations des éléments en traces dans les orthopyroxènes de la diogénite à olivine NWA 4255 sont variables dans les deux aliquotes, comme c'est souvent le cas dans d'autres diogénites (Barrat et al., 2006; Fowler et al., 1994, 1995; Mittlefehldt, 1994, 2015; Shearer et al., 1997, 2010). Ces concentrations sont faibles par rapport à celles des diogénites connues de la littérature, ce qui implique qu'il s'agit d'une des diogénites les plus primitives. Malgré ces faibles teneurs, nous avons pu quand même observer des corrélations positives entre le Sc, le V et le Y avec le Ti (Fig.II.6). Ceci pourrait s'expliquer par un comportement similaire lors de la cristallisation de l'orthopyroxène lié au changement de valence du titane à 3+. Il est donc lié aux substitutions couplées entre Sc^{3+} , Ti^{3+} , V^{3+} Ti^{3+} et Y^{3+} Ti^{3+} . Ce qui implique

Chapitre II – Les diogénites à olivine et les diogénites

également que la plupart des Ti présentent une valence de 3+. Notez que ces corrélations sont observées uniquement dans l'orthopyroxène harzburgitique et l'orthopyroxène transitionnel, cependant, ils n'ont pas été observées dans l'orthopyroxène orthopyroxénitique. Cela pourrait s'expliquer par le fait que la lithologie harzburgitique est plus réduite que la lithologie orthopyroxénitique. Il est important de noter que nous avons choisi particulièrement le Ti parmi tous les autres éléments mineurs (par exemple le Cr ou l'Al) car il s'agit d'un meilleur indicateur de fractionnement et des liens génétiques dans les diogénites, comme l'ont discuté précédemment (Fowler et al., 1994).

De plus, la concentration en Yb et en terres rares, augmente de la lithologie harzburgitique à la lithologie orthopyroxénitique. Ceci suggère que c'est lié à la cristallisation fractionnée et que les orthopyroxènes orthopyroxénitiques sont cristallisés après l'orthopyroxène harzburgitique, comme était suggéré dans des études antérieures (Beck et al., 2013). De plus, les spectres d'orthopyroxènes orthopyroxénitiques ont une forme caractéristique, différente de celle des orthopyroxènes harzburgitiques. Ce qui suggère que cela pourrait être le produit d'interaction entre le liquide et le solide au péritectique pendant l'évolution du magma. De plus, ils montrent un enrichissement progressif d'éléments terres rares moyennes et lourdes depuis l'orthopyroxène harzburgitique à l'orthopyroxène orthopyroxénitique. Cela confirme la progression des réactions péritectiques entre les minéraux formés et le liquide, en continuant la cristallisation à l'équilibre avec l'interaction entre les minéraux formés et le liquide restant, comme expliqué ci-dessus. Lorsque le liquide quitte le péritectique, il tombe dans le champ de l'orthopyroxène + liquide pour former uniquement l'orthopyroxène par la cristallisation fractionnée (**Fig.II.24**).

Le champ de chevauchement entre les deux lithologies correspond à une lithologie intermédiaire. Cette dernière est caractérisée par la présence des petits grains d'olivines qui sont les plus ferrifères et qui sont entièrement blindés dans l'orthopyroxène. Cette lithologie transitionnelle représente en effet des produits d'interactions entre le liquide et le solide, elle se cristallise simultanément avec la lithologie harzburgitique et elle interagit en même temps avec le solide. Cette lithologie transitionnelle représente la dernière étape de la cristallisation à l'équilibre avant de passer à l'étape suivante de la cristallisation fractionnée.

La distribution des terres rares s'effectue selon un modèle de déformation du réseau (Blundy et Wood, 1994) qui est lié à l'élasticité du réseau cristallin. Elle est donc liée à l'équilibre chimique entre le liquide et le solide (Cartier et al., 2014). Par exemple, dans la figure (**Fig.II.25**), les éléments qui ont une valence 3+ en coordinance VI se répartissent selon leur

taille (Shannon, 1976) en deux sites cristallographiques octaédriques des pyroxènes ; le site M1 ($Mg^{2+} \sim 0,72 \text{ \AA}$) et le site M2 ($Ca^{2+} \sim 1 \text{ \AA}$). Nous observons que les plus petits éléments trivalents ayant des coefficients de partage élevés se situent dans le site M1, en revanche, les plus grands éléments trivalents ayant des coefficients de partage faibles se situent dans le site M2.

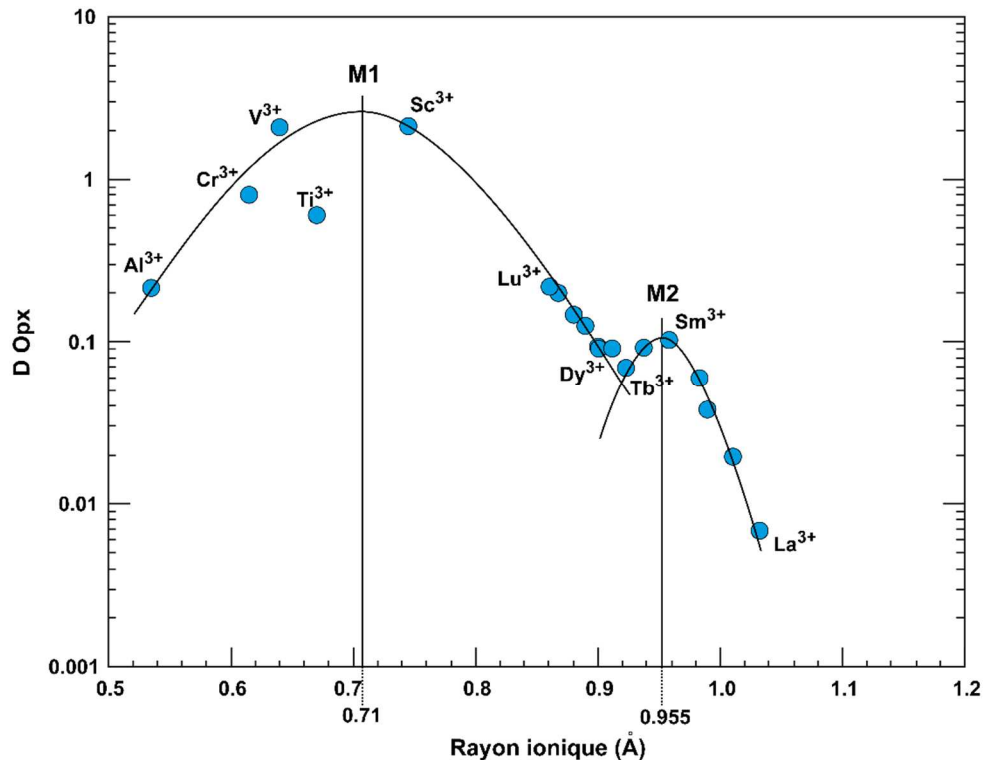


Fig.II.25. Diagramme Onuma montrant les coefficients de partage d'orthopyroxène en fonction de leurs rayons ioniques. Il montre deux courbes représentant les cations trivalents du pyroxène du claste 20 dans la lithologie orthopyroxénitique pure. Notez que nous n'avons utilisé que les éléments sous forme de 3+ et nous observons la distribution de REE dans deux sites (M1 et M2). Cette répartition a également été observée dans les autres pyroxènes des deux lithologies, mais nous avons choisi les plus caractéristiques.

II.4.4. Le rapport Fe/Mn

Le rapport Fe/Mn dans les pyroxènes est considéré comme un outil pour déterminer le corps parent des météorites (Papike et al., 2003). Les deux lithologies de la diogénite à olivine NWA 4255 présentent d'ailleurs un rapport Fe/Mn qui est compris entre 22.28 et 32.64, ce rapport chevauche largement entre les deux lithologies. Nous constatons qu'il est différent de ce qui est décrit pour les diogénites, il est plutôt inférieur au champ défini pour les diogénites et les diogénites à olivines (Fig.II.26). Ce type de rapport est ainsi connu pour d'autres

Chapitre II – Les diogénites à olivine et les diogénites

échantillons HED tels que certains eucrites cumulatives et certaines diogénites inhabituelles comme par exemple QUE 94484 (Mayne et al., 2009). Bien que la diogénite à olivine NWA 4255 ait les mêmes caractéristiques que les diogénites provenant de 4Vesta, mais son rapport Fe/Mn est particulièrement atypique. En revanche, quant à la diogénite NWA 4272 nous notons qu'elle a un rapport Fe/Mn typique, ceci varie entre 25.36 et 38.06. Cela implique qu'effectivement la NWA 4272 provient de l'astéroïde 4Vesta.

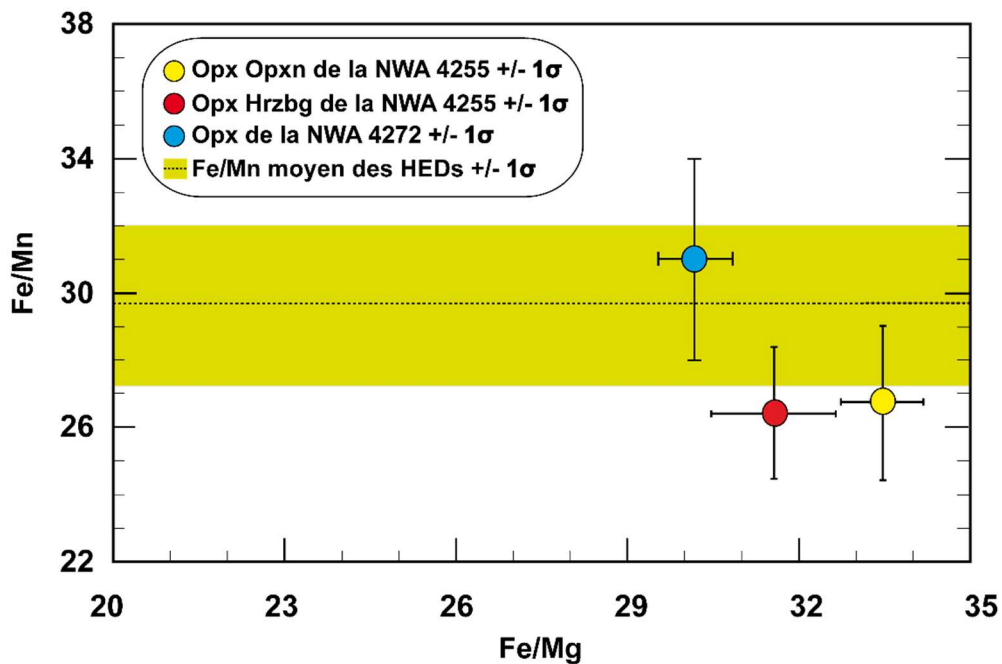


Fig. II.26. Le diagramme Fe/Mn versus Fe/Mg des orthopyroxènes de la diogénite à olivine NWA 4255 et la diogénite NWA 4272, comparés aux données de la littérature de d'autres météorites HED (Beck and McSween, 2010; Mayne et al., 2009; Papike et al., 2001)

Chapitre III :

Les eucrites

III.1. Présentation d'échantillons

Les météorites sélectionnées pour cette étude sont : trois eucrites basaltiques non cumulatives (AW 200, Tata et Soueliki) et une eucrite cumulative (Said).

L'eucrite Aw200 a été trouvée dans la région de Tindouf et elle a été caractérisée comme eucrite monomictite. La surface polie fait apparaître une texture bréchique composée de clastes gris foncé (de quelque millimètre jusqu'à 1cm) dans une matrice gris clair, comme le montre la figure (**Fig.III.1 a**). Dans cette eucrite, nous observons ainsi quelques taches de rouille sur la surface polie de cet échantillon.

L'eucrite Tata a été trouvée au Sahara du sud-ouest algérien. Elle a été ainsi caractérisée comme eucrite basaltique non cumulative. Nous observons sur sa surface sciée une multitude de clastes de tailles variables englobés par une matrice finement recristallisée.

L'eucrite Soueliki a été découverte au Sahara du sud-ouest algérien. Elle montre des petits grains qui sont finement recristallisés. Notons que tous ces trois échantillons sont couverts par une croûte de fusion noir brillant.

L'eucrite Said est caractérisée comme eucrite cumulative. Elle a été également trouvée au Sahara du sud-ouest algérien. La surface polie de cette eucrite montre la présence des gros cristaux de plagioclase et pyroxène qui sont visible à l'œil nu.

III.2. Les eucrites basaltiques non cumulatives

III.2.1. L'eucrite basaltique non cumulative AW 200

III.2.1.1. La pétrographie de l'eucrite AW 200

L'eucrite AW200 est une eucrite monomictite bréchique, composée principalement de plusieurs clastes et de matrice clastique (**Fig.III.1 b**). Les clastes ont particulièrement des caractéristiques texturales distinctes. Ils sont angulaires foncés ou claires dont leurs tailles varient de quelques micromètres à quelques millimètres de longueur. En revanche, la matrice contient de gros et de petits grains qui sont fracturés et déformés.

Cette eucrite présente particulièrement des textures très différentes ; - une texture subophitique représentée par de gros grains comme le montre la figure (**Fig.III.1 c**), - une texture ophitique représentée par de petits grains, - une texture à grains très fin englobe quelques gros cristaux et enfin, - une texture à grains fin dans laquelle se trouve des gros grains de pyroxène.

Les compositions modales de l'eucrite AW 200, calculées par la méthode de moindres carrés sont : 37.84 % d'orthopyroxène, 34.71 % de plagioclase, 25% de clinopyroxène (pigeonite et augite) et 1.58 % d'ilménite.

➤ Le pyroxène

Le pyroxène apparaît en cristaux subautomorphes à xénomorphes dont leur taille est très variable en fonction des clastes dans cet échantillon. Par exemple, nous observons qu'il se présente en gros grains dans certains clastes, leurs tailles comprennent entre 500 μm et 1 mm. Cependant, dans d'autres clastes, il forme des petits grains associés avec le plagioclase (dont la taille moyenne est de 100 μm). Les grains dans la matrice ont généralement de taille très variable (varie de quelques μm à 200 μm) (**Fig. III.1 d**). Le pyroxène dominant dans cette eucrite est la pigeonite, qui est parfois démixée en hypersthène et des lamelles d'exsolution en augite très fines (<1 μm).

➤ Le plagioclase

Les grains de plagioclase sont généralement subautomorphes de 100 à 800 μm de diamètre (**Fig. III.1 e**), mais certaines zones ont une granulométrie sensiblement plus grossière d'environ 2 mm dans la dimension la plus longue. La plupart des cristaux de plagioclase conservent leurs formes originales (en lattes) en préservant donc la texture magmatique (texture ophitique). En revanche, certains clastes présentent des grains de plagioclase formant une texture plutôt sub-ophitique (**Fig. III.1 f**). Probablement sous l'effet de choc le plagioclase se transforme parfois en maskelynite (structure amorphe du plagioclase) dans les zones fortement bréchiques.

➤ L'ilménite

L'ilménite est aussi présente dans cette eucrite. Elle se présente généralement sous forme de deux textures : des petits grains irréguliers (<80 μm) lorsqu'elle est associée à la silice et des cristaux subautomorphes voire xénomorphes associés au plagioclase et au pyroxène (100 à 250 μm) (**Fig. III.1 h**). Le spinelle se présente également sous forme des petits grains dans la matrice bréchique (50 μm).

➤ La troilite, la silice et le Fer métal

La troilite est observée comme étant une phase accessoire sous forme des grains automorphes à subautomorphes et qui ont une taille inférieure à 100 μm . De plus, la silice se présente sous forme de phase interstitielle entre le pyroxène et le plagioclase ou de phase massive (100 à 500 μm), piégée dans les petits grains de plagioclase (**Fig. III.1 h**). La présence

Chapitre III – Les eucrites

de la tridymite est souvent liée à la présence des petits grains des sulfures, ils ont été observés dans les zones recristallisées les plus bréchiques. Cependant, quelques rares grains de Fe-métal (~80 μm) sont également observés dans cette eucrite.

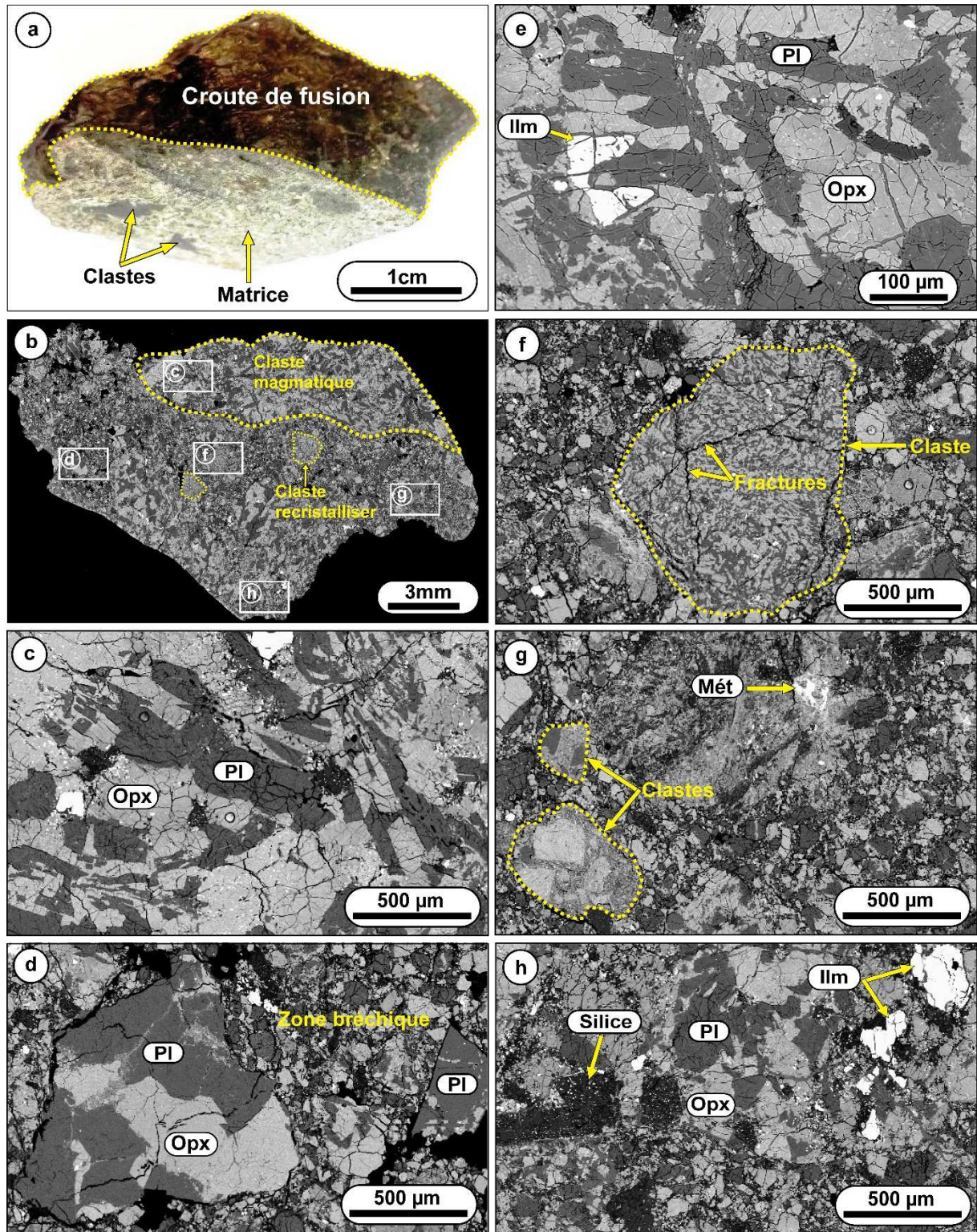


Fig.III.1. a : Photo de l'eucrite basaltique non cumulative AW200. La croûte de fusion couvre la partie extérieure de cet échantillon, la partie intérieure montre la présence des clastes et une matrice

bréchique. b : Carte mosaïque en MEB (BSE) d'une section polie de l'échantillon. c : Lattes de plagioclase formant une texture sub-ophitique. d : Zone bréchique englobant un fragment de plagioclase associé au pyroxène. e : Ilménite sub-automorphe observé entre les cristaux de plagioclase et pyroxène. A noter que ces pyroxènes ont des très fines lamelles d'exsolution. f : Zone très bréchique englobant un claste à grains fins de plagioclase et pyroxène. g : Clastes à gros grains de pyroxène dans une matrice fine, et un grains de Fer-métal dans une matrice bréchique. h : Silice et Ilménites présentes dans une matrice bréchique.

III.2.1.2. La chimie des minéraux : les éléments majeurs, mineurs et traces

➤ Le pyroxène

Les pyroxènes de cette eucrite ont globalement des compositions variables. La composition en éléments majeurs est $\text{En}_{33.35-40.3} \text{Fs}_{38.65-55.21} \text{Wo}_{5.47-28.01}$ pour la pigeonite (**Tab. S14**), $\text{En}_{32.21-36.88} \text{Fs}_{25.71-42.55} \text{Wo}_{21.01-42.07}$ pour le clinopyroxène (**Tab. S15**) et $\text{En}_{38.74-44.91} \text{Fs}_{53.09-56.95} \text{Wo}_{2-4.39}$ pour l'hypersthène (**Tab. S16**). La gamme de composition de ces pyroxènes se situe sur une seule ligne de liaison comme le montre la figure (**Fig.III.2**), ce qui implique que cette eucrite est bien monomictite.

De plus, les concentrations d'éléments mineurs diffèrent entre ces trois pyroxènes, la plus grande variation est observée dans les pigeonites (Al_2O_3 : 0.14-0.99 %, Cr_2O_3 : 0.15-1.26 % et TiO_2 : 0.11-1 %). Cependant l'augite a des concentrations légèrement variables (Al_2O_3 : 0.32-1.2 %, Cr_2O_3 : 0.1-0.67 % et TiO_2 : 0.15-0.44 %).

L'hypersthène contient en effet des faibles concentrations en éléments mineurs. Ces concentrations sont variables pour le Cr_2O_3 et le TiO_2 qui sont respectivement 0.06-0.42 % et 0.08-0.24 %. En revanche, elles sont très peu variables pour l' Al_2O_3 qui est compris entre 0.11 et 0.45 %.

Le rapport Fe/Mn varie de 25.80-30.28 pour les pigeonites, de 26.19-32.02 pour les augites et de 28.36-36.44 pour l'hypersthène. Globalement, nous constatons que la gamme de variation de ce rapport dans les pyroxènes de notre échantillon est comprise entre 25.80 et 36.44. Ces gammes sont également similaires à celles des autres météorites HED ; elles se situent plutôt dans la gamme des pyroxènes des eucrites basaltiques décrites dans la littérature ([Mayne et al., 2009](#)).

Les éléments en traces quant à eux, ils présentent des concentrations variables. Par exemple la concentration en Co (1.12 à 2.58 ppm), Sc (39.66 à 51.36 ppm), V (101.66 à 200.29 ppm) et Ni (0.39 à 0.77 ppm).

Chapitre III – Les eucrites

Les teneurs en HFSE (Hf : 0.10-0.46 ppm, Nb : 0.17-0.39 ppm et Ta : 0.01 ppm) sont peu variables. En revanche, le Zr (3.28-24.54 ppm) est élevé avec une large gamme de variation. Les concentrations des éléments en traces incompatibles sont plus au moins élevées (Y : 2.26 à 20.36 ppm et Yb : 0.49 à 3.41 ppm) et qui ont également une large plage de variation et surtout pour l'Y.

Les spectres élargis d'éléments en traces des pyroxènes font apparaître des anomalies positives en U et Pr et négatives en Pb, Sr et Eu (**Fig.III.3 a**). De plus, les spectres montrent que les pyroxènes de l'eucrite AW 200 sont appauvris en LREE relativement aux HREE : $[La/Sm]_N$: 0.11-0.46, $[Sm/Yb]_N$: 0.12-0.36 et $[La/Yb]_N$: 0.01-0.16. Les pyroxènes 1 et 3 (**Fig.III.3 b**) sont enrichis en REE relativement à la chondrite CI (20 fois la chondrite CI). Nous observons qu'en comparaison aux spectres 2 et 4, ces pyroxènes sont les plus enrichis. Les spectres de REE sont également caractérisés par des anomalies négatives en Eu. Cette anomalie est très forte dans les spectres 1 et 3 [$Eu/Eu^* = 0.04-0.06$; ($Eu^* = (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$)] et moins forte dans le spectre 4 ($Eu/Eu^* = 0.62$).

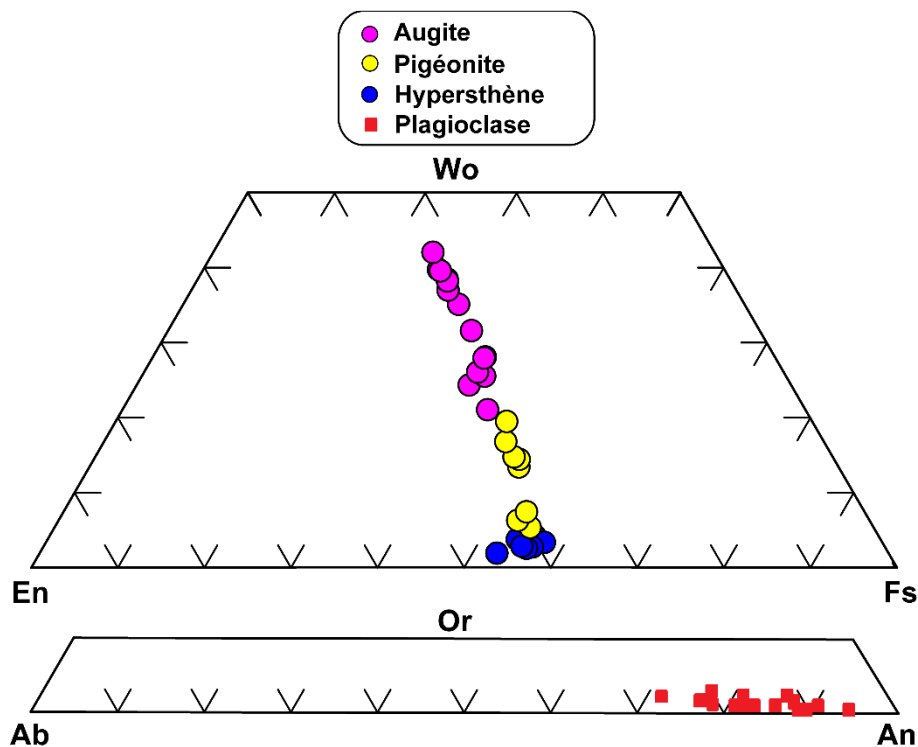


Fig. III. 2. Diagrammes En-Wo-Fs et An-Or-Ab montrant respectivement la composition des pyroxènes et des plagioclases de l'eucrite AW 200.

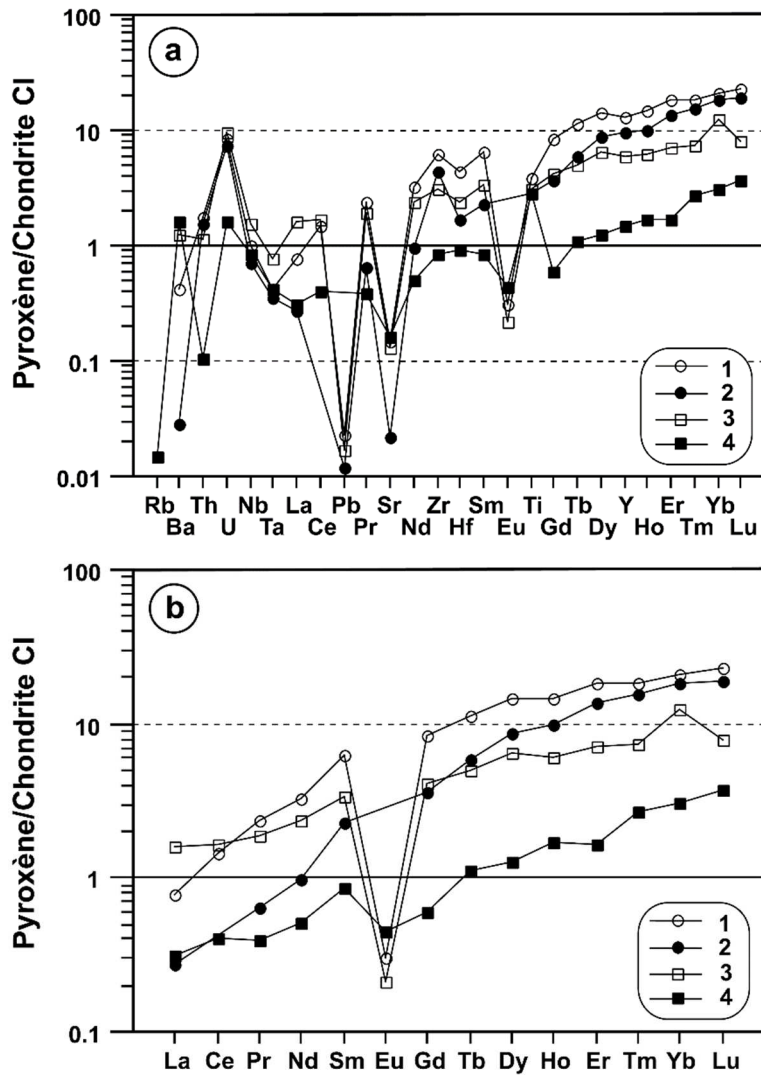


Fig.III.3. Spectres élargis et de Terres rares des pyroxènes de l'eucrite AW 200 normalisés à la Chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989).

➤ **Le plagioclase**

Les plagioclases de l'eucrite AW 200 sont principalement des bytownites dont la composition varie d'An_{72.24-90.91}Or_{0.25-2.8} (Tab. S17). Les teneurs en éléments en traces montrent que le Ti et le V ont des concentrations significatives qui varient respectivement de 64.94 à 129.87 ppm et de 0.50-1.67 ppm. Cependant les concentrations en Co sont très peu variables (0.11- 0.20 ppm). Les HFSE quant à eux ont des concentrations qui sont presque constantes (Hf : 0.03-0.04 ppm, Nb : 0.03-0.10 ppm, Zr : 1.02 ppm). En revanche, ces plagioclases contiennent des petites quantités des éléments en traces incompatibles, et qui ne sont pas non plus très variables (Y : 0.36 à 0.67 ppm, Yb : 0.05 à 0.11 ppm).

Chapitre III – Les eucrites

Les REE de ces plagioclases présentent des spectres enrichis (3 fois la chondrite CI), et plus précisément ils sont enrichis en LREE par rapport aux HREE ($[La/Sm]_N : 2.49-3.36$, $[Sm/Yb]_N : 1.90-2.33$ et $[La/Yb]_N : 5.50-7.83$) (**Fig. III.4.a**). Ces spectres sont également caractérisés par des anomalies positives en Eu ($Eu/Eu^* = 35.01-65.94$) liées sans aucun doute au fractionnement de plagioclase. En revanche, le rapport $Ce/Ce^* = 0.97-1.06$, cela est compatible avec l'absence d'anomalie en Ce.

Il est à noter que les spectres élargis d'éléments en traces font apparaître des anomalies positives en Ba, U, Sr et Eu et négatives en Th, Nb, Pb et Ti (**Fig. III.4.b**).

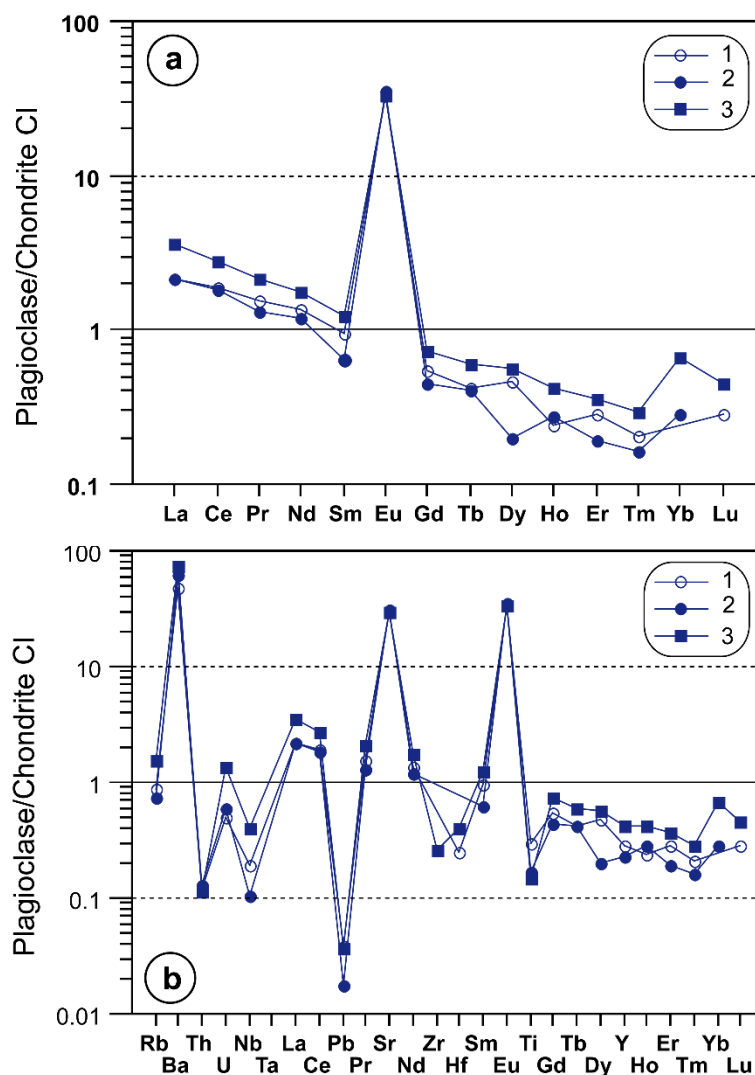


Fig.III.4. Spectre élargi d'éléments en traces et de terres rares des plagioclases de l'eucrite AW 200 normalisés à la chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989).

➤ La chromite

La chromite de l'eucrite AW 200 présente des compositions variables. Par exemple, les chromites des clastes à petits grains (les clastes recristallisés) ont des teneurs élevées en Cr_2O_3 (47.25-49.61 %), en FeO (34.99-37.32 %) et en TiO_2 (5-6.47 %) (**Tab. S18**). Ils ont des teneurs inférieures en Al_2O_3 (7.34-7.6%) et en MgO (0.60-0.77%). Par ailleurs, le rapport $\text{Mg}\#$ ($=100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$) est compris entre 2.77 et 3.76. Le rapport $\text{Cr}\#$ ($=100 \cdot \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$) est compris entre 81.40 et 81.49 qui n'est pas très variable. En revanche, les cristaux des clastes à gros grains (les clastes magmatiques) ont des teneurs inférieures en Cr_2O_3 (45.77 %), en FeO (33.71 %) et en TiO_2 (2.15 %). Ils ont en outre des teneurs supérieures en Al_2O_3 (16.36 %) et en MgO (1.48 %). Les rapports $\text{Mg}\#$ et $\text{Cr}\#$ sont respectivement 7.28 et 65.54.

Le diagramme ternaire AL-2Ti-Cr (**Fig.III.5**) fait apparaître que les chromites des clastes recristallisés font partie des chromites des eucrites de type 4. En revanche, ceux des clastes magmatiques font partie des chromites des eucrites type 1. Ceci implique que cet échantillon a été partiellement métamorphosé mais uniquement dans certaines zones.

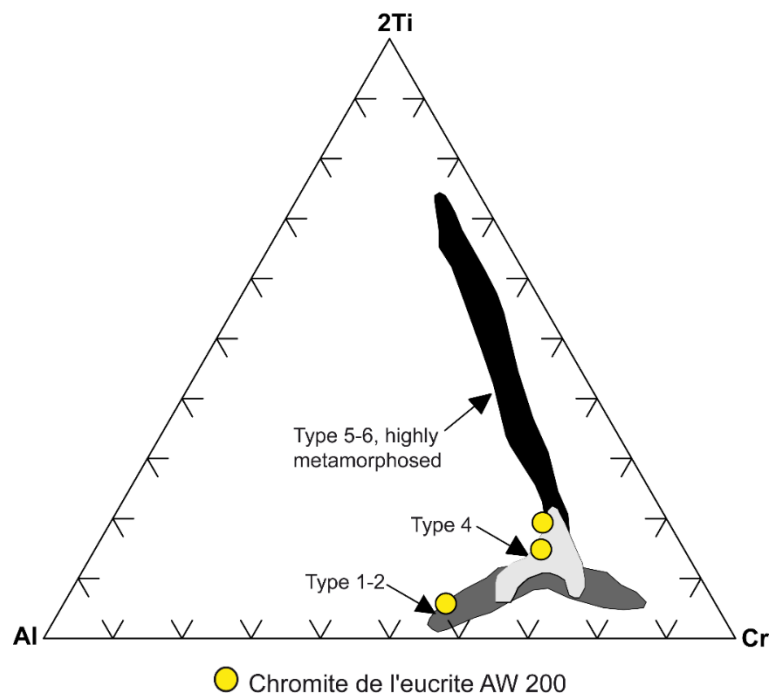


Fig. III.5. Le diagramme ternaire de la chromite (Al 2Ti Cr) montrant que les données de la chromite de l'eucrite AW 200 correspondent au type 4 pour les clastes à gros grains. Cependant, Les clastes à grains fins se positionnent dans le champ des eucrites de type 1 et 2. (Diagramme tiré de Yamaguchi, 2000).

➤ La titanomagnétite et l'apatite

La titanomagnétite contient des teneurs élevées en Ti (29.98 %) et V (4984 ppm) et faibles en Co (0.49 ppm). Les concentrations en HFSE sont élevées (Hf : 2.84 ppm, Nb : 374.79 ppm, Zr : 31.26 ppm). Les éléments en traces incompatibles sont en petites quantités dans cette titanomagnétite (Y : 0.89 ppm, Yb : 0.07 ppm) (**Tab. S19**). Les REE de la titanomagnétite présentent un spectre appauvri (0.7 fois la chondrite CI), (La : 0.74ppm, Sm: 0.41ppm, Yb: 0.43ppm) et qui se caractérise par les rapports: $[La/Sm]_N$: 1.81, $[Sm/Yb]_N$: 0.95 et $[La/Yb]_N$: 1.73 (**Fig.III.6**). En outre, une anomalie positive en Eu ($Eu/Eu^* = 0.38$) ainsi une légère anomalie en Er caractérisent ce spectre.

L'apatite contient en revanche des teneurs élevées en Ti (2.85 %) et V (332.84 ppm) et faibles en Co (3.88ppm). Les concentrations en HFSE sont (Hf : 7.13 ppm, Nb : 27.45 ppm, Zr : 232.62 ppm). Les éléments en traces incompatibles se présentent en grandes quantités dans cette apatite (Y : 177.64 ppm, Yb : 15.16 ppm). Les REE présentent un spectre extrêmement enrichi (150 fois la chondrite CI), (La: 164.48ppm, Sm: 170.65ppm, Yb: 91.34ppm). Ce spectre a les caractéristiques ($[La/Sm]_N$: 0.96, $[Sm/Yb]_N$: 1.87 et $[La/Yb]_N$: 1.80) avec une anomalie positive en Eu ($Eu/Eu^* = 0.32$).

Nous notons que le spectre élargi d'éléments en traces de la titanomagnétite fait apparaître la présence des anomalies négatives en Pb et Eu et des anomalies positives en Ba, Sr Hf et Ti. En revanche, celui d'apatite présente une forte anomalie négative en Pb, et Sr et des anomalies positives en Th, Nb et Gd.

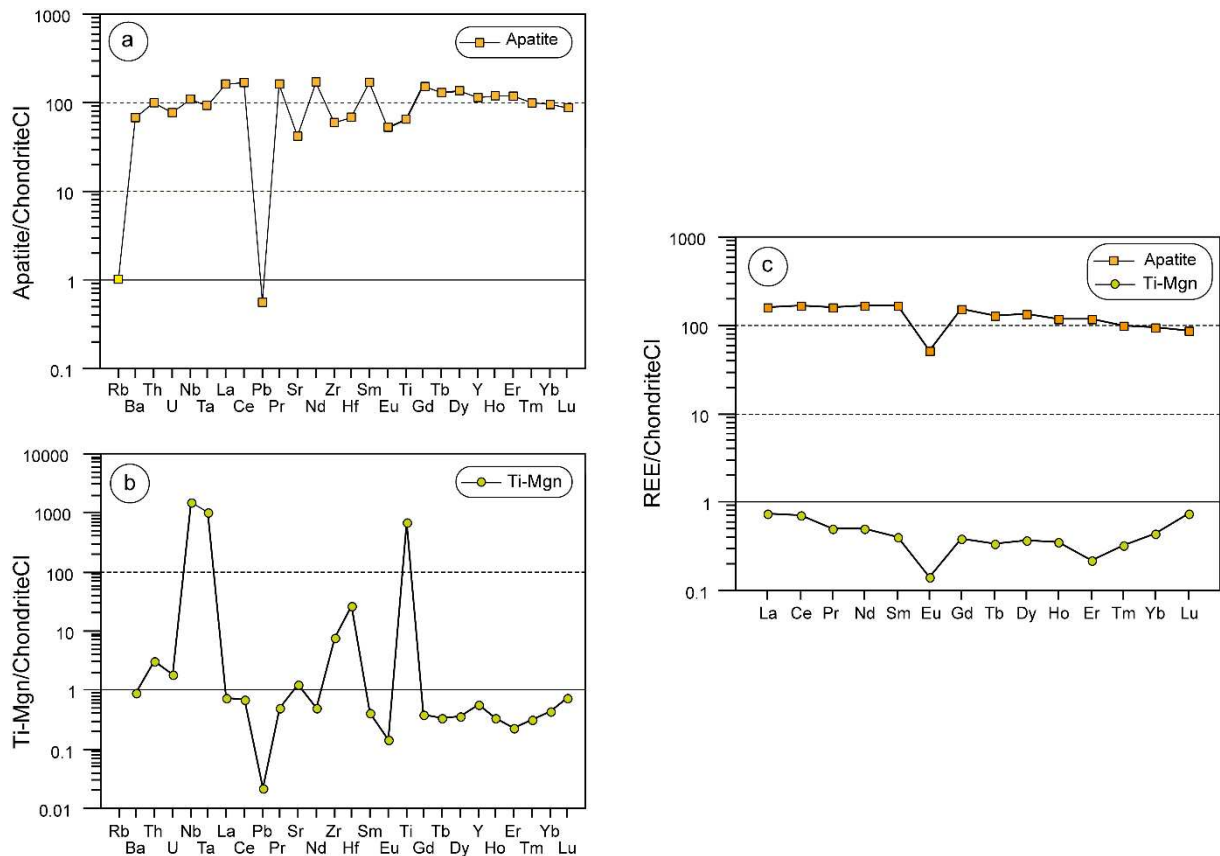


Fig. III.6. Spectres élargis d'éléments traces de Titanomagnétite et Apatite de l'eucrite de cette étude. Les concentrations sont normalisées à la chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989).

III.2.1.3. Les analyses de la roche totale

Les analyses des éléments majeurs et en traces de la roche totale de l'eucrite AW 200 sont présentées dans le tableau (**Tab. S20**). Elles montrent qu'elle est caractérisée par un rapport Fe# de 58.26 ($Fe\# = 100 * Fe / (Fe + Mg)$). Les teneurs en éléments mineurs présents dans cet échantillon sont : 0.85 % en Na_2O , 0.32% en K_2O , et 0.13% en P_2O_5 . Ces teneurs sont supérieures à celles obtenues dans les eucrites Stannern et Nevo Laredo (Stannern : $Na_2O = 0.56\%$, $K_2O = 0.09\%$ et $P_2O_5 = 0.10\%$. Nuevo Laredo : $Na_2O = 0.48\%$, $K_2O = 0.06\%$ et $P_2O_5 = 0.09\%$) (Barrat et al., 2007). En revanche, notre échantillon présente une teneur en TiO_2 (0.93%) qui est en effet similaire aux eucrites Nuevo Laredo et une teneur en MnO (0.55 %) similaire aux eucrites Stannern. Le rapport Fe/Mn est 33.34, FeO/MgO est 2.49. Ce dernier rapport est plutôt proche de celui des eucrites typiques.

Cette eucrite présente les concentrations en éléments traces (Sc : 27.2 ppm, Yb : 2.37ppm et Ti : 49.25ppm). Le spectre élargi d'éléments traces est caractérisé par une très forte

Chapitre III – Les eucrites

anomalie négative en Pb, et faibles anomalies négatives en Ta, Sr et Ti (**Fig. III.7 a**). Par ailleurs, le spectre des REE montre que cet échantillon est enrichi relativement aux chondrites CI (20 fois la chondrite CI). La forme de ce spectre est plate ($[La/Sm]_N : 1.02$, $[Sm/Yb]_N : 1.33$ et $[La/Yb]_N : 1.36$) avec une faible anomalie en Eu ($Eu/Eu^* = 0.72$) (**Fig. III.7 b**). Le rapport $Ce/Ce^* (= Ce_N / (La_N \times Pr_N)^{1/2}) = 0.97$. Cela est en accord avec l'absence de l'anomalie en Ce dans les spectres des REE.

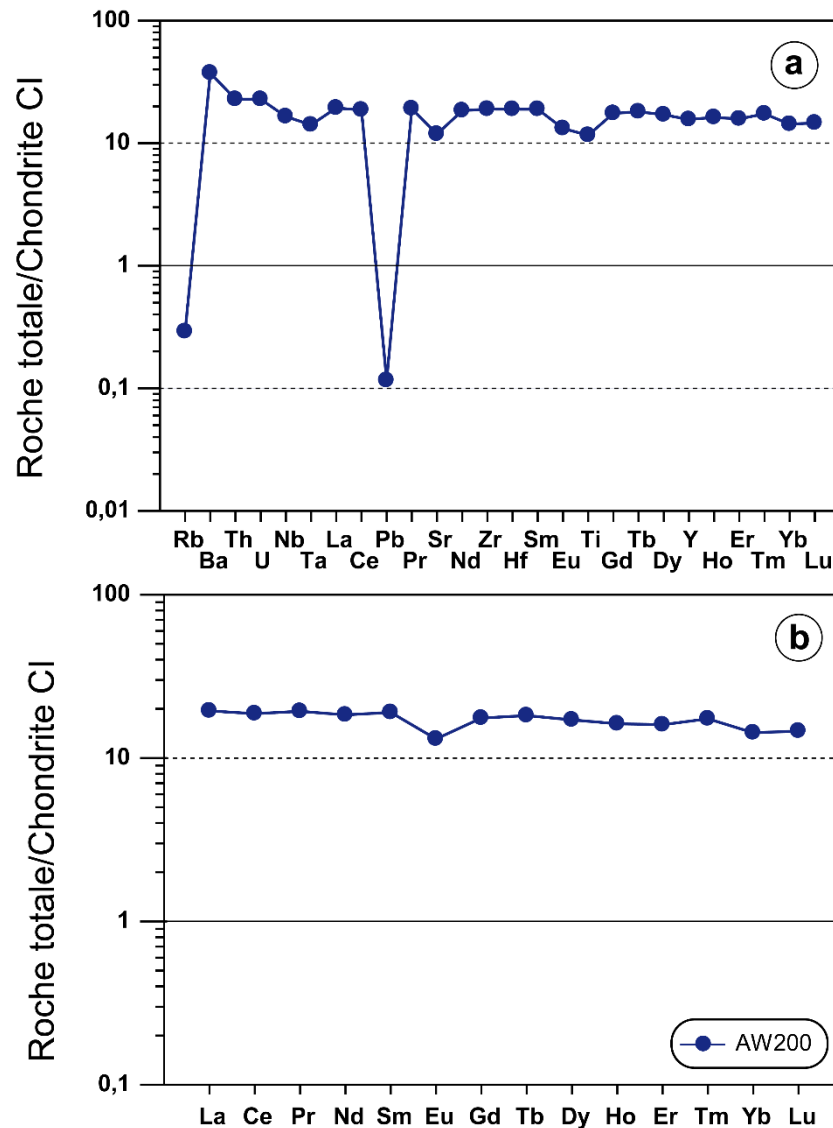


Fig.III.7. Spectres élargis des éléments en traces et de REE de l'eucrite basaltique AW 200 normalisés à la chondrite CI. La chondrite de référence est d'Anders & Grevesse (1989).

III.2.2. L'eucrite basaltique non cumulative Tata

III.2.2.1. La pétrographie de l'eucrite Tata

L'eucrite Tata est une eucrite basaltique non cumulative bréchique, composée principalement d'une matrice et de plusieurs clastes à grains fins (**Fig.III.8**).

L'examen microscopique révèle que cette eucrite montre une texture micro-granulaire qui est entièrement recristallisée dont la texture magmatique a complètement disparue (**Fig.III.9 a**). Elle contient des zones abondantes de mésostase recristallisée et a une taille de grain légèrement plus petite (**Fig.III.9 b**). Par ailleurs, il est souvent très difficile de distinguer entre les clastes et la matrice vu le degré élevé de métamorphisme de cette eucrite. Les sulfures sont observés dans cette eucrite, mais ils sont très rares. Cependant, le Fer métal quant à lui n'est pas observé dans cet échantillon.

Cette eucrite se caractérise de l'eucrite AW 200 par le fait qu'elle est très métamorphisée, alors qu'AW 200 est partiellement métamorphisée.

Les compositions modales de cette eucrite, calculées par la méthode des moindres carrés sont : 44.73 % d'hypersthène, 36.24% de plagioclase et 18.90 % d'augite.

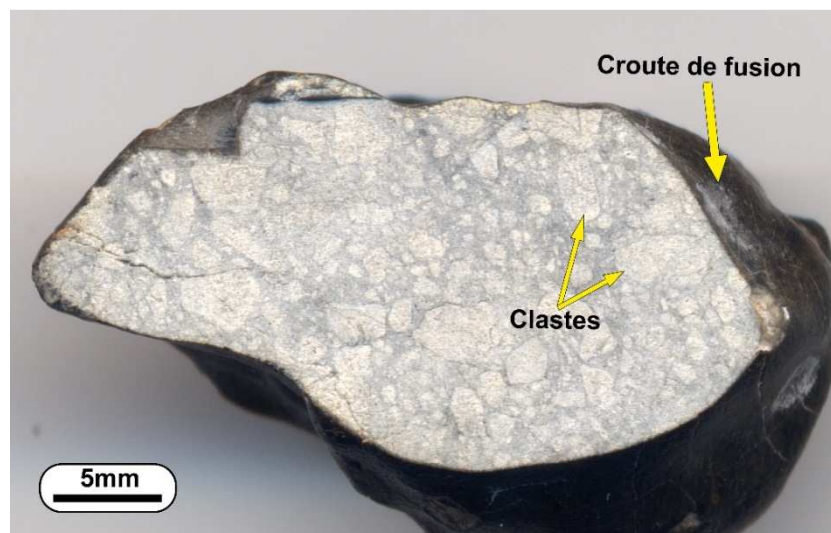


Fig. III.8. Image montrant l'aspect générale de l'eucrite basaltique Tata. La surface polie de cet échantillon montre des différents clastes dans un ciment finement recristallisé.

➤ *Le pyroxène*

Le pyroxène se présente souvent sous forme de petits grains subautomorphes ou xénomorphes dont la taille moyenne est 100µm de long (Fig.III.9 c). Cependant, parfois nous observons des grains dans la matrice qui ont une taille comprise entre 20µm et 80µm. Les grains de pyroxènes ont généralement des limites corrodées ou légèrement de courbes (Fig.III.9 c et d), sauf dans les zones les plus bréchiques. Le pyroxène dominant dans cette eucrite est l'hypersthène, avec des lamelles d'exsolution en augite. Cette dernière nous l'observons très souvent sous forme des grains individualisés.

➤ *Le plagioclase*

Le plagioclase se présente sous forme de grains en forme de lattes subautomorphes dont la taille varie de 80 à 200 µm de long. Ses bordures sont le plus souvent corrodées lorsqu'il est à l'intérieur des clastes. En revanche, il apparaît en petits grains (<50µm) lorsqu'il est dans la matrice bréchique (Fig. III.9 e). Les plages de plagioclase peuvent englober des cristaux d'augite, d'hypersthène et des petits grains de spinelles.

➤ **La chromite, l'ilménite et le zircon**

La chromite et l'ilménite sont présentes dans cette eucrite comme étant des phases accessoires. La chromite est observée sous forme des petits grains subautomorphes (dont la taille peut aller jusqu'à 15 µm) qui sont éparpillés dans toute la section étudiée. En revanche, l'ilménite est observée sous forme des petits grains (généralement <50µm) en inclusion dans les pyroxènes. Le zircon se présente sous forme de petits grains automorphes, qui sont observés en inclusion dans les augites (Fig. III.9 f).

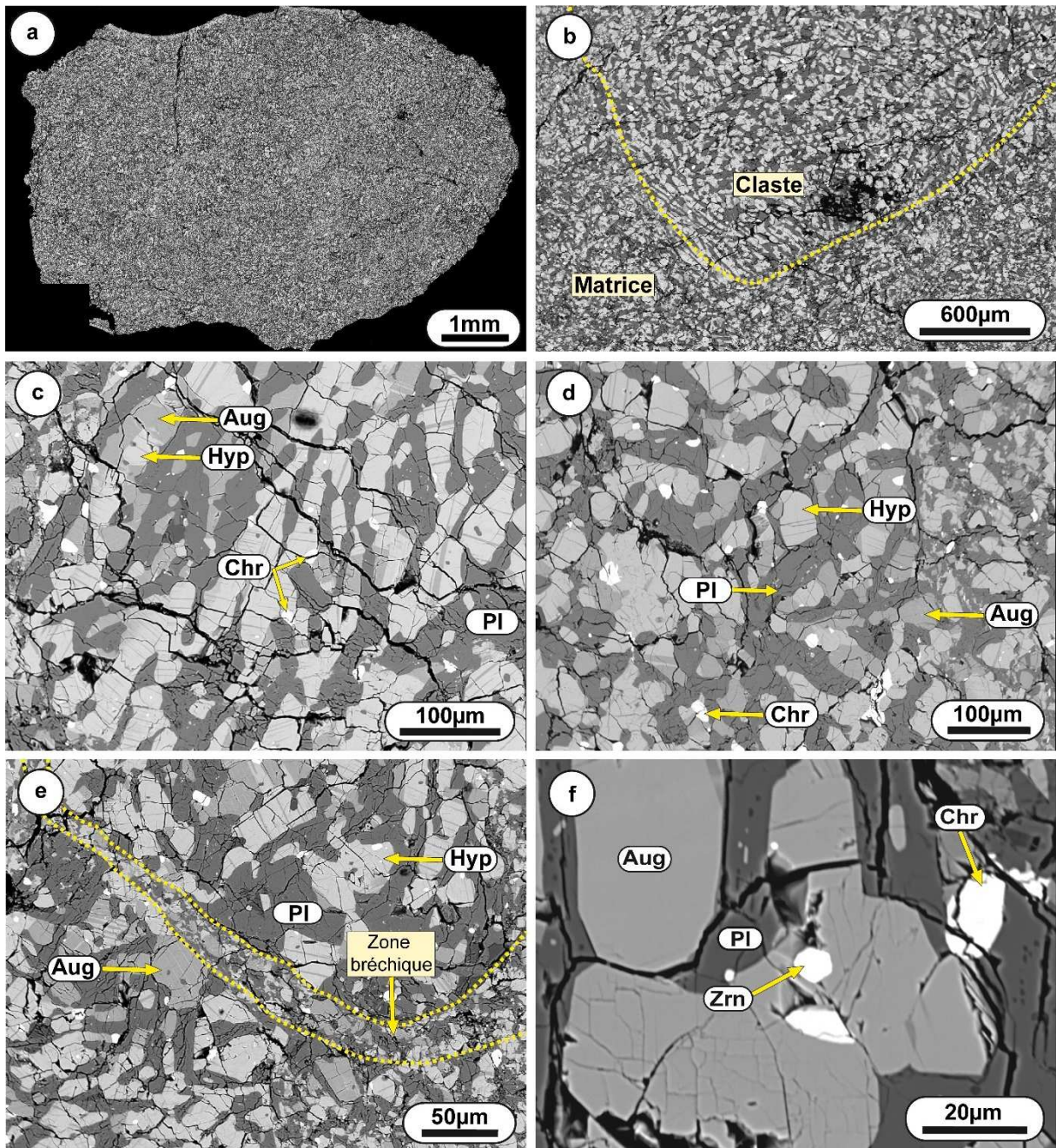


Fig. III.9. Images BSE de l'eucrite basaltique non cumulative Tata. **a** : Mosaïque en MEB d'une section polie de l'échantillon de cette étude. **b** : Claste à petits grains dans une matrice recristallisée à texture micro-granulaire. **c** : Cristaux de pyroxène montrant des textures d'exsolution de fins lamelles d'augites dans l'hypersthènes. **d** : Hypersthène, augite, plagioclase et chromite à texture granulaire dans une zone bréchique de l'eucrite Tata. **e** : Une zone d'impact bréchique et finement recristallisée. **f** : Un petit grain de zircon en inclusion dans l'augite observé dans cet échantillon.

