



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

RICARDO GAZILLO NETO

A CIÊNCIA METEORÍTICA E A SUA APLICAÇÃO EM DOIS CONDRIOS
BRASILEIROS (CAMPOS SALES/CE E SANTA VITÓRIA DO PALMAR/RS)

FORTALEZA
2016

RICARDO GAZILLO NETO

A CIÊNCIA METEORÍTICA E A SUA APLICAÇÃO EM DOIS CONDRITOS
BRASILEIROS (CAMPOS SALES/CE E SANTA VITÓRIA DO PALMAR/RS)

Monografia de Graduação apresentada
como requisito para a disciplina
Relatório de Graduação do curso de
Geologia do Departamento de Geologia
da Universidade Federal do Ceará como
requisito para a obtenção do título de
Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. José de Araújo
Nogueira Neto

FORTALEZA
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

G254c Gazillo Neto, Ricardo.
A ciência meteorítica e a sua aplicação em dois condritos brasileiros (Campos Sales/CE e Santa Vitória do Palmar/RS) / Ricardo Gazillo Neto. – 2016.
127 f. : il. color.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Curso de Geologia, Fortaleza, 2016.

Orientação: Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto.

1. Meteorítica. 2. Condritos. 3. Petrografia. I. Título.

CDD 551

A CIÊNCIA METEORÍTICA E A SUA APLICAÇÃO EM DOIS CONDRITOS
BRASILEIROS (CAMPÔS SALES/CE E SANTA VITÓRIA DO PALMAR/RS)

Monografia de Graduação apresentada
como requisito para a disciplina
Relatório de Graduação do curso de
Geologia do Departamento de Geologia
da Universidade Federal do Ceará como
requisito para a obtenção do título de
Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. José de Araújo
Nogueira Neto

Aprovada em: 27/05/2016

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Walmick Almeida Vieira
Universidade Federal do Ceará (UFC)

RICARDO GAZILLO NETO

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao CNPq que apoiou minha pesquisa e busca constante por mais conhecimento técnico-científico através da bolsa de auxílio de iniciação científica.

Ao Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto pelo incentivo nesta área da geociência, pelo fornecimento das amostras geológicas tão valiosas para este estudo e pelo acesso às melhores técnicas analíticas em laboratório.

Ao professor Dr. Walmick Vieira por fornecer também de tão bom grado as amostras geológicas e à professora Dra. Maria Elizabeth Zucolotto da UFRJ pelo apoio e grande encorajamento pela busca e continuidade nessa área da ciência e por fornecer a lâmina delgada do meteorito Santa Vitória do Palmar.

Aos meus pais que sempre me ajudaram e me apoiaram em minhas buscas científicas.

Aos meus colegas de graduação por me respeitarem e me darem alegria de bom companheirismo e bom ânimo de perseverar em minhas pesquisas.

“Nós somos poeira das estrelas” – Carl Sagan

RESUMO

A ciência que estuda os meteoritos é chamada de Meteorítica, sendo propriamente um dos ramos da Geologia Planetária. Esta ciência trata da composição, formação e evolução geológica, geoquímica e isotópica dos meteoritos, que constituem amostras de materiais remanescentes da formação planetária. Os meteoritos são, portanto, amostras geológicas de materiais que representam asteroides e corpos planetários que tiveram participação na formação do Sistema Solar e conseqüentemente na formação da Terra.

Os meteoritos mais primitivos do Sistema Solar são aqueles que guardam as proporções dos elementos químicos, com excessão dos elementos altamente voláteis, dos materiais que originalmente formaram os planetas e o Sol, estes são os condritos. Esses meteoritos são amostras dos asteroides oriundos do Cinturão Principal e estes possuem uma textura chamada condrítica que consiste de esférulas de minerais ferromagnesianos numa textura de cristalização ígnea sustentadas por uma matriz de granulação mais fina de composição silicática e natureza amorfa, contendo certas proporções de minerais metálicos de ferro-níquel, bem como sulfetos tais como a troilita e óxidos tais como cromita e espinélio.

Os meteoritos que derivam de fusão parcial, diferenciação planetária e asteroidal e metamorfismo de impacto, ocorridos nos materiais originalmente condríticos, são classificados como não-condritos. Os de natureza silicática são chamados de acondritos, em sua maioria consistindo de rochas ígneas, os meteoritos rocho-metálicos são denominados de siderólitos e os meteoritos metálicos são chamados de sideritos, estes últimos representam fragmentos de antigos núcleos de asteroides diferenciados e de protoplanetas. Todos esses tipos de meteoritos estão geneticamente interligados no que diz respeito aos materiais planetesimais acrecionados no início do Sistema Solar no chamado disco protoplanetário. Estes são verdadeiros vestígios fósseis da formação planetária. A classificação desses materiais geológicos é essencial para se entender sua relação com os condritos.

Muitos dos condritos são classificados como ordinários, porque representam cerca de 80% dos meteoritos coletados, representando uma população frequente de asteroides em nosso Sistema Solar. Muitos condritos foram modificados por metamorfismo termal em seus asteroides de origem. Os dois condritos ordinários em estudo são o *Campos Sales* e o *Santa Vitória do Palmar*, sendo o primeiro uma queda testemunhada em 1991 no município de Campos Sales, Ceará e o segundo uma possível queda testemunhada em 1997 e que foi achado em 2003 próximo à Cidade de Santa Vitória do Palmar, Rio Grande do Sul. Esses dois condritos são diferentes no que diz respeito, principalmente, ao grau de metamorfismo termal e estágio de choque. O condrito Campos Sales apresenta-se altamente metamorfisado, mas ainda preserva sua textura condrítica como sendo reliquiar apresentando sua matriz, originalmente amorfa, completamente recristalizada e tendo um baixo estágio de choque. O condrito Santa Vitória do Palmar representa um material condrítico bem preservado contendo os cõndrulos sustentados por uma matriz amorfa e opaca, denominada de *mesostasis*. Além disso, esse condrito apresenta um alto estágio de choque apresentando fraturas planares e extinção ondulante em seus cristais de olivina. O objetivo aqui é demonstrar o método de

classificação desses dois condritos ordinários com o uso das análises petrográficas e de MEV/EDS como análises complementares da química mineralógica.

O estudo comparativo desses meteoritos, entre um condrito ordinário com textura original preservada que foi submetido a apenas um metamorfismo termal incipiente e um condrito ordinário com textura altamente modificada pelo metamorfismo termal, apresentando a matriz totalmente recristalizada e contendo côndrulos reliquiares, permite observar a evolução geológica dos corpos asteroidais de nosso Sistema Solar.

Palavras-chave: Meteorítica, Condritos, Petrografia.

ABSTRACT

The science that studies the meteorites is called Meteoritics, which are properly one of the branches of Planetary Geology. This science deals with the composition, formation and geologic, geochemical and isotopic evolution of the meteorites, which constitutes samples of the remnant materials of the planetary formation. Meteorites are, in fact, geologic samples of materials that represents asteroids and planetary bodies that had been participated on the Solar System formation and consequently on the Earth formation.

The most primitive meteorites of the Solar System are those that retain the proportions of the chemical elements, with the exception of the extremely volatiles, of the materials that early formed the planets and the Sun, these are called chondrites. These meteorites are samples from the asteroids originated at the Main Belt and those materials possesses a chondritic texture in which consists of spherules of ferromagnesian minerals in an igneous crystallized texture supported by a fine grained matrix of silicate composition and amorphous nature, containing certain proportions of iron-nickel metallic minerals, sulfides like troilite and oxides like chromite and spinel.

The meteorites that derive from partial melting, planetary and asteroidal differentiation and shock metamorphism occurred on the original chondritic materials are called the non-chondritic. Those of silicate composition are called achondrites, in which most of them consists of igneous rocks, the rocky-iron meteorites are called siderolites and the metallic meteorites are called siderites, in which the latter one represent fragments of ancient cores of differentiated asteroids and protoplanets. All of these types of meteorites are genetically related on the context of the accreted planetesimal materials in the early Solar System in the so called protoplanetary disk and they are truly fossil vestiges of the planetary formation. The classification of these geologic materials is important to understand their relation with the chondrites.

Most of the chondrites are classified as ordinary, because they represent at least 80% of all collected meteorites, representing a high frequency asteroid population in our Solar System. Most of the chondrites were modified by thermal metamorphism in their parent asteroids. The two ordinary chondrites studied are the *Campos Sales* and *Santa Vitória do Palmar*, in which the first one is a witnessed fall in 1991 at the Campos Sales city, Ceará and the latter one is a probable witnessed fall in 1997 that was found in 2003 near the city of Santa Vitória do Palmar, Rio Grande do Sul. These two chondrites are different, principally with respect to thermal metamorphism and shock stage. The Campos Sales chondrite is highly metamorphosed but yet preserves its relic chondritic texture with a matrix, originally amorphous, totally recrystallized and with a low shock stage. The Santa Vitória do Palmar chondrite represents a well preserved chondritic material containing the chondrules supported by an opaque and amorphous matrix called *mesostasis*. Furthermore, this chondrite presents a high shock stage presenting planar fractures and undulatory extinction on its olivine crystals. The goal here is to demonstrate the chondrite classification method of these two ordinary chondrites with the use of the petrographic analysis and SEM/EDS as a complementary analysis of mineral chemistry.

The comparative study of these meteorites, between an ordinary chondrite of preserved texture which was submitted to an incipient thermal metamorphism and an ordinary chondrite with highly modified texture by thermal metamorphism, presenting a totally recrystallized matrix and containing relict chondrules, permits to observe the geologic evolution of the asteroidal bodies in our Solar System.

Keywords: Meteoritics, Chondrites, Petrography.

LISTA DE ABREVIATURAS DOS MINERAIS

Cen	Clinoenstatita
Chr	Cromita
Cpx	Clinopiroxênio
FeNi	Ferro-níquel metálico
Hem	Hematita
Hyp	Hiperstênio
Lm	Limonita
Ol	Olivina
Opx	Ortopiroxênio
Tro	Troilita
Wht	Whitlockita

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	14
MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO	16
1. Uma Breve História da Meteorítica	17
2. A Formação do Sistema Solar e os Meteoritos.....	24
3. Arte da Classificação dos Meteoritos.....	36
3.1. Condritos.....	38
3.1.1. Condritos Ordinários	41
3.1.2. Condritos Carbonáceos.....	43
3.1.3. Enstatita Condritos	45
3.1.4. Condritos Raros.....	46
3.2. Acondritos.....	47
3.2.1. Acondritos Primitivos	47
3.2.1.1. Acapulcoitos-Lodranitos e Winonaitos	47
3.2.1.2. Brachinitos	48
3.2.1.3. Ureilitos	48
3.2.2. Acondritos Diferenciados	49
3.2.2.1. H.E.D. (Howarditos – Eucritos – Diogenitos).....	49
3.2.2.2. Angritos	51
3.2.2.3. Aubritos	52
3.2.2.4. Lunaítos	53
3.2.2.5. S.N.C. (Shergottitos – Nakhilitos – Chassignitos).....	54
3.2.2.6. Ortopiroxenito (ALH 84001).....	56
3.3. Siderólitos	58
3.3.1. Mesossideritos.....	58
3.3.2. Pallasitos	59
3.4. Sideritos	61
3.4.1. Classificação quanto à Textura.....	62
3.4.2. Classificação quanto à Geoquímica.....	65
4. Classificação dos Condritos.....	67
5. Meteoritos Brasileiros: Análise de Dois Condritos	79
6. Descrição e Classificação Petrográfica	86
6.1. Campos Sales (L5).....	86

6.2. Santa Vitória do Palmar (L3.4 – L3.6)	96
DISCUSSÕES FINAIS	107
GLOSSÁRIO	109
REFERÊNCIAS	122

INTRODUÇÃO

A ciência que estuda os meteoritos é chamada de meteorítica, um dos ramos da Geologia Planetária que auxilia no estudo da formação e evolução dos corpos planetários do Sistema Solar através da petrografia, petrologia e geoquímica dos meteoritos. Estes constituem amostras geológicas de asteroides e crostas planetárias como de Marte e da Lua.

Os meteoritos são classificados em condritos e não condritos. Os condritos são os meteoritos mais primitivos do Sistema Solar, isto é, estes representam os materiais que mais preservam as características geoquímicas, cosmoquímicas e petrológicas dos planetesimais, cujos remanescentes da formação planetária são os asteroides e cometas. Os planetesimais são os materiais sólidos que se agregaram no início do Sistema Solar para formar os planetas. Os não condritos são todas as classes de meteoritos que não possuem textura e geoquímica condrítica, sendo estes os acondritos, meteoritos rochosos normalmente de origem ígnea em asteroides diferenciados e em crostas da Lua e de Marte, os siderólitos, meteoritos parcialmente rochosos e parcialmente metálicos resultantes de colisões de asteroides diferenciados e os sideritos, que são meteoritos predominantemente metálicos compostos de ligas naturais de ferro-níquel representando fragmentos de antigos núcleos de protoplanetas e asteroides diferenciados que foram quebrantados em eventos colisionais cósmicos.

O estudo dos meteoritos condríticos é realizado principalmente através das técnicas básicas de petrografia e análises químicas por MEV/EDS e num estudo posterior mais detalhado, são classificados e analisados geoquimicamente através do uso de Microsonda Eletrônica e Microsonda Iônica. O presente trabalho reúne informações sobre os fundamentos da meteorítica, no que diz respeito à relação entre os meteoritos e a formação do Sistema Solar e consequentemente à formação da Terra e a arte da classificação dos meteoritos, com posterior ênfase à classificação dos condritos. A aplicação da metodologia de classificação dos meteoritos foi realizada em dois condritos brasileiros, os meteoritos Campos Sales/CE e Santa Vitória do Palmar/RS ambos sendo meteoritos ditos condritos ordinários ou comuns pertencentes ao mesmo grupo químico "L" e apresentando os tipos petrológicos 5 e 3 indicando grau metamórfico avançado e primitivo respectivamente.

O condrito Campos Sales apresenta texturas de recristalização por metamorfismo termal, mas o condrito Santa Vitória do Palmar apresenta sua textura condrítica ainda preservada, possuindo a matriz original amorfa e opaca e apresentando os côndrulos preservados e com texturas desequilibradas. O estágio de choque, diz respeito às feições vistas em petrografia dos minerais ao serem submetidos aos efeitos de colisões cósmicas entre o corpo parental destes dois condritos com outro asteroide ou mesmo cometa. Fases minerais opacas primárias e de alteração terrestre foram analisadas com o Microscópio Eletrônico de Varredura através da técnica analítica do EDS. As etapas de descrição da petrografia dos dois condritos foram realizadas fazendo uso do percentual volumétrico de metais para identificar o grupo químico a que estes condritos pertencem, a análise do grau de recristalização da matriz e o estado de preservação dos côndrulos para identificar o tipo petrológico, análise de feições nos minerais como fraturas, extinção ondulante e feições de deformação planares (PDF's) em olivinas para identificar o estágio de choque e a observação de fases oxidadas, presença de

veios oxidados e manchas de limonita nos metais para identificar o estágio de alteração terrestre dos meteoritos considerados. Com base nesses dados coletados da petrografia e de MEV/EDS foi possível classificar ambos os condritos comuns.

Com base no paradigma sobre a origem dos condritos em asteroides e sua relação com os grupos químicos dos condritos ordinários, observa-se a correlação do condrito Campos Sales e Santa Vitória do Palmar com regiões mais profundas e mais superficiais do seu asteroide parental. Isto devido ao fato de que o grau de metamorfismo termal aumenta com o aumento da profundidade do corpo planetário, neste caso específico, um asteroide condrítico. Essas evidências petrográficas destes dois condritos comuns mostra a relação entre textura mineralógica, grau de metamorfismo termal e a necessidade de uma fonte de calor para aquecer o asteroide.

MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO

Para realização deste trabalho, fez-se um levantamento bibliográfico preciso sobre classificação dos meteoritos, baseado nas obras de Krot *et al.* (2014), Weisberg *et al.* (2006) e Van Schmus & Wood (1967). A partir dessas bibliografias de base apresentou-se a arte da classificação dos meteoritos, com ênfase posterior na classificação dos condritos.

Petrografia: Foram confeccionadas duas lâminas delgadas polidas para análises ao microscópio petrográfico à luz transmitida e refletida do meteorito Campos Sales e uma lâmina delgada do meteorito Santa Vitória do Palmar. Foram identificados os minerais silicáticos e também os opacos tanto ao microscópio petrográfico quanto no MEV por meio de EDS. Também foi realizado imageamento por MEV de estruturas e texturas dos meteoritos, visando à caracterização do grau de alteração terrestre das amostras.

Análises Químicas: As principais análises químicas minerais qualitativas/semi-quantitativas necessárias foram feitas através de EDS (*Energy Dispersive X-Ray*) em MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) modelo Hitachi TM3000. Os equipamentos utilizados no trabalho, tanto o microscópio petrográfico quanto o MEV/EDS estão alocados no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LAMEV) do Departamento de Geologia da UFC.

1. Uma Breve História da Meteorítica

Os meteoritos são conhecidos desde o início da História, onde muitos povos indígenas do oeste norte-americano e tribos aborígenes da Austrália já possuíam o conhecimento de que algumas rochas de ferro puro que eles coletavam provinham do céu. Certas culturas transformaram meteoritos em deuses forjando estátuas de seu ferro celeste e até a palavra siderurgia, do grego *sider* significando celeste, indica que o ferro foi primeiramente conhecido na natureza através dessas rochas celestes.

Na região nordeste da Austrália a 145 km da cidade de Alice Springs existe a Reserva de Conservação dos Meteoritos de Henbury (Figura 1.1) que consiste de um grupo de pequenas crateras de impacto causadas pela queda de um meteorito metálico nomeado Henbury. As crateras possuem idade de 4,7 mil anos e tribos aborígenes incluindo os Arrernte, Luritja, Pitjantjatjarra e Yankunytjatjara vivem nessa região e consideram-na um local sagrado cuja lenda desses povos diz razoavelmente que um demônio do fogo desceu para estabelecer sua casa na Terra (Hamacher & Goldsmith, 2013). Essa lenda mostra que esses povos conhecem, à maneira deles, a origem das crateras e do meteorito em si indicando que havia testemunhas humanas na época do impacto há 4,7 mil anos pela datação radiocarbônica.

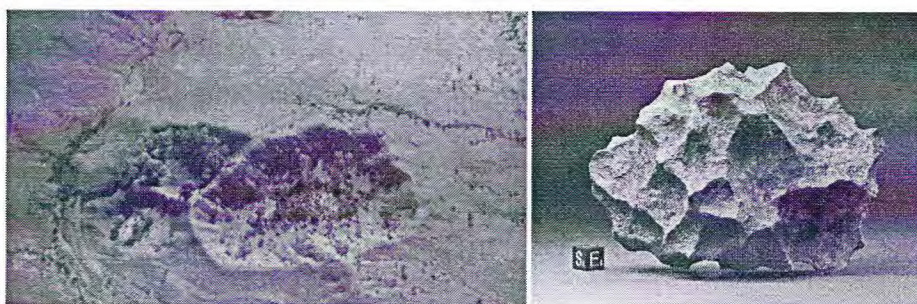


Figura 1.1. À esquerda, crateras de Henbury, à direita meteorito Henbury (Fontes: <http://www.travelnt.com/en/alice-springs-and-surrounds/things-to-do/henbury-meteorites-conservation-reserve>; http://www.niger-meteorite-con.de/en/Meteoritensammlung_1.htm)

O filósofo grego Diógenes de Apolônia do século V a.C. conjecturava que meteoros nos céus eram na verdade rochas que eram de alguma forma atraídas para a Terra e caíam em corpos de água como lagos e rios. A ideia de um Universo geocêntrico e imutável construída pelo modelo astronômico do grego Claudius Ptolomeu do primeiro século d.C. denotava o conceito adotado por milhares de anos de que os céus eram perfeitos e nada poderia estar “atrapalhando” tal ambiente, portanto não poderiam existir pedras no céu, porque são material terrestre e portanto “imperfeito”.

