



الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
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

MEMOIRE

Pour l'obtention du diplôme de Master
Option : Géodynamique de la Lithosphère

Étude pétrographique et géochimique d'une chondrite carbonée de type CK6

Présenté par :

Mlle. Sarra SIDI MADANI

Soutenu publiquement le : 18 /06/2026

Devant le jury composé de :

M. A. SEDDIKI	Professeur	Université d'Oran 2	Président
Mlle. R. KARED	M.C.A	Université d'Oran 2	Encadrante
M. M. MAHMOUDI	M.A.A	Université d'Oran 2	Examineur

Année Universitaire : 2025/2026

Remercîments

Je rends grâce à Dieu Tout-Puissant pour le savoir et la persévérance qu'il m'a accordés afin de mener à bien ce travail. Ces quelques lignes sont l'occasion d'exprimer ma profonde gratitude et mes plus sincères remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire.

Je souhaite adresser mes plus sincères remerciements à Mlle Ratiba KARED, pour m'avoir encadré tout au long de ce projet. Merci pour votre confiance, votre disponibilité, vos conseils précieux et la pertinence de vos orientations qui ont été déterminantes pour la réussite de ce mémoire. Les mots me manquent pour exprimer pleinement ma gratitude, alors acceptez mes remerciements les plus chaleureux, du fond du cœur.

Je tiens à exprimer mes remerciements les plus sincères à Monsieur Abdelmadjid SEDDIKI pour l'honneur qu'il m'a fait en acceptant de présider ce jury. Ce fut un honneur d'être son étudiant tout au long de mon cursus universitaire. Je le remercie également pour les discussions enrichissantes que nous avons partagées et pour son écoute constante.

C'est avec un grand plaisir que je remercie vivement Monsieur Mohamed MAHMOUDI d'avoir accepté d'examiner ce travail et de nous faire part de ses observations. Son soutien, son aide et ses précieux conseils tout au long du parcours scolaire.

Je remercie particulièrement et chaleureusement mes chers parents pour leur patience, leurs encouragements et leur fierté. Ils m'ont apporté un soutien psychologique et financier sans faille. Merci infiniment pour tout.

Mes remerciements vont également à l'ensemble de ma famille, ainsi qu'à mes frères Mohamed et Ismail, ma belle-sœur Saadia, mes sœurs et mon amie Farah , Abir et Roufaïda , pour leur soutien et leur présence à chaque étape de cette aventure.

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, et je remercie les personnels de l'administration de FSU pour leurs disponibilités administratives.

Résumé

L'étude pétrographique et géochimique de la chondrite carbonée CK6 a été réalisée afin de caractériser sa composition minéralogique et d'évaluer son degré d'évolution métamorphique. L'observation en lumière réfléchie sur section polie révèle une météorite constituée d'une matrice dominante (60 %), de chondres (30 %) et d'inclusions réfractaires (10 %), recouverte d'une croûte de fusion noire. La matrice et les chondres sont principalement composés d'olivine et de pyroxène fortement recristallisés et fracturés, associés à du feldspath, tandis que de fines phases opaques de magnétite et de sulfures sont disséminées dans l'ensemble. Les inclusions réfractaires présentent une texture plus claire et renferment essentiellement du spinelle et du plagioclase.

L'étude géochimique, réalisée par microsonde électronique, a permis de déterminer la composition des principaux minéraux. Les résultats montrent une remarquable homogénéité chimique des silicates, avec une olivine de composition moyenne Fo_{45,5}–Fa_{54,5}, un plagioclase de type labradorite (An₆₇Ab₃₀Or₃) et un clinopyroxène de composition diopsidique (Wo₅₂En₃₄Fs₁₃). Cette homogénéité minéralogique et chimique traduit un important équilibre thermique au sein de la météorite.

La comparaison avec la chondrite carbonée CV3 met en évidence un degré de métamorphisme nettement plus élevé dans la CK6. Contrairement à la forte variabilité compositionnelle observée dans les minéraux de la CV3, les phases silicatées de la CK6 présentent des compositions uniformes dans la matrice et les chondres, témoignant d'une recristallisation avancée et d'une homogénéisation chimique induites par un métamorphisme thermique important. Ces caractéristiques confirment l'appartenance de l'échantillon au type pétrologique 6, correspondant à un stade avancé d'évolution métamorphique.

Mots clés : Chondrite carbonée CK6, Microsonde électronique, Météorites, Chondres, Métamorphisme thermique et Inclusions réfractaires.

Abstract

The petrographic and geochemical study of the CK6 carbonaceous chondrite was conducted to characterize its mineralogical composition and assess its degree of metamorphic evolution. Reflected-light observations of a polished section reveal a meteorite composed of a dominant matrix (60%), chondrules (30%), and refractory inclusions (10%), all covered by a black fusion crust. The matrix and chondrules are mainly composed of highly recrystallized and fractured olivine and pyroxene associated with feldspar, while fine opaque grains of magnetite and sulfides are disseminated throughout the sample. The refractory inclusions exhibit a lighter texture and consist primarily of spinel and plagioclase.

The geochemical study, carried out using an electron microprobe, enabled the determination of the composition of the major mineral phases. The results reveal remarkable chemical homogeneity among the silicates, with olivine averaging $\text{Fo}_{45.5}\text{--}\text{Fa}_{54.5}$, plagioclase of labradorite composition ($\text{An}_{67}\text{Ab}_{30}\text{Or}_3$) and clinopyroxene of diopsidic composition ($\text{Wo}_{52}\text{En}_{34}\text{Fs}_{13}$). This mineralogical and chemical uniformity indicates a high degree of thermal equilibration within the meteorite.

Comparison with the CV₃ carbonaceous chondrite highlights a significantly higher degree of metamorphism in the CK6 sample. In contrast to the strong compositional variability observed in the minerals of CV₃, the silicate phases of CK₆ exhibit uniform compositions in both the matrix and chondrules, reflecting advanced recrystallization and chemical homogenization induced by intense thermal metamorphism. These characteristics confirm the classification of the sample as petrologic type 6, corresponding to an advanced stage of metamorphic evolution.

Keywords: CK₆ carbonaceous chondrite, Electron microprobe, Meteorites, Chondrules, Thermal metamorphism and Refractory inclusions.

ملخص

أُجريت الدراسة الصخرية (البتروغرافية) والجيوكيميائية على النيزك الكربوني الغضروفي CK6 من أجل تحديد تركيبته المعدنية وتقييم درجة تطوره التحولي (الميتامورفي). كشفت الملاحظة تحت الضوء المنعكس على مقطع مصقول أن النيزك يتكون من مادة أساسية سائدة (60%)، وكريات غضروفية (30%) ، وشوائب حرارية (10%)، وهو مغطى بقشرة انصهار سوداء. تتكون المادة الأساسية والكريات بشكل رئيسي من معدني الأوليفينوالبيروكسين المعداد بلورتهما بشدة والمكسورين، والمرتبطين بمعدن الفلسبار، بينما تنتشر مراحل معتمة دقيقة من المغنيتيتوالكبريتيدات في جميع أجزائه. وتتميز الشوائب الحرارية ببنية أفتح وتحتوي بشكل أساسي على الإسبينيلوالبلاغيوكلاز.

وقد سمحت الدراسة الجيوكيميائية، التي أُجريت باستخدام المسبار الإلكتروني الدقيق، بتحديد تركيبة المعادن الرئيسية. تُظهر النتائج تجانساً كيميائياً ملحوظاً في السيليكات، حيث وُجد الأوليفين بتركيبية متوسطة (54,5Fa-45,5Fo)، وبلاغيوكلاز من نوع لابرادوريت (3Or30Ab67An)، وبيروكسين كروي (كلينوببيروكسين) بتركيبية ديوبسيدية (13Fs34En52Wo). يعكس هذا التجانس المعدني والكيميائي توازناً حرارياً كبيراً داخل النيزك.

تُبرز المقارنة مع النيزك الكربوني الغضروفي CV3 درجة تحول أعلى بشكل ملحوظ في النيزك CK6. وعكس التباين الكبير في التركيبية الملاحظ في معادن CV3، فإن المراحل السيليكاتية في CK6 تُظهر تراكيب موحدة في كل من المادة الأساسية والكريات، مما يدل على إعادة بلورة متقدمة وتجانس كيميائي ناتج عن تحول حراري كبير. تؤكد هذه الخصائص انتماء العينة إلى النوع الصخري 6، وهو ما يتوافق مع مرحلة متقدمة من التطور التحولي.

الكلمات المفتاحية: نيزك كربوني غضروفي CK6، مسبار إلكتروني دقيق، نيازك، كريات غضروفية، لتحول حراري والشوائب الحرارية.

Liste des figures

Chapitre I : Les chondrites

Fig. I.01: Répartition des différentes classes de météorites (chutes et trouvées). D'après le catalogue de météorites du Museum d'Histoire Naturelle de Londres (Remusat,2005).....04

Fig. I.02: Olivine barrée «BO» (LP x100). Les cristaux d'olivine sont agencés sous forme de segments ou de lattes parallèles les uns aux autres. (Seddiki, 2011).....06

Fig. I.03 : Cryptocristallin « C » (LP. X100). Structure très fine suite au refroidissement rapide du liquide silicaté, visible uniquement en diffraction aux rayons X.(Seddiki. 2011).....06

Fig. I.04 :Schéma illustrant les origines supposées des différents composants dont l'abondance relative définit la classe chimique d'une chondrite.(Quirico , 2011)......08

Fig. I.05 : Classification des chondrites par classes (carbonées, ordinaires et à enstatite) et par groupes définis à partir de ressemblances chimiques et isotopiques systématiques. Le groupe R est très similaire au groupe H du point de vu chimique mais plus réduit et diffère du point de vu isotopique.(Piani ,2012).....09

Fig. I.06: composition des chondrites CI en fonction de la composition solaire. (Remusat ,2005).....14

Fig. I.07 : Prise en compte des processus astéroïdaux : échelle pétrographique. (Bonal, 2006).....24

Chapitre II : étude pétrographique

Fig.II.01 : Aspect macroscopique d'une section polie de la chondrite carbonée type CK6.....	27
Fig. II.02 :Image BSE montrant un chondre individualisé au sein de sa matrice.....	29
Fig. II.03 : Image BSE montrant les relations texturales entre les différentes phases de l'échantillon en lumière réfléchie.....	30
Fig. II.04 : Image BSE de l'échantillon mettant en évidence les inclusions de sulfures et d'oxydes de fer.....	32
Fig. II.05 : Chondrite carbonée totalement recouverte par une croûte de fusion sombre. On peut discerner des taches blanches avec des formes irrégulières (CAI) (Seddiki , 2011).....	35
Fig. II.06 : Vue de la chondrite carbonée étudiée (Image BSE) (Seddiki , 2011).....	35

Chapitre II : étude géochimique

Fig. : III.01 : Diagramme de l'olivine de chondrite carbonée CK6.....	43
Fig. III.02 : Diagramme des feldspaths montrant la position de composition moyenne de plagioclase de chondrite carbonée CK6.....	44
Fig. III.03 : Diagramme des pyroxènes montrant la position de la composition moyenne des pyroxènes de chondrite carbonée CK6.....	46

Liste des tableaux

Tableau 01 : Critères de classification des chondrites ordinaires équilibrées.(Khodja, 2022).....	11
Tableau 02 : Critères de classification des chondrites carbonées .(Kallemeyn et Wasson, 1981).....	17-18
Tableau 03 : Abondances d'inclusions réfractaires, de chondres, du métal Fe,Ni, et de la matrice et autres propriétés clés des groupes de chondrites.(Berthet, 2009).....	18-19
Tableau04: L'echelled'alérationterrestre « Weathering ».(Seddiki, 2011).....	21
Tableau 05: Caractéristiques principales observables dans les météorites et liées à différents degrés de choc. (Seddiki , 2011).....	22
Tableau 06: Caractéristiques comparatives des composants majeurs de la chondrite (Proportions, Tailles, Formes et Minéralogie).....	33-34
Tableau 07: Analyse comparative des caractères pétrographiques, texturaux et entre les chondrites CV3 et CK6.....	38
Tab. III. 08 : Analyses représentatives des différentes phases minérales de chondrite carbonée CK6.....	40

Tables des matières

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

Chapitre I : Les chondrites

I-1-Introduction.....	02
I.2. D'astéroïdes à météorites...un peu d'histoire :.....	02
I.2.1. Les astéroïdes :.....	02
I.2.2. Les météorites :.....	04
I.3. Différentes classes de météorites :.....	04
I.4. Les chondrites :.....	06
I.4.1. Les différentes familles de chondrites :.....	09
I.4.1.1. Les chondrites à enstatite :.....	10
I.4.1.2. Les chondrites de type R ou rumurutites :.....	11
I.4.1.3. Les chondrites ordinaires :.....	12
I.4.1.4. Les chondrites carbonées : Témoins primordiaux du Système Solaire :.....	12
I.5. La matière organique dans les chondrites carbonées :.....	21
I.6. Etat d'oxydation du fer :.....	21
I.7. Grade de choc :.....	22
I.8. Histoire astéroïdale des chondrites :.....	23
I.8.1. Echelle pétrographique :.....	24
I.8.2. Altération aqueuse :.....	25
I.8.3. Métamorphisme thermique :.....	26

Chapitre II : Etude pétrographique

II.1. Introduction.....	28
II.2. Techniques analytiques.....	28
II.3.Description macroscopique :.....	16
II.4.Etude microscopique :.....	30
II.4.1. La matrice	31
II.4.2. Les chondres :.....	33
II.4.3.Les inclusions réfractaires :.....	35
II.5. Comparaison entre notre chondrite avec la chondrite carbonée CV3 de SEDDIKI 2011 :.....	36
II.5.1.Description pétrographique de chondrite carbonéeCV3 en lame mince :	36
II.5.2.Etude comparative :.....	38

Chapitre III : Etude géochimique

III.1. Introduction	40
III.2.Méthodologie Analytique :.....	40
III.3.Distribution générale des éléments :.....	43
III.3.1.La Matrice.....	43
III.3.1.1.L'Olivine :.....	43
III.3.1.2.Le Plagioclase :.....	44
III.3.2.Les chondres :.....	45
III.3.2.1. L'Olivine :.....	45.

III.3.2.2.Le Clinopyroxène (Cpx) :.....	46
III.3.2.3.La.....	47
III.4. Comparaison entre notre chondrite CK6 avec la chondrite carbonée CV3 de (Seddiki 2011) :.....	48
Conclusion	40
Références bibliographiques	42-46



Introduction

Introduction Général

Une météorite se définit comme un corps solide extraterrestre qui a atteint la surface d'une planète, d'une lune ou d'un autre corps. La grande majorité de ces objets proviennent de fragments d'astéroïdes situés dans la ceinture orbitale entre Mars et Jupiter **(Seddiki, 2011)**. Ces météorites constituent de précieux témoins de l'histoire précoce de notre système solaire. Parmi elles, les chondrites sont des fragments restés pratiquement inchangés depuis leur accréation **(Lauretta & McSween, 2006)**. Les analyses isotopiques de leurs composants les plus anciens, notamment les inclusions riches en calcium et en aluminium (CAI), permettent aujourd'hui de dater cette formation à environ 4,567 milliards d'années **(Amelin et al, 2002)**.

D'un point de vue de leur classification, les chondrites sont divisées en trois grandes classes chimiques selon leur teneur en fer et leur degré d'oxydation : les chondrites ordinaires (groupes H, L, LL), les chondrites enstatites (EH, EL) et les chondrites carbonées (CI, CM, CV, CO, CR, CH, CB, CK). À cette classification chimique s'ajoute une classification pétrographique, notée de 1 à 6, qui traduit l'évolution post-accrétionnelle subie sur le corps parent. Les types 1 et 2 caractérisent une altération aqueuse à basse température, le type 3 représente l'état le plus primitif (presque inchangé), tandis que les types 4, 5 et 6 reflètent un métamorphisme thermique croissant (recristallisation solide sous l'effet de la chaleur)**(Van Schmus et Wood (1967))**.