III.2.2.2. La chimie des minéraux : les éléments majeurs, mineurs et traces

➤ *Le pyroxène*

Les pyroxènes de cet échantillon montrent également une variation de composition comme c'est aussi le cas pour l'eucrite AW 200. En revanche, ces pyroxènes sont représentés par des pigeonites qui se sont en effet démixées en clinopyroxène et orthopyroxène.

a- La pigeonite

L'analyse ponctuelle faite à la microsonde électronique a donné la composition de la pigeonite qui est ($\text{En}_{34.96-36.20} \text{Fs}_{54.80-58.50} \text{Wo}_{5.80-9.60}$) (**Fig.III.10 et Tab. S21**). Ces pigeonites contiennent toutes des petites quantités en éléments mineurs (Al_2O_3 : 0.04-0.15%, Cr_2O_3 : 0.03-0.09 % et TiO_2 : 0.05-0.09 %). Les concentrations des éléments en traces et notamment en Co et V sont respectivement 8.64-9.17 ppm et 32.62-88.86 ppm, cette dernière montre une grande plage de variation. Les teneurs en HFSE sont en faibles quantités et très peu variables pour l'Hf (0.04-0.09ppm) et le Nb (0.03-0.09ppm), cependant, le Zr (0.66-1.35 ppm) est un peu variable.

De plus, les spectres des REE de ces pigeonites montrent que les LREE sont appauvries relativement aux MREE et HREE (La : 0.10-0.16 ppm, Sm : 0.13-0.24 ppm et Lu : 0.21-0.30 ppm), dont le rapport $[\text{La}/\text{Yb}]_N$ varie de 0.04-0.11. Les LREE sont les plus appauvries (0.4 à 0.9 fois la chondrite CI) et qui montrent un enrichissement vers les MREE $[\text{La}/\text{Sm}]_N$: 0.41-.064, $[\text{Sm}/\text{Yb}]_N$: 0.09-0.17. Cependant, les HREE sont les plus enrichies (10 fois la chondrite CI). (**Fig.III.11 a**). Une forte anomalie négative en Eu est observée sur le spectre (Pigeonite 1), cette anomalie est soulignée par le rapport Eu/Eu^* (0.05), en revanche, sur les autres spectres ils ont des moins fortes anomalies négatives dont le rapport Eu/Eu^* varie de 0.2 et 0.93. Les spectres élargis d'éléments en traces font apparaître que toutes les pigeonites de cette étude présentent des anomalies positives en U, Pr, Nd et Sm et négatives en Nb, Pb, Sr, Zr et Eu. Cependant, seulement le spectre (pig4) qui montre une anomalie positive en Ti (**Fig.III.11 b**).

b- Le clinopyroxène

Les clinopyroxènes ont en revanche des compositions d'augite ($\text{En}_{29.08-31.89} \text{Fs}_{25.58-32.78} \text{Wo}_{35.34-44.72}$) (**Tab.S22**). Les concentrations des éléments mineurs dans ces augites sont élevées et un peu variables (Al_2O_3 : 0.25-0.71%, Cr_2O_3 : 0.13-0.29 % et TiO_2 : 0.11-0.46 %). La teneur en V est également élevée et qui varie de 82.33 et 108.31 ppm, cependant, le Co varie de 6.54 et 7.28 ppm. Les HFSE présentent des teneurs très peu variables en Hf (0.29-0.24ppm), des faibles concentrations en Nb (0.02-0.05ppm) et plus élevées en Zr (3.64-5.06ppm).

Ces augites ont des concentrations pauvres en LREE et MREE (La : 0.40-0.88 ppm et Sm : 0.89-1.64 ppm) et un peu plus riche en HREE (Lu : 8.57-12.18 ppm). Elles présentent des spectres convexes avec les rapports ($[La/Sm]_N$: 0.13-0.24, $[Sm/Yb]_N$: 0.40-0.51 et $[La/Yb]_N$: 0.07-0.09). Notons également qu'une anomalie négative en Eu est marquée dans ces spectres ($Eu/Eu^*=0.19-0.37$) (**Fig. III.11 c**). De plus, les spectres élargis d'éléments en traces montrent des anomalies positives en Th, La, Pr, Sm et Dy et négatives en Nb, Pb, Sr, Zr et Eu et Y, mais cette dernière est moins marquée, il s'agit d'une très légère anomalie (**Fig. III.11 d**).

c- L'orthopyroxène

Les orthopyroxènes ont généralement une composition d'hypersthène ($En_{34.63-37.01}Fs_{59.65-63.06}Wo_{1.66-3.84}$). Ces hypersthènes présentent des teneurs faibles en éléments mineurs (Al_2O_3 : 0.05-0.14 %, Cr_2O_3 : 0.01-0.11 % et TiO_2 : 0.05-0.14 %), alors que le CaO varie de 0.76 et 1.7%. Cependant, les teneurs en éléments en traces font apparaître que leurs concentrations sont élevées en Co (9.66 ppm) et basses en V (36.06 ppm) relativement à l'eucrite AW 200. Les HFSE quant à eux présentent des teneurs de petites quantités en Hf (0.04ppm), Nb (0.03ppm) et Zr (0.59ppm).

Le spectre des REE montre que l'hypersthène est appauvri en LREE par rapport aux MREE et HREE (La : 0.11 ppm, Sm : 0.09 ppm et Lu : 0.23 ppm), il montre les rapports ($[La/Sm]_N$: 0.74, $[Sm/Yb]_N$: 0.08 et $[La/Yb]_N$: 0.06)(**Fig.III.11 e**). En outre, le spectre élargi d'éléments en traces montre des anomalies positives en Pr, Nd et Ti et négatives en Nb, Pb, Sr, Zr et Gd qui est dans une moindre mesure (**Fig.III.11 f**).

Nous notons que toutes les compositions de ces pyroxènes sont variables, mais cette variabilité se situe toujours sur une seule ligne de liaison (**Fig. III.10**). Cela confirme le caractère monomicté de l'eucrite Tata.

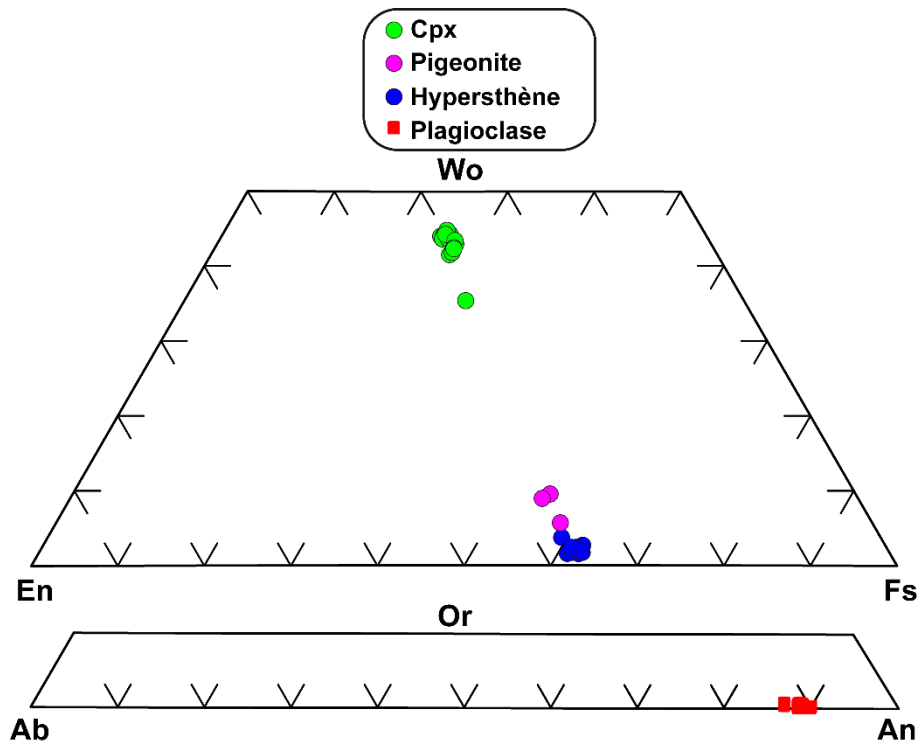


Fig. III.10. Diagramme En-Wo-Fs montrant la composition des pyroxènes et diagramme An-Or-Ab montrant la composition des plagioclases de l'eucrite basaltique Tata.

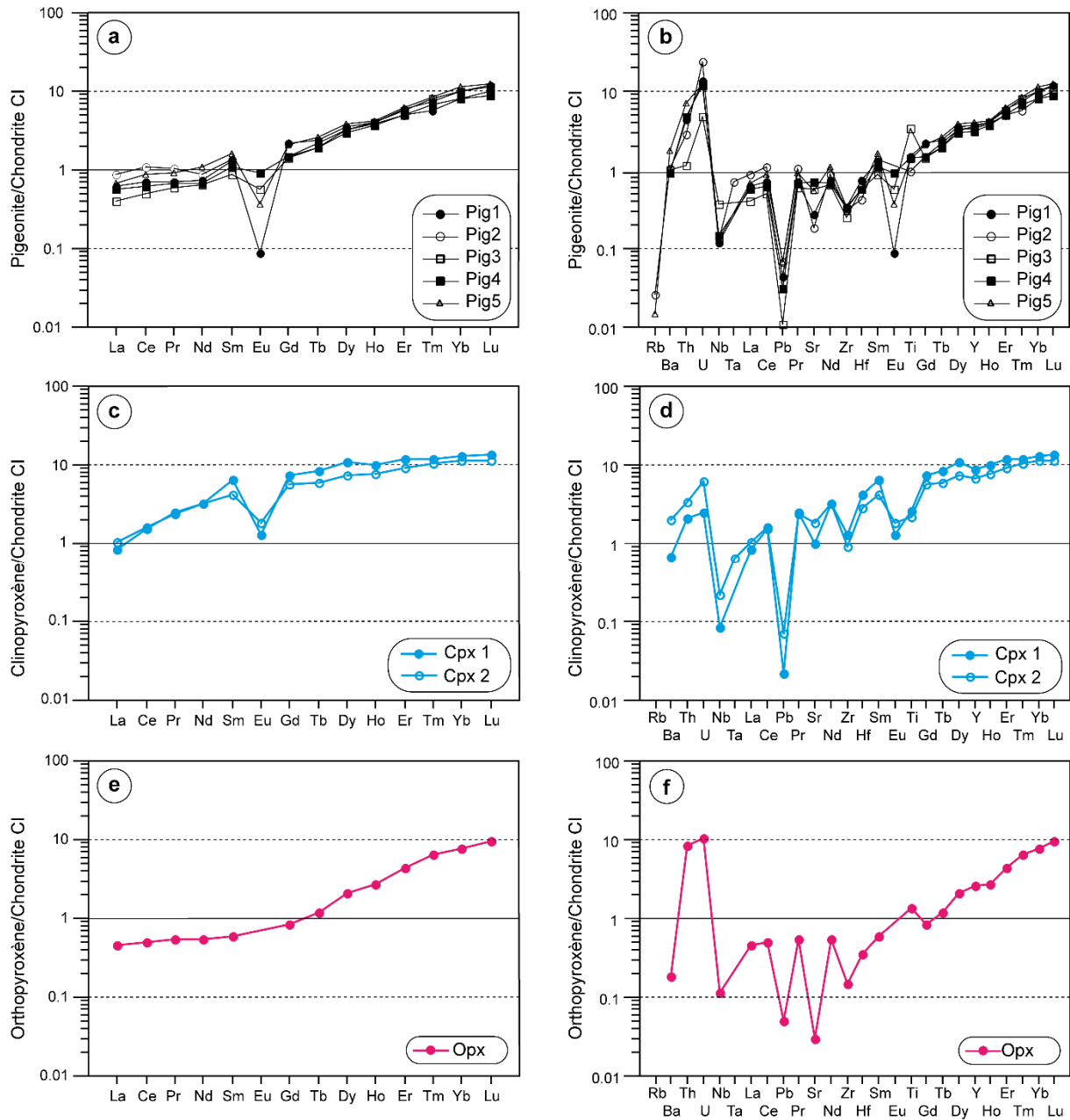


Fig. III.11. Spectres élargis d'éléments traces des pyroxènes (Pigeonite, clinopyroxène et orthopyroxène) de l'eucrite basaltique Tata. Les concentrations sont normalisées à la chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989).

➤ La chromite

L'abondance de Cr₂O₃ varie de 38.62 à 38.82 %, Al₂O₃ de 3.14 à 4.55 %, en conséquence le rapport Cr# (=100*Cr/(Cr+Al)) est compris entre 85.29 et 86.99. De plus la teneur en FeO varie de 41.25 à 46.25 % et MgO de 0.36 à 0.51 %, le rapport Mg#

Chapitre III – Les eucrites

($=100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) varie donc de 1.52 et 1.92. Ces chromites montrent des teneurs élevées en TiO_2 (11.03- 17. 47 %), cependant leurs teneurs en CaO varient de 0.13 et 0.34%.

La Figure Al-2Ti-Cr ci-dessous (**Fig. III.12**) montre que les chromites de l'eucrite basaltique Tata sont fortement métamorphosées. Ces chromites sont toutes de types 5 et 6, cela est bien en accord avec la texture métamorphique de cette eucrite.

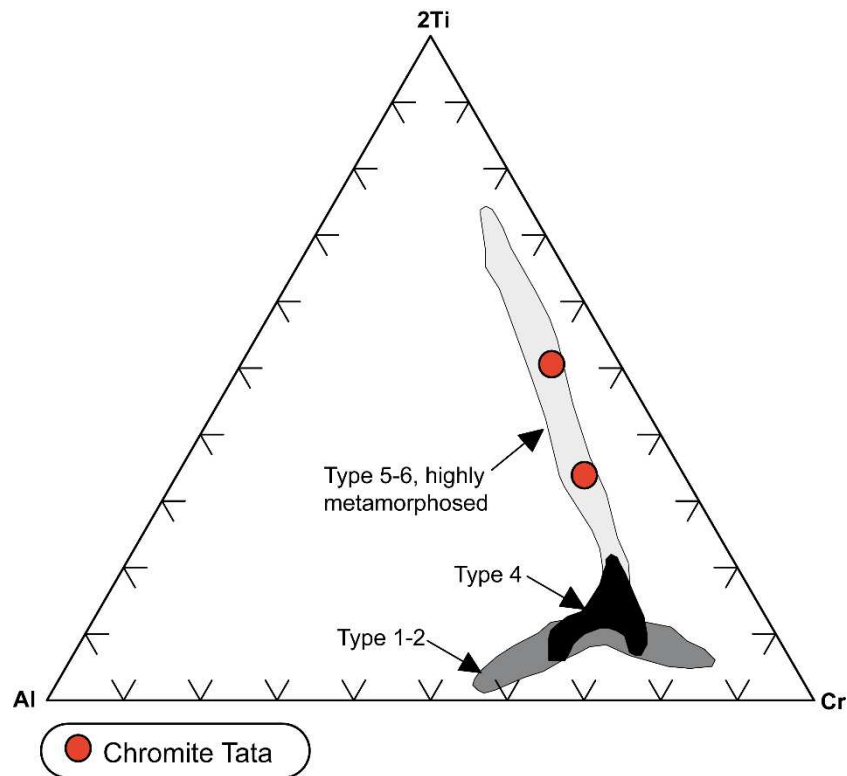


Fig. III.12. Diagramme Al-2Ti-Cr des chromites de l'eucrite Tata (Diagramme tiré de Yamaguchi, 2000).

➤ *Le plagioclase*

Les plagioclases de l'eucrite Tata ont la composition $\text{An}_{86.68-89.56} \text{Or}_{0.16-0.64}$ (**Tab.S23**) qui correspond essentiellement à des bytownites. La teneur en Ti mesurée à l'ICP-MS est de 0.01%, cependant celle mesurée à la microsonde électronique est souvent en dessous de la limite de détection. Les teneurs en V et Co sont respectivement 4.15ppm et 1.08. Les HFSE quant à eux sont souvent au-dessus de la limite de détection et seulement le Nb qui est mesuré dans cette étude (Nb : 0.07 ppm). De plus, les concentrations des éléments en traces incompatibles sont légèrement élevées en (Y : 1.10ppm) et basses en (Yb : 0.23 ppm) (**Tab.S25**).

Chapitre III – Les eucrites

Par ailleurs, les concentrations des REE montrent que le plagioclase de cette eucrite est très légèrement enrichi (~ 2 fois la chondrite CI) en LREE relativement aux HREE [La/Sm]_N: 1.15, [Sm/Yb]_N: 0.92 et [La/Yb]_N: 1.06. Le spectre des REE du plagioclase présente une anomalie positive en Eu. Les spectres élargis d'éléments en traces quant à eux font apparaître des anomalies positives en Ba, U, Sr, Eu et Yb et négatives en Th, Nb, Pb et Ti comme c'est le cas pour les plagioclases de l'eucrite Basaltique AW200 (**Fig.III.13**).

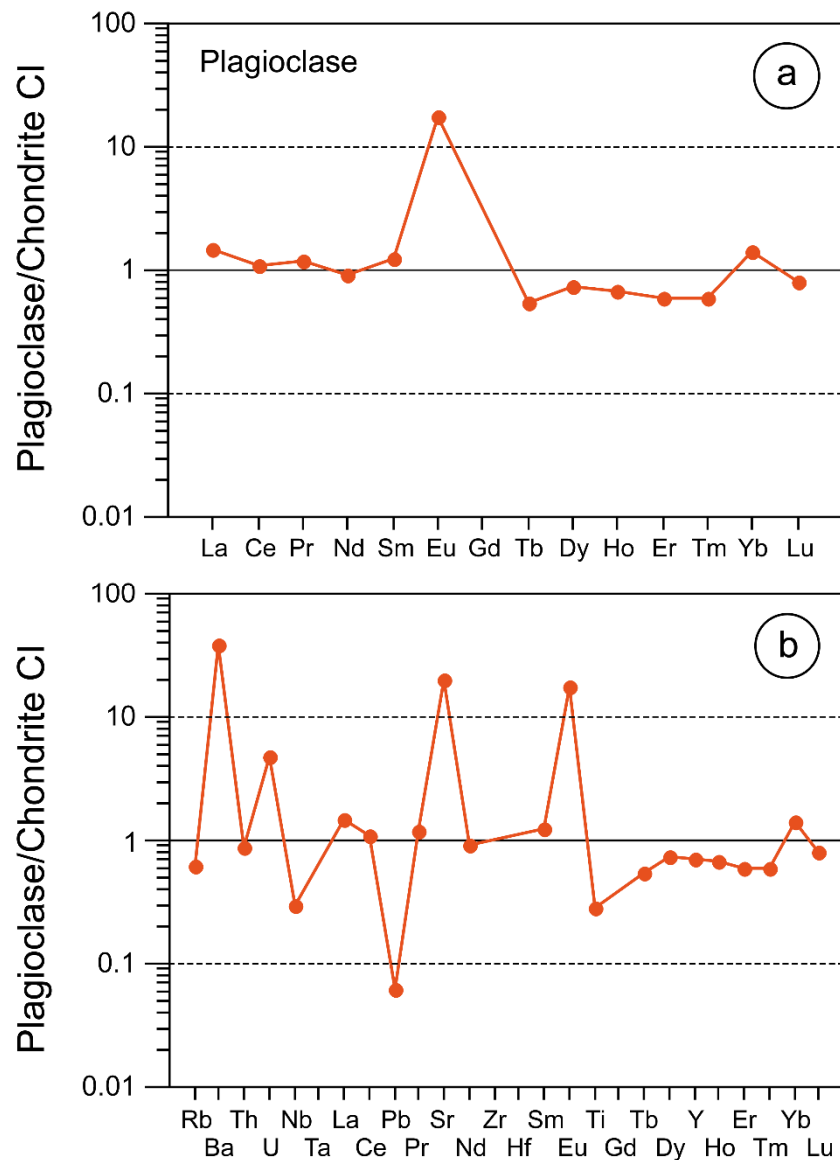


Fig. III.13. Spectre élargi d'éléments en traces et de terres rares des plagioclases de l'eucrite basaltique Tata normalisés à la chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989).

III.2.2.3. Les analyses de la roche totale

Les analyses majeures et en traces de la roche totale de cet échantillon sont présentées dans le tableau (**Tab.S26**). L'eucrite Tata a un rapport Fe# de 60.29 ($\text{Fe\#} = 100 \cdot \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$). Elle contient des teneurs élevées en (TiO_2 : 0.73%, Na_2O : 0.55 % et K_2O : 0.16%) et des teneurs 0.08% en P_2O_5 et MnO (0.57 %). Le rapport moyen Fe/Mn de la roche totale est 32.24, le rapport FeO/MgO est 2.71. Les teneurs moyennes en Ti et en Yb sont respectivement (3995ppm et 1.78 ppm).

Le spectre de REE de cette eucrite basaltique montre qu'elle est enrichie (12 fois la chondrite CI). Ce spectre a une forme plate et surtout en LREE ($[\text{La}/\text{Sm}]_N$: 0.99, $[\text{Sm}/\text{Yb}]_N$: 1.18 et $[\text{La}/\text{Yb}]_N$: 1.16). Nous notons également que ce spectre est caractérisé par la présence d'une légère anomalie négative Eu qui est souligné par le rapport $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.90$. En outre, nous remarquons qu'il y a ainsi une légère anomalie positive en Tm. De plus, le rapport Ce/Ce^* est de 0.97, cela traduit l'absence d'anomalie en Ce caractéristique d'éventuelle altération météoritique. En revanche, le spectre élargi d'éléments en traces présente une forte anomalie négative en Pb (**Fig.III.14**).

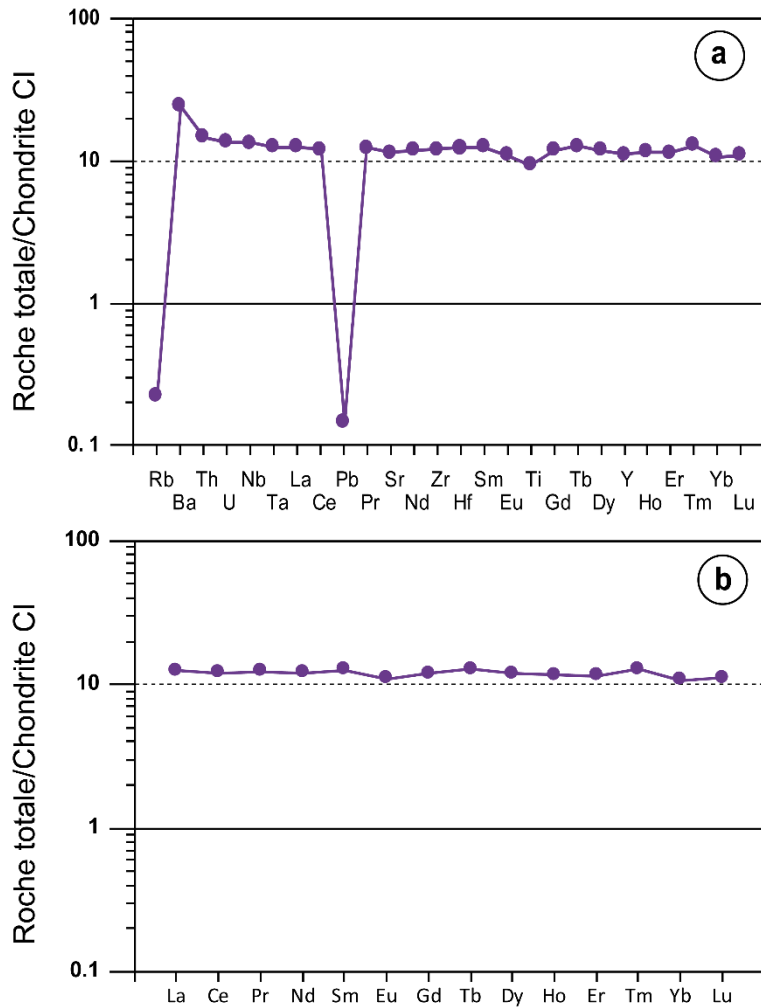


Fig. III.14. Spectre élargi d'éléments traces et de REE de l'eucrite basaltique Tata normalisés à la chondrite CI. La chondrite de référence est d'Anders & Grevesse (1989).

III.2.3. L'eucrite basaltique non cumulative Soueliki

III.2.3.1. La pétrographie de l'eucrite Soueliki

L'eucrite Soueliki est une eucrite basaltique non cumulative bréchique. Elle présente une texture de recristallisation (**Fig.III.15 a**). L'examen microscopique révèle que cette eucrite montre une texture granoblastique dont la texture magmatique a complètement disparue comme c'est le cas pour l'eucrite Tata. Elle est composée de pyroxène qui se démixe souvent en hypersthène et augite, de plagioclase et de chromite. Cette dernière est la seule phase accessoire observée dans cet échantillon.

➤ *Le pyroxène*

Les grains pyroxène de cette eucrite sont généralement subautomorphes à xénomorphes, ils ont des tailles comprises entre 100 et 500µm (**Fig.III.15 b**). Ces grains montrent souvent des fines lamelles d'exsolution d'augite et des bordures courbes avec le plagioclase. Dans certains cas, le pyroxène forme des agrégats à texture hétéro-granulaire (100-300µm) avec la présence des points triples de jonction qui sont plus au moins développés (**Fig.III.15 c**).

A noter la présence d'un claste qui contient les plus gros cristaux de pyroxène dont leur taille peut aller jusqu'à 600µm de long (**Fig.III.15 d**). Les lamelles d'exsolution sont bien marquées dans ces pyroxènes.

➤ *Le plagioclase*

Le plagioclase quant à lui forme des cristaux subautomorphes, voire xénomorphes dans certains cas. La taille moyenne des grains est généralement comprise entre 120 et 450µm de long. Il se présente également sous forme de petits grains <100µm dans les zones les plus recristallisées. De plus, il forme des grains atteignant jusqu'à 700µm lorsqu'il est associé avec les plus gros grains de pyroxène (**Fig.III.15 d**).

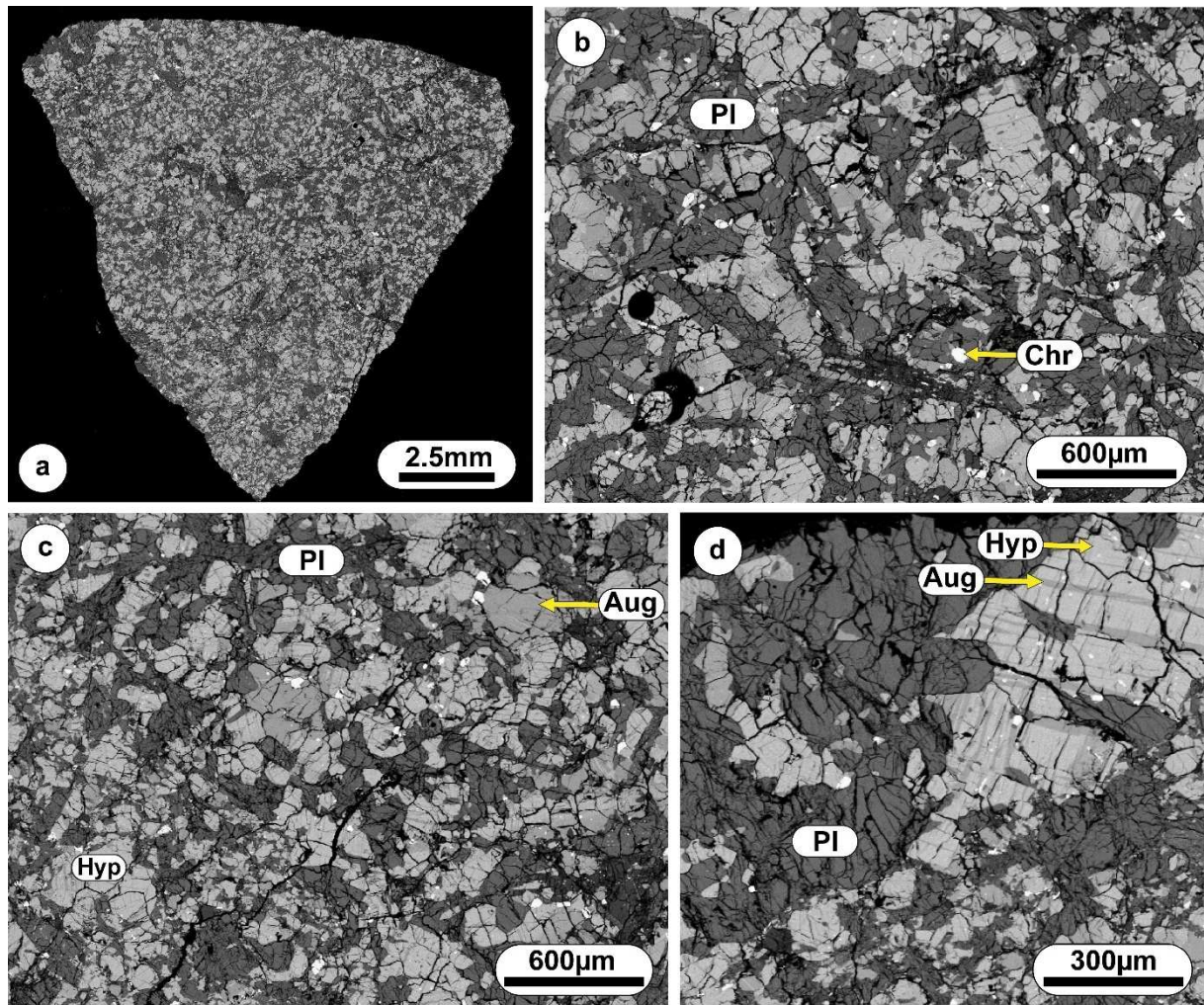


Fig.III.15. Images BSE de l'eucrite basaltique non cumulative Soueliki. **a** : Mosaïque en MEB d'une section polie de l'eucrite Soueliki. **b** : Claste formé d'augite, d'hypersthène, de plagioclase et des petits grains de titanomagnétite. **c** : Petits grains d'augite, d'hypersthène et de plagioclase dans une zone recristallisée. **d** : Grains de plagioclase associés au pyroxène exsolvé en augite et hypersthène.

III.2.3.2. Minéralogie de l'eucrite basaltique non cumulative Soueliki

➤ *Le pyroxène*

Les pyroxènes de l'eucrite Soueliki ont des compositions d'hypersthène ($W_{0.99-2.18} En_{35.61-37.13} Fs_{60.88-62.20}$) et de clinopyroxène ($W_{0.42.39-42.96} En_{29.81-30.05} Fs_{27.23-27.56}$) (**Fig.III.16**) avec un Fe# qui varie respectivement de 62.12-63.59 versus 47.73-47.84. Les hypersthènes ont les teneurs légèrement variables en éléments mineurs (Al_2O_3 : 0.11-0.17%, TiO_2 : 0.13-0.3% et Cr_2O_3 : 0.07-0.1%). Cependant, ces concentrations sont élevées et légèrement variables dans les clinopyroxènes (Al_2O_3 : 0.52-0.68%, TiO_2 : 0.3-0.44% et Cr_2O_3 : 0.22-0.28%) (**Tab.S27**).

➤ *Le plagioclase*

Les plagioclases de l'eucrite Soueliki sont des bytownites ($An_{88.20-89.01} Or_{0.31-0.79}$).

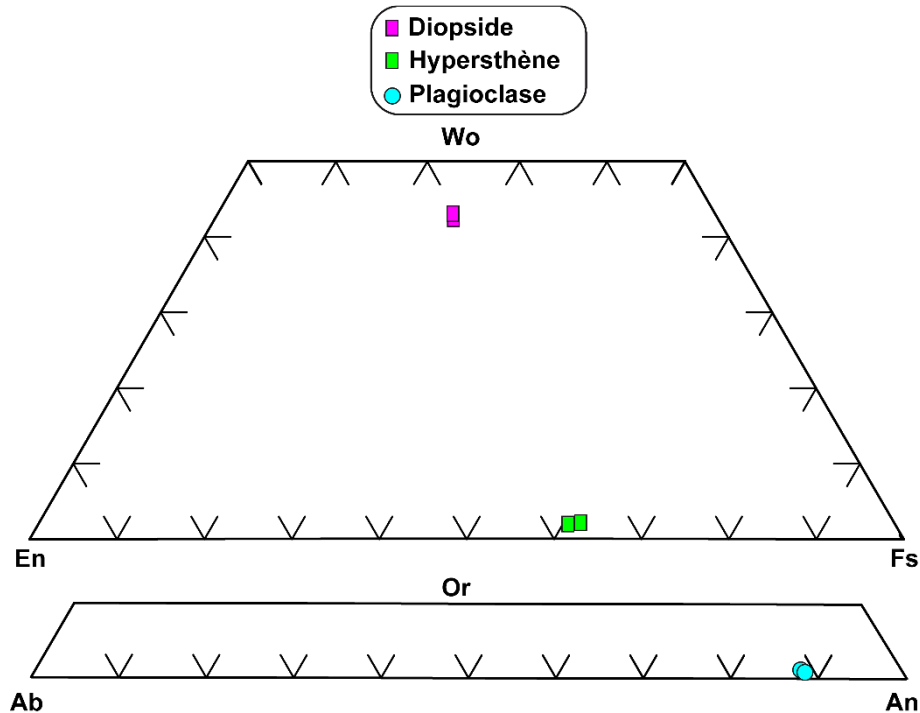


Fig. III.16. Diagramme En-Wo-Fs montrant la composition des pyroxènes de l'eucrite Soueliki.

III.2.3.3. Les analyses de la roche totale

Les données de l'eucrite Soueliki sont présentées au tableau (**Tab.S28**). Cette eucrite a un rapport $Fe\# = 62.26$. Les concentrations des éléments mineurs sont (TiO_2 : 0.56%, Cr_2O_3 : 0.14%, Na_2O : 0.49 % et K_2O : 0.14%). Ces valeurs ne sont pas très différentes de celles obtenues pour l'échantillon Tata. Les éléments en traces quant à eux présentent les concentrations (Hf : 1.07ppm, Nb : 3.02ppm, Ta : 0.14ppm) pour les HFSE et (Y : 17ppm et Yb : 1.65ppm) pour les éléments incompatibles. Le rapport FeO/MgO est 2.96, celui de Fe/Mn est 28.26.

Normalisés aux valeurs de la chondrite CI [Anders & Grevesse \(1989\)](#), Le spectre élargi d'éléments en traces fait apparaître des anomalies positives en Ba, U et Sr et des anomalies négatives en Pb et en Th par rapport aux Ba et U (**Fig.III.17**). Cependant, le spectre de REE de

Chapitre III – Les eucrites

l'eucrite Soueliki en roche totale montre une forme plate. Il est enrichi en REE relativement à la chondrite CI (11 fois CI) avec les rapports ($[La/Sm]_N$: 1.09, $[Sm/Yb]_N$: 0.95 et $[La/Yb]_N$: 1.05). En revanche, nous observons très clairement que cette eucrite montre une petite anomalie négative en Eu soulignée par le rapport ($Eu/Eu^* = 0.89$).

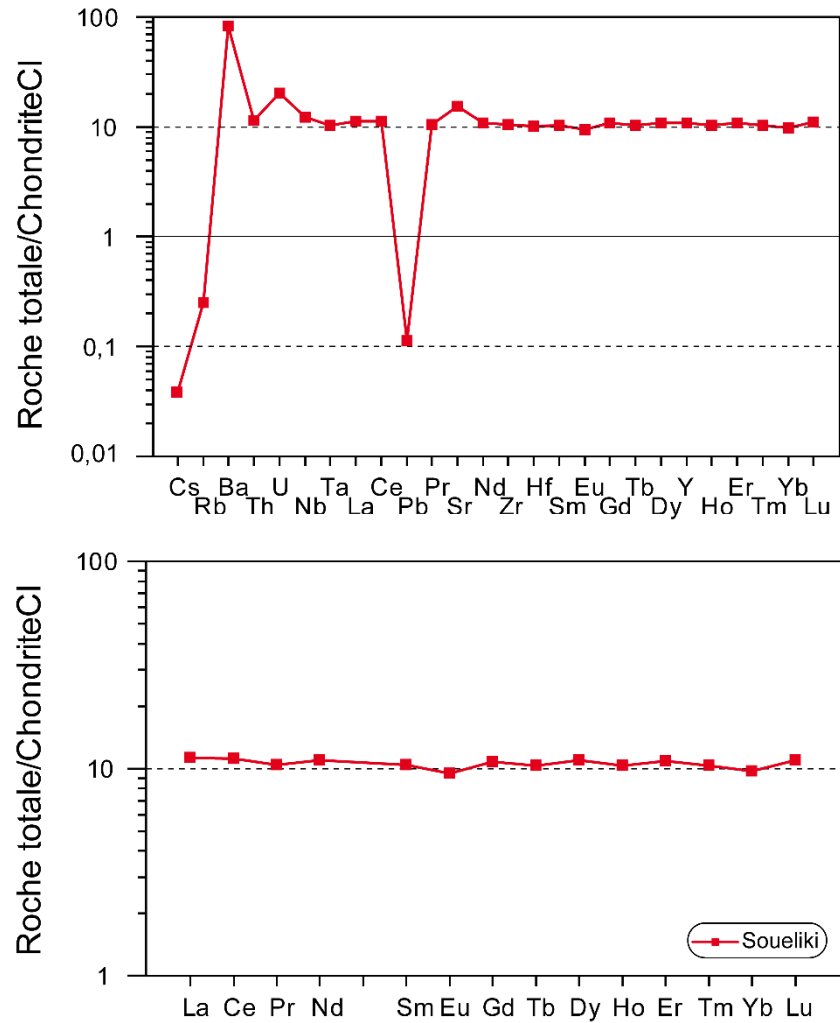


Fig.III.17. Spectre élargi d'éléments en traces et de REE de l'eucrite Soueliki normalisés aux valeurs de la chondrite CI. La chondrite de référence est d'Anders & Grevesse (1989).

III.3. L'eucrite cumulative

III.3.1. L'eucrite cumulative Said

III.3.1.1. La pétrographie de l'eucrite cumulative Said

L'eucrite Said fait apparaître une texture cumulative bréchique. Elle est composée de plagioclase, de pyroxène et accessoirement de titanomagnétite. En revanche, nous observons particulièrement la présence d'un grand claste à texture gabbroïque (le rapport longueur/largeur ~ 7mm/5mm). Il est constitué de très gros grains de plagioclase et pyroxène (**Fig.III.18 a**).

➤ Le pyroxène

Le pyroxène forme de gros grains subautomorphes dont la taille moyenne est 2mm. Ces grains sont souvent fracturés et qui peuvent englober le plagioclase et parfois des petits grains de titanomagnétite. Ils présentent très souvent des lamelles d'exsolution de clinopyroxène. De plus, nous observons parfois des cristaux indépendants de l'augite et de l'hypersthène (**Fig.III.18 b**).

Il est à noter que les pyroxènes du grand claste observé dans cette eucrite ont une taille plus grande (taille moyenne est 5mm). Ils contiennent occasionnellement de micro-inclusions de titanomagnétite.

➤ Le plagioclase

Le plagioclase forme des grains subautomorphes à xénomorphes avec un diamètre qui peut aller de 500 μ m jusqu'à 2mm. Il est souvent observé interstitiels entre les pyroxènes. Certains grains contiennent des inclusions de titanomagnétite. Probablement sous l'effet de choc, le plagioclase dans cet échantillon est particulièrement transformé en maskelynite (**Fig.III.18 c**).

En outre, le plagioclase qui forme le gros claste gabbroïque observé dans cette eucrite forme des grains millimétriques et la majorité des grains ont une forme subautomorphes (**Fig.III.18 d**) avec un diamètre qui peut atteindre 4.5mm. (**Fig.III.18 a**).

Il est à noter que la titanomagnétite est représentée par des petits grains subautomorphes à xénomorphes dont la taille n'excède pas 70 μ m de diamètre. Elle est observée en inclusion dans les pyroxènes et parfois dans les plagioclases.

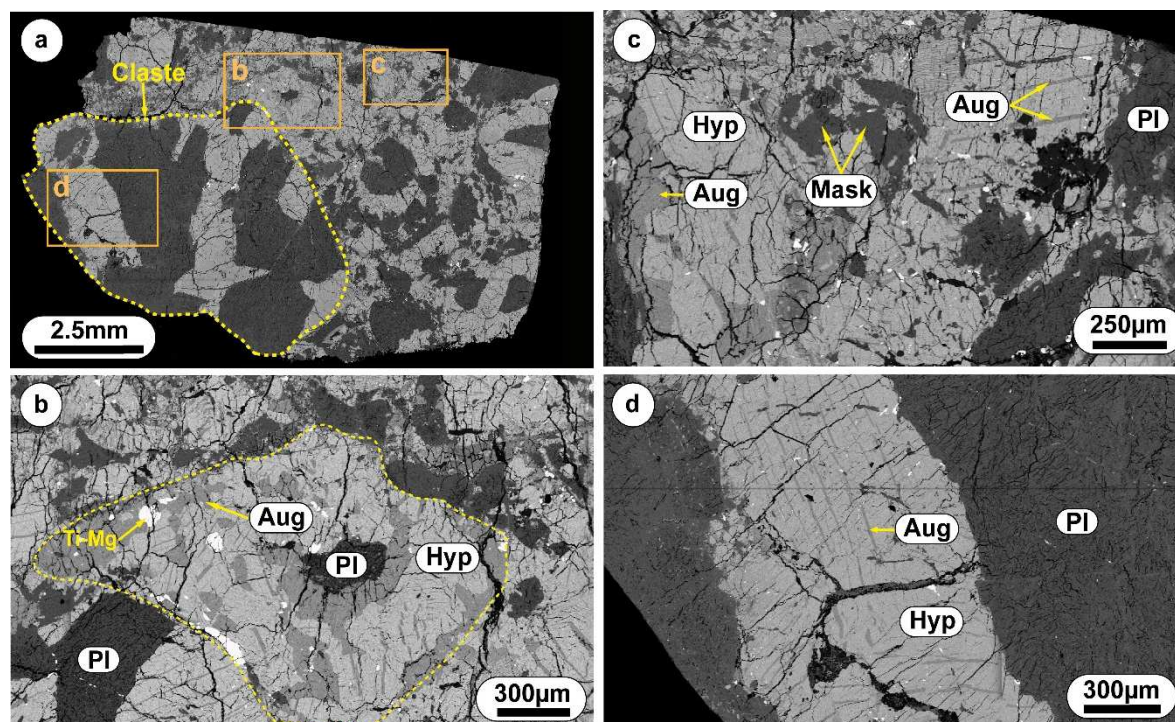


Fig.III.18. Images BSE de l'eucrite cumulative Said. **a** : Mosaique en MEB d'une section polie de l'eucrite Said. **b** : Claste d'hypersthène formé d'augite, d'hypersthène, de plagioclase et des petits grains de titanomagnétite. **c** : Petits grains de Maskelynite présents dans une zone bréchique de cet échantillon. **d** : Méga cristaux de plagioclase et de pyroxène dans l'eucrite Said.

III.3.1.2. Minéralogie de l'eucrite cumulative Said

➤ Le pyroxène

Les analyses chimiques des pyroxènes de l'eucrite Said faites à la microsonde électronique donnent d'une part des compositions d'hypersthène ($W_{0.3.12-4.26} En_{35.40-35.67} Fs_{60.07-61.48}$) (**Fig.III.19**) avec un rapport Fe# (en molaire) compris entre 62.74 et 63.46. Leurs compositions en éléments mineurs font apparaître des teneurs basses et homogènes en Al_2O_3 (0.12-0.15%), TiO_2 (0.1-0.14%) et Cr_2O_3 (0.06%). Alors que la concentration de MnO est élevée (1.08- 1.19%).

D'autre part, les compositions de clinopyroxène varient de ($W_{0.24.44-43.58} En_{28.98-31.71} Fs_{27.37-43.85}$) avec une variation significative de Fe# (48.51 à 58.03) (**Tab.S29**). Les concentrations en éléments mineurs sont variables (Al_2O_3 : 0.38-0.52%, TiO_2 : 0.18-0.48% et Cr_2O_3 : 0.16-0.78%), ces teneurs sont supérieures par rapport à celles d'hypersthènes à l'exception de MnO qui est inférieure et qui varie de 0.58 et 0.71%.

➤ Le plagioclase

Les plagioclases de l'eucrite Said sont des anorthites avec ($An_{90.25-90.35} Or_{0.32-0.40}$) (**Fig.III.19**), qui sont essentiellement calciques. Ce type de plagioclase est également connu pour les eucrites cumulatives de la littérature (Mayne et al., 2009).

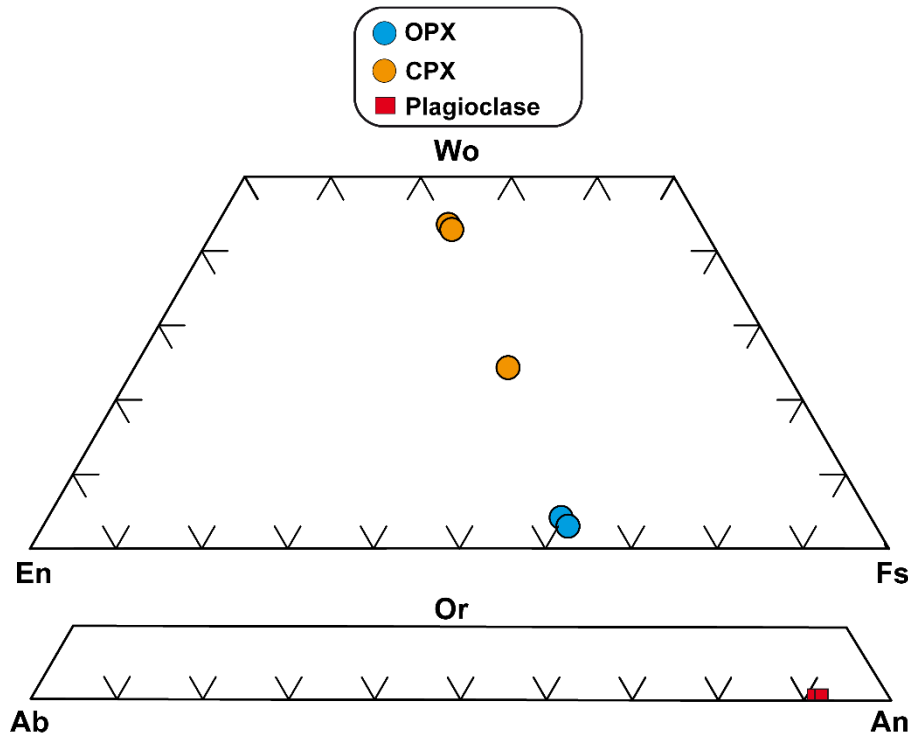


Fig. III.19. Diagramme En-Wo-Fs et An-Or-Ab montrant la composition des pyroxènes et des plagioclases de l'eucrite cumulative Said.

III.3.1.3. Les analyses de la roche totale

Les analyses de cet échantillon sont présentées dans le tableau (**Tab.S30**). L'eucrite Said a un rapport Fe# 60.30 ($Fe\# = 100 * Fe / (Fe + Mg)$). Elle contient des teneurs en TiO_2 (0.41%), MnO (0.63%), Na_2O (0.55%), K_2O (0.16%) et Cr_2O_3 (93.33ppm). Notons que la concentration de Cr_2O_3 est basse (93.33ppm). Cette eucrite est caractérisée par des teneurs basses en Ni (3ppm) et Co (4.90ppm) et un peu élevées en Sc (26.87ppm). Les concentrations en Hf, Nb et Ta sont respectivement 0.65ppm, 2ppm et 0.11ppm. Les concentrations des éléments incompatibles en traces sont (Y : 11.96ppm et Yb : 1.3ppm). Cependant les rapports FeO/MgO et Fe/Mn sont respectivement 2.73 et 27.17.

Normalisés aux valeurs de la chondrite (CI Anders & Grevesse (1989)), Le spectre élargi d'éléments en traces de l'eucrite Said fait apparaître des anomalies positives en Ba, U et Sr et des anomalies négatives en Pb et en Th par rapport aux Ba et U (**Fig.III.20**). Cependant, le

Chapitre III – Les eucrites

spectre de REE a une forme plate, il montre en effet un enrichissement en REE relativement à la chondrite CI (7 fois la chondrite CI) avec les rapports ($[La/Sm]_N$: 1.11, $[Sm/Yb]_N$: 0.95 et $[La/Yb]_N$: 1.05). De plus, nous observons très clairement que cette eucrite présente une anomalie positive en Eu Eu/Eu^* (1.31) comme c'est très souvent le cas dans les eucrites cumulatives. Cette anomalie positive dans ce type d'eucrite pourrait s'expliquer par l'accumulation de plagioclase, comme l'a interprétée précédemment [Barrat \(2004\)](#).

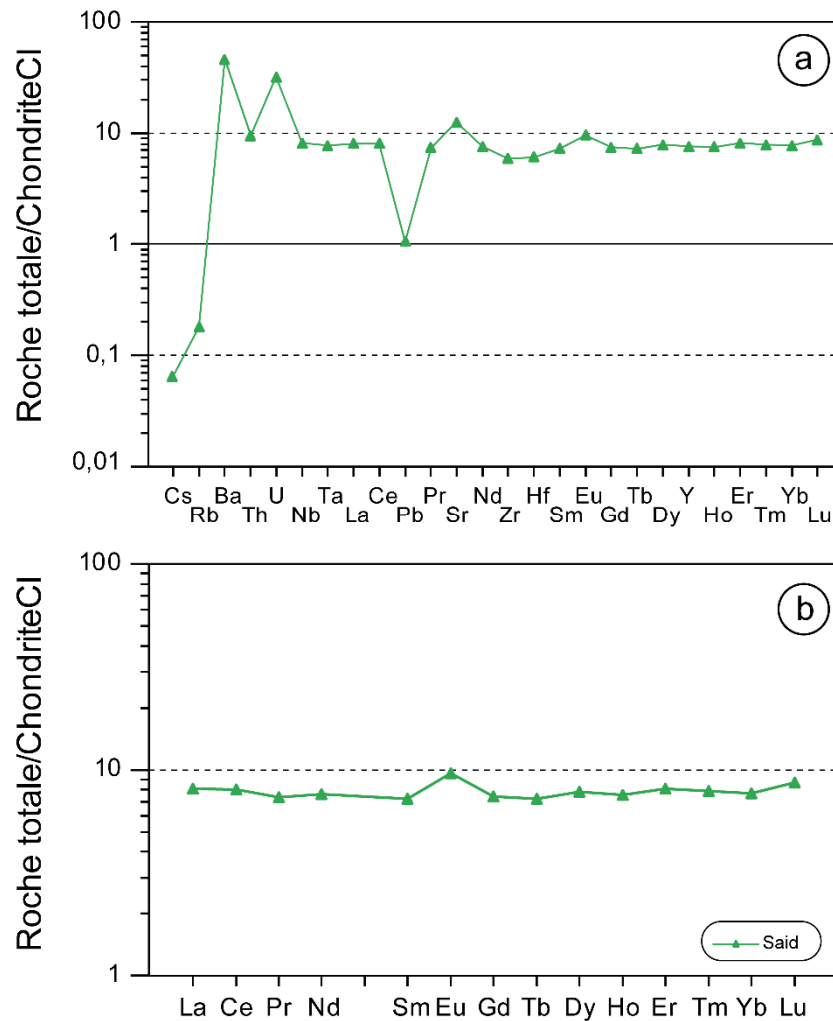


Fig.III.20. Spectre élargi des éléments en traces et de REE de l'eucrite cumulative Said normalisés aux valeurs de la chondrite CI. La chondrite de référence est d'[Anders & Grevesse \(1989\)](#).

III.4. Comparaison de nos eucrites basaltiques avec les eucrites de la littérature

Les diagrammes "La" Versus "FeO/MgO" et "La" Versus "Sc" (**Fig.III.21**) montrent qu'en comparaison aux eucrites de la littérature (essentiellement les deux groupes

Chapitre III – Les eucrites

d'eucrites connus : Stannern et Nuevo Laredo), nous observons nettement que l'eucrite AW 200 suit le trend des eucrites Stannern. En revanche, l'eucrite Tata suit le trend Nuevo Laredo.

D'après les données de la littérature et notamment celles de [Barrat et al. \(2007\)](#) sélectionnées pour cette comparaison, nous observons que le spectre de l'eucrite Tata coïncide avec celui de l'eucrite Juvinas (claste 2) avec un très léger enrichissement en Ta et un léger appauvrissement en Lu (**Fig.III.22**), sauf bien sûr l'absence de l'anomalie en Eu dans l'eucrite Juvinas. En revanche, le spectre de l'eucrite AW 200 fait apparaître une coïncidence idéale avec celui de Stannern pour les MREE et les HREE. En revanche, pour les LREE, comme nous l'observons bien, l'eucrite de groupe principal montre un appauvrissement relativement à l'eucrite Stannern (respectivement 18 fois CI versus 22 fois CI), notre eucrite AW 200 (20 fois la chondrite CI) se situe exactement entre ces deux eucrites. Notons que ces trois eucrites présentent des spectres bien parallèles entre eux pour les LREE.

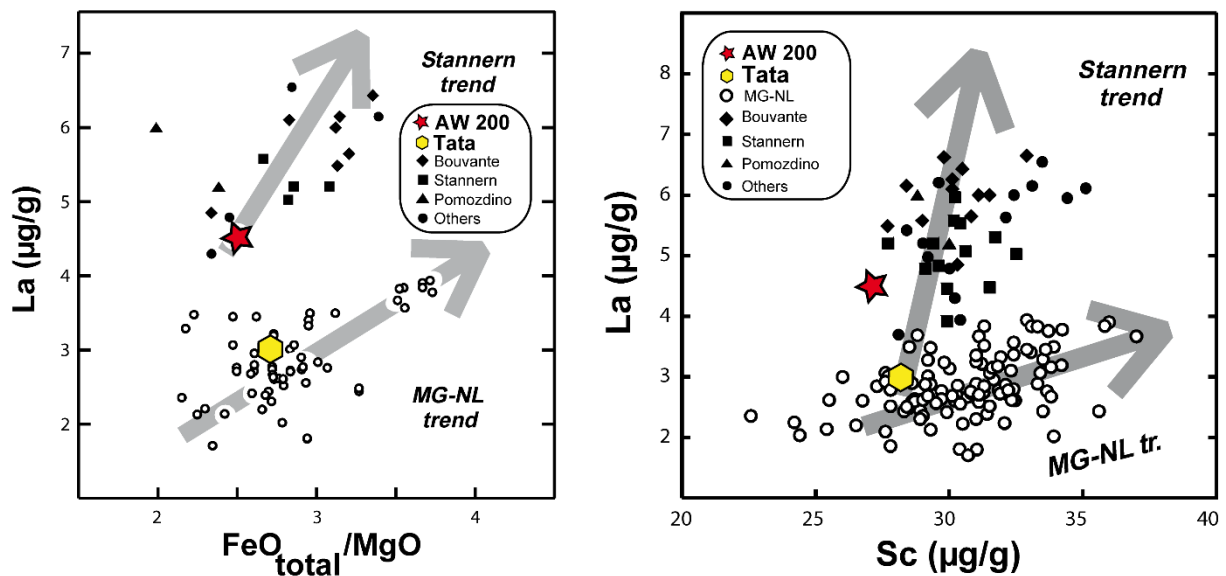


Fig. III.21. Comparaison de l'eucrite AW 200 et Tata avec celles des deux groupes connus de la littérature (le groupe Stannern et le groupe principal Nuevo Laredo) (Tiré de [Barrat et al., 2007](#)).