A fundação da física clássica pela obra *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica* (Princípios Matemáticos da Filosofia Natural) publicada em 1687 de Sir Isaac Newton estabeleceu as leis dos movimentos dos corpos e a Lei da Gravitação Universal que resolveu o modelo dos movimentos planetários descobertos anteriormente pelo físico e astrônomo alemão Johannes Kepler e “colocou” a Terra finalmente em torno do Sol confirmando a convicção heliocêntrica de Nicolau Copérnico e antes deste a do filósofo grego Aristarcus de

Samos e mostrando que as órbitas planetárias não eram “perfeitas”, mas que na verdade são elipses com o Sol ocupando um dos focos da elipse, além da explicação dada por Newton e seu amigo Edmund Halley de que os cometas são corpos errantes que vagam a distâncias grandiosas da Terra e têm órbitas elípticas extremamente excêntricas.

Somando ainda estes fatos às descobertas anteriores feitas por Galileu e seu telescópio onde ele descobriu luas orbitando Júpiter mostrando que o sistema solar possui outros corpos além da Terra que “mandam” em subordinados que os orbitam. Todas essas descobertas científicas derrubaram o modelo ptolemáico geocêntrico e estático do sistema solar (que todos achavam que era o inteiro Universo).

Embora as descobertas científicas impulsionadas no Renascimento tenham aberto oportunidades de pensar livremente em corpos vagantes no espaço interplanetário à maneira dos cometas, a ciência pura recém-nascida não convenceu a maioria dos cientistas da época de Newton e de décadas depois que a natureza dos meteoritos era celestial. Hipóteses sobre a origem dos meteoritos explicavam sua formação por algum tipo de condensação na atmosfera ou sendo bombas vulcânicas lançadas em erupções violentas. Poucos cientistas e exploradores naturalistas buscavam a verdadeira natureza dos meteoritos. A primeira menção histórica de busca por meteoritos foi à viagem do explorador russo Peter Simon Pallas (1741 – 1811) em busca de artefatos naturais para a academia de história natural, sua expedição foi a mando de Catarina II da Rússia e durou de 1768 a 1774 indo à Rússia Central visitando os Urais e adjacências. Foi em 1772 quando Pallas se deparou com massas de ferro puro com cristais de olivina amarela da em meio à matriz metálica com a massa principal de 700 kg (Figura 1.2). Já sabendo de relatos anteriores da existência de tal rocha pelos nativos da região próxima de Krasnoyarsk, Pallas percebeu que era uma rocha fora do contexto geológico.

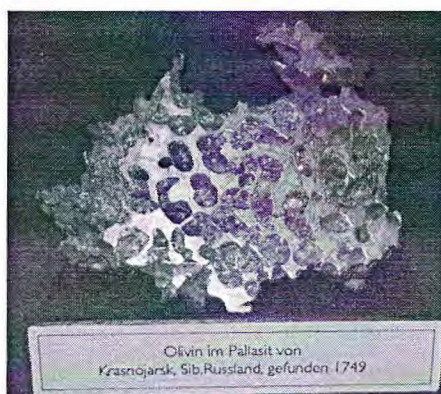


Figura 1.2. O “ferro de Pallas”, meteorito Krasnoyarsk (Fonte: http://www.encyclopedia-of-meteorites.com/test/Krasnojarsk_austromet.jpg)

A aparência singular do “ferro de Pallas” despertou o interesse na pesquisa por meteoritos e incentivou o físico alemão Ernst Friedrich Chladini (1756 – 1827) a escrever e publicar em 1794 um livro-texto intitulado *Über den Ursprung der von Pallas gefundenen und anderer ihr ähnlicher Eisenmassen und über einige damit in Verbindung stehende Naturerscheinungen* (Sobre a Origem das Massas de Ferro encontradas por Pallas e outros Similares a Este e sobre alguns Fenômenos Naturais Associados). Em sua publicação

Chladini (Figura 1.3) elucida suas pesquisas com meteoritos achados na Europa e sobre a particular descrição do “ferro de Pallas” que pertence ao grupo dos meteoritos denominados hoje de pallasitos. Foi a primeira obra que lançou as bases do estudo dos meteoritos e sobre a verdadeira origem deles, fundando a ciência denominada meteorítica (Sears, 1975).



Figura 1.3. Friedrich Chladini (1756 – 1827) Fonte: <http://www.hps.cam.ac.uk/whipple/explore/acoustics/ernstchladni/>

A obra de Chladini demorou muito tempo para receber aceitação, mas logo haveria provas de que ele estava correto sobre a origem celestial dessas rochas. Em 13 de dezembro de 1795, praticamente um ano após a publicação do livro-texto de Chladini, uma queda de meteorito foi testemunhada na cidade britânica de Wold Cottage (Figura 1.4). O bólido foi descrito por várias testemunhas e o meteorito foi recuperado em sua cratera com diâmetro aproximado de 0,9 metros escavada no calcário poroso. As massas revelaram ser o que hoje chamamos de condrito ordinário apresentando uma crosta de fusão e seu interior mostrou-se repleto de flocos de metal. Parte do mistério estava resolvido devido à queda ter tido várias testemunhas e à natureza claramente rocho-metálica e refratária como descrita por Chladini. Mas a origem ainda era duvidosa, apesar de não haver vulcões próximos à região e o tempo não estar tempestuoso para fabricar fictícios granizos rochosos.

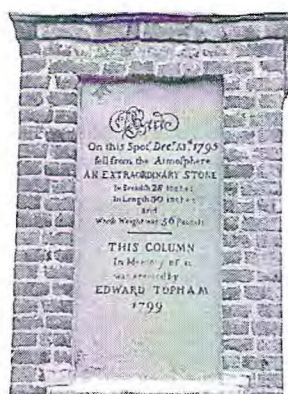


Figura 1.4. Monumento erigido no local de queda do Wold Cottage, Inglaterra (Fonte: http://www.pjfarmer.com/woldnewton/wn_monument1.jpg; <http://thefutureoflandscape.files.wordpress.com/2008/06/wold-newton-closer-1.jpg>)

A queda dos meteoritos através do fenômeno do meteoro foi reforçada quando em 26 de abril de 1803 cerca de 3000 fragmentos meteoríticos caíram próximo à cidade de L'Aigle

(Figura 1.5) na França (Baixa Normandia) onde era plena luz do dia sem nuvens e sem vulcões e novamente os fragmentos apresentavam em seu conteúdo a mesma natureza dos meteoritos de Wold Cottage, com flocos de metais cuja química foi estudada pelo cientista Jean-Baptiste Biot da Academia de Ciências da França.

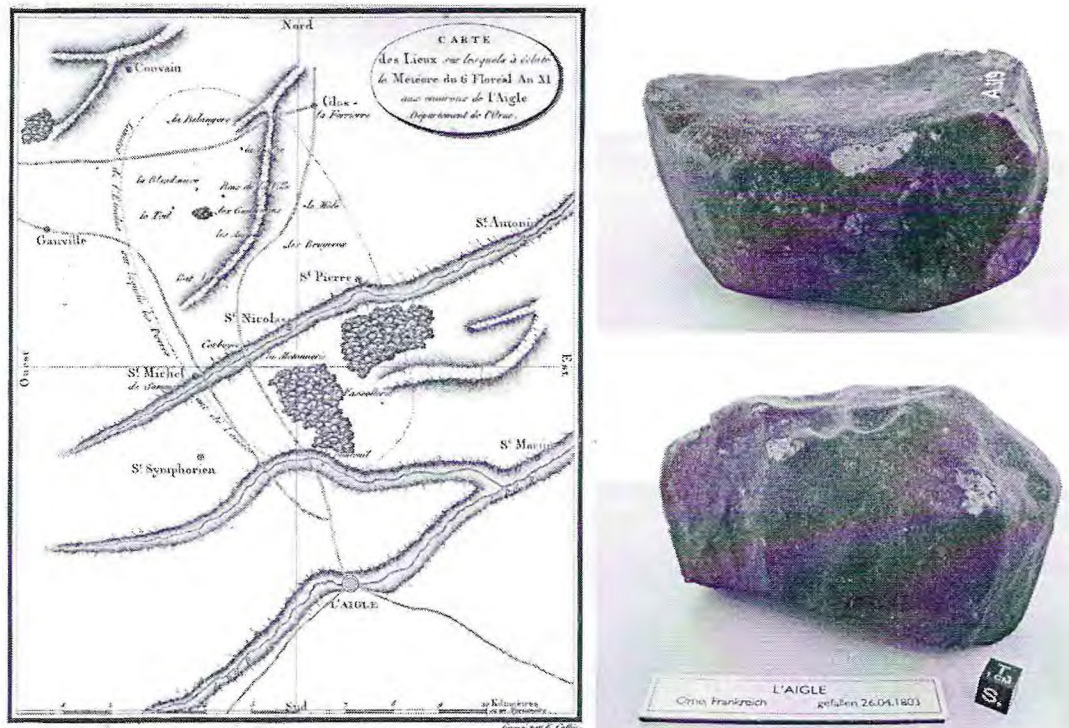


Figura 1.5. À esquerda localização das quedas, à direita fragmento do meteorito L'Aigle, um condrito ordinário (Fonte: <http://www.nhm-wien.ac.at/jart/prj3/nhm/images/img-db/1353291734029.jpg>)

Sabendo da queda do meteorito de L'Aigle, o colecionador de minerais e plantas e presidente da *Royal Society*, Sir Joseph Banks, na posse de alguns fragmentos, os mandou ao famoso químico da época Edward Charles Howard (Figura 1.6) para que ele realizasse análises químicas da rocha como Biot fez.

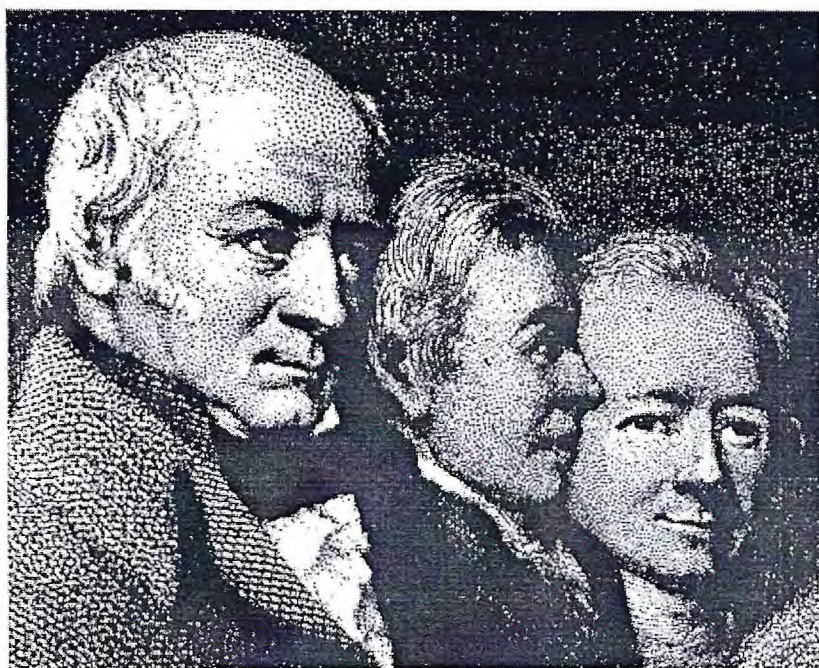


Fig. 2 Edward Charles Howard from an 1863 engraving by W. Walker. In front of Howard is William Smith (geologist) and behind William Allen (chemist).

Figura 1.6 – Da esquerda para a direita: William Smith (geólogo), Edward C. Howard (químico) e W. Walker (químico). Fonte: Meteoritical Society (D. W. Sears, 1975).

Sir Joseph Banks mandou uma carta de petição a Howard falando sobre a maravilhosa possibilidade de um amplo novo campo de estudo da mineralogia através desses materiais de origem celeste. Para o trabalho de análise laboratorial, Howard convocou para ajudá-lo Jacques-Louis Comte de Bournon, um mineralogista francês que estava na Inglaterra devido à turbulência da época causada pela Revolução Francesa. Os dois cientistas analisaram vários meteoritos, sendo estes os meteoritos rochosos Benares, Wold Cottage, Siena e Tabor e os meteoritos metálicos Senegal (Siratik), Otumpa (Campo Del Cielo), Bohemia e o “ferro de Pallas” (Krasnoyarsk). As análises revelaram a surpreendente similaridade mineralógica e química entre os metais encontrados nos meteoritos rochosos e o metal dos meteoritos ferrosos, revelando que todos estes tinham apreciáveis quantidade de níquel, algo que Chladini não sabia na época de publicação de seu livro-texto.

Para Howard estava claro que tanto os rochosos quanto os metálicos tinham a mesma origem extraterrestre como hipóteses levantadas e defendidas por Chladini, Biot e Poisson. Howard posteriormente fez outras descobertas nos meteoritos, entre elas a existência de um sulfeto de ferro diferente daqueles encontrados na Terra (troilita) e a existência de intemperismo químico do ferro meteorítico pela interação com o cloro da atmosfera formando cloretos em solução aquosa. Bournon foi o primeiro a reportar a existência dos côndrulos e o primeiro a reconhecer que os “vidros” inclusos no metal do Krasnoyarsk eram na verdade o mineral olivina. Os resultados de Howard foram publicados no *Philosophical Transactions* de 1802. Trabalhos semelhantes de análise química de meteoritos foram feitas também pelos químicos Vauquelin em Paris e Klaproth em Berlin, mas ambos não publicaram seus

resultados e foram persuadidos pelo próprio Howard a publicá-los. Os trabalhos desses cientistas ajudaram a reavivar o interesse pelas “rochas do céu” por muitos anos.

Algumas hipóteses sobre de onde poderiam vir estas rochas foi formulada por Jean-Baptiste Biot e Pierre Simon de Laplace onde eles afirmavam que estes meteoritos eram rochas ejetadas por vulcões na Lua. Esta teoria da origem lunar para os meteoritos era bem plausível e tinha apoio nas observações do astrônomo William Herschel que dizia ter observado vulcões ativos na superfície da Lua. Naquela época ainda não estava claro que os meteoritos rochosos, os metálicos e os fenômenos de meteoros estavam intimamente relacionados.

A mudança de opinião sobre a origem dos meteoritos foi impulsionada pela análise dos trabalhos de Howard, Vauquelin, Fourcroy e Klaproth, tendo como embasamento teórico as ideias propostas por Chladini em seu livro-texto, mas a ideia do fenômeno do meteoro estar relacionado a queda de meteoritos já estava sendo defendida alguns anos antes do trabalho de Chladini por cientistas como Halley, Maskelyne e Troili. O ponto-chave da relação existente entre diferentes meteoritos foi a descoberta da presença do níquel nos minerais metálicos tanto dos meteoritos rochosos quanto dos metálicos o que tornava as análises de Howard *et al.* diferente de análises anteriores feitas por Barthold em 1800 do meteorito Ensisheim, em que ele não tinha ideia de que precisava separar fases minerais para também depois dominar a técnica não tão simples de detectar o níquel na amostra, além do fato de que Howard e os demais cientistas citados tinham a sua disposição vários meteoritos diferentes e todos eles mostravam o mesmo padrão químico de suas fases metálicas.

Essa variedade de meteoritos disponíveis para pesquisa existia graças ao grande interesse na arte de colecionar meteoritos que atingiu seu auge no final do século XVIII e devido a muitos relatos empolgantes de novas quedas de meteoritos que levavam seus observadores e os caçadores de meteoritos da época a coletá-los em seus locais de queda. Foi o interesse de colecionadores dispostos a divulgar e compartilhar seus meteoritos com pesquisadores importantes da época que levou à descoberta de muitos meteoritos, principalmente os metálicos que chamavam mais a atenção devido a suas características ímpares e distintas das demais rochas.

Eles estavam disponíveis para análises químicas que levou à descoberta de que o níquel é um elemento químico presente em quantidades apreciáveis em todos os tipos de meteoritos estudados nas coleções. Isso junto às ideias inovadoras sobre o fenômeno dos meteoros serem quedas dessas rochas sintetizadas no livro-texto de Chladini (Figura 1.7) mostraram definitivamente à comunidade científica que os meteoritos são oriundos do espaço interplanetário e não produtos de fenômenos terrestres. A partir daí, muitos trabalhos de cientistas renomados foram publicados como partes contribuintes da meteorítica, entre estes têm-se a descrição de Proust (1805) da queda dos meteoritos de Sena, as citações de de Hutton, Shaw e Pearson do artigo de Edmund Halley sobre meteoros publicado no jornal *Philosophical Transactions Abridgements* (Hutton *et al.*, 1809), o artigo de William Higgins (1819) sobre o meteorito Limerick, Bakewell (1819) em sua “*Introduction to Mineralogy*” e Berzelius (1834) em seu artigo “*On Meteoric Stones*”. Todos esses trabalhos deram

embasamento sólido para a aceitação geral das quedas de meteoritos e sua origem extraterrestre.



Figura 1.7 – Frontispício do livro-texto de Chladini de 1794 que lançou as bases do estado da arte da nova ciência meteorítica (Fonte: http://www.metbase.de/printable/images/chladni1794_650.jpg)

2. A Formação do Sistema Solar e os Meteoritos

Os meteoritos são uma peça valiosa das Ciências Planetárias porque guardam informações sobre o passado do sistema solar e revelam pistas sobre a formação e a evolução geológica dos planetas. Observando os padrões de movimentos e de zoneamento químico do sistema solar, vê-se que há um nível de organização que reflete o modo como o sistema solar se formou. As principais feições existentes são: 1) O Sol, as órbitas dos planetas e suas rotações seguem o mesmo sentido anti-horário quando vistos em planta em relação ao polo norte da Terra 2) As órbitas dos planetas são quase circulares e estão contidas no mesmo plano, chamado de eclíptica que intersecta o equador solar 3) O sistema solar está dividido em duas regiões, uma interna com planetas rochosos e outra externa com planetas gigantes gasosos 4) Na transição da região interna para a externa existe uma coleção de asteroides orbitando o Sol entre as órbitas de Marte e Júpiter formando o chamado cinturão principal de asteroides.

Além dessas quatro principais feições do sistema solar é notável que a composição química da fotosfera solar, determinada a partir da análise do espectro de absorção da luz oriunda do Sol, é a mesma composição química dos meteoritos mais primitivos conhecidos como condritos carbonáceos, sendo essa composição em termos de abundância relativa expressa pela razão normalizada entre o número de átomos do elemento químico e um milhão de átomos de silício (Kerridge & Matthews, 1988; Fegley, 2000). A teoria mais consistente com todas essas informações é a da formação do sistema solar pelo colapso gravitacional de uma nebulosa que é denominada nebulosa solar.

Os elementos químicos mais pesados que o hidrogênio e o hélio existentes na nebulosa solar são resíduos da fusão nuclear de estrelas anteriores de grande massa que converteram hidrogênio em elementos sucessivamente mais pesados (Lattimer *et al.*, 1978; Lodders, 2003; Ebel, 2000). Quando a estrela começa a fabricar o ferro não há mais como sustentar a fusão nuclear e então ela entra em colapso e explode em uma supernova devolvendo ao espaço interestelar o seu material e enriquecendo o mesmo com seus produtos da fusão nuclear como o carbono, oxigênio, silício, cálcio, enxofre, etc. Os elementos mais pesados que o ferro foram sintetizados durante o evento de alta energia da supernova onde núcleos de ferro e outros elementos capturam nêutrons da explosão gerando níquel, cobre, chumbo, platina, etc. A supernova deixa para trás o núcleo colapsado da estrela que pode ser uma estrela de nêutrons ou um buraco negro, dependendo da massa original da estrela superpesada e o conteúdo lançado pela supernova é uma nebulosa remanescente contendo hidrogênio e hélio originais mais uma pequena fração de elementos pesados fabricados pela estrela. O Sol é uma estrela de geração recente porque sua composição contém elementos pesados incorporados da nebulosa ou nuvem molecular que lhe deu origem.