L'objectif de ce mémoire, présente une caractérisation pétrographique et chimique du groupe des chondrites carbonées CK, et plus particulièrement d'un échantillon de type pétrographique CK6. À travers ce travail, nous analyserons les transformations texturales et minéralogiques induites par le métamorphisme thermique poussé (type 6), qui tend à estomper les limites des chondres au sein de la matrice. L'examen des compositions chimiques des phases silicatées oxydées (comme l'olivine riche en fayalite) et des phases opaques (notamment la magnétite chromifère)



Chapitre I

I.1.Introduction :

Dans le Système solaire, la présence simultanée de corps différenciés et non différenciés résulte de différences dans leur histoire thermique et leur époque de formation. **(Charlier, 2025).**

Les météorites peuvent être définies comme des objets solides tombés à la surface d'une planète, d'une lune ou d'un astéroïde. L'essentiel des météorites connues correspond à des fragments d'astéroïdes gravitant entre Mars et Jupiter et dont la taille peut varier du km à plusieurs dizaines de km.**(Seddiki, 2011)..**

Les météorites sont classées en deux catégories principales suivant des critères chimiques, minéralogiques et pétrographiques : les météorites différenciées et les météorites non différenciées. Ce dernier groupe a un sous groupe très important, il s'agit de chondrites carbonées (CC) **(Ch en &Wasserburg 1 9 81 & Bowring et al, 1 990).** Ces chondrites sont les solides macroscopiques les plus primitifs chimiquement du système solaire. De plus elles sont considérées comme des Vestiges de nébuleuses et elles constituent de ce fait des témoins inestimables des secrets les plus anciens et les mieux gardés concernant la formation et l'histoire primitive du système solaire. Avec un âge U/Pb de $4,56 \times 10$ milliard d'années, elles sont également les matériaux les plus anciens connus, 0,6 milliard d'années plus anciennes que les roches terrestres les plus anciennes **(Buseck et Hua, 1993).**

I.2. D'astéroïdes à météorites...un peu d'histoire :

I.2.1. Les astéroïdes :

Les astéroïdes sont des vestiges rocheux et métalliques de la formation du système solaire, gravitant principalement dans la ceinture située entre Mars (1,52 UA) et Jupiter (5,2 UA). Leur taille est très variable, allant de simples débris centimétriques au géant Cérès (environ 1 000 km de diamètre), dont les dimensions restent toutefois insuffisantes pour une classification en tant que planète. Lorsqu'un de ces corps entre en collision avec la Terre, il pénètre l'atmosphère à haute vitesse, créant une traînée lumineuse appelée météore (ou étoile filante). Si ce fragment ne se consume pas totalement durant sa chute et parvient à toucher la surface terrestre, il prend alors le nom de météorite **(Berthet, 2009).**

I.2.2. Les météorites :

La différenciation planétaire représente la transformation structurale et chimique de planétésimaux initialement homogènes en corps organisés en couches concentriques (**Aléon et Al; 2020**).

Une météorite se définit comme un vestige de matière spatiale ayant traversé l'atmosphère pour s'écraser sur le sol terrestre. Si certaines d'entre elles sont des fragments arrachés à la Lune ou à Mars, l'immense majorité provient de la ceinture d'astéroïdes située entre Mars et Jupiter (**Bonal, 2006**).

On distingue alors deux grandes familles selon l'histoire géologique de leur corps d'origine : d'un côté, les météorites métalliques, mixtes et les achondrites, issues d'astéroïdes dits « différenciés », dont la structure a été modifiée par la chaleur et dont la composition ne reflète plus l'état originel ; de l'autre, les chondrites, issues d'astéroïdes primitifs n'ayant jamais fondu. Ces dernières sont particulièrement précieuses pour la science, car elles conservent intactes les signatures chimiques de la matière initiale du système solaire (**Anders and Zinner, 1993**). La majeure partie des collections météoritiques actuelles provient de campagnes de recherche intensives dans les déserts chauds, comme le Sahara ou l'Atacama, et les déserts froids d'Antarctique. Cependant, bien que ces « trouvailles » soient nombreuses, les « chutes » observées revêtent une importance scientifique supérieure en cosmochimie (**Charlier, 2025**).

Les chondrites constituent une archive directe et précieuse de l'histoire primitive de notre système solaire. Pour décrypter les processus à l'œuvre à cette époque reculée, il est indispensable d'analyser de manière intégrée les données chimiques, pétrologiques et isotopiques préservées dans les composants primitifs des chondrites, notamment les chondres et les enclaves riches en calcium et en aluminium (**CAI**) (**Jones et Al. , 2004**).

I.3. Différentes classes de météorites :

Le classement des météorites repose d'abord sur les circonstances de leur arrivée sur Terre. On distingue ainsi les « chutes », dont l'entrée atmosphérique a été observée en temps réel, des « trouvailles », qui sont découvertes par hasard sans témoin oculaire. (**Wasson, 1985**).

Cette distinction est cruciale pour les scientifiques : plus une météorite séjourne longtemps au sol, plus elle subit d'altérations chimiques dues à l'environnement terrestre. La

Chapitre I : les chondrites

majorité des échantillons de nos collections proviennent de campagnes de recherche systématiques menées dans des déserts chauds, comme au Sahara ou en Australie, ou dans les déserts de glace de l'Antarctique. **(Weisberg et al. 2006).**

Suivant leurs compositions, il existe trois grandes familles de météorites :

- Les météorites pierreuses : chondrites et achondrites ;
- Les météorites métalliques : hexaédrites, octaédrites et ataxites ;
- Les météorites mixtes : méso sidérites et pallasites **(McSween, 1987).**

La classification des météorites repose principalement sur l'étude de leur composition chimique globale et de leur texture, deux indicateurs clés qui témoignent de leurs conditions de formation et de leur évolution spatiale. En effet, ces roches collectées sur Terre proviennent d'astéroïdes plus vastes, appelés « corps parents », dont elles portent les stigmates géologiques. Cette approche permet de distinguer fondamentalement deux grandes familles de météorites (**voir Fig. I.01**), différenciées selon que leur corps d'origine a subi ou non des processus de fusion et de différenciation interne. **(Berthet, 2009).**

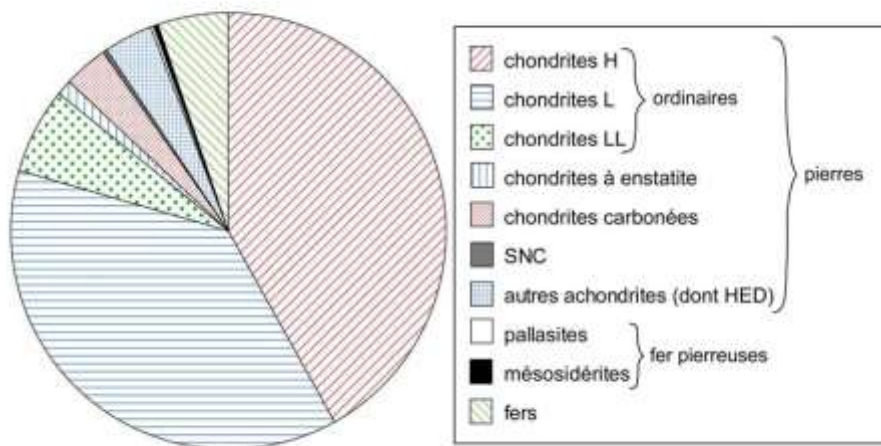


Fig. I.01 : Répartition des différentes classes de météorites (chutes et trouvées). D'après le catalogue de météorites du Museum d'Histoire Naturelle de Londres **(Remusat ,2005).**

I.4. Les chondrites :

Chapitre I : les chondrites

Les chondrites tirent leur appellation des chondres, de petites billes minérales formées au cœur de la nébuleuse solaire. Contrairement aux autres types de météorites, elles se distinguent par une composition en éléments non volatils quasiment identique à celle de la photosphère solaire. Cette similitude exceptionnelle avec la matière originelle du système solaire leur confère un caractère « chimiquement primitif », faisant d'elles de véritables archives de la nébuleuse solaire initiale. **(Bonal, 2006).**

Conformément au modèle classique, les chondres proviennent de la cristallisation de gouttelettes liquéfiées par des processus de fusion brusque (fusions « flashes ») au sein de la nébuleuse solaire **(Wood, 2004)**. Sur la base de leurs affinités chimiques, les chondrites sont classées en quatre groupes principaux : carbonées, ordinaires, à enstatite et rumurutites (type R). Cette catégorisation découle directement des hétérogénéités physico-chimiques présentes au sein de la nébuleuse solaire primitive. **(Brearley et Jones, 1998).**

a) Les chondres :

Les chondres se présentent comme des structures sphériques de taille millimétrique (environ 700 μm en moyenne), dont la morphologie témoigne d'une formation en apesanteur au sein de la nébuleuse primitive. Leur composition minéralogique est dominée par des silicates, essentiellement de l'olivine et du pyroxène **(Gooding et Keil, 1981)**. La présence fréquente de verre au sein de ces structures indique un processus de refroidissement extrêmement brutal, figeant ainsi des textures caractéristiques du passage rapide d'un état fondu à un état solide. **(Zanda, 2004).**

La diversité texturale observée dépend directement du degré et de la cinétique de ce refroidissement. Ainsi, une distinction thermique peut être établie : les chondres porphyritiques, **(voir Fig. I.02)** ; riches en cristaux bien formés, sont issus de températures initial modérées que les chondres barrés ou radiaux, qui nécessitent des conditions thermiques plus intenses. **(Seddiki . 2011).**

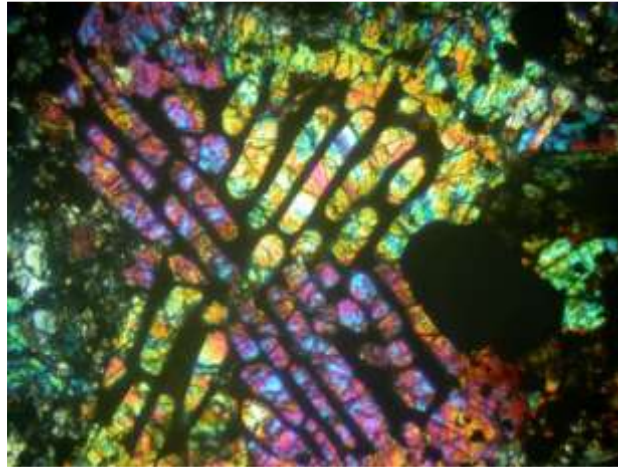


Fig. I.02: Olivine barrée «BO» (LP x100). Les cristaux d'olivine sont agencés sous forme de segments ou de lattes parallèles les uns aux autres. (Seddiki, 2011).

Les chondres composent la majeure partie des météorites primitives, demeurent l'un des plus grands mystères de l'astrophysique. Bien que leur origine issue d'une fusion en microgravité au début du système solaire soit établie depuis longtemps, leur rôle exact dans la genèse planétaire fait encore débat : sont-ils antérieurs, postérieurs ou le produit même de la formation des planètes ?

Contrairement à l'idée d'un événement marginal, des preuves croissantes suggèrent que leur formation a profondément transformé la matière originelle du disque protoplanétaire (voir Fig. I.03) ; influençant la composition chimique et isotopique des premières planètes. (Zanda, 2004).



Fig. I.03 : Cryptocristallin « C » (LP. X100). Structure très fine suite au refroidissement rapide du liquide silicaté, visible uniquement en diffraction aux rayons X . (Seddiki. 2011).

b) Les inclusions réfractaires (CAIs) :

Les inclusions réfractaires, véritables témoins des origines de notre système solaire, se subdivisent en deux catégories majeures : les inclusions riches en calcium et en aluminium (CAIs) et les agrégats amiboïdes à olivines (AOAs). Les CAIs, dont la taille varie du micromètre au centimètre, se sont condensés à partir du gaz de la nébuleuse dans un milieu réducteur à très haute température il y a environ 4567 Ma (**Charlier, 2025**).

Les CAIs riches en calcium et en aluminium (CAI) constituent des composants majeurs et abondants au sein des chondrites carbonées de type CV. Ces phases réfractaires, composées essentiellement d'oxydes et de silicates, se distinguent par leurs températures de vaporisation extrêmement élevées(**Seddiki. 2011**).

c) La poussière fine (matrice) :

La **matrice** est probablement le composant majeur le moins bien compris des météorites à chondrites carbonées (CC). Elle constitue la « mer » de fond dans laquelle sont enchâssés les chondres, les inclusions et les grains minéraux plus vastes. Ce matériau, finement broyé, se compose principalement des phases anhydres présentes dans les météorites, telles que l'**olivine**, le **pyroxène** et le **métal Fe-Ni** (fer-nickel)(**Bowring et al 1990**).

Globalement, la matrice est aujourd'hui comprise comme un mélange hybride de matériaux présolaires, de condensats issus de la nébuleuse et de débris de chondres. L'origine des silicates amorphes, qui constituent la phase majeure de cette matrice, demeure toutefois un sujet de recherche actif (**Charlier, 2025**).

d) Les grains de métal Fe-Ni :

Le métal présent dans les chondrites se divise principalement en deux populations distinctes selon leur température de condensation et leurs associations minéralogiques. D'une part, les grains composés d'éléments réfractaires, tels que l'iridium, l'osmium et le tungstène, se condensent à des températures élevées (environ 1 600 K) et sont étroitement liés aux inclusions riches en calcium et en aluminium (CAI) (**voir Fig. I.04**) (**Scott and. Krot,2003**). le métal: c'est du fer métallique (ou fer réduit) associé au nickel en quantité variable selon le type de chondrite. Le fer métal est toujours associé à des sulfures.(**Seddiki. 2011**).

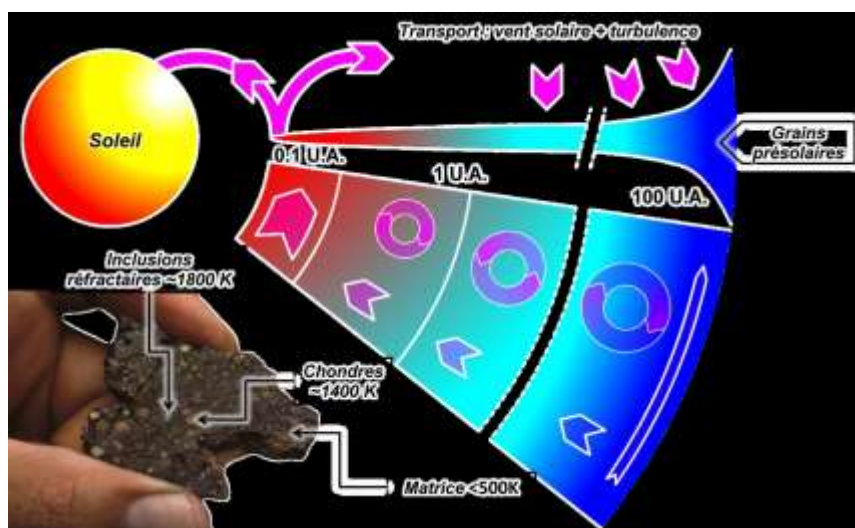


Fig. I.04 : Schéma illustrant les origines supposées des différents composants dont l'abondance relative définit la classe chimique d'une chondrite. **(Quirico, 2011).**

I.4.1. Les différentes familles de chondrites :

Sur la base de la minéralogie, de la pétrographie, de la composition chimique globale et de la composition isotopique de l'oxygène. **(Krot, 2019).**

Les milliers de chondrites recensées à ce jour sont répertoriées en 15 groupes distincts, bien qu'une quinzaine de spécimens atypiques, dits « non groupés », échappent à cette classification conventionnelle. La grande majorité de ces groupes (treize au total) se répartit en trois grandes classes chimiques (**voir Figure I.05**) : les chondrites carbonées (regroupant les types CI, CM, CO, CV, CR, CH, CB et CK), les chondrites ordinaires (H, L et LL) et les chondrites à enstatite (EH et EL). Il est à noter que les groupes K et R constituent des catégories indépendantes n'appartenant à aucune de ces trois classes majeures. **(Scott and Krot, 2003).**

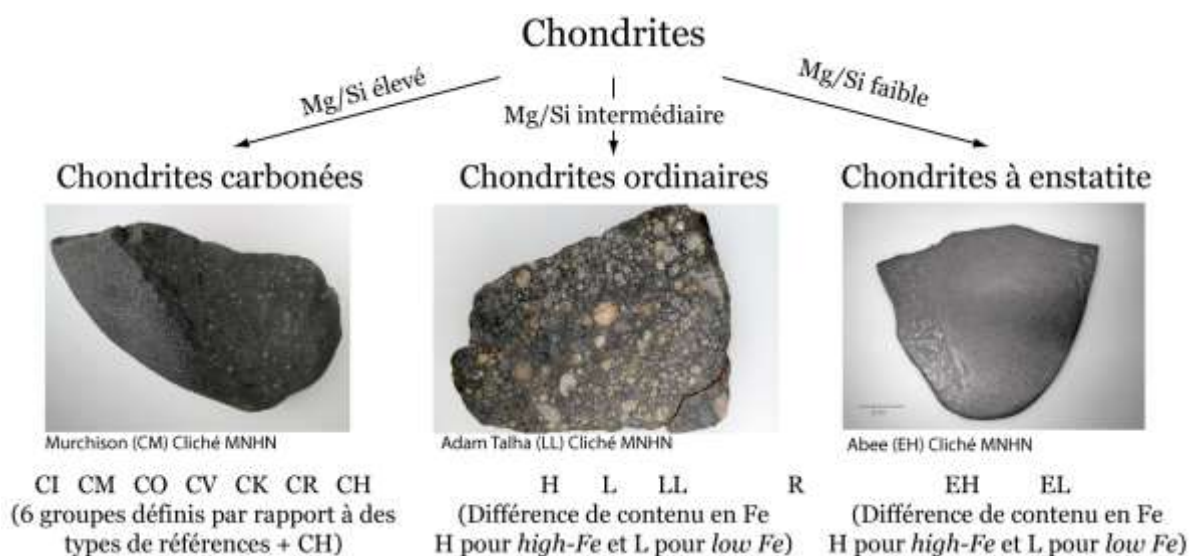


Fig. I.05 : Classification des chondrites par classes (carbonées, ordinaires et à enstatite) et par groupes définis à partir de ressemblances chimiques et isotopiques systématiques. Le groupe R est très similaire au groupe H du point de vu chimique mais plus réduit et diffère du point de vu isotopique.(Piani ,2012).

I.4.1.1. Les chondrites à enstatite :

Les chondrites à enstatite se caractérisent par un milieu de formation extrêmement réducteur, ce qui signifie que l'oxygène était quasi absent lors de leur cristallisation. Cette particularité chimique impose que la quasi-totalité du fer soit présente sous forme de métal ou de sulfures, à l'image de la troïlite (FeS), Ces chondrites constituent un groupe de météorites exceptionnel dont l'étude est cruciale pour comprendre l'aube de notre système solaire.(Keil, 1989).

Sur le plan de la classification, ces roches se subdivisent traditionnellement en deux groupes : les EH, riches en fer et nickel métalliques, et les EL, dont l'abondance métallique est plus faible(Sears et al., 1982). Toutefois, la découverte de spécimens atypiques (comme LEW 87223) et de nombreuses chondrites de type 3 (non équilibrées) dans les déserts chauds et en Antarctique a complexifié ce schéma. Malgré leur importance capitale, ces formes primitives n'ont fait l'objet que de peu d'études approfondies depuis les travaux fondateurs de Keil. (Weisberg, 2012).

I.4.1.2. Les chondrites de type R ou rumurutites :

Sur le plan minéralogique, ces chondrites se distinguent par un état fortement oxydé, se traduisant par une grande richesse en olivine et une quasi-absence de métaux libres. Cette signature chimique et minéralogique, complétée par une composition spécifique en isotopes de l'oxygène, permet de les différencier nettement des autres grandes familles de météorites que sont les chondrites ordinaires, carbonées ou à enstatite. **(Seddiki, 2011).**

Les chondrites R, qui comptent actuellement 56 spécimens identifiés, occupent une place singulière dans la classification des météorites. Bien que l'abondance de leurs éléments lithophiles réfractaires et leurs compositions en isotopes de l'oxygène suggèrent une parenté avec la classe des chondrites ordinaires (O), ce lien n'est pas encore formellement établi. Elles se distinguent en effet radicalement des groupes H, L et LL par leur état d'oxydation extrêmement élevé. Corollairement, ces météores présentent une absence quasi totale de métaux sous forme de fer et de nickel (Fe,Ni).

D'un point de vue structurel, les chondrites R se rapprochent de certaines chondrites carbonées (C) en raison de leur forte proportion de matrice, qui occupe environ 50 % de leur volume. Sur le plan géologique, la majorité d'entre elles ont subi un métamorphisme thermique important (type pétrologique supérieur à 3.6) et présentent une texture bréchique, témoignant d'une histoire complexe d'impacts. Bien que leurs teneurs en éléments lithophiles réfractaires et modérément volatils soient proches de celles des chondrites ordinaires (environ $0,95 \times CI$), elles s'en différencient par l'absence de déplétion significative en manganèse (Mn) et en sodium (Na).

Enfin, la signature chimique des chondrites R est marquée par un enrichissement notable en éléments volatils tels que le gallium (Ga), le sélénium (Se), le soufre (S) et le zinc (Zn). Cependant, leur caractéristique la plus distinctive réside dans leurs analyses isotopiques : les chondrites R possèdent les valeurs de $\Delta^{17}O$ sur roche totale les plus élevées de tous les groupes de chondrites connus. Cette spécificité, confirmée par de nombreuses études depuis les années 1990, en fait des témoins précieux et uniques des conditions d'oxydation dans la nébuleuse solaire primitive. **(Weisberg et al. 2006)**

Chapitre I : les chondrites

I.4.1.3. Les chondrites ordinaires :

Les chondrites ordinaires se définissent par un assemblage minéralogique complexe dominé par l'olivine et le pyroxène pauvre en calcium (orthopyroxène). Ces minéraux se présentent sous diverses formes chimiques, allant des pôles ferreux comme la fayalite (Fe_2SiO_4) et la ferrosilite (FeSiO_3) aux pôles magnésiens tels que la forstérite (Mg_2SiO_4) et l'enstatite (MgSiO_3). On y trouve également des feldspaths, principalement sous la forme d'**oligoclase**, ainsi que du soufre concentré dans la troïlite (FeS). La fraction métallique, caractéristique de ces météorites, est constituée d'alliages de fer et de nickel (kamacite et taénite). Sur le plan textural, ces roches se distinguent par une abondance de chondres non porphyriques et de type II (riches en oxyde de fer), tandis que les inclusions réfractaires y sont particulièrement rares. Conformément aux travaux d'Urey et Craig (1953), les chondrites ordinaires sont subdivisées en trois groupes distincts — H, L et LL — basés sur leur teneur totale en fer (**voir Tableau 1**). Le groupe H (*High Fe*) affiche la concentration la plus élevée, le groupe L (*Low Fe*) une teneur intermédiaire, et le groupe LL (*Low Fe - Low metal*) la plus faible. Au-delà de la chimie, une corrélation physique remarquable existe entre la composition et la structure : la taille des chondres varie systématiquement entre ces familles, les spécimens de type H possédant en moyenne les chondres les plus petits. (**Bonal, 2006**).

Tableau 01 : Critères de classification des chondrites ordinaires équilibrées. (**Khodja, 2022**).

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

I.4.1.4. Les chondrites carbonées : Témoins primordiaux du Système Solaire :

Considérées comme les archives les plus anciennes de notre système avec un âge de **4,55** milliards d'années, les chondrites carbonées présentent une parenté géochimique frappante avec le Soleil. Leur composition chimique est quasi identique à celle de notre étoile, à l'exception des éléments volatils (hydrogène, hélium, carbone) que les silicates ne peuvent

Chapitre I : les chondrites

emprisonner. Cette similitude prouve que ces météorites proviennent de corps parents "primitifs" ou non différenciés : contrairement aux planètes, elles n'ont jamais connu de fusion globale ni de processus de cristallisation ayant séparé les métaux des silicates. Cette préservation exceptionnelle s'explique par la nature de leurs corps parents. En raison de leur petite taille (diamètre inférieur à 20 km), ces planétoïdes n'ont jamais pu accumuler assez de chaleur pour que leur température dépasse les 400 K. En restant sous ce seuil thermique, ces objets ont traversé les âges sans subir de métamorphisme majeur, conservant intacte la mémoire minéralogique de la nébuleuse solaire primitive. **(Remusat ,2005).**

Les chondrites tirent leur appellation des chondres, de petites billes minérales formées au cœur de la nébuleuse solaire primitive. La particularité fondamentale de ces météorites réside dans leur composition chimique : pour les éléments non volatils, elles présentent une signature quasiment identique à celle de la photosphère solaire. Contrairement aux autres types de météorites qui ont subi des transformations importantes, les chondrites ont préservé les proportions de la matière originelle du système solaire. Elles sont donc considérées comme des objets chimiquement primitifs, véritables témoins intacts de la genèse de notre environnement spatial. **(Bonafant, 2006).**

Les chondrites carbonées sont des météorites primitives formées dans des milieux riches en oxygène, une caractéristique qui favorise l'intégration du fer et d'autres métaux dans des structures minérales telles que les silicates, les sulfures ou divers oxydes. Bien qu'elles ne représentent que 2,5 % des chutes de météorites identifiées à ce jour, elles se distinguent par une grande diversité chimique. Cette catégorie est rigoureusement subdivisée en plusieurs groupes (CI, CM, CR, CO, CK, CV, CH et CB) selon leur composition spécifique. L'une de leurs particularités les plus remarquables est leur teneur en éléments volatils, notamment l'eau : le groupe CI, par exemple, peut contenir jusqu'à 20 % d'eau emprisonnée au sein de ses minéraux hydratés. **(Seddiki, 2011).**

Le groupe CR :

Les chondrites du groupe CR, nommées d'après la chute de la météorite de Renazzo en Italie en 1824, se distinguent par leurs caractéristiques primitives et leur appartenance au typepédrologique 2. **(Seddiki, 2011).**

Chapitre I : les chondrites

Ces groupes de chondrite présentent des caractéristiques pétrographiques singulières qui les différencient nettement des autres classes de chondrites carbonées. Elles se distinguent principalement par une abondance élevée de **métal** (alliages fer-nickel) et une proportion volumique de **chondres** particulièrement importante, atteignant environ **50 %** de la roche. Bien que leur matrice soit caractérisée par la présence de minéraux hydratés témoignant d'une altération aqueuse, l'état de conservation de certains composants primaires reste un sujet d'étude complexe. En effet, la persistance de **verre silicaté** ainsi que la nature précise et le degré d'hydratation de ces phases ne sont pas encore totalement élucidés, marquant une hétérogénéité thermique et chimique propre à cette famille de météorites. **.(Quirico , 2011).**

Le groupe CI :

Les chondrites du groupe CI, dont le nom dérive de la météorite d'Ivuna tombée en Tanzanie en 1938, représentent les matériaux les plus primitifs du système solaire. **(Seddiki , 2011).**

La chondrite carbonée CI Orgueil occupe une place centrale en cosmochimie, car sa composition chimique est quasiment identique à celle de la photosphère solaire. Pour cette raison, elle sert de standard universel : toute différence de concentration élémentaire observée dans les autres corps planétaires est interprétée comme un fractionnement chimique par rapport à cette référence de base. Sur le plan isotopique, le Système solaire présente une homogénéité surprenante pour la majorité des éléments. Cependant, cette uniformité est rompue par des variations significatives concernant quatre éléments volatils légers : l'oxygène, l'hydrogène, l'azote et le carbone, qui constituent les principales exceptions aux signatures isotopiques globales. **(Piani ,2012).**

La minéralogie des chondrites carbonées est caractérisée par une grande diversité qui dépend étroitement de leur classification. Le groupe des **CI**, illustré par la météorite d'Ivuna, se distingue particulièrement par son fort degré d'hydratation, ce qui lui vaut l'appellation **CI1**. Ayant subi un chauffage très faible, ces roches sont principalement composées de **silicates hydratés** (phyllosilicates), de magnétite et de troïlite, avec une teneur en eau dépassant les **20 %** au sein de leurs minéraux hydroxylés (**voir Figure I.06**). Une caractéristique majeure des CI1 est l'**absence totale de chondres** ; cette disparition est vraisemblablement due à une **altération hydrothermale** intense qui a transformé les composants originels en minéraux secondaires. Enfin, la matrice de ces météorites abrite des

Chapitre I : les chondrites

sels complexes, notamment des sulfates de magnésium et de calcium hydratés, ainsi que divers carbonates de fer, de magnésium et de calcium. (Remusat ,2005).

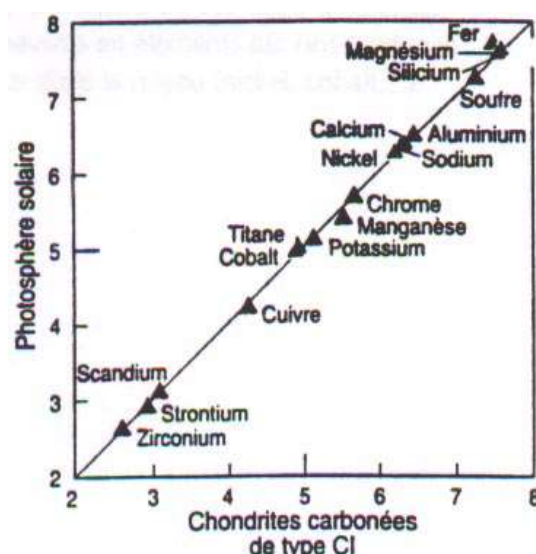


Fig. I.06: composition des chondrites CI en fonction de la composition solaire. (Remusat ,2005).

✚ Le groupe CM :

Ce groupe correspond aux chondrites carbonées de type CM, lesquelles tirent leur nom de la météorite de Mighei, tombée en Ukraine en 1889 . (Seddiki , 2011).

Ces chondrites carbonées, constituent un groupe majeur défini initialement par Wasson en 1974 sous l'appellation « C2M », avant d'être simplifié en « CM » ou « CM2 ». Bien qu'elles fussent autrefois confondues avec d'autres spécimens sous la dénomination générique de « type pétrologique C2 », elles sont aujourd'hui clairement distinguées et représentent 23 % des chondrites carbonées (soit environ 1 % de la totalité des météorites connues). Avec 770 spécimens recensés pour une masse totale de 214 kg, ces roches se caractérisent visuellement par une matrice sombre au sein de laquelle sont enchâssés de petits objets gris submillimétriques, témoignant de leur structure primitive. (Charlier, 2025).

✚ Le groupe CV :

Les chondrites de ce groupe tirent leur nom de la météorite Vigarano, tombée en Italie en 1910. Bien qu'elles affichent une teneur en carbone plus faible que les deux groupes

Chapitre I : les chondrites

précédents CI, CM (généralement moins de 2 %), elles se distinguent par la présence de chondres nettement plus nombreux et de plus grande taille. **(Seddiki, 2011).**

Les chondrites carbonées de type CV, illustrées par la célèbre chute d'Allende, constituent un groupe majeur dont la représentativité s'est accrue grâce aux récentes découvertes en Antarctique. Ces météorites se distinguent par une minéralogie dominée par des olivines riches en fer, résultant potentiellement d'une altération aqueuse suivie d'un métamorphisme thermique, bien qu'une origine nébulaire pour certains minéraux reste envisagée. L'étude de spécimens comme la météorite Mokoia confirme d'ailleurs l'existence de clastes ayant subi une altération aqueuse intense **(Maurice et al. 2012).**

Les CAIs sont subdivisées en trois catégories principales, distinguées essentiellement par leurs proportions respectives de fassaïte et de mélilite, ainsi que par la composition de leurs solutions solides (séries akermanite-gehlénite) :

- **Type A** : Ces inclusions résultent de la cristallisation d'un liquide après l'évaporation des poussières et des gaz nébulaires. De forme généralement arrondie, elles se caractérisent par la présence de gros grains de mélilite ($\text{Åk}_{\{1-80\}}$), accompagnés de spinelle, de pérovskite et de fassaïte (diopside riche en Al et Ti).
- **Type B** : Spécifiques aux chondrites CV, elles se sont formées par la cristallisation de gouttelettes partiellement fondues. D'une taille variant entre 5 et 25 mm, elles présentent des textures marquées par des mécanismes d'altération complexes. Leur assemblage minéralogique comprend la mélilite ($\text{Åk}_{\{1-74\}}$), la fassaïte, le spinelle, l'anorthite, la pérovskite et la forstérite.
- **Type C** : Elles sont issues de la fusion partielle d'un matériel précurseur à grain fin, riche en spinelle. Ces inclusions se distinguent par une forte abondance d'anorthite (38 à 60 %) associée à la fassaïte et au spinelle. La mélilite y est variable (typiquement $\text{Åk}_{\{40-50\}}$) et peut subir des transformations en phases secondaires, telles que le grossulaire. **(Seddiki, 2011).**

Le groupe CO :

Le groupe des chondrites carbonées CO doit son appellation à la météorite d'Ormans, dont la chute fut observée en France en 1868. **(Seddiki, 2011).**

Chapitre I : les chondrites

Les chondrites carbonées du groupe CO (Ornans) se caractérisent par une composition chimique pauvre en éléments volatils, affichant des teneurs en carbone comprises entre 0,2 et 1 % et une proportion d'eau inférieure à 1 % selon les travaux de Rubin (1998). Classées intégralement dans le type pétrologique 3, ces météorites ont préservé leur état primitif, n'ayant subi ni altération aqueuse significative ni métamorphisme thermique intense. Bien qu'elles partagent des similitudes chimiques notables avec le groupe CV, les chondrites CO s'en distinguent par des traits morphologiques spécifiques : elles présentent une abondance de chondres nettement plus faible et, de manière caractéristique, ces derniers sont de taille beaucoup plus réduite que ceux observés chez les CV..(Weisberg et al. 2006).

Le groupe CH :

Les chondrites carbonées de type CH représentent un groupe de météorites primitives identifiées récemment. Elles se distinguent par l'absence de métamorphisme thermique ou d'altération aqueuse après leur formation. L'intérêt scientifique pour ces objets a été relancé par la découverte de condensats de métaux (fer et nickel) zonés, ce qui a permis d'établir des liens avec le sous-groupe apparenté CB (Bischoff et Al. 1993) . Malgré leur importance cruciale pour comprendre les processus de haute température au sein de la nébuleuse solaire, seules quelques météorites de ce type, comme ALH85085 et Acfer 182, ont été analysées en profondeur jusqu'à présent(Weber et Al. 1995).

Les études préliminaires sur les inclusions riches en calcium et en aluminium (CAI) des chondrites CH révèlent des propriétés atypiques : une taille très réduite, une forme souvent sphérique et une texture à grains fins. Leur minéralogie est dominée par des phases très réfractaires telles que l'hibonite, la grossite et la pérovskite. Contrairement à d'autres groupes de météorites, ces inclusions présentent une absence quasi générale d'excès de ^{26}Mg (issu de la désintégration de l'aluminium-26) et une distribution bimodale de l'oxygène, sans hétérogénéité isotopique interne.(Krot et al .2006).

Le groupe CK :

Ce groupe de météorites tire son nom de la chute de Karoonda en Australie en 1930, servant de référence pour classer les chondrites carbonées de type CK .(Seddiki , 2011).

Les **chondrites CK** se distinguent par un état hautement oxydé, comme en témoignent la teneur élevée en fayalite de leur olivine (Fa_{29-33}), l'absence quasi totale de métaux Fe,Ni,

Chapitre I : les chondrites

ainsi qu'une forte concentration de nickel dans les sulfures. Leur minéralogie est marquée par l'abondance de magnétite présentant des lamelles d'exsolution d'ilménite et de spinelle. Sur le plan géochimique, les compositions isotopiques de l'oxygène de l'ensemble de la roche se situent sur la ligne **CCAM**, dans la même gamme que les chondrites CO et CV. Bien que l'abondance de leurs éléments lithophiles réfractaires ($\sim 1,2$ times CI) les place entre les CV et les CO, elles présentent un appauvrissement en éléments modérément volatils plus marqué que ces dernières.

La majorité des chondrites CK appartiennent aux types pétrologiques élevés (4–6) ; toutefois, celles de type inférieur (<4) révèlent des similitudes chimiques, minéralogiques et pétrographiques significatives avec les **chondrites CV**. Par exemple, les CK3 et les CV3 oxydées partagent des compositions de magnétite et des profils isotopiques d'oxygène comparables le long de la ligne CCAM. Ce chevauchement est illustré par **Ningqiang**, une chondrite carbonée non groupée dont les caractéristiques mêlent celles des CV et des CK (**voir Tableau 02**). Ces observations soutiennent l'existence d'une relation étroite, de type « clan », entre les groupes CK et CV (**voir Tableau 03**), un lien qui nécessite encore des études approfondies. (**Weisberg et al. 2006**).

Tableau 02 : Critères de classification des chondrites carbonées. (**Kallemeyn et Wasson, 1981**).

Groupe	Caractéristique	Type Pétrologique	Chutes de références	Composants Organiques / Eau
CI	Absence de chondres (texture uniformisée par l'eau). minéraux modifiés (phyllosilicates, magnétite).	Primitives	Météorites d'Lvuna tombées en 1938 en Tanzanie .	Jusqu'à 26 % d'eau présence d'acides aminés.
CM	Chondres peu abondants ,	1 à 2	Météorites de Migheț tombées en 1889 en Ukraine .	3 à 11 % d'eau 0,6 à 2,9 % de carbone ; +230 acides aminés

Chapitre I : les chondrites

				identifiés.
CV	Chondres nombreux et gros ; très riches en CAI (inclusions réfractaires).	Majorité 3	Météorites de Vigarno tombées le 22 janvier 1910 en Italie .	Moins de 2 % de carbone.
CO	Ressemblent aux CV mais avec des chondres et CAI plus petits (5 à 8 fois moins gros) .	3	Météorites d'Ornans tombées en 1868 en France.	1 à 0,2 % de carbone ; < 1 % d'eau.
CK	Métamorphisme élevé ; couleur sombre due à la magnétite ; conditions oxydantes.	3 à 6 (surtout 4)	Météorites de Karoonda tombées en 1930 en Australie .	Pas de modification aqueuse.
CR	Riches en fer-nickel métallique (5-8 %) et sulfures ; conditions réductrices.	2	Météorites de Renazzo tombées en 1824 en France.	—

Chapitre I : les chondrites

Tableau 03 : Abondances d'inclusions réfractaires, de chondres, du métal Fe,Ni, et de la matrice et autres propriétés clés des groupes de chondrites.(Berthet, 2009).

Group	Lith.Réfract./Mg norm. aux Cl _a	CAI AOA(vol%)	et	Diamètre moyen chondres (mm)	Chondres (vol%)	Métal (vol%)	Matrice (vol%) ^b	Fréquence de chute (%) ^c	Exemples
Carbo nées									
CI	1.00	< 0.01		-	< 5	< 0.01	95	0.5	Ivuna- Orgueil
CM	1.15	5		0.3	20	0.1	70	1.6	Murchison
CO	1.13	13		0.15	40	1-5	30	0.5	Ornans
CV	1.35	10		1	45	0-5	40	0.6	Vigarano- Allende
CR	1.03	0.5		0.7	50-60	5-8	30-50	0.3	Renazzo
CH	1.00	0.1		0.02- 0.09	~70	20	5	0	ALH.85085
CB	1.0-1.4	< 0.1		0.1-20	30-40	60-70	< 5	0	BencubbinQ UE94411
CK	1.21	4	0.8	15	< 0.01	75	0.2		Karoonda
Ordinaires									

Chapitre I : les chondrites

H	0.93		0.01-0.2	0.3	60-80	8	10-15	34.4	Dhajala
L	0.94		< 0.1	0.5	60-80	3	10-15	38.1	Khohar
LL	0.90	< 0.1	0.6	60-80	1.5	10-15	7.8		Semarkona
Enstatite									
EH	0.87		< 0.1	0.2	60-80	8	< 0.1-10	0.9	Abee, Indarch
EL	0.83		< 0.1	0.6	60-80	15	< 0.1-10	0.8	Hvittis
Autres									
K	0.90		< 0.1	0.6	20-30	6-9	70	0.1	Kakangari
R	0.95		< 0.1	0.4	> 40	< 0.1	35	0.1	Rumuruti

I.5. La matière organique dans les chondrites carbonées :

Le tournant décisif a eu lieu en 1969 avec la chute d'une météorite en Australie, survenue au moment où les protocoles de manipulation d'échantillons précieux étaient particulièrement rigoureux. Les analyses ont montré La présence de matière organique dans les chondrites carbonées est documentée depuis le début du **XIXe siècle. (Cronin et Al .1988).**

Une étape importante a été franchie en 1864 avec la chute d'une météorite dans les Pyrénées françaises, dont l'analyse a révélé une substance macromoléculaire organique structuellement proche des charbons terrestres. Après une période de latence, l'étude de ces composants organiques a connu un regain d'intérêt vers 1950, soutenu par la modernisation des outils d'analyse chimique(**Remusat ,2005).**

I.6. Etat d'oxydation du fer :

L'état d'oxydation constitue un pilier fondamental de la classification des chondrites, car il permet de traduire chimiquement la diversité des environnements de formation au sein de la nébuleuse protosolaire et des corps parents astéroïdaux. (**Krot et al. 2005).**

Cette classification chimique rejoint parfaitement les observations pétrographiques, confirmant que la minéralogie de la météorite est le reflet direct de l'état d'oxydation du fer qu'elle contient. En effet, une météorite peut présenter une signature globale oxydée tout en contenant des objets formés dans des conditions contrastées : c'est le cas des **inclusions réfractaires**, nées dans des milieux très oxydants, ou des **chondres de types I et II(Scott and Krot, 2005).**dont les signatures redox témoignent de variations locales et temporelles lors de leur cristallisation. Cette dualité montre que les chondrites sont des assemblages hétérogènes d'objets ayant chacun enregistré une étape spécifique de l'évolution physico-chimique du système solaire primitif. (**Bonal, 2006).**

Ces facteurs déclenchent des mécanismes d'altération physique et chimique qui modifient profondément la structure originelle de la roche spatiale. Pour évaluer l'intensité de ces transformations, les scientifiques utilisent une échelle standardisée notée **W** (pour Weathering), allant de **0 à 6 (voirTableau 05)** . Alors qu'un indice de 0 caractérise une

Chapitre I : les chondrites

météorite parfaitement fraîche, le degré **W6** désigne un stade d'altération extrême où les minéraux primaires ont été quasi intégralement convertis en produits d'altération terrestre.

Tableau 04: L'échelle d'altération terrestre « Weathering ». (Seddiki, 2011).

Degré	Niveau d'altération	Description technique
W0	Oxydation nulle	Aucune oxydation visible du métal ou des sulfures. Des taches limonitiques peuvent être perceptibles en lumière transmise. Concerne généralement les chutes très fraîches.
W1	Oxydation mineure	Bordures d'oxydes très fines autour des grains de métal et de troïlite. Présence de veines d'oxydes mineures.
W2	Oxydation modérée	Oxydation modérée du métal ; environ 20 à 60 % de la phase métallique est affectée.
W3	Oxydation forte	Oxydation bien visible du métal et de la troïlite ; 60 à 95 % du métal est remplacé par des oxydes.
W4	Oxydation complète	Oxydation quasi totale (> 95 %) du métal et de la troïlite. Cependant, les silicates ne présentent aucune altération.
W5	Altération initiale	Début de l'altération des silicates mafiques (olivine, pyroxène), principalement le long des fissures et des fractures.
W6	Altération massive	Remplacement massif des silicates par des minéraux argileux et des oxydes secondaires. La structure originale est profondément modifiée.

I.7. Grade de choc :

Le concept de **degré de choc**, désigné par le symbole **S (Shock)** suivi d'une graduation de **1 à 6**, constitue une échelle fondamentale pour quantifier l'intensité des impacts subis par les corps parents des météorites dans l'espace. Cette classification repose sur l'observation de modifications irréversibles au sein de la texture des minéraux, principalement

Chapitre I : les chondrites

les silicates comme l'olive et le plagioclase, examinés en **lame mince** sous microscope polarisant. (voir **Tableau 05**). (Seddiki , 2011).

Tableau 05: Caractéristiques principales observables dans les météorites et liées à différents degrés de choc. (Seddiki , 2011).

Degré De choc	Olivine	Pyroxène	Plagioclase	Effets locaux	Pressi on de choc (GPa)
S1	Extinction nette fractures irrégulières			aucun	moins de 5
S2	Extinction ondulée, fractures irrégulières	extinction ondulée, fractures irrégulières, quelques fractures planaires	Extinction ondulée, fractures irrégulières	aucun	5 à 10
S3	fractures planaires, extinction ondulée	Fractures irrégulières	Extinction ondulée	veines de choc opaques, quelques poches de fusion	10 à 15
S4	fractures planaires, faible mosaïcisme	macle sur la face (100)	extinction ondulée, déformations planaires partiellement isotropes	veines de choc opaques, poches de fusion et veines interconnectées	25 à 35
S5	fractures planaires, fort mosaicisme, déformations planaires	fractures planaires, fort mosaicisme	maskelynite	poches de fusion généralisées, veines de choc opaques	45 à 60
S6	transformation partielle en ringwoodite, fusion en périphérie des cristaux	fusion en périphérie des cristaux, formation de majorite	fusion de la maskelynite et transformation en verre	poches de fusion généralisées, veines de choc opaques	75 à 90

I.8. Histoire astéroïdale des chondrites :

L'existence des différentes classes de chondrites est le reflet des hétérogénéités physico-chimiques présentes dans la nébuleuse solaire primitive. Cependant, ces météorites ont subi des processus post-accrétion qui ont altéré leurs propriétés initiales. Il est donc indispensable de définir la nature et l'intensité de ces transformations avant de pouvoir interpréter les caractéristiques d'une chondrite comme étant l'héritage direct du nuage

présolaire. Parmi les principaux mécanismes de modification, on distingue les chocs, le métamorphisme thermique et l'altération aqueuse. Si les effets de chocs sont omniprésents dans toutes les classes de météorites, ils se manifestent de manière aléatoire d'un groupe à l'autre. À l'inverse, le métamorphisme thermique et l'altération aqueuse suivent des progressions plus structurées, ce qui explique pourquoi la classification secondaire repose exclusivement sur ces deux derniers processus pour déterminer le type pétrologique des échantillons.

I.8.1. Echelle pétrographique :

L'échelle de **Van Schmus et Wood (1967)** constitue le cadre fondamental pour classer les chondrites selon leur degré de transformation post-accrétion sur leurs corps parents. Initialement perçue comme une séquence linéaire de métamorphisme thermique croissant (du type 1 au type 6), sa lecture a considérablement évolué avec les travaux de chercheurs comme **McSween**. Aujourd'hui, le **type 3** est considéré comme le point de pivot "primitif" : vers les types 4, 5 et 6 (**voir Figure I.07**). La texture et la minéralogie sont modifiées par une chaleur intense qui estompe progressivement les contours des chondres et homogénéise les compositions chimiques (métamorphisme thermique). À l'inverse, pour les types 1 et 2, les transformations ne sont pas dues à la chaleur mais à l'action de l'eau liquide (altération aqueuse), entraînant la formation de phyllosilicates et de carbonates.

Cette distinction introduite par McSween souligne un paradoxe important : si les types 1 et 2 sont pétrographiquement "évolus" (car très altérés par l'eau), ils demeurent chimiquement les plus **primitifs**, car leur composition globale est restée plus proche de la nébuleuse solaire initiale que celle des types métamorphisés. Ainsi, l'échelle n'est plus vue comme une simple progression de 1 à 6, mais comme deux trajectoires divergentes partant du type 3.0 : l'une vers l'augmentation de la température et l'autre vers l'intensification de l'activité aqueuse. (**Bonal, 2006**).

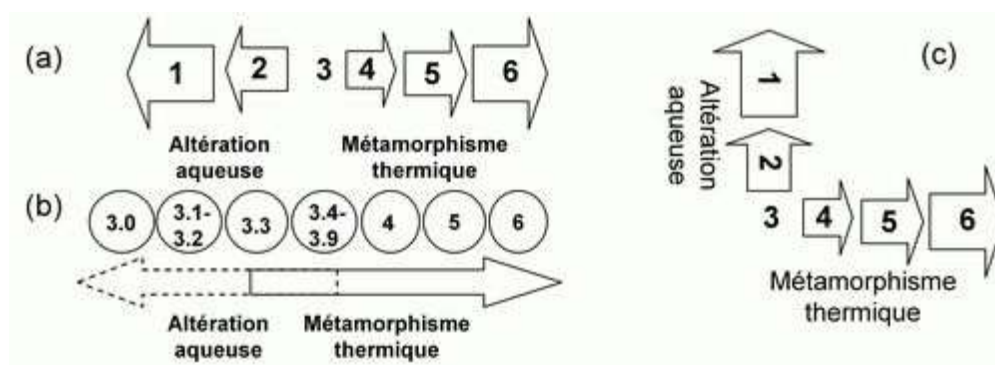


Figure I.07 : Prise en compte des processus astéroïdaux : échelle pétrographique.(**Bonal, 2006**).

I.8.2. Altération aqueuse :

L'altération aqueuse constitue un processus minéralogique majeur ayant affecté la quasi-totalité des familles de météorites primitives, à l'exception notable des chondrites à enstatite. Cette transformation se manifeste par le remplacement progressif des minéraux anhydres primaires par des **phyllosilicates hydratés**, tels que les serpentines et les smectites, souvent accompagnés d'un cortège de phases secondaires incluant des carbonates, des sulfates ou des oxydes métalliques. La grande diversité des assemblages observés d'une classe à l'autre témoigne de la variabilité des conditions physico-chimiques régnant au sein des corps parents astéroïdaux. En effet, l'intensité de cette signature minéralogique dépend étroitement de paramètres clés tels que la température, la pression, la fugacité d'oxygène (fO_2) et, de manière déterminante, le rapport eau/roche, qui régit l'étendue des interactions entre les fluides circulants et la matrice rocheuse.

Quatre principaux modèles ont été proposés pour expliquer la présence de phases d'altération dans les chondrites. Ces modèles peuvent être résumés comme suit :

- 1) réaction à haute température de condensats anhydres avec de l'eau en phase vapeur lors du refroidissement de la nébuleuse
- 2) hydratation de poussières anhydres dans les régions froides de la nébuleuse lors du passage d'onde de choc.
- 3) altération au sein de petits corps solides (dizaines de mètres) cassés par la suite. Ces phases hydratées ont alors été mélangées avec des phases inaltérées au sein du corps parent final astéroïdal
- 4) altération sur les corps parents astéroïdaux. (**Bonal, 2006**).

I.8.3. Métamorphisme thermique :

L'évolution des chondrites depuis leur formation il y a 4,5 milliards d'années est marquée par des **processus secondaires** qui ont profondément modifié leur structure originelle au sein des astéroïdes parents. On distingue principalement l'**altération aqueuse**, qui transforme les minéraux primaires anhydres en phases hydratées par oxydation suite à la circulation d'eau liquide, et le **métamorphisme thermique**, qui provoque une homogénéisation chimique et une restructuration texturale des composants sous l'effet de la chaleur.

Pour quantifier ces transformations, la classification de **Van Schmus et Wood (1967)** définit des types pétrologiques allant de 1 à 6. Le **type 3** représente l'état le plus primitif et "non équilibré" de la roche. À partir de ce pivot, les types **2 et 1** indiquent un degré croissant d'altération aqueuse (caractéristique de la majorité des chondrites carbonées), tandis que les types **4, 5 et 6** marquent une progression vers l'équilibre thermique, où les textures s'estompent au profit d'une recristallisation (typique des chondrites ordinaires et à enstatite). Seul le groupe des chondrites carbonées **CK** fait exception en atteignant des degrés de métamorphisme thermique élevés allant jusqu'au type 6 (**Berthet, 2009**).



Chapitre II

II.1.Introduction :

Ce chapitre est consacré à l'étude pétrographique d'une météorite appartenant au groupe des chondrites carbonées de type CK6. Son objectif principal est d'identifier les différentes phases minérales ainsi que les caractéristiques texturales de l'échantillon afin d'en établir la caractérisation pétrographique.

Pour mener à bien cette étude, une section polie a été utilisée, cette préparation étant particulièrement adaptée à l'analyse des météorites tout en préservant au maximum l'échantillon. L'observation a été réalisée à l'aide d'un microscope métallographique en lumière réfléchie, un instrument spécialement conçu pour l'examen des sections polies. Cette technique permet notamment de mettre en évidence les minéraux opaques, tels que la magnétite et les sulfures, abondants dans les chondrites du groupe CK. L'identification de ces phases fournit des informations essentielles sur les conditions d'oxydation et les processus métamorphiques ayant affecté la roche au sein de son corps parent.

Par ailleurs, malgré l'impossibilité d'observer la section polie en lumière polarisée analysée, l'examen en lumière réfléchie permet également de reconnaître les principaux minéraux silicatés présents dans l'échantillon et d'apprécier leurs relations texturales.

II.2. Techniques analytiques

Le microscope à lumière réfléchie, également appelé microscope métallographique, est un instrument d'observation conçu pour l'étude des matériaux opaques. Contrairement au microscope polarisant, où la lumière traverse l'échantillon, ce type de microscope éclaire la surface de l'échantillon par l'intermédiaire de l'objectif. La lumière incidente est réfléchie par la surface observée puis recueillie par le même objectif avant d'être dirigée vers l'oculaire ou un système d'acquisition d'images, permettant ainsi la formation de l'image.

Le fonctionnement de cet instrument repose sur le principe de l'épi-illumination. Une source lumineuse envoie un faisceau à travers un système d'éclairage intégré, qui le dirige vers l'objectif. Celui-ci focalise la lumière sur la surface de l'échantillon. La lumière réfléchie est ensuite collectée par le même objectif et transmise vers l'observateur ou une caméra.

Cette technique est particulièrement adaptée à l'examen des surfaces polies et des matériaux opaques tels que les métaux, les céramiques et certaines roches. En pétrographie météoritique, elle permet l'identification et la caractérisation des minéraux opaques, notamment les oxydes et les sulfures, ainsi que l'observation de certains minéraux silicatés et

de leurs relations texturales. Elle constitue ainsi un outil essentiel pour l'étude de la composition minéralogique, des textures et des processus géologiques ayant affecté les matériaux étudiés.

II.3.Description macroscopique :

L'échantillon étudié est une chondrite carbonée de type CK6 ; il se présente macroscopiquement sous la forme d'un fragment d'environ 2 millimètre de diamètre. Sa surface est marquée par une croûte de fusion noire.

La section polie de cette météorite montre qu'elle est constituée par une matrice, des chondres, des inclusions réfractaires, des minéraux silicatés et des oxydes. À l'intérieur, la structure se distingue par une interface grise marquant la délimitation entre les chondres sombres et les inclusions réfractaires (CAIs) au sein de la matrice qui englobe le tout. De plus, la matrice occupe une place prépondérante, représentant environ 60 % du volume total de la roche (voir Fig. II. 01).



Fig. II.01 : Aspect macroscopique d'une section polie de la chondrite carbonée type CK6.

II.4. Etude microscopique :

On rappelle que cette étude pétrographique de cette météorite repose sur une étude microscopique réalisée à l'aide d'un microscope métallographique en lumière réfléchie.

Selon **Berthet (2009)** et basé sur la texture, la présence des inclusions réfractaires, le pourcentage de la matrice dans cette météorite (60 %) et le diamètre moyen des chondres qui est environ de 0.8, nous pouvons donc classer cette météorite de chondrite carbonée de type CK. Par ailleurs, basé sur l'échelle de **Van Schmus et Wood (1967)** qui explique les types pétrographiques des chondrites selon leur degré de transformation post-accrétion sur leurs corps parents, cette chondrite carbonée fait partie des chondrites de types 6. Donc notre météorite est une chondrite carbonée de type CK6. Cette nomenclature selon des standards académiques précis se décompose ainsi :

- Le « **C** » désigne la famille des chondrites carbonées, caractérisées par des compositions chimiques primitives .
- Le « **K** » fait référence au groupe de Karoonda (**Kallemeyn et Wasson, 1981**) : distinguant ces météorites par leur richesse en magnétite .
- Le chiffre « **6** » définit le type pétrographique sur l'échelle de **Van Schmus et Wood (1967)**. Ce degré indique que l'échantillon a atteint un stade de métamorphisme thermique avancé, provoquant une homogénéisation chimique des silicates et une transformation presque totale de la texture initiale de la météorite.

Les pourcentages des composants de cette chondrite ont été faites basé sur des abaques de pourcentages. Cela révèle une structure dominée par une matrice abondante représentant **60 %** de la météorite. Cette matrice est caractérisée par une texture homogène. Les chondres ne constituent plus que **30 %** du volume total de la météorite. Le reste de composition soit environ 10 % est occupé par des espaces interstitiels constitué par des phases minérales et les inclusions réfractaires (CAIs). Cette chondrite carbonée est riche en magnétite, olivine et pyroxène avec une couleur sombre allant du gris foncé au noir, souvent avec des taches de rouille dues à l'oxydation terrestre.

II.4.1. La matrice :

L'ensemble des composants décrits précédemment est lié par une matrice à grains fins (d'échelle micrométrique à submicrométrique) (**Breareley, 1996**). Cette matrice constitue un assemblage complexe et variable selon les chondrites, formé majoritairement de grains de silicates (avec une dominance d'olivine riche en FeO), mais également d'oxydes, de sulfures et de sulfates (**Huss et Al, 2005**).

La matrice est l'élément principal de la roche ; elle est très abondante et entoure le reste des composants. À l'œil nu, elle se présente sous la forme d'un fond très fin et compact avec une couleur noire à grise très sombre qui montre qu'elle est riche en petites particules opaques. Elle a une texture finement recristallisée. Enfin, au microscope en lumière réfléchie, ce fond sombre est parsemé d'une multitude de très petits grains brillants (voir **Figure II.02**). Il s'agit principalement de micro-cristaux de magnétite (gris clair) et de sulfures (jaunes/blancs).

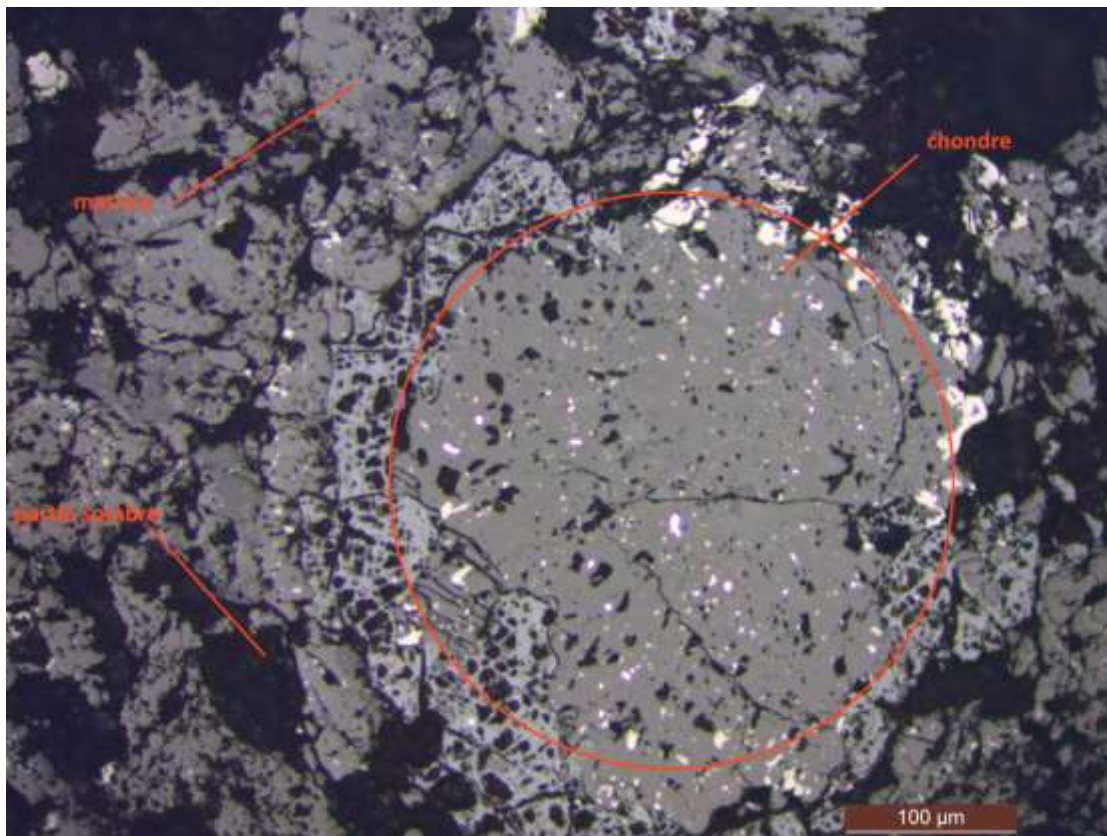


Fig. II.02 : Image BSE (Électrons Rétrodiffusés) montrant un chondre individualisé au sein de sa matrice.

- **La Magnétite et le Spinelle :**

Dans la matrice, la magnétite et le spinelle sont les minéraux opaques principaux (**voir Figure II.03**). Ils sont de taille très fine (souvent moins de 30 μm) mais ils forment parfois des petits groupes de grains plus grands. Ils ont une forme automorphe (bien dessinée), avec des sections carrées ou géométriques typiques. Sous le microscope, ils ont un très fort relief car ils sont très durs : ils ressortent nettement par rapport aux autres minéraux avec une surface lisse et brillante.

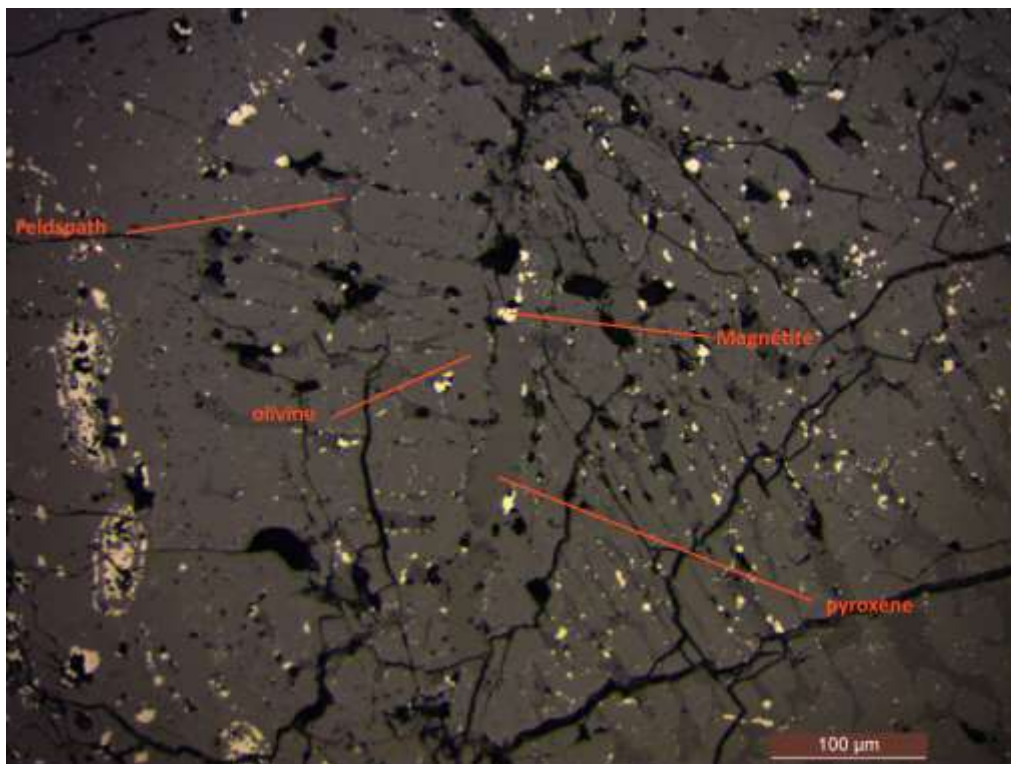


Fig. II.03 : Image BSE (Électrons Rétrodiffusés)montrant lesrelations texturales entre les différentes phases de l'échantillon en lumière réfléchie.

- **L'Olivine :**

L'olivine est le silicate le plus abondant de la matrice. Ses grains sont de taille fine à moyenne (20 à 80 μm) car ils ont grandi avec la chaleur (recristallisation). Sa forme est sub-automorphe à xénomorphe (arrondie à irrégulière)avec souvent de petites fissures visibles à sa surface.

- **Le Pyroxène :**

Le pyroxène accompagne l'olivine avec une taille fine similaire (15 à 60 μm). Sa forme est xénomorphe à sub-automorphe (grains irréguliers ou petits prismes courts) et il se place dans les espaces entre les grains d'olivine.

- **Le Feldspath :**

Le feldspath est xénomorphe (irrégulière et interstitielle) : il n'a pas de forme propre et il remplit les derniers vides autour de l'olivine et du pyroxène. C'est le minéral le plus sombre au microscope (presque noir).

II.4.2. Les chondres :

Les chondres (du grec khondros, granule) sont les composants arrondis et millimétriques les plus abondants des chondrites. Ils sont formés de silicates (olivine, pyroxène), de minéraux opaques et d'une mésostase interstitielle. Leur texture montre qu'ils ont fondu dans l'espace avant de se solidifier très rapidement, à une vitesse de refroidissement estimée entre 10 et 1000 K/h (**Miyamoto et Al , 2009**).

L'étude au microscope montre que les chondres ont des formes variées. Ils sont souvent bien ronds (sphériques) ou arrondis, mais ils peuvent aussi être cassés et présenter des fractures nettes. Leur taille change beaucoup d'un chondre à un autre : les plus grands mesurent jusqu'à (2mm) de diamètre, tandis que les plus petits font à peine 0,1mm. À l'intérieur de ces chondres on observe principalement trois minéraux : l'olivine, le pyroxène et le feldspath.

- **L'Olivine :**

L'olivine est le minéral le plus abondant au cœur des chondres. Sous microscope, elle se distingue immédiatement par son relief très fort, ce qui lui donne des contours sombres, épais et très nets, avec une surface rugueuse et traversée par de nombreuses fractures irrégulières. Sa taille est très variable : elle forme souvent de grands phénocristaux clairs

Chapitre II : Etude Pétrographique

mesurant entre (0,5µm)et plus de(1 µm). Sa forme est généralement automorphe à sub-automorphe.

- **Le Pyroxène :**

Le pyroxène est souvent associé à l'olivine à l'intérieur des chondres. Sa taille est également importante, fine à grossière, variant généralement de(0,3 µm) à plus de (1 µm) de longueur.

- **Le Feldspath :**

Le feldspath (souvent issu de la recristallisation de la mésostase vitreuse) occupe les espaces restés vides entre les cristaux d'olivine et de pyroxène. Sa taille est beaucoup plus petite que celle des autres silicates, mesurant précisément entre (100 µm) et(150µm)soit (0,1 à 0,15µm)Sa forme est xénomorphe (irrégulière) : n'ayant plus de place pour se développer librement, il épouse et moule la forme des minéraux voisins.

- **Les Minéraux Opaques (Oxydes et Sulfures) :**

Ces minéraux ont une taille est généralement très petite(**voir Fig. II.04**), allant de micro-grains de(0,1 µm) et (100 µm). Leur forme est majoritairement xénomorphe et arrondie. Ils se présentent soit sous forme de petites billes isolées incluses dans les olivines, soit en agrégats irréguliers qui remplissent les fractures ou entourent le chondre.

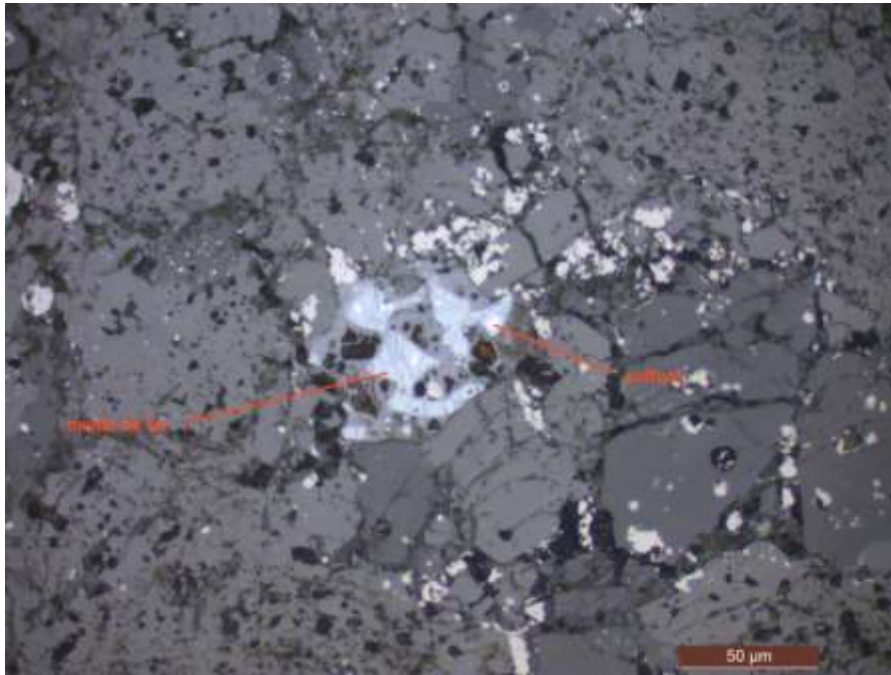


Fig. II.04 : Image BSE (Électrons Rétrodiffusés) de l'échantillon mettant en évidence les inclusions de sulfures et d'oxydes de fer.

II.4.3. Les inclusions réfractaires :

Nés de la nébuleuse primitive dans des conditions de haute température et de forte réduction, les CAIs sont des objets riches en éléments réfractaires (calcium et aluminium) affichant des dimensions micrométriques à centimétriques (**Grossman, 1972**).

Environ 10 % du volume de la roche est occupé par des espaces interstitiels et des inclusions réfractaires (CAIs).

Les inclusions réfractaires (CAI) possèdent une forme irrégulière, dite ondulaire. Au microscope, ces inclusions réfractaires se repèrent très facilement car elle est beaucoup plus claire et possède des grains plus gros que la matrice noire tout autour. Son cœur est un mélange de deux minéraux : de petits cristaux de spinelle (qui ont des formes géométriques bien nettes) et de grandes plages claires de plagioclase de l'inclusion (20 à 50 micromètres).

Tout autour de l'inclusion, il y a une fine bordure de pyroxène qui fait une séparation nette avec le reste de la météorite. Enfin, de petites fissures traversent l'ensemble : elles sont remplies de rouille, ce qui montre que la roche s'est oxydée sur Terre.

Chapitre II : Etude Pétrographique

Tableau 06 : Caractéristiques comparatives des composants majeurs de la chondrite (Proportions, Tailles, Formes et Minéralogie) :

Composants	Abondance relative / Proportions	Granulométrie (Taille)	Morphologie (Forme)	Assemblage Minéralogique & Caractéristiques optiques
La Matrice	Élément principal et ultra-majoritaire ; entoure et lie tous les autres composants.	<ul style="list-style-type: none"> • Matrice globale : Micrométrique à submicrométrique. • Magnétite/Spinelle : <30 µm. • Olivine : 20 à 80 µm. • Pyroxène : 15 à 60 µm. • Feldspath : Interstitiel fine. 	<ul style="list-style-type: none"> • Matrice globale : Fond très fin, compact et finement recristallisé. • Magnétite/Spinelle : Automorphe (sections carrées/géométriques). • Olivine : Sub-automorphe à xénomorphe (texture en mosaïque). • Pyroxène : Xénomorphe à sub-automorphe (prismes courts ou irréguliers). • Feldspath : Xénomorphe (moule les derniers vides). 	<ul style="list-style-type: none"> • Fond silicateux sombre (gris à noir à l'œil nu), riche en inclusions opaques. • Olivine (silicate dominant, riche en FeO, fissurée). • Pyroxène (gris foncé, contours nets) • Feldspath (minéral le plus sombre au microscope, faible relief, sert de liant). • Phases opaques : Magnétite (gris clair), sulfures (jaunes/blancs), oxydes et sulfates.
Les Chondres	Composants arrondis les plus abondants de la roche.	<ul style="list-style-type: none"> • Chondres globaux : Millimétriques (0,1 à 2 mm). • Olivine (phénocristaux) : 0,5 à >1 mm (rectifié). • Pyroxène : 0,3 à >1 mm (rectifié). • Feldspath : 100 à 150 µm. • Opaques : 0,1 à 100 µm. 	<ul style="list-style-type: none"> • Chondres globaux : Sphériques, arrondis ou brisés (fractures nettes). • Olivine : Automorphe à sub-automorphe (losanges, hexagones) ou en lattes (textures barrées). • Pyroxène : Cristaux allongés, prismatiques ou en aiguilles fines rayonnantes (texture radiale). • Feldspath : Xénomorphe (interstitiel). 	<ul style="list-style-type: none"> • Textures de solidification rapide (refroidissement de 10 à 1000 K/h). • Olivine & Pyroxène : Fort relief, contours épais, surfaces rugueuses et fracturées. • Feldspath : Issu de la mésostase vitreuse, relief faible, surface lisse et limpide. • Phases opaques : Éclat brillant intense en lumière réfléchie, en billes isolées ou en agrégats périphériques.

Chapitre II : Etude Pétrographique

			<ul style="list-style-type: none"> • Opaques :Xénomorphe (billes ou agrégats). 	
Les Inclusions Réfractaires (CAIs)	Objets spécifiques (non quantifiés en % dans le texte), caractérisés par leur enrichissement en éléments réfractaires .	<ul style="list-style-type: none"> • Inclusion globale : Micrométrique à centimétrique (plusieurs millimètres à l'échelle macro). • Grains internes : Très fins, de 20 à 50 m. 	<ul style="list-style-type: none"> • Inclusion globale : Irrégulière, sinueuse, dite « ondulaire ». • Grains internes : Assemblage de micro-grains très fins. 	<ul style="list-style-type: none"> • Objets primitifs (haute température, milieu réducteur). • Riches en Calcium (Ca) et Aluminium (Al).

II.5. Comparaison entre notre chondrite avec la chondrite carbonée CV3 de SEDDIKI 2011 :

II.5.1.Description pétrographique de chondrite carbonéeCV3 en lame mince :

L'analyse comparative entre notre chondrite carbonée de type CK6 et la chondrite CV3 étudiée par Seddiki (2011) révèle des divergences pétrographiques. Ces contrastes traduisent des histoires thermiques et des états d'oxydation radicalement distincts, subis au cours de l'évolution de leurs corps parents respectifs. Alors que la CV3 témoigne d'une préservation exceptionnelle de ses composantes nébulairesprimitives(**voir Fig. II.05, & II.06**), la CK6 porte la signature d'un métamorphisme thermique intense et généralisé. Afin de mettre en évidence ces disparités, notre comparaison s'articulera autour de trois constituants clés : la matrice, les chondres et les inclusions réfractaires CAIs).



Fig. II.05 : Chondrite carbonée totalement recouverte par une croûte de fusion sombre. On peut discerner des taches blanches avec des formes irrégulières (CAI) (**Seddiki, 2011**).

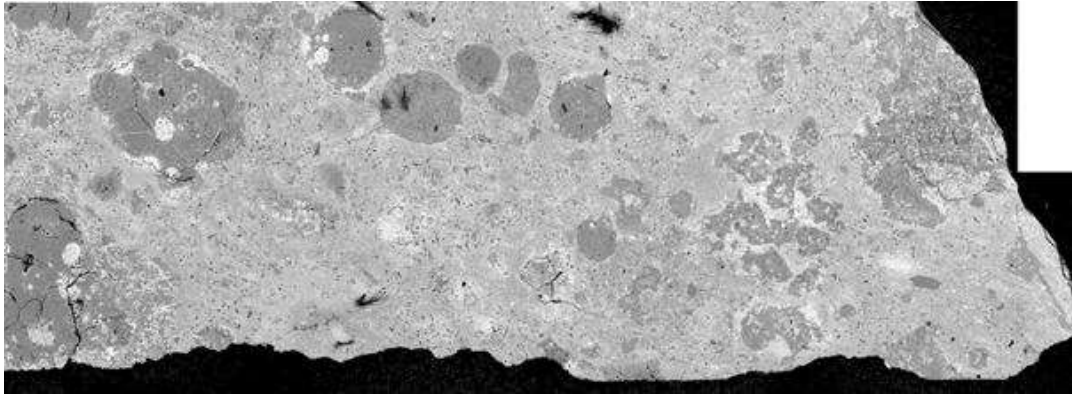


Fig. II.06 : Vue de la chondrite carbonée étudiée (Image BSE) (Seddiki , 2011).

II.5.2.Etude comparative :

L'étude pétrographique de notre échantillon permet de définir ses caractéristiques majeures et de le confronter aux données de référence des chondrites carbonées primitives, notamment le pôle CV3 décrit in Seddiki (2011). D'après Berthet (2009) et en accord avec les critères de Van Schmus et Wood (1967) avec nos observations textuelle et étude pétrographique, notre météorite se classe parmi les chondrites de type CK6. Cette classification repose sur un diamètre moyen des chondres d'environ (0,8 μ m), une abondance matricielle de 60 % et un degré de métamorphisme thermique post-accrétionnel avancé (Type 6).

- **La Matrice :**

Au niveau matriciel, le contraste pétrographique traduit de manière spectaculaire le passage d'un environnement primitif préservé à un milieu intensément recristallisé par le métamorphisme thermique. Dans la chondrite CV3, la matrice forme un fond sédimentaire originel, extrêmement fin et sub-micrométrique (généralement inférieur à 10 μ m), dominé par des olivines riches en fer (fayalétiques) et caractérisé par un cortège minéralogique opaque strictement réducteur, marqué par la coprésence de fer métal natif et de troïlite. À l'inverse, la matrice de chondrite CK6 témoigne d'une complète équilibration thermique secondaire. Les processus de recristallisation y ont généré une texture en mosaïque où les grains d'olivine (20 à 80 μ m) et de pyroxène (15 à 60 μ m) ont subi un important grossissement cristallin. Sous

Chapitre II : Etude Pétrographique

l'effet des conditions hautement oxydantes propres au corps parent des CK, le fer métal a intégralement disparu, laissant place à de parfaits micro-cristaux automorphes et géométriques de magnétite et de spinelle chromifère ($< 30\mu\text{m}$), hautement réflecteurs en lumière réfléchie. Un feldspath alcalin secondaire de type oligoclase, d'habitus xénomorphe, scelle les derniers espaces vides et fait office de liant structural pour cette matrice équilibrée.

- **Les chondres**

La morphologie et la texture interne des chondres constituent également d'excellents marqueurs de l'intensité du métamorphisme de type 6. Dans la CV3, les chondres sont macroscopiquement bien individualisés, géométriquement circulaires ou ovoïdes, et présentent des limites nettes avec le milieu matriciel encaissant. Leurs textures de haute température (souvent porphyriques) y sont intactes et ils préservent leur mésostase vitreuse primaire issue d'un refroidissement rapide dans l'espace. Dans la CK6, les limites originelles de ces objets ($0,1\mu\text{m}$ à $2\mu\text{m}$) sont devenues floues, lobées, illustrant les intenses transferts de matière par diffusion chimique à l'état solide entre les chondres et la matrice. Ces chondres sont désormais entièrement holocristallins : l'ancienne mésostase vitreuse instable a été totalement remplacée par un feldspath interstitiel limpide ($100\mu\text{m}$ à $150\mu\text{m}$) qui moule de grands phénocristaux d'olivine et d'orthopyroxène fortement affectés par des micro-fractures. De plus, les phases opaques initialement piégées au cœur des chondres ont été intensément oxydées, se transformant en alignements de micro-billes de magnétite le long des plans de fissures ou migrant sous forme d'amas ségrégués en périphérie des structures.

- **Les Inclusions Réfractaires (CAIs) :**

Les inclusions riches en calcium et en aluminium (CAIs) scellent de façon définitive la divergence évolutive entre ces deux types de chondrites. Au sein de la CV3, les CAIs se présentent sous l'aspect de plages blanches macroscopiques remarquablement fraîches. Elles sont formées d'assemblages grossiers et primaires de spinelle et de pyroxène fassaïtique, figeant ainsi les conditions de très haute température et de forte réduction de la nébuleuse solaire primitive. À l'opposé, les CAIs de notre échantillon CK6, bien qu'elles maintiennent en surface leur morphologie irrégulière à ondulaire typique, ont subi de plein fouet l'empreinte du métamorphisme thermique de grade 6. L'assemblage minéralogique originel a été profondément déstabilisé et démantelé au profit d'un agrégat granulaire très fin (20 à $50\mu\text{m}$) composé de plagioclase secondaire et de micro-grains de spinelle. Enfin, la transition avec le

Chapitre II : Etude Pétrographique

milieu matriciel environnant n'est plus abrupte comme dans la CV3, mais se matérialise dans la CK6 par une fine couronne de réaction continue de clinopyroxène calcique (diopside), soulignant les interactions chimiques tardives subies par ces objets réfractaires (voir tableau 02).

Tableau 07: Analyse comparative des caractères pétrographiques, texturaux et entre les chondrites CV3 et CK6.

Composants	Chondrite (CV3)	Chondrite (CK6)
La Matrice	<ul style="list-style-type: none"> • Fond primitif très fin (< 10 µm) • Olivines fayalétiques dominantes • Cortège opaque réducteur : Fer métal natif et troïlite 	<ul style="list-style-type: none"> • Texture d'équilibration secondaire en mosaïque • Grains d'olivine (20-80 µm) et pyroxène (15 µm -60 µm à grossis) • Oxydation totale : magnétite et spinelle chromifère (<30µm) • Ciment : feldspathalcalin xénomorphe (An12)
Les Chondres	<ul style="list-style-type: none"> • Limites nettes et bien individualisées • Géométrie sphérique à ronde préservée • Texture porphyrique à mésostase vitreuse intacte 	<ul style="list-style-type: none"> • Limites floues avec la matrice • Objets holocristallins : le verre a recristallisé en feldspath (100-150 µm) • Phénocristaux (olivine, orthopyroxène) très fissurés • Micro-billes de magnétite alignées dans les fractures
Les Inclusions Réfractaires (CAIs)	<ul style="list-style-type: none"> • Plages blanches macroscopiques très fraîches • Assemblages grossiers primaires de spinelle et pyroxène fassaitique • Préservation des signatures de haute température de la 	<ul style="list-style-type: none"> • Morphologie ondulaire préservée mais structure interne déstabilisée • Agrégat granulaire de micro-grains très fins (20-50 µm) • Assemblage secondaire de plagioclase et spinelle

Chapitre II : Etude Pétrographique

Composants	Chondrite (CV3)	Chondrite (CK6)
	nébuleuse	• Présence d'une fine couronne de clinopyroxène calcique (diopside)



Chapitre III

III.1.Introduction :

Ce chapitre est axé sur l'étude géochimique de chondrite carbonée CK6. Il s'agit de l'étude de chimie des minéraux de ces chondrites et plus précisément les concentrations des éléments majeurs et mineurs.

Les analyses géochimiques de cet échantillon ont été faites au laboratoire Magmas et Volcans à Clermont Ferrand en France par Mr. Bertrand Moine. Ces analyses ont été faites sur une section ploie par la microsonde électronique en pourcentage en poids d'oxydes. Les analyses chimiques des éléments majeurs et mineurs de cette étude sont résumées dans le tableau (**Tab.III.01**).

Le but de cette étude géochimique est d'identifier les caractéristiques chimiques des principales phases minérales (silicates et oxydes ...) de notre échantillon afin de contraindre leur nomenclature, leur évolution et leur état d'équilibre chimique. Cette étude va renforcer l'étude pétrographique que nous avons faites précédemment.

Cette étude quantitative va ainsi renforcer et compléter l'étude pétrographique que nous avons faite précédemment en lumière réfléchie.

III.2.Méthodologie Analytique :

Les analyses de cette étude ont été faites par la microsonde électronique. C'est une technique d'analyse in situ non destructive permettant de détecter tous les éléments à partir du Béryllium dans un volume de l'ordre du micromètre cube avec une sensibilité d'environ 100ppm. La microsonde électronique analyse l'émission X produite par l'interaction entre des électrons incidents et les éléments constituant le matériau à analyser. D'autres produits de cette interaction peuvent être également exploités dans le même appareil.

Chapitre III : Etude géochimique

Tableau08 : Analyses représentatives des différentes phases minérales de chondrite carbonée CK6.

	Chondres								Matrice			
	Olivine		Cpx		Magnétite		Oxydes		Plagioclase		Olivines	
	Moyenn e	Ecartyp e	Moyenn e	Ecartype	Moyenn e	Ecartyp e	Moyenn e	Ecartyp e	Moyenn e	Ecartyp e	Moyenn e	Ecartyp e
SiO2	36,58	0,23	53,56	0,57	0,03	0,03	8,32	0,44	53,60	5,31	36,83	0,42
TiO2	0,03	0,03	0,04	0,11	0,37	0,09	0,02	0,01	0,03	0,06	0,01	0,02
Al2O3	0,02	0,03	0,29	0,35	2,05	0,08	1,82	0,46	9,16	13,44	0,03	0,02
Cr2O3	0,04	0,04	0,06	0,11	5,33	0,14	0,02	0,03	0,04	0,06	0,01	0,02
FeO	29,83	0,28	6,02	0,93	84,99	0,46	58,16	2,82	1,43	1,51	29,59	0,71
MnO	0,27	0,04	0,10	0,04	0,06	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,24	0,03
NiO	0,56	0,11									0,51	0,12
MgO	32,14	0,23	15,43	0,43	0,21	0,03	1,61	0,35	0,39	0,83	31,84	0,51
CaO	0,07	0,07	23,54	0,54	0,06	0,05	2,01	1,07	11,58	4,23	0,25	0,40
Na2O	0,01	0,01	0,20	0,06	0,00	0,01	0,28	0,02	4,66	2,27	0,01	0,01
K2O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,10	0,04	0,39	0,26	0,00	0,01
P2O5	0,01	0,01									0,00	0,01
Total	99,55	0,42	99,67	0,65	93,10	0,47	72,35	1,21	100,24	0,77	99,23	0,84
FeO/MnO	112,75	15,81	71,70	36,53	2489,74	2078,50					126,16	16,67
Si	17,10	0,11	25,04	0,26	0,01	0,01	3,89	0,21	25,05	2,48	17,21	0,20
Ti	0,02	0,02	0,02	0,07	0,22	0,06	0,01	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01
Al	0,01	0,03	0,37	0,18	1,08	0,04	0,97	0,24	14,87	2,21	0,03	0,04
Cr	0,02	0,02	0,06	0,03	3,65	0,10	0,02	0,02	0,04	0,08	0,02	0,02
Fe	23,18	0,21	4,68	0,72	66,07	0,36	45,21	2,19	1,12	1,17	23,00	0,55
Mn	0,21	0,03	0,08	0,03	0,05	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,18	0,02
Ni	0,44	0,08									0,40	0,10
Mg	19,38	0,14	9,30	0,26	0,13	0,02	0,97	0,21	0,24	0,50	19,20	0,31
Ca	0,05	0,05	16,83	0,39	0,04	0,03	1,44	0,77	8,27	3,03	0,18	0,28

Chapitre III : Etude géochimique

Na	0,00	0,00	0,15	0,04	0,00	0,01	0,21	0,02	3,46	1,68	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,08	0,03	0,32	0,22	0,00	0,01
P	0,00	0,00									0,00	0,00
O	39,12	0,18	43,15	0,27	21,85	0,12	19,56	0,02	46,85	0,73	39,09	0,31
Total	99,55	0,42	99,67	0,65	93,10	0,47	72,35	1,21	100,24	0,77	99,23	0,84
Mg#	45,54	0,25	66,67	4,19	0,19	0,03			7,01	8,01	45,50	0,50
Fe/Mg	1,20	0,01	0,51	0,09	530,61	76,68	47,44	7,99	43,38	93,56	1,20	0,02
Fe/Mn	113,17	15,87	71,96	36,63	2506,59	2097,77			176,82	311,38	126,63	16,73
Cr*					77,12	0,91						
Fo	45,49	0,25									45,30	0,41
Fa	54,51	0,25									54,70	0,41
Wo			52,33	1,16								
En			34,30	1,27								
Fs			13,37	1,97								
An									67,08	17,71		
Ab									30,09	15,78		
Or									2,82	2,04		

III.3. Distribution générale des éléments :

Le tableau (**Tableau 08**) présente un résumé des analyses moyennes de chaque phase minérale et son écartype de cette chondrite carbonée. Il contient d'un part les concentrations des minéraux des chondres et d'une autre part les concentrations des minéraux de la matrice.

Pour affiner la caractérisation pétrogénétique, plusieurs paramètres et rapports ont été calculés. Nous avons calculé le magnésium number $Mg\#$ (sachant que le $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$) et les rapports géochimiques (FeO/MnO , Fe/Mg , Fe/Mn , $Cr\#$) sachant que le $Cr\# = Cr/(Cr+Al) \times 100$. De plus, nous avons également calculé les proportions moléculaires des pôles purs : Forstérite (Fo) et Fayalite (Fa) pour les olivines ; Wollastonite (Wo ; $Wo = CaO/(CaO+MgO+FeO) \times 100$), Enstatite (En ; $En = MgO/(MgO+FeO+CaO) \times 100$) et Ferrosilite (Fs ; $Fs = FeO/(FeO+MgO+CaO) \times 100$) pour les pyroxènes ; ainsi que l'Anorthite (An), Albite (Ab) et Orthose (Or) pour les plagioclases.

III.3.1. La Matrice

III.3.1.1. L'Olivine :

➤ Les éléments Majeurs :

L'olivine de la matrice présente une composition homogène pour les éléments majeurs et composé de 36,83% en SiO_2 , 29,59% en FeO et 31,84% en MgO (**Tab. III.01**). Le rapport $Mg\#$ de l'olivine = 45,50, le rapport $Fe/Mn = 126,63$ et le rapport $Fe/Mg = 1,20$. De plus, nous avons également calculé les proportions moléculaires des pôles purs : Forstérite (Fo) = $Mg\# = 45,50\%$, Fayalite (Fa) = 54,70% (**Figure : III.01**). Ces compositions sont très proches de celles des olivines ferrifères (Fa₂₃₋₉₁) de la matrice de la chondrite carbonée CV3 de Seddiki (2011). La relative constance de ces éléments majeurs au sein de la matrice indique une homogénéisation chimique poussée.

➤ Les éléments Mineurs :

L'olivine disséminée dans la matrice montre des concentrations en éléments mineurs presque similaires à celles des chondres, confirmant l'homogénéisation de la roche. Le nickel y est bien représenté avec une valeur moyenne de 0,51% en NiO . Elle intègre également du manganèse avec une teneur moyenne de 0,24% en MnO et une faible proportion de calcium

Chapitre III : Etude géochimique

CaO = 0,25%. Les teneurs en chrome $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,01\%$; en titane $\text{TiO}_2 = 0,01\%$ et en sodium $\text{Na}_2\text{O} = 0,01\%$ y sont insignifiantes, tandis que le potassium $\text{K}_2\text{O} = 0,00\%$ et le phosphore $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,00\%$ ne sont pas détectés.

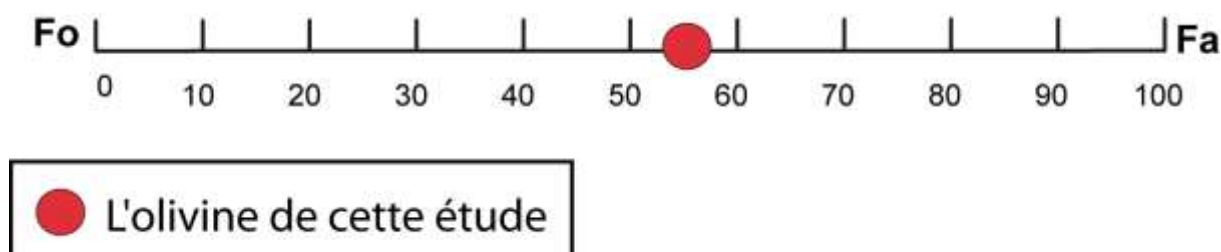


Figure : III.01 : Diagramme de l'olivine de chondrite carbonée CK6.

III.3.1.2. Le Plagioclase :

➤ Les éléments Majeurs :

Le plagioclase, identifié principalement au sein de la matrice, présente une composition chimique globale homogène pour ses éléments majeurs formée de 53,60% en SiO_2 , 9,16% en Al_2O_3 , 11,58% en CaO et $\text{Na}_2\text{O} = 4,66\%$. Les proportions moléculaires calculées pour les pôles purs mettent en évidence un caractère calcique dominant avec une teneur en Anorthite (An) = 67,08%, associée à 30,09% d'Albite (Ab) et 2,82% d'Orthose (Or). Cette valeur permet de classer ce minéral parmi les plagioclases de type labradore.

➤ Les éléments Mineurs :

Le plagioclase de la matrice intègre des teneurs plus faibles en d'autres oxydes. Il est caractérisé par une présence discrète de fer avec une moyenne de 1,43% en FeO. Le magnésium et le potassium montrent des concentrations identiques et très faibles, atteignant tous deux une valeur moyenne de 0,39% (pour MgO et K_2O). Les autres éléments mineurs, tels que le chrome $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,04\%$ et le titane $\text{TiO}_2 = 0,03\%$, montrent des teneurs insignifiantes, très proches des limites de détection de la microsonde. Le manganèse $\text{MnO} = 0,02\%$.

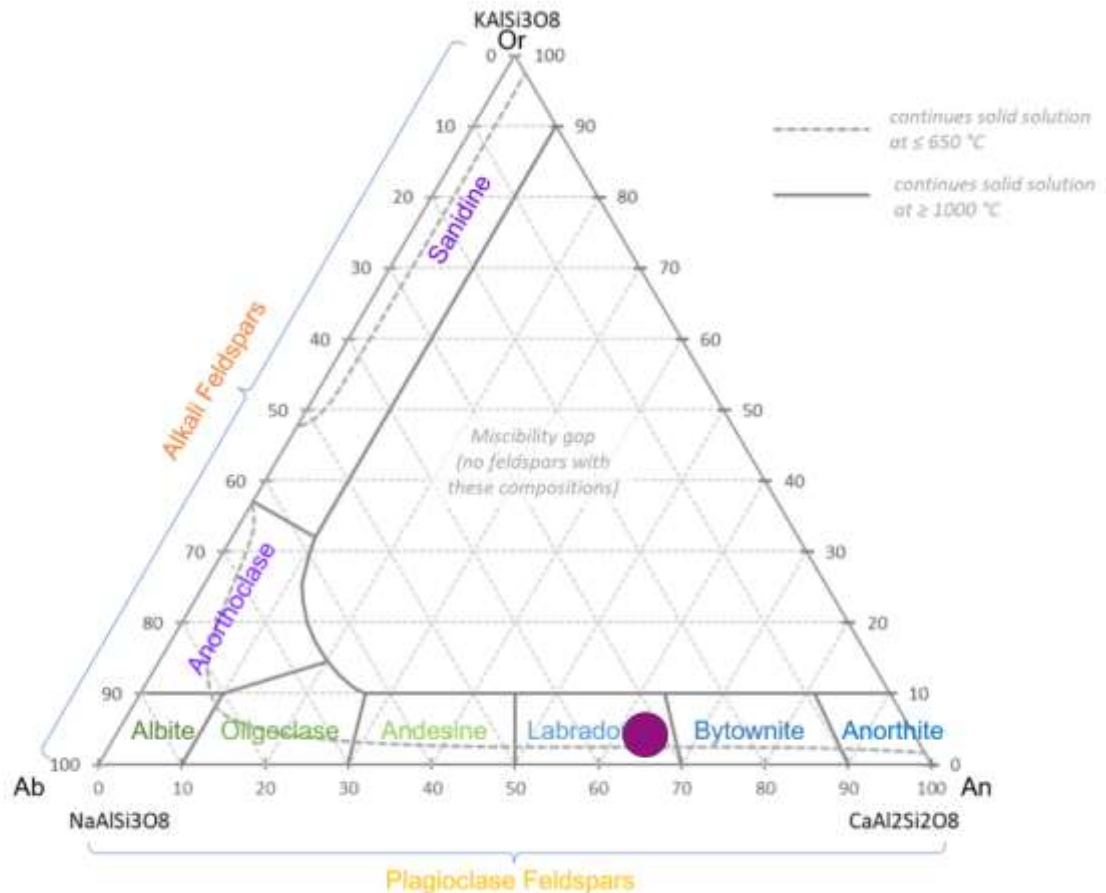


Figure III.02 : Diagramme des feldspaths montrant la position de composition moyenne de plagioclase de chondrite carbonée CK6.

III.3.2. Les chondres :

III.3.2.1. L'Olivine :

➤ Les éléments Majeurs :

L'olivine des chondres présente une composition homogène pour les éléments majeurs. Elle est constituée de 36,58% en SiO_2 , 29,83% en FeO et 32,14% en MgO . Le rapport $\text{Mg\#}$ de cette olivine = 45,54%, le rapport $\text{Fe/Mn}=113,17$ et le rapport $\text{Fe/Mg}=1,20$. De plus, nous avons également calculé les proportions moléculaires des pôles Fo et Fa : Forstérite (Fo) = $\text{Mg\#}$ = 45,54% et Fayalite (Fa) = 54,51%. La relative constance de ces éléments majeurs au sein des chondres met en évidence une homogénéisation chimique poussée.

➤ Les éléments Mineurs :

Chapitre III : Etude géochimique

L'olivine des chondres est caractérisée par une teneur notable en nickel avec une moyenne de 0,56% en NiO. Le manganèse est également présent de manière constante avec 0,27% en MnO. Les autres oxydes mineurs, tels que le calcium ($\text{CaO}=0,07\%$), le chrome ($\text{Cr}_2\text{O}_3=0,04\%$) et le titane ($\text{TiO}_2=0,03\%$), montrent des concentrations extrêmement faibles, tandis que les teneurs en sodium ($\text{Na}_2\text{O}=0,01\%$) et en phosphore ($\text{P}_2\text{O}_5=0,01\%$). Le potassium y est totalement absent ou pas analysé ($\text{K}_2\text{O}=0,00\%$).

III.3.2.2. Le Clinopyroxène (Cpx) :

➤ Les éléments Majeurs :

Le clinopyroxène des chondres présente une composition chimique homogène pour les éléments majeurs. Sa composition moyenne est : 53,56% de SiO_2 , 15,43% de MgO de fer ($\text{FeO} = 6,02\%$) et 23,54% de CaO . Le rapport $\text{Mg\#}$ du clinopyroxène = 66,67, le rapport $\text{Fe/Mn} = 71,96$. De plus, nous avons également calculé les proportions moléculaires des pôles purs : Wollastonite (Wo) = 52,33%, Enstatite (En) = 34,30% et Ferrosilite (Fs) = 13,37%, ce qui permet de classer ce minéral comme un diopside ($\text{Wo} = 52,33\%$) : Dans le diagramme de classification des pyroxènes quadripolaires (Ca-Mg-Fe), le diopside est défini par : Une teneur en Wollastonite comprise entre 45% et 50% ,parfois étendue jusqu'à 55% dans les anciennes nomenclatures pour le pôle calcique pur (Morimoto et al,1988). La relative constance de ces éléments majeurs au sein des chondres indique une homogénéisation chimique poussée.

➤ Les éléments Mineurs :

Les clinopyroxènes montrent des teneurs en aluminium ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,29\%$) et en sodium ($\text{Na}_2\text{O} = 0,20\%$). Les autres oxydes tels que le manganèse ($\text{MnO} = 0,1\%$), le chrome ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,06\%$) et le titane ($\text{TiO}_2 = 0,04\%$). le rapport $\text{Fe/Mg} = 0,51$

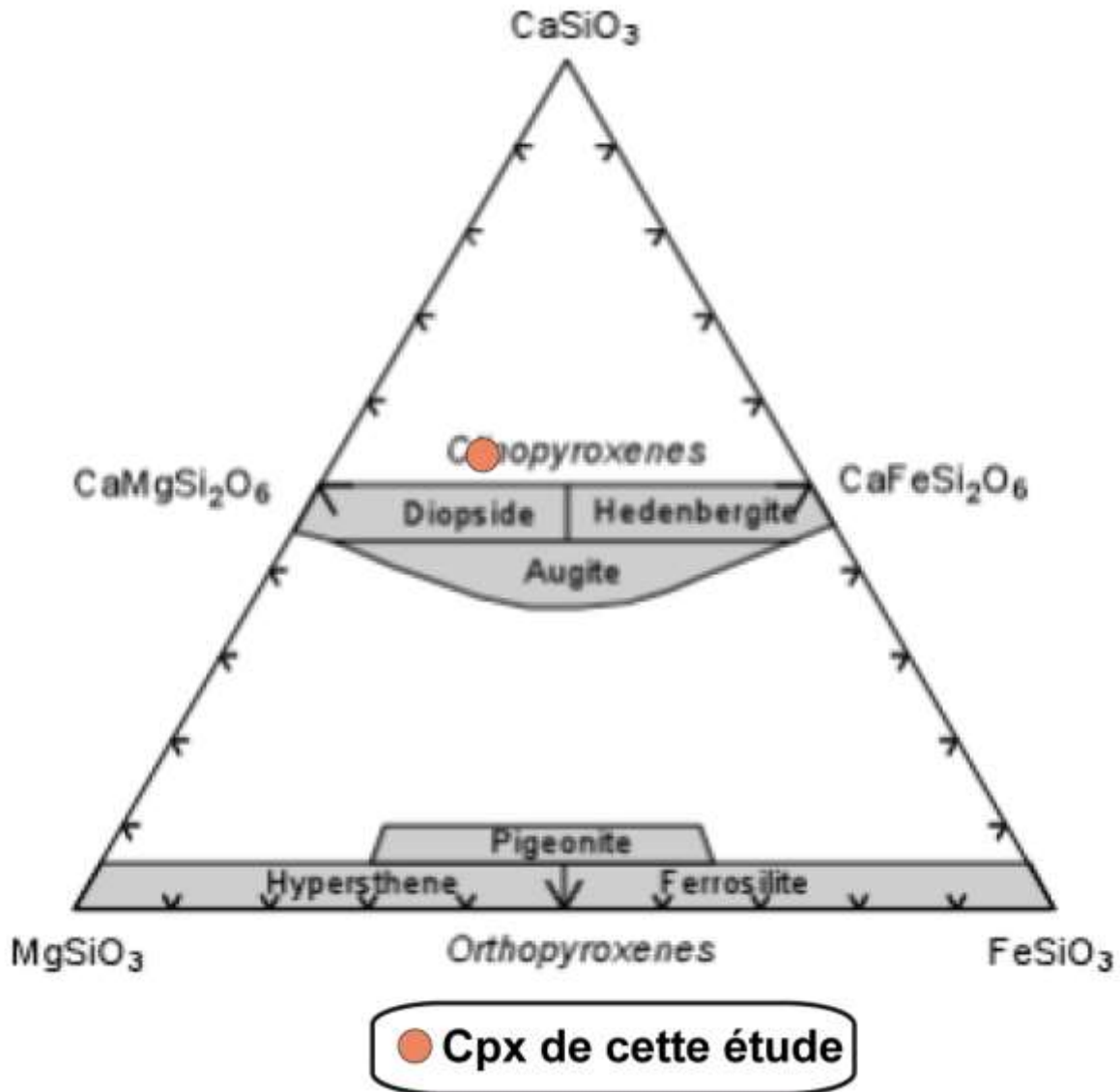


Figure III.03 : Diagramme des pyroxènes montrant la position de la composition moyenne des pyroxènes de chondrite carbonée CK6.

III.3.2.3. La Magnétite :

➤ Les éléments Majeurs :

La magnétite constitue la phase d'oxyde dominante de l'échantillon. Elle présente une composition homogène pour ses éléments majeurs et se compose de 84,99% en FeO (fer total exprimé en FeO) , de 5,33% en Cr_2O_3 et de 2,05% en Al_2O_3 . De plus, le rapport moléculaire Cr^* calculé s'élève à 77,12%. Cette forte concentration en chrome au sein de la structure de cet oxyde permet de le définir spécifiquement comme une magnétite chromifère (Selon Stevens

1995, Magnétite chromifère : Généralement comprise entre 1%et 15% de Cr_2O_3 en poids(Geiger et Bischoff, 1995) ; (Stevens, 1944)."

➤ **Les éléments Mineurs :**

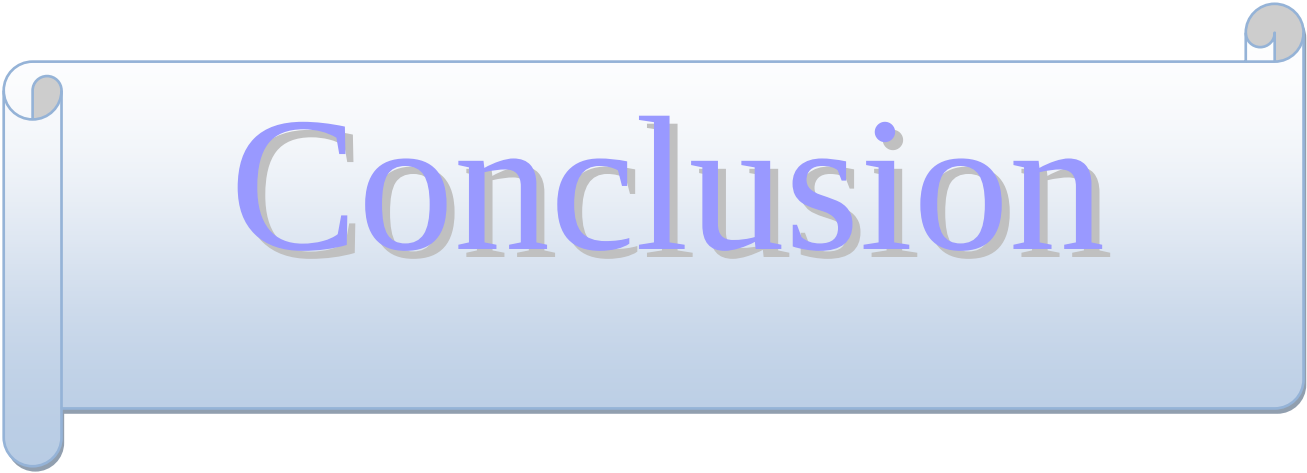
La magnétite est également caractérisée par la présence de titane ($\text{TiO}_2=0,37\%$). En revanche, les teneurs en magnésium ($\text{MgO}=0,21\%$), en calcium ($\text{CaO}=0,06\%$), en manganèse ($\text{MnO}=0,06\%$) et en silicium ($\text{SiO}_2=0,03\%$) sont tellement faibles qu'elles sont négligeables.

III.4. Comparaison entre notre chondrite CK6 avec la chondrite carbonée CV3 in (Seddiki 2011) :

L'olivine est la phase dominante dans ces deux chondrites. Elle est très hétérogène dans la CV3, étant magnésienne ($\text{Fa}_{0,7-5}$) dans les chondres mais plus ferrière (Fa_{23-91}) dans la matrice, alors qu'elle est totalement homogène dans la CK6 avec des proportions identiques de forstérite ($\text{Fo} = 45,54\%$) et de fayalite ($\text{Fa} = 54,51\%$) dans les chondres et dans la matrice.

Les pyroxènes montrent de grandes variations dans la CV3, allant d'enstatites magnésiennes ($\text{Mg}\# \sim 99$) dans les chondres à des pyroxènes riches en fer et en calcium (Wo_{50-51}) dans la matrice et des diopsides alumineux dans les CAI, alors qu'ils sont homogènes dans la CK6. Le calcul des proportions moléculaires y révèle une composition stable de diopside avec des valeurs identiques partout de wollastonite ($\text{Wo}=52,33\%$), d'enstatite ($\text{En}=34,30\%$) et de ferrosilite ($\text{Fs}=13,37\%$).

Le plagioclase montre une composition très calcique et basique de type bytownite à anorthite (An_{83-99}) dans la matrice des chondres et les CAI de la CV3, alors qu'il est moins riche en calcium dans la CK6. Le calcul des proportions moléculaires y révèle une composition homogène de type labradorite, avec des valeurs stables de 67,08% d'anorthite (An), 30,09% d'albite (Ab) et 2,82% d'orthose (Or).



Conclusion

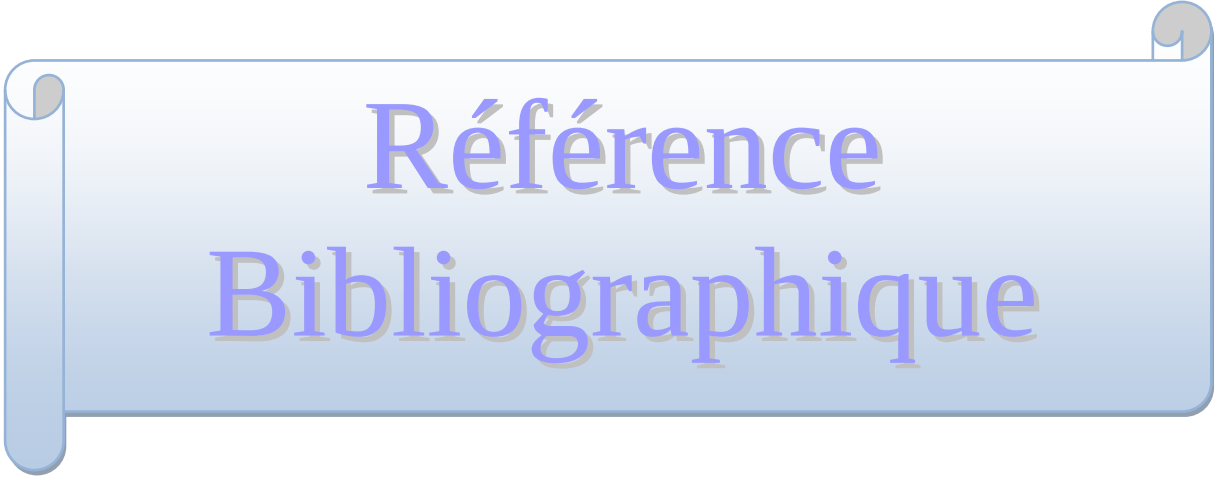
Conclusion

Conclusion :

L'étude des chondrites constitue un moyen essentiel pour comprendre la diversité de ces météorites à travers la caractérisation de leurs principaux constituants, à savoir les chondres, la matrice et les inclusions réfractaires. L'analyse de ces éléments permet d'évaluer le degré d'évolution pétrographique de la roche, notamment son niveau d'altération aqueuse, son intensité de métamorphisme thermique ainsi que son degré de choc. Ces paramètres représentent des indicateurs fondamentaux pour reconstituer l'histoire et l'évolution de l'astéroïde parent.

Dans le cas de la chondrite carbonée de type CK6 étudiée, l'analyse pétrographique a mis en évidence la présence des trois composants essentiels : matrice, chondres et inclusions réfractaires. L'utilisation d'une section polie associée à l'observation en lumière réfléchie a permis une étude efficace et non destructive de l'échantillon. Cette méthode a facilité l'identification des minéraux silicatés ainsi que des phases opaques telles que la magnétite et les sulfures. L'ensemble des observations fournit des informations précieuses sur les conditions d'oxydation et l'évolution thermique de la météorite au sein de son corps parent.

Par ailleurs, l'étude géochimique réalisée par microsonde électronique a permis de déterminer avec précision la composition chimique des principaux minéraux constitutifs. Ces analyses, exprimées en pourcentages d'oxydes, ont concerné les silicates ainsi que les phases opaques de la matrice, notamment la magnétite, permettant ainsi une identification minéralogique fiable. Cette approche analytique vient compléter et confirmer les résultats de l'étude pétrographique, en apportant des informations essentielles sur l'état d'équilibre chimique et l'histoire thermique de la météorite.



Référence Bibliographique

A

Aléona J, Aléon-Toppanib A, Platevoet B, Bardintzeff J M, McKeegan K, and Brissette F. (2020). Alkali magmatism on a carbonaceous chondrite planetesimal. University of California San Diego, La Jolla, CA. PNAS Latest Articles ; 7 of 7.

Anders E and Zinner E. (1993). Interstellar grains in primitive meteorites : diamond, silicon carbide and graphite. *Meteoritics*, 28 :490–514.

B

Berthet S. (2009). Métamorphisme d'une chondrite à enstatite nommée indarch : implications sur les phénomènes de différenciation planétaire. Application à la terre. Thèse de doctorat University . Paris -Est.

Bischoff A, Palme H, Schultz L, Weber D, Weber H, Spettel B. (1993). Acfer 182 and paired samples, an iron-rich carbonaceous chondrite: similarities with ALH85085 and relationship to CR chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 2631–2648.

Bonal L. (2006). Matière organique et métamorphisme thermique dans les chondrites primitives. Thèse de doctorat Univ. Joseph - Fourier.

Brearley A. J. (1996). Nature of matrix in unequilibrated chondrites and its possible relationship to chondrules.», dans *Chondrules and the Protoplanetary Disk*, édité par R. H. Hewins, R. H. Jones, & E. R. D. Scott, p. 137–151.

Buseck P, And Xin Hual. (1993). Matrices of carbonaceous Chondrite meteorites earth planet. sci. 1993.21:255-30.

Bowring S. A, Housh T. B. And Isachser E. E. (1990). The Acasta gneisses: remnant of Earth's early crust. In *Origin of the Earth*, ed. H. E. Newsom, J. H. Jones, pp. 319- Oxford: Oxford Univ. Press.

C

Charlier J. (2025). Caractérisation des inclusions réfractaires et de leur altération dans les chondrites CM : de la détection à la composition isotopique .Géochimie .Museum nationale d'histoire naturelle – MNHN PARIS.

Chen J. H, Wasserburg G. J. (1981). The isotopic compositions of uranium and lead in Allende inclusions and meteoritic phosphates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 52: 11 S.

Référence Bibliographique

Cronin J. R, Pizzarello S et Cruikshank D. P. (1988). Organic matter in carbonaceous chondrites, planetary satellites, asteroids and comets. Dans *Meteorites and the early solar system* (ed. J. F. Kerridge et M. S. Mathews). pp. 819-852. University of Arizona press.

D

Deer W A, Howie R. A et Zussman J. (2013). An Introduction to the Rock-Forming Minerals (3rd ed.). Mineralogical Society of Great Britain and Ireland.

G

Geiger T et Bischoff A. (1995). Formation of extraterrestrial chrome-bearing magnetite and chromite by heating experiments on the Lewis Cliff 85332 CV3 chondrite. *Planetary and Space Science*, 43(3-4), 485-498.

1. **Gooding J. L and Keil K. (1981).** Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation. *Meteoritics*, 16 (1) 17-43.

Grossman L. (1972). Condensation in the primitive solar nebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36, 597–619.

Grossman L. (1975). Petrography and mineral chemistry of Ca-rich inclusions in the Allende meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(4), 433-454.

H

Huss G, Alexander H, Palme P. A, Bland et Wasson J. T. (2005). Genetic Relationships between Chondrules, Fine-grained Rims, and Interchondrule Matrix. dans *Chondrites and the Protoplanetary Disk*, Astronomical Society of the Pacific Conference Series, vol. 341, édité par A. N. Krot, E. R. D. Scott, & B. Reipurth, p. 701.

J

Jones R, Leshin L. A, Guan Y, Sharp Z. D, Durakiewicz T and Schilk A. J. (2004). Oxygen isotope heterogeneity in chondrules from the Mokoia CV3 carbonaceous chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 68, No. 16, pp. 3423–3438.

K

Kallemeyn G. W and Wasson J. T. (1981). The compositional classification of chondrites:

Référence Bibliographique

I. The carbonaceous chondrite groups. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.45, pp.1217–1230.

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

Khodja F.(2022). Etude pétrographique et géochimique des chondrites carbonées .Mémoiredemaster Université .D ‘Oran. 2.

Krot A, Keil K, Goodrich C, Scott E and Weisberg M.(2005). "Meteorites, Comets and Planets" *Treatise on Geochemistry*, chapter 5: Classification of meteorites, pages 83–128. Elsevier.

Krot N . PetaevbM .and KeilaK.(2006). Mineralogy and petrology of Al-rich objects and amoeboid olivine aggregates in the CH carbonaceous chondrite North West Africa 739. *Chemie der Erde* 66 .57–76.

Krot A .N.(2019). Refractory inclusions in carbonaceous chondrites : Records of early solar system processes. University of Hawai’i at Manoa, Honolulu, HI, USA. *Meteoritics& Planetary Science* 1–45.

M

Maurice M, Trigo-Rodríguez J and MestresN.(2012). Aqueous alteration in CV carbonaceous chondrites. *European Planetary Science Congress. EPSC Abstracts Vol. 7 EPSC2012-32-1* 2012.

McSween H.Y. (1987). Meteorites and their Parent Bodies. *Cambridge University Press*, 233 p.

MiyamotoM,Mikouchi T et Jones R. H.(2009). Cooling rates of porphyritic olivine chondrules in the Semarkona (LL3.00) ordinary chondrite : A model for diffusional equilibration of olivine during fractional crystallization», *Meteoritics and Planetary Science*, vol. 44, doi :10.1111/j.1945-5100.2009.tb00748.x, p. 521–530. Morbidelli A. W. F. Bottke, D. Nesvorný et H. F. Levison. 2009, Asteroids.

Morimoto N, Fabries J, Ferguson A. K, Ginzburg I.V. Ross M. Seifert F. A. Zussman, J. AokiK. &Gottardi G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52(367), 535-550.

P

Piani L.(2012). Origine des éléments volatils dans le Système Solaire la matière organique et les argiles des chondrites. Thèse de doctorat du Muséum National d'Histoire Naturelle .

Q

Quiric E.(2011). Empreinte moleculaire des processus post-accretionnels dans la matiere organique des chondrites carbonees. Thèse de doctorat Université de Grenoble.

R

Remusat L.(2005). Etude moléculaire et isotopique en deutérium de la matière organique insoluble des chondrites carbonées. Thèse de doctorat du Museum national d'histoire naturelle.

S

Scott and. Krot . (2003). 1.07 Chondrites and Their Components .University of Hawai'i at Manoa, Honolulu, HI, USA.

Scott E.R.D, Krot A.N.(2014). Chondrites and Their Components, in: Meteorites and Cosmochemical Processes. pp. 65–137.

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.

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 University D 'Oran 2.

Smith J. V & Brown W. L. (1988). Feldspar Minerals: Vol. 1. Crystal Structures, Physical, Chemical, and Micro-textural Properties. Springer-Verlag.

Stevens R. E. (1944). Composition of some chromites of the Western Hemisphere. *American Mineralogist*, 29(1-2), 1-34.

W

Wasson J. T. (1985) Meteorites: Their Record of the Early Solar- System History. Freeman, New York.

Référence Bibliographique

Weber D, Schirmeyer S, Bischoff A.(1995). Refractory inclusions from the CH-chondrite PCA91467: similarities with and relationship to inclusions from ALH85085 and Acfer 182 (abstract). Lunar Planetary Science, vol. 26. Lunar Planet Institute, Houston, pp. 1475–1476.

Weisberg K , McCoy J , and Krot N.(2006). Systematics and Evaluation of Meteorite Classification. Kingsborough Community College of the City University of New York And American Museum of Natural History. 34 p.

Weisberg M.(2012). The unequilibrated enstatite chondrites. The Graduate Center, New York, United States . Pages 101-115.

Wood J.(2004). Formation of Chondritic refractory inclusions : the astrophysical setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 68.

Z

Zanda B.(2004). Earth and Planetary Science Letters. Department of Geological Sciences, Rutgers University. Pages 1-17.