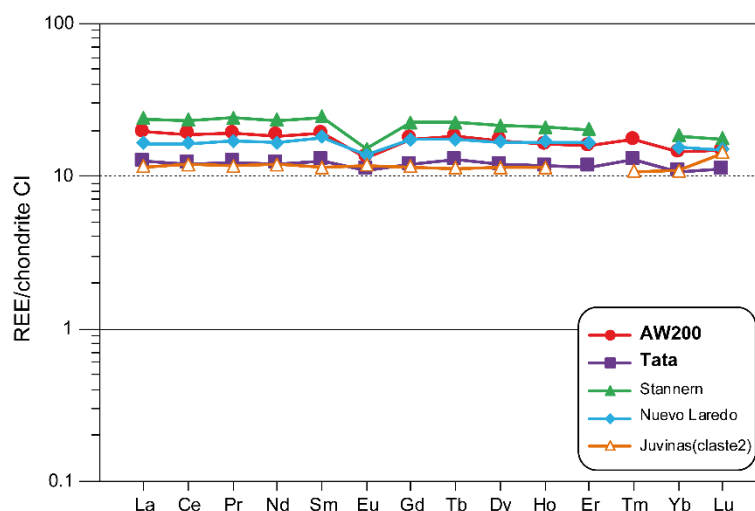


Fig.III.22. Comparaison des spectres de REE de nos eucrites basaltiques avec ceux de la littérature. Les données de la littérature proviennent de [Barrat et al. \(2007\)](#). Les concentrations sont normalisées aux chondrites CI ([Anders & Grevesse, 1989](#))

III.5. Discussion

Les eucrites du groupe Stannern ne sont pas très abondantes dans la littérature ([Barrat et al., 2007](#)). Dans cette étude, nous avons identifié l'eucrite AW 200, un nouveau membre de ce groupe du Sahara.

Dans l'eucrite basaltique AW 200, les cristaux présents dans la matrice clastique sont fortement fracturés et déformés qui sont essentiellement des brèches. En revanche, certains d'entre eux présentent de fortes résistances. Cela pourrait s'expliquer par le fait que cette eucrite a subi des effets de chocs hétérogènes comme l'ont suggéré précédemment ([Yamaguchi et al., 2006](#)). La texture magmatique préservée dans cette eucrite suggère que son origine pourrait être expliquée par une cristallisation magmatique relativement lente suivie d'une catalase et une recristallisation sub-solidus mineure, comme proposé dans des études antérieures par ([Gooding et al, 1979](#)).

D'après les compositions des pyroxènes de l'eucrite AW 200 (**Fig.III.2**) nous constatons que cette eucrite est monomictite. Nous rappelons que les spinelles que nous avons vu dans cet échantillon certains entre eux sont magmatiques et d'autres sont moyennement métamorphiques comme le montre la figure (**Fig.III.5**). De plus, dans cet échantillon nous observons clairement la présence des clastes qui sont magmatiques, alors que d'autres sont moyennement métamorphiques. Cela mis l'accent sur la question suivante : comment dans ce

Chapitre III – Les eucrites

petit échantillon de 3cm, nous observons des zones qui sont métamorphiques et d'autres qui ne sont pas métamorphiques qui sont juste à quelques centimètres ou millimètre à côté ? Cela pourrait simplement s'expliquer par le fait que cette roche a été partiellement métamorphisée, et très probablement le métamorphisme est très localisé dans certains endroits de la roche. Ce métamorphisme n'est donc certainement pas lié à l'échauffement global de la roche car si c'était le cas, nous aurions des clastes qui sont tous métamorphiques ou plutôt homogènes avec un degré de métamorphisme distinct. En revanche, ce métamorphisme pourrait très bien être un métamorphisme d'impact qui s'est localisé et concentré dans certaines zones de frottement et des cassures en créant un métamorphisme d'impact lié au choc.

En revanche, dans le cas de l'eucrite Tata, nous observons que tout l'échantillon est homogène, il n'y a pas de variabilité dans les clastes. Cependant les spinelles montrent qu'elles sont fortement métamorphiques (type 5-6) comme le montre la figure (**Fig.III.12**). Par ailleurs, les pigeonites sont entièrement démixées en augites et en hypersthène. Cette eucrite est donc complètement métamorphisée, même si nous avons des clastes. Ce métamorphisme est également lié au choc mais aussi à l'échauffement globale de la roche, par enfouissement comme suggérée par [Yamaguchi et al., \(1996\)](#).

Chapitre IV

Les howardites

IV.1. Présentation des échantillons GW25-1 et NWA 2251

Dans le présent chapitre nous étudions deux échantillons d'howardites GW25-1 et NWA 2251.

Les météorites Gw25-1 et NWA 2251 ont été découvertes en 2001 dans le Sahara du sud-ouest algérien. Ce sont des howardites. Elles sont couvertes par des croûtes de fusion noires et lisses. Leurs sections polies montrent qu'elles sont composées principalement d'une matrice grise à grain fin et des brèches polymictes. La howardite NWA 2251 a fait partie d'études antérieures (Seddiki, 2011; Seddiki et al., 2017, 2007). Nous avons resélectionné ici cette howardite pour faire une étude plus détaillée sur cet échantillon.

IV.2. L'howardite GW25-1

IV.2.1 Etude pétrographique

L'howardite GW 25-1 présente une texture fortement bréchique, composée essentiellement de plusieurs clastes à textures différentes et d'une matrice clastique. Cette dernière est constituée de fragments anguleux de pyroxène, de plagioclase, d'olivine, et de faible quantité de silice, d'ilménite, de spinelle et de fer métal. Les minéraux de cette howardite ont subi un métamorphisme de différents degrés, allant des phases minérales inaltérées jusqu'à la maskelynisation complète du plagioclase et la fracturation du pyroxène, en passant par la formation de lamelles d'exsolution.

➤ *Le pyroxène*

L'orthopyroxène présente des grains xénomorphes dont la taille est comprise entre 100 et 500µm. Il présente également des petits grains xénomorphes plus au moins arrondis avec une taille inférieure à 100 µm. Les pyroxènes apparaissent généralement sous forme des grains individuels dans la matrice bréchique (**Fig.IV.1.a**). Nous notons que certains cristaux montrent des lamelles d'exsolution d'augite, tandis que d'autres présentent des zonations avec un cœur plus foncé (magnésien) et une bordure plus claire (ferrifère).

De plus, certains pyroxènes forment des grains automorphes à subautomorphes avec parfois des bordures courbes, dont la taille moyenne est environ 50 µm. Ces grains présentent une texture granoblastique et forment des jonctions triples avec le plagioclase et la silice (**Fig.IV.1.b**). Il existe aussi quelques reliques de pyroxène préservé dans un impact melt (poches fondues par impact) (**Fig.IV.1.c**).

En revanche, le clinopyroxène de cette howardite est généralement observé sous forme de lamelles d'exsolution associées aux pyroxènes des eucrites. Celles-ci montrent souvent des fractures et des déformations (**Fig.IV.1. d et e**). Cela suggère que ces clastes ont subi une cataclase et un certain recuit thermique (modifiant les limites des grains) dans une large mesure avant d'être incorporé dans cette howardite, probablement en raison des processus d'impact sur le corps parent comme proposé par [Gregory et al. \(2017\)](#) pour d'autres howardites.

Les limites de grain du pyroxène et du plagioclase sont modifiées par fusion, formant des bordures vitrées minces. Cependant, quelques grains de pyroxènes renferment des inclusions arrondis de plagioclase et/ou de minéraux opaques.

➤ *Le plagioclase*

Le plagioclase apparaît en grains subautomorphes à xénomorphes, ils mesurent entre 20 et 100 μm . Ses bordures sont courbées lorsqu'il forme une texture granoblastique avec le pyroxène. De plus, les limites des grains forment des jonctions triples. En revanche, dans certains clastes, il forme des petites lattes (environ 100 μm) enchevêtrées avec le pyroxène et la silice et formant une texture sub-ophitique (**Fig.IV.1.F**).

D'autre part, les grains de maskelynite (verre de plagioclase fondu) sont lisses et ils ne contiennent pas des fractures causées par le choc.

➤ *Le spinelle, l'ilménite, la silice et le métal*

Ces phases minérales se produisent généralement dans les positions interstitielles. Le spinelle apparaît en petits grains xénomorphes (<30 μm). De plus, les grains arrondis de l'ilménite (<20 μm) apparaissent éparpillés dans la matrice bréchique de cette howardite. En revanche la silice présente des grains subautomorphes (quelques μm jusqu'à 100 μm) sous forme des petites inclusions dans les plagioclases. En outre, des grains éparpillés de silice (10-50 μm) se trouvent le long des limites des pyroxènes-plagioclases. Le métal est très rare dans cette howardite. Il est observé sous forme des petits grains (80 μm de diamètre) associés aux pyroxènes dans la matrice.

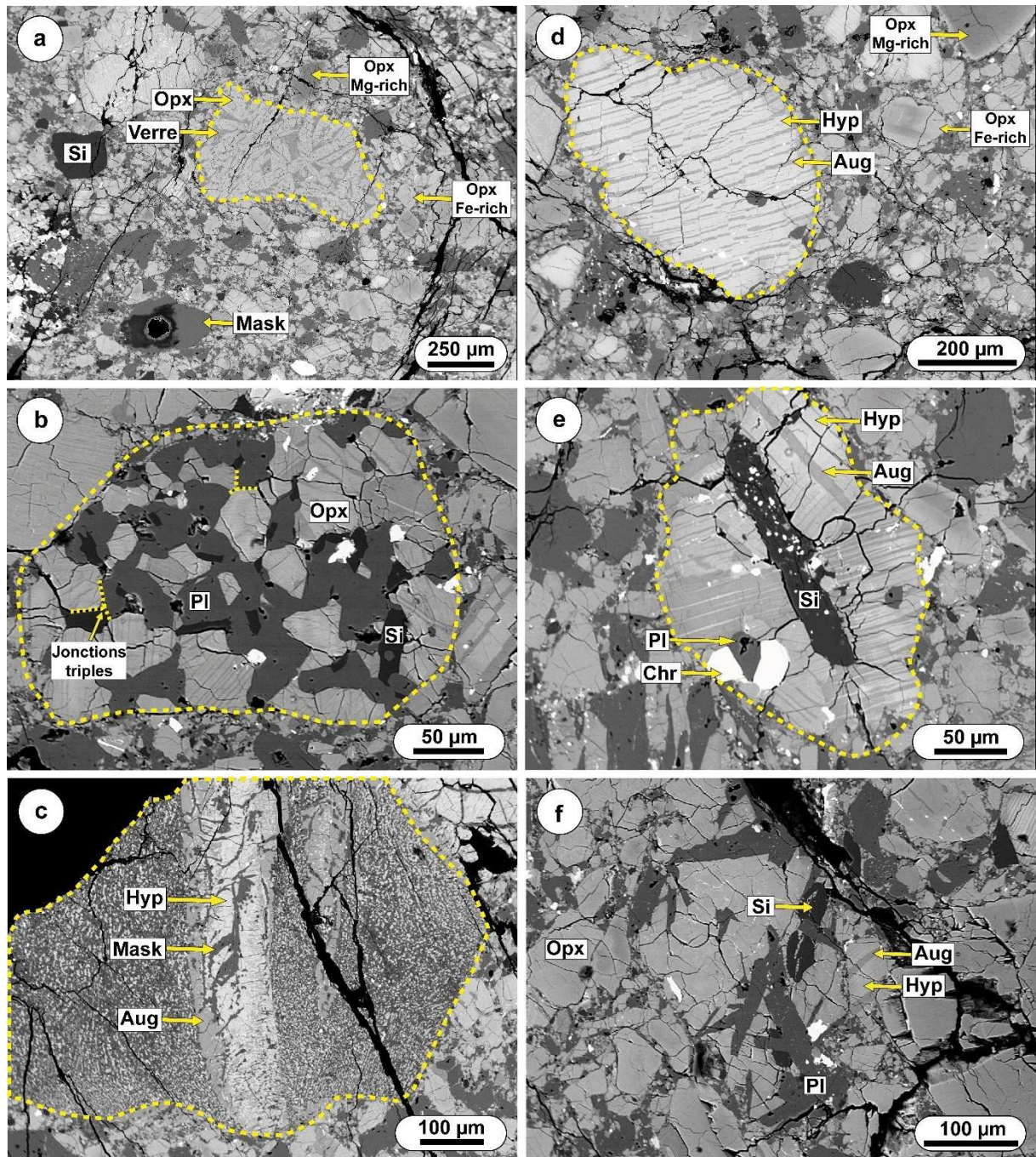


Fig.IV.1. Images BSE des différents clastes dans l'howardite GW25-1. a : Claste d'un verre dévitrifié en Opx. b : Association plagioclase-pyroxène avec la présence des petits grains de silice et sulfure montrant une texture granoblastique avec des jonctions triples et des bordures courbes entre les plagioclases et les pyroxènes. c : Impact melt préservant quelques reliques de pyroxène. d : Claste de pyroxène exsolvant en augite et hypersthène. Notez les pyroxènes présents dans la matrice sont zonés. e : Claste eucritique contenant de la silice associée aux sulfures au cœur du claste. f : Claste lithique poly-minéral montrant une texture sub-ophitique.

IV.2.2. La chimie des minéraux : les éléments majeurs, mineurs et traces

➤ *Le pyroxène*

Les analyses à la microsonde montrent une large gamme de compositions de pyroxène ($\text{En}_{26.83-77.04}\text{Fs}_{14.49-59.63}\text{Wo}_{1.34-44.49}$) (**Fig.IV.2. A**). Le rapport Mg# ($100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$) varie de 35.40 et 78.10) (**Fig.IV.2. B**). Ces valeurs se situent dans la gamme de composition des eucrites (basaltiques et cumulatives) et des diogénites (Takeda, 1997).

Le rapport Fe/Mn des pyroxènes de cette howardite est compris entre 21.89 et 34.35. Ce rapport montre bien évidemment une grande variation. Il est bas dans certains pyroxènes comme c'est le cas pour les eucrites cumulatives (Mayne et al., 2009).

Les spectres des orthopyroxènes de cette howardite ont une forme convexe. Ils sont appauvris en LREE relativement à la chondrite CI (0.15 à 0.2 Chondrite CI) et sont enrichis en HREE (7 à 10 fois CI) (**Fig.IV.3.a**). Ils sont caractérisés par les rapports : ($[\text{La}/\text{Sm}]_N$: 0.04-0.07, $[\text{Sm}/\text{Yb}]_N$: 0.44-0.48 et $[\text{La}/\text{Yb}]_N$: 0.02-0.03). Nous observons que l'un des spectres présente une légère anomalie positive en Ce, soulignée par le rapport $\text{Ce}/\text{Ce}^*=1.47$.

En ce qui concerne les spectres des éléments en traces, ils présentent des anomalies négatives en, Pb et Sr dans les deux pyroxènes analysés dans cette étude. Ces derniers montrent une nette différence en HFSE. Nous observons que l'un de ces pyroxènes présente une anomalie positive en Hf, alors que l'autre présente une anomalie négative en Hf. En revanche, ils sont similaire en REE (**Fig.IV.3.b**).

➤ *Le plagioclase*

Les plagioclases de cette howardite sont zonés dont la composition minéralogique varie de $\text{An}_{79.50-93.80}\text{Or}_{0.20-1.39}$ (**Tab.S33**). Les analyses de la maskelynite ont montrés qu'elle a la même composition que les plagioclases.

Le spectre de REE présente un enrichissement en terres rares légères (7 fois la chondrite CI) (**Fig.IV.3.c**). Ce spectre est fractionné en LREE par rapport aux MREE ($[\text{La}/\text{Sm}]_N$: 3.22, $[\text{Sm}/\text{Yb}]_N$: 1.19). Il présente également une anomalie positive en Eu (Eu/Eu^* : 26.71). En revanche, les spectres des traces présentent de fortes anomalies positives en Ba et Sr, et des anomalies négatives en Th, Zr et Yb.

➤ *L'ilménite*

Le spectre de REE de l'ilménite a une forme convexe. Il est enrichi en HREE (3 fois la chondrite CI). Cependant il est appauvri en LREE (0.4 fois la chondrite CI) et a les caractéristiques suivantes : $[La/Sm]_N : 1.14$, $[Sm/Yb]_N : 0.16$ et $[La/Yb]_N : 0.19$ (**Fig.IV.3.e**). Le spectre des éléments traces (**Fig.IV.3.f**) montre que cette ilménite présente de fortes anomalies positives en HFSE ; Nb, Ta, Zr et Hf. Nous notons que ce spectre présente aussi une petite anomalie négative en Pb. Ce dernier est un élément volatile, il devrait donc s'évaporer au moment de l'accrétion et de la fusion.

➤ *Le verre (la bordure vitreuse)*

L'analyse de la bordure vitreuse de cet échantillon a donné une composition qui représente en effet une moyenne de différentes phases de cette howardite. Elle montre un spectre très légèrement fractionné en REE (LREE<HREE) (**Fig.IV.3.g**). Ce spectre est caractérisé par les rapports suivants : ($[La/Sm]_N : 0.96$, $[Sm/Yb]_N : 0.82$ et $[La/Yb]_N : 0.78$). Nous observons que ce spectre est caractérisé par l'absence de l'anomalie en Eu ($Eu/Eu^* : 1$). Le spectre des traces présente des anomalies négatives très marquées en Rb et Pb (**Fig.IV.3.h**). Ces derniers sont des éléments volatiles, ils devraient s'évaporer au moment de l'accrétion et de la fusion.

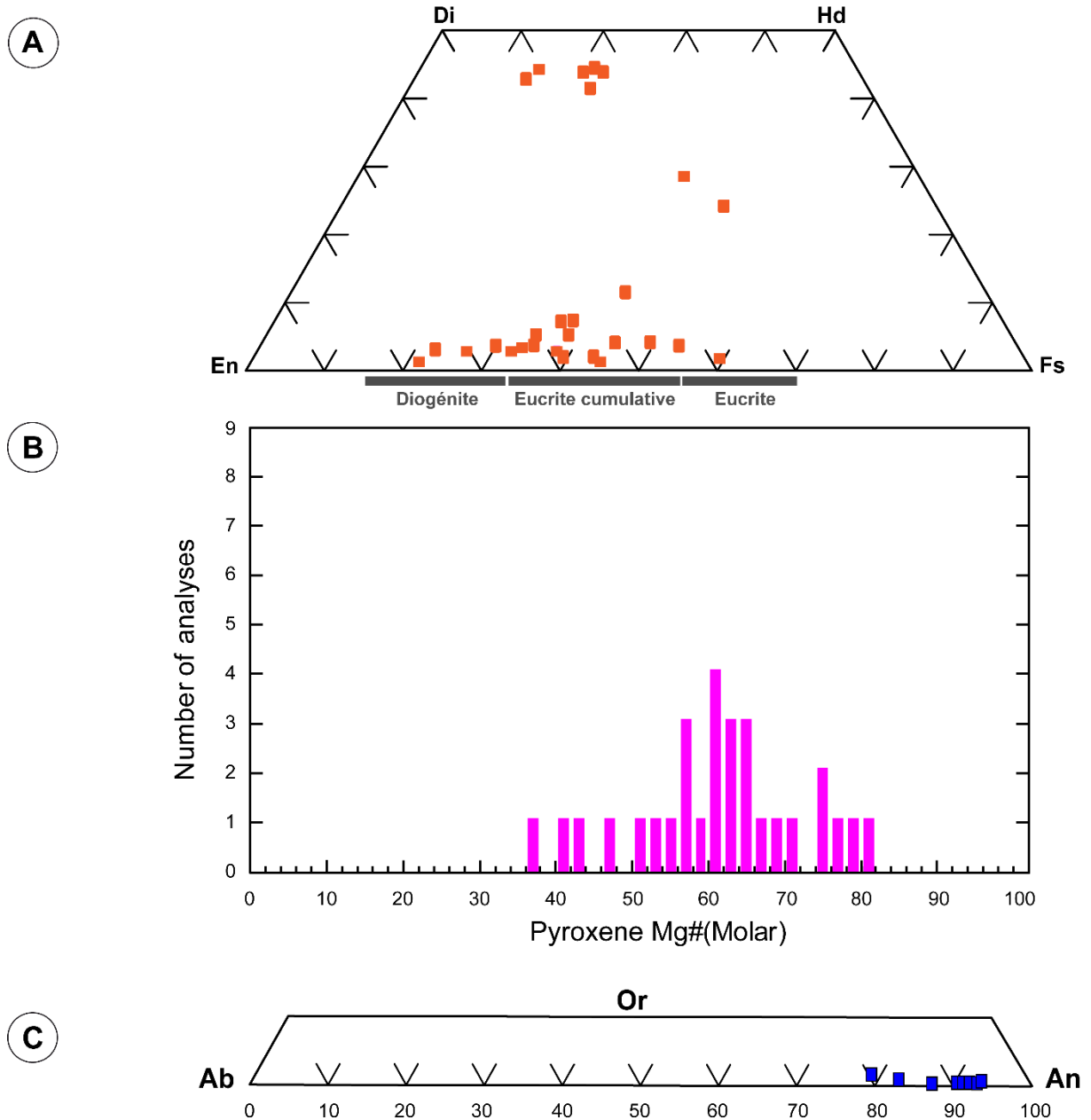


Fig.IV.2. A : Diagramme En-Di-Hd-Fs montrant la composition des pyroxènes de l'howardite GW25-1. Les gammes de pyroxènes dans les eucrites, les eucrites cumulatives et les diogénites sont indiquées (Takeda, 1997). **B :** Histogramme des pyroxènes de cette howardite. **C :** Diagramme Ab-Or-An montrant la composition des plagioclases.

Chapitre IV – Les howardites

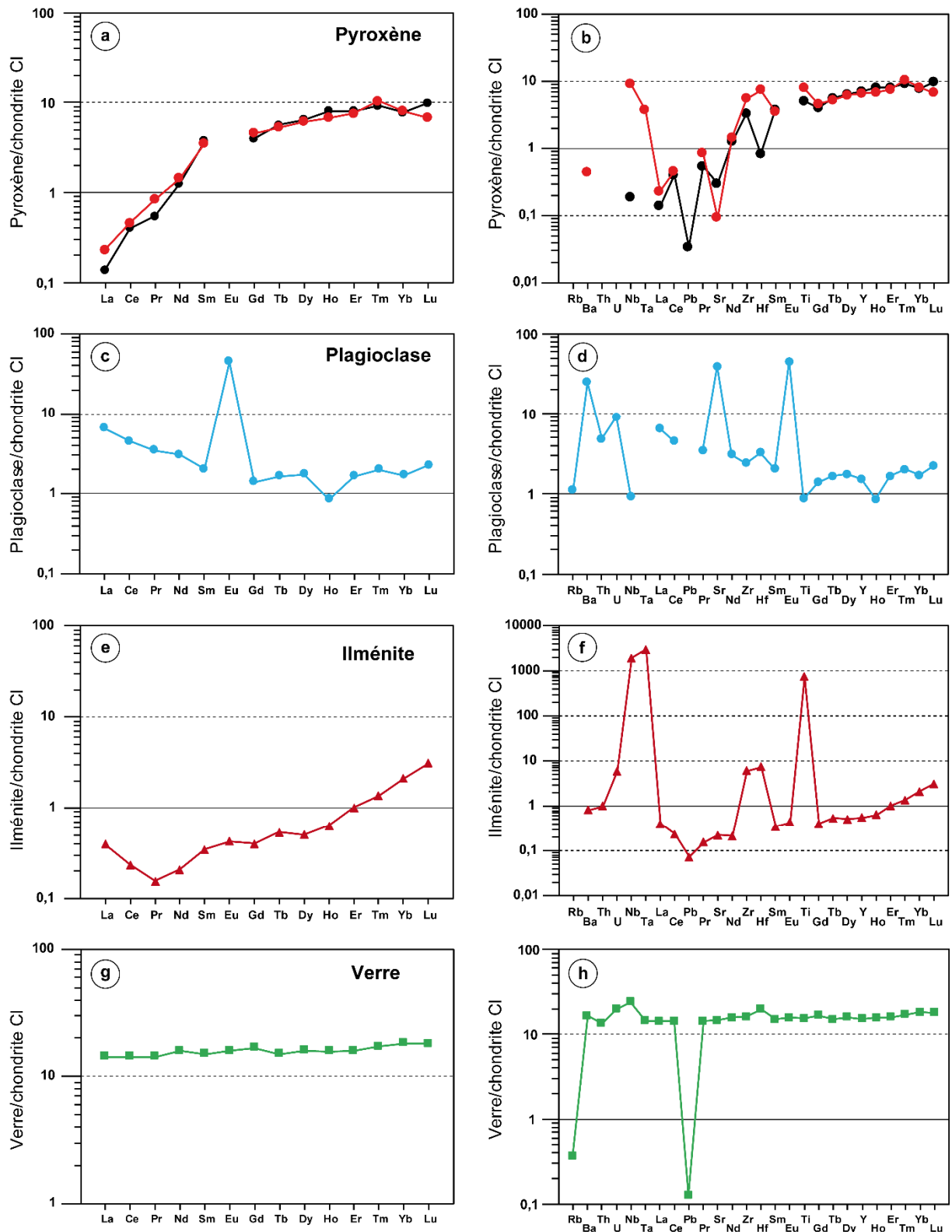


Fig.IV.3. Spectre de REE et élargis d'éléments traces des minéraux de l'howardite GW 25-1 normalisé aux valeurs de la chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989).

IV.3. L'howardite NWA 2251

IV.3.1 Etude pétrographique

L'howardite NWA 2251 est composé de clastes fragmentés entouré d'une matrice bréchique à grains fin. Cette matrice contient des fragments angulaires de pyroxène (20 μm à 2 mm), de plagioclase ($\sim 700 \mu\text{m}$) et de petites quantités d'olivine (10 μm), de silice (10-25 μm) et de minéraux opaques (10-40 μm). Cette howardite est recoupée par une veine vitreuse qui peut correspondre à de la pseudotachylite comme cela a été interprété précédemment par (Seddiki et al., 2017). De plus cette veine recoupe deux lithologies bien distinctes ; une correspond à un fragment diogénitique qui est constitué essentiellement de gros grains de pyroxène et de plagioclase, alors que l'autre représente un fragment eucritique qui est composé de petits grains anguleux de pyroxène, de plagioclase, des minéraux opaques et d'une matrice très bréchique (Fig.IV.4). Ces deux lithologies sont en effet bien visibles dans l'image mosaïque de cet échantillon (Fig.IV.5a).

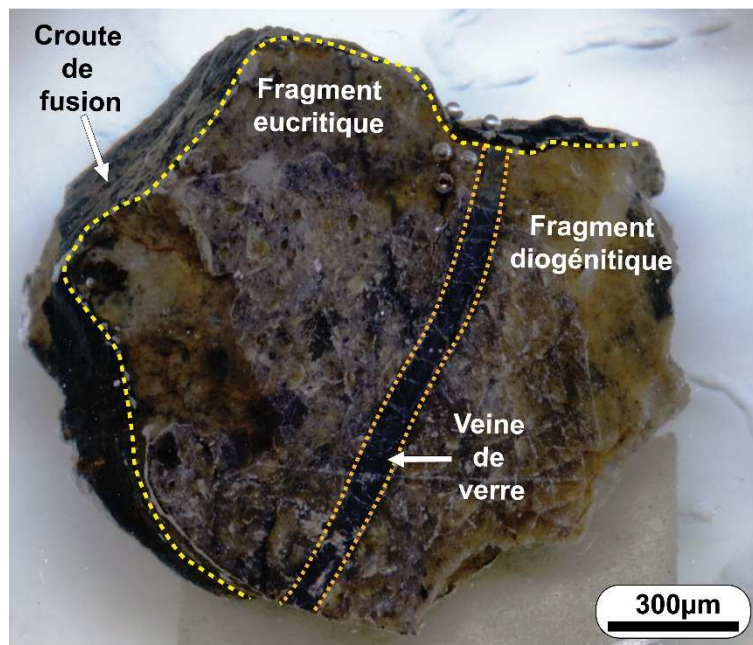


Fig.IV.4. Image montrant l'aspect générale de l'howardite NWA 2251.

➤ *Le pyroxène*

Le pyroxène se présente sous diverses formes : soit sous forme de gros grains (environ 2 mm de diamètre) qui constituent essentiellement le fragment diogénitique, ou sous forme de petits grains (~20 μm) dans les clastes qui forment une association symplectique pyroxène-olivine-silice (**Fig.IV.5. b**). Certains gros grains de pyroxène contiennent de petites poches montrant des associations sulfure + silice (**Fig.IV.5. c**). La plupart des grains de la matrice sont des fragments bréchiques qui sont zonés et non équilibrés. Le clinopyroxène présente des petits grains. Il n'est observé que dans les fragments bréchiques sous forme des lamelles d'exsolution.

➤ *Le plagioclase*

Le plagioclase forme des grains subautomorphes à xénomorphes. La taille de ces grains varie de < 20 μm dans les clastes à ~700 μm dans la matrice bréchique (**Fig.IV.5. d**). De plus, certains gros cristaux sont également observés dans cette howardite, qui peuvent atteindre jusqu'à 1 mm de diamètre. Nous notons que ces gros cristaux sont observés, interstitiel dans les gros cristaux d'orthopyroxène.

➤ *L'ilménite, spinelle sulfures et silice*

Le spinelle, l'ilménite et les sulfures sont inclus dans l'orthopyroxène ; cependant, certains grains de spinelle et d'ilménite se présentent sous forme de fragments dans la matrice (**Fig.IV.5. e**). La taille de ces minéraux varie de 10 μm et 40 μm . Par ailleurs, les sulfures forment parfois des grains interstitiels (< 10 μm) entre le pyroxène et le plagioclase dans les clastes.

En revanche, les grains de silice mesurent environ 25 μm , ils forment des associations avec le pyroxène et le plagioclase, ils forment également des associations avec les sulfures dans les orthopyroxènes.

➤ *La veine de choc*

La veine de choc qui recoupe cet échantillon mesure 1,2 mm de long et 60 μm de large. Elle paraît très sombre et se compose principalement de verre recristallisé entièrement en orthopyroxène avec des grains minuscules de spinelles.

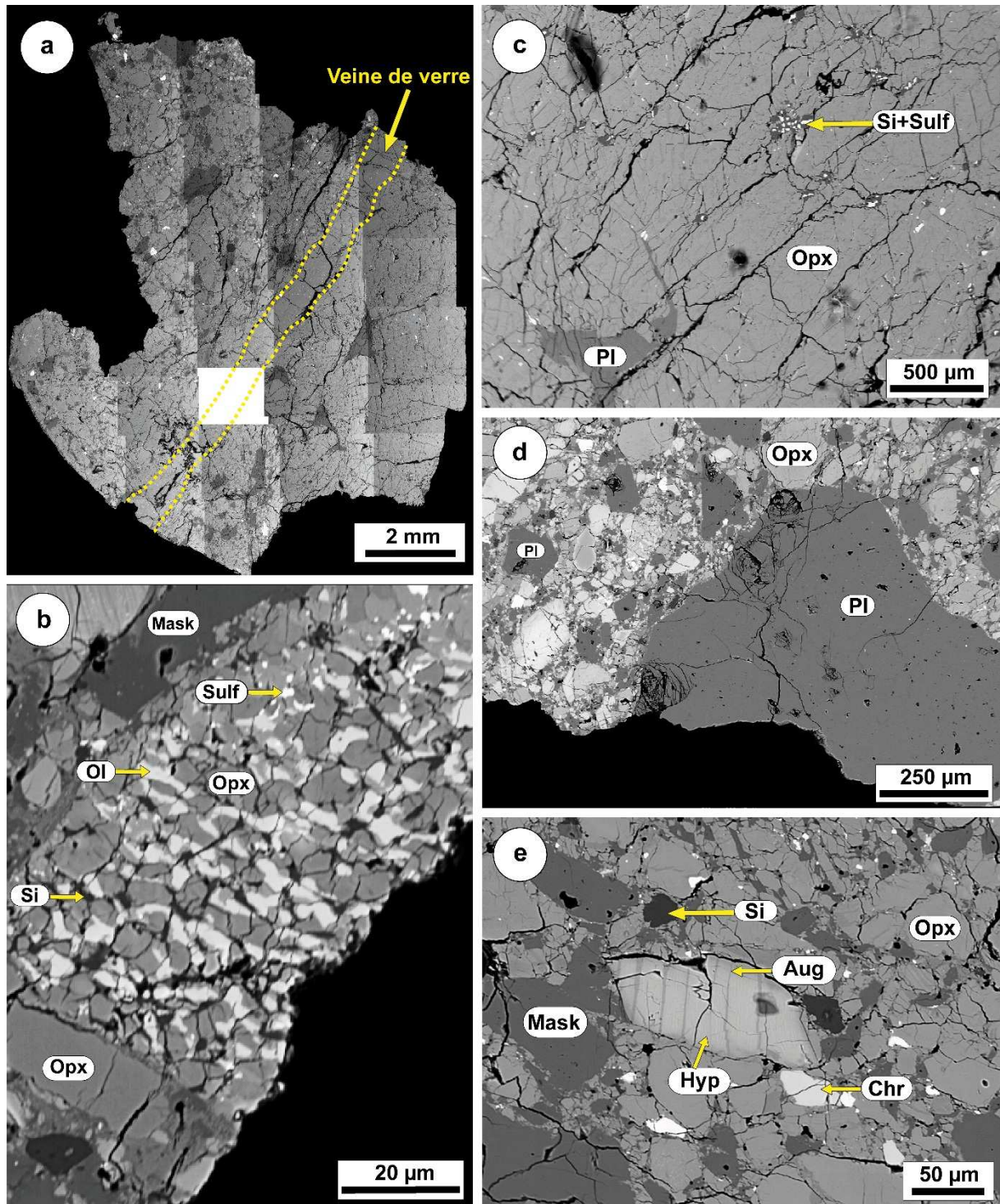


Fig.IV.5. : a : Image mosaïque en MEB d'une section polie de l'howardite NWA 2251. b : Association : pyroxène (hedenbergite), olivine(Fayalite), Silice et sulfures. c : Fragment diogénitique contenant ; orthopyroxène, plagioclase et une association silice+sulfure. d : Gros grains de plagioclase dans une matrice essentiellement bréchique. e : Maskelynite dans l'howardite de cette étude.

IV.3.2. La chimie des minéraux : les éléments majeurs, mineurs et traces

➤ *Le pyroxène*

Le pyroxène présente une gamme de composition très variable. Dans cette gamme nous observons deux types de pyroxènes ; le clinopyroxène (pigeonite, augite, hédénbergite et diopside) et l'orthopyroxène (hypersthène). La composition de ces pyroxènes varie de (En_{17.14-65.75} Fs_{12.18-61.66} Wo_{1.54-45.80}). Ces compositions sont représentées dans le diagramme En-Di-Hd-Fs (**Fig.IV.6. A**). Nous observons qu'elles sont similaires à celles des eucrites basaltiques, eucrites cumulatives et diogénites.

Les rapports Fe/Mn des pyroxènes de cette howardite varie de 25.42 et 35.89. Ces rapports sont également similaires à ceux des eucrites cumulatives, eucrites basaltiques et des diogénites ([Mayne et al., 2009](#)).

En ce qui concerne les éléments en traces, ils présentent des concentrations variables en Ti (2.88 à 9.53 ppm), Sc (0.05 à 12.73 ppm), V (0.02 à 2.36 ppm) et Ni (370.91 à 6290.91 ppm). De plus, le spectre de REE du Clinopyroxène analysé dans cette étude est appauvri en LREE par rapport aux HREE ([La/Sm]_N: 0.16, [Sm/Yb]_N: 0.58 et [La/Yb]_N: 0.09) (**Fig.IV.7. a**). Il est également caractérisé par une anomalie négative en Eu soulignée par le rapport [Eu/Eu* = 0.14]. Par ailleurs, le spectre élargi d'éléments en traces de ce clinopyroxène montre des anomalies négatives en Pb, Sr et Eu et positives en Th et Pr (**Fig.IV.7. b**).

➤ *Le plagioclase*

En ce qui concerne la composition des plagioclases, nous n'avons pas pu trouver de différences significatives entre les gros et les petits grains ou même entre les plagioclases qui sont à l'intérieure des clastes et ceux trouvés dans la matrice. La composition de ces plagioclases est de An_{88.49-92.76} Or_{0.18-0.43} (**Fig.IV.6. C ; Tab.S38**) qui montrent une légère zonation chimique du cœur vers les bordures des grains. De plus, la teneur de K₂O de ces plagioclases est comprise entre 0.03 et 0.08 % en poids, ces teneurs diminuent avec l'augmentation de l'An.

➤ *L'olivine*

Les cristaux d'olivine identifiés dans cette howardite ont également des compositions très variables. La gamme de variation est comprise entre Fo_{72.53} et Fo_{50.35} (**Fig.IV.6. D**).

➤ *La veine de choc*

La composition de cette veine pourraient représenter la composition de la roche totale comme l'a proposé précédemment (Seddiki, 2011). Les spectres de REE obtenus des analyses ponctuelles sur la veine de verre ont une forme plate (6 à 8 fois la chondrite CI) et qui ont donc une composition chondritique. Ils ont les caractéristiques suivantes : ($[La/Sm]_N:0.91-0.95$, $[Sm/Yb]_N: 1-1.33$ et $[La/Yb]_N:0.91-1.26$) avec la présence des anomalies négatives en Eu ($Eu/Eu^*= 0.81-0.89$) (**Fig.IV.7.c**). Nous observons que ces spectres sont moins enrichis que ceux qui caractérisent les eucrites basaltiques (<10 fois chondrite CI). Par ailleurs ils sont ainsi au-dessous des eucrites cumulatives. Cela implique que la composition de cette howardite correspond à un mélange de composition de diogénite et d'eucrite.

En revanche, les spectres des éléments en traces sont également plats (**Fig.IV.7.d**) avec la présence d'une forte anomalie négative en Rb. Ce dernier est un élément volatil qui est donc passé en phase vapeur au moment de l'accrétion et de la fusion.

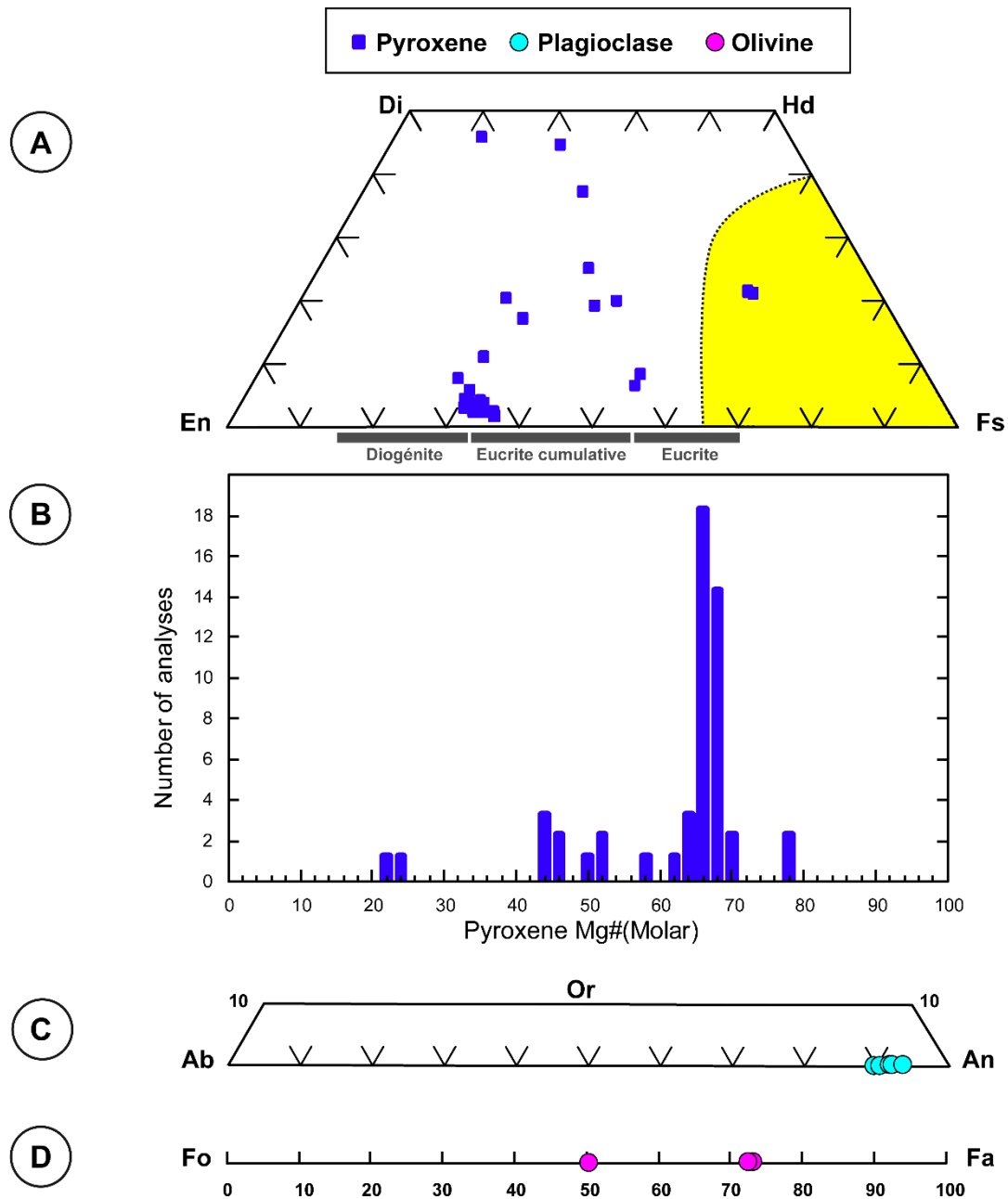


Fig.IV.6. A : Diagramme En-Di-Hd-Fs montrant la composition des pyroxènes de l'howardite NWA 2251. Le champ jaune indiqué dans ce diagramme correspond au champ d'instabilité des pyroxènes (Smith, 1972). Les gammes de pyroxènes dans les eucrites, les eucrites cumulatives et les diogénites sont indiquées (Takeda, 1997). **B :** Histogramme montrant la distribution hétérogène des pyroxènes de l'howardite de cette étude. **C :** Compositions de plagioclases. **D :** Composition des olivines.

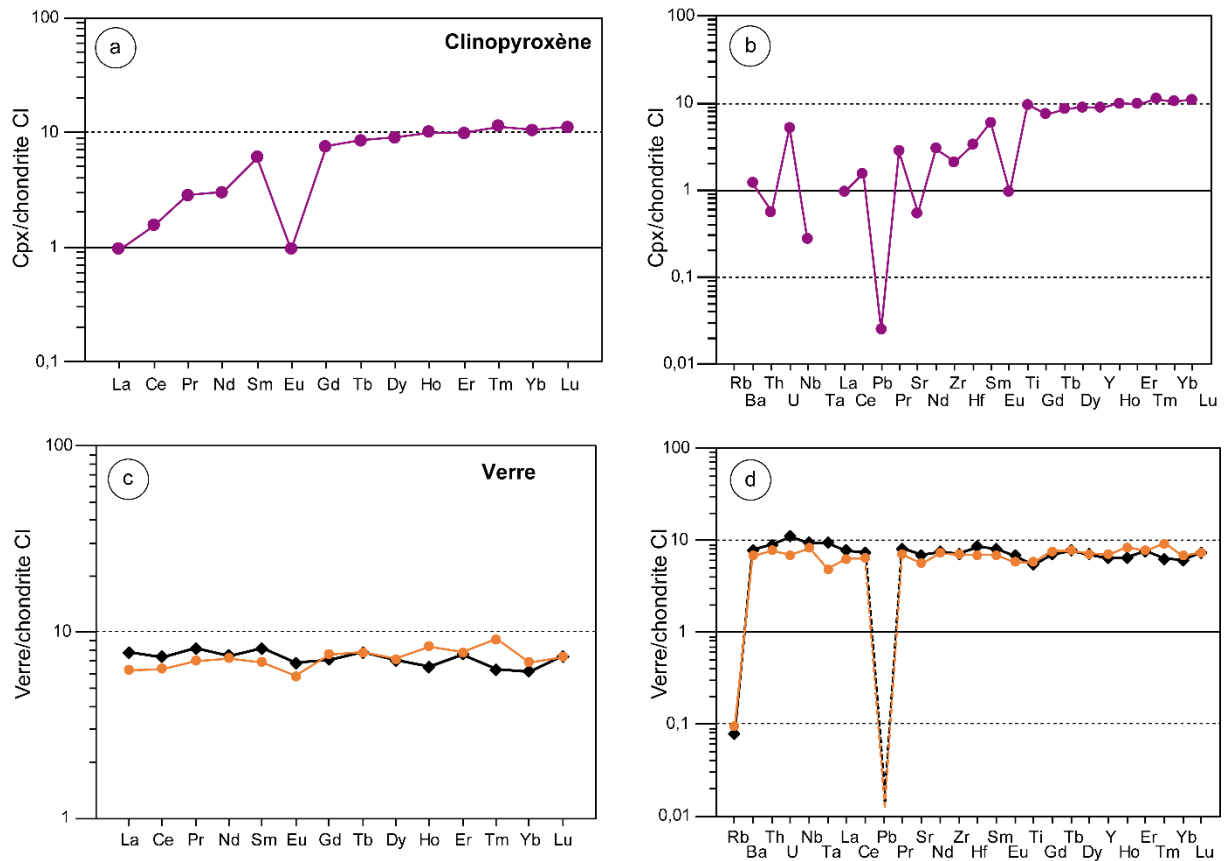


Fig.IV.7. Spectre de REE et élargis d'éléments traces des clinopyroxène et du verre de l'howardite NWA 2251 normalisé aux valeurs de la chondrite CI (Anders and Grevesse, 1989).

IV.4. Discussion

IV.4.1. Le métamorphisme

Les deux howardites (GW25-1 et NWA 2251) contiennent des clastes. Ces clastes ont une grande importance parce qu'ils reflètent les types de roches qui composent la surface du planétoïde (Embey-Isztin, 2013). Des réactions métamorphiques (métamorphisme thermique) ont été observées entre le clinopyroxène (pigeonite) et le sulfure selon la réaction suivante : Pigeonite (riche en fer) + S₂ ⇌ FeS + Augite (riche en magnésium) + SiO₂ (Schmitt, 2000). Les augites sont observées sous forme des lamelles d'exsolution. Celles-ci sont interprétées comme des produits d'exsolution sub-solidus dans les pyroxènes et qui peuvent avoir des

largeurs inférieures au micron (Mori et Takeda, 1981). Ces textures d'exsolution peuvent être utilisées pour estimer les vitesses de refroidissement pour les eucrites cumulatives (Miyamoto and Takeda, 1977).

IV.4.2. La maskelynite... un verre de plagioclase fondu

La maskelynite est observé dans les deux howardites (GW25-1 et NWA 2251). Il s'agit d'un constituant très souvent présent dans les météorites choquées à haute pression. La maskelynite est un feldspath (plagioclase) fondu sous l'effet de choc (échauffement brutale). Le liquide feldspathique est ensuite plus au moins injecté et figé. Du point de vue géochimique et minéralogique, nous constatons que le plagioclase et la maskelynite ont montré des compositions similaires, tandis qu'ils ont des textures différentes. Par exemple, la maskelynite se distingue de plagioclase par le fait qu'elle ne contient pas de fissures intergranulaires et de chocs. Cela veut dire que ces caractéristiques ne peuvent être effacées que lors d'un événement de fusion, mais pas pendant la transformation de l'état cristallin à l'état de verre (Chen and El Goresy, 2000). De plus, la maskelynite se forme par une fusion induite par choc et trempe par la suite à haute pression sous forme d'un verre dense (Stöffler et al., 1991, 1986). Les fragments minuscules de silicates (les pyroxènes) présents dans la maskelynite, dont la surface correspond aux parois des cristaux voisins (Fig.IV.5.e). Cela indique que ces fragments ont dérivé dans la maskelynite dense (Chen and El Goresy, 2000).

IV.4.3. L'origine des symplectites

De nombreuses hypothèses ont été proposées pour expliquer la formation d'assemblages de symplectites : orthopyroxène-olivine-silice et sulfure. Il a été suggéré que les clastes à faible teneur en magnésium contenant de la pyroxferroïte, représentent des lithologies de Vesta qui sont très évoluées et non métamorphosées avec une pétrogenèse actuellement incertaine (Barrat et al., 2012), qui n'était pas reconnu dans la collection des HED jusqu'à récemment. Lindsley and Burnham (1970) ont montré que la pyroxferroïte n'est stable qu'à une pression d'environ (<0.7 GPa), ce qui correspond aux conditions du cœur du Vesta. La pyroxferroïte se forme pendant le refroidissement rapide d'une masse fondue et se déstabilise durant un réchauffement ultérieur ou d'un événement à haute pression (comme les événements d'impacts ou le métamorphisme post-cristallisation) (Gregory et al., 2017). Les pyroxènes ferrifères sont localement transformés en pyroxènes hedenbergitiques, olivine fayalitique et silice (Buchanan et al., 1999; Seddiki et al., 2013, 2007).

Chapitre V

Discussion générale

V.1. Modélisation

Dans cette étude, nous utilisons le modèle de [Mandler et Elkins-Tanton \(2013\)](#) pour discuter le mécanisme probable de la formation et la variation lithologique observée dans nos échantillons. Nous examinons la différenciation et la cristallisation de l'océan magmatique Vestien, pour voir comment ces échantillons de météorites pourraient être placés dans la séquence globale de cristallisation. En particulier, nous nous focalisons sur la formation des diogénites à olivine, des diogénites et des eucrites d'une manière générale.

Nous avons choisi comme composition de départ la composition proposée par [\(Boesenberg and Delaney, 1997\)](#) pour la composition de 4 Vesta. Cependant, il convient à noter que nos conclusions seraient toutes aussi valables si nous avions choisi une composition différente, comme par exemple celles proposées par [\(Dreibus and Wänke, 1980\)](#), [\(Lodders, 2000\)](#); [Ruzicka et al. \(1997\)](#), telles que compilées par [\(Mandler and Elkins-Tanton, 2013\)](#). C'est essentiellement parce que toutes ces compositions sont très similaires les unes aux autres. Nous avons utilisé comme conditions de départ pour notre modélisation : IW -7, $T = 1622^{\circ}\text{C}$, $P = 100$ bar (< 1 kb car c'est la pression maximale au centre de 4Vesta si l'on considère son diamètre (530 km) et sa gravité moyenne $0,22 \text{ m/s}^2$). Nous avons utilisé le logiciel Melts pour calculer la composition des solides obtenus et la proportion modale de chaque phase minérale. Nous avons donc contrôlé l'évolution du liquide dans chaque étape.

Nous avons pris la composition de l'océan magmatique Vestien (100 % de liquide) (**Fig.V.1 ; Liquide 1**) et on a fait cristalliser à l'équilibre ce liquide jusqu'à ce que cela atteigne un taux de cristallisation de 70%. Les 70% de solides formés (**Fig.V.1 ; solide 1**) représentent un manteau harzburgitique qui est constitué essentiellement de 45% d'olivine (Fo_{79}), 25% d'orthopyroxène ($\text{Wo}_{1.51}\text{En}_{81.31}\text{Fs}_{17.17}$) et 1% de spinelle ($\text{Mg}\# 51.48$ et $\text{Cr}\# 72.86$). Il reste donc 30% de liquide dans lequel, il reste quelques cristaux d'olivines et de pyroxènes.

En revanche, le manteau solide formé s'est séparé physiquement et le liquide restant a recommencé à refroidir progressivement dans des conditions d'équilibre avec un taux de cristallisation de 22%. Le solide produit cette fois-ci a les mêmes proportions modales et la même composition que notre diogénite à olivine NWA 4255 (**solide 2**). Les 30 % restants de liquide se cristallise donc à l'équilibre sur le péritectique (**Fig.V.1 ; liquide 2**) et donnent des diogénites à olivine. Les olivines réagissent sur le péritectique avec le liquide et sont partiellement ou totalement consommées. Lorsque tous les grains d'olivines ont été consommés

ou isolés dans les orthopyroxènes, le liquide quitte le péritectique pour entrer dans le champ du liquide + orthopyroxène (**Fig.V.1 ; liquide 3**).

Nous avons obtenu une diogénite à olivine (**solide 2**) qui contient : 3,4 % d'olivine (Fe# 30), 94 % d'orthopyroxène (Fe# = 74,86) et 2,3 % de spinelle (Mg# 39,21 et Cr# 70,21). Cette composition et ces proportions modales de ces minéraux sont très similaires à celles qui ont été mesurées dans notre diogénite à olivine NWA 4255, en particulier pour l'olivine et les orthopyroxènes.

L'évolution progressive du liquide sur le péritectique et le passage à travers le champ liquide + Opx reflète le passage de la cristallisation à l'équilibre vers la cristallisation fractionnée. Dans ce cas-là le liquide continue à se cristalliser via la cristallisation fractionnée, mais les minéraux formés (pyroxène et spinelle) ne sont pas en équilibre avec le liquide résiduel. De plus les cristaux d'olivine sont entièrement consommés par les réactions péritectiques.

De la même manière, nous avons calculé les compositions modales et les compositions chimiques de la diogénite NWA 4272 reproduites par Melts en contrôlant toujours l'évolution du liquide. Nous obtenons cette fois-ci un solide qui est composé de : 92.63 % d'orthopyroxène (Fe# 21.87) et 0.7 % de spinelle (Mg# 31.49 et Cr# 84.77). Nous constatons que le liquide se cristallise via la cristallisation fractionnée (dans le champ En + Liq de la **Fig.V.1**) et que ces compositions produites par Melts sont proches de celles mesurées de cette diogénite NWA 4272.

En ce qui concerne les eucrites, nous avons également utilisé Melts pour calculer les compositions chimiques et les compositions modales de nos échantillons d'eucrites Tata et AW 200, dans le but de les reproduire et les placer dans l'histoire de l'évolution de l'océan magmatique sur Vesta. Nous observons que toutes ces deux eucrites sont formées par cristallisation fractionnées. Les compositions obtenues de l'eucrite Tata sont : 15.65 % d'orthopyroxène (Fe# 56.25), 36.95 % de clinopyroxène (Fe# 55.25), de 0.61% de spinelle (Cr# 88.61 et Mg# 7.26) et de 2.89 de silice. Celles de l'eucrite AW 200 sont en revanche : 29.53 % d'orthopyroxène (Fe# 56.25), 24.17 % de clinopyroxène (Fe# 46.90), 34.19 % de plagioclase, 0.75 % de spinelle (Cr# 88.88 et Mg# 6.56) et 2.38 % de silice. Nous constatons que ces compositions ne sont pas si différentes de celles mesurées pour ces deux eucrites.

Il convient à noter, que pour comprendre comment se sépare les cristaux formés du liquide résiduel, pendant la cristallisation de l'océan magmatique Vestien, il est important de

mettre en évidence que la séparation des cristaux par l'effet de la gravité est beaucoup moins efficace que sur terre parce que la gravité d'un petit astéroïde est considérablement plus petite (la gravité en surface sur 4Vesta n'est qu'environ de ~2,5% de la valeur terrestre) (Ruzicka et al., 1997; Barrat et al., 2000).

Les résultats de notre modélisation suggèrent que notre diogénite à olivine NWA 4255 peut être dérivée de la zone de transition de la croûte mantélique de son corps parent (une zone de transition, à l'interface manteau croûte de Vesta). Au-dessus de laquelle vient la diogénite NWA 4272. Les eucrites cumulatives comme Said et les eucrites basaltiques (AW 200, Soueliki et Tata) quant à elles se produisent dans les chambres magmatiques par la cristallisation fractionnée. Il est à noter que tous ces échantillons sont formés par la cristallisation in situ comme c'est suggéré précédemment pour expliquer la différenciation des eucrites (Barrat et al., 2000). Par ailleurs, tous nos résultats semblent en accord avec le modèle de Mandler et Elkins-Tanton (2013).

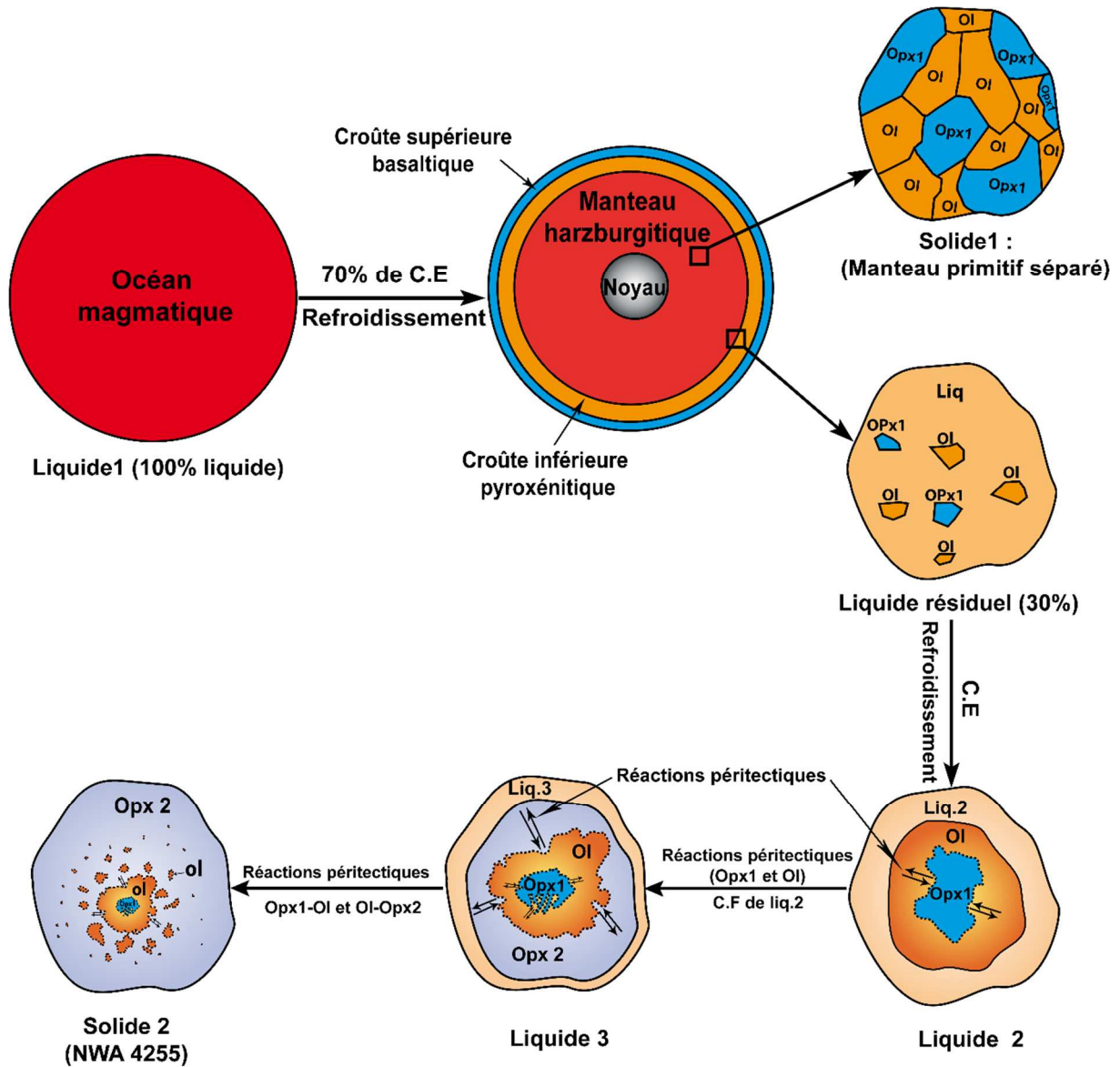


Fig.V.1. Représentation schématique illustrant les trajets possibles dans la formation de la diogénite à olivine NWA 4255, à partir de la différenciation et de la cristallisation d'un océan magmatique. La coupe transversale schématique d'un astéroïde différencié est basée sur celle de [Greenwood et al. \(2015\)](#), en utilisant les épaisseurs des différentes couches telles que données par une série d'études de modélisation ([Mandler and Elkins-Tanton, 2013](#); [Righter et Drake, 1997](#); [Ruzicka et al., 1997](#); [Toplis et al., 2013](#)). (Voir le texte pour plus de détails).

V.2. Les analyses isotopiques de l'oxygène

L'oxygène est le troisième élément le plus abondant dans la galaxie et existe sous forme de trois isotopes stables ^{16}O , ^{17}O et ^{18}O ([Meyer et al., 2008](#)). La composition isotopique et l'abondance de l'oxygène est un outil efficace pour la classification des météorites de type achondrite ([Clayton et Mayeda, 1996](#)). Car les corps parents d'achondrites se sont

homogénéisés en isotopes d'oxygène (^{16}O , ^{17}O et ^{18}O) au cours de la différenciation et le fractionnement subséquent dépendant de la masse fait tomber tous les échantillons d'un corps particulier sur une seule ligne de fractionnement des isotopes d'oxygène (Clayton et Mayeda, 1996). Dans le but d'attribuer nos échantillons à leurs corps parent, nous avons effectué des analyses des isotopes stables de l'oxygène. Les échantillons sélectionnés pour ces analyses sont : la diogénite à olivine NWA 4255 avec les deux lithologies (harzburgitique et orthopyroxénitique), l'eucrite basaltique AW 200 et l'eucrite basaltique Tata. Toutes les analyses obtenues sont représentées dans le tableau (**Tab. S41 en Annexe**).

Les analyses isotopiques de la lithologie harzburgitique de la diogénite à olivine NWA 4255 ont donné : $\delta^{17}\text{O} = 1.675 \pm 0.007 \text{ ‰}$ (2σ); $\delta^{18}\text{O} = 3.642 \pm 0.016 \text{ ‰}$ (2σ); $\Delta^{17}\text{O} = -0.234 \pm 0.001 \text{ ‰}$ (2σ) et celles de la lithologie orthopyroxénitique ; $\delta^{17}\text{O} = 1.682 \pm 0.016 \text{ ‰}$ (2σ); $\delta^{18}\text{O} = 3.656 \pm 0.010 \text{ ‰}$ (2σ); $\Delta^{17}\text{O} = -0.234 \pm 0.010 \text{ ‰}$ (2σ). Nous observons très clairement que ces deux lithologies (harzburgitique et orthopyroxénitique) de cette diogénite à olivine ont des compositions isotopiques de l'oxygène très similaires. Cela confirme les conclusions fondées sur la pétrographie et la géochimie des éléments majeurs, mineurs et traces, ce qui indique que les deux lithologies de la NWA 4255 sont génétiquement liées l'une à l'autre.

En revanche, l'eucrite basaltique AW 200 a donné : $\delta^{17}\text{O} = 1.807 \pm 0.008 \text{ ‰}$ (2σ); $\delta^{18}\text{O} = 3.889 \pm 0.004 \text{ ‰}$ (2σ); $\Delta^{17}\text{O} = -0.231 \pm 0.026 \text{ ‰}$ (2σ). De plus, l'eucrite basaltique Tata : $\delta^{17}\text{O} = 1.770 \pm 0.002 \text{ ‰}$ (2σ); $\delta^{18}\text{O} = 3.840 \pm 0.004 \text{ ‰}$ (2σ); $\Delta^{17}\text{O} = -0.242 \pm 0.0006 \text{ ‰}$ (2σ).

En ce qui concerne la diogénite NWA 4272, les analyses isotopiques de l'oxygène ont été déjà faites dans des études antérieures (Barrat et al., 2008), elles ont données : $\delta^{17}\text{O} 1.63 \pm 0.03 \text{ ‰}$ (1σ); $\delta^{18}\text{O} 3.56 \pm 0.01 \text{ ‰}$ (1σ); $\Delta^{17}\text{O} -0.23 \pm 0.02 \text{ ‰}$ (1σ).

Nous constatons clairement que ces échantillons ont tous des valeurs $\Delta^{17}\text{O}$ proches de la valeur moyenne de $-0,241 \pm 0,018 \text{ ‰}$ (2σ) obtenue par Greenwood et al. (2017) pour 105 analyses d'eucrite et de diogénite. Cela indique que ces échantillons sont des membres normaux de la série HEDDO qui appartiennent à l'astéroïde 4Vesta.

En revanche, les analyses isotopiques de l'oxygène de l'howardite NWA 2251 ont été faites précédemment (Seddiki, 2011), elles ont donné $\delta^{18}\text{O} = 2,62 \text{ ‰}$; $\delta^{17}\text{O} = 0,91 \text{ ‰}$ et $\Delta^{17}\text{O} = -0,4 \text{ ‰}$. Nous observons que ces analyses sont différentes de toutes celles de cette étude, voire toutes les météorites du groupe HEDDO (**Fig.V.2**), comme c'est aussi le cas pour les howardites Bholghati, SCO 06040 et Jodze (Greenwood et al., 2017). Cette différence est due à un mélange

de composants chondritiques (impacteurs) avec les éléments HEDDO dans une brèche (l'howardite) au cours des impacts successifs sur la surface de l'astéroïde Vesta.

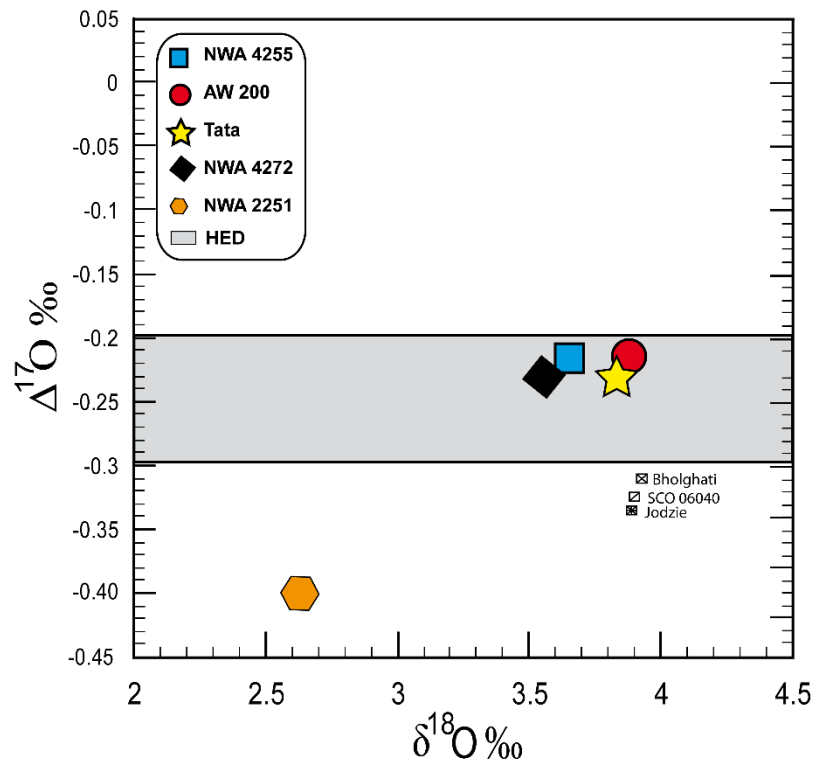


Fig.V.2. Diagramme $\Delta^{17}\text{O}$ Vs. $\delta^{18}\text{O}$ montrant les compositions isotopiques de l'oxygène des échantillons de cette étude. (modifié d'après Greenwood et al., 2017).

Conclusion générale

Conclusion générale

Conclusion générale

Dans le but de répondre à la question suivante : comment se forment les météorites HEDDO et dans quelles conditions ? Une étude pétrographique, minéralogique et géochimique détaillée des échantillons de météorites de types achondrites a été établie. Cela va nous permettre de développer de nouvelles perspectives sur l'évolution pétrologique et géochimique de l'océan magmatique sur l'astéroïde 4Vesta. Nous résumons ici les résultats obtenus les plus importants de l'étude de ces météorites.

L'étude des diogénites à olivine et des diogénites nous a montré que la NWA 4255 est essentiellement composée de deux lithologies, une contenant de l'olivine, que nous avons appelée harzburgitique et l'autre une orthopyroxénite sans olivine. Une lithologie transitionnelle est présente au contact entre ces deux lithologies principales. Toutes ces lithologies sont génétiquement liées, c'est-à-dire elles traduisent une évolution magmatique depuis la lithologie harzburgitique jusqu'à la lithologie orthopyroxénitique en passant par la lithologie transitionnelle. Les analyses sur roche totale montrent qu'elle est très appauvrie en éléments en traces par rapport à la chondrite CI (0.3 fois CI) et aussi par rapport à toutes les diogénites décrites dans la littérature. Cette diogénite à olivine est une extraction en zone de transition entre deux lithologies différentes de Vesta. Elle a subi une bréchification subséquente. En revanche la diogénite NWA 4272 est une diogénite sans olivine contenant uniquement une seule lithologie. La diogénite à olivine NWA 4255 reflète la transition entre deux processus magmatiques majeurs différents dans 4Vesta (cristallisation à l'équilibre et la cristallisation fractionnée). Les réactions péritectiques sont le lien entre ces deux processus.

L'étude des eucrites nous a révélé qu'elles sont toutes des eucrites monomictes. Celles-ci ont subi divers degrés de métamorphisme thermique et/ou d'impact sur leurs corps parent. Certains sont faiblement métamorphiques tandis que d'autres sont fortement métamorphiques. Par exemple l'eucrite AW 200 est partiellement métamorphique. Cela a été marqué par la préservation de certains clastes à textures magmatiques, cependant d'autres clastes sont moyennement métamorphiques dans cette même roche. Cela a été expliqué par le fait que cette eucrite a subi un métamorphisme d'impact local qui n'a affecté que certains endroits très localisés dans la roche. L'eucrite Tata est en revanche fortement métamorphique dont la texture magmatique a complètement disparu et tous les cristaux sont recristallisés en petits grains formant les jonctions triples. L'eucrite Soueliki est également métamorphique mais le degré de métamorphisme est un peu plus faible que celui de Tata.

Conclusion générale

L'étude des howardites GW25-1 et NWA 2251 a montré qu'elles sont très bréchiques, elles montrent de multitudes clastes polymictes (d'eucrite et de diogénite). Ces clastes ont subi un métamorphisme thermique et/ou d'impact avant d'être incorporés dans l'howardite, traduisant la diversité des histoires géologiques sur le corps parent (Vesta).

Le rapport Fe/Mn est utilisé comme outil pour déterminer le corps parent de nos météorites. Ce rapport nous a indiqué que nos échantillons appartiennent à l'astéroïde 4Vesta. De plus, les analyses isotopiques stables de l'oxygène indiquent également une source homogène de tous les échantillons de cette étude à l'exception de l'howardite. Cela confirme que ces météorites sont des membres de la série HEDDO qui appartiennent à un seul corps parent qui est l'astéroïde 4Vesta.

Les travaux de modélisation indiquent que l'astéroïde 4Vesta a d'abord évolué par la formation d'un manteau primitif harzburgitique. Dès que cette partie a été formée, elle a été séparée du liquide par le processus de cristallisation fractionnée. Le liquide restant a continué à se cristalliser le long du péritectique pour former des diogénites à olivine et a ensuite évolué pour former les diogénites par le processus de la cristallisation fractionnée. Après avoir formé les diogénites à olivine et les diogénites par deux processus différents, le liquide résiduel continue à se cristalliser via la cristallisation fractionnée pour former les eucrites cumulatives et ensuite les eucrites non cumulatives par le même processus (la cristallisation fractionnée).

Références bibliographiques

A

- Ammannito, E., De Sanctis, M. C., Capaccioni, F., Teresa Capria, M., Carraro, F., Combe, J.-P., Russell, C. T. (2013). Vestan lithologies mapped by the visual and infrared spectrometer on Dawn. *Meteoritics & Planetary Science*, 48(11), 2185–2198.
- Anders, E. & Grevesse, N. (1989). Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(1), 197–214.

B

- Barrat, J. A., Blichert-Tof, J., & Keller, F. (2000). The differentiation of eucrites: The role of in situ crystallization. *Meteoritics & Planetary Science*, 35, 1087–1100.
- Barrat, J. A. (2004). Determination of parental magmas of HED cumulates: The effects of interstitial melts. *Meteoritics & Planetary Science*, 39(11), 1767–1779.
- Barrat, J.A., Beck, P., Bohn, M., Cotten, J., Gillet, P., Greenwood, R. C., & Franchi, I. A. (2006). Petrology and geochemistry of the fine-grained, unbrecciated diogenite Northwest Africa 4215. *Meteoritics & Planetary Science*, 41(7), 1045–1057.
- Barrat, J. A., Yamaguchi, A., Greenwood, R. C., Bohn, M., Cotten, J., Benoit, M., & Franchi, I. A. (2007). The Stannern trend eucrites: Contamination of main group eucritic magmas by crustal partial melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(16), 4108–4124.
- Barrat, J. A., Yamaguchi, A., Greenwood, R. C., Benoit, M., Cotten, J., Bohn, M., & Franchi, I. A. (2008). Geochemistry of diogenites: Still more diversity in their parental melts. *Meteoritics & Planetary Science*, 43(11), 1759–1775.
- Barrat, J.A., Yamaguchi, A., Zanda, B., Bollinger, C., & Bohn, M. (2010). Relative chronology of crust formation on asteroid Vesta: Insights from the geochemistry of diogenites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(21), 6218–6231.
- Barrat, J. A., Yamaguchi, A., Bunch, T. E., Bohn, M., Bollinger, C., & Ceuleneer, G. (2011). Possible fluid–rock interactions on differentiated asteroids recorded in eucritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(13), 3839–3852.
- Barrat, J. A., Yamaguchi, A., Jambon, A., Bollinger, C., & Boudouma, O. (2012). Low-Mg rock debris in howardites: Evidence for KREEPy lithologies on Vesta? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 99, 193–205.
- Barrat, J.-A., and Yamaguchi, A., (2014). Comment on “The origin of eucrites, diogenites, and olivine diogenites: Magma ocean crystallization and shallow magma processes on

Références bibliographiques

- Vesta” by B. E. Mandler and L. T. Elkins-Tanton. *Meteoritics & Planetary Science* 49(3):468-472.
- Bartels, K., and Grove, T., (1991). High-pressure experiments on magnesian eucrite compositions—Constraints on magmatic processes in the eucrite parent body. *Lunar and Planetary Science Conference*. pp. 351-365.
- Beck, A. W., & McSween Jr., H. Y. (2010). Diogenites as polymict breccias composed of orthopyroxenite and harzburgite: Diogenites as polymict breccias. *Meteoritics & Planetary Science*, 45(5), 850–872.
- Beck, A. W., McSween, H. Y., & Bodnar, R. J. (2013). In situ laser ablation ICP-MS analyses of dimict diogenites: Further evidence for harzburgitic and orthopyroxenitic lithologies. *Meteoritics & Planetary Science*, 48(6), 1050–1059.
- Binzel, R. P., & Xu, S. (1993). Chips off of Asteroid 4 Vesta: Evidence for the Parent Body of Basaltic Achondrite meteorites. *Science*, 260, 186–191.
- Binzel, R. P., Gaffey, M. J., Thomas, P. C., Zellner, B. H., Storrs, A. D., & Wells, E. N. (1997). Geologic Mapping of Vesta from 1994 Hubble Space Telescope Images. *Icarus*, 128(1), 95–103.
- Blundy, J., & Wood, B. (1994). Prediction of crystal-melt partition coefficient from moduli. *Nature*, 372.
- Boesenberg, J. S., & Delaney, J. S. (1997). A model composition of the basaltic achondrite planetoid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(15), 3205–3225.
- Bowman, L. E., Spilde, M. N., & Papike, J. J. (1997). Automated energy dispersive spectrometer modal analysis applied to the diogenites. *Meteoritics & Planetary Science*, 32(6), 869–875.
- Buchanan, P. C., Zolensky, M. E., & Reid, A. M. (1993). Carbonaceous chondrite clasts in the howardites Bholghati and EET87513. *Meteoritics*, 28(5), 659–669.
- Buchanan, P. C., Lindstrom, D. J., Reimold, W. U., & Koeberl, C. (1999). The South African Polymict Eucrite Macibini. *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 34, A20.
- Buratti, B. J., Dalba, P. A., Hicks, M. D., Reddy, V., Sykes, M. V., McCord, T. B., & Russell, C. (2013). Vesta, vestoids, and the HED meteorites: Interconnections and differences based on Dawn Framing Camera observations: VESTA, VESTOIDS, AND THE HED METEORITES. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(10), 1991–2003.
- Burbine, T. H., Buchanan, P. C., Binzel, R. P., Bus, S. J., Hiroi, T., Hinrichs, J. L., ... McCoy, T. J. (2001). Vesta, Vestoids, and the howardite, eucrite, diogenite group: Relationships

Références bibliographiques

and the origin of spectral differences. *Meteoritics & Planetary Science*, 36(6), 761–781.

Buseck, P. R., & Goldstein, J. I. (1969). Olivine Compositions and Cooling Rates of Pallasitic Meteorites. *Geological Society of America Bulletin*, 80(11), 2141.

C

- Cartier, C., Hammouda, T., Doucelance, R., Boyet, M., Devidal, J.-L., & Moine, B. (2014). Experimental study of trace element partitioning between enstatite and melt in enstatite chondrites at low oxygen fugacities and 5GPa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 130, 167–187.
- Cartwright, J. A., Ott, U., Mittlefehldt, D. W., Herrin, J. S., Herrmann, S., Mertzman, S. A., ... Quinn, J. E. (2013). The quest for regolithic howardites. Part 1: Two trends uncovered using noble gases. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 105, 395–421.
- Chen, M., & El Goresy, A. (2000). The nature of maskelynite in shocked meteorites: not diaplectic glass but a glass quenched from shock-induced dense melt at high pressures. *Earth and Planetary Science Letters*, 179(3–4), 489–502.
- Clayton, R. N., & Mayeda, T. K., (1996). Oxygen isotope studies of achondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60:1999–2017.
- Consolmagno, G. J., and Drake, M. J., (1977). Composition and evolution of the eucrite parent body: Evidence from rare earth elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41(9):1271-1282.

D

- Delaney, J. S., Takeda, H., Prinz, M., Nehru, C.E. and Harlow, G.E. (1983). The nomenclature of polymict basaltic achondrites. *Meteoritics*, vol. 18, n° 2, June 30, pp.103-111.
- Delaney J., Prinz M., and Takeda H. 1984a. The polymict eucrites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 89(S01):C251-C288.
- De Sanctis, M. C., Ammannito, E., Capria, M. T., Capaccioni, F., Combe, J.-P., Frigeri, A., ... Russell, C. T. (2013). Vesta's mineralogical composition as revealed by the visible and infrared spectrometer on Dawn. *Meteoritics & Planetary Science*, 48(11), 2166–2184.
- Drake, M. J. (2001). Presidential Address: Presented 2000 August 28, Chicago, Illinois, USA The eucrite/Vesta story. *Meteoritics & Planetary Science*, 36(4), 501–513.
- Dreibus, G., & Wänke, H. (1980). The Bulk Composition of the Eucrite Parent Asteroid and its Bearing on Planetary Evolution. *Zeitschrift Für Naturforschung A*, 35(2).

E

Embey-Isztin, A. (2013). Contribution to the mineralogy of the Pavlovka howardite. *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici*, 105, 41–54.

F

Florczak, M., Lazzaro, D., & Duffard, R. (2002). Discovering New V-Type Asteroids in the Vicinity of 4 Vesta. *Icarus*, 159(1), 178–182. <https://doi.org/10.1006/icar.2002.6913>

Fowler, G. W., Papike, J. J., Spilde, M. N., & Shearer, C. K. (1994). Diogenites as asteroidal cumulates: Insights from orthopyroxene major and minor element chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(18), 3921–3929.

Fowler, G. W., Shearer, C. K., Papike, J. J., & Layne, G. D. (1995). Diogenites as asteroidal cumulates: insights from orthopyroxene trace element chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(14), 3071–3084.

G

Gaffey, M. (1997). Surface Lithologic Heterogeneity of Asteroid 4 Vesta. *Icarus*, 127(1), 130–157.

Gooding, J. L., Prinz M. and Keil K. (1979). Mineralogy and petrology of the Chervony Kut eucrite. *Proc. Lunar Planet. Sci. X*, 446–448.

Greenwood, R. C., Franchi, I. A., Jambon, A., and Buchanan, P. C., (2005). Widespread magma oceans on asteroidal bodies in the early solar system. *Nature* 435(7044):916-918.

Greenwood, Richard C., Barrat, J.A., Yamaguchi, A., Franchi, I. A., Scott, E. R. D., Bottke, W. F., & Gibson, J. M. (2014). The oxygen isotope composition of diogenites: Evidence for early global melting on a single, compositionally diverse, HED parent body. *Earth and Planetary Science Letters*, 390, 165–174.

Greenwood, Richard C., Barrat, J.A., Scott, E. R. D., Haack, H., Buchanan, P. C., Franchi, I. A., Burbine, T. H. (2015). Geochemistry and oxygen isotope composition of main-group pallasites and olivine-rich clasts in mesosiderites: Implications for the “Great Dunitite Shortage” and HED-mesosiderite connection. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 169, 115–136.

Greenwood, Richard C., Burbine, T.H., Miller, M.F, Franchi, I.A. (2017). Melting and

Références bibliographiques

differentiation of early-formed asteroids: the perspective from high precision oxygen isotope studies. *Chem Erde-Geochem* 77:1–43

Gregory, T., Joy, K. H., Strekopytov, S., & Curran, N. M. (2017). Geochemistry and petrology of howardite Miller Range 11100: A lithologically diverse piece of the Vestan regolith. *Meteoritics & Planetary Science*, 52(2), 206–224.

H

Hahn, T. M., Lunning, N. G., McSween, H. Y., Bodnar, R. J., & Taylor, L. A. (2018). Mg-rich harzburgites from Vesta: Mantle residua or cumulates from planetary differentiation? *Meteoritics & Planetary Science*, 53(3), 514–546.

Hanna, K. D., & Sprague, A. L. (2009). Vesta and the HED meteorites: Mid-infrared modeling of minerals and their abundances. *Meteoritics & Planetary Science*, 44(11), 1755–1770.

Hsu W. and Crozaz G. (1996). Mineral chemistry and the petrogenesis of eucrites: I. Noncumulate eucrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(22):4571-4591.

I

Ikeda, Y., and Takeda, H., (1985). A model for the origin of basaltic achondrites based on the Yamato 7308 howardite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 90(S02):C649-C663.

Irving, A. J., Kuehner, S. M., Carlson, R. W., Rumble, D., Hupé, A. C., & Hupé, G. M. (2005). Petrology and multi-isotopic composition of olivine diogenite NWA 1877: A mantle peridotite in the proposed hedo group of meteorites. *Lunar and Planetary Science XXXVI*, 2.

Irving, A. J., Bunch, T. E., Kuehner, S. M., Wittke, J. H., & Rumble, D. (2009). Peridotites related to 4Vesta: deep crustal igneous cumulates and mantle. 40th Lunar and Planetary Science Conference.

J

Jaumann, R., Williams, D. A., Buczkowski, D. L., Yingst, R. A., Preusker, F., Hiesinger, H., Sierks, H. (2012). Vesta's Shape and Morphology. *Science*, 336(6082), 687–690.

Jones, J., Mittlefehldt, D. W., Jurewicz, A., Lauer, Jr H., Hanson, B., Paslick C., and McKay, G. (1996). The origin of Eucrites: An experimental perspective. In *Evolution of Igneous*

Références bibliographiques

Asteroids: Focus on Vesta and the HED Meteorites, pp. 15.

Jurewicz, A., Mittlefehldt, D., and Jones, J., (1991). Partial Melting of the Aliende (CV3) Meteorite: Implications for Origins of Basaltic Meteorites. *Science* 252(5006):695-698.

Jurewicz, A. J. G., Mittlefehldt, D. W., and Jones, J. H., (1995). Experimental partial melting of the St. Severin (LL) and Lost City (H) chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(2):391-408.

K

Keil, K. (2002). Geological History of Asteroid 4 Vesta: The “Smallest Terrestrial Planet.” In *Asteroids III*, Ed. by W. Bottke, A. Cellino, P. Paolicchi, R. P. Binzel (University of Arizona Press, Tucson, 2002), 573–584.

L

Larson, H. P., & Fink, U. (1975). Infrared spectral observations of asteroid 4 Vesta. *Icarus*, 26(4), 420–427.

Lefevre, M., & Wiczorek, M. (2008). Nonuniform cratering of the terrestrial planets. *Icarus*, 197(1), 291–306.

Lindsley D.H. and Burnham C.W. (1970). Pyroxferroite: stability and x-ray crystallography of synthetic Ca (0.15) Fe (0.85) SiO₃ Pyroxenoid. *Science*, vol.168, pp.364-367.

Lodders, K. (2000). An Oxygen Isotope Mixing Model for the Accretion and Composition of Rocky Planets. In W. Benz, R. Kallenbach, & G. W. Lugmair (Eds.), *From Dust to Terrestrial Planets* (Vol. 9, pp. 341–354). Dordrecht: Springer Netherlands.

Longhi, J., and Pan, V., (1988). Phase equilibrium constraints on the howardite-eucrite-diogenite association. In Lunar and Planetary Science Conference Proceedings, pp. 459-470.

Lugmair, G. W., and Shukolyukov, A., (1998). Early solar system timescales according to ⁵³Mn-⁵³Cr systematics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62(16):2863-2886.

Lunning, N. G., McSween, H. Y., Tenner, T. J., Kita, N. T., & Bodnar, R. J. (2015). Olivine and pyroxene from the mantle of asteroid 4 Vesta. *Earth and Planetary Science Letters*, 418, 126–135.

M

Références bibliographiques

- Mandler, B.E., Elkins-Tanton, L.T. (2013). The origin of eucrites, diogenites, and olivine diogenites: Magma ocean crystallization and shallow magma chamber processes on Vesta. *Meteoritics & Planetary Science* 48(11)2333–2349.
- Marzari, F., Celli, o, A., Davis, D. R., Farinella, P., Zappala, V., & Vanzani, V. (1996). Origin and evolution of the Vesta asteroid family. *Astron. Astrophys*, 316, 248–262.
- Mason B. (1962) *Meteorites*. Wiley, New York. 274 pp.
- Mayne, R. G. (2008). *Investigating the petrogenesis of the basaltic crust of asteroid 4vesta: Acombined petrologic spectral study of the unbrecciated eucrites*. The University of Tennessee, Knoxville.
- Mayne, R.G., McSween, H. Y., McCoy, T. J., & Gale, A. (2009). Petrology of the unbrecciated eucrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(3), 794–819.
- McCord, T. B., Adams, J. B., & Johnson, T. V. (1970). Asteroide Vesta: Spectral Reflectivity and Compositional Implications. *Science*, 168, 1445–1447.
- McCoy, T. J., Beck, A. W., Prettyman, T. H., & Mittlefehldt, D. W. (2015). Asteroid (4) Vesta II: Exploring a geologically and geochemically complex world with the Dawn Mission. *Chemie Der Erde - Geochemistry*, 75(3), 273–285.
- McFadden, L. A., McCord, T. B., & Pieters, C. (1977). Vesta: The first pyroxene band from new spectroscopic measurements. *Icarus*, 31(4), 439–446.
- McSween, H. Y., Mittlefehldt, D. W., Beck, A. W., Mayne, R. G., & McCoy, T. J. (2011). HED Meteorites and Their Relationship to the Geology of Vesta and the Dawn Mission. *Space Science Reviews*, 163(1–4), 141–174.
- McSween, H. Y., Mittlefehldt, D. W., Beck, A. W., Mayne, R. G., and McCoy, T. J., (2012). HED meteorites and their relationship to the geology of Vesta and the Dawn mission. In *The Dawn Mission to Minor Planets 4 Vesta and 1 Ceres*: Springer. pp. 141-174.
- McSween, H. Y., Ammannito, E., Reddy, V., Prettyman, T. H., Beck, A. W., Cristina De Sanctis, M. & Russell, C. T. (2013). Composition of the Rheasilvia basin, a window into Vesta's interior: RHEASILVIA COMPOSITION. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(2), 335–346.
- Meyer, B. S., Nittler, L. R., Nguyen, A. N. & Messenger, S. (2008). Nucleosynthesis and Chemical Evolution of Oxygen. In G. J. MacPherson, (ed.). *Oxygen in the Solar System. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*; Vol. 68. Mineralogical Society of America, Washington, pp 31-53.
- Miller, M. F., Franchi, I. A., Sexton, A. S., & Pillinger, C. T. (1999). High precision $\delta^{17}\text{O}$

Références bibliographiques

- isotope measurements of oxygen from silicates and other oxides: method and applications. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 13(13), 1211–1217.
- Miller, Martin F. (2002). Isotopic fractionation and the quantification of ^{17}O anomalies in the oxygen three-isotope system: an appraisal and geochemical significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(11), 1881–1889.
- Mittlefehldt, D. W. (1994). The genesis of diogenites and HED parent body petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(5), 1537–1552.
- Mittlefehldt, D. W., McCoy, T. J., Goodrich, C. A., and Kracher, A. (1998). Non-chondritic meteorites from asteroidal bodies. In Planetary materials, edited by Papike J. J. Reviews in Mineralogy, vol. 36. Washington, D.C.: Mineralogical Society of America. pp. 4-001–4-196.
- Mittlefehldt, D. W., Beck, A. W., Lee, C.-T. A., McSWEEN, H. Y., & Buchanan, P. C. (2012). Compositional constraints on the genesis of diogenites: The genesis of diogenites. *Meteoritics & Planetary Science*, 47(1), 72–98.
- Mittlefehldt, D. W., & Peng, Z. X. (2013a). Petrologic and in situ geochemical constraints on diogenite genesis. *44th Lunar and Planetary Science Conference.*, (abstract #1285).
- Mittlefehldt, David W., Herrin, J. S., Quinn, J. E., Mertzman, S. A., Cartwright, J. A., Mertzman, K. R., & Peng, Z. X. (2013b). Composition and petrology of HED polymict breccias: The regolith of (4) Vesta. *Meteoritics & Planetary Science*, 48(11), 2105–2134.
- Mittlefehldt, David W. (2015). Asteroid (4) Vesta: I. The howardite-eucrite-diogenite (HED) clan of meteorites. *Chemie Der Erde - Geochemistry*, 75(2), 155–183.
- Miyamoto, M., Takeda, H. (1977). Evaluation of a crust model of eucrites from the width of exsolved pyroxene. *Geochem. J.*11,161–169.
- Mizzon, H. (2015). *The magmatic crust of Vesta. Thèse de doctorat* Université de Toulouse. P.202.
- Mori, H., Takeda, H. (1981). Thermal and deformational histories of diogenites as inferred from their microtextures of orthopyroxene. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 266–274.

P

- Papike, J. J., Karner, J. M., & Shearer, C. K. (2001). Mn-Fe systematics from planetary basalts: an indicator of planetary parentage. In Lunar and Planetary Science XXXII. *32nd Lunar and Planetary Science XXXII*, 1009.

Références bibliographiques

Papike, J. J., Karner, J. M., & Shearer, C. K. (2003). Determination of planetary basalt parentage: A simple technique using the electron microprobe. *American Mineralogist*, 88(2–3), 469–472.

Pilcher, F. (1979). Circumstances of minor planet discovery. In *Asteroids (T. Gehrels, Ed.) Univ. of Arizona, Tucson*, 1130–1154.

R

Righter, K., & Drake, M. J. (1997). A magma ocean on Vesta: Core formation and petrogenesis of eucrites and diogenites. *Meteoritics & Planetary Science*, 32(6), 929–944.

Righter, K., and Drake, M. J., (2000). Metal/silicate equilibrium in the early Earth—New constraints from the volatile moderately siderophile elements Ga, Cu, P, and Sn. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64(20):3581-3597.

Russell, C. T., Raymond, C. A., Coradini, A., McSween, H. Y., Zuber, M. T., Nathues, A., Titus, T. N. (2012). Dawn at Vesta: Testing the Protoplanetary Paradigm. *Science*, 336(6082), 684–686.

Russell, C. T., Raymond, C. A., Jaumann, R., McSween, H. Y., De Sanctis, M. C., Nathues, A., Joy, S. P. (2013). Dawn completes its mission at 4 Vesta. *Meteoritics & Planetary Science*, 48(11), 2076–2089.

Ruzicka, A., Snyder, G. A., and Taylor, L. A., (1996). Asteroid 4 Vesta as the HED parent body: Implications for a metallic core and magma ocean crystallization. In *Evolution of Igneous Asteroids: Focus on Vesta and the HED Meteorites*, pp. 23.

Ruzicka, A., Snyder, G. A., & Taylor, L. A. (1997). Vesta as the howardite, eucrite and diogenite parent body: Implications for the size of a core and for large-scale differentiation. *Meteoritics & Planetary Science*, 32(6), 825–840.

S

Sack, R. O., Azeredo, W. J., & Lipschutz, M. E. (1991a). Olivine diogenites: The mantle of the eucrite parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(4), 1111–1120.

Sack, R. O., & Ghiorso, M. S. (1991b). Chromian spinels as petrogenetic indicators: Thermodynamics and petrological application. *American Mineralogist*, 76, 827–847.

Schäfer, M., Nathues, A., Williams, D. A., Mittlefehldt, D. W., Le Corre, L., Buczowski, D. L., Russell, C. T. (2014). Imprint of the Rheasilvia impact on Vesta – Geologic mapping of quadrangles Gegania and Lucaria. *Icarus*, 244, 60–73.

Références bibliographiques

- Schenk, P., O'Brien, D. P., Marchi, S., Gaskell, R., Preusker, F., Roatsch, T., Russell, C. (2012). The Geologically Recent Giant Impact Basins at Vesta's South Pole. *Science*, 336(6082), 694–697.
- Schmitt, R. T. (2000). Shock experiments with the H6 chondrite Kernouvé: Pressure calibration of microscopic shock effects. *Meteoritics & Planetary Science*, 35(3), 545–560.
- Seddiki, A., Cottin, J. Y., Moine, B., Remaci-Benaouda, N., Bascou, J., Renac, C., Belhaï, J. (2007). Etude de quelques achondrites basaltiques découvertes au Sahara du Sud-Ouest algérien. *Bull. Service Géol. National. Algérie*, 18, n°3, pp1-20.
- Seddiki, A. (2011). Inventaire, pétrologie et géochimie du cortège de roches magmatiques (terrestres et extra-terrestres) retrouvées dans les régions de Chegga et d'Aftout (Eglabs, Dorsale Reguibat, Sahara du Sud-Ouest algérien). Université d'Oran, pp.191.
- Seddiki A.; Moine B.; Cottin J.Y.; Bascou J.; Godard M.; Faure F.; Bourot-Denise M. & Remaci N. (2013). A mineralogical and geochemical study of polymict eucrite discovered in Sahara of southwest Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*; 6:3175–3184.
- Seddiki, A., Moine, B. N., Kared, R., Cottin, J. Y. (2017). Eucrites from Algeria: Evidences of impact cratering events on asteroid 4Vesta. *Conference Paper*, 2.
- Shannon, R. D. (1976). Revised Effective Ionic Radii and Systematic Studies of Interatomic Distances in Halides and Chalcogenides. *Acta Cryst.*, A32, 751.
- Shearer, C. K., Fowler, G. W., & Papike, J. J. (1997). Petrogenetic models for magmatism on the eucrite parent body: Evidence from orthopyroxene in diogenites. *Meteoritics & Planetary Science*, 32(6), 877–889.
- Shearer, C. K., Burger, P., & Papike, J. J. (2010). Petrogenetic relationships between diogenites and olivine diogenites: Implications for magmatism on the HED parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(16), 4865–4880.
- Smith D. (1972). Stability of iron-rich pyroxene in the system CaSiO₃-FeSiO₃-MgSiO₃. *American Mineralogist*, vol.57, pp.1413-1428.
- Stöffler, D, Ostertag, R., Jammes, C., Pfannschmidt, G., Gupta, P. R. S., Simon, S., Beauchamp, R. (1986). Shock metamorphism and petrography of the Shergotty achondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(6), 889–903.
- Stöffler, Dieter, Keil, K., & Edward R.D, S. (1991). Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(12), 3845–3867.

Références bibliographiques

Stolper, E. (1975). Petrogenesis of eucrite, howardite and diogenite meteorites. *Nature*, 258, 220–222.

Stolper, E. (1977). Experimental petrology of eucritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(5), 587–611.

T

Takeda, H. (1997). Mineralogical records of early planetary processes on the howardite, eucrite, diogenite parent body with reference to Vesta. *Meteoritics & Planetary Science*, 32(6), 841–853.

Thomas, P. C., Binzel, R. P., Gaffey, M. J., Storrs, A. D., Wells, E. N., & Zellner, B. H. (1997). Impact Excavation on Asteroid 4 Vesta: Hubble Space Telescope Results. *Science*, 277(5331), 1492–1495.

Toplis, M. J., Mizzon, H., Monnereau, M., Forni, O., McSween, H. Y., Mittlefehldt, D. W., & Russell, C. T. (2013). Chondritic models of 4 Vesta: Implications for geochemical and geophysical properties. *Meteoritics & Planetary Science*, 48(11), 2300–2315.

V

Van, A. E., Ryan, C.G., Griffin, W.L. (2001). GLITTER Version 4 User's manual On-line Interactive Data Reduction For the LA-ICP-MS Microprobe; Macquarie Research Ltd: North Ryde. New South Wales, Australia. 71 p.

W

Warren, P. H., (1985). Origin of howardites, diogenites and eucrites: A mass balance constraint. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49(2):577-586.

Warren, P. H. and Jerde, E. A., (1987). Composition and origin of Nuevo Laredo trend eucrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51(3):713-725.

Warren, P. H., Kallemeyn, G. W., Huber, H., Ulff-Møller, F., & Choe, W. (2009). Siderophile and other geochemical constraints on mixing relationships among HED-meteoritic breccias. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(19), 5918–5943.

Warren, P. H., Rubin, A. E., Isa, J., Gessler, N., Ahn, I., & Choi, B.-G. (2014). Northwest Africa 5738: Multistage fluid-driven secondary alteration in an extraordinarily evolved eucrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 141, 199–227.

Références bibliographiques

- Weisfeiler, M., Turcotte, D. L., & Kellogg, L. H. (2017). Modeling the early evolution of Vesta. *Meteoritics & Planetary Science*, 52(5), 859–868.
- Wieler, R. (2002). Cosmic-Ray-Produced Noble Gases in Meteorites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1), 125–170.
- Wilkening, L. L. (1973). Foreign inclusions in stony meteorites—I. Carbonaceous chondritic xenoliths in the Kapoeta howardite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(8), 1985–1989.

Y

- Yamaguchi A. (2000). Spinels in basaltic eucrites: implication for crystallisation and metamorphic history. 63th Annual Meteoritical Society Meetings.
- Yamaguchi, A., Taylor, G. J., Keil, K., Floss, C., Crozaz, G., Nyquist, L. E., & Shih, C.-Y. (2001). Post-crystallization reheating and partial melting of eucrite EET90020 by impact into the hot crust of asteroid 4Vesta 4.5 Ga ago. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(20), 23.
- Yamaguchi, A., Setoyanagi, T., & Ebihara, M. (2006). An anomalous eucrite, Dhofar 007, and a possible genetic relationship with mesosiderites. *Meteoritics & Planetary Science*, 41(6), 863–874.

Z

- Zolensky, M. E., Weisberg, M. K., Buchanan, P. C., & Mittlefehldt, D. W. (1996). Mineralogy of carbonaceous chondrite clasts in HED achondrites and the Moon. *Meteoritics & Planetary Science*, 31(4), 518–537.
- Zuber, M. T., McSween, H. Y., Binzel, R. P., Elkins-Tanton, L. T., Konopliv, A. S., Pieters, C. M., & Smith, D. E. (2011). Origin, Internal Structure and Evolution of 4 Vesta. *Space Science Reviews*, 163(1–4), 77–93.

<http://clubgeologiqueidf.fr/accueil/2018/05/03/les-meteorites/>

(Crédit d'image : NASA/JPL-Caltech)

(Image NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/Carnegie Institution of Washington).

Annexes

Annexe I : Techniques analytiques

1. Préparation des échantillons

Lors de cette étude nous avons fabriqué des sections polies de chaque météorite sélectionnée pour ce travail. Ces sections polies ont été d'abord examinées optiquement au microscope électronique en lumière réfléchie et au microscope électronique à balayage. Ensuite, elles ont été examinées à la microsonde électronique et à l'ICP-MS à ablation laser afin d'effectuer respectivement les analyses des éléments majeurs et en traces. Les plots fabriqués ont les surfaces cumulatives suivantes : (la diogénite à olivine NWA 4255 = 4 cm², la diogénite NWA 4272 = 2 cm², l'eucrite AW 200 = 9 mm x 2 cm, l'eucrite Tata = 4.5 mm², l'eucrite Soueliki = 5 mm x 1.5 cm, l'eucrite Said = 10.5 x 7.5 mm et l'howardite NWA 2251 = 1.4 cm²).

De plus, nous avons préparé des poudres pour réaliser les analyses des éléments majeurs et en traces de roche totale et les analyses isotopiques de l'oxygène. Nous avons fait un broyage manuel pour préparer les poudres à analyser. Nous avons donc utilisé un pilon et un mortier en agate qui est très adapté pour les météorites puisqu'il garantit un broyage sans contamination. Une partie de la poudre a été distribuée pour faire les analyses de la roche totale, tandis que l'autre partie a été envoyée au Laboratoire Planetary and Space Sciences Research Institute, Open University (Royaume Uni) pour effectuer les analyses isotopiques de l'oxygène.

2. Analyse des éléments majeurs et en traces des minéraux

2.1. Les éléments majeurs

2.1.1. La microsonde électronique

Les analyses des éléments majeurs et en traces des minéraux ont été déterminées à l'aide d'une microsonde électronique (CAMECA SX 100, voltage : 15kV, intensité : 20nA), au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand – France (**Fig.1**). Les standards étaient des minéraux naturels et synthétiques. Le temps de comptage est 30 secondes et la correction ZAF a été appliquée. Les limites de détection de cette microsonde électronique sont (LOD = 50-100 ppm selon les éléments). Les analyses obtenues des minéraux silicatés à la microsonde ont été rejetées si le total des oxydes n'était pas de 100 ± 2 % à l'exception des spinelles, et seules les analyses acceptables sont tracées dans les diagrammes et données dans les tableaux (**Voir annexe 2**). Cet appareil nous a permis également de collecter des images BSE (Backscatter electron) de bonnes qualités.

Annexe I : Techniques analytiques

Il convient de noter que nous avons procédé à la métallisation de toutes les surfaces de nos plots d'échantillons avant de les introduire pour réaliser l'analyse à la microsonde électronique. Nous avons donc déposé une couche fine de carbone à la surface de chaque plot par vaporisation d'un fil de graphite pur à l'aide d'un évaporateur de carbone (**Fig.3**). Cette étape de métallisation est nécessaire non seulement parce qu'elle les rend conductrices, mais surtout elle offre de bonnes conditions de calibration.

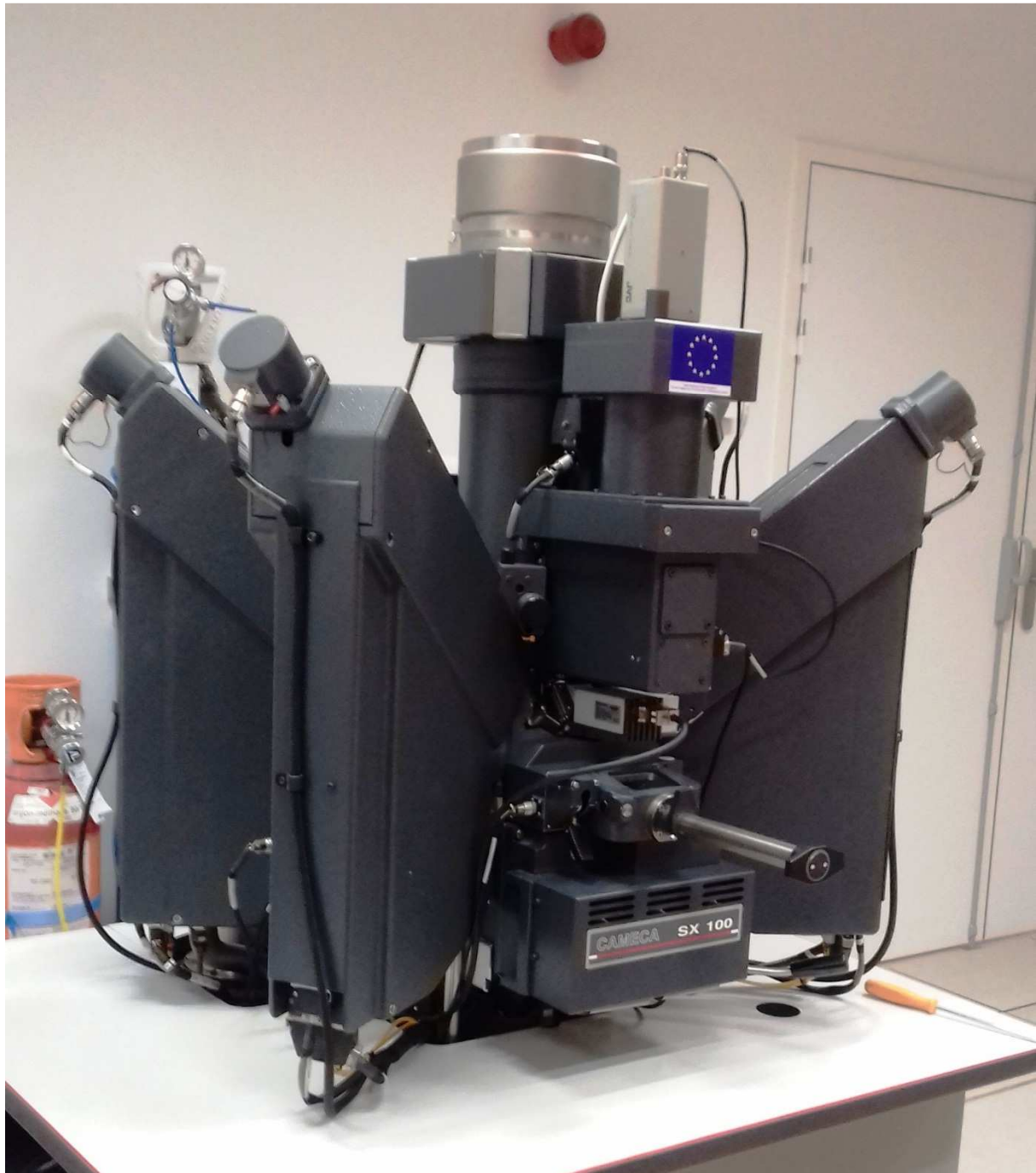


Fig. 1 : Microsonde électronique du Laboratoire Magmas et Volcans, utilisé dans cette étude.



Fig. 2 : Evaporateur de carbone du Laboratoire Magmas et Volcans.

2.2. Les éléments en traces

2.2.1. L'ICP-MS à ablation laser

Les concentrations des éléments en traces ont été acquises par un ICP-MS à ablation laser (Laser-Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) au Laboratoire Magmas et Volcans, France, en utilisant un laser RESONETICS RESOLUTION M-50 alimenté par un système laser ATL ATLEXEXCIMER à impulsion ultra-courte. L'échantillon a subi une ablation dans une atmosphère He à l'aide d'un laser à longueur d'onde de 193 nm commandé par ordinateur et équipé d'un laser ATL à impulsion ultra-courte durée (< 4 ns). Le temps d'acquisition était 90 secondes pour le fond et de 60 secondes pour le signal. Les standards internationaux NIST612 et BCR2 (Basalte du fleuve Columbia) ont été utilisés comme standards externes. Quatre analyses ont été effectuées sur ces normes avant et après chaque

Annexe I : Techniques analytiques

série d'analyse. Toutefois, le Si, le Ti et le Ca sont utilisés comme standards internes. Les limites de détection (LD) de tous les éléments analysés sont inférieures à 1 ppb. La reproductibilité et la précision des analyses ont été estimées par des analyses répétées des standards BCR-2g au début et à la fin de chaque série. Le traitement des données a été effectué avec le logiciel GLITTER (Macquarie Research LTD 2001 ; [Van Achterbergh et al. 2001](#)). Pour chaque analyse, le signal à résolution temporelle de chaque élément a été surveillé pour éliminer les perturbations liées aux inclusions, aux fractures ou au mélange. Les conditions d'analyse étaient de 193 nm de longueur d'onde, 73 μm de diamètre de spot, associé à un taux de répétition de 6Hz.



Fig. 3. Laser du Laboratoire Magmas et Volcans utilisé dans cette étude.

Annexe I : Techniques analytiques

3. Analyse des éléments majeurs et en traces de la roche totale

En ce qui concerne les analyses des éléments majeurs, il nous a semblé utile de suivre deux techniques très différentes pour effectuer ces analyses. La technique des perles de verre et celle de la fusion alcaline. En revanche, pour les éléments en traces, nous avons suivi une seule technique, mais nous l'avons faite dans deux laboratoires différents (Laboratoire Magmas et Volcans et Montpellier).

3.1. Les éléments majeurs

3.1.1. La méthode des perles fondues

Un aliquote de poudre de chaque échantillon a été prélevé (~100 mg) à partir duquel une faible fraction (environ 5mg) a été utilisée pour l'analyse des éléments majeurs. Cette analyse a été faite sur des perles de verre qui ont été préparés au CRPG-Nancy-France. La fraction de 5 mg a été prise de chaque aliquote d'échantillon et a été déposée sur un fil de platine dans une atmosphère d'argon. Elle a été chauffée pendant 5 minute à une température de 1580°C. Le verre fondu obtenu a été plongé dans l'eau. Après avoir été refroidies, ces verres ont formés des perles à l'état solide. Nous avons utilisé ces perles de verre pour fabriquer des plots, puis nous l'avons analysé à la microsonde électronique au laboratoire Magma et Volcans.

3.1.2. La méthode de la fusion alcaline

Nous avons utilisé cette technique analytique pour analyser les éléments majeurs en roche totale des échantillons suivants : NWA 4255, AW 200 et Tata. Nous avons prélevé environ 100 mg de chaque aliquote d'échantillon pour effectuer les analyses des éléments majeurs en utilisant la méthode de fusion alcaline avec LiBO₂ (dilution 1:3). Chaque prélèvement de 100 mg a été mélangé avec 300 mg de métaborate de lithium (LiBO₂). Le mélange a ensuite été placé dans un creuset en graphite (25 mm de diamètre) et chauffé pendant 5 minutes dans un four à induction magnétique à 2KW (1100°C). Le verre obtenu a été mélangé avec 50 ml de solution de HNO₃ 1M dans un flacon en polystyrène. La bille de verre formée a été dissoute par l'acide, puis la solution obtenue est filtrée à travers d'un papier filtre en récupérant la totalité avec de l'eau désionisée dans un flacon jaugé de 200 ml. Les solutions finales ont été analysées par ICP-AES au LMV-Clermont-Ferrand-France. Les conditions d'analyse étaient : (puissance incidente = 1050 W, puissance réfléchie <5 W, drainage = 0,31 / minute). Le standard externe BHVO-2 a été utilisé comme référence pour la précision et la

Annexe I : Techniques analytiques

déviations du contrôle. Les résultats obtenus par cette méthode sont cohérents avec ceux obtenus par la méthode précédente des perles de verre.

3.2. Les éléments en traces

Les compositions des éléments en traces de tous les échantillons (sauf l'eucrite AW 200) ont été analysés en roche totale à l'université Montpellier. Cependant, les échantillons NWA 4255, AW 200 et Tata ont été réanalysés par l'ICP-MS à ablation laser au laboratoire Magmas et Volcans. Pour réaliser ces analyses, nous avons suivi le protocole suivant :

Un prélèvement de poudre de chaque aliquote d'environ 100,28 mg (**Voir tableau 2**) a été sélectionné pour l'analyse des éléments en traces. Pour la dissolution, chaque échantillon de poudre a été dissous dans une solution de mélange : 1 ml 20N de HF et 1 ml de HNO₃ 20N. Les Savillex™ fermés ont été placés sur une plaque chauffante à 100°C pendant 48 heures. Les échantillons ont été évaporés à 70°C. Après évaporation, une deuxième attaque est effectuée avec un mélange de 1 ml de HCl 30N, 4 ml de HF 20N et 1 ml de HClO₄ et chauffée à 100 °C pendant 2 jours. Cette étape est suivie d'une évaporation à 150° C. Une troisième attaque avec un mélange de 1 ml de 30N HCl, 4ml 20N et 1ml HClO₄ a été réalisée. La solution s'évapore ensuite à 150°C. Le résidu est dissous dans 2 ml de HCl 6N HCl, puis évaporé jusqu'à ce que tout le HClO₄ ait été enlevé. Le résidu obtenu est dissous avec 10 ml de HNO₃ 0,4N HNO₃ de reprise et dilué avant de passer à l'étape d'analyse à l'ICP-MS.

Il convient également de noter que deux blancs ont été analysés en suivant le même protocole que nos échantillons pour confirmer que nos échantillons n'ont pas été contaminés pendant la manipulation. De plus, trois standards internationaux mafiques et ultramafiques (BIR1, BCR2 et JP1) ont été utilisés comme standards de calibration externes.

D'autre part, nous avons envoyé 50 mg de poudre de chaque aliquote à l'Université Montpellier pour vérifier la fiabilité des données. Les résultats obtenus dans les deux laboratoires par la solution-ICP-MS sont cohérents dans le contexte de l'incertitude analytique et de la fiabilité des instruments.

Le tableau ci-dessous (**Tab. 2**) présente un récapitulatif des masses d'aliquotes de tous les échantillons de cette étude. Ces aliquotes ont été analysées à des laboratoires différents : Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), Laboratoire de l'Université Montpellier (Mtp) et Laboratoire de l'Université Nancy. Les résultats obtenus dans ces trois laboratoires sont très cohérents dans le contexte de l'incertitude analytique et de la fiabilité des instruments.

Annexe I : Techniques analytiques

Tableau N° 2 : Tableau résumant les masses des aliquotes extraites pour effectuer les analyses des échantillons de cette étude (en roche totale).

Echantillon	Aliquote		Pour les analyses des traces		Pour l'analyse des majeurs	
	N°	Masse (mg)	Masse (mg)	Laboratoire	Masse (mg)	Laboratoire
NWA 4255	Aliq. 1	1560	50	Mtp	5	Nancy
			98,41	LMV	100	LMV
	Aliq. 2	1577	100,28	LMV	100	LMV
NWA 4272	Aliq. 1	346	50	Mtp	5	Nancy
AW 200	Aliq. 1	1602	50,63	LMV	100	LMV
Tata	Aliq. 1	550	50	Mtp	5	Nancy
	Aliq. 1		98,8	LMV	100	LMV
Soueliki	Aliq. 1	640	50	Mtp	5	Nancy
Said	Aliq. 1	860	50	Mtp	5	Nancy
NWA 2251	Aliq. 1	1580	50	Mtp		

4. Les analyses isotopiques de l'oxygène

Les analyses isotopiques de l'oxygène ont été effectuées par [R.C. Greenwood](#) au Laboratoire Planetary and Space Sciences Research Institute, à l'aide d'un système de fluoration à infrarouge alimenté par un système laser ([Miller et al., 1999](#)). Toutes les analyses ont été obtenues sur des aliquotes d'environ 2 mg de la roche totale prélevées sur des échantillons de poudres homogénéisées de plus grande taille (voir ci-dessous). L'oxygène a été libéré de l'échantillon par un chauffage avec la présence de BrF₅. Après la fluoration, l'oxygène gazeux libéré était purifié en le faisant passer dans deux tubes d'azote cryogénique et sur un lit de KBr chauffé. L'oxygène gazeux a été analysé à l'aide d'un spectromètre de masse MAT 253 à double entrée. La précision analytique publiée (2σ) pour notre système, basée sur l'analyse répétée des standards internationaux (quartz NBS-28, grenat UWG-2) et internes, est d'environ $\pm 0,08\%$ pour $\delta^{17}\text{O}$; $\pm 0,16\%$ pour $\delta^{18}\text{O}$ et $\pm 0,05\%$ pour $\Delta^{17}\text{O}$ ([Miller et al., 1999](#)). Les analyses isotopiques de l'oxygène sont rapportées dans la notation standard δ , où $\delta^{18}\text{O}$ a été calculé comme : $\delta^{18}\text{O} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{échantillon}} / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{standard}} - 1] \times 1000$ (%) et c'est la même chose pour $\Delta^{17}\text{O}$ en utilisant le rapport ${}^{17}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ (où le standard est **VSMOW** : Vienna Standard Mean Ocean Water). $\Delta^{17}\text{O}$, qui représente l'écart par rapport à la ligne de fractionnement terrestre, a été calculé selon un format linéarisé ([Miller, 2002](#)) :

Annexe I : Techniques analytiques

$\Delta^{17}\text{O} = 1000 \ln (1+\delta^{17}\text{O}/1000) - \lambda 1000 \ln (1+ \delta^{18}\text{O}/1000)$, où $\lambda = 0,5247$, qui a été déterminé à l'aide de 47 échantillons terrestres séparés de roche totale et de minéraux ([Miller, 2002](#); [Miller et al., 1999](#)).

Annexe II : Les tableaux de données

1. Analyses de la diogénite à olivine NWA 4255

Tableau S1 : Compositions des Pyroxènes de la lithologie orthopyroxénitique de la diogénite à olivine NWA 4255

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	55,47	55,76	55,45	55,61	54,93	55,58	55,44	55,75	55,13	55,06	54,95	54,94	55,56	55,47	54,79	55,41
TiO ₂	0,03	0,07	0,02	0,03	0,11	0,02	b.d.	0,04	0,04	0,09	0,10	0,08	0,05	0,04	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	0,28	0,39	0,34	0,28	0,33	0,28	0,35	0,31	0,40	0,36	0,40	0,38	0,35	0,29	0,33	0,36
Cr ₂ O ₃	0,27	0,21	0,22	0,31	0,31	0,24	0,34	0,22	0,30	0,25	0,29	0,24	0,34	0,21	0,33	0,30
FeO	16,01	16,13	16,18	15,94	16,26	16,75	15,78	15,69	16,61	16,54	16,34	16,37	15,98	16,58	16,22	16,21
MnO	0,58	0,64	0,62	0,66	0,62	0,54	0,61	0,62	0,60	0,59	0,49	0,60	0,60	0,68	0,58	0,49
MgO	27,04	26,89	27,13	27,14	26,65	27,20	27,30	27,39	26,76	26,40	26,68	26,48	27,09	26,61	26,89	27,04
CaO	0,75	0,76	0,77	0,83	0,78	0,76	0,71	0,79	0,85	0,78	0,83	0,81	0,71	0,86	0,75	0,80
Na ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00
K ₂ O	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,46	100,84	100,76	100,85	100	101,37	100,54	100,82	100,69	100,12	100,09	99,93	100,70	100,79	99,93	100,64
Molar quantities																
Fe/Mn	26,98	24,94	25,57	23,91	26,02	30,43	25,34	25,01	27,21	27,42	32,64	26,70	26,44	24,03	27,35	32,83
Fe/Mg	33,22	33,65	33,46	32,96	34,23	34,56	32,43	32,13	34,81	35,15	34,37	34,68	33,09	34,96	33,85	33,64
Mg #	75,06	74,82	74,93	75,21	74,50	74,32	75,51	75,68	74,18	73,99	74,42	74,25	75,13	74,10	74,71	74,83
Fe#	24,94	25,18	25,07	24,79	25,50	25,68	24,49	24,32	25,82	26,01	25,58	25,75	24,87	25,90	25,29	25,17
Wo %	1,48	1,51	1,50	1,62	1,55	1,48	1,39	1,54	1,67	1,55	1,63	1,61	1,39	1,70	1,48	1,57
En %	73,95	73,70	73,80	73,99	73,34	73,22	74,46	74,52	72,94	72,84	73,21	73,06	74,09	72,84	73,60	73,65
Fs %	24,57	24,80	24,69	24,39	25,10	25,31	24,15	23,94	25,39	25,61	25,16	25,34	24,52	25,46	24,91	24,78

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S1 : Suite

N°	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO2	55,82	55,31	54,83	55,40	55,52	54,94	55,24	55,79	55,54	55,35	55,03	55,36	55,30	55,77	55,29	55,02
TiO2	0,04	0,11	0,04	0,01	0,02	0,04	0,06	0,07	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07	0,02	b.d.
Al2O3	0,31	0,35	0,40	0,34	0,32	0,32	0,31	0,40	0,38	0,36	0,39	0,37	0,30	0,27	0,37	0,33
Cr2O3	0,21	0,33	0,34	0,25	0,21	0,32	0,21	0,26	0,24	0,30	0,36	0,37	0,90	0,24	0,39	0,25
FeO	16,31	15,92	16,13	16,43	15,95	16,32	15,87	15,90	15,75	16,00	15,84	16,26	15,85	15,68	16,00	16,29
MnO	0,56	0,65	0,61	0,55	0,61	0,59	0,57	0,53	0,61	0,59	0,63	0,59	0,62	0,58	0,53	0,58
MgO	27,35	26,81	27,09	27,03	26,99	26,83	27,48	27,26	27,18	26,87	27,05	26,90	27,20	27,25	27,11	26,85
CaO	0,73	0,80	0,79	0,85	0,75	0,76	0,68	0,77	0,72	0,71	0,73	0,80	0,72	0,81	0,80	0,84
Na2O	0,03	0,06	0,09	0,00	0,01	0,01	0,06	0,03	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01
K2O	0,00	0,01	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Total Molar quantities	101,35	100,34	100,35	100,87	100,40	100,14	100,48	101,02	100,51	100,24	100,10	100,72	100,97	100,67	100,52	100,16
Fe/Mn	28,77	24,21	25,97	29,27	25,65	27,41	27,33	29,64	25,49	26,62	24,65	26,97	25,00	26,66	29,52	27,84
Fe/Mg	33,46	33,30	33,41	34,10	33,16	34,13	32,41	32,71	32,51	33,39	32,85	33,92	32,68	32,28	33,10	34,02
Mg #	74,93	75,02	74,95	74,57	75,10	74,55	75,52	75,35	75,47	74,97	75,27	74,67	75,37	75,60	75,13	74,61
Fe#	25,07	24,98	25,05	25,43	24,90	25,45	24,48	24,65	24,53	25,03	24,73	25,33	24,63	24,40	24,87	25,39
Wo %	1,42	1,58	1,54	1,65	1,48	1,50	1,33	1,51	1,41	1,40	1,43	1,57	1,42	1,59	1,57	1,65
En %	73,87	73,83	73,80	73,34	73,99	73,44	74,52	74,21	74,40	73,92	74,19	73,50	74,30	74,39	73,95	73,39
Fs %	24,71	24,59	24,66	25,01	24,53	25,06	24,15	24,28	24,19	24,68	24,37	24,93	24,28	24,02	24,48	24,97

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S1 : Suite

N°	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	Mean	S.DEV
SiO2	55,82	55,21	55,37	55,42	55,42	55,57	55,10	55,46	55,31	55,51	55,48	55,46	54,99	55,53	55,36	0,27
TiO2	0,06	0,05	0,04	b.d.	0,06	0,07	0,03	0,07	0,05	0,05	0,04	0,04	0,06	0,03	0,05	0,02
Al2O3	0,34	0,45	0,36	0,32	0,35	0,35	0,27	0,32	0,34	0,31	0,29	0,23	0,33	0,33	0,34	0,04
Cr2O3	0,30	0,43	0,30	0,30	0,25	0,33	0,26	0,30	0,37	0,39	0,27	0,21	0,28	0,28	0,30	0,11
FeO	16,10	16,26	16,09	15,90	15,95	16,20	15,95	16,24	16,15	15,97	15,88	15,83	15,98	16,19	16,10	0,25
MnO	0,59	0,61	0,60	0,60	0,65	0,55	0,62	0,64	0,65	0,57	0,60	0,58	0,60	0,60	0,60	0,04
MgO	27,01	26,79	27,20	26,73	27,01	26,90	26,94	27,10	27,13	27,51	26,96	27,13	27,25	27,12	27,02	0,24
CaO	0,75	0,89	0,76	0,76	0,76	0,78	0,83	0,80	0,79	0,82	0,82	0,75	0,78	0,71	0,78	0,05
Na2O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02
K2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Total Molar quantities	100,98	100,68	100,73	100,03	100,47	100,79	99,99	100,92	100,81	101,12	100,34	100,25	100,27	100,81		
Fe/Mn	27,08	26,26	26,32	26,14	24,21	28,92	25,33	25,02	24,31	27,57	26,02	27,08	26,02	26,40	26,75	1,99
Fe/Mg	33,43	34,05	33,19	33,38	33,13	33,78	33,22	33,62	33,38	32,57	33,04	32,74	32,89	33,49	33,44	0,72
Mg #	74,94	74,60	75,08	74,98	75,11	74,75	75,06	74,84	74,97	75,43	75,17	75,33	75,25	74,91	74,94	0,40
Fe#	25,06	25,40	24,92	25,02	24,89	25,25	24,94	25,16	25,03	24,57	24,83	24,67	24,75	25,09	25,06	0,40
Wo %	1,47	1,75	1,49	1,51	1,49	1,54	1,63	1,56	1,55	1,59	1,61	1,48	1,52	1,39	1,53	0,09
En %	73,84	73,30	73,96	73,85	73,99	73,60	73,84	73,67	73,81	74,23	73,96	74,22	74,11	73,87	73,80	0,43
Fs %	24,69	24,96	24,55	24,65	24,51	24,86	24,53	24,77	24,64	24,18	24,43	24,30	24,37	24,74	24,68	0,39

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S2 : Compositions des chromites de la diogénite à olivine NWA 4255

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO₂	0,02	0,05	0,07	0,00	0,00	0,14	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,10
TiO₂	0,37	0,46	0,56	0,57	0,63	0,52	0,51	0,62	0,54	0,64	0,49	0,35	0,65	0,46	0,40
Al₂O₃	7,94	7,68	7,43	7,27	7,29	6,96	7,21	7,07	7,22	7,15	7,13	7,13	7,48	7,10	7,17
Cr₂O₃	57,38	58,84	59,38	58,60	59,32	56,92	59,08	58,66	59,90	59,36	59,33	58,49	58,21	59,18	58,69
FeO	28,53	27,90	27,88	26,77	27,31	28,00	27,44	26,91	27,52	26,71	27,63	28,02	26,83	28,33	28,25
MnO	0,69	0,67	0,56	0,63	0,59	0,57	0,61	0,65	0,59	0,58	0,62	0,66	0,61	0,70	0,59
MgO	2,89	3,13	3,43	3,91	3,73	3,73	3,54	3,90	3,66	3,93	3,58	3,07	4,04	2,96	3,21
Total	97,82	98,74	99,30	97,75	98,87	96,85	98,41	97,86	99,44	98,41	98,79	97,72	97,81	98,75	98,40
Molar quantities															
Fe/Mn	40,79	41,00	48,96	41,80	45,58	48,14	43,99	40,76	46,01	45,23	44,01	41,53	43,65	39,86	47,23
Mg#	15,57	16,65	18,04	20,85	19,68	20,01	18,86	20,83	19,26	20,81	19,03	15,86	21,43	15,86	17,14
Cr#	82,90	83,71	84,29	84,39	84,53	84,59	84,61	84,76	84,77	84,78	84,80	84,83	83,92	84,83	84,60
Sp	15,42	16,07	15,43	15,29	15,18	14,78	15,11	14,88	14,97	14,95	14,89	14,90	15,69	14,90	15,06
Chrm	81,23	82,54	82,75	83,18	82,90	83,30	83,06	83,45	83,32	83,33	83,11	83,33	82,57	83,33	82,70
Usp	1,01	1,24	1,47	1,52	1,69	1,42	1,37	1,66	1,43	1,70	1,30	1,24	1,74	1,24	1,07

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S2 : Suite

N°	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO2	0,01	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,07
TiO2	0,60	0,48	0,64	0,40	0,60	0,65	0,51	0,62	0,60
Al2O3	7,44	7,30	7,13	7,59	7,22	7,06	7,51	7,32	7,31
Cr2O3	59,18	58,97	59,88	58,13	60,44	59,30	58,81	58,04	58,09
FeO	26,81	27,85	26,18	28,21	26,10	26,45	27,31	27,91	27,63
MnO	0,69	0,58	0,60	0,71	0,56	0,64	0,60	0,65	0,58
MgO	3,91	3,26	4,23	3,00	4,24	4,01	3,57	3,47	3,64
Total	98,65	98,48	98,67	98,06	99,15	98,10	98,34	98,08	97,93
Molar quantities									
Fe/Mn	38,45	46,90	43,06	39,12	46,30	40,75	44,76	42,61	46,58
Mg#	20,70	17,38	22,37	16,15	22,45	21,33	18,98	18,99	19,36
Cr#	84,21	84,42	84,93	83,71	84,89	84,93	84,03	84,01	84,21
Sp	15,51	15,32	14,83	15,99	14,95	14,79	15,70	15,72	15,37
Chrm	82,70	82,99	83,60	82,17	83,98	83,39	82,80	82,82	82,80
Usp	1,60	1,29	1,70	1,06	1,57	1,73	1,40	1,37	1,60

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S3 : Composition des Pyroxènes de la lithologie harzburgitique de la diogénite à olivine NWA 4255

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	55,99	55,51	56,09	55,57	55,28	55,44	55,84	55,79	54,10	55,95	55,37	55,95	55,74	55,52	55,78	55,64
TiO2	0,07	0,01	0,02	0,06	0,06	0,09	0,09	0,05	0,07	b.d.	0,07	b.d.	0,05	0,02	0,06	0,01
Al2O3	0,29	0,35	0,12	0,33	0,31	0,27	0,30	0,29	0,27	0,25	0,35	0,27	0,25	0,34	0,33	0,31
Cr2O3	0,24	0,25	0,06	0,24	0,23	0,23	0,16	0,23	0,19	0,17	0,25	0,24	0,20	0,20	0,19	0,21
FeO	15,41	15,56	15,17	15,04	15,75	15,68	15,32	15,92	16,43	16,02	16,22	16,01	15,90	15,73	16,08	15,68
MnO	0,62	0,62	0,55	0,66	0,66	0,69	0,52	0,57	0,66	0,57	0,63	0,55	0,60	0,58	0,58	0,54
MgO	27,62	27,74	28,23	28,11	27,40	27,22	28,02	27,70	26,61	27,54	27,32	27,32	27,47	27,42	27,56	27,42
CaO	0,74	0,76	0,70	0,78	0,75	0,76	0,76	0,71	0,75	0,73	0,77	0,74	0,69	0,70	0,71	0,82
Na2O	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04
K2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
Total	100,99	100,83	100,94	100,83	100,44	100,37	100,99	101,28	99,08	101,23	101,07	101,08	100,93	100,51	101,28	100,68
Molar quantities																
Fe/Mn	24,41	24,88	27,39	22,28	23,42	22,54	29,24	27,40	24,45	27,47	25,44	28,70	26,12	26,78	27,50	28,41
Fe/Mg	31,30	31,46	30,15	30,02	32,24	32,32	30,67	32,25	34,63	32,64	33,31	32,88	32,47	32,19	32,74	32,08
Mg#	76,16	76,07	76,83	76,91	75,62	75,57	76,53	75,61	74,28	75,39	75,02	75,26	75,49	75,65	75,34	75,71
Fe#	23,84	23,93	23,17	23,09	24,38	24,43	23,47	24,39	25,72	24,61	24,98	24,74	24,51	24,35	24,66	24,29
Wo %	1,45	1,48	1,35	1,51	1,47	1,49	1,46	1,37	1,48	1,42	1,50	1,45	1,34	1,37	1,37	1,59
En %	75,05	74,94	75,79	75,75	74,51	74,45	75,41	74,58	73,18	74,32	73,89	74,16	74,47	74,61	74,31	74,51
Fs %	23,49	23,58	22,85	22,74	24,02	24,06	23,13	24,05	25,35	24,26	24,61	24,38	24,18	24,02	24,33	23,90

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S3 : Suite

N°	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO2	55,64	55,54	55,74	55,90	55,54	55,91	55,41	55,54	55,70	55,68	56,14	55,78	55,83	55,87	55,85	55,71	55,89
TiO2	0,01	0,08	0,03	0,07	0,07	0,04	b.d.	0,02	0,02	0,05	b.d.	0,09	0,02	0,05	0,01	b.d.	b.d.
Al2O3	0,31	0,25	0,27	0,16	0,27	0,17	0,29	0,20	0,27	0,29	0,31	0,32	0,31	0,20	0,35	0,33	0,37
Cr2O3	0,21	0,23	0,20	0,17	0,14	0,11	0,22	0,18	0,12	0,17	0,21	0,19	0,24	0,15	0,25	0,23	0,27
FeO	15,68	15,79	15,83	15,58	15,50	15,23	15,46	15,41	15,13	15,15	15,33	15,46	15,16	15,43	15,72	16,19	15,96
MnO	0,54	0,62	0,56	0,57	0,61	0,60	0,62	0,60	0,59	0,58	0,57	0,58	0,50	0,58	0,58	0,64	0,61
MgO	27,42	27,13	27,43	27,78	27,47	28,09	27,48	27,87	27,88	27,86	28,16	27,58	27,79	27,75	27,51	27,82	27,56
CaO	0,82	0,79	0,83	0,73	0,65	0,68	0,71	0,72	0,66	0,73	0,70	0,77	0,71	0,67	0,75	0,78	0,72
Na2O	0,04	0,00	0,00	0,02	0,05	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00
K2O	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	100,68	100,45	100,89	100,99	100,32	100,82	100,19	100,55	100,39	100,51	101,42	100,79	100,58	100,70	101,04	101,70	101,38
Molar quantities																	
Fe/Mn	28,41	25,11	27,96	26,72	25,01	24,80	24,42	25,42	25,47	25,94	26,67	26,12	29,90	26,34	26,68	25,04	25,93
Fe/Mg	32,08	32,65	32,37	31,46	31,65	30,41	31,57	31,01	30,45	30,51	30,55	31,45	30,60	31,18	32,05	32,65	32,48
Mg#	75,71	75,39	75,54	76,07	75,96	76,68	76,01	76,33	76,66	76,62	76,60	76,08	76,57	76,23	75,73	75,39	75,48
Fe#	24,29	24,61	24,46	23,93	24,04	23,32	23,99	23,67	23,34	23,38	23,40	23,92	23,43	23,77	24,27	24,61	24,52
Wo %	1,59	1,55	1,62	1,42	1,28	1,31	1,39	1,40	1,29	1,42	1,36	1,50	1,39	1,30	1,45	1,49	1,40
En %	74,51	74,21	74,32	74,99	74,99	75,68	74,95	75,26	75,67	75,54	75,56	74,94	75,50	75,24	74,63	74,26	74,43
Fs %	23,90	24,23	24,06	23,59	23,74	23,01	23,66	23,34	23,04	23,05	23,08	23,57	23,10	23,46	23,92	24,25	24,17

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S3 : Suite

N°	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	Mean	S.DEV
SiO2	55,89	55,34	55,16	55,51	55,84	56,07	55,52	55,78	55,71	55,87	55,69	55,97	56,04	56,06	55,83	55,71	0,40
TiO2	b.d.	0,05	b.d.	0,06	0,06	0,02	0,04	0,07	0,01	0,07	b.d.	0,03	0,10	0,02	0,04	0,04	0,03
Al2O3	0,37	0,42	0,12	0,17	0,17	0,15	0,17	0,14	0,18	0,37	0,33	0,34	0,24	0,32	0,24	0,26	0,08
Cr2O3	0,27	0,32	0,12	0,21	0,13	0,10	0,14	0,12	0,10	0,24	0,12	0,14	0,14	0,23	0,20	0,19	0,05
FeO	15,96	15,68	15,60	15,03	15,28	15,14	15,77	15,42	15,26	15,44	15,36	15,22	15,27	15,39	15,22	15,55	0,36
MnO	0,61	0,58	0,57	0,51	0,55	0,59	0,58	0,61	0,54	0,61	0,54	0,53	0,60	0,56	0,60	0,58	0,04
MgO	27,56	27,39	27,13	28,04	28,07	27,50	27,47	27,90	28,01	27,68	28,22	26,45	27,69	27,85	27,83	27,67	0,41
CaO	0,72	0,78	0,69	0,90	0,69	0,71	0,71	0,76	0,60	0,74	0,70	0,74	0,67	0,67	0,62	0,72	0,05
Na2O	0,00	0,03	0,01	0,11	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
K2O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Total Molar quantities	101,38	100,60	99,43	100,54	100,82	100,29	100,39	100,80	100,42	101,04	101,00	99,46	100,78	101,11	100,58		
Fe/Mn	25,93	26,67	26,91	29,17	27,60	25,43	26,70	24,74	27,91	24,87	27,97	28,03	24,99	27,22	25,06	26,41	1,72
Fe/Mg	32,48	32,12	32,27	30,06	30,54	30,89	32,21	31,00	30,57	31,29	30,54	32,27	30,92	31,00	30,68	31,55	1,09
Mg#	75,48	75,69	75,60	76,89	76,60	76,40	75,64	76,33	76,59	76,17	76,61	75,60	76,38	76,33	76,52	76,02	0,62
Fe#	24,52	24,31	24,40	23,11	23,40	23,60	24,36	23,67	23,41	23,83	23,39	24,40	23,62	23,67	23,48	23,98	0,62
Wo %	1,40	1,52	1,37	1,75	1,33	1,40	1,39	1,47	1,17	1,44	1,35	1,49	1,31	1,30	1,21	1,41	0,10
En %	74,43	74,54	74,57	75,54	75,58	75,34	74,58	75,21	75,69	75,07	75,57	74,48	75,38	75,34	75,60	74,95	0,64
Fs %	24,17	23,94	24,06	22,71	23,09	23,27	24,02	23,32	23,14	23,49	23,08	24,03	23,31	23,36	23,19	23,64	0,61

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S4 : Compositions des olivines de la diogénite à olivine NWA 4255 (lithologie harzburgitique = les gros grains).

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	38,19	38,05	38,13	37,93	37,99	38,09	38,33	38,27	38,32	38,38	38,21	38,47	38,40	37,66	38,52	38,32
TiO2	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Al2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,04	0,02
FeO	25,30	24,90	25,16	24,99	25,31	25,88	25,94	25,08	25,23	25,57	25,13	25,38	25,11	26,25	25,40	25,39
MnO	0,48	0,52	0,52	0,52	0,46	0,56	0,58	0,47	0,57	0,56	0,48	0,58	0,61	0,55	0,50	0,49
MgO	36,68	36,91	37,06	37,08	37,00	37,09	36,01	36,80	36,81	36,22	36,77	36,70	36,71	36,19	36,73	36,61
CaO	0,01	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,07	0,06	0,03	0,00	0,02	0,03	0,00	0,08	0,03	0,01
Na2O	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02
Total Molar quantities	100,74	100,47	100,98	100,58	100,80	101,66	101,00	100,70	100,99	100,74	100,71	101,19	100,86	100,79	101,23	100,92
Fe/Mn	51,37	47,02	47,71	47,03	54,04	45,53	44,34	52,73	43,23	44,95	51,70	42,73	40,74	46,96	49,94	50,53
Fe/Mg	0,39	0,38	0,38	0,38	0,38	0,39	0,40	0,38	0,38	0,40	0,38	0,39	0,38	0,41	0,39	0,39
Mg#	72,10	72,55	72,42	72,57	72,27	71,87	71,22	72,34	72,23	71,63	72,28	72,05	72,27	71,08	72,05	71,99
Fo	27,90	27,45	27,58	27,43	27,73	28,13	28,78	27,66	27,77	28,37	27,72	27,95	27,73	28,92	27,95	28,01

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S4 : Suite

N°	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	Mean	S.DEV
SiO2	37,73	36,95	38,19	38,05	38,13	37,93	37,99	37,36	37,88	38,16	37,94	37,45	37,89	37,70	38,09	0,38
TiO2	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02
Al2O3	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,02	0,00	0,01	0,01
Cr2O3	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	0,03	0,01
FeO	24,91	26,68	25,30	24,90	25,16	24,99	25,31	25,81	25,22	25,29	25,10	25,22	25,07	25,11	25,36	0,44
MnO	0,48	0,58	0,48	0,52	0,52	0,52	0,46	0,50	0,51	0,55	0,52	0,44	0,45	0,55	0,52	0,05
MgO	36,18	36,73	36,68	36,91	37,06	37,08	37,00	36,04	36,73	36,92	36,72	36,73	36,72	36,81	36,71	0,35
CaO	0,01	0,03	0,01	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,01	0,02	0,04	0,00	0,03	0,02
Na2O	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01
Total Molar quantities	99,31	101,01	100,74	100,47	100,98	100,58	100,80	99,75	100,39	100,97	100,31	99,94	100,18	100,21		
Fe/Mn	51,49	45,25	51,37	47,02	47,71	47,03	54,04	50,38	48,61	45,46	47,10	55,97	54,95	44,62	47,96	3,98
Fe/Mg	0,39	0,41	0,39	0,38	0,38	0,38	0,38	0,40	0,39	0,38	0,38	0,39	0,38	0,38	0,39	0,01
Mg#	72,13	71,05	72,10	72,55	72,42	72,57	72,27	71,34	72,20	72,24	72,28	72,19	72,31	72,33	72,07	0,46
Fo	27,87	28,95	27,90	27,45	27,58	27,43	27,73	28,66	27,80	27,76	27,72	27,81	27,69	27,67	27,93	0,46

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S5 : Compositions des olivines de la diogénite à olivine NWA 4255 (lithologie transitionnelle = les petits grains)

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	Mean	S.DEV
SiO2	37,60	38,13	37,96	38,17	38,15	38,16	38,25	36,97	37,77	38,13	37,96	37,17	37,91	37,39	37,62	0,61
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,02
Al2O3	0,00	0,01	b.d.	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,04	0,03
FeO	26,87	26,53	26,98	26,22	26,07	26,53	26,54	28,07	26,74	26,53	26,98	26,85	25,76	26,00	26,83	0,68
MnO	0,59	0,60	0,60	0,67	0,63	0,66	0,60	0,61	0,53	0,60	0,60	0,56	0,58	0,55	0,58	0,04
MgO	35,50	35,26	35,36	35,60	35,44	35,44	35,01	34,68	35,36	35,26	35,36	35,03	36,45	36,01	35,27	0,73
CaO	0,00	0,02	0,05	0,06	0,06	0,03	0,04	0,07	0,02	0,02	0,05	0,03	0,03	0,03	0,08	0,14
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Total Molar quantities	100,56	100,56	100,95	100,73	100,38	100,87	100,44	100,50	100,45	100,56	100,95	99,69	100,81	100,00		
Fe/Mn	45,12	43,29	44,17	38,77	40,77	39,77	43,65	45,17	49,47	43,29	44,17	47,63	43,94	46,26	45,76	3,95
Fe/Mg	0,42	0,42	0,43	0,41	0,41	0,42	0,43	0,45	0,42	0,42	0,43	0,43	0,40	0,40	0,43	0,02
Mg#	70,19	70,32	70,02	70,76	70,78	70,42	70,16	68,77	70,21	70,32	70,02	69,93	71,61	71,18	70,09	0,87
Fo	29,81	29,68	29,98	29,24	29,22	29,58	29,84	31,23	29,79	29,68	29,98	30,07	28,39	28,82	29,91	0,87

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S6: Compositions en éléments en trace ($\mu\text{g/g}$) des orthopyroxènes, olivines et chromites de la diogénite à olivine NWA 4255.

Lithologies	Harzburgitique							Transitionelle		Orthopyroxénitique					
	Orthopyroxène			Olivine				Orthopyroxène	Pyroxène	Chromite					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ca	4972	4792	4216	1215	429	315	338	4969	4855	5031	4908	72	54	30	84
Sc	13.3	11.7	9.5	4.1	3.77	4.01	3.73	13.4	12.6	12.5	12.1	6.39	6.08	5.71	5.16
Ti	260	239	207	48.7	38	43	39.4	276	259	264	255	3516	3460	3640	3544
V	124	108	91	16.1	15.4	14	16.1	113	109	117	117	5469	5471	5457	5369
Cr	2254	1776	1331	57	58	45	53	1666	1664	2122	2076	37624	37624	37624	376242
Co	13.2	5.81	25.8	133	51	19.9	17.9	5.01	5.14	5.50	5.56	2	2	2	
Ni	4.2	0.371	3.07	23.15	10.6	3.73	2.94	0.386	0.309	0.238	0.254	10.5	11.7	7.8	9.8
Rb	0.006	0.004	0.008	0.016	0.004	0.014	0.067	0.008	0.011	b.d.	b.d.	0.133	0.291	0.389	0.50
Sr	-	0.320	-	11.040	2.1	2.093	4.573	0.209	0.190	0.217	0.182	0.006	0.005	0.004	0.012
Y	0.087	0.078	0.053	0.009	0.003	0.004	0.016	0.098	0.094	0.145	0.137	0.199	0.211	0.246	0.263
Zr	0.103	0.053	0.029	0.019	b.d.	b.d.	b.d.	0.085	0.114	0.217	0.201	0.016	0.018	0.018	0.019
Nb	0.036	0.025	0.024	0.007	0.002	0.002	0.005	0.025	0.026	0.040	0.029	3.83	3.9	3.91	3.93
Ba	b.d.	b.d.	b.d.	6.321	0.949	1.604	4.698	0.067	0.077	b.d.	0.014	3.73	3.75	3.67	3.93
La	0.005	0.002	0.002	0.003	0.001	0.003	0.014	0.002	0.003	0.002	0.002	b.d.	b.d.	b.d.	0.008
Ce	0.013	0.005	0.009	0.004	0.002	0.008	0.036	0.008	0.013	0.012	0.009	b.d.	0.003	0.002	0.008
Pr	0.002	0.001	0.002	0.001	b.d.	0.001	0.004	0.002	0.002	0.003	0.003	b.d.	b.d.	b.d.	0.001
Nd	0.013	0.010	0.010	0.007	b.d.	0.004	0.016	0.018	0.017	0.028	0.024	b.d.	b.d.	b.d.	0.013
Sm	0.005	0.005	0.006	b.d.	b.d.	b.d.	0.005	0.007	0.008	0.015	0.012	0.003	b.d.	b.d.	b.d.
Eu	0.001	0.001	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.002	0.002	0.002	0.002	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Gd	0.009	0.008	0.006	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.010	0.011	0.018	0.016	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Tb	0.002	0.001	0.001	b.d.	b.d.	b.d.	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.001	b.d.	b.d.	b.d.
Dy	0.013	0.011	0.008	b.d.	b.d.	0.002	0.004	0.014	0.015	0.022	0.024	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ho	0.003	0.003	0.002	0.001	b.d.	b.d.	b.d.	0.003	0.003	0.005	0.005	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Er	0.010	0.012	0.008	b.d.	b.d.	b.d.	0.003	0.015	0.014	0.020	0.021	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Tm	0.003	0.003	0.002	0.001	b.d.	b.d.	0.001	0.002	0.003	0.003	0.004	b.d.	b.d.	b.d.6	b.d.
Yb	0.021	0.022	0.017	0.002	b.d.	b.d.	0.007	0.027	0.029	0.034	0.032	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.

Annexe II : Les tableaux de données

Lu	0.005	0.005	0.004	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005	0.005	0.005	0.005	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Hf	0.003	0.004	0.002	0.001	b.d.	b.d.	0.002	0.003	0.003	0.007	0.007	0.023	0.023	0.054	0.019
Ta	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.001	0.008	0.009	0.002	0.008
Pb	0.004	0.002	0.005	0.021	0.006	0.010	0.036	0.006	0.010	0.005	0.005	b.d.	0.003	0.006	b.d.
Th	0.001	b.d.	b.d.	0.001	b.d.	0.001	0.002	b.d.	0.001	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
U	b.d.	b.d.	b.d.	0.029	0.011	0.004	0.017	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ni/Co	0.318	0.064	0.119	0.174	0.209	0.187	0.165	0.077	0.060	0.043	0.046	0.013	0.025	0.050	0.05
(La/Yb)_N	0.16	0.05	0.10	0.92	-	-	1.30	0.05	0.08	0.03	0.04	-	-	-	-
(La/Sm)_N	0.64	0.19	0.27	-	-	-	1.85	0.18	0.28	0.07	0.09	-	-	-	-
(Sm/Yb)_N	0.25	0.26	0.36	-	-	-	0.70	0.30	0.30	0.48	0.43	-	-	-	-
Eu/Eu*	0.43	0.55	-	-	-	-	-	0.66	0.56	0.42	0.35	-	-	-	-
Ce/Ce*	3.71	3.76	4.84	3.05	-	5.16	5.10	3.41	4.59	5.14	4.13	-	-	-	2.76

Tableau S7 : Compositions de fer métal de la diogénite à olivine NWA 4255

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Si	0,06	0,02	0,01	0,01	b.d.	0,02	b.d.	b.d.	0,01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,02	0,01	0,01
S	0,03	0,02	0,01	0,04	b.d.	0,01	b.d.	0,01	0,01	b.d.	b.d.	0,01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Fe	98,16	98,68	99,04	99,36	99,41	99,59	99,74	99,75	99,75	99,83	99,83	99,83	99,31	100,49	99,95	99,79
Co	0,45	0,46	0,51	0,49	0,28	0,30	0,41	0,34	0,34	0,38	0,39	0,42	0,38	0,27	0,39	0,51
Ni	0,14	0,12	b.d.	0,13	0,10	b.d.	0,09	b.d.	b.d.	b.d.	0,11	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Mg	b.d.	b.d.	b.d.	0,01	0,01	b.d.	b.d.	0,01	0,01	0,01	b.d.	b.d.	0,02	b.d.	0,01	b.d.
Mn	0,05	0,04	0,03	0,01	b.d.	0,01	b.d.	0,01	b.d.	0,02	0,01	b.d.	0,03	0,04	0,01	0,02
Cr	0,09	0,05	0,07	0,02	b.d.	0,02	b.d.	0,01	0,11	0,59	0,02	b.d.	0,03	0,01	0,02	0,02
Total	98,98	99,39	99,76	100,05	99,80	99,99	100,24	100,15	100,27	100,86	100,36	100,32	99,83	100,87	100,41	100,41
Fe/Ni	717,02	836,96		786,07	982,32			1102,14					930,38			
Ni/Co	0,30	0,26		0,26	0,36			0,22					0,27			

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S7 : Suite

N°	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	Mean
Si	0,01	b.d.	0,01	0,06	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	
S	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,01	0,01	0,03	0,06	b.d.	b.d.	b.d.	0,02	0,04	
Fe	100,66	99,75	100,44	97,35	96,99	98,02	96,04	98,49	97,73	97,54	96,75	95,92	96,02	
Co	0,47	0,34	0,35	0,60	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,40
Ni	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,08	0,02	0,14	0,11	0,04	b.d.	0,05	0,11	0,07	0,09
Mg	0,03	0,01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,30	0,01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	
Mn	b.d.	0,01	0,03	0,09	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	
Cr	b.d.	0,01	0,02	0,26	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	
Total	101,24	100,15	100,93	98,44	97,23	98,09	96,57	98,72	97,83	97,66	96,81	96,07	96,18	99,23
Fe/Ni					1182,74	4083,96	676,30	911,94	2383,76		1897,06	864,18	1352,44	1336,23
Ni/Co														0,28

Tableau S8 : Compositions des sulfures de la diogénite à olivine NWA 4255

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
S	36,43	36,63	36,78	36,62	35,73	36,66	36,77	35,30	36,81	36,58	36,68	36,36	36,20	36,31	34,95	36,00
Si	0,53	0,06	0,01	b.d.	0,08	0,02	0,01	0,04	0,02	b.d.	0,03	0,06	0,01	0,01	0,31	0,11
Fe	62,52	62,61	62,74	61,60	62,36	62,99	62,83	61,88	62,17	61,78	62,61	62,29	62,09	62,29	60,91	62,35
Co	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,04	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ni	b.d.	b.d.	b.d.	0,02	0,01	0,01	b.d.	0,01	0,02	b.d.	b.d.	0,04	0,03	b.d.	b.d.	0,01
Mg	0,31	0,03	b.d.	b.d.	0,01	b.d.	0,02	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,01	0,01	0,01	0,04	b.d.
Mn	0,05	0,05	0,02	0,04	0,06	b.d.	0,04	0,03	0,01	b.d.	0,04	b.d.	0,04	b.d.	0,01	0,04
Cr	0,04	0,06	0,04	2,29	0,03	0,01	0,08	2,82	1,57	2,42	0,04	0,10	3,43	2,34	0,01	0,01
Cu	0,02	b.d.	0,07	0,05	b.d.	b.d.	b.d.	0,02	0,04	0,01	b.d.	0,02	b.d.	0,03	0,05	0,03
Total	99,91	99,43	99,65	100,62	98,32	99,69	99,75	100,10	100,64	100,79	99,41	98,88	101,82	100,99	96,28	98,57
Fe/Ni	17864,26			3802,73	5375,84	4531,68		10668,90	3342,29		52174,33	1538,12	2148,49			4871,08
Ni/Co					0,29											
S/(Fe+Co)	0,58	0,58	0,59	0,59	0,57	0,58	0,59	0,57	0,59	0,59	0,59	0,58	0,58	0,58	0,57	0,58

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S8 : Suite

N°	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
S	36,87	37,08	36,54	36,63	36,86	36,40	36,54	36,27	36,26	35,31	37,08	36,81
Si	0,01	0,05	0,01	0,05	0,04	b.d.	0,04	0,06	0,07	b.d.	b.d.	b.d.
Fe	62,46	62,22	63,02	62,62	62,53	61,65	62,82	62,51	62,41	62,28	61,57	62,03
Co	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ni	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,01	b.d.	b.d.
Mg	0,01	b.d.	0,01	0,01	0,01	b.d.	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	b.d.
Mn	b.d.	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	b.d.	0,04	0,04	b.d.	b.d.	b.d.
Cr	2,01	0,11	b.d.	b.d.	0,02	3,33	0,07	0,04	0,04	b.d.	b.d.	b.d.
Cu	b.d.	b.d.	0,02	0,04	0,05	0,06	b.d.	0,05	b.d.	b.d.	0,00	0,00
Total	101,35	99,50	99,62	99,37	99,51	101,46	99,48	98,99	98,83	97,67	98,71	98,85
Fe/Ni										6227,50		
S/(Fe+Co)	0,59	0,60	0,58	0,58	0,59	0,59	0,58	0,58	0,58	0,57	0,60	0,59

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S9: Les analyses de la roche totale (éléments majeurs et traces) de la diogénite à olivine NWA 4255

	Aliquot 1 (1560 mg)	Aliquot 1 (1560mg)	Aliquot 2 (1570mg)	Average
	Glass bids (Nancy)	ICP-AES (LMV)	ICP-AES (LMV)	
Mass (mg)	5	100	100	
SiO ₂ (wt%)	53.16	53.46	54.03	53.55
TiO ₂	0.07	0.08	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	0.49	0.64	0.62	0.58
Cr ₂ O ₃	0.56			0.56
FeO	16.29	16.93	16.79	16.67
MnO	0.55	0.58	0.57	0.57
MgO	26.51	27.27	26.60	26.79
CaO	0.84	0.81	0.78	0.81
Na ₂ O	0.07	0.15	0.12	0.11
K ₂ O	0.05	0.17	0.12	0.12
NiO	0.02	-	-	0.02
Sum	98.61	100.11	99.73	
	(Mntp.)	ICP-MS (LMV)	ICPMS (LMV)	
Mass (mg)	50	98.4	100.28	
Li (µg/g)	1.2	1.23	1.22	1.22
Sc	13.2	11.5	11.9	12.17
Ti	278	260	252	263.33
V		169	147	158
Cr		5455	3948	4701.5
Mn		3862	3962	3912
Co	14.7	15.5	13.4	14.53
Ni	3.7	2.43	2.17	2.77
Cu	3.1	2.9	2.42	2.82
Rb	0.079	0,077	0,139	0.098
Sr	1.368	1.12	1.46	1.318
Y	0.167	0.168	0.184	0.173
Zr	0.443	0.417	0.619	0.493
Nb	0.036	0.028	0.037	0.034
Cs	0.005			0.005
Ba	2.25	2.22	1,40	1.957
La	0.032	0.029	0.061	0.041
Ce	0.078	0.069	0.140	0.096
Pr	0.011	0.010	0.018	0.013
Nd	0.054	0.051	0.076	0.060
Sm	0.018	0.018	0.024	0.020
Eu	0.003	0.003	0.004	0.004
Gd	0.024	0.020	0.025	0.023
Tb	0.004	0.004	0.005	0.004
Dy	0.031	0.026	0.029	0.029
Ho	0.007	0.006	0.007	0.007
Er	0.025	0.019	0.022	0.022
Tm	0.004	0.004	0.005	0.004
Yb	0.037	0.038	0.033	0.036
Lu	0.008	0.006	0.007	0.007
Hf	0.014	0.013	0.020	0.016
Ta	0.002	0.002	0.002	0.002
Pb	0.067	0.066	0.134	0.089
Th	0.008	0.007	0.017	0.011
U	0.007	0.006	0.008	0.007
(La/Sm) _N	1.144	1.001	1.570	1.239
(Gd/Lu) _N	0.431	0.461	0.534	0.475
Eu/Eu*	0.429	0.507	0.462	0.466
Ce/Ce*	1.013	0.973	1.020	1.002

Annexe II : Les tableaux de données

2. Analyses de la diogénite NWA 4272

Tableau S10 : Compositions des orthopyroxènes (hypersthènes) de la diogénite NWA 4272

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	54,73	54,61	53,52	54,90	55,34	54,73	54,61	53,52	54,90	55,34	55,30	55,06	55,21	55,23	55,43	55,53
Al2O3	0,84	1,09	1,12	1,07	0,97	0,84	1,09	1,12	1,07	0,97	1,11	0,85	0,95	1,09	0,95	0,93
TiO2	0,15	0,13	0,15	0,20	0,16	0,15	0,13	0,15	0,20	0,16	0,14	0,13	0,14	0,13	0,16	0,17
FeO	14,69	14,66	14,84	14,52	15,08	14,69	14,66	14,84	14,52	15,08	14,57	14,85	14,66	14,46	14,14	14,36
MnO	0,47	0,53	0,39	0,45	0,50	0,47	0,53	0,39	0,45	0,50	0,46	0,47	0,44	0,47	0,39	0,44
MgO	27,05	27,12	27,01	27,22	26,58	27,05	27,12	27,01	27,22	26,58	26,89	27,28	27,27	26,94	26,58	27,20
CaO	1,39	1,31	1,44	1,43	1,11	1,39	1,31	1,44	1,43	1,11	1,66	1,04	1,36	1,58	2,13	1,23
Cr2O3	0,37	0,49	0,56	0,55	0,54	0,37	0,49	0,56	0,55	0,54	0,57	0,49	0,41	0,55	0,39	0,46
NiO	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Na2O	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04
K2O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,03	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01
Total	99,70	100,00	99,07	100,38	100,32	99,70	100,00	99,07	100,38	100,32	100,77	100,18	100,47	100,45	100,21	100,35
Molar quantities																
Fe/Mn	30,79	27,47	38,06	32,22	30,07	30,71	27,39	37,96	32,13	29,99	31,20	31,17	32,51	30,35	35,98	32,43
Fe/Mg	30,47	30,32	30,83	29,92	31,82	30,47	30,32	30,83	29,92	31,82	30,40	30,53	30,16	30,10	29,84	29,62
Mg#	76,65	76,73	76,44	76,97	75,86	76,65	76,73	76,44	76,97	75,86	76,69	76,61	76,83	76,86	77,02	77,15
Fe#	23,35	23,27	23,56	23,03	24,14	23,35	23,27	23,56	23,03	24,14	23,31	23,39	23,17	23,14	22,98	22,85
En%	74,53	74,74	74,26	74,79	74,17	74,53	74,74	74,26	74,79	74,17	74,16	75,04	74,76	74,45	73,75	75,27
Fs%	22,71	22,66	22,89	22,38	23,60	22,71	22,66	22,89	22,38	23,60	22,54	22,91	22,55	22,41	22,01	22,29
Wo%	2,76	2,60	2,84	2,83	2,23	2,76	2,60	2,84	2,83	2,23	3,30	2,05	2,69	3,13	4,24	2,44

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S10 : Suite

N°	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	Mean
SiO2	55,18	55,01	55,32	54,61	55,53	55,95	54,96	55,42	55,57	55,00	54,51	55,12	54,93	54,34	54,34	55,23	54,97
Al2O3	0,97	1,17	0,93	1,14	1,13	1,02	0,98	0,98	0,75	0,70	0,96	1,03	0,73	0,59	1,04	1,01	0,97
TiO2	0,22	0,23	0,16	0,21	0,11	0,19	0,21	0,19	0,15	0,10	0,17	0,17	0,06	0,12	0,11	0,20	0,16
FeO	14,37	14,61	14,66	14,26	14,39	14,68	14,78	14,63	14,68	14,28	14,60	14,25	14,63	14,79	14,46	14,43	14,60
MnO	0,51	0,49	0,49	0,53	0,45	0,40	0,41	0,57	0,42	0,48	0,48	0,42	0,46	0,46	0,48	0,45	0,46
MgO	27,52	27,22	27,04	26,56	26,87	27,01	26,83	27,16	27,45	27,25	26,97	26,90	27,17	28,37	28,33	27,83	27,14
CaO	0,74	1,01	1,44	1,68	1,50	1,35	1,33	1,21	1,21	1,21	1,37	1,40	0,65	0,83	1,49	1,49	1,32
Cr2O3	0,81	0,46	0,47	0,51	0,46	0,47	0,40	0,36	0,32	0,38	0,44	0,45	0,42	0,27	0,44	0,35	0,47
NiO	0,02	0,00	0,04	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,02	0,01
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,01
K2O	0,01	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
Total Molar quantities	100,34	100,19	100,56	99,57	100,45	101,11	99,92	100,57	100,58	99,46	99,51	99,74	99,14	99,80	100,71	101,01	
Fe/Mn	27,95	29,30	29,41	26,55	31,56	35,86	35,59	25,36	34,25	29,17	29,83	33,40	31,52	31,87	29,66	31,49	
Fe/Mg	29,29	30,10	30,43	30,13	30,04	30,48	30,91	30,21	30,00	29,40	30,38	29,71	30,20	29,25	28,63	29,08	
Mg#	77,35	76,86	76,67	76,85	76,90	76,64	76,39	76,80	76,92	77,28	76,70	77,10	76,81	77,37	77,74	77,47	
Fe#	22,65	23,14	23,33	23,15	23,10	23,36	23,61	23,20	23,08	22,72	23,30	22,90	23,19	22,63	22,26	22,53	
En%	76,20	75,32	74,49	74,26	74,59	74,58	74,37	74,96	75,09	75,43	74,61	74,94	75,80	76,12	75,53	75,24	
Fs%	22,32	22,68	22,66	22,37	22,41	22,73	22,99	22,65	22,53	22,17	22,66	22,26	22,89	22,27	21,62	21,88	
Wo%	1,48	2,00	2,84	3,37	3,00	2,68	2,64	2,39	2,39	2,40	2,73	2,80	1,31	1,61	2,85	2,89	

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S11 : Compositions des clinopyroxènes (diopsides) de la diogénite NWA 4272

N°	1	2	3	4	5	6	7	Mean
SiO2	54,381	54,077	54,085	52,815	54,562	53,938	53,05	53,84
Al2O3	0,682	0,665	0,673	0,652	0,58	0,612	0,68	0,65
TiO2	0,152	0,158	0,202	0,167	0,232	0,188	0,245	0,19
FeO	5,128	5,092	5,287	5,12	5,277	5,029	5,021	5,14
MnO	0,203	0,221	0,225	0,218	0,24	0,253	0,27	0,23
MgO	17,008	16,931	16,954	16,821	17,032	16,982	16,916	16,95
CaO	22,924	23,205	23,231	23,032	23,117	23,086	22,821	23,06
Cr2O3	0,33	0,206	0,43	0,398	0,462	0,398	0,345	0,37
NiO	0,017	0,003	0	0,014	0	0	0	0,00
Na2O	0,143	0,119	0,119	0,106	0,162	0,112	0,115	0,13
K2O	0,019	0,006	0	0,024	0,017	0	0,033	0,01
Total	100,99	100,69	101,21	99,37	101,68	100,60	99,5	
Molar quantities								
Mg#	85,53	85,56	85,11	85,41	85,19	85,75	85,73	85,47
Fe#	14,47	14,44	14,89	14,59	14,81	14,25	14,27	14,53
Fe/Mn	24,87	22,69	23,14	23,13	21,65	19,57	18,31	21,91
En%	46,78	46,43	46,30	46,41	46,53	46,66	46,81	46,56
Fs%	7,91	7,83	8,10	7,92	8,09	7,75	7,80	7,91
Wo%	45,31	45,74	45,60	45,67	45,39	45,59	45,39	45,52

Tableau S12 : Compositions des plagioclases et des spinelles de la diogénite NWA 4272

N°	Plagioclase				Spinnelle			
	1	2	3	Mean	1	2	3	Mean
SiO2	45,886	47,745	46,572	46,73	0,013	0,015	0,01	0,01
Al2O3	33,842	32,912	33,5	33,42	12,449	12,705	12,58	12,58
TiO2	0,027	0,003	0,03	0,02	1,138	1,091	1,11	1,11
FeO	0,28	0,286	0,372	0,31	26,406	25,474	25,94	25,94
MnO	0	0,003	0	0,00	0,51	0,451	0,48	0,48
MgO	0,028	0,022	0,015	0,02	5,079	5,122	5,10	5,10
CaO	17,781	16,88	17,932	17,53	0,01	0	0,01	0,01
Cr2O3	b.d	b.d	b.d	b.d	53,38	53,919	53,65	53,65
NiO	b.d	b.d	b.d	b.d	0,029	b.d	0,03	0,03
Na2O	1,545	2,041	1,527	1,70	0	0,049	0,02	0,02
K2O	0,077	0,108	0,061	0,08	0	0,001	0,00	0,00
Total	99,469	100,003	100,012		99,016	98,827	98,92	98,92
Mg#	15,13	12,06	6,71		25,53	26,38	25,96	25,96
An	86,03	81,54	86,35					
Or	0,44	0,62	0,35					
Ab	13,52	17,84	13,30					
Cr#					74,46	74,27	74,36	74,36

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S13 : Compositions en roche totale de la diogénite NWA 4272 de cette étude et celles de (Barrat et al. 2010; Barrat et al. 2008).

	Cette étude			Mean	Barrat et al., 2008
Mass (mg)	5	5	5		203,8
SiO ₂	53,06	52,99	52,96	53,00	
TiO ₂	0,16	0,15	0,16	0,15	0,19
Al ₂ O ₃	1,22	1,19	1,11	1,17	0,13
Cr ₂ O ₃	0,39	0,35	0,24	0,32	0,59
FeO	14,52	13,92	14,06	14,16	14,94
MnO	0,44	0,48	0,48	0,46	0,47
MgO	27,19	27,23	27,02	27,15	27,90
CaO	1,48	1,40	1,31	1,40	1,47
Na ₂ O	0,11	0,10	0,10	0,10	
K ₂ O	0,03	0,05	0,03	0,04	
NiO	0,00	0,00	0,02	0,01	
Total	98,60	97,86	97,47		
Mg#	76,95	77,72	77,41	77,36	76,90
Fe#	23,05	22,28	22,59	22,64	23,10
Fe/Mn	32,80	28,61	28,89	30,02	31,30
Fe/Mg	29,96	28,67	29,18	29,27	30,04
Elt traces			Barrat et al., 2010	Cette étude	Barrat et al., 2008
Mass (mg)				50	203,8
Rb				0,043	
Sr			0,4	0,838	2,36
Y			2,632	1,971	2,73
Zr			4,384	2,597	3,55
Nb				0,370	0,39
Cs				0,001	
Ba			0,319	1,330	1,75
La			0,0825	0,045	0,131
Ce			0,306	0,160	0,423
Pr			0,0596	0,029	0,071
Nd			0,36	0,189	0,395
Sm			0,155	0,095	0,158
Eu			0,00444	0,009	0,0178
Gd			0,258	0,187	0,245
Tb			0,052	0,043	0,053
Dy			0,381	0,354	0,403
Ho			0,091	0,086	0,099
Er			0,287	0,277	0,307
Tm				0,045	
Yb			0,322	0,318	0,326
Lu			0,0528	0,057	0,053
Hf			0,126	0,091	0,108
Ta				0,005	
Pb				0,051	
Th				0,004	0,0258
U				0,007	0,0052
[La/Sm]N			0,33	0,29	0,51
[Sm/Yb]N			0,55	0,34	0,56
[La/Yb]N			0,18	0,10	0,28
Eu/Eu*			0,07	0,20	0,27
Ce/Ce*			1,02	1,04	1,03

Annexe II : Les tableaux de données

3. Analyses de l'eucrite basaltique non cumulative AW 200

Tableau S14 : Compositions des pigeonites de l'eucrite AW 200

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO2	50,68	49,13	49,95	49,60	48,86	50,21	50,59	50,21	49,61	50,27
TiO2	0,48	0,39	0,49	0,43	1,00	0,51	0,21	0,70	0,15	0,11
Al2O3	0,38	0,53	0,46	0,47	0,79	0,37	0,28	0,99	0,21	0,14
Cr2O3	0,33	0,65	0,76	0,74	1,26	0,90	0,15	0,58	0,23	0,37
MgO	12,14	11,98	12,01	11,94	11,42	12,17	12,73	11,09	12,62	12,62
FeO	28,68	29,24	29,10	28,94	26,55	27,81	31,56	22,92	29,76	31,60
MnO	0,95	0,97	1,04	1,01	0,89	1,06	1,06	0,75	0,99	1,09
NiO	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00			
CaO	7,02	6,76	6,11	6,25	8,85	7,84	3,46	12,96	2,79	2,45
Na2O	0,01	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
K2O	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	100,69	99,67	99,99	99,39	99,61	100,89	100,04	100,26	96,38	98,65
Molar quantities										
Fe/Mn	29,80	29,71	27,55	28,13	29,53	25,80	29,32	30,28	29,59	28,57
Fe/Mg	1,33	1,37	1,36	1,36	1,30	1,28	1,39	1,16	1,32	1,40
Mg#	43,00	42,20	42,39	42,37	43,41	43,82	41,82	46,32	43,05	41,59
Fe#	57,00	57,80	57,61	57,63	56,59	56,18	58,18	53,68	56,95	58,41
Wo	15,17	14,61	13,41	13,74	19,46	16,87	7,56	28,01	6,40	5,47
En	36,48	36,03	36,70	36,55	34,96	36,43	38,66	33,35	40,30	39,32
Fs	48,35	49,35	49,89	49,71	45,58	46,70	53,78	38,65	53,30	55,21

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S15 : Compositions des augites de l'eucrite AW 200

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO2	51,68	51,40	51,08	50,91	50,61	50,28	51,35	51,84	51,16	51,37	51,46	51,20	51,04
TiO2	0,43	0,42	0,32	0,34	0,44	0,35	0,27	0,15	0,21	0,33	0,49	0,32	0,33
Al2O3	0,95	0,70	0,49	0,46	1,20	0,47	0,59	0,44	0,32	0,34	0,93	0,55	0,48
Cr2O3	0,41	0,36	0,27	0,56	0,32	0,46	0,31	0,16	0,10	0,11	0,36	0,64	0,67
MgO	10,87	11,04	11,12	11,16	11,20	11,64	11,07	12,29	11,76	12,10	10,69	11,03	11,25
FeO	16,46	15,71	19,50	21,34	23,32	23,98	17,82	23,00	23,26	25,18	16,00	17,69	18,22
MnO	0,54	0,55	0,64	0,72	0,77	0,75	0,57	0,86	0,82	0,86	0,60	0,52	0,56
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00									
CaO	18,40	20,06	16,62	14,87	13,22	12,00	18,23	11,31	12,21	9,71	18,08	18,32	17,60
Na2O	0,07	0,03	0,04	0,06	0,03	0,05	0,06	0,00	0,02	0,00	0,10	0,03	0,05
K2O	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	99,80	100,27	100,08	100,43	101,11	99,99	100,27	100,06	99,84	100,00	98,72	100,32	100,19
Molar quantities													
Fe/Mn	29,76	27,95	30,16	29,28	29,79	31,69	31,04	26,33	27,85	28,91	26,19	33,53	32,02
Fe/Mg	0,85	0,80	0,98	1,07	1,17	1,16	0,90	1,05	1,11	1,17	0,84	0,90	0,91
Mg#	54,07	55,61	50,40	48,25	46,13	46,39	52,55	48,79	47,40	46,13	54,35	52,63	52,39
Fe#	45,93	44,39	49,60	51,75	53,87	53,61	47,45	51,21	52,60	53,87	45,65	47,37	47,61
Wo	39,68	42,07	35,14	31,60	28,12	25,58	38,34	24,39	26,13	21,01	39,79	38,59	37,07
En	32,62	32,21	32,69	33,00	33,16	34,53	32,40	36,88	35,02	36,44	32,73	32,32	32,97
Fs	27,70	25,71	32,17	35,40	38,73	39,90	29,26	38,72	38,86	42,55	27,48	29,09	29,96

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S16 : Compositions des hypersthènes de l'eucrite AW 200

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO2	51,02	50,56	50,52	49,98	51,40	50,97	50,81	51,03	50,58
TiO2	0,24	0,16	0,19	0,08	0,08	0,19	0,19	0,27	0,11
Al2O3	0,21	0,33	0,19	0,11	0,11	0,45	0,38	0,18	0,21
Cr2O3	0,17	0,09	0,09	0,06	0,06	0,36	0,42	0,09	0,22
MgO	13,79	13,83	12,67	12,78	13,84	15,23	13,43	13,18	13,35
FeO	32,82	32,27	33,71	32,60	33,65	32,09	33,94	33,96	33,72
MnO	1,05	0,91	1,11	1,13	1,08	0,98	0,94	1,14	0,91
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00					
CaO	1,36	1,74	1,56	1,99	1,22	0,94	1,41	1,78	1,32
Na2O	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03
K2O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	100,69	99,91	100,05	98,73	101,44	101,22	101,54	101,64	100,47
Molar quantities									
Fe/Mn	30,64	34,85	30,01	28,36	30,74	32,09	35,47	29,22	36,44
Fe/Mg	1,33	1,31	1,49	1,43	1,36	1,18	1,42	1,45	1,42
Mg#	42,83	43,30	40,12	41,13	42,30	45,83	41,36	40,89	41,37
Fe#	57,17	56,70	59,88	58,87	57,70	54,17	58,64	59,11	58,63
Wo	2,94	3,78	3,43	4,39	2,62	2,00	3,02	3,82	2,87
En	41,57	41,67	38,74	39,33	41,19	44,91	40,11	39,33	40,19
Fs	55,49	54,55	57,83	56,28	56,19	53,09	56,87	56,85	56,95

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S17 : Compositions des plagioclases de l'eucrite AW 200

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO2	48,54	46,15	47,57	48,25	46,75	48,81	47,99	46,23	50,82	49,24	49,44	51,14	44,38	50,69	46,32	48,87	45,09
TiO2	0,00	0,00	0,02	0,08	0,04	0,07	0,05	0,01	0,08	0,05	0,04	0,15	0,12	0,04	0,04	0,03	0,06
Al2O3	32,91	34,87	33,34	32,92	33,98	32,06	33,18	33,75	31,13	32,51	32,11	31,40	35,61	32,12	34,51	32,62	34,57
Cr2O3	0,00	0,00	0,05	0,18	0,01	0,06	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,09	0,00	0,02	0,02	0,00	0,33
MgO	0,03	0,00	0,02	0,02	0,05	0,03	0,05	0,02	0,03	0,01	0,06	1,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,22	0,59	0,19	0,47	0,53	0,60	0,28	0,27	0,80	0,54	0,67	0,68	0,76	0,30	0,58	0,49	0,84
MnO	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00
CaO	16,59	18,21	17,21	16,65	17,42	15,54	16,60	17,39	14,60	16,52	16,24	15,09	19,11	15,97	18,10	16,08	18,19
Na2O	1,95	1,23	1,78	2,02	1,24	2,26	1,88	1,48	2,88	1,12	1,79	2,11	0,56	2,48	0,91	2,30	1,11
K2O	0,14	0,06	0,14	0,14	0,39	0,26	0,14	0,14	0,34	0,21	0,37	0,46	0,04	0,26	0,13	0,20	0,04
Total	100,37	101,13	100,33	100,75	100,41	99,69	100,19	99,32	100,69	100,24	100,73	102,58	100,64	101,88	100,63	100,60	100,24
Molar quantities																	
Mg#	19,42	0,00	14,95	5,90	13,92	8,05	23,13	13,44	6,34	3,93	13,44	79,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53
Fe#	80,58	100,00	85,05	94,10	86,08	91,95	76,87	86,56	93,66	96,07	86,56	20,73	100,00	100,00	100,00	100,00	99,47
An	81,78	88,82	83,55	81,30	86,59	77,91	82,29	85,93	72,24	87,85	81,56	77,60	94,72	76,91	90,91	78,56	89,83
Or	0,81	0,33	0,78	0,82	2,28	1,56	0,84	0,85	1,98	1,34	2,21	2,82	0,26	1,48	0,78	1,16	0,25
Ab	17,40	10,84	15,66	17,88	11,13	20,53	16,87	13,22	25,78	10,81	16,23	19,59	5,02	21,60	8,30	20,28	9,92

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S18 : Compositions des spinelles et d'ilménites de l'eucrite AW 200

	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle	Ilménite	Ilménite	Ilménite	Ilménite	Ilménite
SiO2	0,00	0,05	0,05	0,92	0,01	0,09	0,06	0,01
TiO2	5,00	2,15	6,47	52,19	53,75	53,19	52,07	53,52
Al2O3	7,66	16,36	7,34	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02
Cr2O3	49,61	45,77	47,25	0,18	0,17	0,18	0,12	0,88
MgO	0,77	1,48	0,60	0,72	0,84	0,76	0,61	1,00
FeO	34,99	33,71	37,32	45,51	45,11	44,86	45,58	43,32
MnO	0,60	0,61	0,64	1,04	0,92	0,94	0,93	0,91
NiO	0,01							0,00
CaO	0,25	0,00	0,06	0,31	0,19	0,30	0,36	0,19
Na2O	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K2O	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04
Total	98,94	100,14	99,73	100,90	101,02	100,34	99,74	99,90
Molar quantities								
Cr#	81,49	65,54	81,40	0,95	0,83	0,93	1,00	0,96
Mg#	3,76	7,28	2,77	2,76	3,22	2,93	2,34	3,95

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S19: Compositions en éléments en trace ($\mu\text{g/g}$) des silicates de l'eucrite AW 200.

	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Pyroxène	Pyroxène	Pyroxène	Pyroxène	Ti-Mgn	Spinelles	Apatite
Ca	102850,32	112641,61	122607,30	35316,38	17127,51	24070,10	11784,88	233,55	612,70	385289,75
Sc	b.d.	b.d.	b.d.	51,36	44,36	41,75	39,66	50,41	9,79	163,74
Ti	129,87	74,50	64,94	1680,37	1225,31	1357,34	1250,25	299754,22	23980,34	28527,56
V	0,65	0,50	1,67	103,52	200,29	101,66	159,41	188,25	4984,03	332,84
Cr	28,66	27,97	57,56	4117,74	5348,53	4382,10	3867,11	535,42	431646,28	8459,84
Co	0,20	0,11	0,17	1,88	2,58	1,12	1,97	0,49	5,19	3,88
Ni	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,70	0,39	0,77	0,67	1,88	b.d.
Rb	2,04	1,66	3,62	b.d.	b.d.	b.d.	0,03	b.d.	b.d.	2,35
Sr	231,70	244,69	235,94	1,13	0,17	1,01	1,25	9,59	2,13	333,40
Y	0,44	0,36	0,67	20,36	14,79	9,07	2,26	0,89	0,24	177,64
Zr			1,02	24,54	17,34	12,07	3,28	31,26	5,74	232,62
Nb	0,05	0,03	0,10	0,25	0,17	0,39	0,21	374,79	5,86	27,45
Ba	113,66	146,05	176,42	0,98	0,07	2,88	3,80	2,09	3,47	158,42
La	0,51	0,51	0,84	0,18	0,06	0,38	0,07	0,17	0,04	38,60
Ce	1,14	1,09	1,66	0,88	0,27	1,09	0,24	0,42	0,06	101,35
Pr	0,14	0,11	0,19	0,21	0,06	0,17	0,03	0,05	0,02	14,55
Nd	0,60	0,53	0,80	1,49	0,44	1,08	0,23	0,23	0,07	76,34
Sm	0,14	0,09	0,18	0,94	0,34	0,50	0,13	0,06	b.d.	24,57
Eu	1,86	1,97	1,86	0,02	b.d.	0,01	0,03	0,01	b.d.	2,88
Gd	0,11	0,09	0,14	1,65	0,72	0,81	0,12	0,08	b.d.	30,11
Tb	0,02	0,01	0,02	0,41	0,21	0,18	0,04	0,01	b.d.	4,69
Dy	0,11	0,05	0,14	3,50	2,14	1,55	0,31	0,09	b.d.	33,38
Ho	0,01	0,02	0,02	0,83	0,56	0,34	0,09	0,02	b.d.	6,60
Er	0,04	0,03	0,06	2,90	2,15	1,13	0,26	0,04	b.d.	18,69
Tm	0,00	0,00	0,01	0,44	0,37	0,18	0,06	0,01	b.d.	2,37

Annexe II : Les tableaux de données

Yb	b.d.	0,05	0,11	3,41	3,05	1,62	0,49	0,07	0,03	15,16
Lu	0,01	b.d.	0,01	0,55	0,46	0,19	0,09	0,02	0,01	2,07
Hf	0,03	b.d.	0,04	0,46	0,17	0,24	0,10	2,84	0,08	7,13
Ta	b.d.	b.d.	b.d.	0,01	0,01	0,01	0,01	14,38	0,02	1,29
Pb	0,10	0,04	0,09	0,06	0,03	0,04	b.d.	0,05	0,04	1,43
Th	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,03	0,00	0,09	b.d.	2,92
U	0,00	0,00	0,01	0,07	0,06	0,08	0,01	0,01	0,00	0,61
La/Sm N	2,25	3,37	2,89	0,12	0,12	0,46	0,36	1,81		0,96
Sm/Yb N		2,33	1,90	0,32	0,13	0,36	0,29	0,95	0,00	1,87
La/Yb N		7,84	5,50	0,04	0,02	0,16	0,10	1,73	0,79	1,80
Eu/Eu*	46,39	65,94	35,01	0,04	0,00	0,06	0,62	0,38		0,32
Ce/Ce*	1,02	1,06	0,98	1,05	1,06	1,02	1,13	1,12	0,47	1,00

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S20 : Compositions en roche totale (majeurs et traces) de l'eucrite AW 200

Mass (mg)	100	Mass (mg)	50,630
SiO₂ %	48,99	Li (µg/g)	7,483
Al₂O₃	11,62	Sc	27,2
FeO tot	18,67	Ti	4990
MgO	7,50	V	64
CaO	10,33	Cr	2596
Na₂O	0,85	Mn	3797
K₂O	0,32	Co	5,672
TiO₂	0,93	Ni	10,034
MnO	0,55	Cu	3,56
P₂O₅	0,13	Rb	0,667
Ba	0,02	Sr	92,31
Sr	0,01	Y	23,849
Total	99,91	Zr	74,851
Mg#	41,74	Nb	4,052
Fe#	58,26	Ba	87,475
Fe/Mg	1,40	La	4,548
Fe/Mn	33,34	Ce	11,564
		Pr	1,721
		Nd	8,530
		Sm	2,727
		Eu	0,739
		Tb	0,637
		Gd	3,481
		Dy	4,193
		Ho	0,895
		Er	2,553
		Tm	0,382
		Yb	2,373
		Lu	0,358
		Hf	2,042
		Ta	0,198
		Pb	0,286
		Th	0,652
		U	0,185
		(La/Sm)N	0,825
		(Sm/Yb)N	1,373
		(La/Yb)N	1,133
		(Gd/Lu)N	2,067
		Eu/Eu*	4,367
		Ce/Ce*	0,397

Annexe II : Les tableaux de données

4. Analyses de l'eucrite basaltique non cumulative Tata

Tableau S21 : Compositions des pigeonites et des clinoferrosilites de l'eucrite Tata

N°	Pigeonite		Clinoferrosilite													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	49,73	50,25	49,70	49,95	49,72	49,56	49,93	49,98	49,66	49,90	49,12	49,91	49,69	50,09	50,05	49,84
TiO2	0,09	0,05	0,09	0,15	0,14	0,09	0,07	0,12	0,16	0,10	0,13	0,11	0,13	0,10	0,09	0,05
Al2O3	0,04	0,11	0,10	0,07	0,15	0,10	0,09	0,07	0,08	0,14	0,13	0,10	0,08	0,11	0,06	0,14
Cr2O3	0,09	0,05	0,05	0,01	0,06	0,03	0,05	0,11	0,04	0,10	0,06	0,05	0,03	0,08	0,08	0,04
FeO	32,42	34,82	36,59	36,39	36,30	35,72	37,01	36,25	36,18	35,96	36,57	35,94	36,59	37,15	36,10	35,97
MnO	0,97	1,07	1,11	1,18	1,26	1,09	1,12	1,09	1,17	1,18	1,04	1,14	1,08	1,07	1,07	1,03
MgO	11,47	11,92	11,66	11,47	11,68	11,77	11,82	11,52	11,56	11,95	11,71	11,58	11,36	11,62	12,22	11,83
CaO	4,38	2,70	0,91	0,92	1,13	1,13	0,79	0,96	1,08	0,82	0,92	0,91	1,26	0,82	0,76	0,82
Na2O	0,03	0,03	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,23	101,00	100,27	100,16	100,44	99,51	100,87	100,09	99,95	100,15	99,68	99,76	100,22	101,05	100,43	99,74
Molar quantities																
Fe/Mn	32,77	31,97	32,39	30,44	28,31	32,17	32,66	32,83	30,46	30,10	34,73	30,94	33,28	34,05	33,26	34,42
Fe/Mg	1,59	1,64	1,76	1,78	1,74	1,70	1,76	1,77	1,76	1,69	1,75	1,74	1,81	1,79	1,66	1,71
Mg#	38,68	37,90	36,23	35,98	36,46	37,00	36,28	36,16	36,28	37,20	36,33	36,48	35,61	35,79	37,63	36,96
Fe#	61,32	62,10	63,77	64,02	63,54	63,00	63,72	63,84	63,72	62,80	63,67	63,52	64,39	64,21	62,37	63,04
Wo	9,60	5,80	1,99	2,04	2,47	2,49	1,71	2,12	2,38	1,81	2,01	2,01	2,76	1,79	1,66	1,81
En	34,96	35,70	35,51	35,25	35,56	36,08	35,66	35,40	35,41	36,53	35,60	35,75	34,63	35,15	37,01	36,29
Fs	55,44	58,50	62,50	62,71	61,97	61,43	62,63	62,49	62,21	61,66	62,39	62,24	62,61	63,06	61,33	61,90

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S22 : Compositions des augites de l'eucrite Tata

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	52,20	51,59	50,99	51,11	50,82	51,22	51,72	50,87	51,07	49,23	51,38	51,47	52,10	51,41	51,84	50,90
TiO2	0,11	0,22	0,36	0,46	0,21	0,27	0,27	0,25	0,27	0,29	0,34	0,26	0,21	0,22	0,22	0,39
Al2O3	0,25	0,46	0,60	0,71	0,70	0,50	0,39	0,37	0,44	0,53	0,53	0,56	0,38	0,47	0,39	0,70
Cr2O3	0,13	0,25	0,28	0,29	0,17	0,16	0,18	0,23	0,24	0,23	0,23	0,20	0,24	0,23	0,14	0,34
FeO	20,22	16,04	16,91	16,59	15,60	16,73	15,85	15,93	16,05	16,90	15,73	15,73	16,88	16,17	15,65	16,87
MnO	0,51	0,48	0,52	0,57	0,50	0,55	0,49	0,54	0,51	0,50	0,46	0,47	0,54	0,52	0,48	0,46
MgO	11,03	9,94	9,94	9,84	10,41	10,12	10,05	10,41	10,21	10,10	9,97	10,32	10,46	10,12	10,03	10,05
CaO	17,01	20,90	20,32	20,42	20,96	19,49	20,98	21,14	20,85	20,09	21,16	20,59	19,70	20,68	20,74	19,91
Na2O	0,05	0,03	0,04	0,06	0,03	0,08	0,08	0,03	0,07	0,00	0,07	0,03	0,07	0,11	0,05	0,04
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00		0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	101,52	99,91	99,95	100,05	99,41	99,11	100,01			0,00	99,88	99,63	100,58	99,93	99,53	99,66
Molar quantities																
Fe/Mn	38,69	32,74	31,87	28,83	30,76	30,07	31,60	29,22	31,30	33,28	33,45	33,16	30,63	30,37	32,32	36,32
Fe/Mg	1,03	0,91	0,96	0,95	0,84	0,93	0,88	0,86	0,88	0,94	0,88	0,86	0,91	0,90	0,88	0,94
Mg#	49,31	52,47	51,15	51,38	54,32	51,87	53,06	53,79	53,13	51,59	53,06	53,89	52,47	52,74	53,33	51,49
Fe#	50,69	47,53	48,85	48,62	45,68	48,13	46,94	46,21	46,87	48,41	46,94	46,11	47,53	47,26	46,67	48,51
Wo	35,34	44,23	42,91	43,40	44,01	41,80	44,31	43,99	43,81	42,43	44,72	43,60	41,54	43,64	44,21	42,31
En	31,89	29,26	29,20	29,08	30,41	30,19	29,55	30,13	29,85	29,70	29,33	30,39	30,68	29,72	29,76	29,71
Fs	32,78	26,51	27,89	27,52	25,58	28,01	26,14	25,88	26,34	27,87	25,94	26,00	27,78	26,64	26,04	27,99

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S23 : Compositions des plagioclases de l'eucrite Tata

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO2	46,18	46,38	44,43	45,36	45,23	45,10	44,05	46,45	46,09	46,58	46,15
TiO2	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00
Al2O3	34,15	34,68	33,27	33,81	34,97	34,55	34,05	34,26	34,49	33,55	34,53
Cr2O3	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13
FeO	0,43	0,56	0,53	0,58	0,68	0,48	0,51	0,46	0,59	0,92	0,48
MnO	0,00	0,02	0,01	0,05	0,01	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,02
MgO	0,01	0,02	0,11	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00
CaO	17,89	18,14	19,01	17,88	18,48	18,29	17,78	17,70	17,91	17,38	18,34
Na2O	1,24	1,28	1,19	1,25	1,11	1,13	1,23	1,43	1,19	1,17	1,21
K2O	0,03	0,05	0,08	0,07	0,06	0,07	0,09	0,11	0,06	0,10	0,08
Total Molar quantities	99,92	101,14	98,67	99,13				100,43	100,35	99,93	100,94
An	88,71	88,44	89,43	88,36	89,88	89,56	88,36	86,68	88,96	88,59	88,91
Or	0,16	0,31	0,45	0,43	0,36	0,41	0,55	0,64	0,38	0,63	0,48
Ab	11,13	11,25	10,12	11,21	9,76	10,03	11,09	12,68	10,66	10,78	10,61

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S24 : Compositions des spinelles et d'ilménites de l'eucrite Tata

	Ilménite	Ilménite	Spinelle	Spinelle	Spinelle
SiO ₂	0,098	0,02	0,07	0,00	0,09
TiO ₂	52,249	52,74	11,03	17,47	11,21
Al ₂ O ₃	0	0,00	4,55	3,14	4,38
Cr ₂ O ₃	0,305	0,21	38,80	30,82	38,62
FeO	45,072	45,61	41,25	46,25	41,62
MnO	0,95	0,93	0,78	0,70	0,72
MgO	0,541	0,48	0,36	0,51	0,38
CaO	0,252	0,38	0,27	0,13	0,34
Na ₂ O	0	0,00	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0	0,02	0,02	0,00	0,00
Total	99,47	100,39	97,15	99,02	97,36
Molar quantities					
Fe/Mn	46,72	48,08	52,11	65,44	56,59
Fe/Mg	46,74	53,75	64,58	50,98	61,49
Mg#	2,09	1,83	1,52	1,92	1,60
Cr#			85,29	86,99	85,70

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S25 : Compositions en éléments en trace ($\mu\text{g/g}$) des pyroxènes (orthopyroxène, pigeonite et clinopyroxène) et des plagioclases de l'eucrite Tata

	Opx	Pgt.	Pgt.	Pgt.	Pgt.	Pgt.	Pgt.	Cpx	Cpx	Pl
Li	5,49	2,99	4,60	4,93	4,78	3,83	4,55	10,81	11,20	13,11
SiO₂	50,08	50,08	50,08	50,08	50,08	50,08	50,08	50,08	50,08	50,08
CaO	0,91	1,41	1,99	2,14	2,56	2,59	2,85	12,80	15,51	12,92
Sc	34,09	33,58	35,68	37,40	36,43	33,19	39,64	74,50	89,79	1,78
Ti	602,55	421,33	633,80	1501,54	800,28	620,99	581,22	955,15	1118,59	125,59
V	36,06	37,74	36,18	88,86	42,32	32,63	39,49	82,33	108,31	4,15
Cr	296,57	272,03	270,50	2873,65	750,58	278,07	329,96	595,43	891,65	27,41
Co	9,66	9,17	9,08	9,12	8,98	8,64	8,81	7,28	6,54	1,08
Rb		0,06					0,03			1,45
Sr	0,23	1,46	2,11	4,48	9,98	5,63	4,29	14,45	7,91	155,30
Y	4,00	5,24	5,72	5,53	4,00	4,83	6,18	10,52	13,52	1,10
Zr	0,59	1,22	1,35	0,98	0,66	1,28	1,34	3,64	5,06	
Nb	0,03	0,03	0,03	0,09	0,03	0,04	0,03	0,05	0,02	0,07
Ba	0,42	2,45	2,10	2,33	3,23	2,12	4,20	4,76	1,59	91,89
La	0,11	0,21	0,14	0,10	0,13	0,14	0,16	0,24	0,20	0,35
Ce	0,30	0,66	0,42	0,30	0,40	0,37	0,53	0,96	0,94	0,65
Pr	0,05	0,09	0,06	0,05	0,06	0,06	0,08	0,21	0,23	0,10
Nd	0,25	0,39	0,33	0,29	0,32	0,30	0,48	1,43	1,48	0,41
Sm	0,09	0,20	0,19	0,13	0,13	0,16	0,24	0,63	0,94	0,18
Eu			0,00	0,03	0,06	0,05	0,02	0,10	0,07	0,97
Gd	0,16	0,29	0,43	0,28	0,27	0,29	0,42	1,11	1,44	
Tb	0,04	0,08	0,09	0,07	0,06	0,07	0,09	0,21	0,31	0,02
Dy	0,51	0,79	0,85	0,78	0,69	0,72	0,93	1,79	2,68	0,18
Ho	0,15	0,22	0,22	0,23	0,16	0,20	0,23	0,42	0,56	0,04
Er	0,69	0,80	0,93	0,92	0,67	0,78	0,98	1,47	1,87	0,09
Tm	0,15	0,14	0,18	0,19	0,14	0,16	0,20	0,26	0,28	0,01
Yb	1,25	1,33	1,64	1,60	1,32	1,33	1,82	1,83	2,11	0,23
Lu	0,23	0,25	0,29	0,28	0,24	0,21	0,30	0,28	0,33	0,02
Hf	0,04	0,04	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06	0,29	0,44	
Ta		0,01						0,01		
Pb	0,12	0,17	0,11	0,03	0,09	0,08	0,17	0,18	0,06	0,15
Th	0,25	0,08	0,13	0,03	0,16	0,14	0,20	0,10	0,06	0,03
U	0,08	0,19	0,11	0,04	0,05	0,09	0,10	0,05	0,02	0,04
La/Sm N	1,21	1,05	0,74	0,74	1,01	0,86	0,66	0,38	0,21	1,88
Sm/Yb N	0,07	0,15	0,12	0,08	0,10	0,12	0,13	0,34	0,45	0,79
La/Yb N	0,09	0,16	0,09	0,06	0,10	0,10	0,09	0,13	0,09	1,49
Eu/Eu*	0,00	0,00	0,02	0,17	0,31	0,24	0,07	0,12	0,06	
Ce/Ce*	4,16	4,78	4,43	4,21	4,60	4,04	4,60	4,23	4,45	3,42

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S26 : Compositions en roche totale de l'eucrite Tata

Les éléments majeurs				Les éléments en traces			
	Tata	Glass bead	Mean		Aliquot 1	Aliquot 1	Mean
Mass (mg)	100	5		Mass (mg)	98,8	98,8	
SiO₂ %	48,71	48,01	48,36	Li (µg/g)	7,463	7,816	7,640
Al₂O₃ %	12,38	12,93	12,65	Sc	27,696	28,323	28,010
FeO tot %	19,16	18,45	18,81	Ti	3950,26	4039,02	3994,64
MgO %	7,14	6,76	6,95	V	63,30	64,50	63,90
CaO %	10,44	10,00	10,22	Cr	2021,77	2088,10	2054,93
Na₂O %	0,61	0,49	0,55	Cr	1994,90	2048,49	2021,70
K₂O %	0,25	0,07	0,16	Mn	3732,61	3816,81	3774,71
TiO₂ %	0,73	0,72	0,73	Co	5,357	5,458	5,408
Cr₂O₃		0,12	0,12	Ni	1,253	1,368	1,311
MnO %	0,56	0,59	0,57	Cu	9,267	8,581	8,924
P₂O₅ %	0,08		0,08	Rb	0,521	0,509	0,515
Ba %	0,02		0,02	Sr	89,113	89,948	89,531
Sr %	0,01		0,01	Y	16,986	17,221	17,104
Total %	100,09	98,14	99,11	Zr	47,368	48,310	47,839
Molar quantities				Nb	3,220	3,346	3,283
Mg#	39,92	39,49	39,71	Ba	57,384	56,881	57,132
Fe#	60,08	60,51	60,29	La	2,916	2,945	2,931
Fe/Mg	1,50	1,53	1,52	Ce	7,388	7,499	7,444
Fe/Mn	33,47	31,06	32,24	Pr	1,097	1,127	1,112
				Nd	5,561	5,533	5,547
				Sm	1,803	1,834	1,818
				Eu	0,610	0,623	0,616
				Tb	0,450	0,448	0,449
				Gd	2,329	2,393	2,361
				Dy	2,907	2,954	2,931
				Ho	0,644	0,644	0,644
				Er	1,854	1,863	1,858
				Tm	0,280	0,284	0,282
				Yb	1,774	1,789	1,782
				Lu	0,271	0,271	0,271
				Hf	1,333	1,335	1,334
				Ta	0,178	0,176	0,177
				Pb	0,358	0,362	0,360
				Th	0,422	0,418	0,420
				U	0,108	0,113	0,111
				La/SmN	0,99	0,99	0,99
				Sm/YbN	1,17	1,18	1,18
				La/YbN	1,16	1,16	1,16
				Eu/Eu*	0,90	0,90	0,90
				Ce/Ce*	0,97	0,97	0,97

Annexe II : Les tableaux de données

5. Analyses de l'eucrite basaltique non cumulative Soueliki

Tableau S27 : Compositions des silicates de l'eucrite Soueliki

	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Pl	Pl	Sp
SiO2	49,34	49,59	50,58	50,82	44,86	45,90	0,28
TiO2	0,13	0,29	0,44	0,30	0,00	0,00	14,00
Al2O3	0,17	0,11	0,68	0,52	34,27	34,75	3,81
Cr2O3	0,10	0,07	0,28	0,22	0,00	0,00	35,12
FeO	36,44	35,40	16,47	16,66	0,37	0,38	44,10
MgO	11,70	12,11	10,12	10,19	0,02	0,08	0,41
CaO	1,00	0,90	20,28	19,99	18,11	18,19	0,04
Na2O	0,01	0,00	0,08	0,07	1,21	1,27	0,00
K2O	0,02	0,01	0,01	0,00	0,05	0,12	0,05
MnO	1,13	1,11	0,54	0,51	0,00	0,00	0,70
NiO	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
Total	100,04	99,59	99,48	99,30	98,89	100,68	98,52
Molar quantities							
Wo	2,18	1,99	42,96	42,39			
En	35,61	37,13	29,81	30,05			
Fs	62,20	60,88	27,23	27,56			
Fe/Mn	31,89	31,43	29,81	32,22			
Fe#	63,59	62,12	47,73	47,84			
Mg#	36,41	37,88	52,27	52,16			
Fe/Mg	1,75	1,64	0,91	0,92			
An					89,01	88,20	
Or					0,31	0,79	
Ab					10,71	11,11	
Cr#							86,26

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S28 : Compositions en roche totale de l'eucrite Soueliki

Les éléments majeurs					Les éléments en traces	
N°	1	2	3	Average		
Mass (mg)	5				Mass (mg)	50
SiO2 (%)	48,23	48,07	47,99	48,10	Rb (µg/g)	0,582
TiO2	0,58	0,56	0,53	0,56	Sr	111,552
Al2O3	13,02	12,91	13,14	13,02	Y	17,007
Cr2O3	0,14	0,17	0,12	0,14	Zr	40,604
FeO	18,93	18,78	18,89	18,87	Nb	3,022
MnO	0,77	0,64	0,65	0,68	Cs	0,007
MgO	6,34	6,38	6,40	6,37	Ba	200,679
CaO	9,52	9,95	9,69	9,72	La	2,667
Na2O	0,51	0,47	0,49	0,49	Ce	6,824
K2O	0,11	0,13	0,17	0,14	Pr	0,989
NiO	0,02	0,04	0,00	0,02	Nd	5,104
Total	98,17	98,09	98,09	98,12	Sm	1,586
Molar quantities					Eu	0,547
Mg#	37,37	37,71	37,66	37,58	Gd	2,213
Fe#	62,63	62,29	62,34	62,42	Tb	0,386
Fe/Mg	1,68	1,65	1,66	1,66	Dy	2,777
Fe/Mn	24,26	29,13	28,71	27,37	Ho	0,585
					Er	1,793
					Tm	0,262
					Yb	1,650
					Lu	0,279
					Hf	1,072
					Ta	0,144
					Pb	0,281
					Th	0,331
					U	0,163
					(La/Sm)N	1,84
					(Sm/Yb)N	9,89
					(La/Yb)N	18,17
					(Gd/Lu)N	5,42
					Eu/Eu*	0,26
					Ce/Ce*	0,95

Annexe II : Les tableaux de données

6. Analyses de l'eucrite cumulative Said

Tableau S29 : Compositions des silicates de l'eucrite cumulative Said

	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Cpx	Pl	Pl	Tit-Mgn
SiO2	49,39	47,29	51,14	48,47	49,13	45,23	44,75	0,00
TiO2	0,14	0,10	0,19	0,48	0,31	0,00	0,05	3,22
Al2O3	0,15	0,12	0,52	0,39	0,50	35,11	35,05	8,26
Cr2O3	0,06	0,06	0,16	0,78	0,13	0,00	0,03	51,14
FeO	35,92	35,10	16,74	25,97	16,95	0,13	0,06	35,12
MgO	11,60	11,69	9,97	10,54	9,86	0,00	0,00	0,39
CaO	1,42	1,94	20,81	11,30	20,41	18,25	19,21	0,09
Na2O	0,00	0,00	0,05	0,08	0,09	1,05	0,74	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,05	0,00
MnO	1,19	1,09	0,58	0,71	0,59	0,00	0,00	0,71
NiO	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00
Total	99,90	97,41	100,17	98,73	97,98	99,84	99,94	98,93
Molar Quantities								
Fe#	63,46	62,74	48,51	58,03	49,08			
Fe/Mn	29,80	31,77	28,38	35,97	28,33			
Wo	3,12	4,26	43,58	24,44	43,09			
En	35,40	35,67	29,05	31,71	28,98			
Fs	61,48	60,07	27,37	43,85	27,93			
An						90,25	93,25	
Or						0,40	0,32	
Ab						9,39	6,47	

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S30 : Analyses en roche totale de l'eucrite cumulative Said

Mass (mg)	Les éléments majeurs				Les éléments en traces	
	5			Average	Mass (mg)	50
SiO ₂ (%)	46,01	46,68	46,52	46,40	Rb (µg/g)	0,418
TiO ₂	0,44	0,40	0,39	0,41	Sr	90,947
Al ₂ O ₃	13,58	13,94	13,70	13,74	Y	11,937
Cr ₂ O ₃	0,03			0,01	Zr	22,830
FeO	17,91	18,41	18,12	18,15	Nb	2,005
MnO	0,60	0,69	0,61	0,63	Cs	0,012
MgO	6,75	6,59	6,63	6,66	Ba	110,857
CaO	10,69	10,68	10,90	10,75	La	1,911
Na ₂ O	0,58	0,53	0,55	0,55	Ce	4,907
K ₂ O	0,13	0,18	0,17	0,16	Pr	0,700
NiO	0,02	0,01	0,02	0,02	Nd	3,545
Total	96,73	98,10	97,62	97,48	Sm	1,110
Molar Quantities					Eu	0,557
Mg#	40,19	38,94	39,48	39,54	Gd	1,526
Fe#	59,81	61,06	60,52	60,46	Tb	0,271
Fe/Mg	1,49	1,57	1,53	1,53	Dy	1,991
Fe/Mn	29,39	26,35	29,29	28,35	Ho	0,426
					Er	1,345
					Tm	0,200
					Yb	1,305
					Lu	0,221
					Hf	0,652
					Ta	0,108
					Pb	2,603
					Th	0,275
					U	0,255
					(La/Sm)N	1,78
					(Sm/Yb)N	0,76
					(La/Yb)N	1,36
					(Gd/Lu)N	4,89
					Eu/Eu*	0,26
					Ce/Ce*	0,79

Annexe II : Les tableaux de données

7.Analyses de l'howardite GW 25-1

Tableau S31 : Compositions des orthopyroxènes (Hypersthènes) de l'howardite GW 25-1

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	52,94	55,21	52,89	49,13	50,34	49,99	51,96	50,25	47,88	52,64	51,88	53,17	49,98	51,45	51,32	49,54
TiO2	0,20	0,03	0,08	0,14	0,20	0,15	0,18	0,16	0,27	0,19	0,79	0,07	0,18	0,28	0,25	0,54
Al2O3	0,88	0,59	1,19	1,98	0,78	0,74	1,05	1,01	0,50	1,12	0,70	1,15	0,19	0,74	0,70	0,27
Cr2O3	0,81	0,52	0,71	0,37	0,33	0,16	0,60	0,38	0,23	0,68	0,36	0,81	0,12	0,34	0,28	1,22
MgO	21,88	28,24	25,71	17,19	18,47	18,56	23,19	18,75	12,81	23,56	21,50	27,33	15,65	20,39	20,91	14,25
FeO	20,89	14,12	17,58	27,28	27,47	27,42	20,90	26,68	35,27	19,21	21,94	14,99	29,97	24,71	24,33	31,78
MnO	0,69	0,44	0,52	0,87	0,88	0,89	0,75	0,80	1,08	0,66	0,71	0,52	0,95	0,80	0,77	1,00
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00
CaO	1,61	0,69	1,44	1,94	0,67	0,64	1,42	0,99	0,81	1,83	1,85	1,60	1,98	0,98	1,45	1,72
Na2O	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00
K2O	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
Total	99,94	99,85	100,14	98,95	99,15	98,58	100,06	99,03	98,87	99,93	99,76	99,67	99,06	99,73	100,07	100,33
Molar quantities																
Fe/Mn	29,81	31,33	33,10	30,80	30,91	30,30	27,44	32,92	32,22	28,65	30,29	28,50	30,93	30,30	31,07	31,39
Mg#	65,12	78,10	72,28	52,90	54,52	54,68	66,42	55,61	39,30	68,62	63,60	76,47	48,21	59,53	60,51	44,42
Fe#	34,88	21,90	27,72	47,10	45,48	45,32	33,58	44,39	60,70	31,38	36,40	23,53	51,79	40,47	39,49	55,58
Wo	3,33	1,35	2,82	4,10	1,40	1,34	2,84	2,07	1,76	3,70	3,79	3,12	4,20	2,01	2,93	3,70
En	62,95	77,04	70,24	50,73	53,76	53,95	64,53	54,46	38,60	66,09	61,18	74,08	46,19	58,33	58,74	42,78
Fs	33,72	21,61	26,94	45,17	44,84	44,71	32,63	43,47	59,63	30,22	35,03	22,80	49,62	39,66	38,33	53,52

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S32 : Compositions des Clinopyroxènes (pigeonites et augites) de l'howardite GW 25-1

	Pgt.	Pgt.	Pgt.	Pgt.	Pgt.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.
SiO2	52,24	49,60	50,82	52,08	51,01	48,71	51,23	48,92	47,79	51,44	50,74	51,72	51,47
TiO2	0,28	0,21	0,13	0,34	0,28	0,43	0,51	0,86	0,95	0,42	0,78	0,47	0,38
Al2O3	0,70	1,22	0,89	0,78	0,87	1,14	1,21	1,30	1,32	0,53	0,90	1,10	0,73
Cr2O3	0,39	0,43	0,46	0,53	0,35	0,64	0,70	0,49	0,35	0,16	0,34	0,57	0,27
MgO	19,32	15,58	18,99	21,26	19,42	9,80	15,17	10,92	8,72	11,59	12,25	14,17	12,18
FeO	22,59	26,01	23,76	21,73	23,90	24,48	9,18	14,32	28,37	13,95	14,47	9,64	13,22
MnO	0,73	0,83	0,71	0,66	0,78	0,87	0,41	0,54	0,94	0,40	0,55	0,42	0,50
NiO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00
CaO	3,47	5,48	3,61	2,60	2,56	13,05	21,17	20,58	10,95	21,65	20,11	21,66	21,26
Na2O	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,03	0,11	0,09	0,01	0,05	0,02	0,15	0,06
K2O	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03
Total	99,75	99,42	99,41	100,02	99,19	99,17	99,69	98,03	99,42	100,21	100,16	99,91	100,09
Molar quantities													
Fe/Mn	30,35	30,79	32,96	32,62	30,09	27,87	21,89	26,11	29,69	34,35	25,90	22,49	25,98
Mg#	60,39	51,64	58,75	63,55	59,16	41,63	74,65	57,61	35,40	59,69	60,15	72,37	62,15
Fe#	39,61	48,36	41,25	36,45	40,84	58,37	25,35	42,39	64,60	40,31	39,85	27,63	37,85
Wo	7,23	11,55	7,42	5,29	5,30	28,51	42,82	43,83	24,21	44,49	41,51	44,30	43,81
En	56,03	45,67	54,39	60,19	56,02	29,77	42,69	32,36	26,83	33,13	35,18	40,31	34,92
Fs	36,75	42,78	38,19	34,52	38,68	41,73	14,49	23,81	48,96	22,38	23,31	15,39	21,27

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S33 : Compositions des maskelynites et des plagioclases de l'howardite GW 25-1

	Mask	Mask	Mask	Mask	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI
SiO2	49,21	44,83	44,81	44,71	44,78	44,85	44,08	47,10	45,92	44,20	49,90	49,84
TiO2	0,00	0,04	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03	0,04	0,00	0,04	0,09	0,09
Al2O3	30,98	33,23	33,52	33,53	34,40	34,31	34,50	32,68	34,06	34,41	2,86	28,94
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,01	0,01	0,02	0,00	0,17	13,79	1,00
FeO	0,19	0,19	0,07	0,11	0,44	0,50	0,37	0,54	0,53	1,41	30,76	2,40
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,94	0,07
NiO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01
CaO	15,90	18,58	18,44	18,89	18,75	18,76	18,94	16,99	17,95	18,56	2,09	16,47
Na2O	2,11	0,87	0,89	0,69	0,79	1,01	0,70	1,80	1,36	0,72	0,10	0,57
K2O	0,23	0,04	0,05	0,03	0,06	0,05	0,05	0,14	0,05	0,05	0,00	0,05
Total	98,65	97,81	97,81	98,00	99,45	99,55	98,74	99,32	99,92	99,71	100,56	99,44
Molar quantities												
Mg#	0,00	0,00	0,00	0,00	40,92	2,45	5,54	5,29	0,00	18,03	44,42	42,72
An	79,50	91,99	91,72	93,58	92,58	90,87	93,46	83,25	87,72	93,20	91,90	93,80
Or	1,39	0,25	0,28	0,20	0,35	0,28	0,31	0,79	0,30	0,29	0,00	0,36
Ab	19,11	7,76	8,00	6,22	7,06	8,85	6,23	15,96	11,98	6,51	8,10	5,84

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S34 : Compositions des spinelles et des ilménites de l'howardite GW 25-1

	Spinelle	Spinelle	Ilménite	Ilménite	Ilménite
SiO₂	3,06	0,06	0,00	0,09	0,04
TiO₂	1,27	1,36	53,50	42,58	53,09
Al₂O₃	13,39	10,75	0,01	1,31	0,02
Cr₂O₃	43,64	50,71	0,19	9,83	0,17
MgO	1,71	0,82	1,44	1,68	1,37
FeO	32,64	33,25	43,82	42,22	43,30
MnO	0,25	0,57	0,90	0,91	0,98
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	0,45	0,14	0,03	0,34	0,00
Na₂O	0,09	0,00	0,01	0,05	0,01
K₂O	0,00	0,00	0,04	0,02	0,02
Total	96,50	97,65	99,94	99,02	99,01
Cr#	68,90	76,23	92,15	83,62	84,02

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S35 : Compositions en éléments en traces ($\mu\text{g/g}$) des minéraux de l'howardite GW

25-1

	Opx	Opx	Ilménite	Plagioclase	Verre
Ca	27724,63	33561,28	142,25	142940,22	132934,39
Sc	40,49	47,82	46,07	1,03	87,60
Ti	2192,49	3432,44	319537,94	376,67	6699,17
V	241,73	210,03	134,43	3,99	311,44
Mn	8002,19	10346,09	7047,21	645,83	13832,65
Cr	7478,13	5641,61	493,17	104,78	9121,94
Co	15,10	14,19	2,89	0,85	15,13
Ni	6,78	7,29	1,46	1,31	8,38
Zn	8,95	8,49	7,05	1,31	10,62
Ga	0,65	0,61		10,93	3,14
Rb				2,55	0,85
Sr	2,34	0,72	1,75	305,95	114,31
Y	10,79	10,14	0,83	2,32	23,13
Zr	13,05	21,89	24,22	9,39	63,79
Nb	0,05	2,21	475,09	0,23	5,90
Cs				0,29	
Ba	1,02	1,89	1,53	327,90	43,29
La	0,03	0,05	0,09	1,52	3,36
Ce	0,25	0,28	0,15	2,78	8,85
Pr	0,05	0,08	0,01	0,31	1,28
Nd	0,58	0,67	0,10	1,42	7,32
Sm	0,54	0,51	0,05	0,29	2,15
Eu			0,02	2,50	0,89
Gd	0,80	0,91	0,08	0,28	3,33
Tb	0,20	0,19	0,02	0,06	0,53
Dy	1,58	1,51	0,13	0,43	3,93
Ho	0,44	0,38	0,04	0,05	0,87
Er	1,30	1,22	0,16	0,27	2,57
Tm	0,20	0,23	0,03	0,04	0,38
Yb	1,29	1,33	0,35	0,28	3,03
Lu	0,24	0,17	0,08	0,06	0,44
Hf	0,09	0,80	0,79	0,35	2,14
Ta		0,05	41,27		0,20
Pb	0,08		0,18		0,31
Th			0,03	0,14	0,38
U			0,05	0,07	0,16
Lu/Hf	11,64	0,88	0,41	0,67	0,89
Sm/Nd	2,85	2,32	1,57	0,62	0,90
La/SmN	0,04	0,07	1,14	3,22	0,96
Sm/YbN	0,48	0,44	0,16	1,19	0,82
La/YbN	0,02	0,03	0,19	3,85	0,78
Eu/Eu*	0,00	0,00	1,15	26,71	1,00
Ce/Ce*	1,47	1,05	0,94	0,95	1,00

Annexe II : Les tableaux de données

8. Analyses de l'howardite NWA 2251

Tableau S36 : Compositions des orthopyroxènes (hypersthènes) de l'howardite NWA 2251

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	52,05	52,67	51,96	51,99	52,96	52,65	53,14	53,02	53,35	52,85	52,96	52,65	53,14	53,02	53,35	52,85
TiO2	0,30	0,31	0,25	0,21	0,19	0,26	0,26	0,40	0,21	0,24	0,19	0,26	0,26	0,40	0,21	0,24
Al2O3	0,66	0,81	0,87	0,74	0,84	0,59	0,80	0,65	0,71	0,77	0,84	0,59	0,80	0,65	0,71	0,77
Cr2O3	0,36	0,46	0,48	0,40	0,66	0,34	0,45	0,34	0,44	0,37	0,66	0,34	0,45	0,34	0,44	0,37
MgO	22,59	22,67	22,10	22,19	22,72	22,61	22,94	22,38	22,29	22,83	22,72	22,61	22,94	22,38	22,29	22,83
FeO	21,54	21,78	22,62	22,92	21,34	21,47	21,26	22,06	20,74	21,65	21,34	21,47	21,26	22,06	20,74	21,65
MnO	0,67	0,76	0,69	0,65	0,72	0,69	0,72	0,80	0,77	0,78	0,72	0,69	0,72	0,80	0,77	0,78
NiO	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	1,30	1,17	1,16	0,89	1,20	1,77	1,21	1,22	2,03	1,28	1,20	1,77	1,21	1,22	2,03	1,28
Na2O	0,06	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	99,55	100,65	100,23	100,00	100,65	100,38	100,84	100,95	100,55	100,77	100,65	100,38	100,84	100,95	100,55	100,77
Molar quantities																
Fe/Mn	31,47	28,26	32,42	34,93	29,15	30,59	28,96	27,22	26,62	27,47	29,15	30,59	28,96	27,22	26,62	27,47
Mg#	65,15	64,98	63,52	63,32	65,49	65,25	65,79	64,39	65,71	65,27	65,49	65,25	65,79	64,39	65,71	65,27
Fe#	34,85	35,02	36,48	36,68	34,51	34,75	34,21	35,61	34,29	34,73	34,51	34,75	34,21	35,61	34,29	34,73
Wo	2,62	2,36	2,35	1,78	2,42	3,53	2,42	2,47	4,13	2,57	2,42	3,53	2,42	2,47	4,13	2,57
En	63,44	63,44	62,03	62,19	63,91	62,94	64,20	62,80	63,00	63,60	63,91	62,94	64,20	62,80	63,00	63,60
Fs	33,94	34,20	35,62	36,03	33,67	33,52	33,38	34,73	32,87	33,84	33,67	33,52	33,38	34,73	32,87	33,84

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S37 : Compositions des clinopyroxènes (augites et pigeonites) de l'howardite NWA 2251

	Aug	Aug	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Pgt.	Pgt.	Pgt.	Pgt.	Pgt.	Pgt.	Pgt.	Pgt.
SiO2	46,57	47,09	49,88	49,63	50,15	51,01	46,95	50,15	52,51	53,14	53,11	51,86	48,22	48,25	50,23	50,23
TiO2	0,81	0,96	0,25	0,71	0,55	0,94	0,53	0,55	0,15	0,15	0,19	0,38	0,17	0,28	0,39	0,39
Al2O3	0,97	0,63	11,77	0,95	1,09	0,77	0,34	1,09	1,24	0,58	0,82	7,72	0,27	0,55	0,37	0,37
Cr2O3	0,44	0,20	0,61	0,29	0,30	0,10	0,07	0,30	0,93	0,41	0,60	0,61	0,45	1,01	0,22	0,22
MgO	5,54	5,40	14,62	13,10	12,27	10,92	10,82	12,27	22,89	21,15	21,99	14,74	13,08	14,26	13,50	13,50
FeO	33,77	34,62	14,32	23,01	26,17	14,38	18,02	26,17	17,78	19,05	18,80	16,66	31,45	26,11	31,26	31,26
MnO	1,31	1,20	0,49	0,75	0,87	0,46	0,57	0,87	0,69	0,71	0,69	0,46	1,01	0,78	1,00	1,00
NiO	0,01	0,03	0,01	0,01	0,05	0,01	0,02	0,05	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
CaO	9,33	9,29	8,04	12,10	9,45	21,39	17,28	9,45	3,79	5,50	2,83	6,95	3,88	9,60	3,12	3,12
Na2O	0,07	0,01	0,30	0,10	0,06	0,08	0,02	0,06	0,03	0,00	0,01	0,28	0,01	0,05	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,13	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	98,80	99,41	100,33	100,65	100,96	100,10	94,60	100,96	100,01	100,73	99,07	99,78	98,55	100,89	100,09	100,09
Molar quantities																
Fe/Mn	25,42	28,39	28,96	30,21	29,79	30,51	31,17	29,79	25,52	26,56	26,65	35,89	30,81	32,92	30,81	30,81
Mg#	22,61	21,75	64,53	50,36	45,53	57,51	51,69	45,53	69,65	66,43	67,58	61,20	42,57	49,32	43,50	43,50
Fe#	77,39	78,25	35,47	49,64	54,47	42,49	48,31	54,47	30,35	33,57	32,42	38,80	57,43	50,68	56,50	56,50
Wo	21,50	21,20	20,33	25,06	20,12	44,74	37,24	20,12	7,66	11,05	5,88	17,18	8,32	19,28	6,73	6,73
En	17,75	17,14	51,41	37,74	36,37	31,78	32,44	36,37	64,31	59,09	63,60	50,68	39,03	39,82	40,57	40,57
Fs	60,75	61,66	28,26	37,20	43,51	23,48	30,32	43,51	28,03	29,86	30,52	32,13	52,65	40,91	52,70	52,70

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S38 : Compositions des plagioclases et des olivines de l'howardite NWA 2251

	PI	PI	PI	PI	PI	PI	OI	OI	OI
SiO ₂	44,67	44,61	45,18	45,39	45,31	44,82	31,21	34,94	31,45
TiO ₂	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,09
Al ₂ O ₃	34,37	34,57	34,36	33,81	33,18	33,20	0,01	0,04	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,05	0,07	0,02
MgO	0,03	0,05	0,01	0,03	0,00	0,00	11,54	23,15	11,31
FeO	0,12	0,23	0,06	0,18	0,10	0,07	54,87	41,77	53,25
MnO	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	1,21	0,77	1,20
NiO	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
CaO	18,95	19,34	19,08	18,76	17,88	18,50	0,36	0,13	0,34
Na ₂ O	1,01	0,81	1,02	1,30	1,12	0,95	0,03	0,00	0,00
K ₂ O	0,06	0,04	0,04	0,08	0,06	0,03	0,01	0,00	0,02
Total	99,24	99,67	99,82	99,61	97,68	97,57	99,32	100,90	97,69
Molar quantities									
An	90,88	92,76	91,01	88,49	89,54	91,35			
Or	0,34	0,22	0,23	0,43	0,35	0,18			
Ab	8,78	7,02	8,77	11,08	10,12	8,47			
Fo(Mg#)							27,27	49,69	27,47
Fa(Fe#)							72,73	50,31	72,53
Fe/Mn							44,69	53,56	43,58

Tableau S39 : Compositions des ilménites et des spinelles de l'howardite NWA 2251

	Ilm,	Ilm.	Spl.	Spl.	Spl.	Spl.	Spl.	Spl.	Spl.	Spl.	Spl.	Spl.	Spl.	Spl.
SiO ₂	0,05	0,00	0,00	0,06	0,05	0,00	0,13	0,01	0,00	0,02	0,13	0,01	0,00	0,02
TiO ₂	53,92	53,35	1,50	15,50	1,80	1,17	0,79	1,66	1,63	1,56	0,79	1,66	1,63	1,56
Al ₂ O ₃	0,06	0,03	13,31	7,23	8,32	16,09	9,12	11,25	12,22	9,05	9,12	11,25	12,22	9,05
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	49,96	39,74	54,67	47,87	55,17	49,59	50,14	52,94	55,17	49,59	50,14	52,94
MgO	0,97	0,94	1,75	1,51	1,37	2,02	2,02	1,69	1,71	1,59	2,02	1,69	1,71	1,59
FeO	44,50	44,23	32,57	35,92	32,29	31,97	30,20	31,16	32,47	32,40	30,20	31,16	32,47	32,40
MnO	0,97	0,96	0,55	0,71	0,58	0,53	0,54	0,49	0,59	0,64	0,54	0,49	0,59	0,64
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00
CaO	0,01	0,02	0,01	0,00	0,04	0,00	0,03	0,03	0,00	0,08	0,03	0,03	0,00	0,08
Na ₂ O	0,05	0,00	0,07	0,05	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	100,55	99,57	99,73	100,71	99,18	99,68	98,04	95,89	98,78	98,28	98,04	95,89	98,78	98,28
Mg#	3,73	3,66	8,75	6,96	7,01	10,10	10,63	8,80	8,60	8,04	10,63	8,80	8,60	8,04
Cr#			82,92	87,66	89,48	79,37	88,66	85,07	84,15	88,33	88,66	85,07	84,15	88,33
Fe/Mn	45,32	45,43	57,90	49,74	54,64	59,74	55,27	62,36	53,92	49,85	55,27	62,36	53,92	49,85

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S40 : Compositions en éléments en traces ($\mu\text{g/g}$) des clinopyroxènes et des veines de choc de l'howardite NWA 2251

	Veine de choc	Veine de choc	Cpx	Cpx
Ca	50314,96	52887,88	66467,20	23813,93
Sc	21,16	28,26	74,19	25,22
Ti	2374,11	2552,44	4156,02	1649,15
V	107,93	147,86	48,69	136,37
Mn	4002,78	5457,74	6693,34	5722,67
Cr	4355,46	5792,17	1781,00	3059,56
Co	19,50	24,57	1,82	9,22
Ni	48,49	69,20	7,81	4,08
Zn	4,09	7,05	3,74	6,57
Ga	1,42	1,48	0,58	0,53
Rb	0,18	0,22		0,18
Sr	53,67	44,19	4,27	1,59
Y	9,76	10,83	13,59	5,40
Zr	28,36	27,96	8,34	6,96
Nb	2,32	2,04	0,07	0,26
Cs		0,06		0,03
Ba	18,31	16,08	2,80	3,82
La	1,82	1,47	0,22	0,14
Ce	4,56	3,94	0,95	0,61
Pr	0,74	0,63	0,25	0,15
Nd	3,46	3,35	1,38	0,78
Sm	1,18	0,99	0,87	0,40
Eu	0,38	0,33	0,05	
Gd	1,41	1,51	1,49	0,51
Tb	0,27	0,27	0,30	0,10
Dy	1,74	1,77	2,22	1,00
Ho	0,36	0,46	0,55	0,24
Er	1,23	1,26	1,58	0,61
Tm	0,14	0,20	0,25	0,11
Yb	1,02	1,14	1,74	0,63
Lu	0,18	0,18	0,27	0,10
Hf	0,92	0,75	0,36	0,20
Ta	0,13	0,07		0,01
Pb			0,06	0,23
Th	0,26	0,22	0,02	0,03
U	0,09	0,06	0,04	0,02
Lu/Hf	0,20	0,24	0,75	0,51
Sm/Nd	0,34	0,30	0,63	0,51
La/SmN	1,15	1,20	0,94	0,84
Sm/YbN	13,82	22,54	37,62	28,54
La/YbN	15,84	26,96	35,48	23,90
Eu/Eu*	0,12	0,17	0,15	0,17
Ce/Ce*	0,17	0,17	0,16	0,14

Annexe II : Les tableaux de données

Tableau S41 : Compositions isotopiques de l'oxygène des échantillons analysés dans cette étude (l'eucrite basaltique AW 200, l'eucrite basaltique Tata et les deux lithologies de la diogénite à olivine NWA 4255)

SAMPLE	$\delta^{17}\text{O}\%$	1δ	$\delta^{18}\text{O}\%$	1δ	$\Delta^{17}\text{O}\%$	1δ	$\Delta^{17}\text{O}\%_{\text{linear}}$	1δ	$1000 \ln [1 + (\delta^{17}\text{O}_{\text{SMOW}}/1000)]$	$1000 \ln [1 + (\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/1000)]$
AW 200	1,835		3,924		-0,205		-0,222		1,833	3,916
AW 200	1,779		3,853		-0,225		-0,240		1,777	3,846
Mean AW 200	1,807	0,040	3,889	0,050	-0,215	0,013	-0,231	0,013	1,805	3,881
Tata	1,771		3,841		-0,226		-0,242		1,769	3,834
Tata	1,769		3,838		-0,227		-0,243		1,767	3,831
Mean Tata	1,770	0,001	3,840	0,002	-0,227	0,000	-0,242	0,0003	1,768	3,832
NWA 4255(Hrzb.)	1,672		3,636		-0,219		-0,234		1,671	3,629
NWA 4255(Hrzb.)	1,677		3,647		-0,219		-0,235		1,676	3,640
Mean (Hrzb.)	1,675	0,0035	3,642	0,008	-0,219	0,001	-0,234	0,001	1,673	3,635
NWA 4255(Opxn.)	1,699		3,680		-0,215		-0,230		1,698	3,673
NWA 4255(Opxn.)	1,688		3,673		-0,222		-0,237		1,687	3,666
Mean (Opxn.)	1,694	0,008	3,677	0,005	-0,218	0,005	-0,233	0,005	1,692	3,670
Mean NWA 4255	1,682	0,011	3,656	0,020	-0,219	0,003	-0,234	0,003	1,681	3,649

Liste des publications

Liste des publications

Abdelmadjid Seddiki, Bertrand Moine, **Ratiba Kared** and Jean Yves Cottin. (2017). HED meteorites from Algeria: Evidences of impact cratering events on asteroid 4Vesta. *4ème AICAC (Fourth Arab Impact Cratering and Astrogeology Conference)*, Alger, Laghouat 9 au 12 avril 2017.

Ratiba Kared, Bertrand Moine, Seddiki Abdelmadjid. (2018). North west Africa 4255, an olivine-bearing diogenite, relics of primitive mantle. *49th Lunar and Planetary Science XXXVIII, Houston, USA, #2210*.

R. Kared, B.N. Moine, A. Seddiki, J.Y.Cottin, R.C. Greenwood, I.A. Franchi. (2019). Petrology, mineralogy and geochemistry of the olivine diogenite NWA 4255: New insights into the magmatic evolution of asteroid 4 Vesta. *Arabian Journal of Geosciences*.



Petrology, mineralogy, and geochemistry of the olivine diogenite NWA 4255: new insights into the magmatic evolution of asteroid 4 Vesta

Ratiba Kared¹ · Bertrand N. Moine² · Abdelmadjid Seddiki¹ · Jean Yves Cottin² · Richard C. Greenwood³ · Ian A. Franchi³

Received: 18 January 2019 / Accepted: 5 July 2019
© Saudi Society for Geosciences 2019

Abstract

Northwest Africa (NWA) 4255 is a meteorite found in the region of Tindouf (southwestern Algeria), classified as brecciated olivine diogenite. Based on textural observations and orthopyroxene compositions, two different lithologies were determined: harzburgitic and orthopyroxenitic. The orthopyroxenitic lithology contains orthopyroxene (Mg no. 73.99–75.68) and spinel (Cr no. 83.09–85.11, Mg no. 15.57–22.45). On the other hand, the harzburgitic lithology contains orthopyroxene (Mg no. 74.54–77.14) and olivine (Mg no. 70.94–72.57). The iron metal and the sulfides (Troilites) of this sample are present in both lithologies and are low in Ni (Ni < 0.1 wt%). The Fe/Mn ratio of orthopyroxenes ranges from 22.28 to 32.64 and show a large overlap between both lithologies. Lowest ratios are unusual; they are below the defined field for diogenites and olivine diogenites. $\Delta^{17}\text{O}$ values are -0.234 ± 0.003 (1 σ) and confirm that the NWA 4255 originated from 4Vesta. The results of this study show that there is a genetic linkage between the two lithologies of NWA 4255 and correspond to in situ crystallization processes. This olivine diogenite reflects transition between two major magmatic processes in 4Vesta. The magma ocean of 4Vesta crystallized at equilibrium, allowing the formation of a dunitic and harzburgitic mantle. This late lithology is linked to the peritectic reaction between the olivines formed and the evolved liquid. Our sample then reflects this crucial step of separating this mantle from the residual liquid. This melt evolving on the peritectic allowed the formation of the observed harzburgitic assemblage and then evolves out from the peritectic reaction to proceed to a fractional crystallization process involving the formation of orthopyroxenite.

Keywords NWA 4255 · Olivine diogenite · Harzburgite · Orthopyroxenite · Peritectic reactions · 4Vesta

Editorial handling: Domenico M. Doronzo

Electronic supplementary material The online version of this article (<https://doi.org/10.1007/s12517-019-4604-9>) contains supplementary material, which is available to authorized users.

✉ Abdelmadjid Seddiki
abdelmadjid.seddiki69@gmail.com

- ¹ Laboratoire Géoressources et Risques Naturels (GEOREN); Oran2 University, BP: 1510, 31000 Oran, Algeria
- ² Magmas & Volcanoes Laboratory UMR6524 CNRS, Lyon University, UJM, Saint-Etienne, France
- ³ Planetary and Space Sciences, Department of Physical Sciences, The Open University, Walton Hall, Milton Keynes MK7 6AA, UK

Introduction

The HED (Howardite, Eucrite, Diogenite) group of meteorites likely originated from the Asteroid 4Vesta (Drake 2001). Diogenites are predominantly orthopyroxene-rich cumulates (Krawczynski et al. 2008; Mandler and Elkins-Tanton 2013). However, recently, olivine diogenites have been recognized as an important subset of diogenites and are considered to represent the most primitive material within this subgroup (Krawczynski et al. 2008). The designation olivine diogenite has been used for diogenites containing a considerable range of modal olivine contents, from trace to 50 wt.% olivine (Bowman et al. 1997; Irving et al. 2009; Mittlefehldt 1994; Sack and Ghiorso 1991; Shearer et al. 2010). However, when the olivine abundance is between 1 and 5%, the most appropriate term is olivine-bearing diogenites (Shearer et al. 2010). Diogenites, olivine-bearing diogenite, and olivine diogenites are petrogenetically associated with basaltic magmatism linked to

the earliest stages of asteroidal melting on the parent body of the Howardite–Eucrite–Diogenite (HED) meteorites (Shearer et al. 2010). As pointed out by Mittlefehldt (2000), the origin of the parental magmas of diogenites remains poorly understood.

In this study, we look in detail at the origin and interrelationship between two distinct lithologies present in the olivine diogenite NWA 4255. We examine the major processes responsible for their genesis using petrology, mineral chemistry, and whole-rock geochemistry. In particular, we examine whether the two lithologies are co-genetic. Using the evidence from modeling studies, we investigate the relationship between diogenites and olivine diogenites and assess how NWA 4255 fits into the magmatic history of 4Vesta. Finally, we use the information gained from this detailed study of NWA 4255 to examine the differentiation and crystallization history of vestian magma ocean.

Petrography and texture

NWA4255 is an olivine diogenite discovered in 2002 in the Algerian Sahara. It is in the form of many fragments (Fig. 1a) totaling a mass of 6 kg. Some fragments show a thin fusion crust. Iron oxide is observed on some fragments, which reflects a supergene alteration of iron metal. The study concerns seven fragments of this meteorite. NWA4255 is a brecciated olivine diogenite. Observations under optical microscope (reflected light) and electron microscope allowed to highlight the presence of two lithologies, one contains olivine and is designated here as being the “harzburgitic lithology,” and the other is olivine free and is designated here as being the “orthopyroxenitic lithology.” Iron metal and sulfides are present in small amounts as interstitial grain or tiny inclusions in orthopyroxene. Clinopyroxene is present as traces associated with iron metal within large orthopyroxene grains. The “orthopyroxenitic lithology” consists of orthopyroxene, spinel, sulfide, and scarce clinopyroxene (see below) (Figs. 1 and 2). This olivine diogenite consists of orthopyroxene (91.62%), olivine (6.79%), chromium spinel (1.08%), and trace of sulfide and iron metal.

One of the most interesting features of the NWA 4255 is the presence of many small vugs in orthopyroxene and occasionally in the spinel in the orthopyroxenitic lithology. These vugs are associated with strings of sulfide and spinel inclusions (Fig. 1b, c).

Orthopyroxenitic lithology

Orthopyroxene

Orthopyroxene occurs as subhedral grains exhibiting a wide range of sizes (~8 to 0.01 mm in length) (Fig. 1d). In most cases, these grains are highly brecciated and are presumably fragments of much larger crystals. The original magmatic

boundaries between orthopyroxene and spinel are sometimes preserved. In addition, clinopyroxene is also present and occurs as very small grains (~50 μm). It is associated with iron metal in orthopyroxene.

Chromium spinel

Spinel has several habitus and microstructures. Most spinels occur as subhedral to anhedral grains with a size of 100 to 600 μm. These spinel grains are highly brecciated when they are within or in contact with orthopyroxene (Fig. 1e). However, some spinels are euhedral (300 to 550 μm in diameter) showing igneous contacts with orthopyroxene (Fig. 1f). In addition, some small spinel grains are associated with sulfides (Fig. 2a). These grains often display curved contacts with orthopyroxene grains. Furthermore, there are spinels that form tiny inclusions (< 10 μm) and are associated with numerous vugs and sometimes with sulfides along cleavage planes within orthopyroxene grains.

Sulfides

Sulfides are more abundant in the orthopyroxenitic lithology. They are less common in the harzburgitic lithology. The shape and the grain size of sulfides are largely variable; some are subhedral (~360 μm in diameter) (Fig. 2b). Others are euhedral (20 to 50 μm), and most were observed as tiny grain inclusions within orthopyroxene and spinel.

Harzburgitic lithology

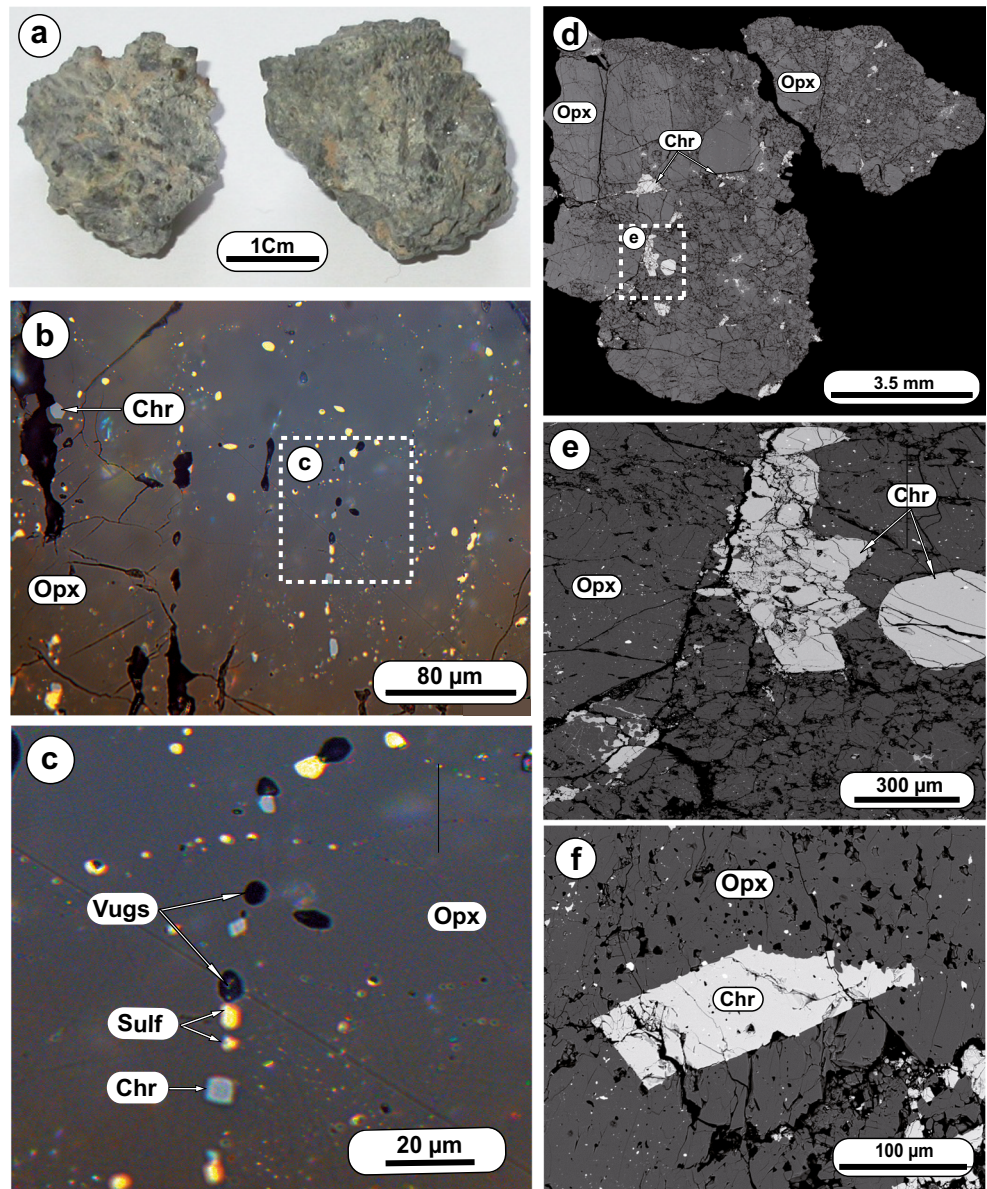
Orthopyroxene

Orthopyroxenes are essentially subhedral, varying in size to 2 mm to 1.5 cm in the longest dimension (Fig. 3a). Most orthopyroxene grains are fractured and contain numerous olivine, chromium spinel, iron metal, and sulfide inclusions. In brecciated areas, pyroxenes are small and display angular shapes, and range in size from 10 to 250 μm. There are some orthopyroxenes found exceptionally as inclusions in olivine. These orthopyroxenes can be up to 200 μm in longest dimension; they are anhedral with irregular boundaries (Fig. 3b and c).

Olivine

Olivine occurs only in harzburgitic lithology. It displays a heterogeneous distribution occurring as millimeter-sized fragmented crystals, locally displaying original contacts with orthopyroxene grains. Olivine grains are anhedral, ranging in size from 250 μm to 1.5 mm (Fig. 3a).

Fig. 1 **a** Two of many fragments of NWA 4255. **b, c** Optical microscope photomicrographs observed in reflected light showing small vugs associated with strings of sulfides (Sulf) and chromium spinels (Chr) are common in the orthopyroxene (Opx) groundmass. **d** Mosaic backscattered electron (BSE) image of orthopyroxenitic lithology of studied sample, formed by orthopyroxenes and chromites. **e** Backscattered electron image of brecciated zone of NWA 4255 displaying two different types of chromium spinel, one is subhedral exhibiting irregular fractures and another is euhedral, and both are surrounded by an orthopyroxene breccia. **f** Euhedral chromium spinel within large orthopyroxene



Some small rounded grains of olivine (25–70 μm) are occasionally found as inclusions within large orthopyroxenes (Fig. 3e and f).

Iron metal

Iron metal is not abundant in NWA 4255, occurring as irregularly shaped grains associated with orthopyroxene and

Fig. 2 Optical microscope photomicrographs observed in reflected light of anhedral chromites (Chr) associated with euhedral sulfide (Sulf) inclusions within orthopyroxene (Opx) in **a**, and euhedral sulfide showing contact angle within orthopyroxene in **b**

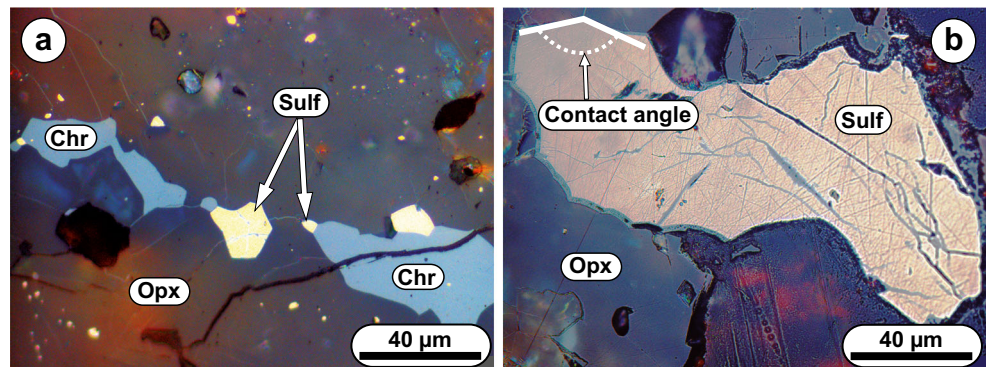
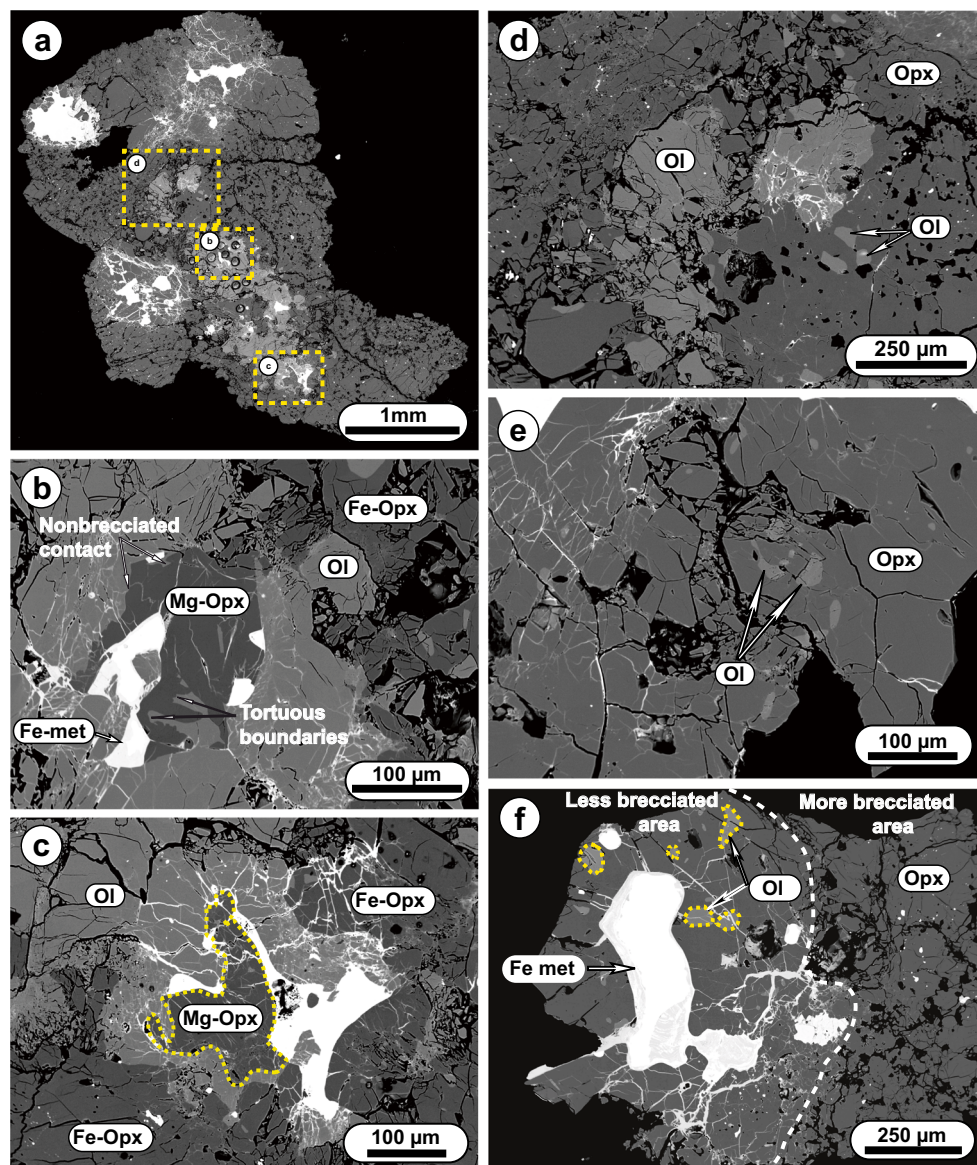


Fig. 3 Backscattered electron (BSE) images showing textures and grain sizes of minerals found in the harzburgitic and transitional lithologies of NWA 4255. **a** Mosaic image of a brecciated fragment with large grains of olivine and iron metal. **b, c** Magnesian orthopyroxene associated with an iron metal (Fe met) inclusion in a large olivine grain (Ol). Note that the contact between orthopyroxene and olivine grains is usually non-brecciated. **d** BSE image of olivine-rich zone showing a close-up view of the square area indicated in **a**. **e, f** BSE images; showing some rounded olivine inclusions in orthopyroxene in **e**. Olivine and large iron metal grains within less brecciated orthopyroxene. Orthopyroxene and tiny small iron metal grain occur in more brecciated areas in **f**



sometimes with olivine. The iron grains can be as much as 500 µm in diameter; these larger grains (Fig. 3f) have a halo of infiltrations in cracks of surrounding orthopyroxene and olivine. Metallic iron is also in the form of very small grains (less than 10 µm), associated with sulfides and spinels in the form of trails of inclusions in orthopyroxene.

Analytical techniques

Analyses of major and trace elements in various mineral phases were carried out using the electron microprobe and by LA-ICP-MS (laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometer). Image of the rock fragment presented in this work is a mosaic image corresponding to an accumulation of 28 images obtained using a scanning electron microscope

(Jeol JSM-5910 LV) equipped with a PGT Spirit microanalysis system. Whole-rock major and trace element analysis and oxygen isotope analyses were undertaken on two fresh fragments of NWA 4255 weighing 1.56 g and 1.57 g (Aliquot 1 and Aliquot 2). These were crushed and pulverized in an agate mortar before determining the concentrations of the major and trace elements of the whole rock.

Mineral phases major and trace element analyses

Major and minor element chemistry of mineral phases was determined using an electron microprobe (CAMECA S×100, 15 kV, 20 nA), at Magmas and Volcanoes laboratory (LMV)–Clermont-Ferrand-France. Standards were natural

and synthetic minerals; ZAF corrections were applied. The limit of detection of the electron microprobe analyses is LOD = 50–100 ppm depending on the element concerned.

Trace element compositions were acquired by a LA-ICP-MS (laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometer) at the LMV, France, using a RESONETICS RESOLUTION M-50 laser powered by an ultra-short pulse ATL ATLEXEXCIMER laser system. Operating conditions were of 193 nm wavelength, 73 μm spot diameter, associated to a repetition rate of 6 Hz. The sample was ablated in a He atmosphere using a 193-nm wavelength laser computer-controlled and equipped with an ATL laser with ultra-short pulse duration (< 4 ns). Acquisition time was 90 s for background and 60 s for signal. The international standards NIST612 and BCR2 (Columbia River Basalt) were used as external calibration standards. Four analyses were performed on these standards before and after each data collection set. Si and Cr determined by electron microprobe are used as internal standards to normalized concentration. The detection limits of all the elements analyzed are less than 1 ppb. Reproducibility and accuracy of the analyses was estimated through repeated analyses of BCR-2g standard at the beginning and at the end of every run. Data reduction was carried out using the software package GLITTER (Van Achterberg et al. 2001). For each analysis, the time resolved signal for each element was monitored to discard perturbations related to inclusions, fractures or mixing.

Whole-rock major and trace element analyses

Two different techniques were used for major elements analysis. As for the first, a powdered sample (108 mg) of the Aliquot 1 was taken, from which a small fraction (about 5 mg) was deposited on a platinum wire and heated to 1580 °C in air. The molten glass was quenched in water. The glass beads obtained were then analyzed by electron microprobe. These glass beads were prepared at the CRPG-Nancy-France, and then analyzed by electron microprobe at the LMV-France. In this work, we present the average of three analyses that were made on each three beads made.

For the second technique, 100 mg of both aliquots (1 and 2) were taken to perform the major element analyses using the alkaline fusion method with LiBO_2 (1:3 dilution). One hundred milligrams of each extracted powder was mixed with 300 mg of lithium metaborate (LiBO_2). The mixture was then placed in a graphite crucible (25 mm in diameter) and heated for 5 min in a magnetic induction furnace to 2KW (1100 °C). The glass obtained was mixed with 50 ml of HNO_3 1 M solution in a polystyrene bottle. The glass bead was dissolved by the acid, then the solution obtained is filtered through a filter paper and recovering all with deionized water in a volumetric flask of 200 ml. The final solutions were analyzed by ICP-AES (inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy) at the LMV-France, and analytical conditions were as

follows: incident power = 1050 W, reflected power < 5 W, Drainage = 0.31/min. BHVO-2 external standard was used as reference to control accuracy and deviation. The results obtained by these two different methods are consistent within analytical uncertainty (Table 7). Whole-rock trace element compositions were analyzed by inductively coupled plasma mass-spectrometry (ICP-MS) at LMV on Agilent 7500 cx. One powder sample of both aliquots (Aliquot 1: 98.4 mg and aliquot 2: 100.28 mg) was taken for trace element analysis. For dissolution, each powder sample was dissolved in a mixture solution: 1 ml 20 N of HF and 1 ml of 20 N HNO_3 in a 12-ml Savillex™. The closed Savillex™ were placed on a hotplate at 100 °C for 48 h. The samples were evaporated at 70 °C. After evaporation, a second attack is carried out with a mixture of 1 ml of 30 N HCl, 4 ml of 20 N HF, and 1 ml of HClO_4 and heated at 100 °C for 2 days. This step is followed by evaporation at 150 °C. A third attack with a mixture of 1 ml 30 N HCl, 4 ml 20 N and 1 ml HClO_4 was carried out. The solution was then allowed to evaporate at 150 °C. The residue was dissolved in 2 ml 6 N HCl, then evaporated until all the HClO_4 had been removed. The residue obtained is dissolved with recovery 10 ml 0.4 N HNO_3 and diluted before analyzing.

Two blanks followed the same protocol as the sample to confirm that the NWA 4255 had not been contaminated during handling. Three mafic and ultramafic international standards (BIR1, BCR2 et JP1) were used as calibration external standards.

Fifty milligrams of powder of aliquot 1 was sent to Montpellier University to check the reliability of the data. The results obtained in the two laboratories by the solution-ICP-MS are consistent within analytical uncertainty (Table 7).

Oxygen isotopes analyses

Oxygen isotopes analysis was undertaken on both NWA 4255 aliquots (aliquot 1 and aliquot 2, Table S1). Both aliquots were homogenized, and 2 mg of these powders was then loaded for oxygen isotope analysis at the Open University, using an infrared laser-assisted fluorination system (Miller et al. 1999; Greenwood et al. 2017). Each of the two lithologies were analyzed in duplicate. The powders were heated in the presence of BrF_5 . After fluorination, the released oxygen gas was purified by passing it through two cryogenic nitrogen traps and over a bed of heated KBr. Oxygen gas was analyzed using a MAT 253 dual inlet mass spectrometer. System precision, as defined by replicate analyses ($n = 39$) of our internal obsidian standard, is $\pm 0.05\text{‰}$ for $\delta^{17}\text{O}$, $\pm 0.09\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$, $\pm 0.02\text{‰}$ for $\Delta^{17}\text{O}$ (2σ).

Oxygen isotope analyses are reported in standard δ notation, where $\delta^{18}\text{O}$ has been calculated as: $\delta^{18}\text{O} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{sample}}/({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{ref}} - 1] \times 1000$ (‰) and similarly for $\delta^{17}\text{O}$ using the ${}^{17}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ ratio, the reference

being vSMOW: Vienna Standard Mean Ocean Water. $\Delta^{17}\text{O}$, which represents the deviation from the terrestrial fractionation line, has been calculated using the linearized format of Miller (2002):

$$\Delta^{17}\text{O} = 1000\ln(1 + \delta^{17}\text{O}/1000) - \lambda 1000\ln(1 + \delta^{18}\text{O}/1000)$$

where $\lambda = 0.5247$, determined using 47 terrestrial whole-rock and mineral separate samples (Miller 2002; Miller et al. 1999).

Mineral chemistry: major and trace elements

Representative major element concentrations for orthopyroxene, chromite, and olivine are summarized in Tables 1, 2, and 3, respectively. The iron metal data compositions are given in Table 4, and the sulfide data are summarized in Table 5. The trace element concentrations for these silicates are listed in Table 6. This olivine diogenite has two distinct populations of both orthopyroxene and olivine (Figs. 4 and 5). This bimodal distribution reflects the fact that two distinct lithologies are present in NWA 4255.

Orthopyroxenitic lithology

Orthopyroxene

Based on the terms ferroan and magnesian used by Beck and McSween (2010), orthopyroxene in the orthopyroxenitic lithology show mainly a ferroan trend with a composition ranging from ($\text{Wo}_1\text{En}_{73}\text{Fs}_{24}$) to ($\text{Wo}_2\text{En}_{75}\text{Fs}_{26}$) (Table 1) and with Fe no. molar values of 24.32–26.01. These orthopyroxenes show concentrations with a slight variability for Al_2O_3 (0.04–0.2 wt%), Cr_2O_3 (0.2–0.4 wt%), and CaO (0.68–0.89 wt%). TiO_2 concentrations are very low and often below the detection limit of the electron microprobe and never exceed 0.07 wt%. The Fe/Mn ratio of these orthopyroxenes varies from 23.91 to 32.64.

Trace element concentrations determined by LA-ICP-MS display very limited variations in orthopyroxene from orthopyroxenitic lithology. Ti ranges from 255 to 276 ppm, Co from 5.01 to 5.56 ppm, Sc from 12.1 to 13.4 ppm and V from 109 to 117 ppm. Remarkably, Ni concentrations are very low (0.254–0.386 ppm).

The high field strength element (HFSE) contents are 0.003–0.007 ppm for Hf and 0.025–0.040 ppm for Nb. Zr varies in concentrations from 0.085 to 0.217 ppm. Ta is below detection limits (less than 0.5 ppb). Moreover, incompatible trace element concentrations are very low with small variations in Y (0.094 to 0.145 ppm) and Yb (0.027–0.034 ppm).

As a consequence, in the ferroan orthopyroxenes, no correlation is observed between these elements and Ti.

The REE contents are depleted relative to CI chondrite (Anders and Grevesse 1989). Moreover, the light REE contents are generally depleted relative to heavy REE (La/Yb ranges from 0.03 to 0.08). On the other hand, middle REEs are enriched ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 0.07\text{--}0.28$ and $\text{Sm}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 0.30\text{--}0.48$). They show troughs at Eu in CI-normalized diagrams with a low Eu/Eu^* ranging from 0.35 to 0.66 (Fig. 6).

Although orthopyroxene from the two lithologies show REE patterns that are subparallel, the REE contents of orthopyroxene from the orthopyroxenitic lithology are more enriched, especially for the MREE and HREE ($\text{Sm}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 0.43\text{--}0.48$) to those obtained on harzburgitic lithology (Fig. 6).

Chromite

Spinel is magnesio-chromite ($\text{Usp}_{1-2}\text{Sp}_{15-16}\text{Chr}_{81-84}$) with very high Cr no. values = 0.83–0.85 (Table 2). The Mg no. values of chromite show significant variation, from 15.57 to 22.45. They contain minor amounts of TiO_2 (0.3–0.6 wt%). The ranges of Cr no. in this study are similar to those previously reported for NWA1877 by Irving et al. (2005) (Fig. 7).

Magnesio-chromites exhibit variable trace element concentrations: V (5369 to 5471 ppm), Ti (3462 to 3639 ppm), Co (7.81 to 10.47 ppm), Sc (5.16 to 6.39 ppm), and Ni (0.13 to 0.50 ppm). The Zr, Hf, Nb, and Ta contents range respectively from 3.83 to 3.93 ppm, 0.019 to 0.054 ppm, 3.67 to 3.93 ppm, and 0.002 to 0.008 ppm. Y ranges from 0.016 to 0.019 ppm.

Harzburgitic lithology

Orthopyroxene

Orthopyroxene is magnesian ($\text{Wo}_2\text{En}_{73-76}\text{Fs}_{23-25}$) with Fe no. (in molar) ranging from 22.86 to 25.46. Minor element concentrations are slightly more depleted than those from orthopyroxenitic lithology Al_2O_3 (0.08–0.4 wt%), CaO (0.06–0.3 wt%), Cr_2O_3 (0.6–0.9 wt%), TiO_2 contents are up to 0.09 wt%, but sometimes fall below detection limits.

The scarce orthopyroxene inclusions in olivine are magnesian (Mg no. 76.68 to 76.92) and show the lowest Al_2O_3 (0.13 to 0.17 wt%), CaO (0.67 to 0.73 wt%) contents, the highest Cr_2O_3 (0.11 to 0.18 wt%) contents among the orthopyroxene analyzed in NWA 4255.

Concentrations of Ti (207–260 ppm), V (91–124 ppm), Co (5.81–25.8 ppm), Sc (9.50–13.3 ppm), Ni (0.37–4.2 ppm), and Zr (0.029–0.103 ppm) exhibit slight variation. The contents Hf and Nb range to 0.002 to 0.004 ppm and to 0.024 to 0.036 ppm, respectively. Ta is below detection limits (less than

Table 1 Representative microprobe analyses for orthopyroxene from NWA 4255 (in wt% oxides)

<i>n</i> ^o	6	28	19	27	42	3	50	8	16	57	41	58
Lithology	Harzburgitic							Orthopyroxenitic				
	Opx inclusion in olivine											
SiO ₂	55.51	55.57	55.70	55.83	55.64	56.21	55.90	55.57	54.93	55.13	55.47	55.06
TiO ₂	0.06	0.06	0.02	0.02	0.01	b.d.	0.07	0.07	0.11	0.04	0.04	0.09
Al ₂ O ₃	0.17	0.33	0.27	0.31	0.31	0.13	0.16	0.35	0.33	0.40	0.29	0.36
Cr ₂ O ₃	0.21	0.24	0.12	0.24	0.21	0.18	0.17	0.33	0.31	0.30	0.21	0.25
FeO	15.03	15.04	15.13	15.16	15.68	15.06	15.58	16.20	16.26	16.61	16.58	16.54
MnO	0.51	0.66	0.59	0.50	0.54	0.59	0.57	0.55	0.62	0.60	0.68	0.59
MgO	28.04	28.11	27.88	27.79	27.42	28.16	27.78	26.90	26.65	26.76	26.61	26.40
CaO	0.90	0.78	0.66	0.71	0.82	0.69	0.73	0.78	0.78	0.85	0.86	0.78
Na ₂ O	0.11	0.01	0.02	0.00	0.04	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.04	0.03
K ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	100.54	100.83	100.39	100.58	100.68	101.05	100.99	100.79	100.00	100.69	100.79	100.12
Fe/Mn	29.17	22.28	25.47	29.90	28.41	25.10	26.72	28.92	26.02	27.21	24.03	27.42
Fe/Mg	30.06	30.02	30.45	30.60	32.08	30.01	31.46	33.78	34.23	34.81	34.96	35.15
Mg #	76.89	76.91	76.66	76.57	75.71	76.92	76.07	74.75	74.50	74.18	74.10	73.99
Wo %	1.75	1.51	1.29	1.39	1.59	1.33	1.42	1.54	1.55	1.67	1.70	1.55
En %	75.54	75.75	75.67	75.50	74.51	75.89	74.99	73.60	73.34	72.94	72.84	72.84
Fs %	22.71	22.74	23.04	23.10	23.90	22.78	23.59	24.86	25.10	25.39	25.46	25.61

Mg no. = Mg/(Mg + Fe) × 100. Fe/Mn and Fe/Mg are calculated from molar abundances

b.d. below detection limit

0.5 ppb). Incompatible trace element concentrations are 0.053–0.087 ppm Y and 0.017–0.022 ppm Yb.

Sc, V, and Y have a positive correlation with Ti. Sc and Ti show a clear correlation between overlapping harzburgitic and orthopyroxenitic lithologies (Fig. 5), but both show a similar trend indicating that Ti has the same behavior as Sc when

partitioning between mineral and melt. This implies that the Ti has probably a +3 valence as the Sc in this system. The REE patterns of orthopyroxene in the harzburgitic lithology are also depleted in LREE compared to HREE. La/Yb ranges from 0.05 to 0.16 and is lower than in orthopyroxenes of orthopyroxenitic lithology (Fig. 6). Eu/Eu* = 0.43–0.55,

Table 2 Representative microprobe analyses for chromite of orthopyroxenitic lithology (in wt% oxides)

Fragment	50	52	44	11	19	16	3	15	4	10	20	13
SiO ₂	0.02	0.05	0.07	0.00	0.00	0.14	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00
TiO ₂	0.37	0.46	0.56	0.57	0.63	0.52	0.51	0.62	0.54	0.64	0.49	0.35
Al ₂ O ₃	7.94	7.68	7.43	7.27	7.29	6.96	7.21	7.07	7.22	7.15	7.13	7.13
Cr ₂ O ₃	57.38	58.84	59.38	58.60	59.32	56.92	59.08	58.66	59.90	59.36	59.33	58.49
FeO	28.53	27.90	27.88	26.77	27.31	28.00	27.44	26.91	27.52	26.71	27.63	28.02
MnO	0.69	0.67	0.56	0.63	0.59	0.57	0.61	0.65	0.59	0.58	0.62	0.66
MgO	2.89	3.13	3.43	3.91	3.73	3.73	3.54	3.90	3.66	3.93	3.58	3.07
Total	97.82	98.74	99.30	97.75	98.87	96.85	98.41	97.86	99.44	98.41	98.79	97.72
Mg#	15.57	16.65	18.04	20.85	19.68	20.01	18.86	20.83	19.26	20.81	19.03	15.86
Cr#	82.90	83.71	84.29	84.39	84.53	84.59	84.61	84.76	84.77	84.78	84.80	84.83
Sp	15.42	16.07	15.43	15.29	15.18	14.78	15.11	14.88	14.97	14.95	14.89	14.90
Chrm	81.23	82.54	82.75	83.18	82.90	83.30	83.06	83.45	83.32	83.33	83.11	83.33
Usp	1.01	1.24	1.47	1.52	1.69	1.42	1.37	1.66	1.43	1.70	1.30	1.24

Mg no. = Mg/(Mg + Fe) × 100. Cr no. = Mg/(Mg + Fe) × 100 calculated from molar abundances

b.d. below detection limit

Table 3 Representative microprobe analyses for olivine from harzburgitic lithology (in wt% oxides)

Specific <i>n</i> ^o	Large grains							Small inclusions in opx				
	25	9	10	11	12	13	48	28	39	33	41	44
SiO ₂	38.27	38.19	38.05	38.13	37.93	37.99	38.25	38.17	36.97	37.60	38.13	37.96
TiO ₂	b.d.	b.d.	0.02	0.02	b.d.	b.d.	0.07	0.01	0.05	b.d.	b.d.	b.d.
Al ₂ O ₃	b.d.	0.02	b.d.	b.d.	b.d.	0.02	0.02	b.d.	0.02	b.d.	0.01	b.d.
Cr ₂ O ₃	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.03	b.d.	b.d.	b.d.
FeO	25.08	25.30	24.90	25.16	24.99	25.31	25.94	26.22	28.07	26.87	26.53	26.98
MnO	0.47	0.48	0.52	0.52	0.52	0.46	0.60	0.67	0.61	0.59	0.60	0.60
MgO	36.80	36.68	36.91	37.06	37.08	37.00	36.21	35.60	34.68	35.50	35.26	35.36
CaO	0.06	0.01	0.03	0.04	0.02	0.02	0.01	0.06	0.07	b.d.	0.02	0.05
Na ₂ O	0.02	0.03	b.d.	0.03	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Total	100.70	100.74	100.47	100.98	100.58	100.80	101.09	100.73	100.50	100.56	100.56	100.95
Fe/Mn	52.73	51.37	47.02	47.71	47.03	54.04	42.42	38.77	45.17	45.12	43.29	44.17
Mg#	72.34	72.10	72.55	72.42	72.57	72.27	71.33	70.76	68.77	70.19	70.32	70.02
Fa	27.66	27.90	27.45	27.58	27.43	27.73	28.67	29.24	31.23	29.81	29.68	29.98

Mg no. = $Mg/(Mg + Fe) \times 100$. Fe/Mn and Fe/Mg are calculated from molar abundances

b.d. below detection limit

Sm_N/Yb_N ranges from 0.26 to 0.36 and La_N/Sm_N ratio from 0.18 to 0.64.

Olivine

Olivine also displays a bimodal distribution, Fe no. ranges from 27.43 to 29.06 for large grains and to 28.39 to 32.01 for small grains (Fig. 4). These values agree well with the compositions from olivine-bearing diogenites (Shearer et al. 2010). The Fe/Mn ratio displays wide variation from 38.8 to 72.7. The abundance of minor elements is very low and below detection limit of the electron microprobe.

On the basis of LA-ICP-MS measurements of olivine from harzburgitic lithology, Ti ranges from 38.04 to 48.70 ppm, and Ca contents range from 315 to 1215 ppm. Ni and Co contents of olivine show a wide variation Ni (2.94 to 23.15 ppm) vs. Co (17.8 to 133 ppm). Ni exhibits a positive correlation with Co as shown in (Fig. 8), with a mean Ni/Co ratio of 0.26. V contents in these olivines yield concentrations ranging from 14 to 16.1 ppm and Sc in the range 3.73 to 4.1 ppm. In addition, Zr content is 0.019 ppm, and Nb concentrations range from 0.002 to 0.007 ppm. Hf and Ta contents are below detection limits. Y contents vary from 0.003 to 0.016 ppm and Yb contents from 0.002 to 0.007 ppm.

Table 4 Representative microprobe analyses of Iron metal from orthopyroxenitic and harzburgitic lithologies (wt% element)

Lithology <i>n</i> ^o	Orthopyroxenitic					Harzburgitic						
	3	12	23	25	15	7	19	16	17	20	19	30
Si	0.06	0.02	0.01	0.01	b.d.	0.02	b.d.	b.d.	0.01	b.d.	b.d.	b.d.
S	0.03	0.02	0.01	0.04	b.d.	0.01	b.d.	0.01	0.01	b.d.	b.d.	0.01
Fe	98.16	98.68	99.04	99.36	99.41	99.59	99.74	99.75	99.75	99.83	99.83	99.83
Co	0.45	0.46	0.51	0.49	0.28	0.30	0.41	0.34	0.34	0.38	0.39	0.42
Ni	0.14	0.12	b.d.	0.13	0.10	b.d.	0.09	b.d.	b.d.	b.d.	0.11	b.d.
Mg	b.d.	b.d.	b.d.	0.01	0.01	b.d.	b.d.	0.01	0.01	0.01	b.d.	b.d.
Mn	0.05	0.04	0.03	0.01	b.d.	0.01	b.d.	0.01	b.d.	0.02	0.01	b.d.
Cr	0.09	0.05	0.07	0.02	b.d.	0.02	b.d.	0.01	0.11	0.59	0.02	b.d.
Total	98.98	99.39	99.76	100.05	99.80	99.99	100.24	100.15	100.27	100.86	100.36	100.32
Fe/Ni	717.02	836.96		786.07	982.32		1102.14				930.38	
Ni/Co	0.30	0.26		0.26	0.36		0.22				0.27	

Table 5 Representative microprobe analyses for sulfides from harzburgitic and orthopyroxenitic lithology (wt% element)

<i>n</i> ^o	Harzburgitic lithology								Orthopyroxenitic lithology			
	28	21	36	38	11	51	17	45	13	3	41	39
S	36.66	35.73	36.77	36.86	36.78	36.54	37.08	36.81	36.62	36.31	36.58	35.30
Si	0.02	0.08	0.01	0.04	0.01	0.04	0.05	0.02	b.d.	0.01	b.d.	0.04
Fe	62.99	62.36	62.83	62.53	62.74	62.82	62.22	62.17	61.60	62.29	61.78	61.88
Co	b.d.	0.04	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ni	0.01	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.02	0.02	b.d.	b.d.	0.01
Mg	b.d.	0.01	0.02	0.01	b.d.	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	0.01	b.d.	b.d.
Mn	b.d.	0.06	0.04	0.01	0.02	b.d.	0.03	0.01	0.04	b.d.	b.d.	0.03
Cr	0.01	0.03	0.08	0.02	0.04	0.07	0.11	1.57	2.29	2.34	2.42	2.82
Cu	b.d.	b.d.	b.d.	0.05	0.07	b.d.	b.d.	0.04	0.05	0.03	0.01	0.02
Sum	99.69	98.32	99.75	99.51	99.65	99.48	99.50	100.64	100.62	100.99	100.79	100.10
Fe/Ni	4531	5376	–	–	–	–	–	3342	3802	–	–	10668

In all lithologies from NWA 4255

Iron metal and sulfides

In both lithologies from NWA 4255, iron metal displays a very low Ni content (Ni < 0.1 wt%) and Co content ranges from 0.27 to 0.59 wt.% (Table 4). The mean Ni/Co ratio is similar to the olivine ratio (0.26) and extends the observed correlation.

Sulfides are troilite (FeS) with a very low content of transition metals, generally below the detection limit of the electron microprobe (Table 5). Furthermore, Troilite inclusions in chromite are Cr-rich (1.57–3.43 wt%).

Cr₂O₃ and CaO increase with Al₂O₃ in the orthopyroxene of both lithologies and show a broad correlation from harzburgitic orthopyroxene to orthopyroxenitic orthopyroxenes, with an overlap between them. On the other hand, major and minor element abundances show a narrow overlap between magnesian and ferroan orthopyroxene. The Fe/Mn ratio in orthopyroxene of both lithologies shows a wide overlap (Fe/Mn 22.28–30.94 and 23.91–32.64 for magnesian orthopyroxenes and ferroan orthopyroxenes respectively). Whatever, the lithology Sc, Y, and V correlates with Ti. These variation trends are more evident in harzburgitic lithology and differ from those in the literature (Fowler et al. 1995; Shearer et al. 2010). Compared with diagenitic orthopyroxenes discussed in the literature, orthopyroxenes in NWA 4255 display very low trace element contents and are among the poorest in compatible and trace elements. This evidence supports the possibility that these orthopyroxenes crystallized from a very primitive melt.

Orthopyroxenes from harzburgitic lithology and containing olivine inclusions display intermediate compositions between orthopyroxene include in olivine and orthopyroxene from orthopyroxenitic lithology. This reinforces the idea that there is a co-genetic link between the both lithologies.

Whole-rock geochemistry

The whole-rock data for NWA 4255 are listed in Table 7. Chondrite CI-normalized rare earth elements patterns show that NWA 4255 has a flat shape for light and intermediate rare earth elements. The La varies from 125 ppb CI to 258 ppb CI, and the Yb_N varies from 203 ppb CI to 231 ppb CI. They are highly depleted in comparison with CIs, especially for LREEs and MREEs ((La/Sm)_N = 0.19–0.64). They show Eu troughs with a low average Eu/Eu* (Eu_N/(Sm_N*Gd_N)^{1/2}) ratio of 0.47. The Ce/Ce* (Ce_N/(La_N*Pr_N)^{1/2}) ratios range from 0.97 to 1.02. The NWA 4255 has Fe no. (Fe/(Fe + Mg)) of 25.88. The average Fe/Mn ratio is 28.93. Average concentrations for Sc and Ti are 12 and 263 ppm, respectively. It should be noted that the data shows troughs at Th and Pb and peaks at Ba, U, and Ti (Fig. 9).

Oxygen isotope analysis

Duplicate analyses of both of the two main lithologies in NWA 4255 gave essentially identical results within error, with the harzburgite having the composition: δ¹⁷O = 1.675 ± 0.007‰ (2σ), δ¹⁸O = 3.642 ± 0.016‰ (2σ), Δ¹⁷O = -0.234 ± 0.001‰ (2σ) and the orthopyroxenite: δ¹⁷O = 1.682 ± 0.016‰ (2σ), δ¹⁸O = 3.656 ± 0.010‰ (2σ), Δ¹⁷O = -0.234 ± 0.010‰ (2σ) (Table S1). Both lithologies have Δ¹⁷O values that are close to the mean Δ¹⁷O value of -0.241 ± 0.018‰ (2σ) obtained by Greenwood et al. (2017) for 105 eucrite and diagenite analyses, both falls and finds. This indicates that the harzburgite and orthopyroxenite lithologies in NWA 4255 are both normal members of the HED suite.

Table 6 Trace element concentrations (ppm) for orthopyroxene, olivine, and chromite in NWA 4255

Lithology	Harzburgitic										
	Orthopyroxene					Olivine					
<i>n</i> ^o	9	10	16	3	4	5	6	7	8	14	15
Ca	4972	4792	4216	–	–	1215	429	315	338	–	–
Sc	13.3	11.7	9.5	6.61	7.21	4.1	3.77	4.01	3.73	3.8	3.40
Ti	260	239	207	–	–	48.7	38	43	39.4	40.56	32.58
V	124	108	91	60.93	64.65	16.1	15.4	14	16.1	16.76	16.16
Cr	2254	1776	1331	704.27	750.63	57	58	45	53	59.05	50.31
Co	13.2	5.81	25.8	537.44	81.75	133	51	19.9	17.9	158.52	25.50
Ni	4.2	0.371	3.07	99.7	15.04	23.15	10.6	3.73	2.94	26.62	5.05
Rb	0.006	0.004	0.008	–	–	0.016	0.004	0.014	0.067	–	–
Sr	0.19	0.320	1.32	–	–	11.04	2.1	2.09	4.57	–	–
Y	0.087	0.078	0.053	0.05	0.04	0.009	0.003	0.004	0.016	–	–
Zr	0.103	0.053	0.029	0.04	0.06	0.019	b.d.	b.d.	b.d.	–	–
Nb	0.036	0.025	0.024	0.03	0.02	0.007	0.002	0.002	0.005	–	–
Ba	b.d.	b.d.	b.d.	13.06	2.81	6.321	0.949	1.604	4.698	–	–
La	0.005	0.002	0.002	0.01	0.01	0.003	0.001	0.003	0.014	–	–
Ce	0.013	0.005	0.009	–	–	0.004	0.002	0.008	0.036	–	–
Pr	0.002	0.001	0.002	–	–	0.001	b.d.	0.001	0.004	–	–
Nd	0.013	0.010	0.010	–	–	0.007	b.d.	0.004	0.016	–	–
Sm	0.005	0.005	0.006	–	–	b.d.	b.d.	b.d.	0.005	–	–
Eu	0.001	0.001	b.d.	–	–	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	–	–
Gd	0.009	0.008	0.006	–	–	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	–	–
Tb	0.002	0.001	0.001	–	–	b.d.	b.d.	b.d.	0.001	–	–
Dy	0.013	0.011	0.008	–	–	b.d.	b.d.	0.002	0.004	–	–
Ho	0.003	0.003	0.002	–	–	0.001	b.d.	b.d.	b.d.	–	–
Er	0.010	0.012	0.008	–	–	b.d.	b.d.	b.d.	0.003	–	–
Tm	0.003	0.003	0.002	–	–	0.001	b.d.	b.d.	0.001	–	–
Yb	0.021	0.022	0.017	–	–	0.002	b.d.	b.d.	0.007	–	–
Lu	0.005	0.005	0.004	–	–	0.001	0.001	0.001	0.001	–	–
Hf	0.003	0.004	0.002	–	–	0.001	b.d.	b.d.	0.002	–	–
Ta	b.d.	b.d.	b.d.	–	–	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	–	–
Pb	0.004	0.002	0.005	–	–	0.021	0.006	0.010	0.036	–	–
Th	0.001	b.d.	b.d.	–	–	0.001	b.d.	0.001	0.002	–	–
U	b.d.	b.d.	b.d.	–	–	0.029	0.011	0.004	0.017	–	–
Ni/Co	0.318	0.064	0.119	0.19	0.18	0.174	0.209	0.187	0.165	0.17	0.20
(La/Yb) _n	0.16	0.05	0.10	–	–	0.92	–	–	1.30	–	–
(La/Sm) _n	0.64	0.19	0.27	–	–	–	–	–	1.85	–	–
(Sm/Yb) _n	0.25	0.26	0.36	–	–	–	–	–	0.70	–	–
Eu/Eu*	0.43	0.55	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ce/Ce*	3.71	3.76	4.84	–	–	3.05	–	5.16	5.10	–	–
Lithology	Orthopyroxenitic										
	Orthopyroxene					Chromite					
<i>n</i> ^o	20	17	18	1	2	11	12	13	19		
Ca	–	4969	4855	5031	4908	72	54	30	84		
Sc	13.41	13.4	12.6	12.5	12.1	6.39	6.08	5.71	5.16		
Ti	–	276	259	264	255	3516	3460	3640	3544		
V	112.74	113	109	117	117	5469	5471	5457	5369		
Cr	1666.43	1666	1664	2122	2076	376242	376242	376242	376242		
Co	5.01	5.01	5.14	5.50	5.56	10.5	11.7	7.8	9.8		

Table 6 (continued)

Ni	0.39	0.386	0.309	0.238	0.254	0.133	0.291	0.389	0.50
Rb	–	0.008	0.011	b.d.	b.d.	0.006	0.005	0.004	0.012
Sr	–	0.209	0.190	0.217	0.182	0.199	0.211	0.246	0.263
Y	–	0.098	0.094	0.145	0.137	0.016	0.018	0.018	0.019
Zr	–	0.085	0.114	0.217	0.201	3.83	3.9	3.91	3.93
Nb	–	0.025	0.026	0.040	0.029	3.73	3.75	3.67	3.93
Ba	–	0.067	0.077	b.d.	0.014	b.d.	0.016	0.066	0.126
La	–	0.002	0.003	0.002	0.002	b.d.	b.d.	b.d.	0.008
Ce	–	0.008	0.013	0.012	0.009	0.003	0.002	b.d.	0.008
Pr	–	0.002	0.002	0.003	0.003	b.d.	b.d.	b.d.	0.001
Nd	–	0.018	0.017	0.028	0.024	b.d.	b.d.	b.d.	0.013
Sm	–	0.007	0.008	0.015	0.012	0.003	b.d.	b.d.	b.d.
Eu	–	0.002	0.002	0.002	0.002	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Gd	–	0.010	0.011	0.018	0.016	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Tb	–	0.002	0.002	0.002	0.003	0.001	b.d.	b.d.	b.d.
Dy	–	0.014	0.015	0.022	0.024	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ho	–	0.003	0.003	0.005	0.005	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Er	–	0.015	0.014	0.020	0.021	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Tm	–	0.002	0.003	0.003	0.004	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Yb	–	0.027	0.029	0.034	0.032	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Lu	–	0.005	0.005	0.005	0.005	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Hf	–	0.003	0.003	0.007	0.007	0.023	0.023	0.054	0.019
Ta	–	b.d.	b.d.	b.d.	0.001	0.008	0.009	0.002	0.008
Pb	–	0.006	0.010	0.005	0.005	b.d.	0.003	0.006	b.d.
Th	–	b.d.	0.001	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
U	–	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ni/Co	0.077	0.077	0.060	0.043	0.046	0.013	0.025	0.050	0.05
(La/Yb) _n	–	0.05	0.08	0.03	0.04	–	–	–	–
(La/Sm) _n	–	0.18	0.28	0.07	0.09	–	–	–	–
(Sm/Yb) _n	–	0.30	0.30	0.48	0.43	–	–	–	–
Eu/Eu*	–	0.66	0.56	0.42	0.35	–	–	–	–
Ce/Ce*	–	3.41	4.59	5.14	4.13	–	–	–	2.76

Values normalized to CI chondrite (Anders and Grevesse 1989). $Eu/Eu^* = Eu_n / ((Sm_n \times Gd_n)^{1/2})$. $Ce/Ce^* = Ce_n / ((La_n \times Pr_n)^{1/2})$

b.d. below detection limit

Discussion

Phase equilibria

On the diagram of Fe no. Opx versus Fe no. Olivine (Fig. 10), couples of compositions of olivines and orthopyroxenes with textural equilibrium (original magmatic boundaries) are represented. These data fall almost exactly on the equilibrium line, defined by Mittlefehldt (1994). Olivines and orthopyroxenes from Harzburgitic lithology are in chemical equilibrium. We distinguish a progressive chemical evolution in the NWA 4255, with an iron enrichment when the olivine grains become smaller and smaller and scarcer and scarcer. This reflects both the progressive differentiation of the magma and the advancement of the peritectic reaction consuming the olivine. This suggests that during magmatic evolution and peritectic reaction, the phase's compositions remained in equilibrium. This observation is in contradiction with the results of Beck and McSween (2010) whose brecciated samples show erratic Fe no. Opx versus Fe no. Olivine compositions. They interpret this as evidence of an intimate mixture of no co-genetic harzburgitic and diogenitic rocks by intense

brecciation linked to meteorite impacts. These evidences provide support for a genetic relationship between the various lithologies of NWA 4255.

Olivine, orthopyroxene, and iron metal of the harzburgitic and orthopyroxenitic lithologies, as well as the whole-rock analysis, are aligned on the same evolution trend (Fig. 11). This shows that the whole rock is the mixture of these different phases. On the other hand, the fact that the Ni/Co ratio is relatively constant supports the hypothesis of a co-genesis of the different phases (Figs. 8 and 12). This low Ni/Co ratio seems linked to the very low abundance of Ni in the melt at the origin of NWA4255. Moreover, some orthopyroxenes in orthopyroxenitic lithology are slightly shifted to even lower values of Ni and deviate from this trend. The abundance of sulfide inclusions in these orthopyroxenes may represent a sink for this siderophile and chalcophilic element at the expense of orthopyroxene. The Cr/V ratio in the orthopyroxene varies between 0.24 and 0.38. This ratio, based on the work of Cartier et al. (2014), implies that the fO_2 was well below Iron-Wüstite buffer (IW-7). This is lower than the estimates for diogenites and eucrites (IW-2) of Boesenberg and Delaney (1997). Under these conditions, the iron metal could have

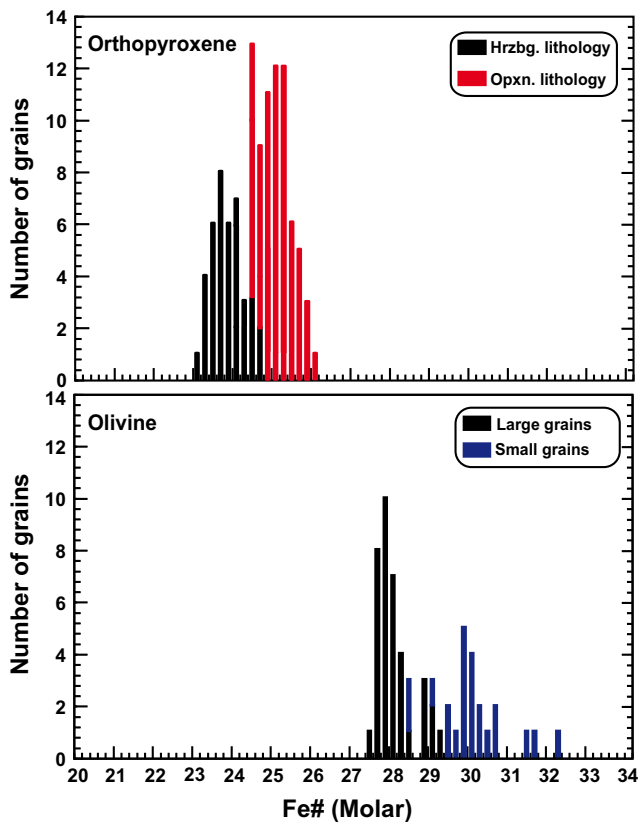


Fig. 4 Frequency histograms for orthopyroxene and olivine Fe no. [$100 \times \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ in molar] in NWA 4255. Upper diagram: Two distinct populations of orthopyroxene are present. Magnesian composition (harzburgitic Opx) ranges from 22.86 to 25.46 and the ferroan composition (orthopyroxenitic Opx) ranges from 24.4 to 26.01. Lower diagram: olivine shows two distinct populations, with a narrow composition for the large crystals and a slightly larger variation for the small crystals

been present as a liquidus phase. This metal appears after the formation of the metal core that has probably a chondritic Ni/Fe ratio, and it originates from the differentiation of magma

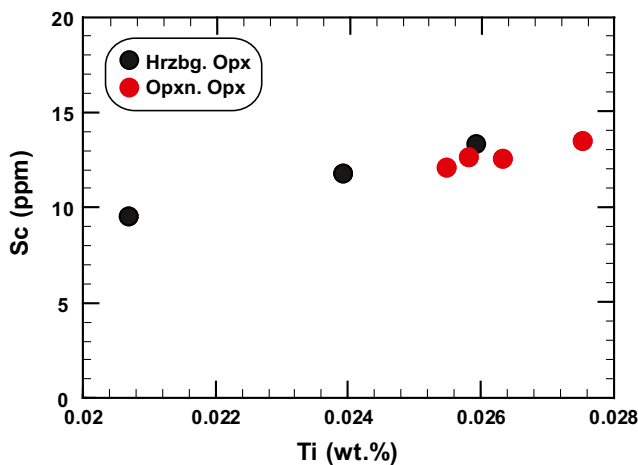


Fig. 5 Positive correlation between the Sc and Ti in the harzburgitic orthopyroxenes, whereas orthopyroxene in the orthopyroxenitic lithology shows more restricted Ti variation

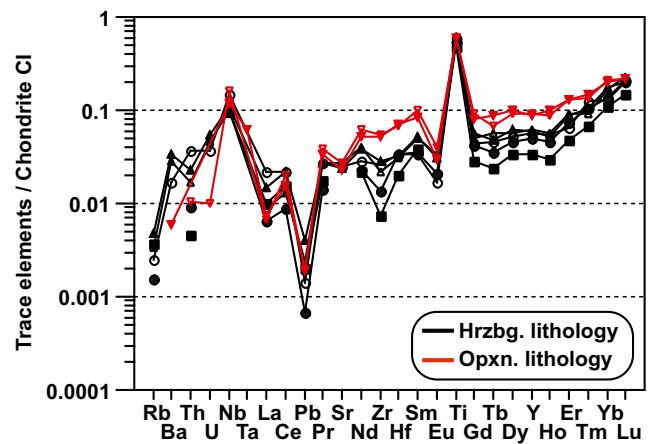


Fig. 6 Trace elements patterns for orthopyroxene from orthopyroxenitic and harzburgitic lithologies of NWA 4255, normalized to Chondrites CI (Anders and Grevesse 1989)

and the rapid attainment of iron saturation at very low oxygen fugacity. This implies that the metal in NWA 4255 is not related to a metal-rich precursor, and so was not chondritic metal brought in by impactors, but a metal precipitate formed under liquidus conditions and in chemical equilibrium with the silicate melt, as well as with both olivine and orthopyroxene.

Petrogenetic relationship between the two main lithologies present in NWA 4255

Firstly, the harzburgitic lithology consists of orthopyroxene, olivine, and iron metal. Olivine shows an increase in Fe no. as its crystal size decreases. This most likely reflects a peritectic reaction between olivine and melt to produce orthopyroxene.

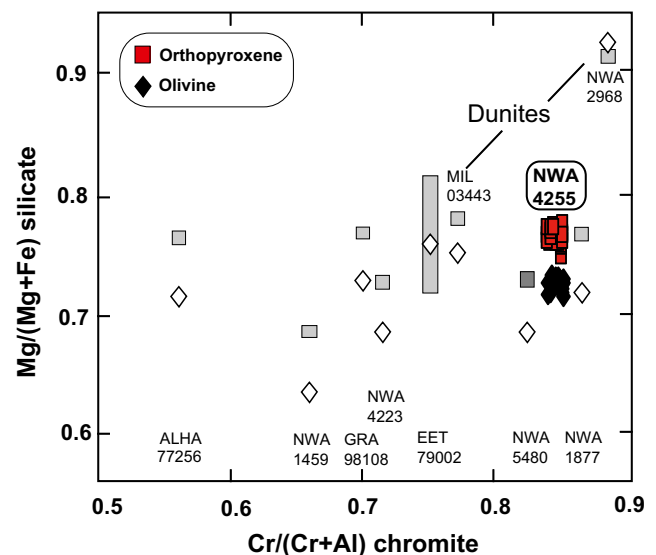


Fig. 7 Mg no. for silicates vs Cr no. for chromite shows a comparison between this study and other olivine diogenites (Irving et al. 2009)

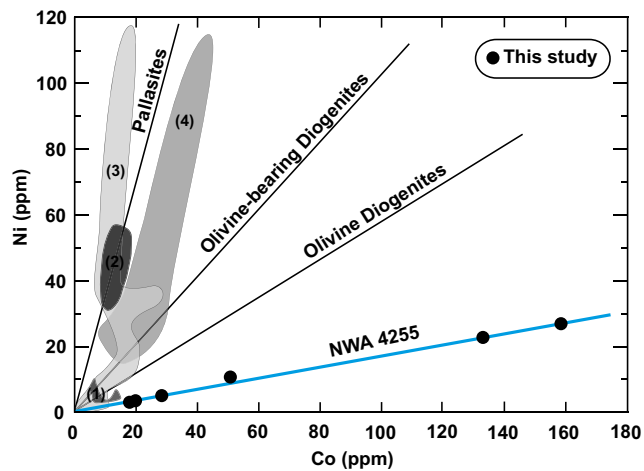


Fig. 8 Ni versus Co diagram for olivine from NWA 4255. Compositions for NWA 4255 fall on a linear trend distinct from any previously discussed in the literature. The literature data used in this diagram are from: (1) Lunning et al. (2015); (2) (Shearer et al. 2010); (3) and (4) (Hahn et al. 2018)

In addition, the orthopyroxenitic lithology consists of orthopyroxene and spinel but is devoid of olivine. It is also more enriched in Fe no. than the harzburgitic lithology and display higher incompatible trace element contents. This implies that the olivines reacting with the liquid along the peritectic produce orthopyroxene, which shields the olivine and isolates it from the residual melt. The liquid then evolves out of the peritectic and produces orthopyroxene and spinel by fractional crystallization.

Evolution of minor and trace elements

The concentration of trace elements in NWA 4255 are slightly varied between the different aliquots as is the case in other diogenites and olivine diogenites (Barrat et al. 2006; Fowler et al. 1994, 1995; Mittlefehldt 1994, 2015; Shearer et al. 1997, 2010). These concentrations are low compared with those known in the literature, implying that it is among the most primitive or the less evolved diogenites. Despite this low content, we still observed positive correlations between the Sc, V, and Y with Ti. This could be explained by a similar behavior during orthopyroxene crystallization linked to a change in the valence of titanium to 3+. This implies that most of the Ti is present in the 3+ valence that it is coherent with the very low calculated oxygen fugacity (IW-7). Note that these correlations are only observed in the harzburgitic orthopyroxene, but not in the orthopyroxene of the orthopyroxenitic lithology. This could imply that the harzburgitic lithology is more reduced than the orthopyroxenitic lithology which is also supported by the presence of metal.

In addition, the concentration of Yb and the REEs increase from the harzburgitic to orthopyroxenitic lithology. This suggests that this is linked to the decrease of melt mass, and that

orthopyroxene in the orthopyroxenitic lithology crystallized after the crystallization of harzburgitic orthopyroxene, as proposed by Beck et al. (2013). Additionally, the REE patterns displayed by the orthopyroxenitic orthopyroxenes have characteristic shapes (MREE enrichment) that are different from those of the harzburgitic orthopyroxenes. The difference in shape of REE pattern indicates that the orthopyroxenes of orthopyroxenitic lithology are the strict product of mineral-melt equilibrium between chondritic melt and orthopyroxene, as confirmed by the Onuma diagram (Fig. S1). The REE pattern of orthopyroxene in harzburgitic lithology indicates a more complex mechanism involving a distribution of REE between olivine-orthopyroxene-melt and reflecting the peritectic reaction. The REE patterns show a progressive enrichment of middle and heavy rare earth elements from the harzburgitic orthopyroxene to the orthopyroxenitic orthopyroxene. This confirms the progress of the peritectic reaction between the minerals formed and the liquid involving more and more orthopyroxene and less and less olivine. When the liquid leaves the peritectic, it passes into the field of orthopyroxene + liquid resulting in the formation of orthopyroxene only (Fig. 12).

Petrogenesis of olivine diogenite and diogenite

Large grains of olivine are only observed in the harzburgitic lithology; they are more magnesian than the small grains. This implies that the most magnesian olivine crystals are consumed by the peritectic reaction and transformed into orthopyroxene (Fig. 12).

Olivine and spinel show preservation of magmatic boundaries with orthopyroxene indicating that the primary relationship between the various lithologies in NWA 4255 was controlled by igneous events. In contrast, the brecciation that is commonly present in the sample represents a secondary process, which obviously occurred after the crystallization of the mineral phases.

We propose that the two lithologies in this olivine diogenite (NWA 4255) are genetically linked; furthermore, they represent a continuation of a magmatic crystallization sequence that evolved from the harzburgitic to the orthopyroxenitic lithology. Additionally, this provides the most cogent evidence confirming that the association between the lithologies is not the result of brecciation, but instead represents a magmatic evolution in the olivine diogenite. The scheme presented here for NWA 4255 is in contrast to that proposed by Beck and McSween (2010) for their samples. These authors suggest that magnesian orthopyroxenes, ferroan orthopyroxenes, and olivine in close proximity were not in chemical equilibrium, but instead represent the product of brecciation of a harzburgitic lithology and an orthopyroxenitic lithology that were then subsequently mixed to produce their samples (Fig. 10).

Table 7 Major and trace element compositions of whole rock from NWA 4255

	Aliquot 1 Glass bids (Nancy) (1560 mg)	Aliquot 1 ICP-AES (LMV) (1560 mg)	Aliquot 2 ICP-AES (LMV) (1570 mg)	Average	Standard deviation
Mass (mg)	5	100	100		
SiO ₂ (wt%)	53.16	53.46	54.03	53.55	0.44
TiO ₂	0.07	0.08	0.05	0.07	0.01
Al ₂ O ₃	0.49	0.64	0.62	0.58	0.08
Cr ₂ O ₃	0.56			0.56	
FeO	16.29	16.93	16.79	16.67	0.34
MnO	0.55	0.58	0.57	0.57	0.01
MgO	26.51	27.27	26.60	26.79	0.41
CaO	0.84	0.81	0.78	0.81	0.03
Na ₂ O	0.07	0.15	0.12	0.11	0.04
K ₂ O	0.05	0.17	0.12	0.12	0.06
NiO	0.02	–	–	0.02	
Sum	98.61	100.11	99.73		
	(Mntp.)	ICP-MS (LMV)	ICP-MS (LMV)		
Mass (mg)	50	98.4	100.28		
Li (ppm)	1.2	1.23	1.22	1.22	0.02
Sc	13.2	11.5	11.9	12.2	0.90
Ti	278	260	252	263	13.3
V		169	147	158	15.6
Cr		5455	3948	4701	1065
Mn		3862	3962	3912	70.7
Co	14.7	15.5	13.4	14.5	1.06
Ni	3.7	2.43	2.17	2.77	0.82
Cu	3.1	2.9	2.42	2.82	0.35
Rb	0.079	0.077	0.139	0.098	0.04
Sr	1.368	1.12	1.46	1.32	0.18
Y	0.167	0.168	0.184	0.173	0.01
Zr	0.443	0.417	0.619	0.493	0.11
Nb	0.036	0.028	0.037	0.034	0.01
Cs	0.005			0.005	
Ba	2.25	2.22	1.40	1.957	0.48
La	0.032	0.029	0.061	0.041	0.02
Ce	0.078	0.069	0.140	0.096	0.04
Pr	0.011	0.010	0.018	0.013	0.00
Nd	0.054	0.051	0.076	0.060	0.01
Sm	0.018	0.018	0.024	0.020	0.00
Eu	0.003	0.003	0.004	0.004	0.00
Gd	0.024	0.020	0.025	0.023	0.00
Tb	0.004	0.004	0.005	0.004	0.00
Dy	0.031	0.026	0.029	0.029	0.00
Ho	0.007	0.006	0.007	0.007	0.00
Er	0.025	0.019	0.022	0.022	0.00
Tm	0.004	0.004	0.005	0.004	0.00
Yb	0.037	0.038	0.033	0.036	0.00
Lu	0.008	0.006	0.007	0.007	0.00
Hf	0.014	0.013	0.020	0.016	0.00
Ta	0.002	0.002	0.002	0.002	0.00
Pb	0.067	0.066	0.134	0.089	0.04

Table 7 (continued)

	Aliquot 1 Glass bids (Nancy) (1560 mg)	Aliquot 1 ICP-AES (LMV) (1560 mg)	Aliquot 2 ICP-AES (LMV) (1570 mg)	Average	Standard deviation
Th	0.008	0.007	0.017	0.011	0.01
U	0.007	0.006	0.008	0.007	0.00
(La/Sm) <i>n</i>	1.14	1.00	1.57	1.24	0.30
(Gd/Lu) <i>n</i>	0.431	0.461	0.534	0.475	0.05
Eu/Eu*	0.429	0.507	0.462	0.466	0.04
Ce/Ce*	1.01	0.97	1.02	1.00	0.03

The reference of normalization is the CI chondrite (Anders and Grevesse 1989). $Eu/Eu^* = (Eu_N / (Sm_N * Gd_N))^{1/2}$. $Ce/Ce^* = (Ce_N / (La_N * Pr_N))^{1/2}$

The high ratio of Cr no. in the chromite of NWA 4255 (as NWA 1877 Diogenite) (Fig. 7) is previously interpreted as residual spinel from the mantle (Irving et al. 2005), precipitate from a primitive melt at chromium saturation according to Irvine (1977) and the chemical estimations of the silicate fraction of 4Vesta (Lodders 2000).

The Fe/Mn ratio

Fe/Mn ratio in orthopyroxenes of both lithologies varies from 22.28 to 32.64; in addition, it shows a large overlap between them. This ratio is different from what is known for diogenites (Beck and McSween 2010) but is similar to that seen in some olivine diogenites (Beck and McSween 2008) and other HED samples (Mayne et al. 2009). This leads us to raise the question about the Fe/Mn ratio and why it is so different despite the fact that NWA 4255 shows most of the diagnostic characteristics of a diogenite from 4Vesta. A different orthopyroxene Fe/Mn in olivine diogenites than in regular diogenite would suggest complex crystallization processes on 4Vesta (Beck and McSween 2008). Furthermore, the Ni/Co in olivine is also different in NWA 4255 compared to other diogenites (Fig. 8).

Oxygen isotopes

As discussed above, both the harzburgitic and orthopyroxenitic lithologies in NWA 4255 have closely similar oxygen isotope compositions. This supports the conclusions based on petrography and major and trace element geochemistry, indicating that the two major lithologies in NWA 4255 are genetically related to each other.

MELTS modeling

In this section, we use the model of Mandler and Elkins-Tanton (2013) to discuss the likely formation mechanism of the lithological variation observed in NWA 4255. We look at the differentiation and crystallization of the Vestian magmatic ocean, to see how NWA 4255 might be placed in the overall crystallization sequence. In particular, we focus on the formation of olivine diogenites and diogenites in general.

We chose as our starting material the composition suggested by Boesenberg and Delaney (1997) for the bulk silicate composition of 4Vesta. However, our conclusions would be equally valid if we had chosen a different composition, such as those suggested by Dreibus and Wänke (1980), Lodders (2000); Ruzicka et al. (1997), as compiled by Mandler and Elkins-Tanton (2013). Since, all of these compositions are very similar to each other. We used as the starting conditions for our modeling: IW-7, T = 1622 °C, P = 100 bar (< 1 kb because this is the maximum pressure in the center of 4Vesta if we consider its diameter (530 km) and its average gravity (0.22 m/s²). Using the pMELTS software (Ghiorso et al. 2002), we calculated the compositions of the resulting solids and the modal proportion of each mineral phase. We controlled the liquid in each step and also the evolution of the liquid.

We took the composition of the vestian magmatic ocean (Fig. 13, Liquid 1) which undergoes a crystallization rate of 70%. The 70% solids formed (Fig. 13, solid 1) represent a harzburgitic mantle comprising 63% olivine (Fo79), 36% orthopyroxene (Wo2En81Fs17), and 1% spinel (Mg no. 51.48 and Cr no. 72.86). (Fig. 13). The solid mantle formed

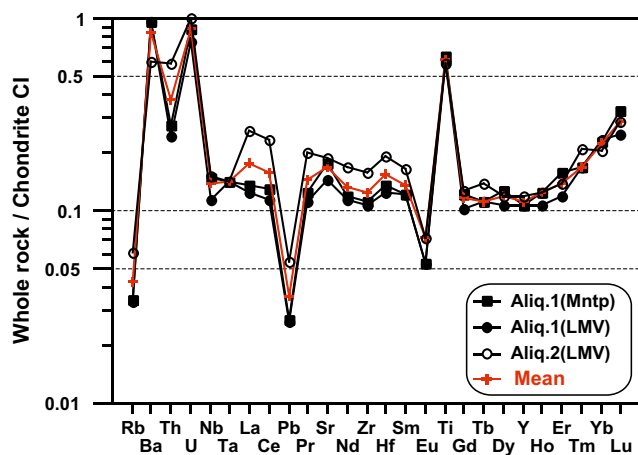
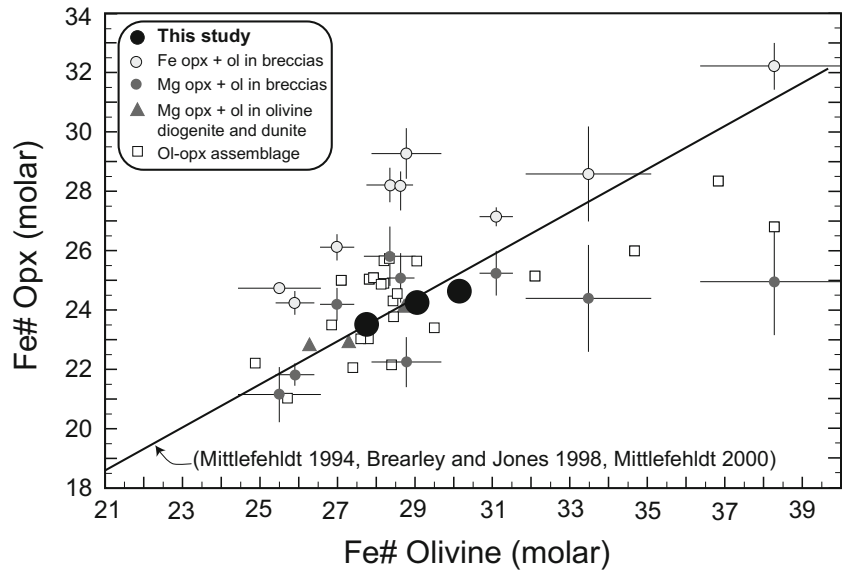


Fig. 9 Whole-rock trace elements (a) and REE (b) patterns normalized to Chondrites CI (Anders and Grevesse 1989) for the NWA 4255 olivine diogenite. The abbreviations are defined in Table 7

Fig. 10 Fe no. for orthopyroxene vs. Fe no. for olivine from harzburgitic lithology of NWA 4255. The literature data used in this diagram are from (Beck and McSween 2010). The data of this study falls almost exactly on the equilibrium line



was separated, and the remaining 30% liquid was restarted and cooled under the same equilibrium conditions. We are able to reproduce the modal and chemical compositions of NWA4255 with 22% crystallization (solid 2). The stages of crystallization at equilibrium of this liquid show that it evolves on the peritectic and produce olivine diogenite (Fig. 13, liquid 2). Olivines react with liquid at peritectic and are consumed partially or totally. When all the olivine has been consumed or isolated within the orthopyroxenes, the liquid leaves the peritectic to enter the liquid + orthopyroxene field (Fig. 13, liquid 3). The evolution of the liquid at the level of the peritectic and the subsequent passage through the “Opx + melt” field reflect the transition from equilibrium crystallization to fractional crystallization. We obtained olivine diogenite (solid 2) containing 3.4% olivine (Fe no. 30), 94% orthopyroxene (Fe no. = 74.86) and 2.3% spinel (Mg no.

39.21 and Cr no. 70.21) and traces of metal. This composition and the modal proportions of these minerals are very similar to those actually measured in NWA 4255. The results of our modeling suggest that NWA 4255 could be derived from the transition zone between the eucritic-diogenetic crust and the mantle of his parent body. These results are consistent with those of Mandler and Elkins-Tanton (2013).

Outstanding issues

The actual composition of spinel in NWA 4255 measured is Mg no. 15.3–22.4 and Cr no. 83.09–85.11, whereas the

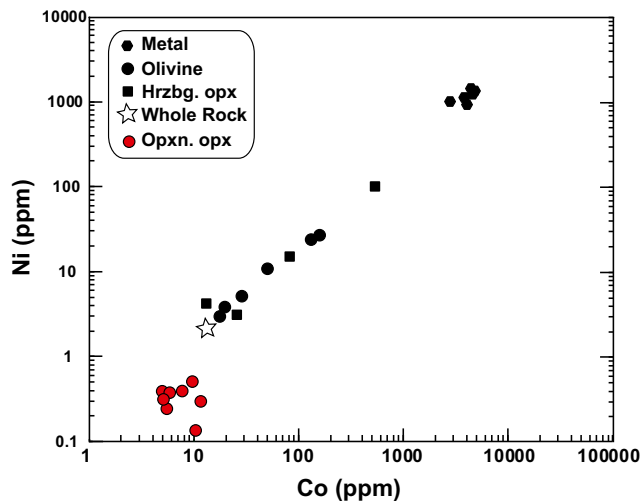


Fig. 11 Ni vs. Co for olivine, orthopyroxene, metal and the whole-rock analyses of NWA 4255

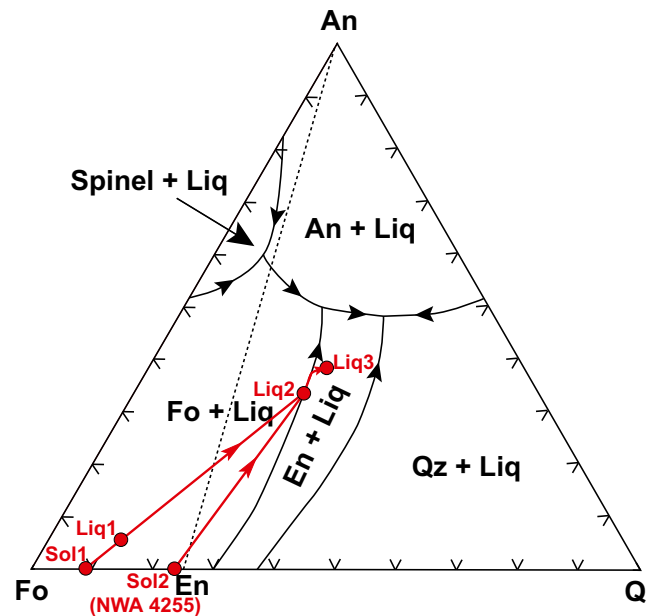


Fig. 12 Data for NWA 4255 plotted in olivine-anorthite-quartz pseudoternary of Stolper (1975), showing how olivine diogenite formation can take place at the peritectic

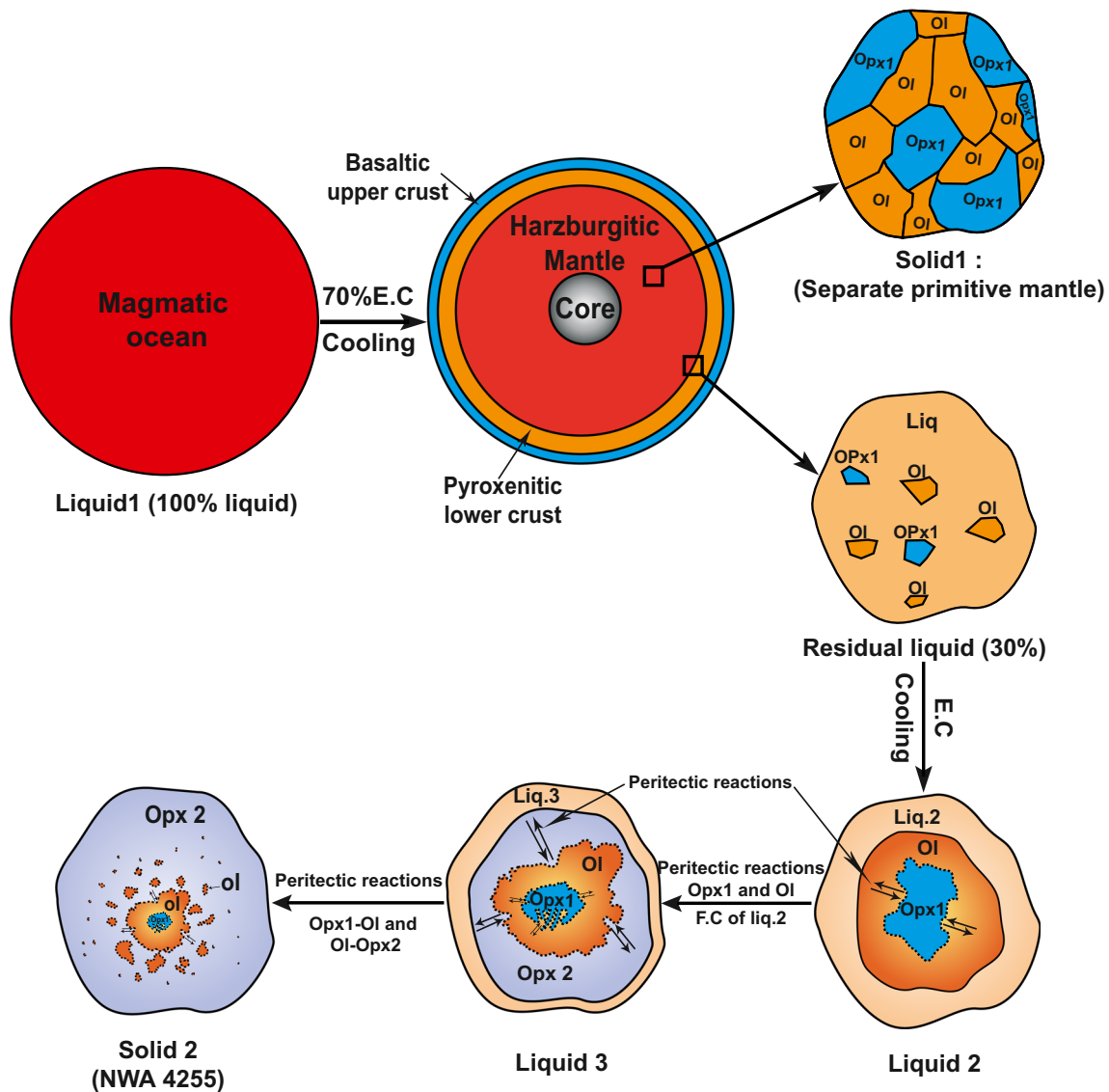


Fig. 13 Schematic representation illustrating the proposed model for the genesis of the NWA 4255, starting from the differentiation and crystallization of a magma ocean. The schematic cross-section of a differentiated asteroid is based on that of Greenwood et al. (2015), using the

thicknesses of the various layers as given by a range of modeling studies of (Ruzicka et al. 1997; Righter and Drake 1997; Mandler and Elkins-Tanton 2013; Toplis et al. 2013). (See text for more details)

predicted values from the pMELTS calculations are (Mg no. 39.21 and Cr no. 70.21), which are significantly different. Thus, there is a problem in reproducing the magmatic composition of spinel, whereas there was no problem in reproducing this for the other silicates. According to the phase diagrams of basaltic systems at low pressure, there should be no spinel (Mg-Al spinel) at equilibrium, the spinel stability field being far from our compositions. However, the composition of the liquid particularly rich in Cr and Fe implies the Cr saturation and the chromium spinel precipitation (Irvine 1977). It is possible that the thermodynamic database of MELTS does not strictly cover these ranges of composition and fugacity oxygen to reproduce spinel composition.

Moreover, there are some differences between NWA 4255 and the others HEDs, such as the wide range of variation of the low concentration of Ni in the olivine. Therefore, the Ni/Co in olivine of NWA 4255 is much different from what is known in the literature, in addition to the low Fe/Mn ratio. At present, there is no simple explanation for these discrepancies.

Conclusion

NWA 4255 displays two populations of orthopyroxene crystals as indicated by their major, minor, and trace element compositions. This distinction was also observed with respect to their texture. NWA 4255 is essentially composed of two

lithologies: one containing olivine, which we have termed a harzburgite, and the other an olivine-free orthopyroxenite. A transitional lithology is present at the contact between these two main lithologies. This olivine diogenite is an extraction in transitional zone between two different lithologies from Vesta, and it has undergone a subsequent brecciation.

Based on the petrographic observations and using chemical data for the modeling, we conclude that the two lithologies are genetically linked.

Based on the results of our modeling studies, Vesta evolved first via the formation of a primitive harzburgitic mantle. As soon as this unit was formed, it was separated from the liquid by a fractional crystallization process. The remaining liquid continued to crystallize along the peritectic to form olivine diogenites and then evolved further to form the diogenite by the fractional crystallization.

Finally, the harzburgitic and the orthopyroxenitic lithology are formed by the equilibrium crystallization (E.C) and the fractional crystallization (F.C), respectively. The NWA 4255 reflects transition between two different major magmatic processes in 4Vesta (E.C and F.C). The peritectic reactions are the link between these two processes. These lithologies come from the deepest zones of the crust, at the interface with the mantle.

Acknowledgments We thank Madame Marguerite Godard, for having analyzed one of the aliquots of the whole-rock traces at the Montpellier University. Thanks to J-L. Devidal for the assistance during the microprobe and the ICP-MS analysis. Thanks to J. Chevet for following the analyses of the whole rock. Thanks to J-M. Henot for making the mosaic images and M. Benbakkar for performing the ICP-AES analysis. Special thanks are extended to Magmas et Volcans Laboratory (Saint-Etienne, France) for the preparation of the samples for all analyses and also for welcoming into this laboratory to realize this work.

Funding information The Ministry of Higher Education and Scientific Research Algeria (M.E.S.R.S.) granted a PROFAS B+ grant to carry out this work in the Algerian-French program of doctoral scholarships, bilateral cooperation in the field of scientific research. Campus France financed part of the analyses of this work. Oxygen isotope studies at the Open University are funded by a consolidated grant from the Science and Technology Facilities Council (STFC), UK.

References

- Anders E, Grevesse N (1989) Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim Cosmochim Acta* 53(1):197–214
- Barrat JA, Beck P, Bohn M, Cotten J, Gillet P, Greenwood RC, Franchi IA (2006) Petrology and geochemistry of the fine-grained, unbrecciated diogenite Northwest Africa 4215. *Meteorit Planet Sci* 41(7):1045–1057
- Beck AW, McSween HY (2008) Fe and Mn systematics in olivine-bearing diogenites. Abstract #1291, Lunar and Planetary Science XXXIX, USA
- Beck AW, McSween HY (2010) Diogenites as polymict breccias composed of orthopyroxenite and harzburgite: Diogenites as polymict breccias. *Meteorit Planet Sci* 45(5):850–872
- Beck AW, McSween HY, Bodnar RJ (2013) In situ laser ablation ICP-MS analyses of dimict diogenites: further evidence for harzburgitic and orthopyroxenitic lithologies. *Meteorit Planet Sci* 48(6):1050–1059
- Boesenberg JS, Delaney JS (1997) A model composition of the basaltic achondrite planetoid. *Geochim Cosmochim Acta* 61(15):3205–3225
- Bowman LE, Spilde MN, Papike JJ (1997) Automated energy dispersive spectrometer modal analysis applied to the diogenites. *Meteorit Planet Sci* 32(6):869–875
- Cartier C, Hammouda T, Doucelance R, Boyet M, Devidal JL, Moine B (2014) Experimental study of trace element partitioning between enstatite and melt in enstatite chondrites at low oxygen fugacities and 5GPa. *Geochim Cosmochim Acta* 130:167–187
- Drake MJ (2001) Presidential address: presented 2000 August 28, Chicago, Illinois, USA the eucrite/Vesta story. *Meteorit Planet Sci* 36(4):501–513
- Dreibus G, Wänke H (1980) The bulk composition of the Eucrite parent asteroid and its bearing on planetary evolution. *Z Naturforsch A* 35(2):204–216
- Fowler GW, Papike JJ, Spilde MN, Shearer CK (1994) Diogenites as asteroidal cumulates: insights from orthopyroxene major and minor element chemistry. *Geochim Cosmochim Acta* 58(18):3921–3929
- Fowler GW, Shearer CK, Papike JJ, Layne GD (1995) Diogenites as asteroidal cumulates: insights from orthopyroxene trace element chemistry. *Geochim Cosmochim Acta* 59(14):3071–3084
- Ghiorso MS, Hirschmann Marc M, Reiners Peter W, Kress VC III (2002) The pMELTS: a revision of MELTS aimed at improving calculation of phase relations and major element partitioning involved in partial melting of the mantle at pressures up to 3 GPa. *Geochem Geophys Geosyst* 3(5). <https://doi.org/10.1029/2001GC000217>
- Greenwood RC, Barrat JA, Scott ERD, Haack H, Buchanan PC, Franchi IA, Burbine TH (2015) Geochemistry and oxygen isotope composition of main-group pallasites and olivine-rich clasts in mesosiderites: Implications for the “Great Dunite Shortage” and HED-mesosiderite connection. *Geochim Cosmochim Acta* 169: 115–136
- Greenwood RC, Burbine TH, Miller MF, Franchi IA (2017) Melting and differentiation of early-formed asteroids: the perspective from high precision oxygen isotope studies. *Chem Erde-Geochem* 77:1–43
- Hahn TM, Lunning NG, McSween HY, Bodnar RJ, Taylor LA (2018) Mg-rich harzburgites from Vesta: mantle residua or cumulates from planetary differentiation? *Meteorit Planet Sci* 53(3):514–546
- Irvine TN (1977) Chrome spinel crystallization in the join Mg_2SiO_4 - $CaMgSi_2O_6$ - $MgCr_2O_4$ - SiO_2 . *Carnegie Inst Washington Yearb* 76: 465–472
- Irving AJ, Kuehner SM, Carlson RW, Rumble D, Hupé AC, Hupé GM (2005) Petrology and multi-isotopic composition of olivine diogenite nwa 1877: a mantle peridotite in the proposed hedo group of meteorites. Abstract #2188 Lunar and Planetary Science XXXVI, USA
- Irving AJ, Bunch TE, Kuehner SM, Wittke JH, Rumble D (2009) Peridotites related to 4vesta: deep crustal igneous cumulates and mantle samples. Abstract #2466. 40th Lunar and Planetary Science Conference, USA
- Krawczynski MJ, Elkins-Tanton LT, Grove TL (2008) Krawczynski 2008. Petrology of mesosiderite(?) MIL03443,9; constraints on eucrite parent body bulk composition and magmatic processes. Abstract #1229, 39 th Lunar and Planetary Science Conference, USA
- Lodders K (2000) An oxygen isotope mixing model for the accretion and composition of rocky planets. In: Benz W, Kallenbach R, Lugmair GW (eds) From dust to terrestrial planets, vol 9. Springer Netherlands, Dordrecht, pp 341–354
- Lunning NG, McSween HY, Tenner TJ, Kita NT, Bodnar RJ (2015) Olivine and pyroxene from the mantle of asteroid 4 Vesta. *Earth Planet Sci Lett* 418:126–135

- Mandler BE, Elkins-Tanton LT (2013) The origin of eucrites, diogenites, and olivine diogenites: magma ocean crystallization and shallow magma chamber processes on Vesta. *Meteorit Planet Sci* 48(11):2333–2349
- Mayne RG, McSween HY, McCoy TJ, Gale A (2009) Petrology of the unbrecciated eucrites. *Geochim Cosmochim Acta* 73(3):794–819
- Miller MF (2002) Isotopic fractionation and the quantification of ^{17}O anomalies in the oxygen three-isotope system: an appraisal and geochemical significance. *Geochim Cosmochim Acta* 66(11):1881–1889
- Miller MF, Franchi IA, Sexton AS, Pillinger CT (1999) High-precision $\delta^{17}\text{O}$ isotope measurements of oxygen from silicates and other oxides: methods and applications. *Rapid Commun Mass Spectrom* 13:1211–1217
- Mittlefehldt DW (1994) The genesis of diogenites and HED parent body petrogenesis. *Geochim Cosmochim Acta* 58(5):1537–1552
- Mittlefehldt DW (2000) Petrology and geochemistry of the elephant moraine A79002 diogenite: a genomict breccia containing a magnesian harzburgite component. *Meteorit Planet Sci* 35(5):901–912
- Mittlefehldt DW (2015) Asteroid (4) Vesta: I. the howardite-eucrite-diogenite (HED) clan of meteorites. *Chem Erde-Geochem* 75(2):155–183
- Righter K, Drake MJ (1997) A magma ocean on Vesta: core formation and petrogenesis of eucrites and diogenites. *Meteorit Planet Sci* 32(6):929–944
- Ruzicka A, Snyder GA, Taylor LA (1997) Vesta as the howardite, eucrite and diogenite parent body: implications for the size of a core and for large-scale differentiation. *Meteorit Planet Sci* 32(6):825–840
- Sack RO, Ghiorso MS (1991) Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamics and petrological applications. *Am Mineral* 76:827–847
- Shearer CK, Fowler GW, Papike JJ (1997) Petrogenetic models for magmatism on the eucrite parent body: evidence from orthopyroxene in diogenites. *Meteorit Planet Sci* 32(6):877–889
- Shearer CK, Burger P, Papike JJ (2010) Petrogenetic relationships between diogenites and olivine diogenites: implications for magmatism on the HED parent body. *Geochim Cosmochim Acta* 74(16):4865–4880
- Stöpler E (1975) Petrogenesis of eucrite, howardite and diogenite meteorites. *Nature* 258:220–222
- Toplis MJ, Mizzon H, Monnereau M, Forni O, McSween HY, Mittlefehldt DW, Russell CT (2013) Chondritic models of 4 Vesta: implications for geochemical and geophysical properties. *Meteorit Planet Sci* 48(11):2300–2315
- Van Achterberg E, Ryan CG, Griffin WL (2001) GLITTER version 4 user's manual on-line interactive data reduction for the LA-ICP-MS microprobe. Macquarie Research Ltd, North Ryde 71 p

NORTHWEST AFRICA 4255, AN OLIVINE-BEARING DIOGENITE, RELICS OF PRIMITIVE RESIDUAL MANTLE.

R. Kared^{1,2}, B. N. Moine² and A. Seddiki¹, ¹Oran2 University, Oran, Algeria (ratibakared@yahoo.com); ²Univ. Lyon, UJM-Saint-Etienne, CNRS, Magmas & Volcanoes Laboratory (UJM-UCA-IRD-CNRS-OPGC) UMR6524, F-42023, Saint-Etienne, France.

Introduction:

Diogenites and olivine-bearing diogenite are petrogenetically associated with basaltic magmatism linked to the earliest stages of asteroidal melting on the parent body for the howardite–eucrite–diogenite (HED) meteorites [1]. The HED (Howardite, Eucrite and Diogenite) group meteorites likely originate from the Asteroid 4 Vesta [2]. The petrology and geochemistry of Diogenites is a central issue to understand the magma ocean stage and the differentiation of 4Vesta [3]. In this study we will describe NorthWest Africa 4255, a dimict olivine-bearing Diogenite containing low-Ni iron metal.

Methods: Three polished sections of NWA 4255 with cumulative area of 4cm² were studied using electron microprobe (CAMECA SX 100, 15kV, 20nA), and scanning electron microscope (Jeol JSM-5910 LV) and whole-rock analyses were done by ICPMS solution (Agilent 7500CX) in Magmas & Volcanoes laboratory–Clermont-Ferrand-France.

Petrology and texture:

The sample is mainly composed of orthopyroxenes, and chromite, scarce olivine and low-Ni iron metal. Clinopyroxene appears as trace in large orthopyroxene. The sample displays shocked texture, with finely fragmented or brecciated zones. We observe two lithologies that consist of olivine, iron metal and orthopyroxene (Fig.1) and another with orthopyroxene, spinel and sulfide.

The orthopyroxene is centimeter scale, associated with spinel and sulfide inclusions. Large porphyroclasts are preserved in an orthopyroxene breccia. There are also some unusually orthopyroxene found as inclusion in olivines. These orthopyroxenes are xenomorphic and show tortuous boundaries (Fig.2). The distribution of olivines is heterogeneous, and olivine appears as millimeter sized fragmented crystals in magmatic contact with large orthopyroxene, or as small (2-50µm) rounded inclusions in orthopyroxene.

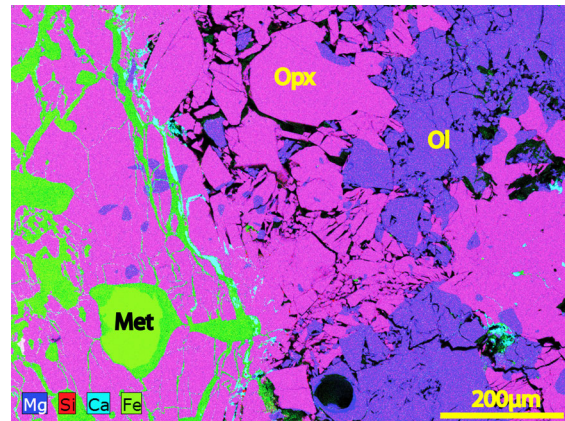


Fig.1: EDS image representing X-ray mapping, showing the distribution of constituent minerals of NWA 4255 Diogenite ; Opx: Orthopyroxene, Ol: Olivine, Met: Metal.

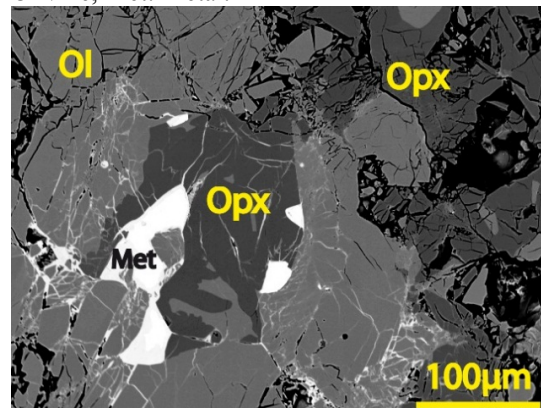


Fig.2: Back scattered electron (BSE) image of the Diogenite NWA 4255 showing an orthopyroxene associated with metal inclusion in olivine.

Chromite appears as large sub-automorph fragmented crystals, (100-500µm) between orthopyroxene grains or as line of micrometric inclusions in cleavage plans of orthopyroxene. It is more abundant in areas without olivines

The iron metal occurs as irregular shaped. It appears as small grains in the orthopyroxene and sometime associated with olivine. Probably under shock, the metal is injected into the fragmented orthopyroxene and seals the fractures. These areas are preferentially weathered and the metal slightly transformed into limonite.

Composition:

Electron microprobe analyses yielded relatively high magnesian orthopyroxene compositions and bimodal distribution (**Fig.3**) linked to lithologic associations. Large orthopyroxene crystals display homogeneous composition ($En_{73.69-74.52} Wo_{1.31-1.76}$) with relatively high Al_2O_3 (0.26-0.45wt%), CaO (0.72-0.88wt%) and low Cr_2O_3 (0.21-0.42wt%) contents. Orthopyroxenes included in olivine displays a wider range of composition and are more magnesian ($En_{70.24-75.89} Wo_{1.17-1.75}$) with lower Al_2O_3 (0.12-0.19wt%), CaO (0.67% to 0.73wt%) and higher Cr_2O_3 (0.60-0.90wt%) contents than main orthopyroxene.

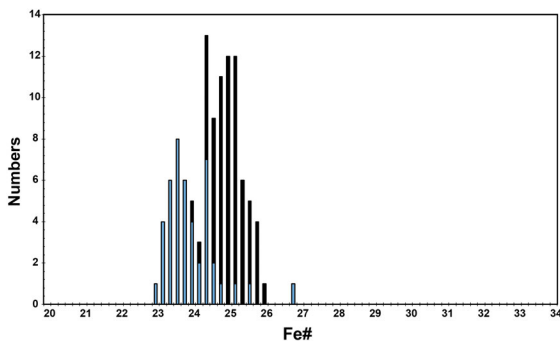


Fig.3: Distribution of Fe# of orthopyroxenes showing the bimodal distribution, less ferroan correspond to orthopyroxene included in olivine

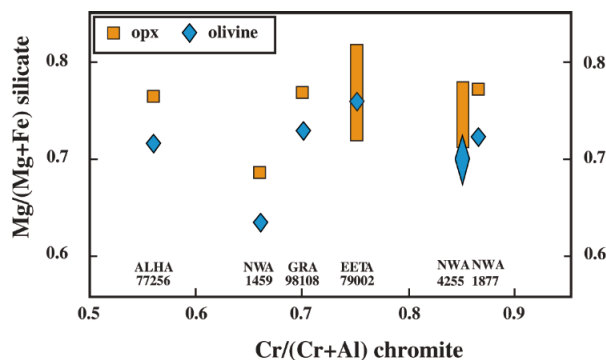


Fig.4 : Mg# for silicates versus Cr# for chromite show a comparison between NWA 4255 and other olivine diogenites [4].

Olivine displays a wide asymmetric unimodal composition (Fa_{25-32}) with an average of Fa_{28} for largest crystal and more ferroan for small rounded inclusions in orthopyroxene. Spinel is very homogeneous and displays a very high Cr# ($Cr/Cr+Al$ molar) = 0.83-0.85) (**fig. 4**). Iron metal displays very low Ni content ($Ni < 0.1wt\%$) and Co content range to 0.27-0.59wt%

Whole-rock geochemistry:

The rare earth element pattern of the whole-rock is concave (**fig. 5**) and displays that this diogenite is

highly depleted in comparison with chondrite, especially for LREEs and MREEs.

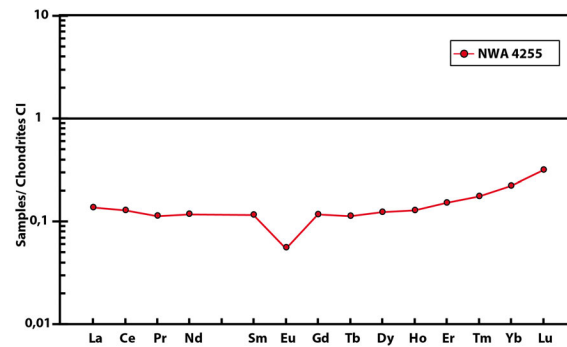


Fig.5: REE pattern of NWA 4255 Diogenite, normalized to chondrite [5]

Discussion:

Large orthopyroxene including small rounded or large olivine crystals could be reflect peritectic reactions between primitive melt (high magnesium, chromium and low calcium and aluminium) and a pre-existing harzburgitic mantle whose relics are the olivine fragment containing orthopyroxenes. Small rounded olivines included in orthopyroxene are witnesses of this uncompleted peritectic reaction. Chromite with high Cr# (as NWA1877) previously interpreted as residual spinel from mantle [4], precipitate from a primitive melt at chromium saturation according [6] and the chemical estimations of the silicate fraction of 4Vesta [e.g. 7]. The REE pattern of NWA4255 is incompatible with an origin as orthopyroxene cumulate in equilibrium with chondritic melt that must be convex. Diogenite NWA4255 would be rather a melange between fragments of harzburgitic residua with melt from magma.

References:

- [1] Shearer C. K. (2010) *Geochim. et Cosmochim. Acta* 74, 4865-4880,
- [2] Drake M.J. (2001) *MAPS* 36 :501-5013,
- [3] Mittlefehldt D.W (2015) *Chem. Der Erd-Geochim* 75, 155–183,
- [4] Irving *et al.* (2005) *LPS XXXV*, #2188,
- [5] Anders & Grevesse, (1989), *Geoch. Chim. Act.*, Vol53, 197-214,
- [6] Irvine T.N., (1968) *Yearbook Carnegie Institution*,
- [7] Lodders K., (2000) *Space Science Rev.* 92, 341-354.