Chama-se de metalicidade o teor de elementos pesados presentes numa nebulosa ou qualquer objeto astronômico. Hidrogênio, hélio e traços de lítio foram gerados no Big Bang no evento chamado de nucleogênese, (Coc *et al.*, 2014), e as nebulosas do Universo pré-estelar não tinham nenhuma metalicidade.

O Sol possui 98% de hidrogênio e hélio somados e apenas 2% representa todos os outros elementos cisurânicos da tabela periódica (Lodders, 2003). Daí conclui-se que a nebulosa solar possuía 2% em teor de “metais” sendo a maioria do gás interestelar composta de hidrogênio e hélio, sendo o teor de hidrogênio obviamente maior que o de hélio. Uma nebulosa não tem densidade suficiente para que a gravidade comece a iniciar o seu colapso por instabilidade, um evento de supernova próximo pode induzir ondas de choque no gás da nebulosa solar comprimindo-o e iniciando o processo de colapso gravitacional (Cassen & Summers, 1982). À medida que a densidade aumenta, o bolsão de gás diminui de diâmetro aumentando a velocidade de rotação para conservar o momento angular da nebulosa. Durante o colapso a queda de energia potencial gravitacional comprime o gás aumentando a energia interna e consequentemente a temperatura do bolsão de gás que passa a emitir radiação infravermelha. Quando o gás e a poeira interestelar em colapso aumentam sua rotação, ocorre o achatamento do conteúdo devido à tendência de uma diminuição da entropia fazendo as partículas que antes tinham um movimento aleatório na nebulosa terem um movimento rotacional ordenado formando um disco de acreção protoplanetário, (Cassen & Moosman, 1981) em volta da esfera de gás que originará a estrela central (Figura 2.1).



Figura 2.1. Teoria da Nebulosa Solar (fonte: <http://s.hswstatic.com/gif/asteroid-belt-2.jpg>)

Na parte central do disco o gás sofre crescente compressão gravitacional até um momento em que o interior do bolsão atinge temperatura de dezenas de milhões de kelvins e pressões extremamente elevadas iniciando a fusão nuclear do hidrogênio liberando enormes quantidades de energia que ionizam o gás convertendo-o num plasma incandescente. Quando o protossol acende a temperatura do disco aumenta consideravelmente próximo ao protossol gerando gradiente de temperatura no disco que decresce com o aumento da distância a partir do centro. Próximo ao protossol partículas minerais e flocos metálicos condensam a altas temperaturas (1200 K) a partir do gás quente e longe do protossol gelos de metano, amônia e materiais carbonáceos condensam a partir do gás a baixas temperaturas (120 K).

A diferenciação química do disco protoplanetário ocorreu devido à diferença de temperatura no disco de acreção, onde materiais rochosos e metálicos condensaram a partir do gás formando posteriormente os planetas rochosos mais próximos do Sol e a condensação de voláteis e materiais carbonáceos foi mais abundante longe do Sol a baixas temperaturas, os gases hidrogênio e hélio nunca condensam e foram capturados pelos núcleos planetóides gelados formando os planetas jovianos ou gigantes gasosos.

Os metais e rocha também condensaram longe do Sol, mas devido ao fato dos voláteis serem mais abundantes originalmente na nebulosa solar do que os “metais”, as regiões distantes do sistema solar têm mais gelos do que rochas e metais e o sistema interno contém mais rochas e metais porque os voláteis não condensaram em altas temperaturas ali existentes e foram varridos pelo vento solar sendo mais intenso ali porque estão mais próximos do Sol. O gás restante existente em todo o disco protoplanetário foi, portanto, varrido para o espaço profundo pelo vento solar (Shang *et al.*, 2000).

A condensação dos materiais sólidos a partir do gás superaquecido do disco de acreção originou pequenas partículas que possuíam velocidades semelhantes e ordenadas pela rotação do próprio disco (Figura 2.2). Dentre tais partículas condensadas a partir de líquidos magmáticos do processo de aquecimento do disco protoplanetário estão os côndrulos e os CAI's (*calcium-aluminium rich inclusions*) (Hewins *et al.*, 1996). Essas partículas se aglutinaram primeiramente pela atração eletrostática e quando se tornaram blocos maiores passaram a atrair-se mutuamente formando blocos cada vez maiores. Tais rochas originadas de um primeiro evento de aglutinação dos condensados são os planetesimais. A aglomeração de planetesimais gerou os protoplanetas e as órbitas dos protoplanetas foram estabelecidas pelo movimento rotacional em conjunto com o disco de acreção de planetesimais que possuíam maior massa e aglomeravam mais planetesimais por ação da gravidade limpando as regiões adjacentes. Colisões e quase colisões ocorriam e eram mais destrutivas do que construtivas (Kokubo & Ida, 1997).

O evento de formação dos protoplanetas é chamado de acreção planetesimal. Nem todos eles se aglutinaram para formar planetas, uma pequena fração permaneceu intacta constituindo os asteroides e os cometas. O cinturão de asteroides existe porque a forte influência gravitacional de Júpiter exerce continuamente ressonância orbital nesses pequenos corpos impedindo-os de se aglomerar, esse mecanismo explica porque os asteroides não se aglutinam para formar um único corpo. Portanto, os asteroides e os cometas são os remanescentes do evento de acreção planetesimal. Asteroides rochosos e metálicos compõem grande parte do cinturão principal, no sistema solar externo o cinturão de Kuiper é o reservatório de corpos ricos em gelo e materiais carbonáceos, mas como citado antes também há no cinturão de Kuiper corpos constituídos de silicatos e metais. Tais asteroides e talvez também os cometas, oriundos do cinturão de Kuiper e da distante nuvem de rochas geladas de Oort, são os corpos parentais dos meteoritos. Isso significa que os meteoritos são pedaços, amostras desses remanescentes da história genética do sistema solar e por isso guardam informações desse passado.

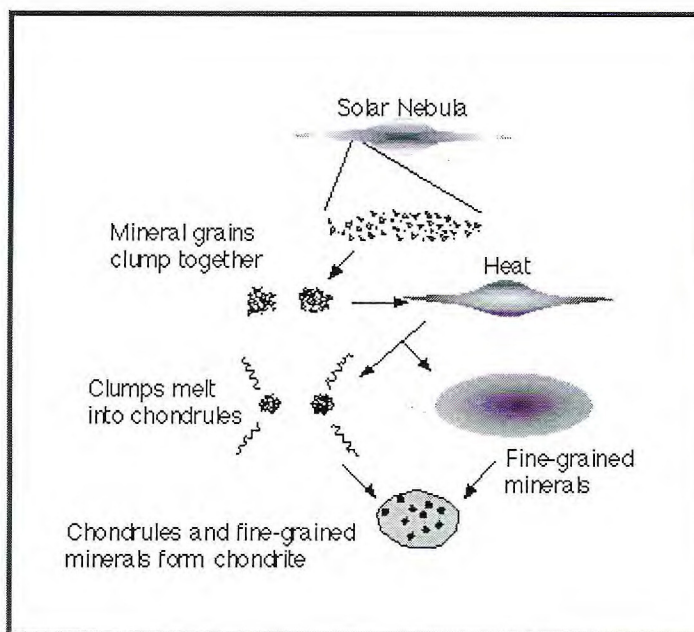


Figura 2.2. Condensação de partículas sólidas culminando na formação dos cônechros (fonte: <http://www.meteoritemarket.com/CFORM.GIF>)

A maioria dos meteoritos são condritos ricos em silicatos ferromagnesianos e ferro-níquel metálico, possuindo assinatura do cinturão principal de asteroides (Figura 2.3). No cinturão principal, a gravidade de Júpiter induz mudanças nas órbitas dos asteroides fazendo-os migrar para o sistema solar interno, tais corpos deslocados podem seguir viagem para a Terra ou colidir antes com outros asteroides. Quando a nova órbita do asteroide intercepta a órbita da Terra há uma chance de colisão. Orbitando próximo à Terra nas imediações do sistema solar interno, esses corpos são chamados de meteoroides (Figura 2.4). Quando um meteoróide é finalmente atraído pela gravidade da Terra ele entra na atmosfera com velocidades cósmicas médias de 15 a 70 km/s sofrendo aquecimento pela compressão das moléculas do ar atmosférico e tal aumento da temperatura até cerca de 2000 °C torna o meteoróide incandescente brilhando mais que o Sol por alguns segundos e o material desprendido pela ablação atmosférica cria uma cauda e este adquire o famoso aspecto da “estrela cadente” sendo agora chamado de meteoro (Figura 2.5).

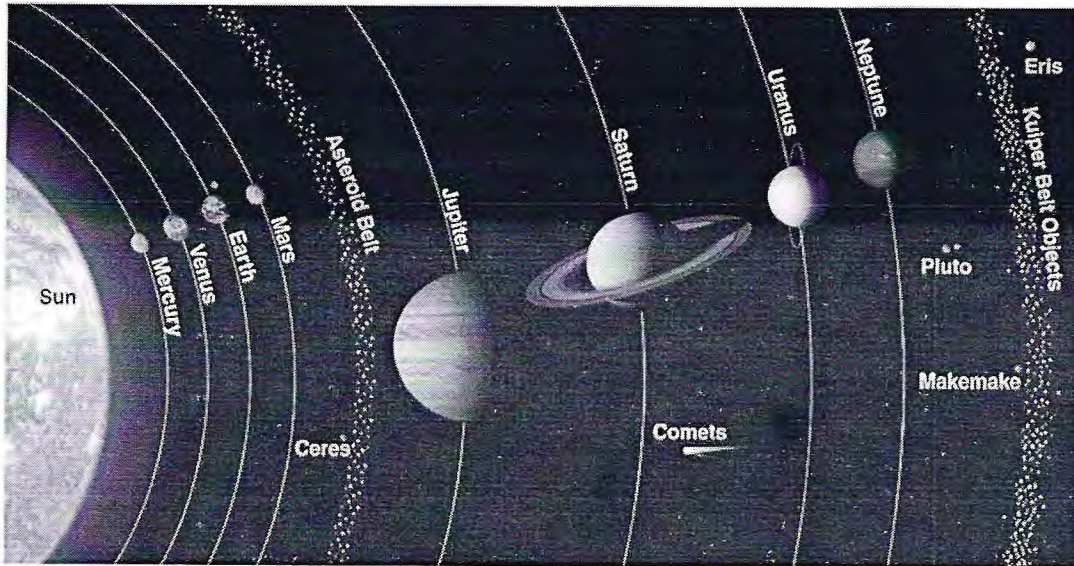


Figura 2.3 Localização do cinturão principal e do cinturão de Kuiper (fonte: <http://www.crystalinks.com/asteroidbelt1.jpg>)

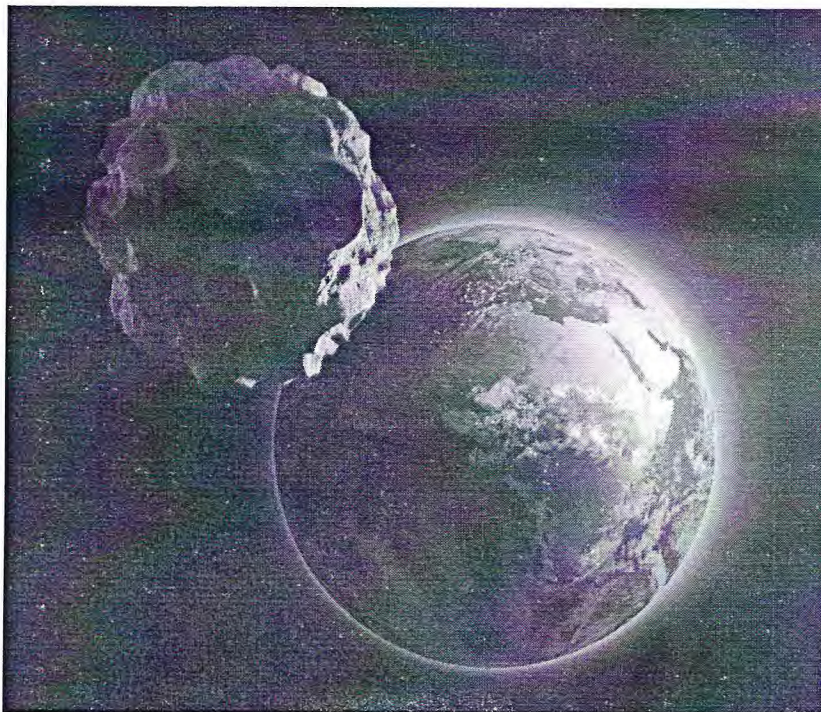


Figura 2.4. Concepção artística de um meteoróide (fonte: <http://i.huffpost.com/gen/1023462/thumbs/o-ASTEROID-EARTH-facebook.jpg>)

Quando o meteoro está próximo à superfície ele é visível como uma reluzente bola de fogo chamada bólido que passa a emitir uma onda de choque produzindo um barulho como que um tiro de canhão chamado “boom sônico” quando ele é finalmente freado e entra em queda livre. O corpo principal pode explodir pela diferença de temperatura entre seu interior frio e exterior quente espalhando-se em vários fragmentos que chegam à superfície como meteoritos. Os fragmentos se distribuem numa área aproximadamente elíptica denominada

strewn field ou campo de espalhamento em inglês (Figura 2.6). O eixo maior da elipse dá a direção de queda do bólido. A maioria dos meteoros não chega à superfície sendo totalmente vaporizado pelo seu ingresso na atmosfera. As chuvas de meteoros são a entrada na atmosfera de partículas menores que um grão de areia que queimam completamente e brilham por segundos vaporizando completamente. Essas partículas são poeira deixada para trás por cometas deixando rastros delas que quando interceptados pela Terra em seu caminho orbital queimam na atmosfera produzindo as chuvas de meteoro. Os meteoritos são raros porque é um evento esporádico quando um meteoróide de tamanho considerável é capturado pela gravidade terrestre e tem a chance de chegar à superfície como um meteorito.

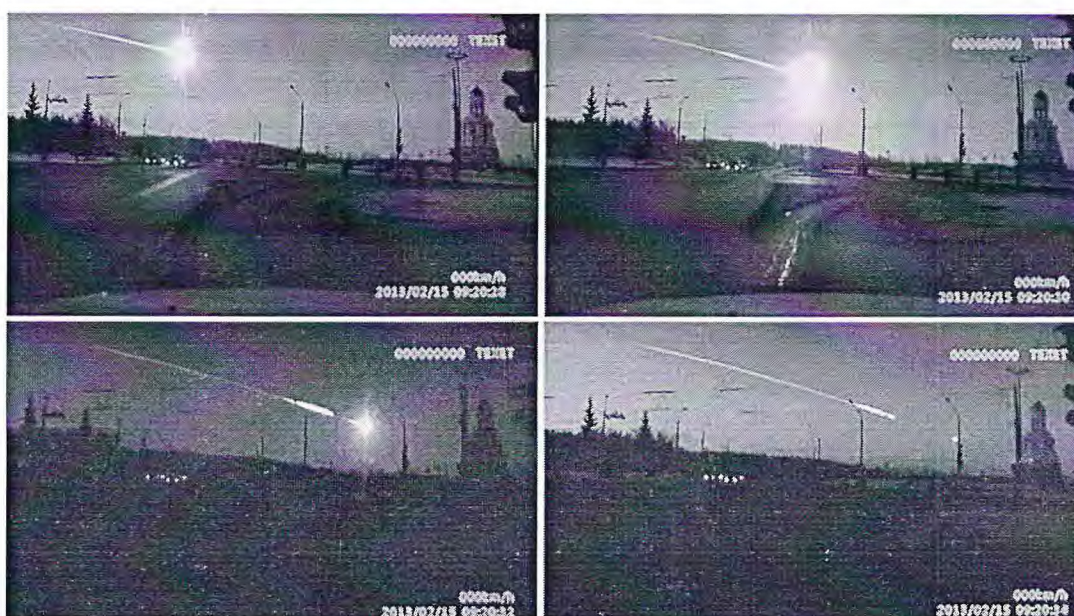


Figura 2.5. Imagens do meteoro de Chelyabinsk, Rússia, sendo visível já como um bólido que caiu em 15 de janeiro de 2013 (fonte: <http://foto.s3.amazonaws.com/wp-content/uploads/2013/02/wn20130217h1a-e1361014406822.jpg>)

Os corpos parentais dos meteoritos, como discutido antes, são principalmente os asteroides. Com o aprimoramento dos telescópios, tanto os convencionais que coletam luz visível quanto os da faixa de comprimento de onda do infravermelho, permitiu-se fazer um sensoriamento remoto dos asteroides e eles foram divididos em classes espectrais, cada uma dessas com uma curva de reflectância característica (Tholen, 1984; Bus & Binzel, 2002). Distinguir fases minerais analisando a assinatura espectral de rochas é complicado, felizmente com as informações mineralógicas dos meteoritos, pode-se considerar que a composição básica dos asteroides são olivinas, piroxênios e ferro-níquel metálico e essas três fases minerais por sorte possuem curvas de reflectância bem determinadas e pouco discrepantes o que permitiu separar os asteroides em classes. As principais classes de asteroides são S, M, C e D.

Os asteroides S são provavelmente de natureza rochosa e rocho-metálica, os tipo M são metálicos, provavelmente destroços de antigos núcleos metálicos diferenciados de planetóides e asteroides de grande porte que foram destroçados por antigas colisões cósmicas no cinturão principal, os asteroides tipo C possuem baixo albedo e os que foram visitados por

espaçonaves revelaram baixíssima densidade da ordem de 2,2 g/cm³ revelando uma composição carbonácea, os tipo D possuem composição carbonácea, mas com algum teor maior de metais e silicatos ferromagnesianos.

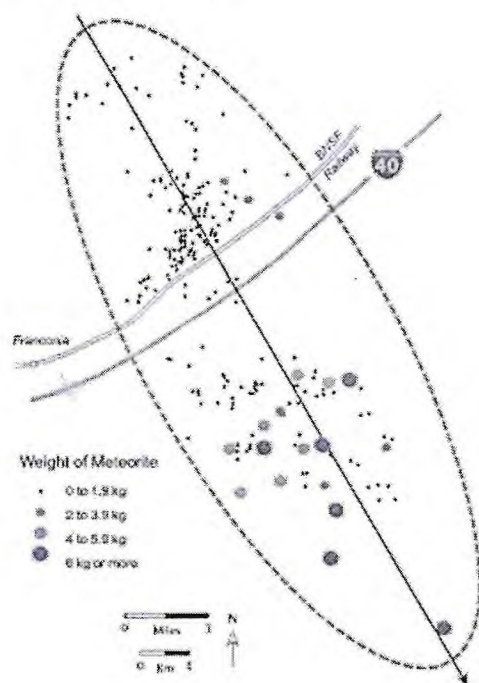


Figura 2.6. Exemplo de mapa de um campo de espalhamento ou strewn field sendo o eixo maior da elipse a direção de queda do bólido (fonte: http://nuggetshooter.ipbhost.com/uploads/monthly_10_2012/post-23514-0-17444100-1349905019.jpg)

Comparando a assinatura espectral de um meteorito medida em laboratório com dados de sensoriamento remoto de asteroides é possível traçar as prováveis origens do meteorito (Figura 2.7). Os meteoritos também revelam uma história geológica não tão estática quanto se imaginava para os asteroides. Embora sejam planetesimais remanescentes, os asteroides passaram por processos de aquecimento pós-formacional pela desintegração de radionuclídeos e isótopos de meia-vida muito curta como o Al-26 e Pu-234, elementos estes sintetizados por captura de nêutrons e espalhamento nuclear durante eventos de supernovas sendo dispersados no meio interestelar e depois incorporados pela nebulosa solar e por sua vez pelos planetesimais. Estes isótopos já não existem mais, mas deixam isótopos-filho estáveis que permitem inferir a sua existência no passado. Tais nuclídeos de meia-vida curta tiveram importante participação no estágio termal de planetesimais aquecendo e equilibrando suas fases minerais nos primeiros 16 milhões de anos, em média, de existência do disco protoplanetário (Eugster & Lorenzetti, 2004). Asteroides de grande massa foram mais afetados e sofreram metamorfismo termal que destruiu total ou parcialmente a sua composição originalmente condrítica levando em alguns casos até a fusão parcial formando líquidos basálticos e induzindo diferenciação asteroidal em crosta basáltica, manto peridotítico a dunítico e núcleo de ferro-níquel. Dados estatísticos do cinturão principal mostram que poucos asteroides apresentam sinais de alto grau de diferenciação, o mais famoso é o asteroide 4-Vesta cujos dados de sensoriamento remoto realizados pela

espaçonave DAWN da NASA revelaram uma crosta composta de basaltos cujos meteoritos encontrados aqui na Terra são os eucritos (Li *et al.*, 2011; McSween *et al.*, 2010).

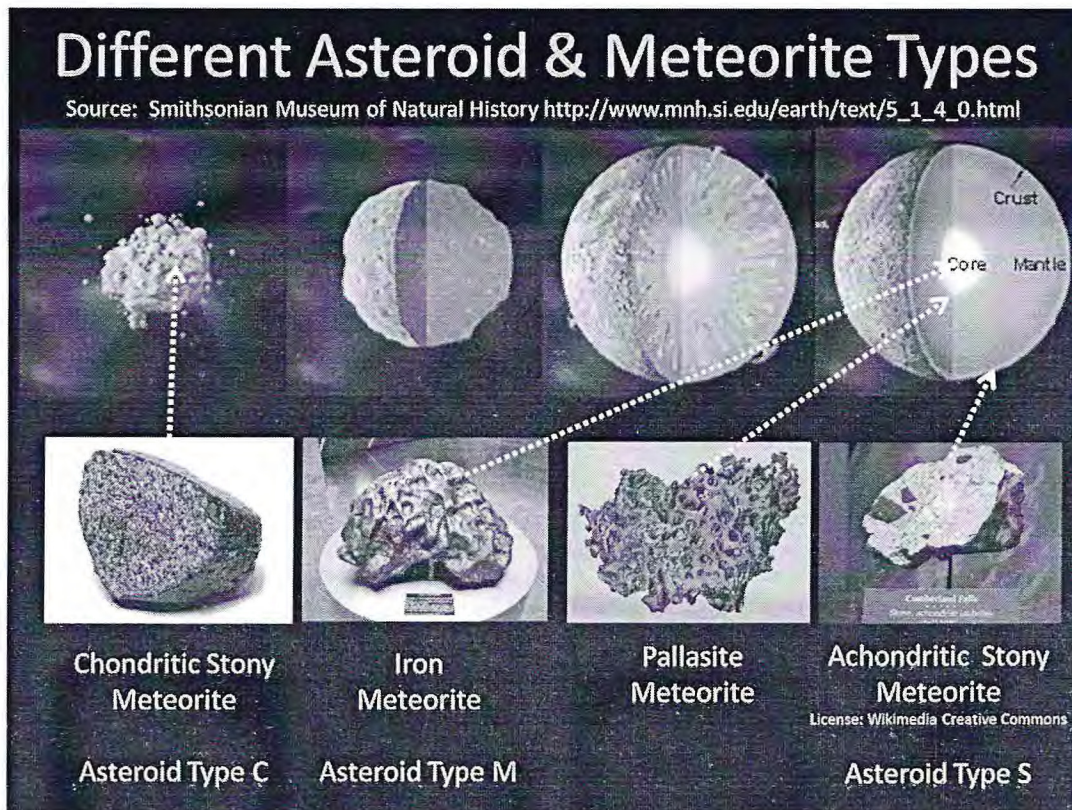


Figura 2.7. Comparação entre o asteroide, o grau de diferenciação termal, o meteorito a eles associado e a classe espectral correspondente (fonte: <http://www.philipmetzger.com/blog/wp-content/uploads/2013/05/asteroid-and-meteorite-types.jpg>)

O asteroide 4 Vesta (Figura 2.8) possui um diâmetro de 500 km e é um dos maiores asteroides do cinturão principal perdendo apenas para 1 Ceres com 900 km de diâmetro, mas este último foi promovido recentemente para planeta anão o que torna Vesta o maior asteroide conhecido e sua grande quantidade de matéria permitiu a maior atuação da desintegração radioativa promovendo aquecimento até estágio de diferenciação do corpo, outros asteroides diferenciados conhecidos são chamados de vestoides (Carruba *et al.*, 2005). Algumas hipóteses adicionais para a fonte de calor nos asteroides diferenciados, que não têm massa suficiente para atuação de radionuclídeos como o isótopo Al-26, (Urey, 1955), são a indução de correntes elétricas de grande intensidade nos planetesimais devido ao campo magnético retorcido e expandido do Sol recém-nascido e também aquecimento e fusão da superfície dos asteroides pelos fortes ventos solares em seu estágio também inicial ou T-Tauri, (Kuhi, 1964), tal mecanismo primeiramente proposto por Sonnett *et al.* (1968). Lembrando que no estágio T-Tauri, a estrela ainda não atingiu pressão e temperatura internas suficientes para iniciar a fusão nuclear.



Figura 2.8. Asteroide 4 Vesta fotografado pela sonda Dawn da NASA (fonte: http://www.wired.com/images_blogs/wiredscience/2011/07/vesta-asteroid-belt-dawn-nasa.jpg)

Mesmo os asteroides condríticos possuem certo grau de metamorfismo termal que tende a recrystalizar e modificar a textura condrítica original. As rochas existentes no cinturão de Kuiper não apresentam metamorfismo termal e nem diferenciação tal como as rochas do cinturão principal, no entanto, o calor radioativo liberado em asteroides carbonáceos fundiu os gelos existentes junto aos mesmos e permitiu alteração hidrotermal transformando olivinas e piroxênios em serpentinas e argilominerais complexos e reações químicas aquosas com materiais carbonáceos precipitaram carbonatos e sulfatos em veios fraturados pela percolação de fluidos hidrotermais nos asteroides, também a alteração aquosa oxidou as fases de ferro-níquel cristalizando magnetita e sulfetos de níquel como pentlandita. Todas essas feições são descritas nos condritos carbonáceos mais ricos em água estrutural e com alto teor de compostos de carbono incluindo moléculas orgânicas diversas, grafita e nanodiamantes.

Além dos processos termais outro mecanismo induz modificações profundas nos asteroides, o metamorfismo de impacto (French & Short, 1968; Stöffler & Langenhorst, 1994; Grieve *et al.*, 1996; French & Koeberl, 2010). Tais impactos foram comuns durante a acreção planetesimal e depois durante a era do bombardeamento pesado que escavou milhares de crateras na crosta dos planetas rochosos e nos satélites naturais (Figura 2.9). Colisões entre asteroides induzem modificações na textura e em alguns casos também na mineralogia e o grau de choque é maior quanto maior for a velocidade de colisão o que aumenta a pressão de impacto (French & Short, 1968; Stöffler & Langenhorst, 1994; Grieve *et al.*, 1996; French & Koeberl, 2010). Numa escala crescente de pressão, as principais modificações nos asteroides são fraturamento dos cristais de olivina, formação de vidros diapléticos ou tethomórficos, fusão parcial formando matriz vítrea, brechação e brechação com injeção de veios de ferro-

níquel. Em altas pressões, da ordem de 600 GPa, a olivina inverte para seu polimorfo metaestável ringwoodita de cor azul.

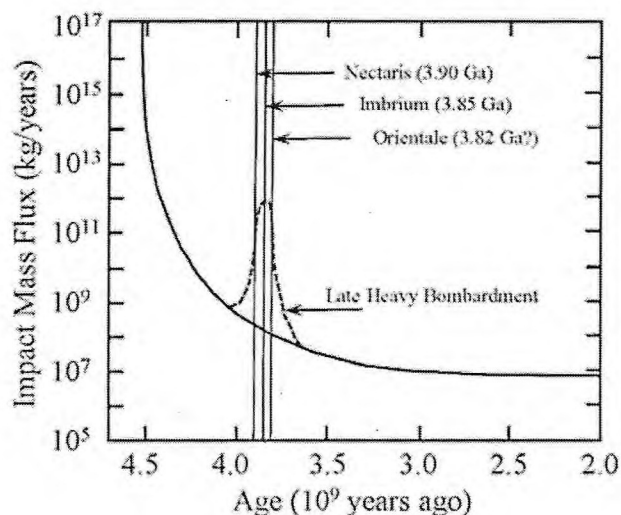


Figura 2.9. Gráfico representando o fluxo de meteoritos no tempo geológico onde se observa um pico entre 4,1 e 3,8 Ga que marca o bombardeamento pesado tardio, aqui normalizado pela contagem de crateras lunares e a respectiva datação dos terrenos impactados através de amostras de rocha lunar trazidas pelas missões Apollo da NASA (fonte: <http://www.origin-life.gr.jp/3603/3603055/fig2.jpg>)

O plagioclásio a pressões de 15 GPa a 35 GPa inverte quase que instantaneamente para uma fase amorfa instável, um vidro diaplético ou tectomórfico denominado maskelynita. A maskelynita é encontrada em quase todos os meteoritos basálticos marcianos denominados shergottitos. Sinais de impacto meteorítico de grande porte na crosta terrestre são evidenciados pela presença de feições planares em cristais de quartzo, os chamados PDF's (*Planar Deformation Features*) e pela presença de seus polimorfos, a coesita e a stishovita. A coesita é encontrada em eclogitos, mas a stishovita é exclusiva de impacto meteorítico. Pode-se observar também a paragênese metaestável e desequilibrada de rochas impactadas como quartzo, coesita e stishovita ocorrendo na mesma rocha indicando evento de alta pressão na superfície terrestre o que é possível apenas em impactos meteoríticos. Rochas ou sedimentos ricos em sílica quando impactados podem gerar vidros de impacto ejetados da cratera, esses vidros são chamados de tectitos e o vidro resultante do processo é denominado lechatelierita.

Praticamente todos os meteoritos apresentam algum sinal de impacto, o que mostra a grande probabilidade desses corpos terem passado por um ou mais eventos de colisão cósmica. Esses eventos colisionais podem ser datados medindo a quantidade de isótopos cosmogênicos estáveis e instáveis nos meteoritos (Figura 2.10). Os isótopos cosmogênicos são sintetizados quando a superfície do asteroide é bombardeada por raios cósmicos de diversas naturezas (Anders, 1964; Lal, 1972; Reedy *et al.*, 1983; Caffee *et al.*, 1988; Vogt *et al.*, 1990). Partículas do vento solar e oriundas de partes distantes do Universo atingem átomos da superfície do asteroide convertendo um elemento químico em outro (Bhandari, 1981). Exemplos de produtos de bombardeamento de partículas subatômicas cósmicas são o hélio-3, (Masarik *et al.*, 2001), e o criptônio-81, sendo isótopos cosmogênicos estável e

instável respectivamente. O fluxo de partículas do vento solar é flutuante e não muito previsível, mas partículas subatômicas galácticas são de alta energia e, portanto, mais influentes na síntese desses isótopos e possuem fluxo que pode ser considerado constante com boa precisão o que permite medir a taxa de produção de isótopos cosmogênicos (Wieler *et al.*, 2011).

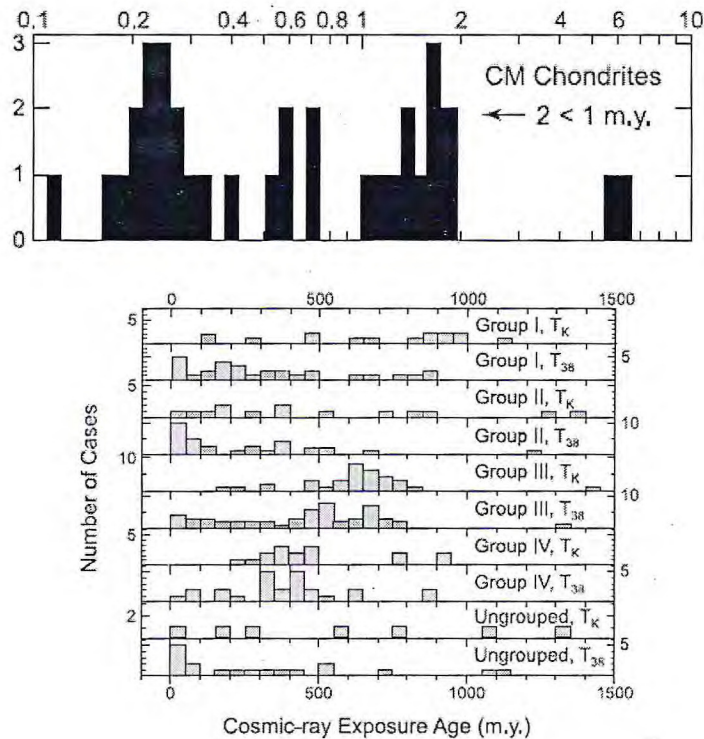


Figura 2.10. Acima histograma com as idades de exposição cósmica para os condritos carbonáceos CM mostrando dois picos de maior frequência indicando dois eventos de colisão cósmica importante que fragmentaram o asteroide parental desses meteoritos. Abaixo histograma para os meteoritos metálicos com picos ≤ 1 Ga. A escala horizontal logarítmica está em milhões de anos. Fonte: Eugster, Herzog, Marti, Caffee.

Sabendo a taxa de produção de isótopos cosmogênicos dada pelo fluxo de radiação cósmica galáctica é possível calcular a idade de exposição do meteorito e inferir quanto tempo o asteroide permaneceu no espaço interplanetário sem sofrer eventos colisionais que acabam reiniciando o seu relógio isotópico cosmogênico (Anders, 1964; Lal, 1972; Reedy *et al.*, 1983; Caffee *et al.*, 1988; Vogt *et al.*, 1990; Marti & Graf, 1992; Wieler & Graf, 2001; Wieler, 2002a; Herzog, 2003; Eugster, 2003). Dados obtidos mostram que meteoritos rochosos possuem idades de exposição cósmica inferiores a 30 milhões de anos e meteoritos metálicos possuem idades próximas de 1 bilhão de anos (ver Figura 2.10). Isso mostra que os asteroides rochosos são mais frágeis e suscetíveis a eventos colisionais sendo despedaçados e liberando os isótopos cosmogênicos, que são quase todos gases nobres, reiniciando o sistema isotópico. Os asteroides metálicos são difíceis de se despedaçar em eventos colisionais o que impede a perturbação do sistema isotópico e estes passam a apresentar longas idades de exposição cósmica. Visto que todos os meteoritos possuem idade de formação de 4,6 bilhões de anos (Patterson, 1956), as idades de exposição cósmica representam a idade do último grande evento de colisão ocorrido no asteroide. Portanto, os meteoritos rochosos tiveram seu

último evento colisional importante há menos de 30 milhões de anos e o último grande evento colisional dos asteroides metálicos foi há 1 bilhão de anos. Esses eventos de colisão criam famílias de asteroides que são fragmentos menores próximos que antes eram um único corpo.

3. Arte da Classificação dos Meteoritos

A primeira das formas de se classificar um meteorito é com base na condição em que foi coletado. Meteoritos cujos bólidos são testemunhados são chamados de “quedas” ou *falls* em inglês e meteoritos que são recolhidos em campo sem se saber quando caíram porque não houve testemunhas da queda são chamados de “achados” ou *finds* em inglês (Weisberg *et al.*, 2006). Os achados são os mais comuns, é mais fácil encontrar meteoritos em campo do que observar uma queda e ir à busca dos fragmentos. Esses são interessantes porque utilizando isótopos cosmogênicos, pode-se obter a idade em que a produção cósmica cessou quando o meteorito ao cair ficou protegido, pela atmosfera da Terra, de maior parte do bombardeio de raios cósmicos (Anders, 1964; Lal, 1972; Reedy *et al.*, 1983; Caffee *et al.*, 1988; Vogt *et al.*, 1990). O tempo de residência do meteorito na Terra após a sua queda é chamado de idade terrestre.

Historicamente (Tabela 3.1) os meteoritos eram classificados em aerólitos, siderólitos e sideritos e esta ainda é usada comumente e os nomeia em três principais tipos (Prior, 1920; Mason, 1967 *in* Weisberg *et al.*, 2006), uma forma simplificada de agrupá-los em categorias, sendo os rochosos ou aerólitos, compostos em sua maioria de silicatos, os rocho-metálicos ou siderólitos, contendo silicatos associado a uma importante fração de ferro-níquel metálico e os metálicos ou sideritos, sendo quase que inteiramente compostos da liga metálica ferro-níquel. Esses tipos são subdivididos por sua vez em classes que já possuem relação quanto à gênese e são sugestivos com respeito ao corpo parental do meteorito. Os meteoritos rochosos ou aerólitos são divididos em condritos e acondritos. Os siderólitos são divididos em pallasitos e mesossideritos e os sideritos são classificados texturalmente em hexaedritos, octaedritos e ataxitos, que diz respeito ao arranjo cristalino da liga metálica dependente do teor de níquel e da temperatura de arrefecimento do núcleo asteroidal. A Tabela 3.2 resume a classificação criada por Prior (1920) e Mason (1967) e revista por Krot *et al.* (2014).

A classificação moderna dos meteoritos os subdivide hierarquicamente em clãs, classes, grupos e subgrupos (Krot *et al.*, 2014; Weisberg *et al.*, 2006). Tal classificação moderna subdivide todos os meteoritos em apenas duas categorias, os condritos e os não condritos. Os condritos se subdividem em basicamente três classes que são os ordinários, carbonáceos e enstatitos. Os não condritos são os acondritos que se subdivide em primitivos, que guardam similaridade geoquímica e isotópica com os condritos e os diferenciados que sofreram fusão parcial ou total perdendo sua característica originalmente condrítica. Os meteoritos metálicos e os rocho-metálicos entram na classificação dos não condritos diferenciados.

Tabela 3.1. Histórico da Classificação dos Meteoritos

Ano	Pesquisador(es)	Descrição
1860	Gustav Rose & Nevil Maskelyne	Rose separou-os em condritos e não-condritos. Maskelyne os separa em aerólitos, siderólitos e sideritos
1883	Gustav Tschermack	Dividiu os meteoritos em três grupos rochosos e dois grupos metálico
1907	Oliver Farrington	Classificação pioneira baseada em análises químicas
1920	George Prior	Compilou um sistema de classificação baseado nas classificações anteriormente feitas
1967	Brian Mason, Klaus Keil & Kurt Fredriksson	Utilização da Microsonda Eletrônica para análises químicas precisas da mineralogia dos meteoritos
1997	Alan Rubin	Sistemática de classificação baseada na mineralogia, composição química e isotópica e petrologia
2005/2006	Alexander Krot & Weisberg	Sistemática de cogeneticidade dos meteoritos. Separa-os simplesmente em condritos e não condritos.

Tabela 3.2. Síntese da Classificação Moderna dos Meteoritos

Tipo	Classe	Grupo	Origem	Diferenc.
Rochosos	Condritos	Ordinários Carbonáceos Enstatitos Rumurutitos Kakangari	Asteroides	Indiferenciados
		Acondritos	Lodranitos Acapulcoitos Brachinitos Winonaitos Ureilitos	Asteroides
	Angritos Aubritos		Asteroides	Diferenciados
	H.E.D.		4-Vesta	Diferenciados
	S.N.C.		Marte	
	Lunaitos	Lua	Diferenciados	
Rocho- metálicos	Siderólitos	Mesosideritos Pallasitos	Asteroides	Diferenciados
Metálicos	Sideritos	Hexaedritos Octaedritos Ataxitos	Asteroides	Diferenciados

3.1. Condritos

Os condritos são os mais abundantes dos meteoritos. Dentre todos os meteoritos coletados até hoje no planeta, os condritos representam 87% do todo. Eles recebem esse nome devido a sua textura singular composta de grãos esféricos constituídos principalmente de minerais ferromagnesianos (olivinas e piroxênio) cristalizados a partir do disco protoplanetário num evento rápido de resfriamento gerando gotículas minerais refratárias (Ciesla, 2005; Takigawa *et al.*, 2011) chamadas de côndrulos. Os côndrulos (Figura 3.1) se apresentam sustentados por uma matriz fina de composição ferromagnesianas amorfa, uma massa vítrea que representa a poeira condensada a partir do disco protoplanetário e que não tinha massa suficiente para se cristalizar em côndrulos. Essa poeira foi aglutinada junto com os côndrulos.

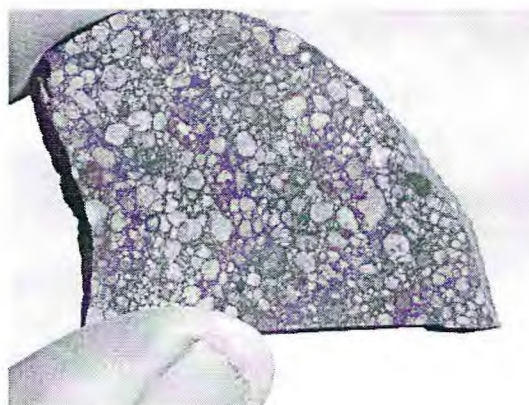


Figura 3.1. Condrito NWA 2735 evidenciando os côndrulos (fonte: http://www.arizonaskiesmeteorites.com/AZ_Skies_Links/NWA_2785/NWA_2785_10/IMG_4557.jpg)

A matriz originalmente vítrea dos condritos mais primitivos, que não sofreu nenhum ou imperceptível metamorfismo termal, é chamada de *mesostasis*. A maioria dos condritos

não possui mais essa matriz original porque foram recristalizados por metamorfismo termal no asteroide parental (Dodd, 1969). Os condritos são classificados em três classes, os ordinários ou comuns, os carbonáceos e os enstatita condritos. O grupo dos condritos recebe uma classificação petrográfica (Van Schmus & Wood, 1967) que leva em conta a textura, o grau de recristalização da matriz (que caracteriza o estágio de metamorfismo termal), o teor de voláteis, o percentual de ferro metálico versus ferro oxidado, este último ocorrendo nas fases silicáticas e nos sulfetos, o estágio de choque classificado por texturas de impacto cósmico na rocha e o grau de intemperismo do meteorito, este último é importante quando o meteorito possui significativo tempo de residência terrestre. O estágio de choque (Stöffler *et al.*, 1991) e o grau de intemperismo (Wlotzka, 1993) podem ser aplicados a todos os meteoritos, sendo os outros critérios citados usados apenas para os condritos.

A textura é descrita pelo percentual de côndrulos e de matriz, onde também se inclui o percentual de minerais opacos representados pelos sulfetos, óxidos e o ferro-níquel metálico. O estágio de metamorfismo termal é maior quanto mais recristalizada for a matriz e quanto menos distinguíveis forem as bordas dos côndrulos. Um fator adicional é a presença de plagioclásio neoformado na matriz. O metamorfismo termal tende a homogeneizar ou trazer equilíbrio termodinâmico à mineralogia, desta forma a textura é modificada podendo até mesmo atingir fusão parcial gerando winonaitos e lodranitos.

O grau metamórfico é numerado de 1 até 6 sendo comumente chamado de tipo petrológico. Os estágios 1 e 2 se aplicam apenas aos condritos carbonáceos e representam alterações aquosas a baixas temperaturas gerando hidrotermalismo com serpentinização e formação de matriz argilosa carbonácea. O estágio 3 se aplica a todos os condritos e representa o estágio onde o metamorfismo virtualmente não atuou e preserva a matriz amorfa e a textura original dos côndrulos, os condritos tipo 3 são os mais primitivos em termos de representarem a matéria original mais bem preservada do estágio protoplanetário. Metamorfismo termal incipiente é observado nos condritos tipo 3 e este é subdividido em 3.1 até 3.9 onde este último representa a textura primitiva com maior grau metamórfico incipiente, um análogo do anquimetamorfismo. Os estágios 4 a 6 representam graus sucessivamente maiores de recristalização da matriz até que os côndrulos e a matriz tornam-se praticamente indistinguíveis no estágio 6. No estágio 5 já é possível encontrar cristais microscópicos de plagioclásio neoformados a partir da matriz recristalizada. Alguns autores apoiam um estágio 7 que representa condritos com textura anatética, um estágio inicial de fusão parcial gerando winonaitos e lodranitos-acapulcoitos, análogos dos migmatitos. O teor de voláteis normalmente acompanha um alto teor em cálcio e alumínio na forma de espinélios e plagioclásio nos condritos carbonáceos que possuem o mais alto grau de oxidação do ferro com teor relativamente elevado de água. O percentual ferro oxidado versus ferro metálico é importante porque dá informações sobre a região da nebulosa solar em que o planetesimal condritico foi condensado. Um grau de oxidação maior mostra abundância em compostos voláteis com alto poder oxidante como a água.

As regiões mais distantes do sistema solar apresentam maior abundância de voláteis e condritos oxidados têm grande probabilidade de terem se originado de lá. Há exceções porque com o avanço em estudos de isótopos de oxigênio sabe-se que a nebulosa solar não era

completamente homogênea, mas possuía regiões com maior e menor grau de oxidação, mas de um modo geral esse método funciona bem. Em ordem decrescente do grau de oxidação estão os condritos carbonáceos, ordinários e por último os enstatitos. Condritos com alto teor em magnésio foram condensados a partir de regiões redutoras da nebulosa solar, normalmente mais próximas da influência do vento solar. Por outro lado, condritos carbonáceos com alto teor em voláteis possuem todo o seu conteúdo de ferro na forma quimicamente combinada com ametais, não tendo magnetismo e são oriundos de regiões distantes da influência dos ventos solares onde percolação de água oxidou o ferro metálico.

O estágio de choque proposto por Stöffler *et al.* (1991) se aplica não apenas aos condritos. Ele caracteriza 6 estágios em ordem crescente da pressão de impacto, classificando de S1 até S6. Quase todos os condritos possuem estágio S3 caracterizado por fraturas planares e extinção ondulante na olivina e fraturas paralelas tênues no corpo da rocha, isto ocorre porque, todos os asteroides tiveram uma história colisional. Estágios mais avançados geram brechas de impacto, veios preenchidos por vidro ou preenchidos por ferro-níquel fundido, plagioclásio diaplético ou tethomórfico chamado maskelynita e sob altas pressões colisionais da ordem de 600 GPa em impactos de hipervelocidade se forma o polimorfo da olivina chamado de ringwoodita.

O grau de intemperismo proposto por Wlotzka é muito útil para determinar o estágio de alteração terrestre em meteoritos achados ou *finds* que possuem idade terrestre. O estágio é numerado de W0 até W6, onde W é de *weathering*, intemperismo em inglês. O estágio W0 é normalmente atribuído para meteoritos recém-caídos ou *falls* que já sofrem efeitos da umidade e do oxigênio atmosférico gerando bordas oxidadas tênues nos flocos de ferro-níquel e torna a crosta de fusão marrom. Estágios avançados de intemperismo incluem a dissolução do ferro metálico por cloro aquoso oriundo de aerossóis, transformação dos minerais em argilominerais, oxidação do ferro metálico em limonita/goetita e incorporação do níquel em serpentinas. Meteoritos metálicos são mais resistentes aos ataques intempéricos podendo sobreviver até centenas de milhares de anos em climas secos, principalmente em desertos e nas regiões polares da Terra. Os rochosos em poucas centenas de anos perdem a crosta de fusão e são completamente transformados em bolas de argila e limonita.

3.1.1. Condritos Ordinários

São assim chamados porque são os mais abundantes dentre os condritos, representam rochas anídras com alto teor relativo de ferro na fase metálica e, portanto, são pouco oxidados. Possuem a textura condrítica, tendo composição mineralógica basicamente ultramáfica e possuem teores dos elementos químicos semelhantes ao do plasma solar representando material planetesimal original que guarda razoavelmente as proporções elementares da nebulosa solar (Anders & Grevesse, 1988) com exceção dos voláteis. O fato de serem pouco oxidados e não possuírem alto teor em voláteis indica que são corpos oriundos do sistema solar interno e cujos voláteis foram varridos pelo vento solar no evento de acreção planetesimal (Dodd, 1976).

Os condritos ordinários são classificados de acordo com o grau de oxidação que se reflete na quantidade de ferro metálico versus ferro existente na estrutura dos silicatos (Van Schmus & Wood, 1967; Prior, 1916; Craig, 1964; Keil & Fredriksson, 1964; Mason, 1965a; Mason, 1966 e Keil, 1968).

O percentual total de ferro nos condritos ordinários os classifica em três grupos designados por LL, L e H. O grupo LL (*very low iron content*) representa meteoritos com 2% a 5% de ferro metálico, os L (*low iron*) possuem entre 5% a 10% de ferro metálico e os H (*high iron content*) têm entre 15% até 22% de ferro metálico. Os condritos LL são também chamados de anfoteritos (Figura 3.2), possuindo piroxênios com alto teor em ferro representando quase uma ferrossilita na série de solução sólida dos ortopiroxênios, os condritos L são ditos hiperstenitos porque parte do ferro está na fase metálica aumentando um pouco o teor de magnésio no ortopiroxênio gerando hiperstênios e os H são ditos bronzitos porque são os menos oxidados dentre os condritos ordinários apresentando piroxênios com alto teor da molécula de enstatita ocorrendo abundante bronzita em sua composição mineralógica e, portanto, quase todo o ferro encontra-se na fase metálica. Os condritos H são os que mais possuem ferro-níquel metálico possuindo a mais alta densidade de todos e atraem fortemente os ímãs.

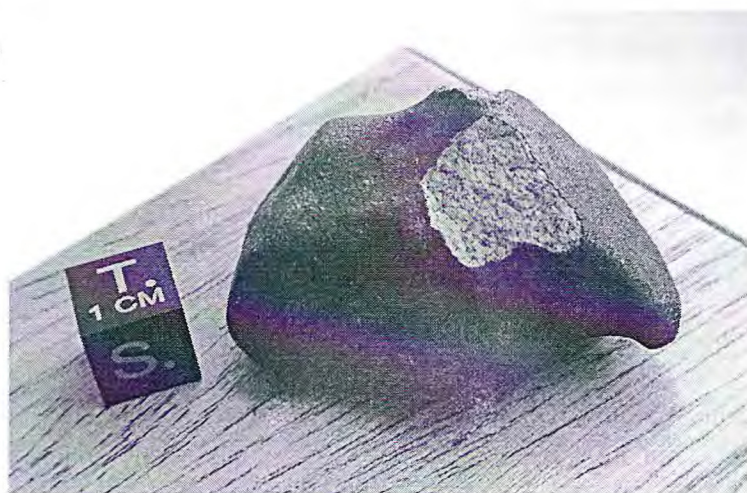


Figura 3.2 – Condrito ordinário Chelyabinsk (LL5) com crosta de fusão (fonte: <http://astrobob.areavoices.com/files/2013/03/Chelyabinsk-43g.jpg>)

Os condritos ordinários possuem estágios metamórficos de 3 a 6 também chamados de tipos petrológicos (Figura 3.3). Combinando a classificação quanto ao teor de ferro com o estágio metamórfico se classifica o condrito ordinário em um grupo. Por exemplo, um condrito ordinário de tipo petrológico 4 com alto percentual de ferro metálico é classificado como pertencente ao grupo H4. Visto que cada grupo (LL, L e H) possui diferentes tipos petrológicos, conclui-se que condritos de tipos petrológicos distintos, mas pertencentes à mesma subclasse são oriundos do mesmo asteroide. Portanto, os asteroides de composição condritica ordinária são divididos em asteroides L, LL e H. O diferente tipo petrológico representa diferentes camadas de um mesmo asteroide, aumentando o grau metamórfico à medida que aumenta a profundidade no asteroide (Hewins & Newsom, 1988; McSween *et al.*, 1988; Zolensky & McSween, 1988). Por exemplo, imaginemos três condritos tipo L, um sendo L3, outro L5 e por último um L6. Admitindo que os três condritos vieram do mesmo asteroide L, o primeiro citado representaria a crosta e subsuperfície do asteroide, o segundo representaria uma amostra da porção mais interna ou “mantélica” do asteroide e o último citado de mais alto grau representaria a região central ou quase central do asteroide. Isso indica não só a profundidade de “amostragem” do asteroide como também o aumento de temperatura com a profundidade, ou seja, o grau geotérmico do asteroide.

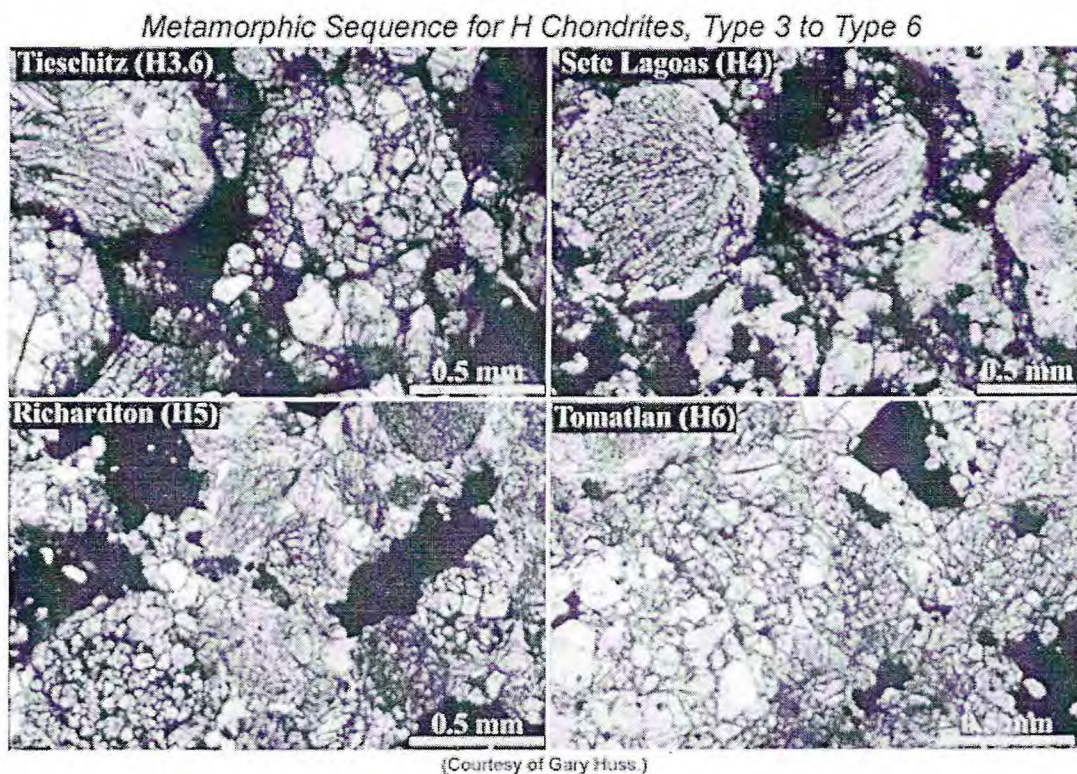


Figura 3.3 – Mudança da textura condritica em diversos estágios metamórficos (fonte: <http://www.psrh.hawaii.edu/WebImg/H3-6.jpg>)

3.1.2. Condritos Carbonáceos

São os mais primitivos de todos os condritos. Primitivo aqui significa que eles possuem abundância elementar mais próxima da abundância elementar da fotosfera solar. Esse é o principal fator determinante de um condrito carbonáceo. Nem todos os condritos carbonáceos são ricos em voláteis ou possuem carbono, mas recebem a designação de carbonáceo porque preenchem o primeiro requisito quanto à abundância solar e um segundo requisito onde diz que os condritos carbonáceos possuem teor elevado de Ca e Al em relação aos demais condritos. Esse alto teor de Ca e Al em relação ao Si está presente nos condritos carbonáceos na forma de inclusões cálcio-aluminosas ou *CAI's* (*Calcium-Aluminum-Rich Inclusions*) (Figura 3.4) que são massas esbranquiçadas de formato ameboide constituídas de minerais refratários de cálcio e alumínio como a hibonita, merrilita e perovskita, podendo também conter granada andradita e coríndon submicroscópicos. Esses materiais são provavelmente os primeiros sólidos a se condensarem na nebulosa solar, são os materiais mais antigos do sistema solar. Alguns *CAI's* possuem idade de 4,57 Ga. Inclusos nas fases minerais refratárias dos *CAI's* estão relictos de matéria interestelar original, são micro a nanopartículas de poeira interestelar, principalmente grãos pré-solares de SiC (moissanita) e grafita (Ott, 2007).

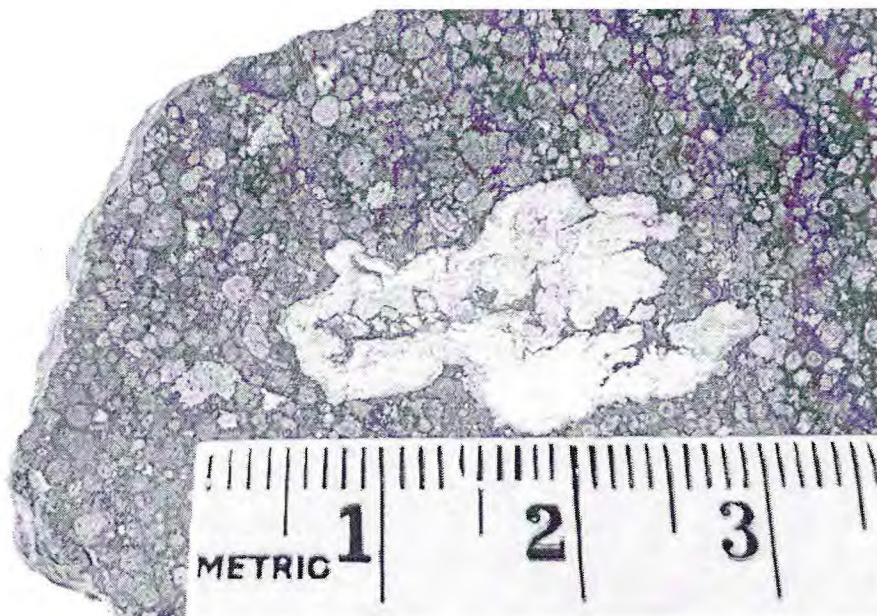


Figura 3.4 – Inclusão de Cálcio-Alumínio no condrito NWA 2086 (fonte: http://www.meteorite-times.com/Back_Links/2008/march/Accretion_Desk.htm)

Estudos isotópicos desses grãos de poeira encapsulados pelos *CAI's* mostram que os grãos de SiC foram criados e ejetados por explosões de supernovas e que os grãos de grafita foram condensados nas atmosferas frias emitidas por estrelas gigantes vermelhas em processo de colapso. Essas atmosferas estelares ejetadas são conhecidas como nebulosas planetárias (Draine, 2003). Quando o material gasoso rico em elementos pesados fabricados na nucleossíntese estelar é completamente ejetado pela gigante vermelha, forma-se a nebulosa

planetária e fica para trás o núcleo estelar colapsado na forma de uma anã branca (Rietmeijer, 2002b,c; Anders & Zinner, 1993; Wasserburg *et al.*, 2006). A mineralogia dos condritos carbonáceos não só revela muito sobre a história primitiva do sistema solar como também a história da evolução cosmoquímica da região da nossa galáxia onde o Sol originalmente se formou.

Eles são classificados segundo condritos carbonáceos anteriores descobertos e separados em diferentes tipos texturais, com base no teor de carbono, água, ferro oxidado na forma de magnetita, sulfetos e carbonatos, presença de ferro-níquel nativo, natureza da matriz, entre outros (McSween & Richardson, 1977; Endress & Bischoff, 1993, 1996; Endress *et al.*, 1996; Leshin *et al.*, 1997 *in* Van Schmus, 1969). Os grupos são CI, CM, CV, CO, CK, CH, CB onde a letra C identifica o condrito como carbonáceo e a letra seguinte representa o nome do meteorito primeiramente descoberto e que “lidera” outros que sejam a ele semelhante, são estes condritos carbonáceos respectivamente Ivuna, Mighei, Vigarano, Ornans, Karoonda, *High Iron* e *Bencubbin* (Figura 3.5). Os mais primitivos ou com maior teor em carbono e água são os tipos CI e CM (Kallemeyn & Wasson, 1981; McSween, 1979;).

Condritos que não se aplicam a nenhum destes são simplesmente denominados de “C” seguido do tipo petrológico. Os condritos CI não possuem côndrulos, apenas matriz escura com serpentinas, clorita e argilominerais associados a carbono grafita, orgânico e nanodiamantes. Os *CAL*'s são pseudomorfos e estão inclusos na matriz normalmente brechada e cortada por veios hidrotermais preenchidos com carbonatos como siderita e ankerita. O ferro encontra-se totalmente oxidado na forma de magnetita e o níquel ocorre incorporado em sulfetos na forma de pentlandita. Os condritos CI não possuem côndrulos porque foram condensados a partir de regiões frias que não passaram por influência dos ventos solares hiperquentes induzindo fracionamento ígneo que gerou os côndrulos onde a poeira das bordas do disco protoplanetário se aglutinou numa matriz. Tais condritos possuem teor de até 22% em peso de água. Depois esses planetesimais primitivos passaram por múltiplas colisões se convertendo em brechas. O aquecimento radioativo desses planetesimais derreteu os gelos por um tempo causando a percolação lenta e gradual de água quente alterando a matriz ultramáfica fina e convertendo-a em uma matriz serpentinizada e com argilominerais exóticos (Hewins & Newsom, 1988; McSween *et al.*, 1988; Zolensky & McSween, 1988; Wood & Pellas, 1991; Urey, 1955 *in* Van Schmus, 1969). A água também oxidou todo o ferro metálico condensado do gás primordial. Os condritos CM já possuem côndrulos e menor teor em água, cerca de 8%, o que indica serem planetesimais mais próximos da influência solar ou representam reservatórios heterogêneos da nebulosa solar. Portanto esses são designados respectivamente em C11 e CM2.

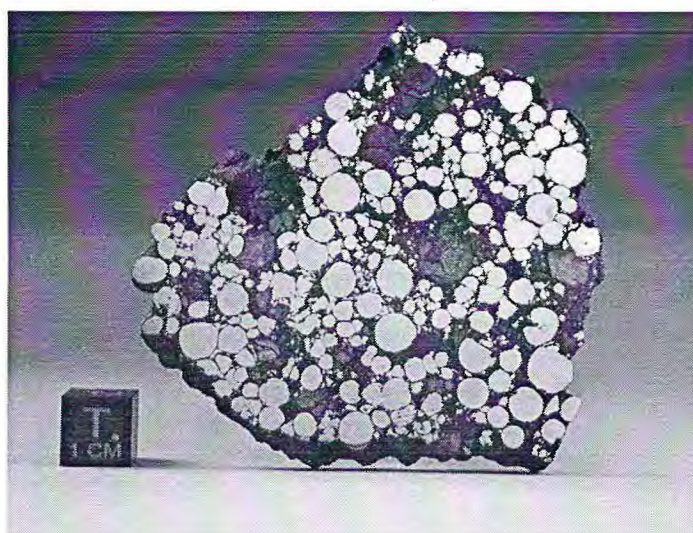


Figura 3.5 – Condrito Carbonáceo “Bencubbinito” Gujba (Grupo CB) (fonte: https://farm9.staticflickr.com/8323/8079229655_6194b31b9b.jpg)

O tipo petrológico 1 é caracterizado pela ausência de côndrulos, presença de uma matriz serpentizada com argilominerais, alta oxidação e alto teor em água. O tipo petrológico 2 é caracterizado pela presença de poucos côndrulos numa matriz também serpentizada com teor de carbono menor que 5% e menor teor em água com cerca de 10% a 5%. Exemplo de condrito carbonáceo tipo 1 é o Tagish Lake (C1), um meteorito caído em 2000 no Yukon, Canadá, um exemplo de tipo 2 é o Murchison (CM2), caído na Austrália nos anos 60. Um exemplo de condrito tipo 3 é o Allende (CV3) caído em 1969 em Chihuahua, México. Um exemplo de um condrito carbonáceo extremamente rico em matéria orgânica é o meteorito Orgueil, caído na França no século XIX, com teor de matéria orgânica de 5% em massa (Baker, 1971), esse meteorito possui desde açúcares e hidrocarbonetos até bases nitrogenadas e aminoácidos.

Os condritos carbonáceos com ausência ou pobres em voláteis geralmente pertencem ao tipo petrológico 3. O tipo 4 é mais raro porque esses meteoritos não sofreram processos avançados de metamorfismo termal. Alguns condritos carbonáceos possuem alto teor em ferro-níquel metálico como os tipos CH e CB. Os condritos CB possuem côndrulos de ferro-níquel metálico sustentados por uma matriz silicática com alto teor em Ca e Al (Weisberg *et al.*, 2001, 2002). Os condritos CB possuem alta razão côndrulo/matriz (Ver Figura 3.5).

3.1.3. Enstatita Condritos

Também conhecidos como condritos enstatitos (Figura 3.6), são os menos oxidados da classe, contendo alto teor em magnésio presente na forma de enstatita quase pura, onde todo o ferro se encontra predominantemente na fase metálica (Keil, 1968; Mason, 1965). Acredita-se que esses meteoritos foram condensados numa região da nebulosa solar onde havia virtualmente nenhum oxigênio e sob altas temperaturas por influência da atividade solar. Estudos de isótopos de oxigênio mostram que a composição isotópica dos condritos enstatitos é plotada na reta de fracionamento terrestre. Isso mostra que os condritos enstatitos talvez tenham sido a principal matéria-prima de formação da Terra. A composição isotópica de

condritos CI também plotam na linha de fracionamento terrestre, indicando parecer que a Terra foi formada pela acreção de uma fração importante de planetesimais de enstatita condrito e por uma fração pequena de condritos carbonáceos tipo CI (Clayton *et al.*, 1984).

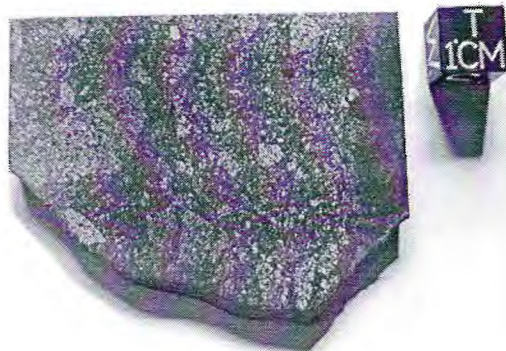


Figura 3.6. Condrito Brechado Abee (EH4) (fonte: <http://www.meteorite.fr/en/images4/Abee.jpg>)

Os enstatita condritos recebem uma classificação especial, sendo designados EL e EH. Onde os EL possuem teor de ferro total de 25% e menos metal e os EH possuem teor de ferro total de 30% e mais metal. Todos os enstatitos, ou pelo menos a maioria, pertencem aos tipos petrológicos 3 a 6, indicando que quase todos os asteroides fonte deles foram submetidos a estágios crescentes de metamorfismo termal. Estágios avançados de diferenciação por metamorfismo termal de um reservatório condrítico desse tipo pode ter originado asteroides acondríticos representados pelos aubritos, que são acondritos com alto teor em enstatita e com composição isotópica semelhante a dos enstatita condritos.

3.1.4. Condritos Raros

Esses condritos são representantes de pequenos grupos (*grouplet*) identificados por meio da assinatura isotópica de oxigênio e acredita-se representarem porções heterogêneas da nebulosa solar. Dois grupos pequenos foram identificados, o dos condritos Rumurutiitos que não possuem ferro metálico, apresentando todo o ferro na forma oxidada e são brechas de regolito e os condritos Kakangari que representam condritos de assinatura isotópica e petrografia semelhante a dos carbonáceos, onde não são plotados em nenhum campo particular do gráfico $\delta(\text{oxigênio-18})$ versus $\delta(\text{oxigênio-17})$ (Srinivasan & Anders, 1977; Davis *et al.*, 1977; Zolensky *et al.*, 1989; Brearley, 1989; Weisberg *et al.*, 1996a) e também se assemelham aos condritos ordinários em termos texturais e mineralógicos junto com os Enstatitos (Weisberg *et al.*, 1991; Bischoff *et al.*, 1994; Rubin & Kallemeyn, 1994; Schulze *et al.*, 1994; Kallemeyn *et al.*, 1996; Russel, 1998). Há diversos condritos anômalos que não se enquadram em nenhum desses tipos de condritos e podem representar uma maior complexidade da dinâmica planetária e talvez exija modificações no sistema de classificação dos condritos.

3.2. Acondritos

Os acondritos representam um extenso grupo de meteoritos que não possuem textura condrítica. Todos eles apresentam algum estágio de anatexia, sempre representando líquido magmático oriundo da fusão de material condrítico ou restitos do mesmo processo. Os acondritos que sofreram fusão parcial incipiente e ainda apresentam composição de rocha-total dos elementos litófilos e/ou siderófilos semelhante a dos condritos sendo restitos de anatexia são chamados de acondritos primitivos. Acondritos que sofreram acentuada anatexia com total extração do líquido gerando derrames basálticos na crosta do asteroide, e restitos peridotíticos no manto, são chamados de acondritos diferenciados. Quando a geoquímica de terras raras desses acondritos é plotada normalizada por um condrito se observa que os primitivos não possuem história de extração de elementos incompatíveis e que os diferenciados possuem dois estágios evolutivos. Uma primeira classe de acondritos diferenciados foi submetida a apenas uma única extração a partir do reservatório condrítico e formam basaltos antigos como os eucritos e outra classe de acondritos diferenciados possuem um complexo padrão de terras raras indicando mais de uma história de extração magmática e tais corpos não podem ter sido gerados em asteroides, estes foram gerados em corpos de dimensão planetária. Portanto, os acondritos diferenciados são subdivididos segundo sua origem em planetários e asteroidais. Hoje, sabe-se que os acondritos de história geológica complexa, os aqui chamados de planetários, são oriundos da Lua e de Marte.

3.2.1. Acondritos Primitivos:

3.2.1.1. Acapulcoitos-Lodranitos e Winonaitos

Esses três tipos de acondritos fazem parte do mesmo clã ígneo de origem asteroidal (Figura 3.7). Os acapulcoitos, lodranitos e winonaitos possuem texturas semelhantes e assinatura geoquímica próxima da dos condritos ordinários representando produto de anatexia de asteroides condríticos. Os três se diferenciam sutilmente segundo o grau de fusão parcial indo do mais primitivo ou menos fundido até o de maior grau de fusão parcial, sendo análogos dos migmatitos que gradam desde metatexitos para diatexitos e finalmente nebulitos (Nagahara, 1992; McCoy *et al.*, 1996; Mittlefehldt *et al.*, 1998; Benedix *et al.*, 1998 in Weisberg *et al.*, 2006).

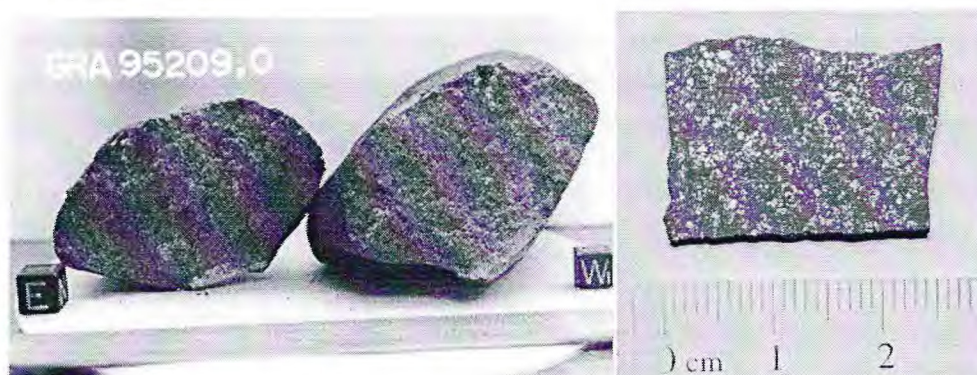


Figura 3.7 – À esquerda lodranito GRA 95209 encontrado na Antártica, à direita winonaito/acapulcoito NWA 725 evidenciando os flocos de ferro-níquel metálico (fonte: <http://www.daviddarling.info/encyclopedia/L/Lodranite.html>; <http://www.meteorites-for-sale.com/images/P/725-5.jpg>)

Os acapulcoitos possuem granulação fina e os lodranitos possuem granulação grossa. Ambos apresentam alto grau de metamorfismo termal com os cristais apresentando em suas bordas junções tríplices de 120°. Os winonaitos apresentam maior grau de fusão parcial com abundante ferro-níquel metálico e composição geoquímica próxima da dos condritos. Os winonaitos podem ser, portanto, possivelmente relacionados com o clã ígneo dos ferros IAB com silicatos (Kracher, 1982; Kallemeyn & Wasson, 1985; Palme *et al.*, 1991).

3.2.1.2. Brachinitos

São acondritos compostos inteiramente de cristais de olivina (Figura 3.8). A textura dos brachinitos é normalmente de granulação grossa adcumulática e em alguns existem evidências de estrutura acamadada de assentamento de cristais cumuláticos (Mittlefehldt *et al.*, 1998; Mittlefehldt, 2004). São equivalentes dos dunitos terrestres e acredita-se terem uma origem um pouco mais complexa, provavelmente sendo produto de cristalização de magmas basálticos oriundos de fusão parcial de reservatório condrítico sendo os brachinitos os termos menos diferenciados e mais ricos em magnésio da série de cristalização magmática compondo a base de derrames acamadados em asteroides basálticos ou restitos de fusão (Warren & Kallemeyn, 1989; Nehru *et al.*, 1996; Mittlefehldt, 2004 *in* Weisberg *et al.*, 2006).

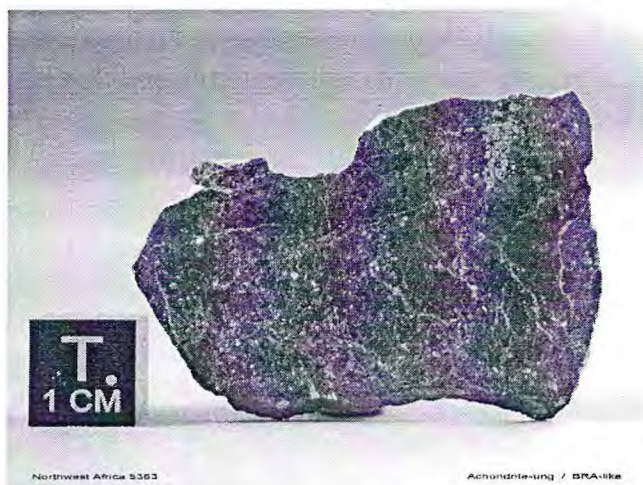


Figura 3.8 – Brachinito NWA 5363 (fonte: <http://www.tucsonmeteorites.com/mpod/rbqxhdndwz.jpg>)

3.2.1.3. Ureilitos

São considerados acondritos exóticos consistindo de cristais de olivina de granulação média a grossa contendo uma matriz fina amorfa e opaca preenchendo os interstícios dos cristais de olivina (Figura 3.9). A composição química da matriz consiste de silicatos ferromagnesianos amorfos, grafita, material carbonáceo amorfo e alguns ureilitos contêm nanodiamantes e espinélios microcristalinos (Goodrich *et al.*, 1987, 2001; Scott *et al.*, 1993; Warren & Kallemeyn, 1992; Goodrich *et al.*, 2002). Os ureilitos possuem alto teor em ferro-níquel metálico na forma de veios e bolsões indicando uma história de impactos cósmicos de alta energia capaz de fundir e remobilizar os metais (Ikeda & Prinz, 2000; Ikeda *et al.*, 2000; Kita *et al.*, 2004 *in* Weisberg *et al.*, 2006). A presença de uma matriz carbonácea indica a contribuição de um protólito condrítico carbonáceo (Clayton & Mayeda, 1988).

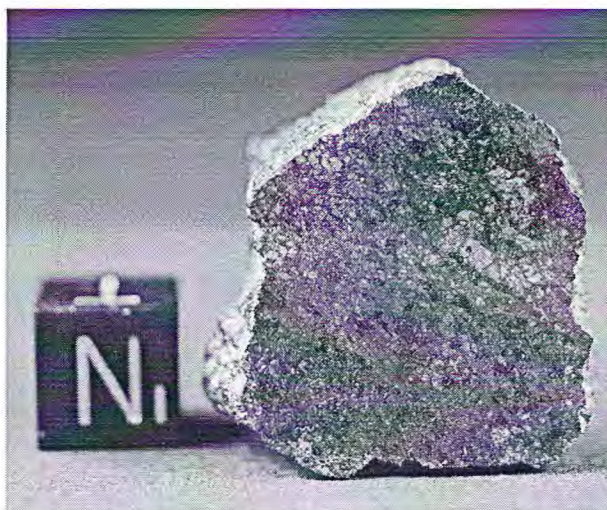


Figura 3.9 – Ureilito Dar al Gani 999 (fonte: http://www.meteorite-recon.com/img_inventar/Ureilite_meteorite_achondrite_DAG%20999.jpg)

A hipótese mais plausível para a sua formação é a de que esses meteoritos são impactitos formados na colisão de alta energia entre um asteroide condrítico carbonáceo e um asteroide de composição variável, provavelmente condrítica, gerando anatexia e remobilização de elementos químicos e metais (Takeda, 1987 *in* Weisberg *et al.*, 2006; Warren & Huber, 2006). A assinatura geoquímica de terras raras dos ureilitos é anômala apresentando enriquecimento em ETR leves e enriquecimento em ETR pesados com uma anomalia negativa de európio. O problema com a hipótese da colisão é que não há evidências de choque nos cristais de olivina em muitos ureilitos, nenhuma feição planar e nenhum polimorfo de alta pressão ocorrem (Kurat, 1988). Os nanodiamantes podem não ser neoformados, mas sim herança do condrito carbonáceo. Ambos ureilitos e brachinitos possuem características de acondritos tanto primitivos quanto diferenciados.

3.2.2. Acondritos Diferenciados:

3.2.2.1. H.E.D. (Howarditos – Eucritos – Diogenitos):

É um importante grupo de acondritos diferenciados de origem asteroidal. Esses três meteoritos estão relacionados porque representam diferentes porções do mesmo asteroide (Papike, 1998). Essas porções foram desgarradas do asteroide em inúmeros impactos com outros asteroides, lançando para o espaço pedaços do mesmo. O grupo H.E.D. tem origem principalmente no asteroide 4-Vesta, o maior asteroide já catalogado no cinturão principal sendo também o único asteroide basáltico conhecido (McCord *et al.*, 1970; Binzel & Xu, 1993). Esse corpo passou por um estágio avançado de diferenciação desenvolvendo plutonismo e vulcanismo, atividades geológicas hoje inexistentes no asteroide.

Eucritos: São rochas vulcânicas a subvulcânicas de composição basáltica (Figura 3.10) e representam derrames de lava fluida na crosta do asteroide 4-Vesta. A assinatura de ETR dos eucritos mostra uma história de fracionamento ígneo por fusão parcial apresentando uma anomalia negativa de Eu. A mineralogia dos eucritos consiste basicamente de

plagioclásio acicular e clinopiroxênio pigeonítico. Uma característica dos eucritos é o empobrecimento em cálcio nos ferromagnesianos tendendo para a pigeonita e o plagioclásio normalmente tende para composição cálcica. A história de extração magmática dos eucritos é relativamente simples porque representa um único evento de extração magmática a partir do reservatório condrítico.

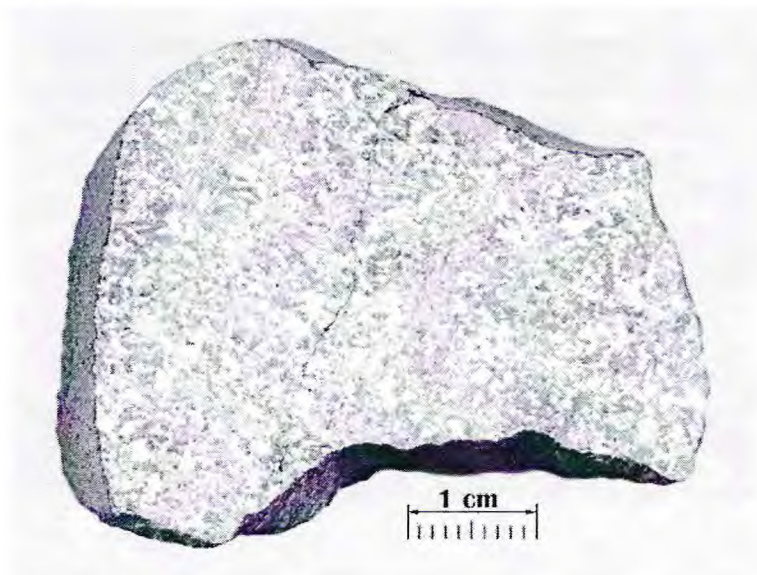


Figura 3.10 – Eucrito Monomítico Millbillillie encontrado na Austrália, apresentando textura subvulcânica e com a característica crosta de fusão marrom-avermelhada (fonte: <http://web.pdx.edu/~ruzickaa/meteorites/gallery/millbillillie.jpg>)

Os eucritos representam, portanto, derrames basálticos que cobriram a superfície do asteroide formando sua crosta superior, múltiplos impactos transformaram a porção superior da crosta em regolito e brechas eucríticas foram geradas, os derrames inferiores foram soterrados e metamorfisados devido à perda de calor do asteroide. Quando os eucritos se apresentam como brechas, podem ser polimíticos, quando clastos de asteroides diferentes estão presentes e monomíticos, quando apenas clastos de eucrito estão presentes. Os eucritos que não sofreram impactos normalmente representam porções basais dos derrames basálticos e possuem textura semelhante a dos diabásios até fanerítica fina ou subvulcânica e estão metamorfisados.

Diogenitos: São rochas plutônicas de porções internas do asteroide 4-Vesta representando porções basais de câmaras magmáticas alojadas em médias profundidades formando talvez pequenos plútons. São rochas que representam a cristalização de magma ultramáfico derivado do fracionamento do magma basáltico que deu origem aos eucritos. Os diogenitos são quase inteiramente compostos de ortopiroxênio tendendo para o hiperstênio tendo coloração esverdeada. Os cristais de hiperstênio podem ter granulação centimétrica. Alguns diogenitos preservam sua textura magmática, sem evidência de assentamento de cristais, e outros se apresentam brechados, normalmente monomíticos (Figura 3.11). A parte dunítica da série magmática eucrítica nunca foi encontrada.

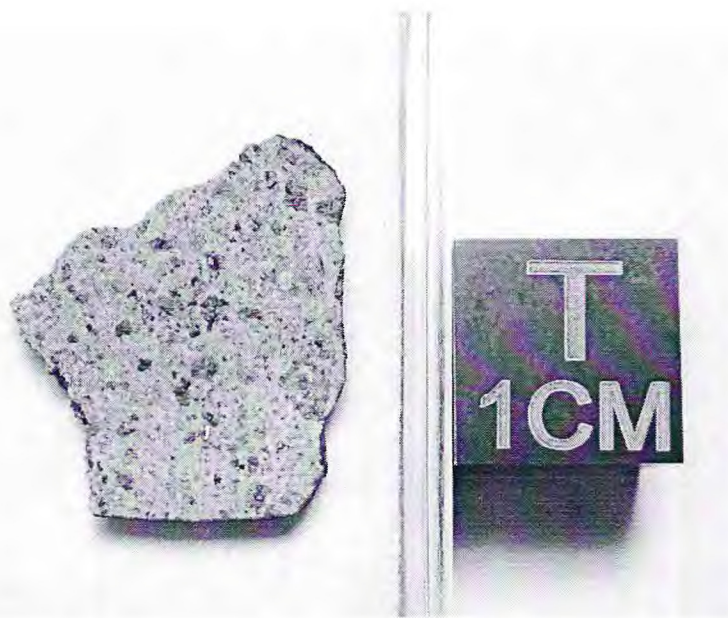


Figura 3.11 – NWA 6927, diogenito brechado (fonte: <http://bigkahuna-meteorites.com/Images/NWA6927-0.71a.jpg>)

Howarditos: São brechas de regolito do asteroide 4-Vesta. A mineralogia consiste de clastos de eucrito e clastos de diogenito sustentados por uma matriz fina de regolito cimentado (Fredriksson & Keil, 1963; Delaney *et al.*, 1984). Não há analogia com rochas terrestres, brechas de regolito se formam quando ondas de choque e calor de impactos na superfície do asteroide maior cimentam o regolito do asteroide formando rochas litificadas com variados pedaços de diversos tamanhos e de diversas origens. Quase todos os howarditos são brechas polimíticas, contendo clastos de eucrito e diogenito. O regolito tem composição também parte eucrítica e parte diogenítica com porções menores de micrometeoritos e vidros esferulíticos, todos oriundos de impactos e erosão cósmica.

3.2.2.2. Angritos

São acondritos que recebem esse nome devido ao primeiro do tipo cuja queda foi testemunhada em Angra dos Reis, RJ, no século XIX (Prinz *et al.*, 1977). Os angritos são acondritos anômalos muito antigos com quase a idade dos condritos carbonáceos primitivos e possui uma complexa textura diferenciada (McKay *et al.*, 1988, 1990; Yanai, 1994; Mittlefehldt *et al.*, 1998) . Alguns angritos apresentam vesículas de escape de voláteis indicando atividade vulcânica (Figura 3.12). A mineralogia dos angritos consiste de plagioclásio (anortita), clinopiroxênio augita e olivina. A textura é grossa, os cristais de plagioclásio ocorrem em finas colunas radiais e acículas, alguns cristais de olivina zoneiam internamente as vesículas esféricas. Alguns pesquisadores defendem que os angritos são pedaços da crosta do planeta Mercúrio, outros defendem que são pedaços de asteroides raros do cinturão principal (Campbell & Humayun, 2005 *in* Weisberg *et al.*, 2006).

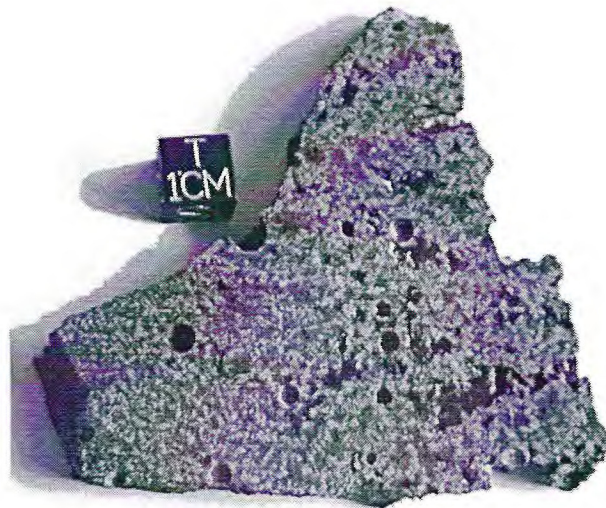


Figura 3.12 – Meteorito angrito D'Orbigny contendo vesículas (fonte: www.meteorite.fr/en/images2/d'orbigny.jpg)

3.2.2.3. Aubritos

São meteoritos praticamente monominerálicos compostos de cristais de tamanhos centimétricos de enstatita virtualmente pura. O teor de ferro nesses meteoritos é praticamente nulo. Minerais acessórios são troilita, plagioclásio pobre em cálcio, olivina, clinopiroxênio e o raro sulfeto de cálcio chamado oldhamita (Watters & Prinz, 1979; Casanova *et al.*, 1993). O alto teor de magnésio indica uma origem em um ambiente pobre em oxigênio onde o gás da nebulosa solar era praticamente redutor. Os aubritos são provavelmente produto da diferenciação de enstatita condritos. Todos são brechas polimíticas apresentando clastos de condritos carbonáceos como o meteorito Cumberland Falls (Figura 3.13), apenas um possui textura ígnea preservada, o meteorito Shallowater (Keil *et al.*, 1989).

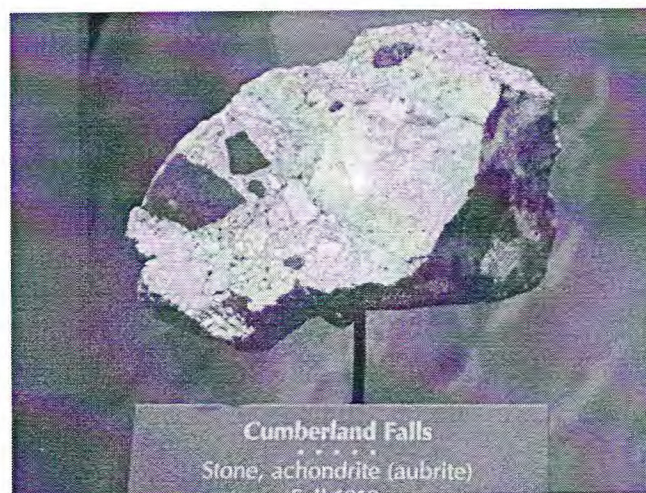


Figura 3.13. Meteorito Cumberland Falls (fonte: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/a/ab/Cumberland_Falls_meteorite.jpg)

3.2.2.4. Lunaítos

Os lunaítos ou meteoritos lunares representam pedaços da crosta lunar e foram ejetados da superfície da Lua por gigantescos impactos de asteroides e cometas em sua superfície (Fritz, 2012). Pode-se verificar a história densa de impactos cósmicos na Lua devido à abundância de crateras de impacto em sua superfície, sendo a maioria delas o registro do violento período do bombardeamento pesado tardio ocorrido entre 4,1 Ga a 3,8 Ga. Ao atingir a superfície da Lua, parte da energia do impacto permite que pedaços da crosta sejam ejetados com velocidade suficiente para vencer a gravidade da Lua e tornar-se um meteoróide com grande probabilidade de cair na Terra. Até hoje, todos os meteoritos de origem lunar são achados (*finds*), sendo encontrados nos campos de gelo da Antártica (Koeberl & Cassidy, 1991) e nos desertos de Omã, Saara e Austrália. As rochas são reconhecidas como lunares devido a comparações dos meteoritos com as amostras trazidas da Lua pelas missões Apollo da NASA.

A maioria dos meteoritos lunares são brechas de regolito lunar (Figura 3.14), um pequeno percentual são basaltos lunares e uma pequena fração são gabros e troctólitos lunares (Papike *et al.*, 1998). As brechas lunares possuem composição anortosítica sendo clastos de plagioclásio e anortosito sustentados por uma matriz de regolito cimentado entre si tendo granulação fina composta por microfragmentos anortosíticos, fragmentos de condritos, esférulas de vidro de impacto e esférulas de ferro-níquel.

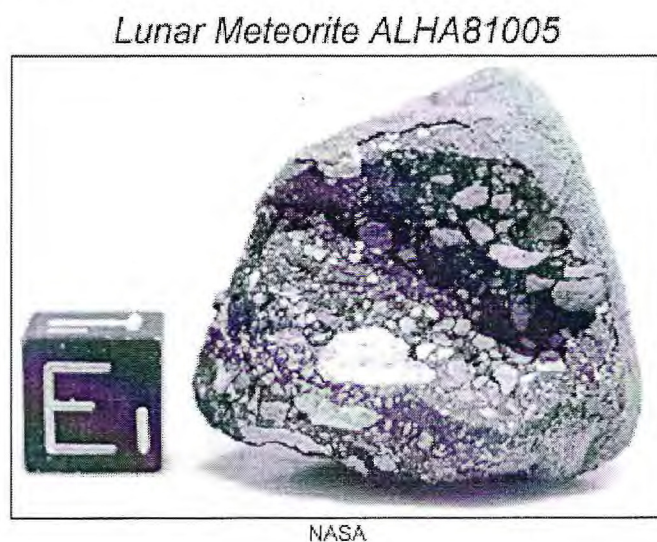


Figura 3.14 – Primeiro meteorito identificado como lunar encontrado na Antártica é uma brecha anortosítica, observar os clastos de plagioclásio em meio à matriz fina (fonte: <http://www.psrcd.hawaii.edu/WebImg/ALHA81005-sm.gif>)

Minerais acessórios comuns nas brechas lunares são troilita e whitlockita. Alguns clastos são pedaços de outras brechas de regolito apresentando um complexo padrão de superposição de eventos com brechas dentro de brechas. O regolito lunar representa bilhões de anos de impactos de micrometeoróides lentamente erodindo a crosta anortosítica e convertendo-a em um pó finamente granuloso. As brechas anortosíticas são naturalmente

oriundas das terras altas lunares, representando a crosta original mais antiga e os basaltos lunares são oriundos dos mares lunares que representam derrames basálticos preenchendo bacias de impacto. Impactos gigantes fraturaram a crosta induzindo ascensão de líquido basáltico.

Os basaltos lunares possuem mineralogia característica com plagioclásio cálcico e clinopiroxênio augita. A geoquímica dos basaltos lunares é caracterizada por altos, médios e baixos teores de titânio, apresentando a singular assinatura geoquímica KREEP, assim como as rochas das *highlands*, (Hess & Parmentier, 1995), um acrônimo para a associação de elementos incompatíveis potássio (K), elementos terras raras (REE) e fósforo (P). Essa associação indica que esses basaltos representam um manto enriquecido e o acúmulo de elementos tão diferentes entre si no mesmo reservatório indica uma súbita mistura e uma rápida diferenciação a partir de um oceano de magma. Essa geoquímica apoia a origem da Lua através do impacto gigante entre a prototerra e o protoplaneta Theia (Canup & Asphaug, 2001), com diâmetro semelhante ao de Marte, e esse impacto lançou parte das crostas de ambos os protoplanetas que se aglomeraram gerando uma bola de rocha fundida, daí houve a diferenciação onde crostas anortosíticas (*rockbergs*) cristalizavam e boiavam em meio ao oceano de magma e o material líquido mais denso formou as porções mantélicas (Hess & Parmentier, 1995). Alguns basaltos lunares possuem textura brechada monomítica.

3.2.2.5. S.N.C. (Shergottitos – Nakhlitos – Chassignitos) – Ortopiroxenitos

São meteoritos que representam rochas magmáticas de diferentes profundidades, a assinatura geoquímica dessas rochas representa uma complexa história evolutiva de magmatismos. A idade recente dos meteoritos S.N.C. (pronuncia-se *snick*) indica que o corpo parental teve ou ainda tem uma geologia ativa (Shih *et al.*, 1982). Todas essas informações mostram que esses meteoritos não poderiam ser originados de asteroides. Com a chegada de dados da primeira sonda a pousar em Marte, a Viking I da NASA, o teor de gases nobres da atmosfera marciana foi medido e comparado com o teor nos gases presos nos shergottitos e mostrou-se compatibilidade (McSween & Treiman, 1998; Bogard & Johnson, 1983; Marti *et al.*, 1995; Nyquist *et al.*, 2001; McSween, 2002). A idade e inclusões fluidas foram levadas em conta para os nakhlitos e chassignitos, que são rochas plutônicas e a mesma situação se confirmou. Os ortopiroxenitos encontrados, apenas um meteorito do tipo foi encontrado, são considerados à parte porque representam antigas rochas ultramáficas com assinatura de gases nobres também marcianas. Além dos gases atmosféricos, a razão hidrogênio-deutério mostrou-se extremamente baixa, indicando que havia enriquecimento de deutério na atmosfera desse corpo devido à baixa gravidade desse suposto planeta. Dados da Viking 2 também confirmaram baixas razões de hidrogênio leve (Moore, 2004). Esses dados isotópicos ajudaram a identificar esses meteoritos como marcianos.

O mecanismo de ejeção de pedaços da crosta de Marte é o mesmo que se dá com a ejeção de pedaços da crosta lunar. Mas visto que a gravidade de Marte é quase três vezes maior que a da Lua, impactos de hipervelocidade são os que podem ejetar fragmentos de crosta marciana com velocidade acima da velocidade de escape do planeta. Simulações numéricas de impactos (Pierazzo, -) de hipervelocidade em ângulos de 45° mostram que é

possível ter energia para ejeção de rochas crustais. A maioria dos meteoritos marcianos representa os achados (*finds*) na Antártica e nos desertos mais quentes da Terra, alguns são caídos (*falls*) e estes últimos são muito raros.

Shergottitos: Eles recebem esse nome devido ao primeiro caído em Shergotty, Índia em 1865. São os mais abundantes do grupo S.N.C. geralmente são rochas de composição basáltica com mineralogia constituída de plagioclásio, pigeonita, augita e o anfibólio kaersutita como principal acessório (Figura 3.15). Outros acessórios incluem pirrotita, magnetita, cromita e ulvo-espínélio. Uma importante textura nos shergottitos é o plagioclásio que ocorre na forma amorfa de vidro diaplético ou tethomórfico chamado maskelynita.



Figura 3.15 – Shergottito Los Angeles, com textura hipoabissal (diabásico) (fonte: <http://meteorite-recovery.tripod.com/2010/mar/la-diabasic.jpg>)

Esse plagioclásio amorfo é formado quase instantaneamente em impactos de alta energia na crosta do planeta, convertendo plagioclásio diretamente em maskelynita. A presença do anfibólio kaersutita indica presença de alguma quantidade de água no sistema, outro indício de fracionamento ígneo complexo. Alguns shergottitos têm composição ultramáfica sendo na maioria lherzolitos. Todos são rochas vulcânicas a subvulcânicas com textura às vezes porfírfica com cristais aciculares a alongados de plagioclásio (maskelynita). Possuem idade de cristalização muito recente da ordem de 1,3 Ga a 800 Ma (Nyquist *et al.*, 2001). Idades recentes indicam uma história geológica complexa.

Nakhlitos: São muito raros, sendo conhecidos três espécimes coletados na Antártica, sendo mais três cujas quedas foram testemunhadas, o meteorito Nakhla no Egito; Lafayette, EUA e Governador Valadares, Brasil. São rochas ultramáficas cumuláticas (Treiman, 1993) constituídas basicamente de piroxênios compondo 80% da rocha sendo lherzolitos (Figura 3.16). Todos os nakhlitos apresentam a mistura mineral secundária hidratada iddingsita que normalmente ocorre em veios nos cristais de olivina. Diferentemente dos shergottitos e chassignitos eles não apresentam texturas evidentes de impacto.



Figura 3.16 – Fragmento do meteorito Nakhla (fonte: <http://www.meteorite.fr/en/images3/Nakhla.jpg>)

Chassignitos: O único espécime do tipo cuja queda foi testemunhada em Chassigny na província de Haute-Marne, França em 1815. Depois outro fragmento de meteorito foi coletado no deserto do Marrocos em 2000 e posteriormente identificado como um chassignito, o meteorito NWA 2737 (Figura 3.17). A mineralogia consiste de 90% de olivina rica em ferro, similar aos dunitos terrestres com 5% de clinopiroxênio, 1,7% de plagioclásio mais minerais em frações menores. O plagioclásio encontra-se altamente impactado no estágio S5 ocorrendo como maskelynita. A idade de cristalização dos chassignitos é de 1,3 Ga (Floran *et al.*, 1978).

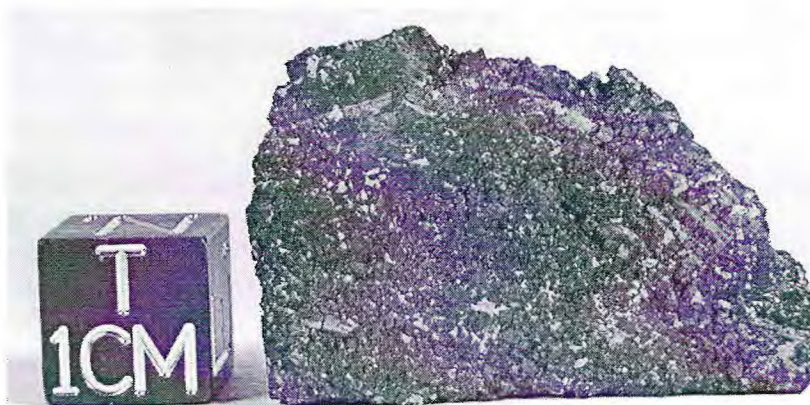


Figura 3.17 – Meteorito chassignito NWA 2737 (fonte: <http://www.catchafallingstar.com/nwa2737b.JPG>)

3.2.2.6. Ortopiroxenito (ALH 84001): O único ortopiroxenito identificado como sendo de Marte é o meteorito ALH 84001 encontrado na Antártica próximo à região montanhosa de Allan Hills em 1984 pela expedição da NASA em busca de meteoritos nos campos de gelo. O meteorito foi revelado ser um ortopiroxenito composto quase inteiramente de hiperstênio. Inclusões gasosas, glóbulos de carbonato em seu interior (Eiler *et al.*, 2002) e minerais acessórios como a magnetita nanoscópica (Keprta *et al.*, 2009) revelaram a sua relação com os S.N.C (Mittlefehldt, 1994 *in* Weisberg *et al.*, 2006). Datações mostram que o meteorito

vagou durante 5 milhões de anos pelo espaço interplanetário e caiu na Antártica 13 mil anos atrás (Figura 3.18).

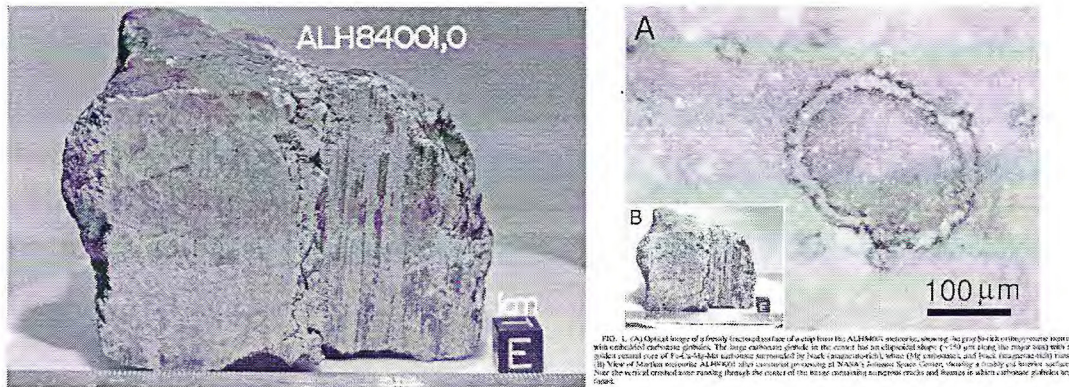


Figura 3.18 – À esquerda o meteorito ALH 84001, à direita detalhe de um glóbulo de carbonato de Fe-Ca encontrado na matriz do ALH 84001 (fonte: http://www.bibliotecapleyades.net/imagenes_ciencia/life09_04.jpg; http://www.astrobio.net/articles/images/meteorite_chip.jpg)

A idade de cristalização do meteorito é de 3,9 Ga. É a amostra de Marte mais antiga conhecida. Simulações mostram que o meteorito esfriou lentamente no interior da crosta de Marte onde hoje é a região de Eos Chasma, uma das ramificações do Vale Marineris em Marte. Estudos mais aprofundados revelaram a presença de estruturas semelhantes a bactérias fossilizadas através do MEV e a espectrometria revelou a presença de compostos orgânicos denominados PAH's (*Polycyclic Aromatic Hydrocarbons*) ou hidrocarbonetos policíclicos aromáticos (McKay *et al.*, 1996). Essas moléculas são normalmente sintetizadas quando um microorganismo morre e é soterrado, sendo provavelmente assinatura de vida microbiana fossilizada (Figura 3.19).

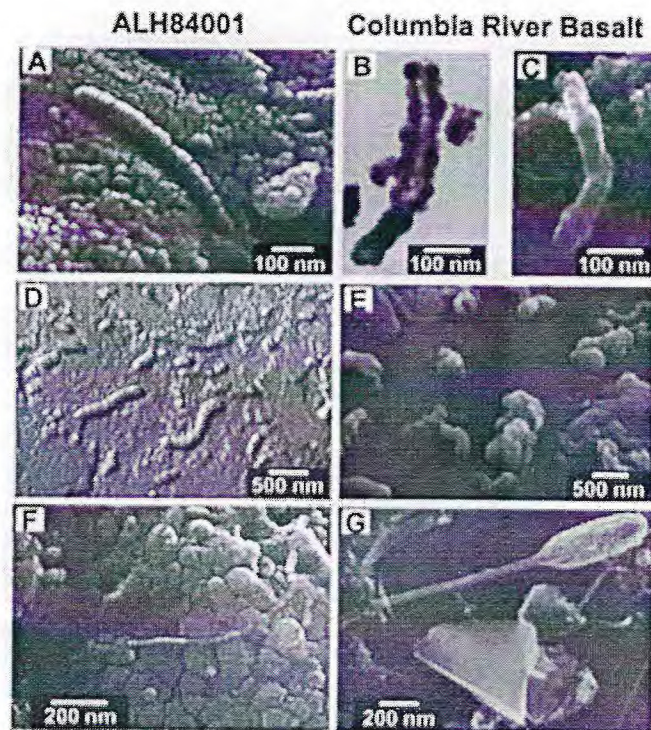


Figura 3.19 – A Coluna esquerda mostra as estruturas enigmáticas ao MEV mostrando semelhança com bactérias no meteorito ALH 84001, na coluna direita uma comparação com microorganismos encontrados no interior de um basalto terrestre (fonte: <http://hendrix2.uoregon.edu/~imamura/121/images/alh8401-columbia.jpg>)

Esses dados também estão associados a misteriosos glóbulos de carbonatos de ferro e cálcio no interior do meteorito. Um artigo oficial da NASA foi publicado em 7 de agosto de 1996 (McKay *et al.*, 1996) onde se dizia haver encontrado evidências de vida microbiana fossilizada no ALH 84001. O debate permanece em aberto até hoje com um grupo de pesquisadores defendendo a origem biológica para esses vestígios químicos e outro defendendo uma origem abiótica para todos esses materiais encontrados no meteorito.

3.3. Siderólitos

É um grupo especial de meteoritos de origem em asteroides que apresentam alto teor de metal nativo associado a material silicático. Alguns possuem textura duvidosa que lembra uma brecha e outras que se assemelham a cumulos ígneos, ainda outros têm textura vulcânica. São também chamados de rocho-metálicos e possuem origens muito distintas e exóticas. O grupo dos siderólitos é dividido em Mesossideritos e Pallasitos. Ambos possuem origens diferentes, portanto, não representam ramificações cogenéticas.

3.3.1. Mesossideritos

É um subgrupo de rochas complexas e dificilmente correlacionáveis, a origem delas é duvidosa e pouco se sabe sobre o mecanismo de formação dessas rochas. São normalmente constituídos de porções iguais de silicatos e ferro-níquel (Figura 3.20). São brechas polimíticas compostas de clastos angulosos e arredondados com mineralogia principal

constituída de ortopiroxênio, plagioclásio numa textura vulcânica e fragmentos eucríticos sendo cortadas por veios de ferro-níquel metálico (Floran, 1978; Floran *et al.*, 1978; Hewins, 1983; Mittlefehldt *et al.*, 1979; Scott *et al.*, 2001).

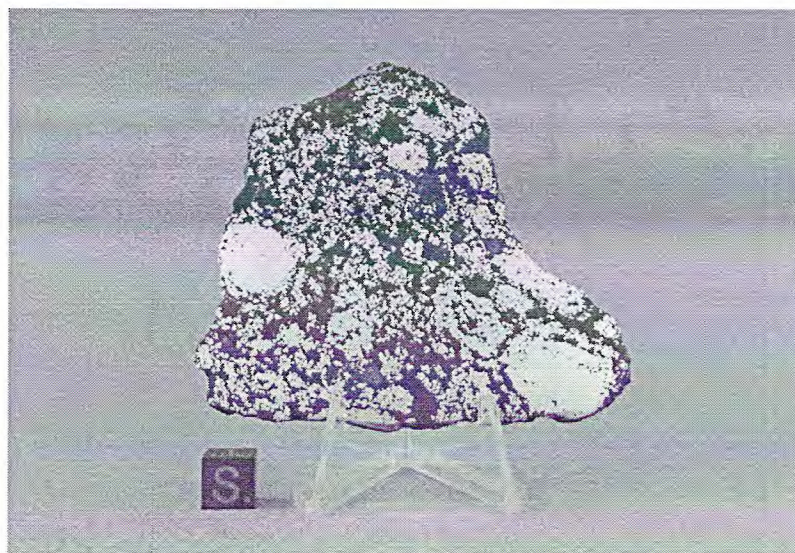


Figura 3.20 – Mesosiderito NWA 7154 mostrando o alto teor em metais (fonte: <http://www.aerolite.org/sale-pics/nwa-7154/92-1/nwa7154-92-1-ii.jpg>)

A parte silicática se aproxima em composição ao grupo H.E.D. estando a olivina ausente e a parte metálica tem geoquímica similar aos sideritos do grupo químico IIIAB, apresentando padrão de textura Widmanstätten. A textura brechada associada a materiais de diferentes tipos de asteroides indica que esses meteoritos foram gerados em colisões de alta energia entre asteroides ou mais provavelmente protoplanetas no cinturão principal (Petaev *et al.*, 1993). Alguns mesosideritos parecem ser produto de diferenciação das porções mais internas de asteroides vestoides (com natureza basáltica).

3.3.2. Pallasitos

São siderólitos mundialmente conhecidos e o primeiro tipo de rocha extraterrestre a ser identificado cabalmente por Chladni e o primeiro espécime a ser descrito como “diferente” pelo pesquisador russo Peter Pallas em 1772 (Sears, 1975). O chamado “ferro de Pallas” nomeado Krasnoyarsk foi o primeiro pallasito reconhecido e leva esse nome devido a Peter Pallas. Os pallasitos são subdivididos em três subgrupos ou *grouplets* em inglês: (1) Grupo Principal, (2) Subgrupo Eagle Station e (3) Subgrupo Piroxênio (Boesenberg *et al.*, 1995; Mittlefehldt *et al.*, 1998). Os pallasitos são uma mistura de olivina cristalina rica em magnésio imersas em uma matriz de ferro-níquel metálico (Figura 3.21). As olivinas dos pallasitos geralmente têm qualidade de gema (peridoto) e são muito apreciadas. A razão olivina/metal no meteorito varia muito de um fragmento para outro, porções de um mesmo pallasito podem ser constituídas quase exclusivamente de olivina e outras porções são inteiramente metálicas.

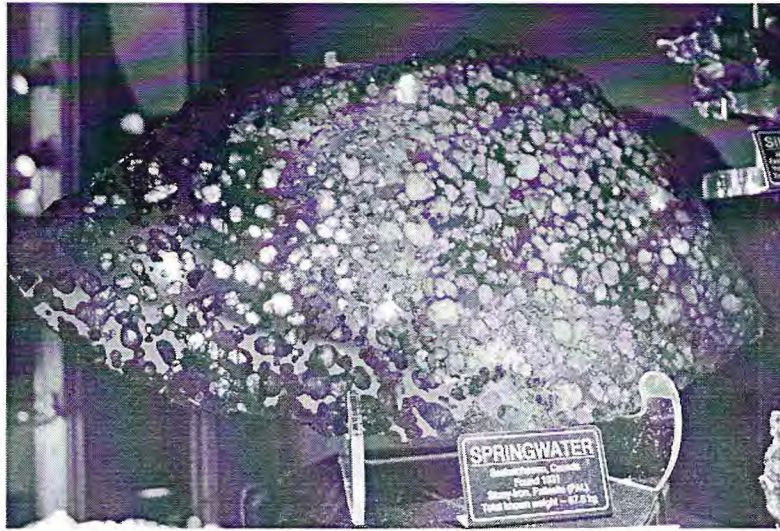


Figura 3.21 – Meteorito pallasito Springwater em exposição (fonte: http://cs.astronomy.com/cfs-file.ashx/_key/telligent-evolution-components-attachments/13-67-00-00-00-48-86-98/Tucson-2013_2D00_Springwater.jpg)

Alguns pallasitos possuem textura que lembra brechas e a relação de mistura olivina versus metais sugere mecanismos diferentes para que essas duas fases incompatíveis entre si coexistam (Scott, 1977). Teorias avançadas de evolução geológica dos asteroides sugerem duas origens distintas para os pallasitos (Wasson & Choi, 2003). A primeira diz que asteroides de grande massa (protoplanetas) são diferenciados e o peso litostático força camadas de olivina a adentrar o núcleo ainda em estado fluido. Outra hipótese é a de impacto entre fragmentos duníticos e núcleos de antigos asteroides fragmentados.

- **(1) Grupo Principal:** São constituídas de olivina rica em Mg sustentadas por uma matriz de ferro-níquel metálico. O metal é um octaedrito médio. Minerais acessórios comuns encontrados na matriz são schreibersita, troilita, cromita e tetrataenita. A provável origem deles é na interface entre o núcleo metálico e o manto dunítico de um asteroide diferenciado. Os pallasitos seriam amostras da transição manto-núcleo.

- **(2) Subgrupo Eagle Station:** Os primeiros fragmentos do tipo foram recuperados próximo de Eagle Station, Kentucky em 1880. Os cristais de olivina são ricos em ferro tendendo para fayalita. Dados isotópicos mostram que esses pallasitos representam porções da interface núcleo-manto de asteroides diferenciados condriticos carbonáceos tipo CO/CV (protólito tipo Allende (CV3)).

- **(3) Subgrupo Piroxênio:** São pallasitos que contêm, além das olivinas, pequenas quantidades de clinopiroxênio que normalmente aparecem como pequenos grãos bordejando os cristais de olivina. Podem representar um único asteroide parental.

3.4. Sideritos

Constituem o estereótipo dos meteoritos, tendo a aparência de “pedras escuras com formatos alienígenas”. Os sideritos são inteiramente constituídos de ferro-níquel metálico e representam fragmentos de antigos núcleos de asteroides diferenciados. Impactos violentos ocorridos um bilhão de anos atrás destruíram muitos asteroides diferenciados expondo e lançando ao espaço os seus núcleos agora expostos ao bombardeio de raios cósmicos. Muitos desses antigos mundos destruídos eventualmente encontram a Terra como meteoroides e chegam à superfície como meteoritos.

Devido a seu conteúdo metálico ser altamente resistente ao calor do ingresso atmosférico, os sideritos são moldados pela ablação atmosférica gerando formatos inusitados com muitas ondulações em sua superfície. Essas ondulações características são denominadas *regmaglypts* ou *thumbprints* (Figura 3.22). A oxidação atmosférica no momento da queda do bólido produz uma fina película de magnetita que protege o meteorito do oxigênio atmosférico por até centenas de milhares de anos se este cair em uma região de clima seco. A fina crosta de fusão escura dá a aparência de “rocha preta” nos sideritos recém-caídos. Com o passar do tempo, o meteorito passa por intemperismo adquirindo uma crosta de limonita que também protege seu interior de mais oxidação. Sideritos de idade terrestre avançada se convertem em oxiditos ou terrestrialitos, esses sideritos intemperisados convertidos em crostas e massas limoníticas são comumente chamados de *shale ball* ou *iron shale*.

Os sideritos são classificados de duas maneiras, a primeira é através da textura de sua estrutura cristalina interna que muda com o teor de níquel e este estabelece uma relação entre textura e tempo de cristalização do núcleo do asteroide (Tschermak, 1870, 1880). A segunda maneira é através da relação entre elementos-traço fracionados pela fase metálica, os principais elementos-traço utilizados são germânio, gálio, irídio e platina (Goldberg *et al.*, 1951; Lovering *et al.*, 1957; Wasson & Kimberlin, 1967). Sabendo que o germânio e o gálio são siderófilos que preferem a fase metálica líquida e que o irídio é um siderófilo que prefere a fase sólida, é possível usar relações gálio-irídio ou germânio-irídio para traçar a história de fracionamento ígneo dos sideritos.

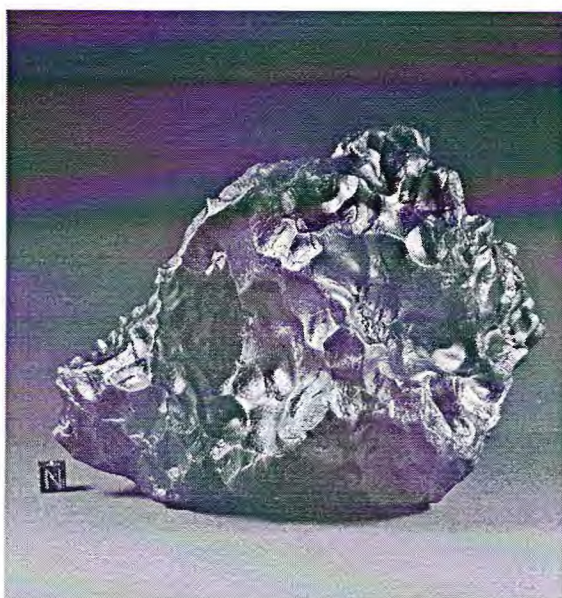


Figura 3.22 – Meteorito Sikhote-Alin caído na Rússia em 1947 apresentando a crosta de fusão escura e a característica feição superficial de “regmaglypts”. (fonte: http://www.meteorite-recon.com/img_inventar/Sikhote%207.9kg%20meteorite%20597a.jpg)

3.4.1. Classificação quanto à Textura: A massa de ferro-níquel dos sideritos tem estrutura cristalina ordenada, ela é basicamente a paragênese entre duas fases minerais intercrescidas representadas pelos minerais kamacita e taenita. A kamacita é um mineral de ferro nativo de estrutura cristalina cúbica de corpo centrado pobre em níquel, às vezes chamado de ferro alfa e a taenita é um mineral de ferro nativo mais rico em níquel com estrutura cristalina cúbica de face centrada, às vezes chamada de ferro gama. A textura de intercrescimento desses dois minerais gera padrões geométricos que refletem sua cristalografia, gerando desde cubos até variedades de octaedros. Esse intercrescimento representa uma textura de exsolução, o que indica lenta cristalização em profundidade. A kamacita e a taenita formam bandas cuja espessura é diretamente proporcional ao tempo de resfriamento da rocha e também é inversamente proporcional ao teor de níquel do meteorito. