

N° d'ordre :



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
Département des Sciences de la Terre

Mémoire

Présenté pour l'obtention du diplôme de Master en Sciences de la Terre

Spécialité : **Géodynamique de la Lithosphère**

Thème :

Etude pétrographique et géochimique des chondrites carbonées

Présenté par :

Mlle. Fatima Zohra KHODJA

Soutenu le : 02/06/2022

Devant la commission d'examen :

Mr. Abdelmadjid SEDDIKI	Professeur	Université d'Oran 2	Président
Mlle. Ratiba KARED	MCB	Université d'Oran 2	Encadrante
Mr. Mohamed MAHMOUDI	MAA	Université d'Oran 2	Examineur

Oran 2021/2022

Remerciements

« Tout d'abord nous remercions le Dieu pour le modeste savoir qu'il nous a permis d'acquérir. ». Ces lignes sont consacrées pour exprimer mes remerciements les plus chaleureux et ma reconnaissance la plus profonde.

J'aimerais remercier Mlle. Ratiba KARED pour m'avoir fait l'honneur de m'encadrer et de m'avoir conseillé, pour ses sages recommandations, et pour sa disponibilité pour toutes les sollicitations, son soutien et ses encouragements. C'est un petit peu difficile d'exprimer mes remerciements et ma reconnaissance en quelques mots ou quelques lignes, merci du fond du cœur !

Mes sincères remerciements à Mr. Abdelmadjid SEDDIKI pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury, pour les discussions enrichissantes dans ce domaine, pour ses orientations vers ce sujet et également pour toutes les sollicitations, j'apprécie beaucoup cela !

C'est avec un grand plaisir que j'aimerais remercier vivement Mr. Mohamed MAHMOUDI pour accepter de juger et examiner ce travail, et de nous faire part de ces observations.

Je remercie particulièrement et chaleureusement mes chers parents qui m'ont apportée beaucoup de soutien psychologique et financier, pour leur patience, leur encouragement et leur fierté de moi ... Merci infiniment !! je remercie aussi ma famille pour son soutien et bien évidemment sans oublier mes frères et sœurs ainsi que mon amie Ahlem !

Je tiens également à remercier tous mes enseignant (es) de l'Université d'Oran 2, Faculté de Sciences de la Terre et de l'Univers, en particulier celles et ceux qui m'ont enseignée et surtout Mme. N. Remaci pour son encouragement et aussi Mr. H. Benramdane.

En fin, je termine par remercier les personnels de l'administration de FSU pour leurs disponibilités administratives en particulier Mme. Saliha, ainsi que les personnels de notre bibliothèque et également l'informaticien Mr. Nabil.

Merci à tous !

Fatima Zohra.

Résumé

Le travail que nous avons effectué est axé sur les chondrites carbonées. Ce groupe de chondrites fait partie des météorites non différenciées (primitives), il est subdivisé en huit groupes qui sont : les CI, CM, CR, CO, CK, CV, CH et CB. Ici, nous avons fait une synthèse exhaustive sur les chondrites carbonées, nous avons aussi fait une étude pétrographique et géochimique de ce groupe de météorites.

L'étude pétrographique des chondrites carbonées nous montre qu'elles sont formées par des chondres, des inclusions réfractaires, de matrice, des minéraux silicatés (comme le pyroxène, l'olivine et le plagioclase), le spinelle, le métal et les sulfures. Les inclusions réfractaires se subdivisent en trois types : le type A qui a une forme arrondie, le type B qui est riche en pyroxène et qui est présent uniquement dans les chondrites CV et enfin le type C qui est très riches en spinelles. Cependant, les abondances en inclusions réfractaires varient fortement d'un groupe de chondrite à un autre, de moins de 0,01% dans les CI jusqu'à plus de 10% dans les CO. La matrice est généralement composée de grains fins (10 nm et 5 μ m) et un assemblage de silicates, d'oxydes, de sulfates de carbonates et d'alliages fer-nickel. Les minéraux silicatés sont : l'olivine (sous forme d'agrégats d'olivine amiboïde), la mélilite, le plagioclase et le pyroxène. Le spinelle et le Fer-métal et les sulfures font aussi partie des constituants des chondrites carbonées. Les chondrites carbonées se forment à haute température entre 550 et 1500K°.

La composition chimique des pyroxènes est ($\text{En}_{85-99}\text{Fs}_{0.3-6}\text{Wo}_{0.2-14}$) dans les chondres de type I et ($\text{En}_{64-86}\text{Fs}_{12-24}\text{Wo}_{0.4-14}$) dans les chondres de type II. Cependant, la composition de l'olivine dans les chondres de type I et II est respectivement Fo_{89-99} et Fo_{58-82} . Le rapport Mg# ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) des spinelles des inclusions réfractaires varie entre 0,53 et 1,00. La composition chimique du métal Fe-Ni varie entre 0,3 à 1,0 % pour le Co, et 5,2–7,3 et 15–48 pour le Ni. Les compositions isotopiques de l'oxygène des chondrites carbonées sont (à l'exception des CI et des CM) s'alignent sur une droite de pente égale à 1 environ (appelé CCAM), les chondrites ordinaires sont situées au-dessus de la ligne TF tandis que les chondrites à enstatite sont sur la droite TF.

Mots clés : Météorites, chondrites carbonées, CV, inclusions réfractaires, CAI et matière organique.

Abstract

Our work is focused on carbonaceous chondrites. This group of chondrites is part of the undifferentiated (primitive) meteorites, it is subdivided into eight groups which are : CI, CM, CR, CO, CK, CV, CH and CB. Here, we have made an exhaustive synthesis on the carbonaceous chondrites, we have also made a petrographic and geochemical study of this group of meteorites.

The petrographic study of carbonaceous chondrites shows us that they are formed by chondrules, refractory inclusions, matrix, silicate minerals (such as pyroxene, olivine and plagioclase), spinel, metal and sulfides. The refractory inclusions are subdivided into three types : type A which has a rounded shape, type B which is rich in pyroxene and is present only in CV chondrites and finally type C which is very rich in spinel. However, the abundances of refractory inclusions vary greatly from one group of chondrites to another, from less than 0.01% in the CI to more than 10% in the CO. The matrix is in general composed of fine grains (10 nm and 5 μ m) and an assemblage of silicates, oxides, carbonate sulfates and iron-nickel alliances. Silicate minerals include olivine (as amoeboid olivine aggregates), melilite, plagioclase and pyroxene. Spinel and iron metal and sulfides are also constituents of carbonaceous chondrites. Carbonaceous chondrites are formed at high temperature between 550 and 1500K°.

The chemical composition of pyroxenes is ($\text{En}_{85-99} \text{Fs}_{0.3-6} \text{Wo}_{0.2-14}$) in type I chondrules and ($\text{En}_{64-86} \text{Fs}_{12-24} \text{Wo}_{0.4-14}$) in type II chondrules. However, the composition of olivine in type I and II chondrules is Fo_{89-99} and Fo_{58-82} , respectively. The Mg# ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) ratio of the spinels in the refractory inclusions varies between 0.53 and 1.00. The chemical composition of the Fe-Ni metal ranges from 0.3 to 1.0% for Co, and 5.2-7.3 and 15-48 for Ni.

Oxygen isotopic compositions of carbonaceous chondrites are (except for ICs and CMs) aligned on a straight line of slope equal to about 1 (called CCAM), ordinary chondrites are located above the TF line while enstatite chondrites are on the TF line.

Keywords : Meteorites, carbonaceous chondrites, CV, refractory inclusions, CAI and organic matter.

ملخص:

يرتكز العمل الذي قمنا به على الكوندرت الكربوني. هذه المجموعة من الكوندرت هي جزء من النيازك غير المتميزة (البدائية) ، وتنقسم إلى ثماني مجموعات وهي: CI و CM و CR و CO و CK و CV و CH و CB. هنا ، قمنا بعمل توضيح شامل للكوندرت الكربوني ، وقمنا أيضاً بإجراء دراسة بتروغرافية وجيوكيميائية لهذه المجموعة من النيازك.

توضح لنا الدراسة البتروغرافية للكوندرت الكربوني أنها تتكون من الغضاريف ، والشوائب المقاومة للحرارة ، والمصفوفة ، ومعادن السيليكات (مثل البيروكسين ، الزبرجد الزيتوني والبلاجيوجلاز) ، الإسبنيل ، المعدن ، والكبريتيدات. تنقسم الشوائب المقاومة للصهر إلى ثلاثة أنواع: النوع A الذي له شكل دائري ، والنوع B الغني بالبيروكسين والذي يوجد فقط في CV chondrites وأخيراً النوع C الغني جداً بالإسبنيل. ومع ذلك ، فإن وفرة الشوائب المقاومة للحرارة تختلف اختلافاً كبيراً من مجموعة واحدة من الكوندرت إلى أخرى ، من أقل من 0.01 % في CI إلى أكثر من 10% في CO. تتكون المصفوفة بشكل عام من حبيبات دقيقة (10 نانومتر و 5 ميكرومتر) ومجموعة من السيليكات والأكاسيد والكبريتات والكربونات وسبائك الحديد والنيكل. معادن السيليكات هي: الزبرجد الزيتوني (على شكل ركام أوليفين أميبويد) ، ميليليت ، بلاجيوجلاز وبيروكسين. الإسبنيل والحديد المعدني والكبريتيدات هي أيضاً جزء من مكونات الكوندرت الكربوني. تتشكل الكوندرتات الكربونية عند درجة حرارة عالية تتراوح بين 550 و 1500 درجة مئوية

التركيب الكيميائي للبيروكسين هو ($Wo_{0.2-14} Fs_{0.3-6} En_{85-99}$) في النوع الأول من الغضاريف و ($Wo_{0.4-14} Fs_{12-24} En_{64-86}$) في النوع الثاني من الغضاريف. ومع ذلك، فإن تكوين الزبرجد الزيتوني في النوع الأول والثاني من chondrules هو Fo_{89-99} و Fo_{58-82} على التوالي. تتراوح نسبة $(Mg \# Mg / (Mg + Fe))$ للإسبنيل من الدوافع المقاومة للحرارة بين 0.53 و 1.00. يختلف التركيب الكيميائي لمعدن الحديد والنيكل بين 0.3-1.0 % CO ومن 5.2-7.3 و 15-48 للنيكل. تكون تركيبات نظائر الأكسجين للكوندرت الكربوني (باستثناء CI و CM) تصطف على خط مستقيم مع منحدر يساوي تقريباً 1 (يُسمى CCAM) ، وتقع الكوندرتات العادية فوق الخط TF بينما تكون الكوندرتات الإنستانتيتية على اليمين TF.

الكلمات المفتاحية: النيازك ، الكوندرت الكربوني ، CV ، الشوائب المقاومة للحرارة ، CAI والمواد العضوية.

Liste des figures :

Chapitre I : Les chondrites

Fig.01 : Classification des chondrites ordinaires selon les teneurs en fayalite de leurs olivines et en ferrosilite de leurs pyroxènes (Kallemeyn et al., 1989)04

Fig.02 : Comparaison entre la composition élémentaire des chondrites carbonées et celle du Soleil
omparaison entre la composition élémentaire des chondrites carbonées et celle du Soleil.
.....10

Fig.03 : Le métamorphisme thermique efface les textures par exemple les chocs (Rubin, 1995)
.....12

Fig.04 : Images MEB (microscope électronique à balayage) montrent l'altération des chondres et de
matrice (Rubin et al., 2007)13

Chapitre II : Etude pétrographique

Fig. 05: Image EDS d'une section d'une chondrite carbonée montre ses différents composants. On
observe un assemblage d'objets typique d'une chondrite: chondres, inclusion réfractaire, nodules
métalliques et matrice à grains fins. Image tirée de (Krot et al. 2003)
.....15

Fig. 06 : Images électroniques rétrodiffusées des chondres qui ont des textures d'olivine porphyrique et
des bords riches en orthopyroxène. La diffusion du fer vers l'intérieur à partir des bords extérieurs est
visible par un contraste plus clair. L'échelle est de 100 μm (Jones et Schilk, 2009)
.....16

Fig. 07 : Photo d'une chondrite carbonée CV3 recouverte par une croûte de fusion noir et contient des
inclusions réfractaires (en taches blanches) (Seddiki, 2011)
.....18

Fig. 08 : Image représente une inclusion réfractaire de la chondrite carbonée Allende (en L.P.A)
(Meftah, 2016).....18

Fig.09 : Images électroniques rétrodiffusés a) et b) d'un CAI de type A, c) d'un CAI de type B et d) d'un
AOA. C) Carte de compositions chimiques avec Mg en rouge, Ca en vert et Al en bleu d'un CAI de type
B. a-b) (MacPherson et al., 2003, c) Scott et Krot, 2003 et d) scott et Krot, 2005). mélilite, diopside
alumineux et titanifère, spinelle, anorthite, fforstérite, diopside, orthopyroxène, matrice ,hibonite
,perovskite, kirschsteinite olivine, diopsidealumineux.....19

Fig. 10 : Image électronique rétrodiffusée d'une zone matricielle dans la chondrite carbonée Y-82094. La phase dominante est l'olivine, avec quelques clinopyroxènes. Les grains blancs sont principalement du métal (Fe-Ni). (Kimura et al., 2014)	20
Fig. 11 : Images BSE de chondres et de leurs auréoles de matrice à grain fin dans la chondrite CM Murray (à gauche et dans Vigarano à droite) (Ciesla et al., 2003).	21
Fig. 12 : Image électronique rétrodiffusée d'une inclusion riche en mélilite (Mel) dans une chondrite carbonée. Cette inclusion contient également du spinelle (Sp) et pyroxène riche en Ca (Cpx) (Kimura et al., 2014)	22
Fig. 13 : Image électronique rétrodiffusée d'une olivine amiboïde agrégat, composé d'olivine forstéritique avec plagioclase interstitiel (Pl) et Clinopyroxène dans la chondrite carbonée Y-82094 (Kimura et al., 2014)	23
Fig. 14 : Images BSE des CAI riches en spinelles dans des chondrites carbonées NWA 739. (Krot et al., 2004)	24
Fig. 15 : Image électronique rétrodiffusée d'une sphérule métallique dans un chondre d'une chondrite carbonée. Il est composé de kamacite (Kam) avec le métal riche en Ni. (Kimura et al., 2014)	25
Fig.16 : a) Image électronique de rétrodiffusion d'un grain de magnétite dans une chondrite contenant des lamelles d'ilménite et de spinelle b) Portion d'un grain de magnétite contenant de lamelles larges de spinelle. c) Portion d'un grain de magnétite contenant de nombreux petits grains sphériques de l'apatite. d) Os- Sulfure Grain dans une magnétite-Pentlandite Agrégation dans la matrice. Olivine. (Tomeoka et al., 2005)	26
Fig. 17 : a) Image électronique rétrodiffusée d'une portion de matrice, montrant la répartition des grains de plagioclase (foncé) dans les grains d'olivine (fond grisâtre). Les grains blancs sont de la magnétite ou de la pentlandite. b) Image de la zone encadrée en a, montrant qu'un grain de plagioclase contient de nombreuses vésicules et inclusions de magnétite (blanc), clinopyroxène (gris) et olivine. Il contient également un grain d'olivine vésiculaire (en haut à droite). c) Plagioclase dans une matrice contenant des grains aciculaires riches en pyroxène orientés parallèlement les uns aux autres. d) Image de la zone encadrée de « a », montrant que le grain de plagioclase contient de nombreuses inclusions. (Tomeoka et al., 2005)	27
Fig. 18 : Figure représente la séquence de condensation des différentes phases (Grossman, 1972)	29

Chapitre III : Etude géochimique

Figure 19 : Compositions isotopiques des différents groupes de chondrites (Clayton t et al.1996 ; Clayton, 2003).....35

Liste des tableaux

Tab.01 : Critères de classification des chondrites ordinaires équilibrées. (Norton, 2002)04

Tab.02 : Tableau montre les différents groupes des chondrites carbonées avec leurs types pétrographiques et les sous groupes de CB et CV.08

Tab.03 : Classification des chondrite carbonées d'apres krotetal., (2004).....09

Tab.04 : L'echelle d'altération terrestre «Weathering »(Wlotzka,1993)..... 11

Tab.05 : Le tableau ci-dessous présente les diverses proportions des composants chondritiques pour chaque famille de chondrites carbonées.Toutes lesvaleurs sont données en pourcentage volumique (Krot et al., 2007).....27

Tableau 06 : Les principaux minéraux majeurs des inclusions réfractaires (d'après MacPherson, 2003)31

Tableau 07 : Compositions représentatives des minéraux de la matrice des chondrites carbonées, d'après Kimura et al., (2014)33-34

Liste des abréviations

AP : Apatite

AOA : Agrégats d'olivine amiboïde

Al-diop : Diopside alumineux

An : Anorthite

Cpx : Clinopyroxène

CAI : Inclusions réfractaires

Chd : Chondres

Di : Diopside

Fo : Forstérite

Hib : Hibonite

ILM : Ilménite

Kir : Kirschsteinite (olivine)

Kam : Kamacite

Mtx : Matrice

Mel : Mélilite

Mt : Nodules métalliques

MAG : Magnétite

Ni-met : métal riche en Ni

OS, S : Os- Sulfure

Ol : Olivine

Opx : Orthopyroxène

Pl : Plagioclase

Pv : Perovskite

Px : Orthopyroxène

PN : Pentlandite

Sp : Spinelle

Tables des matières

Résumé	i
Abstract	ii
ملخص	iii
Liste des figures	iv
Liste des tableaux	vi
Liste des abréviations	vii
Introduction générale.....	01

Chapitre I : Les chondrites

I-1-Introduction.....	02
I.2. Classification des chondrites.....	02
I.2.1. Les chondrites ordinaires.....	02
I.2.2. Les chondrites à enstatite.....	04
I.2.3. Les chondrites de type R ou rumurutites.....	05
I.2.4. Les chondrites carbonées.....	05
I.2.4.1. Le groupe CI.....	05
I.2.4.2. Le groupe CM.....	06
I.2.4.3. Le groupe CV.....	06
I.2.4.4. Le groupe CO.....	07
I.2.4.4. Le groupe CK.....	08
I.2.4.5. Le groupe CR.....	08
I.3. La matière organique dans les chondrites carbonées.....	09
I.4. Etat d'oxydation	10

I.5. Le métamorphisme	11
I.5.1. Le métamorphisme thermique.....	11
I.5.2. L'altération aqueuse	12
I.6. Les chondrites et l'accrétion des planètes	13

Chapitre II : Etude pétrographique

II.1. Introduction.....	15
II.2. Les principales compositions des chondrites carbonées.....	15
II.2.1. Les chondres	16
II.2.2. Les inclusions réfractaires	17
II.2.3. La matrice.....	20
II.2.3.1. Auréoles de matrice à grains fins	21
II.2.4. Les minéraux des chondrites carbonées	21
II.2.4.1. Pyroxène	21
II.2.4.2. La Mélilite.....	22
II.2.4.3. L'olivine	22
II.2.4.4. Le spinelle	23
II.2.4.5. Les phases opaques (le métal et les sulfures).....	24
II.2.4.6. Le plagioclase.....	26
II.3. La séquence de condensation des différentes phases	27

Chapitre III : Etude géochimique

III.1. Introduction	30
III.2. La minéralogie des inclusions réfractaires	30

III.3. La géochimie de minéraux des chondrites carbonées.....	31
III.3.1. Le pyroxène	31
III.3.2. L'olivine	32
III.2.3. Le spinelle	32
III.3.4. Le métal et les sulfures	32
III.4. Composition isotopique globale de l'oxygène.....	35
Conclusion	36
Références bibliographiques	39-46



Introduction

Une météorite est un objet naturel définie comme un fragment de matière extraterrestre qui survit à la traversé de l'atmosphère et qui atteint la surface terrestre. Ces objets sont considérés comme la plus grande source de matériel extraterrestre à laquelle nous ayons accès. Parmi celles-ci, nous avons les chondrites ou météorites primitives qui sont particulièrement intéressantes car elles n'ont pas subi de processus secondaires de différenciation sur leur corps parent astéroïdaux, à l'inverse de corps planétaires tels que la Terre ou Mars. Elles sont à ce titre considérées comme étant des objets parmi les plus primitifs du Système Solaire (**Krot et al., 2003**) et sont également considérées comme le produit de départ de bons nombres de corps différenciés par exemple le modèle chondritique de la Terre.

Les météorites sont divisées en deux types les achondrites et les chondrites. Ce dernier type se divise en quatre groupes qui sont : les chondrites à enstatite, les chondrites de type R, les chondrites ordinaires et en fin les chondrites carbonées. Ces chondrites carbonées font partie de notre travail. Les chondrites carbonées (chondrites C) sont parmi les matériaux les plus primitifs du solaire système, et sont classés en huit principaux groupes : CI, CM, CO, CV, CR, CH, CB et CK (**Weisberg et al., 2006**). Les groupes se distinguent les uns des autres par des caractéristiques pétrographiques, constituant composants, minéralogie, et chimique et isotopique compositions.

Ce mémoire s'articule autour de trois chapitres. Le premier traite une synthèse générale sur les chondrites carbonées ainsi qu'une classification des chondrites, la matière organique dans les chondrites carbonées , état d'oxydation et le métamorphisme..., Ensuite le deuxième chapitre est axé sur l'étude pétrographique des chondrites carbonées en se focalisant sur les différents constituants de ce type de chondrite ainsi que la séquence de condensation de ces différentes phases. En fin le dernier chapitre se focalise sur la géochimie et la géochimie isotopique de l'oxygène des chondrites carbonées.

Chapitre I : Les chondrites

I.1. Introduction :

Les météorites sont des roches extra-terrestres ayant des compositions reflétant des abondances solaires d'éléments non-volatils. Elles sont donc chimiquement plus primitives. Les chondrites représentent un groupe constituant plus de 85 % des météorites récoltées à la surface de la Terre (**Seddiki, 2011**). Les chondrites sont issues de corps parents non différenciés. Elles sont ainsi susceptibles de renfermer des signatures dites primitives. Les chondrites renferment notamment un certain nombre de phases minoritaires directement issues du milieu interstellaire, telles des grains de graphite, des nanodiamants ou encore des grains de SiC (carbure et de silicium) présolaires (**Anders & Zinner, 1993**). Les chondrites sont parmi les objets les plus primitifs du Système solaire. Elles contiennent des chondres qui sont des petites inclusions généralement sphériques de quelques μm à quelques mm de diamètre, composées d'un assemblage de silicates qui se sont formés dans la nébuleuse très tôt dans l'histoire du Système solaire à haute température (1500-2000°C) et qui se sont refroidis très rapidement (**Hewins & Radomsky, 1990**).

I.2. Classification des chondrites :

Les chondrites sont les objets rocheux les moins fractionnés chimiquement par rapport au soleil, mais présentent des traces de processus secondaires, métamorphisme thermique et/ou altération aqueuse. Ainsi leur classification utilise une combinaison de caractéristiques primaires basées sur la composition chimique et des caractéristiques secondaires basées sur leur altération. On distingue : Les chondrites ordinaires, les chondrites à enstatite, les chondrites de type R ou Rumurutites et les chondrites carbonées (**Djouadi, 2013**).

I.2.1. Les chondrites ordinaires :

De toutes les chutes certifiées de météorites, 82,9 % sont non différenciées (chondrites ordinaires). Ces météorites sont les corps les plus anciens de notre système solaire ; leur âge est d'environ 4,5 milliards d'années. D'ailleurs, c'est en datant ces météorites qu'on a pu déterminer l'âge du système solaire (**Grady, 2000**). Ces roches sont donc formées par l'agglomération des poussières primitives qui formaient le système solaire naissant. Les poussières primitives ont fondu lors d'un événement primordial (**Sahijpal et Soni, 2006**) dont la cause n'est pas encore élucidée, pour former des gouttelettes silicatées. En refroidissant rapidement, ces gouttelettes ont formé des sphérules d'environ 0,1 millimètres à quelque

millimètre de diamètre. Ces sphérules sont appelés chondres d'où leur appellation « chondrites ». Les chondrites sont les météorites les plus communes. Elles sont en général constituées d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase, de bronzite, de kamacite, de taénite et elles contiennent également des métaux libres (fer et nickel), dont la proportion est utilisée comme critères de classification. Les chondrites ordinaires sont divisées en trois groupes (**Fig. 01**) qui sont :

- **Le groupe H (High iron = riche en fer) :** Ce grand groupe a été nommé pour la haute teneur en métal fer-nickel qui est comprise entre 12 et 21% tous les chondrites H sont attirés très facilement par un aimant. Les chondrites H appartiennent aux types pétrologiques 3-6. Ces météorites possèdent une abondance de grains métalliques dispersés dans la matrice. Souvent ces grains sont oxydés et la météorite possède un aspect rouillé. De toutes les chutes de météorites, 32% appartiennent aux chondrites ordinaires du groupe H.
- **Le groupe L (Low iron = pauvre en fer) :** Les chondrites du groupe L représentent le deuxième groupe des chondrites ordinaires. La teneur en métal fer-nickel dans ce groupe est comprise entre 7 et 12 % (**Tab. 01**). Par conséquent, ces chondrites sont également attirés par un aimant, mais beaucoup moins que celles du groupe H (**Yavnel, 1963**). Les chondrites L appartiennent aux types pétrologiques 3-6.
- **Le groupe LL (Low iron, Low metal = pauvre en fer et pauvre en métal) :** Ce groupe est caractérisé par la plus faible teneur en métal fer-nickel « moins de 7% ». Par conséquent, ils ne sont que faiblement attirés par un aimant. Comme les autres chondrites LL appartiennent aux types pétrologiques 3-6. Les chondrites LL sont formées dans des conditions plus oxydantes que celles des chondrites H ou L (**Ouared, 2008**).

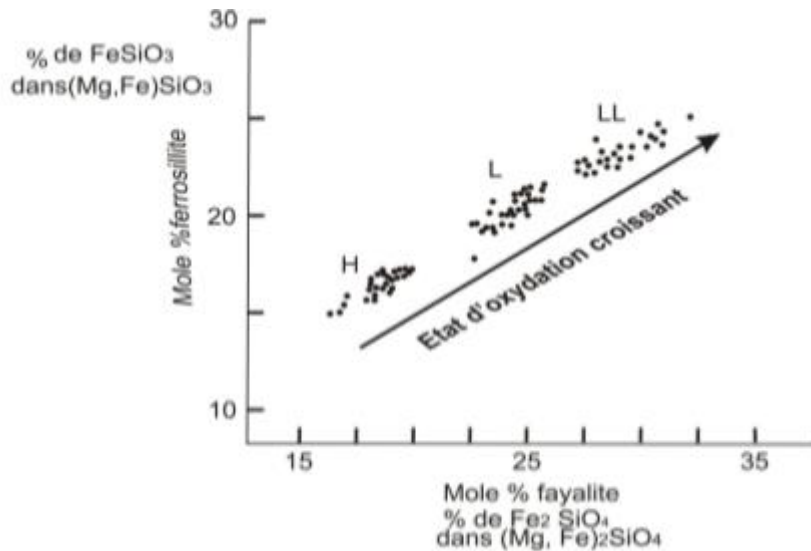


Fig.01 : Classification des chondrites ordinaires selon les teneurs en fayalite de leurs olivines et en ferrosilite de leurs pyroxènes (Kallemeyn et al., 1989).

Tableau 01 : Critères de classification des chondrites ordinaires équilibrées. (Norton, 2002).

Critères de classification des chondrites ordinaires				
	<i>Groupe</i>	<i>Fer métal</i>	<i>Fer total</i>	<i>Fa (mole)</i>
Chondrites Ordinaires	<i>H</i>	12 à 21 %	25 à 30 %	17 à 25 %
	<i>L</i>	7 à 12 %	19 à 24 %	21 à 27 %
	<i>LL</i>	Moins de 7 %	19 à 22 %	25 à 32 %

1.1 I.2.2. Les chondrites à enstatite :

Ces chondrites sont fortement réduites avec la quasi totalité du fer sous forme de métal ou de sulfure comme la troïlite (FeS). Le silicate est surtout représenté par du pyroxène pauvre en fer de type enstatite. Comme dans les chondrites ordinaires, leur subdivision est basée sur leur contenu en fer total. Le groupe EH contient du fer total à ~ 30 %, alors que le groupe EL contient seulement ~ 25 % (Keil, 1989). Chaque sous-groupe comporte une gamme complète de types thermiquement métamorphosés de 3 à 6. La teneur en silicium et en Ni dans la kamacite augmente avec le type pétrographique de chaque série (Sears et al., 1982).

I.2.3. Les chondrites de type R ou rumurutites :

Ce groupe de météorites n'était initialement distingué que par des études du spécimen de météorite de Carlisle Lakes (Australie). Sa désignation est maintenant basée sur la seule chute de ce groupe : le Rumuruti au Kenya (**Kallemeyn et al., 1996**). Ces chondrites sont fortement oxydées, riches en olivine mais pauvres en métal. Elles diffèrent considérablement des chondrites ordinaires, carbonées et à enstatite par leur état d'oxydation, leur composition en isotope de l'oxygène et leur minéralogie (**Weisberg et al., 2006**).

I.2.4. Les chondrites carbonées :

Ce sont des météorites pierreuses primitives et indifférenciées. Elles sont composées de chondres de silicates baignant dans une matrice silicatée à grain fin dans laquelle apparaissent des inclusions de calcium-aluminium (CAI) représentatives du premier matériel à se condenser à partir de la nébuleuse chaude. Ce type de météorites est également caractérisé par la présence de composés de carbone comprenant des hydrocarbures à longue chaîne et des acides aminés semblables à ceux utilisés dans la synthèse de protéines dans la matière organique. Les chondrites carbonées sont formées dans un environnement riche en oxygène, une grande part du métal est combiné dans les silicates, les sulfures ou autres oxydes. Elles constituent, par ailleurs, 2,5 % de toutes les météorites récupérées jusque là, et sont subdivisées en groupes chimiques : CI, CM, CR, CO, CK, CV, CH et CB. A titre d'exemple, le groupe CI contient jusqu'à 20 % d'eau présente dans les minéraux hydratés (**Seddiki, 2011**).

I.2.4.1. Le groupe CI :

Les chondrites du groupe CI sont nommées d'après le type Ivuna qui est tombée en Tanzanie en 1938 (**Kallemeyn et Wasson, 1981**). C'est le groupe qui comprend les météorites les plus primitives. Elles contiennent jusqu'à 26 % d'eau, en plus de beaucoup de minéraux qui ont été modifiés en présence d'eau tels que les phyllosilicates semblables à l'argile, en oxydes fer comme la magnétite. L'olivine et le pyroxène sont presque totalement transformés en serpentines (**Endress et al., 1996**). De plus, les chondrites du groupe CI contiennent également une certaine quantité de matière organique comme les acides aminés qui sont les éléments primordiaux de la vie sur Terre. En outre, ce groupe de météorite est le seul parmi les chondrites à ne pas avoir de chondres, l'eau a agité sur les minéraux des chondres et de la matrice en uniformisant leur texture (**Brearely, 2006**). L'origine des chondrites du groupe CI se situe dans

les contrées lointaines du système solaire, car elles n'ont jamais été chauffées au-delà de 50° C au cours de leur formation et de leur histoire.

I.2.4.2. Le groupe CM :

Ce groupe porte le nom de la météorite de Mighei tombée en Ukraine en 1889 (**Kallemeyn et Wasson, 1981**). Il appartient principalement à la pétrologie de type 1 à 2 (**Zolensky et al., 1997**). Ces météorites contiennent des chondres, même s'ils ne sont pas très abondants, et dans leur composition on y trouve de 3 à 11 % d'eau et de 0,6 à 2,9 % de carbone (**Browning et al., 1996**). En outre, dans ce type de chondrites, plus de 230 acides aminés différents ont été reconnus alors que sur Terre seulement 20 acides aminés différents sont connus et utilisés comme éléments constitutifs fondamentaux de la vie (**Kallemeyn et Wasson, 1981**).

I.2.4.3. Le groupe CV :

Les chondrites de ce groupe sont nommées par analogie à la météorite Vigarano tombée en Italie en 1910 (**Kallemeyn et Wasson, 1981**). Les météorites de ce groupe contiennent peu de carbone (moins de 2 %) par rapport aux deux groupes précédents, mais les chondres y sont beaucoup plus nombreux et plus gros (**Krot et al., 1995**). La plupart des chondrites CV appartiennent au type pétrologique 3 (**Guimon et al., 1995**). Elles sont particulièrement riches en inclusions réfractaires CAI. Le groupe de chondrites CV a été subdivisé en trois sous-groupes (**Weisberg et al., 2006**) : le sous-groupe réduit (CV_R) ; le sous-groupe oxydé-Bali (CV_{OxB}) et le sous-groupe oxydé-Allende (CV_{OxA}) (**Tab. 02**). Les rapports minéralogiques suivants différencient ces trois sous-groupes :

- L'abondance de la matrice : OxB > OxA > R ;
- Le métal par rapport à la magnétite : R > OxA > OxB ;
- La gamme de fayalite de l'olivine : R (Fa₃₂₋₆₀), OxA (Fa₃₂₋₆₀), OxB (Fa₁₀₋₉₀) ;
- La pré-pure fayalite est trouvée seulement dans OxB ;
- Les phyllosilicates sont trouvés seulement dans OxB ;
- Le métal dans OxA est riche en Ni, OxB est très riche en Ni et R est très pauvre en Ni ;
- L'orthopyroxène est présent dans R, tandis que le clinopyroxène est présent dans OxA et dans OxB ;

Les inclusions réfractaires (CAI) sont très abondantes dans les CV. C'est une phase réfractaire (oxydes et silicates) avec de hautes températures de vaporisation qui a commencé à se condenser à partir de la nébuleuse primitive chaude il y a environ 4571 Ma. Par ailleurs, les CAIs sont classées en trois groupes principaux (A, B et C) principalement sur des proportions de fassaïte et de mélilite, et accessoirement par la série du spinelle, de l'hibonite, de la pérovskite et de l'anorthite (**MacPherson et al., 1988**) :

- ✓ **Les inclusions de type A** : Correspondent à des éléments réfractaires qui ont cristallisé à partir d'un liquide après évaporation de la poussière et de gaz nébulaires. Elles sont de forme arrondie et contiennent de la mélilite en gros grain, du spinelle, de la pérovskite et du pyroxène de type fassaïte (Al-Ti-diopside) ;
- ✓ **Les inclusions de type B** : Ont cristallisé à partir de gouttelettes partiellement en fusion. Elles sont uniquement présentes dans les chondrites CV. Elles ont subi des mécanismes d'altération très complexes. Leur taille est de l'ordre de 5 à 25 mm et elles contiennent de la mélilite, de la fassaïte, des spinelles, de l'anorthite, de la pérovskite et de la forstérite ;
- ✓ **Les inclusions de type C** : Ce sont formées à partir de gouttelettes partiellement en fusion probablement de matériel précurseur des CAIs à grain fin et riche en spinelles. La mélilite a une grande variété. L'anorthite est abondante (38-60 %) avec de la fassaïte et du spinelle. La mélilite peut se transformer en phases secondaires telles que le grossulaire.

I.2.4.4. Le groupe CO :

Les météorites de ce groupe sont nommées par rapport à celle d'Ornans tombée en France en 1868 (**Kallemeyn et Wasson, 1981**). Elles contiennent 1 à 0,2 % de carbone et moins de 1 % d'eau (**Rubin, 1998**) (**Tab. 03**). L'ensemble de ce groupe de chondrites carbonées appartient au type pétrologique 3 et montre une certaine ressemblance, notamment au niveau de la composition, avec le groupe CV. Le groupe CO montre, cependant, beaucoup moins de chondres (**Weisberg et al., 2006**). Comme dans le groupe CV, les météorites du groupe CO contiennent également des CAIs mais généralement beaucoup plus petites et plus faiblement distribuées dans la matrice (**Kallemeyn et Wasson, 1981**). De petites inclusions de métal libre, le plus souvent du fer-nickel, peuvent apparaître comme de minuscules flocons. La teneur de fer métallique dans ce groupe est comprise entre 1 et 5 % en volume (**Scott et al., 1981**). Le

diamètre des chondres est 5 à 8 fois inférieur et la densité des CAIs deux fois moins dans les météorites du groupe CO que dans celles du groupe CV (**Kallemeyn et Wasson, 1981**).

I.2.4.4. Le groupe CK :

Dénommées par analogie à la météorite de Karounda tombée en 1930 en Australie (**Kallemeyn et Wasson, 1981**), ce groupe de météorites appartient aux types pétrologiques 3 à 6, bien que la plupart d'entre elles peuvent être classées comme CK4 (**Kallemeyn et al., 1991**). La caractéristique principale pour les différencier concerne leur degré de métamorphisme plus important que dans les groupes précédents. Elles sont généralement gris foncé à noir en raison d'une quantité élevée de magnétite dispersée dans une matrice à olivine et pyroxène. Cela indique également qu'elles se sont formées sous des conditions oxydantes mais elles ne montrent pas de modification aqueuse (**Kallemeyn et al., 1991**).

I.2.4.5. Le groupe CR :

Les chondrites de ce groupe sont nommées par le type Renazzo tombée en Italie en 1824 (**Kallemeyn et Wasson, 1981**). Ces météorites appartiennent au type pétrologique 2 (**Weisberg et al., 1993**). Elles sont caractérisées par une abondance de fer-nickel sous forme métallique (5 à 8 %) et sous forme de sulfures (1 à 4 %) en quantités nettement supérieures par rapport aux groupes précédents et indiquant qu'elles se sont formées sous des conditions réductrices (**Kallemeyn et al., 1994**).

Tableau 02 : Tableau montre les différents groupes des chondrites carbonées avec leurs types pétrographiques et les sous groupes de CB et CV.

Chondrites carbonées								
Groupe	CI	CM	CO	CR	CB	CH	CV	CK
Type pétrographique	1	1-2	3-4	1-2	3	3	3-4	3-6
Sous groupe					CBoxa		CVoxa	
					CBoxb		CVoxb	
							CVred	

Tableau 03 : Classification des chondrites carbonées d'après **krot et al., (2004)**.

Classification	Caractéristiques	Chutes de référence
Chondrite CI	Absence de chondres, 3 à 5% de carbone , plus de 20% d'eau, magnétite , sulfures, acides aminés, composés organiques . Type pétrologique 1.	Météorite d'Ivuna tombée en 1938 en Tanzanie.
Chondrite CM	Présence de mini-chondres, 0,6 à 2,9% de carbone , 3 à 11% d'eau . Plusieurs acides aminés. Type pétrologique 2.	Météorite de Migheat tombée en 1889 en Ukraine.
Chondrite CV	Présence de gros chondres. Type pétrologique 3. Moins de 2 % de carbone. Riches en CAI.	Météorite de Vigarno tombée le 22 janvier 1910 en Italie.
Chondrite CO	Mini-chondre, 0,2 à 1% de carbone et moins de 1% d'eau. Type pétrologique 3. Moins de CAI (minuscules). Métal Fe-Ni libre.	Météorite d'Ornans tombée en 1868 en France.
Chondrite CK	Présence de gros chondres , silicates sombres , métal absent, beaucoup d'oxygène (rare). Type pétrologique 4. Pourcentage élevé de magnétite.	Météorite de Karoonda tombée en 1930 en Australie.
Chondrite CR	Fer-nickel sous forme métallique (5 à 8 %) et sulfures (1 à 4 %). Type pétrographique 2.	Météorite de Renazzo tombée en 1824 en France .

I.3. La matière organique dans les chondrites carbonées :

Selon **Remusat (2007)**, la présence de matière organique, en particulier dans les chondrites carbonées, est connue depuis le milieu du XIXe siècle. En 1864, une substance moléculaire organique proche du charbon a été identifiée. En 1950, l'intérêt pour la matière organique est revenu avec l'amélioration des techniques analytiques. A ce moment, les premiers acides aminés ont été distingués, mais Les découvertes majeures ont rapidement montré que

tous les composants organiques n'étaient pas contaminés. Tout d'abord, les travaux de Miller et Urey en 1953 ont montré que la synthèse abiotique d'acides aminés était possible dans certaines conditions favorables. Puis la chute de Murchison en Australie en 1969 a permis de nouvelles découvertes. Il a mis au point dans le programme lunaire de la NASA un protocole de prélèvement d'échantillons très propres de l'extérieur de la Terre pour réduire très rapidement la pollution du sol. Il a été constaté que cette météorite contient des acides aminés, dont certaines communes sur Terre et d'autres inconnues dans le milieu terrestre. De nombreuses équipes ont décrit le contenu organique de la chondrite carbonée, qui est constituée d'une partie soluble et d'une partie insoluble. Les chondrites carbonées sont considérées comme plus primitives dans le système solaire car leur composition est proche du soleil, qui représente l'essentiel de la matière qui compose le système solaire (**Fig. 02**).

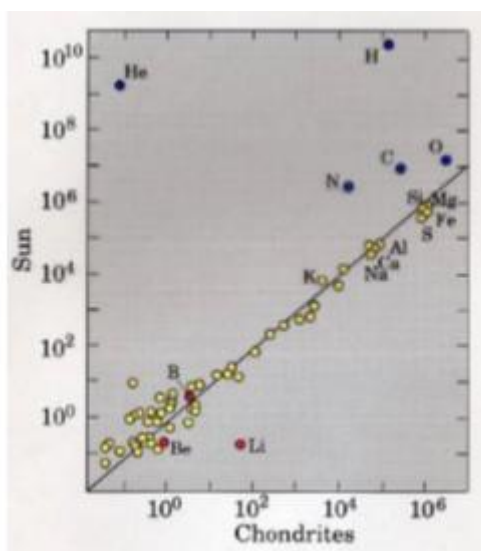


Fig.02 : Comparaison entre la composition élémentaire des chondrites carbonées et celle du Soleil Remusat (2007).

I.4. Etat d'oxydation :

Les météorites pourraient avoir résidé sur la surface de la Terre pendant des milliers d'années et où elles ont été affectées par différents agents d'altération tels que l'eau la pluie, l'oxygène atmosphérique, les sels des sols, le vent et les variations de température. Tous ces facteurs influencent les mécanismes et les taux d'altération. Le degré d'altération indique la modification des propriétés physico-chimiques subie par les météorites et causée par les agents atmosphériques (**Wlotzka, 1993**). Le degré d'altération s'exprime par la lettre W

(Weathering) et un chiffre de 0 à 6 (**Tab. 04**). Le degré 6 indique un grade d'altération très poussé. Les degrés d'altération de **Wlotzka (1993)** s'établissent ainsi :

Tableau 04 : L'échelle d'altération terrestre «Weathering » (**Wlotzka, 1993**).

Degré d'altération	Description
W₀	Oxydation non visible du métal ou du sulfure mais des taches limonitiques peuvent être perceptibles en lumière transmise.
W₁	Bordures mineures d'oxydes autour du métal et de la troïlite avec des veines d'oxydes mineures.
W₂	Oxydation modérée du métal (environ 20 à 60 % étant affecté).
W₃	Oxydation bien visible du métal et de la troïlite (60 à 95 % étant remplacé).
W₄	Oxydation complète (> 95 %) du métal et de la troïlite mais aucune altération des silicates.
W₅	Début d'altération des silicates mafiques, principalement le long des fissures.
W₆	Remplacement massif des silicates par des minéraux argileux et des oxydes.

I.5. Le métamorphisme :

I.5.1. Le métamorphisme thermique :

Pour les chondrites carbonées riches en éléments volatiles comme les CMs et les CIs, l'histoire thermique peut également être donnée par l'âge des carbonates et par les isotopes de l'oxygène. Il en résulte que l'altération aurait suivi assez rapidement (quelques millions d'années) la formation des CAIs (**Endress & Bischoff, 1996; Brearley et al., 2006**). **McSween et al. (2002)** suggèrent que la glace sur le corps parent des chondrites carbonées limite les hautes températures à cause de l'énergie consommée par la chaleur latente élevée de la glace lors de

sa fusion, empêchant ainsi un métamorphisme thermique important. La concentration de FeO dans les olivines et pyroxènes peut aussi être utilisée comme traceur, elle augmente avec le type pétrologique. **McSween & Labotka (1993)** proposent ainsi une oxydation du métal suite aux traces de vapeur d'eau durant le métamorphisme. La **figure 03** montre l'effacement progressif de la texture en fonction de l'intensité du métamorphisme thermique.



Fig.03 : Le métamorphisme thermique efface les textures par exemple les chocs (Rubin, 1995).

I.5.2. L'altération aqueuse :

L'altération aqueuse témoigne de l'accrétion de H₂O. Son étude peut apporter des renseignements sur les réservoirs d'eau qui étaient présents dans notre système solaire. Cette altération va modifier les minéraux primaires en phases secondaires. Ainsi, les CAIs, les chondres et les matrices sont altérés par l'eau transformant les silicates anhydres en phyllosilicates, formant des hydroxydes, de la magnétite, des sulfates, de carbonates et des sulfures secondaires comme la pyrrhotite ou la pentlandite à partir de la troïlite (**Bullock et al., 2005**). En fonction de la minéralogie on distingue :

- ✓ **Type 1** : Principalement des phases amorphes hydratées de type phyllosilicates, des sulfate de magnésium et de la magnétite.
- ✓ **Type 2** : Principalement des serpentines mélangées à de l'olivine et des pyroxènes.
- ✓ **Type 3** : Principalement de l'olivine avec un peu de pyroxène, des feldspaths, de la magnétite et de la troïlite.

Les chondrites qui sont de type 1 et 2 sont les CMs, CIs et CRs. Cependant il y a beaucoup d'ambiguïtés dans la classification des types 1 et 2 principalement due aux différentes familles appartenant au même type pétrologique. Par exemple un type 1 peut signifier une minéralogie proche des CIs 1 ou bien une altération complètes chondres. Les CRs sont quasiment tous de type 2 mais sont beaucoup moins altérées et contiennent d'avantage de métal que les CMs. Par exemple la **Figure 4** montre que la GRO 95577 est la CR la plus altérée, elle

est de type 1 mais contient une proportion de phases minérales hydratées plus proche des CM 2 que des CI 1 (Garenne et al., 2014).

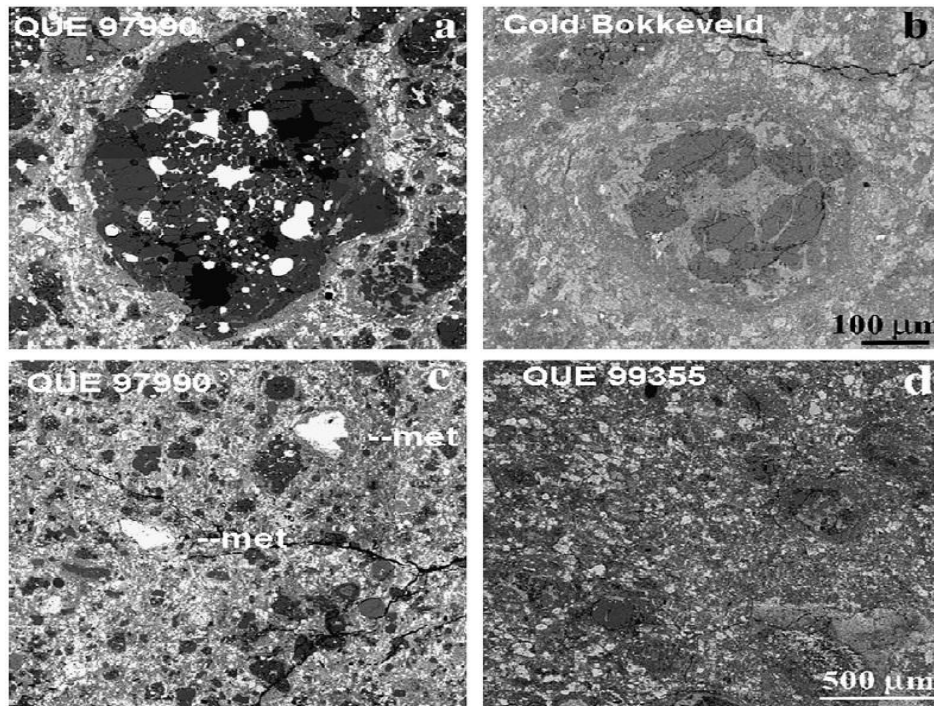


Fig.04 : Images MEB (microscope électronique à balayage) montrent l'altération des chondres et de matrice (Rubin et al., 2007).

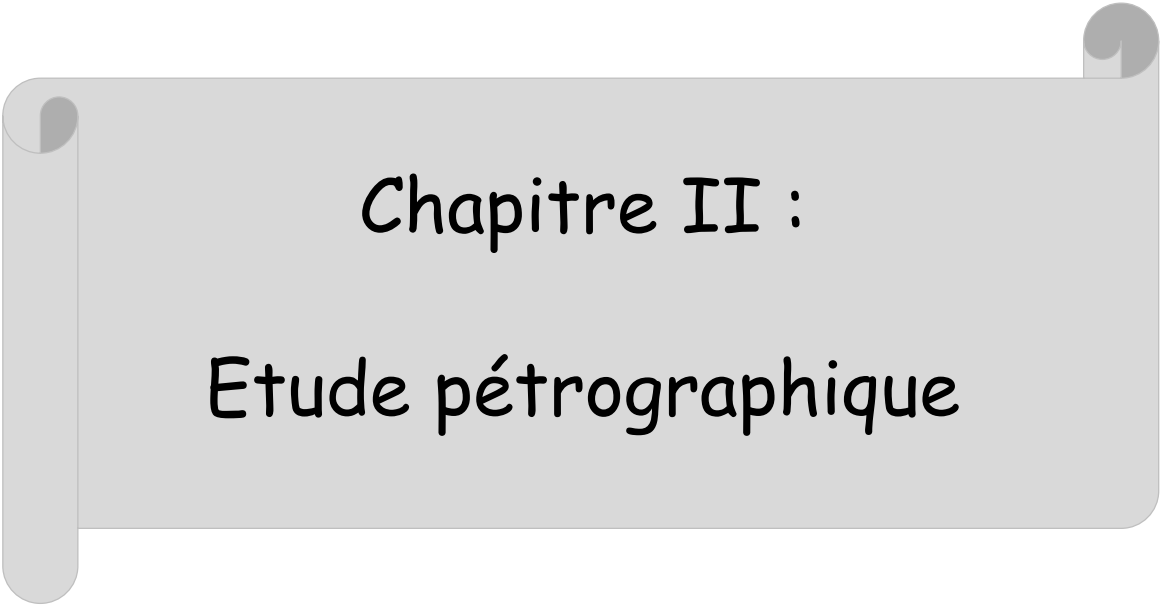
I.6. Les chondrites et l'accrétion des planètes :

Des études analytiques et des simulations numériques, (Safronov, 1969; Wetherill, 1986) ont révélé que la formation des planètes telluriques peut être divisée en trois époques successives : une première étape avec agglomération de gaz et de poussière dans le disque protoplanétaire conduisant à la formation de planétésimaux de quelques kilomètres de diamètre, suivie par la croissance d'embryons planétaires atteignant une taille de l'ordre de celle de la Lune à celle de Mars, et enfin la formation finale des planètes par l'intermédiaire de collisions permettant la fusion de ces embryons. Les impacts géants entre proto-planètes ont eu lieu lors de cette dernière époque.

Une des questions scientifiques en planétologie reste de comprendre quels sont les matériaux constructeurs des planètes telluriques Mercure, Vénus, la Terre, et Mars. Bien qu'il n'y ait à ce jour aucune réponse définitive à cette question, les matériaux qui se sont accrétés pour former les planètes telluriques étaient très probablement similaires aux météorites. Les chondrites, et plus particulièrement les chondrites CI, ont toujours été considérées comme des

matériaux primitifs planétaires, en terme de composition globale, pour la formation des planètes telluriques. Le problème rencontré lors des recherches menées sur les liens entre les météorites et une planète tellurique est le manque d'échantillons de ses profondeurs, ceci étant vrai même pour la Terre. Cependant, il existe à la surface de la Terre des échantillons du manteau. En ce qui concerne la Lune, des échantillons de sa surface ont été collectés lors des missions lunaires, mais aucun laboratoire ne possède d'échantillon du manteau lunaire. Les données qui nous viennent de Mars proviennent essentiellement des météorites martiennes (SNC) et également des analyses in situ de roches martiennes obtenues lors des missions Mars Pathfinder, Viking, Spirit et Opportunity, mais encore une fois, aucun échantillon direct du manteau. Malheureusement, aucun échantillon de Mercure et de Vénus n'a été délivré sur Terre sous forme de météorites.

Quatre approches différentes sont proposées pour expliquer les compositions globales des planètes telluriques. Ces dernières se seraient accrétées à partir de : **(1)** météorites existantes, **(2)** météorites connues, mais qui ont été modifiées chimiquement lors de la croissance de la planète, par des variations en pression, température, fO_2 , réactions avec de l'eau ou autres espèces volatiles, mais aussi par fractionnement magmatique (**Righter et al., 2006**), **(3)** météorites inconnues dans nos collections, des matériaux qui auraient été balayés de la région interne du système solaire dans laquelle ils se sont formés (**Drake and Righter, 2002**), ou **(4)** planétésimaux différenciés, modifiés par des collisions dans le jeune système solaire (**Greenwood et al., 2005**).



Chapitre II :

Etude pétrographique

II.1. Introduction

Les chondrites carbonées CV révèlent une grande quantité d'informations sur les processus opérant au début du système solaire. En effet, elles ont connu une variété de processus post-accrétion, y compris l'altération aqueuse, le métamorphisme thermique et le métasomatisme. Les chondrites CV sont caractérisées par la présence des plus grandes inclusions réfractaires (CAI) de toutes les météorites. Ce chapitre est consacré pour l'étude pétrographique des chondrites carbonées. Cela va nous permettre de contribuer à mieux connaître la spécificité de ces chondrites carbonées et va mettre en évidence les premiers minéraux qui se sont formés au début de la formation du système solaire. Nous allons aborder la pétrographie des chondrites carbonées en se basant essentiellement sur la description des principaux composants et minéraux qui constituent ce type de chondrites.

II.2. Les principales compositions des chondrites carbonées :

Les chondrites carbonées sont des météorites composées de billes de silicates, riches en fer et magnésium, appelées chondres. Elles sont constituées de 4 composants majeurs : la matrice, les chondres, les inclusions réfractaires et le métal. La figure (**Fig. 05**) illustre les différents composants à travers une image obtenue sur une lame mince de chondrite au microscope.

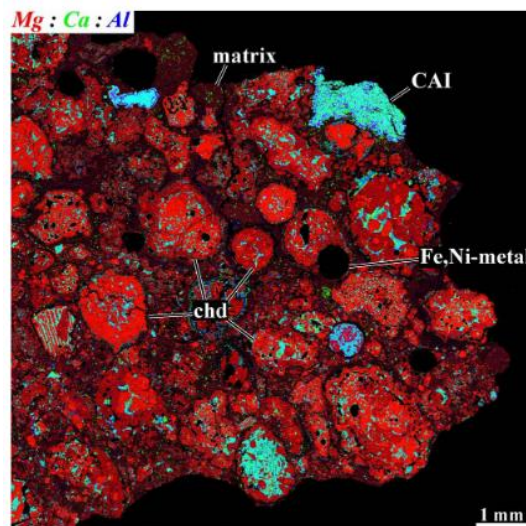
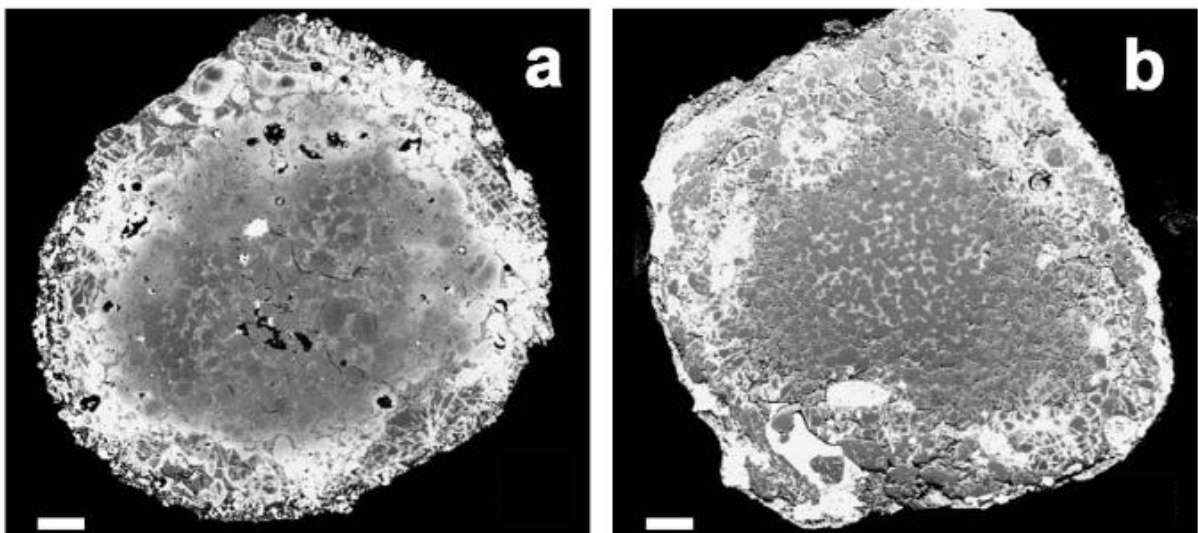


Fig. 05 : Image MEB d'une section d'une chondrite carbonée montre ses différents composants. On observe un assemblage d'objets typique d'une chondrite : chondres, inclusion réfractaire, nodules métalliques et matrice à grains fins. Image tirée de (Krot et al., 2003).

II.2.1. Les chondres :

D'après **Rubin et al., (2007)**, les chondres sont des billes de silicates qui n'existent que dans les météorites. Les chondres sont principalement composés d'olivines, de pyroxènes, de verres et du métal, de taille variable allant d'une dizaine de micron à plusieurs millimètres. La pétrographie des chondres est un moyen d'analyse couramment utilisé pour identifier les processus d'altération secondaires. Il existe deux types de chondres : les premiers contiennent peu d'éléments moyennement volatiles avec plus d'inclusions réfractaires ; les seconds sont moins fractionnés et contiennent plus d'éléments moyennement volatiles et sont plus proches de la composition des CAIs.

Dans les chondrites carbonées CK4 on peut faire la distinction entre les chondres porphyriques qui sont composés d'un assemblage de plusieurs cristaux et les chondres barrés qui ne sont composés que d'un cristal. Il existe une grande variabilité de la texture des chondres (**Fig. 06**) témoignant d'épisode de formation et d'altérations différentes. La plage et la moyenne de la taille des chondres sont les plus compatibles avec celles des chondrites CK parmi les principaux types de chondrites carbonées (**Kallemeyn et al., 1991**). Les mésostases généralement sont remplies d'olivine et de plagioclase, avec de petites vésicules (qui varient de 0,1 à 3 μm de diamètre), des petites inclusions (de 0,1 à 5 μm), de magnétite et autres minéraux mineurs, qui seront décrits en détail ci-dessous.



*Fig. 06 : Images électroniques rétrodiffusées des chondres qui ont des textures d'olivine porphyrique et des bords riches en orthopyroxène. La diffusion du fer vers l'intérieur à partir des bords extérieurs est visible par un contraste plus clair. L'échelle est de 100 μm (**Jones et Schilk, 2009**)*

II.2.2. Les inclusions réfractaires :

Les inclusions réfractaires sont blanches et irrégulières, de 0,2 à 5 mm voire jusqu'à 1 cm de large et sont formées d'agrégats de spinelles et de pyroxènes fassaïtiques (**Seddiki, 2011**) (**Fig. 07**). Les CAIs sont plus abondantes dans les chondrites carbonées que dans les autres classes et ils sont le plus communément de taille infra millimétrique et ayant une forme irrégulière (**Fig. 08**). La classification la plus courante pour les inclusions réfractaires, proposée par **Grossman (1975)** est fondée sur la pétrographie de ces objets. On distingue les inclusions à gros grains des inclusions à grains fins. Les inclusions à gros grains ont ensuite été subdivisées en type A (contenant principalement de la mélilite, type B (riche en pyroxène (**Fig. 09 a et b**) et type C (riche en anorthite primaire) (**Fig. 09 c**). Les inclusions à grains fins comprennent les inclusions riches en spinelle et les AOAs : ameboid olivine agrégats (**Fig. 09 d**). Les inclusions réfractaires riches en Ca et Al (les CAIs) sont les solides les plus anciens formés dans le système solaire (**Hewins, 1996**), elles sont datées à $4,567,5 \pm 0,5$ Milliards d'années (**Bouvier & Wadhwa, 2007 ; Bouvier & Wadhwa, 2010 ; Amelin et al., 2010**). Elles résultent d'une série plus ou moins complexe de processus depuis leur formation dans la nébuleuse solaire jusqu'à leur accréation dans les corps parents, fournissant ainsi de précieuses données sur les premières phases (**MacPherson et al., 1995**).

De façon générale, les inclusions réfractaires sont plus abondantes dans les chondrites carbonées que dans les autres classes et sont le plus communément de taille multi millimétrique et très rarement multi centimétrique. De plus, les abondances en inclusions réfractaires varient fortement d'un groupe de chondrite à un autre, de moins de 0,01% dans les CI jusqu'à plus de 10% dans les CO (**MacPherson et al., 1988**). D'ailleurs, il est intéressant de noter que l'étude des inclusions réfractaires coïncide avec la chute en 1969 de la chondrite CV Allende qui contient de nombreuses inclusions de grandes tailles (centimétriques).



Fig. 07 : Photo d'une chondrite carbonée CV3 recouverte par une croûte de fusion noir et contient des inclusions réfractaires CAIs (en taches blanches) (Seddiki, 2011).

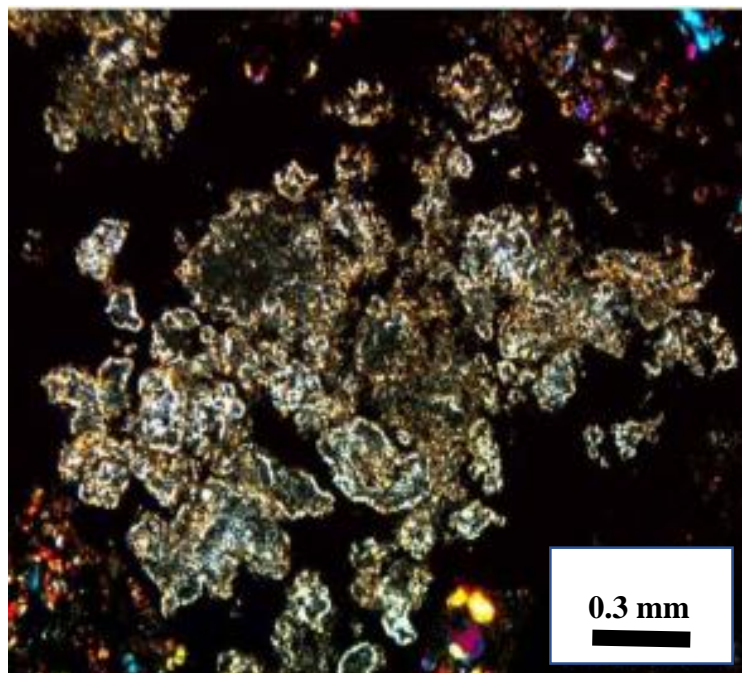


Fig. 08 : Image représente une inclusion réfractaire de la chondrite carbonée Allende (en L.P.A) (Meftah, 2016).

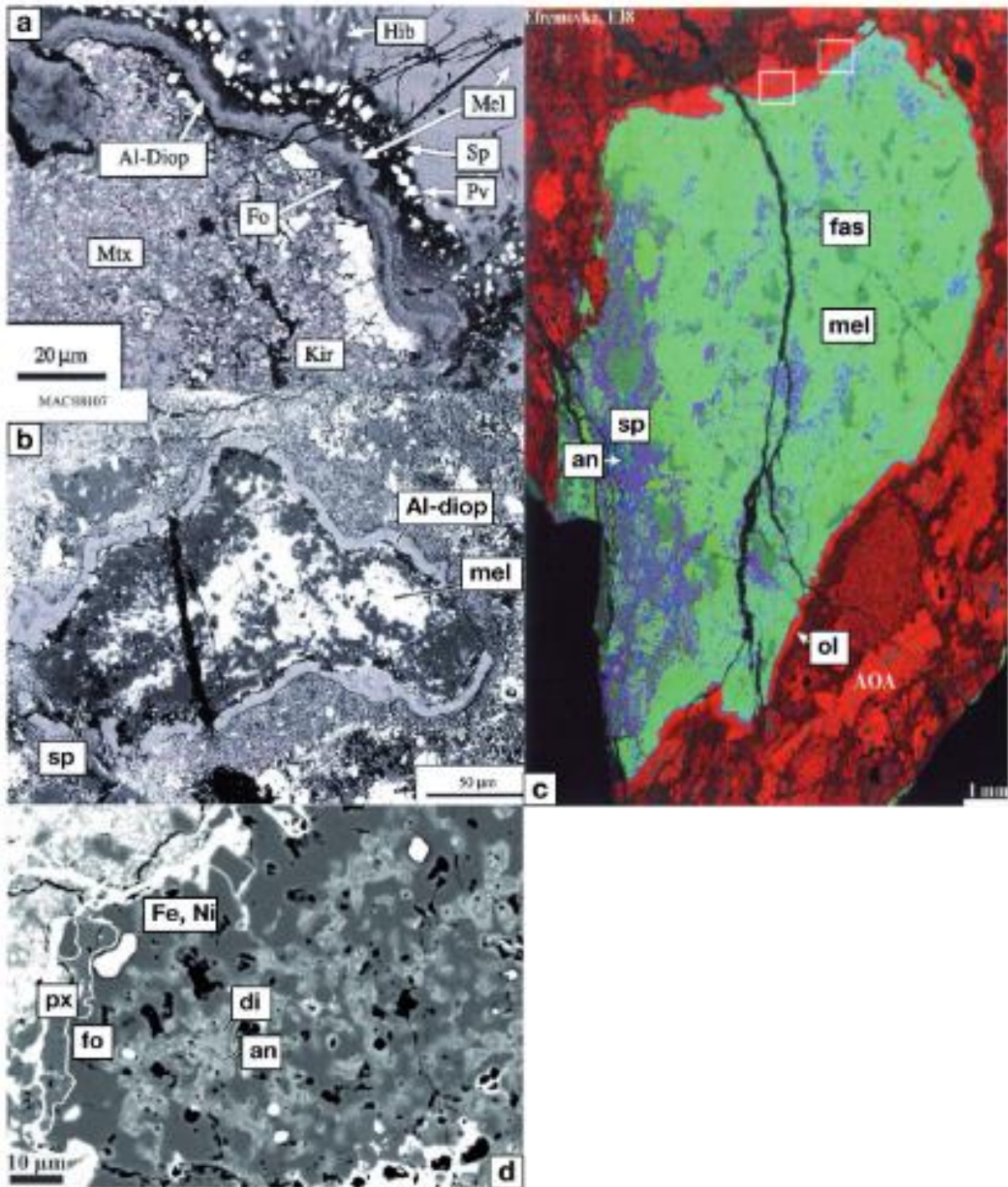
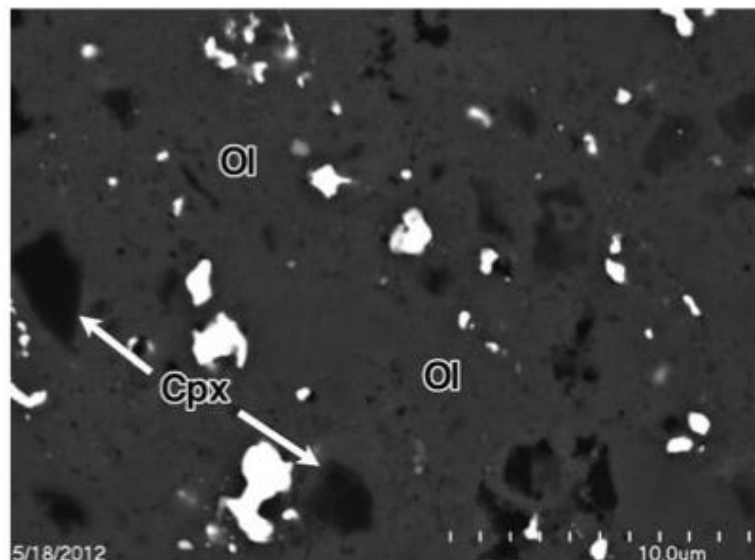


Fig.09 : Images électroniques rétrodiffusés a) et b) d'un CAI de type A, c) d'un CAI de type B et d) d'un AOA. C) Carte de compositions chimiques avec Mg en rouge, Ca en vert et Al en bleu d'un CAI de type B. a-b) (MacPherson et al., 2003, c) Scott et Krot, 2003 et d) scott et Krot, 2005). mélilite, diopside alumineux et titanifère, spinelle, anorthite, fforstérite, diopside, orthopyroxène, matrice ,hibonite, perovskite, kirschsteinite olivine, diopside alumineux.

II.2.3. La matrice :

La matrice assure la cohésion des chondrites et de leurs constituants : les chondres et les inclusions réfractaires (**Remusat et al., 2013**). Elle est composée de grains fins entre 10 nm et 5 μm (**Fig. 10**), et est le composant majeur des chondrites carbonées CC, tandis que les chondrites ordinaires n'en contiennent que 10-15%. Elle est toutefois largement composée d'un assemblage de silicates (principalement du Fe_2SiO_4), d'oxydes, de sulfates, de carbonates et d'alliages fer-nickel (**Le Guillou & Brearley, 2014 ; Remusat, 2015**). La matrice contient aussi le carbone à la fois sous forme de grains présolaires et sous forme de matière organique (**Anders & Zinner, 1993 ; Ott, 1993 ; Remusat, 2015**). En revanche, la matrice est enrichie en éléments chimiques volatils (H_2O , K, Na) par rapport aux CAI et par rapport aux chondres (**Brearley, 1996**) : cela indique une formation à plus basse température et en système ouvert. L'altération aqueuse et le métamorphisme thermique peuvent avoir affecté les constituants de la matrice des chondrites. Par exemple la matrice de la chondrite carbonée ALHA 77307 est particulière par rapport à celle des autres chondrites carbonées CO. Elle est très déséquilibrée, est formée de silicates amorphes, pyroxène, olivine, magnétite, kamacite, pentlandite, pyrrhotite, anhydrite et phyllosilicates (**Brearley, 1993**). Sa matrice contient également une quantité non négligeable de grains présolaires (**Huss et al., 2003 ; Kobayashi et al., 2005**), dont des silicates, ce qui atteste parmi d'autres arguments de son caractère primitif.



*Fig. 10 : Image électronique rétrodiffusée d'une zone matricielle dans la chondrite carbonée Y-82094. La phase dominante est l'olivine, avec quelques clinopyroxènes. Les grains blancs sont principalement du métal (Fe-Ni) (**Kimura et al., 2014**).*

II.2.3.1. Auréoles de matrice à grains fins :

Des auréoles de matrice à grain fin entourent chondres dans plusieurs familles de chondrites et notamment dans les chondrites carbonées (Ciesla et al., 2003) (Fig. 11). On les rencontre également autour des CAI, et plus généralement autour des composants les plus grossiers des chondrites. Elles sont très communes dans les CV et les CR, où elles sont essentiellement constituées d'olivines fayalitiques, et dans les CM où elles contiennent des phyllosilicates. Leur structure concentrique suggère que la matière qui les compose a été accrétée sur le chondre avant l'incorporation sur le corps parent ce qui leur a valu le nom d'auréoles d'accrétion (Metzler et Bischoff, 1996) décrivent leur structure comme sédimentaire.

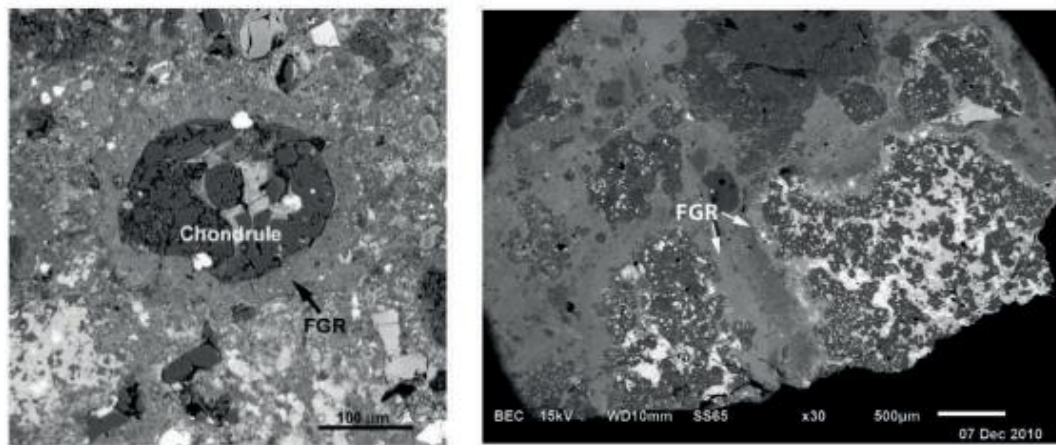


Fig. 11 : Images BSE de chondres et de leurs auréoles de matrice à grain fin dans la chondrite CM Murray (à gauche et dans Vigarano à droite) (Ciesla et al., 2003).

II.2.4. Les minéraux des chondrites carbonées :

II.2.4.1. Pyroxène :

Les chondrites carbonées contiennent également des clinopyroxènes et des orthopyroxènes. Ces derniers peuvent se présenter dans la matrice, dans les chondres et aussi dans les inclusions réfractaires sous forme des grains sub-automorphes à xénomorphes de taille variable.

II.2.4.2. La Mélilite:

Les CAI riches en mélilite (28 % du volume totale de CAI), de 25 à 185 mm, peuvent être subdivisé en mélilite presque monominéralique sphérules, mélilite-spinelle7hibonite et des

inclusions riches en mélilite-fassaite. Les sphérules de mélilite sont des objets compacts contenant de rares grains d'hibonite et de pérovskite. Ils sont entourés soit par des couches spinelle + hibonite et mélilite soit par des rebords mono-minéraliques de diopside. Le mélilite-spinelle-hibonite est plutôt poreux et contient d'abondantes inclusions de pérovskite. Les CAI riches en mélilite-fassaite ont des textures compactes et contiennent des grains de spinelle sub-automorphes, suggérant une cristallisation à partir de la fonte (**Fig. 12**). Deux de les CAI sont entourés de cordons de diopside-forstérite ; la mélilite dans l'un d'eux est légèrement corrodée par l'anorthite.

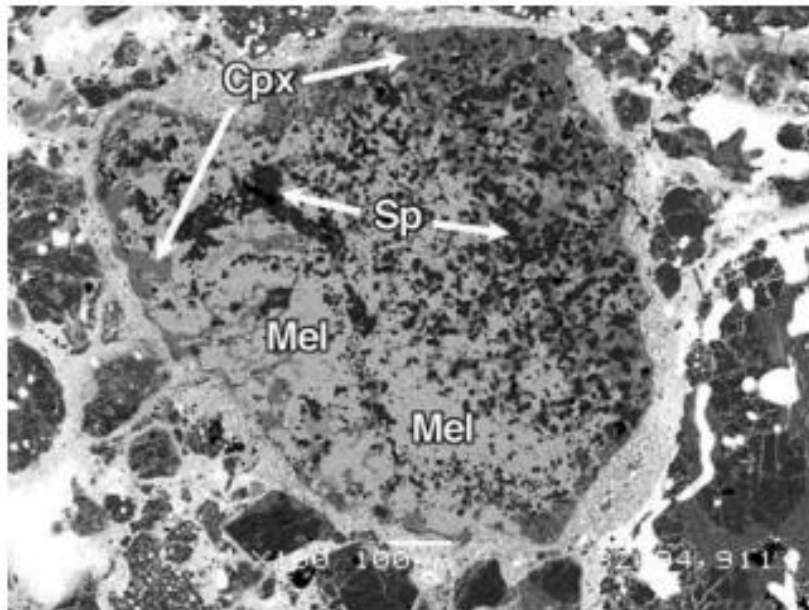


Fig. 12 : Image électronique rétrodiffusée d'une inclusion riche en mélilite dans une chondrite carbonée. Cette inclusion contient également du spinelle et de Clinopyroxène (Kimura et al., 2014).

II.2.4.3. L'olivine :

Les olivines se présentent sous forme de « AOA » ou agrégats d'olivine amiboïde. Elles varient de 90 et 730 μm (290 μm en moyenne) en dans la chondrite carbonée Y-82094. La distribution de taille moyenne est de l'ordre de AOA dans les chondrites de CO 150 à 440 μm (**Rubin 1998**). Les AOA consistent principalement en olivine forstéritique, avec un peu d'anorthite interstitielle et de clinopyroxène (**Fig. 13**). Généralement l'olivine dans les AOA a une couche mince riche en FeO, moins de 3 μm de largeur. La mélilite, le spinelle et l'orthopyroxène sont souvent présents dans les AOA. De minuscules grains de Fer métal ($\leq 10 \mu\text{m}$), sont présents dans de nombreux AOA (**Kimura et al., 2014**).

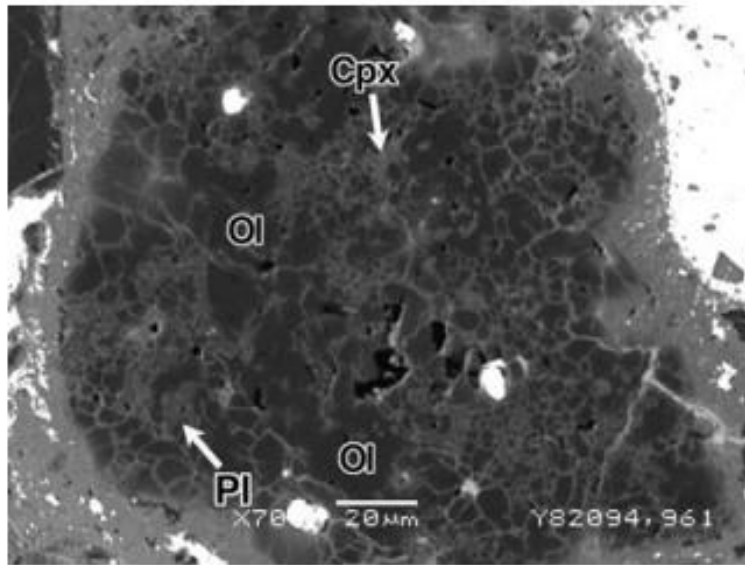


Fig. 13 : Image électronique rétrodiffusée d'une olivine amiboïde agrégat, composé d'olivine forstéritique avec plagioclase interstitiel et Clinopyroxène dans la chondrite carbonée Y-82094 (Kimura et al., 2014).

II.2.4.4. Le spinelle :

Le spinelle se présente typiquement sous forme de petits grains xénomorphes dans les inclusions réfractaires, sa taille est généralement inférieure à 20 µm comme c'est le cas dans les images de la figure (Fig.14), parfois on peut aussi le trouver associé avec la mélilite – perovskite et entouré d'une fine jante de mélilite. Les gros grains de spinelle sont le plus souvent rares.

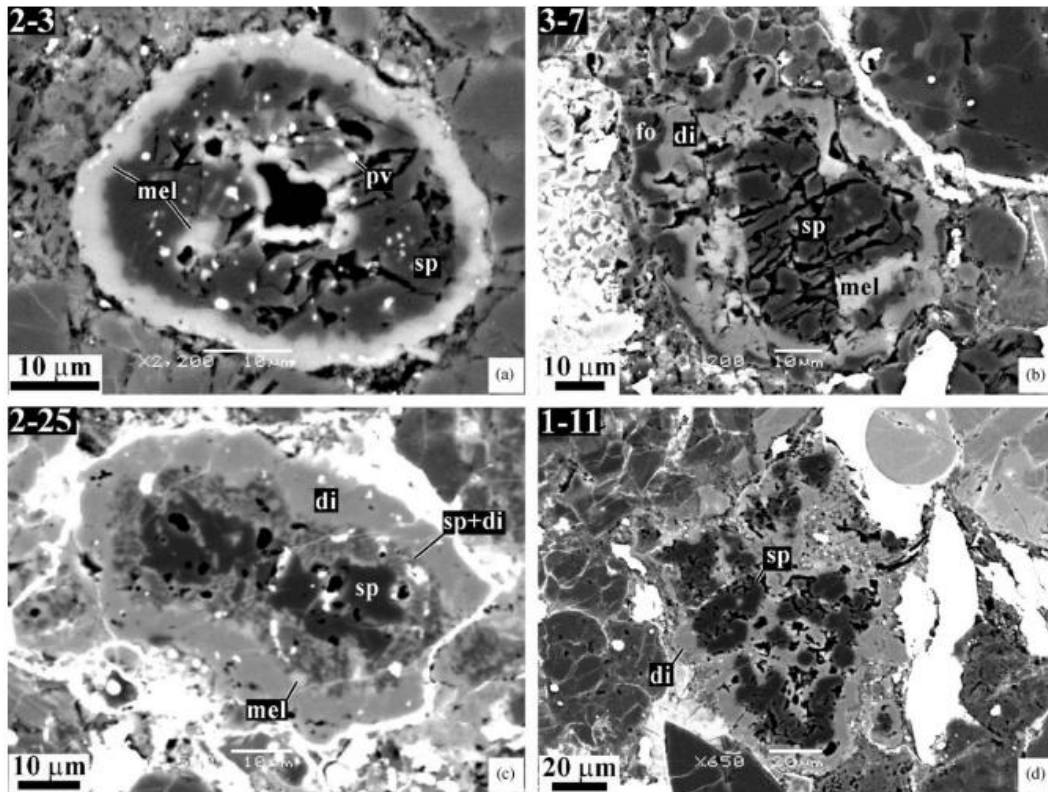


Fig. 14 : Images BSE des CAI riches en spinelles dans des chondrites carbonées NWA 739. (Krot et al., 2004).

II.2.4.5. Les phases opaques (le métal et les sulfures) :

Les phases opaques dans les chondrites carbonées dites réduites sont le métal, la troilite (FeS) et la taenite. La phase métallique la plus abondante est la kamacite pauvre en Ni) (**Fig. 15**), avec parfois des occurrences de taenite (riche en Ni). La troilite (FeS) est l'unique sulfure présent dans les chondrites CV dites « réduites ». Dans les CV3 dites « oxydées », la magnétite (Fe₃O₄) est abondante par rapport au métal ; les sulfures sont principalement riches en Ni avec de la pentlandite et de la pyrrhotite, la troilite étant une phase mineure.

La phase métallique est souvent associée avec le soufre suite à une sulfuration à basse température formant ainsi des sulfures. Il existe deux types de grains : ceux composés d'éléments réfractaires et ceux qui condensent à plus basse température avec la forsterite et l'enstatite (Mg₂Si₂O₆) (**Campbell et al., 2005**). Ces deux types sont respectivement associés principalement avec les CAIs et les chondres en entourant généralement leur bordure. Les minéraux les plus courants sont la kamacite, la troilite et la taenite.

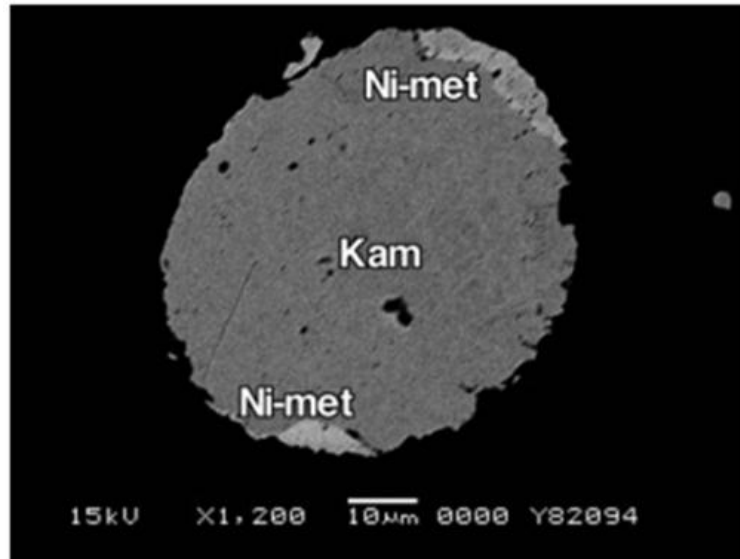


Fig. 15 : Image électronique rétrodiffusée d'une sphérule métallique dans un chondre d'une chondrite carbonée. Il est composé de kamacite avec le métal riche en Ni. (Kimura et al., 2014).

La magnétite présente également dans les chondrites carbonées (20 à 300µm de diamètre) dans les chondrites et la matrice. Elle contient l'exsolution lamelles d'ilménite et spinelle typiquement de 1 à 3 µm de large (**Fig. 16 a**). La magnétite avec le spinelle et l'ilménite (en lamelle) est commun dans les chondrites CK (**Keller et al., 1992 ; Geiger et Bischoff, 1995**).

Les particules réfractaires en métal réfractaire de taille micrométrique peuvent se présenter sous forme d'agrégat d'olivine riche en sulfure de sulfure (**Fig. 16 d**).

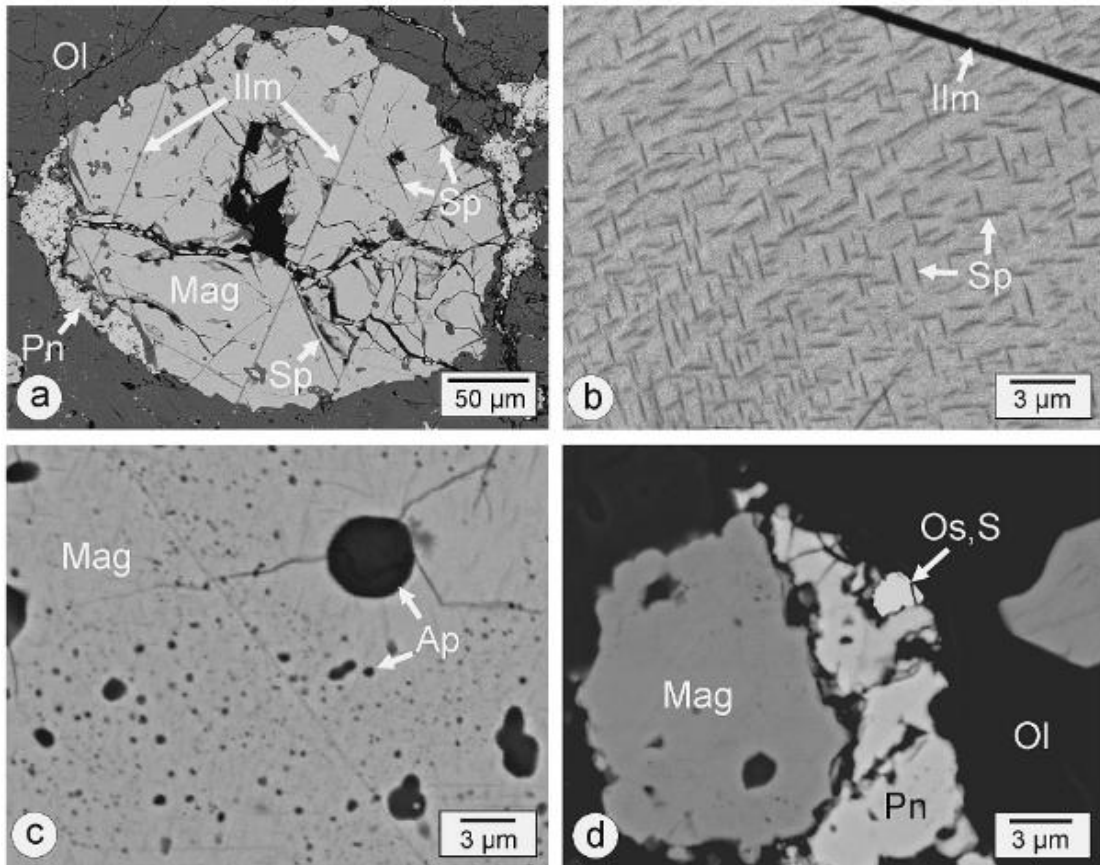


Fig.16 : *a) Image électronique de rétrodiffusion d'un grain de magnétite dans une chondrite contenant des lamelles d'ilménite et de spinelle b) Portion d'un grain de magnétite contenant de lamelles larges de spinelle. c) Portion d'un grain de magnétite contenant de nombreux petits grains sphériques d'apatite. d) Os- Sulfure Grain dans une magnétite-Pentlandite Agrégation dans la matrice. Olivine. (Tomeoka et al., 2005)*

II.2.4.6. Le plagioclase :

D'après **Tomeoka et al., (2005)**, le plagioclase se présente sous forme de grains de forme irrégulière qui varient généralement entre 50 à 150 µm (**Fig. 17 a**). Il contient généralement de nombreuses vésicules (0,2- 5 µm de diamètre) et inclusions (< 1- 20 µm) de magnétite, d'orthopyroxène et de clinopyroxène, d'olivine, de pentlandite et Fe—Mg spinelle (**Fig. 17 b et d**). Des inclusions d'Orthopyroxènes et de clinopyroxènes se produisent grains en forme d'aciculaires à lattes (0,5 à 5 µm de largeur et < 30 µm de longueur); par endroits, ils se produisent en parallèle (**Fig. 17 c**), présentant une apparence de squelette vestiges.

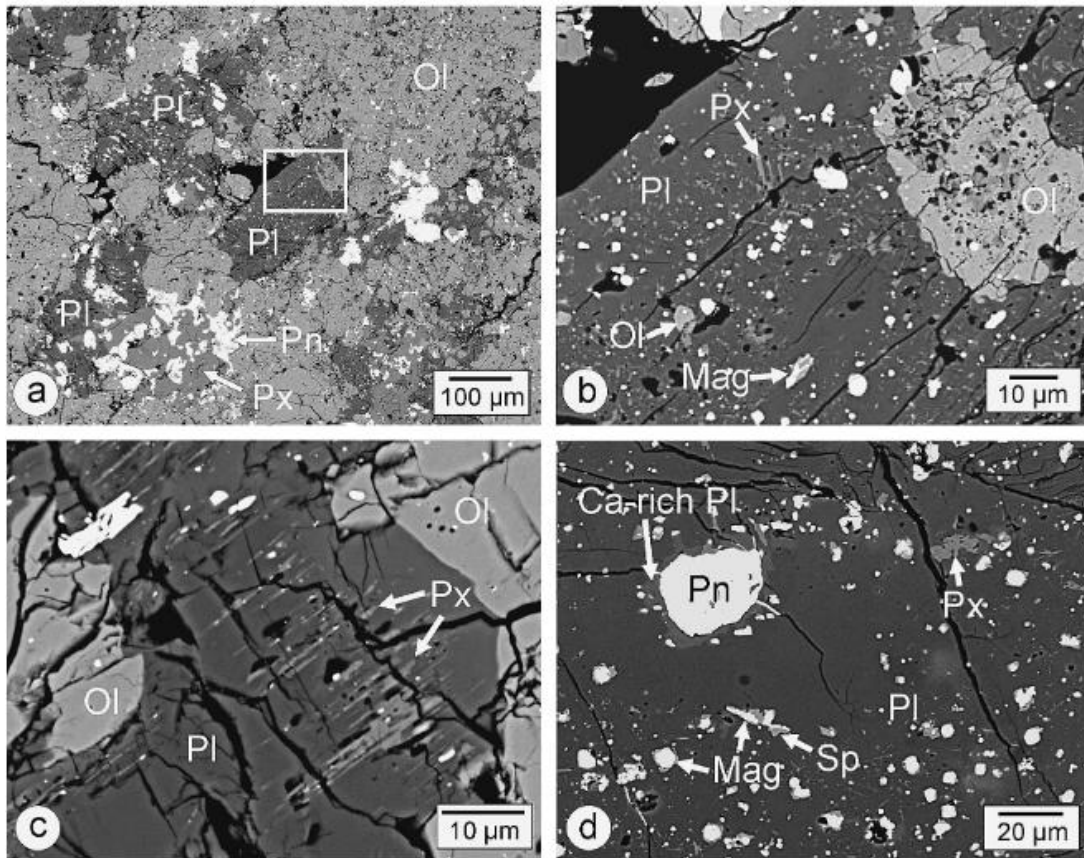


Fig. 17 : *a)* Image électronique rétrodiffusée d'une portion de matrice, montrant la répartition des grains de plagioclase (foncé) dans les grains d'olivine (fond grisâtre). Les grains blancs sont de la magnétite ou de la pentlandite. *b)* Image de la zone encadrée en *a*, montrant qu'un grain de plagioclase contient de nombreuses vésicules et inclusions de magnétite (blanc), clinopyroxène (gris) et olivine. Il contient également un grain d'olivine vésiculaire (en haut à droite). *c)* Plagioclase dans une matrice contenant des grains aciculaires riches en pyroxène orientés parallèlement les uns aux autres. *d)* Image de la zone encadrée de « *a* », montrant que le grain de plagioclase contient de nombreuses inclusions. (Tomeoka et al., 2005).

Tableau 05 : Le tableau ci-dessous présente les diverses proportions des composants chondritiques pour chaque famille de chondrites carbonées. Toutes les valeurs sont données en pourcentage volumique (Krot et al., 2007).

	CI	CM	CR	CV	CO	CH	CB	CK
CAI+AOA	<<1	5	0,5	10	13	0,1	< 0,1	4
chondre	<<1	20	50-60	45	48	~70	30-40	15
matrice	>99	70	30-50	40	34	5	<5	75
metal	0	0,1	5-8	0-5	1-5	20	60-70	<0,01

II.3. La séquence de condensation des différentes phases :

D'après **Grossman, (1972)**, la figure (**Fig. 18**) représente la séquence de condensation des différentes phases (CAIs, chondrites ordinaires et les chondrites carbonées en termes de température. On note que cette séquence se résume en quatre étapes qui sont comme suit :

D'abord pour le champ des glaces, 20°k on a la formation des glaces de, c'est-à-dire la condensation de l'H et l'He (n'arrivent jamais dans la nature), ensuite à moins de 120°K condensation des derniers gaz résiduels comme par exemple (Ar, N₂), puis le CH₄ gazeux réagit également avec la glace et forme un hydrate solide (CH₄, H₂O).

En ce qui concerne les chondrites carbonées se forment entre 100 et 175 °K, c'est-à-dire à 150°K se forme le NH₃ gazeux qui réagit avec la glace et forme un hydrate solide (NH₃, H₂O). Loin du Soleil, en dessous de 175°K, les éléments ou molécules les plus volatils se condensent à leur tour, et l'on pénètre dans de monde de la glace d'eau et des hydrates d'ammoniac ou de méthane. Les silicates et le fer sont encore présents, mais se couvrent d'un givre glacé, donnant un mélange fer-silicates-glaces baignant dans un mélange gazeux fait d'Hydrogène et d'Hélium. Notons que la température n'est jamais assez basse pour que l'Hydrogène et l'Hélium se condensent.

Pour les silicates ils se forment entre 550 et 425 °K. Le H₂O se combine aux minéraux CaMgFe (amphibole, serpentine). A 1000 °K, le Na réagit avec l'Al₂O₃ et les silicates pour former les feldspaths et les minéraux alcalins. En fin entre 1 200 et 490 °K on a la condensation de l'enstatite MgSiO₃.

Les CAIs se sont ainsi formés au-dessus de 1500 K et les chondres apparaissent comme des condensats à peine moins chauds (se formeront autour 1300 K). Ils sont donc anormalement chauds par rapport à la matrice froide qui a pu condenser les volatils. Il faut donc imaginer qu'elle s'est formée près du Soleil, dans les mêmes régions planétaires telluriques, à l'intérieur du disque matériel en processus d'accrétion, où les planètes vont bientôt apparaître. La présence de chondrites contenant des impuretés réfractaires Al-Ca dans Certaines chondrites suggèrent que leur condensation pourrait se produire près du Soleil, comme pour les CAI, dans la future orbite de Mercure.

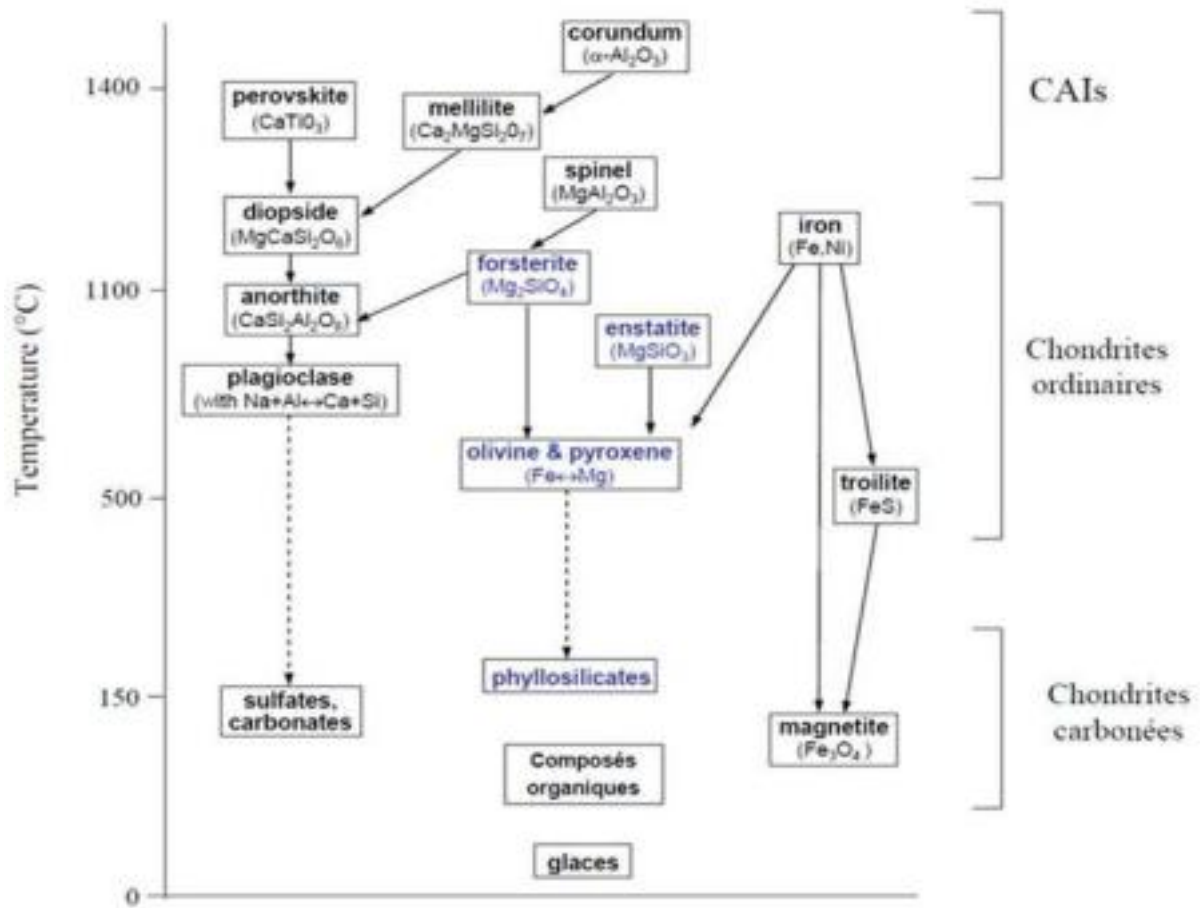
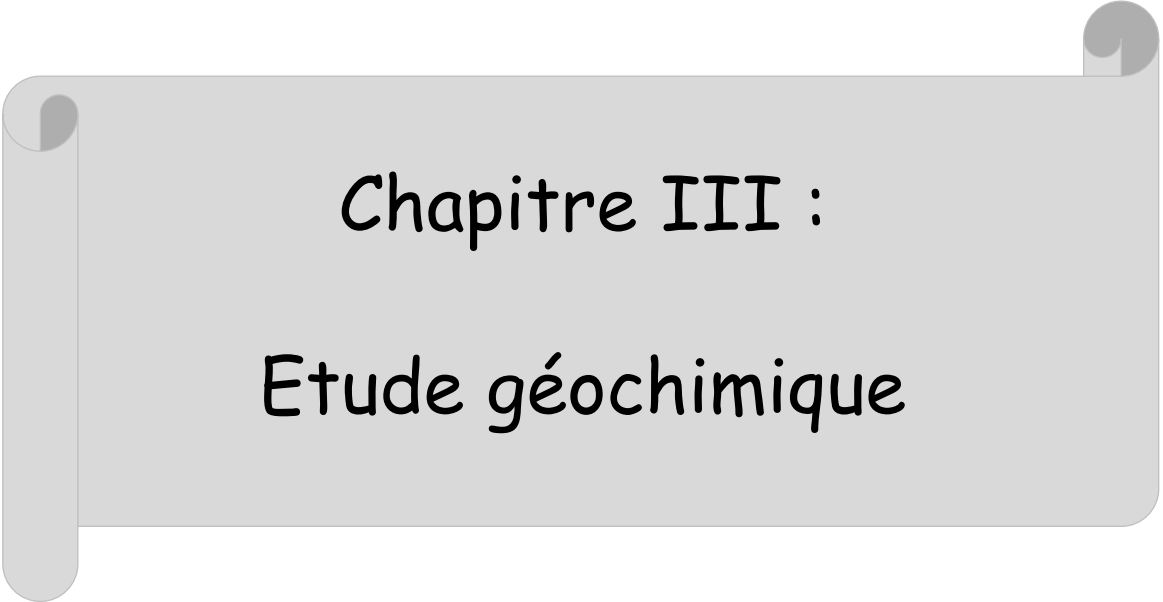


Fig. 18 : Figure représente la séquence de condensation des différentes phases (Grossman, 1972).



Chapitre III :
Etude géochimique

III.1. Introduction :

Les chondrites sont des mélanges de solides formés séparément dans la nébuleuse solaire et n'ont pas fondu après l'accumulation sur leurs corps parents. Par ailleurs, des études minéralogiques et géochimiques des chondrites peuvent fournir des informations importantes sur les conditions physicochimiques, les processus nébuleux sur les corps parents. Au cours des quatre dernières décennies, de nombreuses enquêtes ont été effectuées sur le principal groupes de chondrites (par exemple, chondrites carbonées). Les chondrites carbonées contiennent du carbone (C) et de l'azote (N) mais présentent des variations de ces éléments dans chaque type de météorites (**Kerridge, 1985**).

Dans ce chapitre, on va présenter la géochimie et la géochimie isotopiques des chondrites carbonées. D'une part, pour les analyses des éléments majeurs et les éléments mineurs, on a pris comme référence les données de **Kimura et al., (2014)** qui traitent les compositions de pyroxène, olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, spinelle, plagioclase, méllilite, chromite, silice et la matrice. D'autre part on présente la géochimie isotopique de l'oxygène de différents types de chondrites en mettant l'accent sur la composition de l'oxygène des chondrites carbonées qui est notre sujet de recherche.

III.2. La minéralogie des inclusions réfractaires :

Les abondances en inclusions réfractaires varient fortement d'un groupe de chondrite à un autre, de moins de 0,01% dans les CI jusqu'à plus de 10% dans les CO. De façon générale, ces objets sont plus abondants dans les chondrites carbonées que dans les autres classes et sont le plus communément de taille infra millimétrique et très rarement multi centimétrique. D'ailleurs, il est intéressant de noter que l'étude des inclusions réfractaires coïncide avec la chute en 1969 de la chondrite CV Allende qui contient de nombreuses inclusions de grandes tailles (centimétriques).

Minéralogiquement, les inclusions réfractaires sont composées principalement d'oxydes et silicates de Ca, Al, Mg et Ti (**Tab. 06**). Ces minéraux sont très appauvris en éléments modérément volatils et volatils tel que le fer, les alcalins ou l'eau et à l'inverse enrichi en éléments en traces réfractaires tels que les terres rares, le zirconium ou l'Hafnium (en moyenne d'un facteur 10 à 100 par rapport aux CI, (**Grossman, 1975 ; MacPherson et al., 1988**)). En périphérie de ces inclusions, on trouve souvent des bandes stratifiées d'épaisseur inférieure à 50 μm composées de minéraux semi cristallisés qui s'appellent « Wark-Lovering rims ». Ce

nom vient de leurs inventeurs et présente des compositions chimiques similaires à celles des inclusions qu'elles enveloppent.

Tableau 06 : Les principaux minéraux majeurs des inclusions réfractaires (d'après MacPherson, 2003).

Minéral	Formule	Commentaires
Spinelle	MgAl ₂ O ₄ FeAl ₂ O ₄	Le pôle riche en Mg est plutôt «primaire» tandis que le pôle riche en Fe est plutôt dans les zones altérées et les WLR [†] .
Melilite	Ca ₂ MgSi ₂ O ₇ Ca ₂ Al ₂ SiO ₇	Phase primaire; solution solide âkermanite – gehlenite. Commun dans les WLR.
Perovskite	CaTiO ₃	Primaire. Commun dans les WLR.
Hibonite	CaAl ₁₂ O ₁₉	Primaire. Commun dans les WLR.
Pyroxène calcique «Fassaite»	CaMgSi ₂ O ₆ CaAl ₂ SiO ₆ CaTi ⁴⁺ Al ₂ O ₆ CaTi ³⁺ AlSiO ₆	Primaire dans les CAIs de type B Secondaire dans les autres types d'inclusions réfractaires
Forstérite	Mg ₂ SiO ₄	Primaire dans les FoB [‡] et les AOA [‡] .
Grossite	CaAl ₄ O ₇	Primaire
Corindon	Al ₂ O ₃	Primaire, rare
Anorthite	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	Primaire dans les CAIs de type B et C, secondaire ailleurs.

III.3. La géochimie de minéraux des chondrites carbonées :

Les analyses des éléments majeurs et mineurs représentatifs des chondrites carbonées sont reportées dans le tableau (**Tab. 07**). Les abondances de ces éléments ont été déterminées par spectrométrie d'émission atomique à plasma à couplage inductif (ICP-AES).

III.3.1. Le pyroxène :

Les pyroxènes sont divisés en Orthopyroxènes avec un rapport Ca / (Ca + Mg + Fe) inférieur 0,15 et des clinopyroxènes. Les Orthopyroxènes sont abondants dans les chondres de type I et sont magnésien (En₈₅₋₉₉ Fs_{0,3-6} Wo_{0,2-14}). D'autre part, l'orthopyroxène est rare dans les chondres de type II et il est généralement ferrifère (En₆₄₋₈₆ Fs₁₂₋₂₄ Wo_{0,4-14}). L'orthopyroxène qui se trouve aux périphériques des AOA est également magnésien (En₉₅₋₉₈ Fs₁₋₂ Wo₁₋₂). Le clinopyroxène est présent dans la mésostase des chondres et souvent sous forme de phénocristaux, et se produit dans les AOA et les CAIs. Dans les chondres de type I, la composition des clinopyroxènes est : En₅₃₋₇₃ Fs_{0,2-4} Wo₂₆₋₄₇, cependant celle des chondres de type II est : En₃₁₋₄₇ Fs₁₅₋₂₃ Wo₃₄₋₄₆. Le clinopyroxène dans les chondres contiennent 1,0 à 8,4 % en Al₂O₃ et 0,3 à 2,9 en TiO₂. D'autre part, les clinopyroxènes sont enrichis en Al₂O₃ (0,9 à 29,5 %) en poids d'oxydes dans les CAIs et 0,4 à 23,4 dans les AOA. La teneur en TiO₂

de clinopyroxène dans les CAIs et les AOA sont également élevés, jusqu'à 15,2 % en poids et 14,0, respectivement.

III.3.2. L'olivine :

L'olivine est commune dans les chondres et leurs fragments, les AOA et la matrice. La composition de l'olivine dans les chondres de type I et II est respectivement Fo₈₉₋₉₉ et Fo₅₈₋₈₂.

III.2.3. Le spinelle :

Les spinelles sont divisés en spinelle et en chromite. Les spinelles sont présents dans presque toutes les inclusions réfractaires et dans de nombreuses chondres de type I, tandis que chromites ne se présentent que dans les chondres de type II. Ces occurrences sont cohérentes avec celles observées dans chondrites O non-équilibrées (**Kimura et al., 2014**). Le rapport Mg# (Mg/ (Mg + Fe)) des spinelles des inclusions réfractaires varie de 0,53 à 1,00. En revanche celui des chondres de type I varie entre 0.70 et 0.99. Le rapport Al# (Al/ (Al + Cr)) va de 0,98 à 1,00 pour les spinelles des inclusions réfractaires, et varie de 0.97 à 1.00 pour les spinelles des chondres de type I. Les rapports atomiques Mg/ (Mg + Fe) et Al/ (Al + Cr) des chromites sont de 0,08-0,21 et 0-0,43, et ils contiennent 0,9-1,2 % de TiO₂, 0,6-0,7 en V₂O₃, et 0,1-0,4 ZnO.

III.3.4. Le métal et les sulfures :

D'après **Kimura et al., (2008)**, nous appelons tous les Fe-Ni métaux avec <7,5 % en poids d'oxydes " kamacite ", et tous les autres tout autre métal est appelé "métal riche en Ni". Le métal riche en Ni contient 0,3 à 1,0 % et 0,1 à 0,6 % de Co, et 5,2–7,3 % et 15–48 % Ni, respectivement. La kamacite est plus enrichie en Co que le métal riche en Ni. Les deux métaux contiennent <0,1 % en poids de Si, <0,1 de P, et <0,5 de Cr. La Kamacite est légèrement enrichie en Ni, par rapport au métal des chondrites CO, comme l'ont montré **Shibata et Matsueda (1994)**.

Chapitre III : Etude géochimique

Tableau 07 : Compositions représentatives des minéraux de la matrice des chondrites carbonées, d'après **Kimura et al., (2014)**.

	Type	Minéral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Fo	En	Fs	Wo	An	Ab	Or
Chondrite	I	Olivine	41.7	b.d.	b.d.	0.15	1.2	b.d.	56.4	0.35	b.d.	b.d.	99.8	98.4						
Chondrite	I	Olivine	41.7	0.06	0.08	b.d.	4.8	0.09	53.3	0.24	b.d.	b.d.	100.3	94.9						
Chondrite	II	Olivine	36.9	b.d.	0.07	0.17	32.0	0.38	31.1	0.14	0.04	b.d.	100.8	63.3						
Chondrite	II	Olivine	41.9	b.d.	0.05	0.12	2.2	b.d.	54.7	0.14	b.d.	b.d.	99.0	97.7						
AOA		Olivine	42.8	b.d.	0.04	b.d.	0.20	0.08	57.2	0.25	b.d.	b.d.	100.6	99.5						
AOA		Olivine	41.5	b.d.	b.d.	b.d.	5.6	b.d.	52.6	0.14	b.d.	b.d.	99.8	94.2						
Chondrite	I	OPX	58.7	0.04	0.32	0.53	1.7	0.30	37.7	0.29	b.d.	b.d.	99.6		97.0	2.5	0.5			
Chondrite	II	OPX	56.5	0.04	0.17	0.87	7.9	0.41	32.1	0.90	0.05	b.d.	99.0		86.3	12.0	1.8			
AOA		OPX	58.5	0.06	0.28	0.16	0.91	b.d.	38.0	0.55	0.07	b.d.	98.5		97.7	1.3	1.0			
Chondrite	I	CPX	55.6	0.40	1.1	0.50	0.16	0.15	22.9	18.6	b.d.	b.d.	99.4		63.0	0.3	36.8			
AOA		CPX	29.7	14.0	22.8	0.10	0.13	b.d.	9.4	23.3	0.06	b.d.	99.8							
CAI		CPX	37.8	6.2	21.0	0.19	0.05	b.d.	9.6	25.2	b.d.	b.d.	100.1					79.1	20.7	0.2
Chondrite	I	Plagioclase	48.9	0.10	32.5	b.d.	0.057	b.d.	0.14	15.7	2.3	b.d.	100.1					51.2	48.8	0.0
Chondrite	II	Plagioclase	55.9	0.06	27.7	b.d.	0.78	b.d.	0.33	10.3	5.4	b.d.	100.5					99.3	0.6	0.1
AOA		Plagioclase	42.6	0.05	36.3	b.d.	0.17	0.17	0.38	19.8	0.07	b.d.	99.6					99.5	0.5	0.0
CAI		Plagioclase	43.1	0.04	36.1	b.d.	0.15	b.d.	b.d.	20.4	0.06	0.05	99.8							

Chapitre III : Etude géochimique

CAI		Ménilite	22.5	0.05	36.0	b.d.	0.04	b.d.	0.40	41.1	b.d.	b.d.	100.1
Chondrite	I	Silice	99.9	b.d.	0.13	b.d.	0.08	b.d.	0.07	b.d.	0.12	b.d.	100.3
Chondrite	I	Spinelle ^a	0.10	0.32	70.7	0.24	2.6	b.d.	26.0	0.06	b.d.	b.d.	100.2
Chondrite	II	Chromite ^b	0.28	1.1	0.06	62.2	30.5	0.40	1.6	0.07	0.06	b.d.	97.1
AOA		Spinelle	0.07	0.11	71.5	0.21	0.57	b.d.	27.9	0.09	b.d.	b.d.	100.0
CAI		Spinelle	0.06	0.21	70.8	0.18	0.13	b.d.	27.6	0.10	b.d.	b.d.	99.0
Chondrite	I	Mésostasie	56.5	0.17	23.7	0.13	0.15	b.d.	3.2	14.4	1.7	b.d.	100.0
Chondrite		Mésostasie	60.0	0.47	20.6	0.08	3.2	0.17	2.3	6.3	7.4	0.05	100.0
Matrice			32.6	0.07	1.8	0.53	36.2	0.36	24.1	0.90	0.27	b.d.	98.0

Bd (below detection) = sous la limite de détection

III.4. Composition isotopique globale de l'oxygène :

L'étude des variations de la composition isotopique de l'oxygène des chondrites nous renseigne sur la nature des processus physico-chimiques qui ont eu lieu lors de la formation du système solaire et lors de l'évolution des corps parents de ces météorites (Clayton, 1993). L'oxygène a trois isotopes stables dans notre système solaire : ^{16}O , ^{17}O et ^{18}O . Sur le diagramme à trois isotopes, on présente $\delta^{17}\text{O}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 19) "δ" exprime la déviation de la composition isotopique de l'oxygène par rapport à un standard terrestre SMOW (Standard Mean Ocean Water):

$$\delta^{17}\text{O} \left(\text{‰} \right) = \left(\frac{(^{17}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{échantillon}}}{(^{17}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right) * 1000 \quad (1)$$

$$\delta^{18}\text{O} \left(\text{‰} \right) = \left(\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{échantillon}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right) * 1000 \quad (2)$$

Sur ce diagramme (Fig. 19) la droite de fractionnement terrestre TF présente une pente de 0.52. Les rapports isotopiques de l'oxygène de la plupart des chondrites ne se placent pas sur cette droite, ce qui indique que des fractionnements indépendants de la masse (processus qui ont lieu dans la nébuleuse) sont préservés dans les objets primitifs.

Les chondrites carbonées (à l'exception des CI et des CM) s'alignent sur une droite de pente égale à 1 environ (appelé CCAM), les chondrites ordinaires sont situées au-dessus de la ligne TF tandis que les chondrites à enstatite sont sur la droite TF.

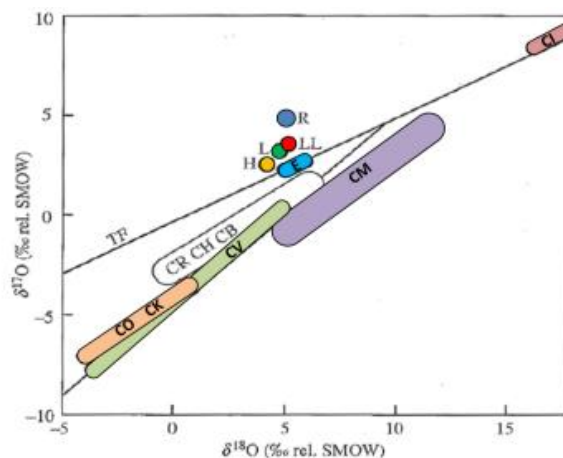


Figure 19 : Compositions isotopiques des différents groupes de chondrites (Clayton et al. 1996 ; Clayton, 2003).



Conclusion

Conclusion

Le travail effectué au cours de ce mémoire a permis de contribuer à mieux connaître la spécificité des chondrites carbonées et a mis en évidence les premiers minéraux qui ont été formés au début de la formation du système solaire (Inclusions réfractaires). Cette étude a donc permis d'obtenir des informations sur les processus métamorphiques ayant eu lieu sur le corps parent astéroïdal.

Les différents types de chondrites ont été découvertes en particulier les chondrites carbonées. Le degré d'altération fait référence à la modification des propriétés physiques et chimiques auxquelles les météorites sont exposées et causées par les facteurs d'altération. En termes de composition organique, il a été constaté que les matériaux qui ont formé la Terre étaient très probablement similaires aux météorites, en particulier la chondrite carbonée, qui est quelque peu similaire à la Terre dans la composition en acides aminés.

L'étude pétrographique des chondrites carbonées nous a permis d'identifier ses principaux composants qui sont : Les chondres qui sont subdivisés en deux types : le type 1 contient peu d'éléments moyennement volatiles avec plus d'inclusions réfractaires le type 2 contient plus d'éléments moyennement volatiles et sont plus proches de la composition des CAIs. Les inclusions réfractaires qui sont aussi subdivisées en deux types qui sont : les inclusions à gros grains et les inclusions à grains fins. La matrice qui assure la cohésion des chondrites et de leurs constituants qui est le composant principal de la chondrite carbonée.

L'étude géochimique des chondrites carbonées montre que : La composition de cpx dans le type 1 sont magnésien que dans le type 2. Par contre le cpx dans le type1 beaucoup plus magnésien. L'olivine est plus magnésienne dans les chondres de type 1 que dans le type 2. L'olivine est abondante dans les chondres, fragment des AOA et la matrice. Les clinopyroxènes sont abondants dans les chondres de type I, l'orthopyroxène est rare dans les chondres de type II. La teneur en TiO_2 de clinopyroxène dans les CAIs et AOA sont également élevées. Le plagioclase est présent aussi dans la matrice, les inclusions réfractaires dans quelques chondres, en fin le spinelle apparaissent également dans les inclusions réfractaires et faible quantité dans les chondres



Références bibliographiques

A

Amelin Y., Kaltenbach A., Iizuka T., Stirling C. H., Ireland T. R., Petaev M., & Jacobsen S. B. (2010). U–Pb chronology of the Solar System's oldest solids with variable $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$. *Earth and Planetary Science Letters*, 300(3), 343-350.

Anders E. & Zinner E. (1993). Interstellar grains in primitive meteorites: Diamond, siliconcarbide, and graphite. *Meteoritics*, 28, 490.

B

Bouvier A. and Wadhwa M. (2007). An appraisal of ^{207}Pb - ^{206}Pb and ^{26}Al - ^{26}Mg chondrologies in CAIs from chondrules, in: (Eds.), *Workshop on the chronology of meteorites and the early solar system*, pp. 36-37.

Bouvier A. & Wadhwa M. (2010). The age of the Solar System redefined by the oldest Pb–Pb age of a meteoritic inclusion. *Nature geoscience*, 3(9), 637-641.

Brearley A. J. (1993). Matrix and fine-grained rims in the unequilibrated CO₃ chondrite, ALHA77307 : origins and evidence for diverse, primitive nebular dust components. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 1,521-1,550.

Brearley A. J. (1996). Nature of matrix in unequilibrated chondrites and its possible relationship to chondrules. In *Chondrules and the protoplanetary disk*, Vol. 1, pp. 137- 1.

Brearley A.J. (2006). The action of water. In *Meteorites and the Early Solar System II* (D. S. Lauretta and H. Y. McSween Jr., eds.), this volume, Univ. Of Arizona, Tucson.

Browning L.B., McSween H.Y.Jr. and Zolensky M.E. (1996). Correlated alteration effects in CM carbonaceous chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.60, pp.2621–2633

Bullock E. S., Gounelle M., Lauretta D. S., Grady M. M., & Russell, S. S. (2005). Mineralogy and texture of Fe-Ni sulfides in CII chondrites : Clues to the extent of aqueous alteration on the CII parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(10), 2687–2700.

C

Campbell A. J., Zanda B., Perron C., Meibom A., Petaev M. I. (2005). Origin and thermal history of Fe-Ni metal in primitive chondrites. See Krot et al. 2005c, pp. 407–31

Ciesla F. J., Laurretta D. S., Cohen B. A., and Hood L. L. (2003). A nebular origin for chondritic fine-grained phyllosilicates. *Science*, 299, 549–552.

Clayton R. N. (1993). Oxygen isotopes in meteorites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 21, 115-149.

Clayton R. N., and Toshiko K. Mayeda (1996). Oxygen isotope studies of achondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(11), 1999-2017.

D

Djouadi Z. (2013). Analyse et simulation en laboratoire de matériaux extraterrestres. Mémoire. *Univ, Paris-Sud*.

Drake M. J. and Righter K. (2002). Determining the composition of the Earth. *Nature* 416, 39- 44.

E

Endress M., Zinner E. and Bischoff A. (1996). Early aqueous activity on primitive meteorite parent bodies. *Nature*, vol. 379, pp.701–703.

G

Garenne A., Beck P., Montes-Hernandez G., Chiriach R., Toche F., Quirico E., Bonal L., & Schmitt B. (2014). The abundance and stability of “water” in type 1 and 2 carbonaceous chondrites (CI, CM and CR). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 137(July), 93–112.

Geiger T. and Bischoff A. (1995). Formation of opaque minerals in CK chondrites. *Planetary and Space Science*, 43, 485 – 498.

Grady M. M. (2000). Catalogue of meteorites. 5h ed. Cambridge: Cambridge University Press.

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

Grossman L. (1972). Condensation in the primitive solarnebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36(5), 597-619.

Grossman L. (1975). Petrography and mineral chemistry of Ca-rich inclusions in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 433-454.

Guimon R. K., Symes S. J. K., Sears D.W.G. and Benoit P.H. (1995). Chemical and physical studies of type 3 chondrites XII : The metamorphic history of CV chondrites and their components. *Meteoritics and Planetary Science*, vol.30, pp.704–714.

H

Hewins R. H. & Radomsky P. M. (1990). Temperature conditions for chondrule formation. *Meteoritics*, 25, 309.

Hewins R.H. (1996). Chondrules and the protoplanetary disk: an overview, in: Chondrules and the Protoplanetary Disk (eds. Krot A.N. and Scott E.R.D.). *Cambridge University Press, Cambridge, U.K.*, pp. 3–9.

Huss G., Meshik A., Smith J., and Hohenberg C. (2003). Presolar diamond, silicon carbide and graphite in carbonaceous chondrites : implications for thermal processing in the solar nebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 :4823–4848.

J

Jones R. H. Schilk A. J. (2009). Chemistry, petrology and bulk oxygen isotope compositions of chondrules from the Mokoia CV3 carbonaceous chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73.

K

Kallemeyn G.W. and Wasson J.T. (1981). The compositional classification of chondrites : I. The carbonaceous chondrite groups. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.45, pp.1217–1230.

Kallemeyn G.W., Rubin A.E., Wang D. and Wasson J.T. (1989). Ordinary chondrites: Bulk compositions, classification, litho- phile-element fractionations, and composition petrographic type relationships. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.53, pp.2747–2767

Kallemeyn, G.W., Rubin, A.E. and Wasson, J.T. (1991), The compositional classification of chondrites : V. The Karoonda (CK) group of carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 881 – 892.

Kallemeyn G.W., Rubin A.E. and Wasson J.T. (1994). The Compositional Classification of Chondrites : VI. The CR Carbonaceous Chondrite Group. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.58, pp.2873–2888.

Kallemeyn G.W., Rubin A.E. and Wasson J.T. (1996). The Compositional Classification of Chondrites : VII. The R Chondrite Group. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.60, pp.2243–2256.

Keil K. (1989). Enstatite meteorites and their parent bodies. *Meteoritics*, vol.24, pp.195–208.

Keller L.P., Clark J.C., Lewis C.F. and Moore C.B. (1992). Maralinga, a metamorphosed carbonaceous chondrite found in Australia. *Meteoritics*, 27, 87 – 91.

Kerridge J. F. (1985). Carbon, hydrogen and nitrogen in carbonaceous chondrites: Abundances and isotopic compositions in bulk samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49:1707–1714.

Kimura M., Grossman J. N., and Weisberg M. K. (2008). FeNi metal in primitive chondrites : Indicators of classification and metamorphic conditions for ordinary and CO chondrites. *Meteoritics & Planetary Science* 43:1161–1177.

Kimura M., Barrat J. A., Weisberg M. K., Imae N., Yamaguchi A. and Kojima H. (2014). Petrology and bulk chemistry of Yamato-82094, a new type of carbonaceous chondrite. *Meteoritics & Planetary Science* 49, 346–357.

Kobayashi S., Tonotani A., Sakamoto K., Nagashima K., Krot A., and Yurimoto H. (2005). Presolar silicate grains from primitive carbonaceous chondrites Y-81025, ALHA 77307, Adelaïde and Acfer 094. *Lunar and Planetary Science Conference, abstract* :1931.

Krot A. N., Scott E. R. D. and Zolensky M. E. (1995). Mineralogic and chemical variations among CV3 chondrites and their components : Nebular and asteroidal processing. *Meteoritics*, vol.30, pp.748–775.

Krot A. N. Keil, K. Goodrich C. A. Scott E. R. D. & Weisberg M. K. (2003). Classification of meteorites. *Meteorites, Comets and Planets: Treatise on Geochemistry, Volume 1, Elsevier*, p. 83-128.

Krot A. N., Keil K., Goodrich C. A., Scott E. R. D., and Weisberg M. K. (2004). Classification of meteorites. In *Treatise on Geochemistry Volume 1, Vol. 1* (ed. A. M. Davis), pp. 83-128. Elsevier Science.

Krot A. N., Keil K., Scott E. R. D., Goodrich C. A. and Weisberg M. K. (2007). Classification of meteorites. In *Treatise on Geochemistry*. Elsevier.

L

Le Guillou C. & Brearley A. (2014). Relationships between organics, water and early stages of aqueous alteration in the pristine CR3.0 chondrite MET 00426. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 131, 344-367.

M

MacPherson G. J., Wark D. A., Armstrong J. T., (1988). Primitive Material Surviving in Chondrites : Refractory Inclusions, in: J.F. Kerridge, M.S. Matthews (Eds.), *Meteorites and the Early Solar System*, University of Arizona Press, pp.

MacPherson G. J. Davis A. M. & Zinner E. K. (1995). The distribution of aluminum-26 in the early Solar System—A reappraisal. *Meteoritics*, 30(4), 365-386.

MacPherson G.J., Huss G.R., Davis A.M., (2003). Extinct ¹⁰Be in type A calcium-aluminium rich inclusions from CV chondrites, *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 67, 3165-3179.

Meftah N. (2016). Étude chimique et isotopique des alliages métalliques dans les météorites primitives. *Thèse de doctorat, Université KasdiMerbah Ouargla*, 171p

Metzler K. and Bischoff A. (1996). Constraints on chondrite agglomeration from fine-grained chondrule rims. In *Chondrules and the protoplanetary disk*, edited by Hewins R. H., Jones R. H., and Scott E. R. D. Cambridge, UK : Cambridge University Press. pp. 153–162.

McSween Harry Y., & Labotka T. C. (1993). Oxidation during metamorphism of the ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(5), 1105–1114.

N

Références bibliographiques

Norton O. R. (2002). The Cambridge encyclopaedia of meteorites. *Published by the presssyndicate of the University of Cambridge.*

O

Ott U. (1993). Interstellar grains in meteorites. *Nature* 364, 25–33.

Ouared K. (2008). Les météorites, classification et origine. Mémoire d'ingénieur. *Univ D'Oran2.p70*

R

Remusat.L. (2007). La matière organique dans les chondrites carbonées, *Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP).1-10p*

Remusat L. Le Guillou C. et Bernard S. (2013). Les constituants de la matrice des chondrites. *Le règne de minéral. Cahier N°3. pp36-40.*

Remusat L. (2015). Organics in primitive meteorites, *Planetary Mineralogy, EMU Notes in Mineralogy, Volume 15.*

Righter K., Drake M. J., and Scott E. (2006). Compositional relationships between meteorites and terrestrial planets. *In Meteorites and the Early Solar System II, Vol. 2 (ed. D. S. Lauretta and H. Y. M. Jr.), pp. 803-828. The University of Arizona Press.*

Rubin A. (1995). Petrologic Evidence for Collisional Heating of Chondritic Asteroids. *Icarus, 113(1), 156–167*

Rubin A. E. (1998). Correlated petrologic and geochemical characteristics of CO3 chondrites. *Meteoritics and Planetary Science, vol.33, pp.385–391.*

Rubin A. E., Trigo-Rodriguez, J. M., Huber, H., & Wasson, J. T. (2007). Progressive aqueous alteration of CM carbonaceous chondrites. *GCA.*

S

Safronov V. S. (1969). Evolution of the protoplanetary cloud and formation of Earth and the planets. *NASA TTF-677.*

Sahijpal S. and Soni P. (2006). Stellar nucleosynthetic contribution of extinct short-lived nuclei in the early solar system and the associated isotopic effect, *Meteoritics and Planetary Science*, Vol. 41, pp. 953-976.

Scott E. R. D. and Krot A. N. (2003). Chondrites and their Components, in: H.D. Holland, K.K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry, Vol. 1, Meteorites, Comets, and Planets*, A.M. Davis (Ed.), Elsevier, pp. 143-200.

Scott E. R. D. and Krot A. N. (2005). Chondritic Meteorites and the High-Temperature Nebular Origins of Their Components, in: A.N. Krot, E.R.D. Scott, B. Reipurth (Eds.), *Chondrites and the Protoplanetary Disk, ASP conference Series*, pp. 15-53.

Sears D.W.G., Kallemeyn G.W. and Wasson J.T. (1982). The compositional classification of chondrites : II. The enstatite chondrite groups. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.46, pp.597–608.

Shibata Y. and Matsueda H. (1994). Chemical composition of Fe-Ni metal and phosphate minerals in Yamato-82094 carbonaceous chondrite. *Proceeding of the NIPR Symposium of Antarctic Meteorites* 7:110–124.

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). Thèse de doctorat, *Univ. D'Oran*.

T

Tomeoka K. Kojima T. Ohnishi I. Ishii Y. and Nakamura N. (2005). The Kobe CK carbonaceous chondrite: petrography, mineralogy and metamorphism. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, Volume 100, page 116– 125.

W

Weisberg M.K., Prinz M., Clayton R.N. and Mayeda T.K. (1993). The CR (Renazzo-type) Carbonaceous Chondrite Group and its Implications. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.57, pp.1567–1586

Références bibliographiques

Weisberg M.K., McCoy T.J. and Krot A.N. (2006). Systematics and evaluation of meteorite classification. In *Meteorites and the Early Solar System II* (D. Lauretta and H.Y. McSween, Jr., eds.). Univ. Of Arizona Press, pp. 19-52.

Wetherill G. W. (1986). Accumulation of the terrestrial planets and implications concerning lunar origin. In *Origin of the Moon* (ed. W. K. Hartmann, R. J. Phillips, and G. J. Taylor), Lunar and Planetary Institute, Houston. pp. 519-550

Wlotzka F. (1993). A weathering scale of ordinary chondrites. (*Abstracts*); *Meteoritics*, 28,460.

Z

Zolensky M. E., Mittlefehldt D. W., Lipschutz M. E., Wang M.S., Clayton R. N., Mayeda T. K., Grady M. M., Pillinger C. T. and Barber D. (1997). CM chondrites exhibit the complete petrologic range from type 2 to 1. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.61, pp.5099–5115.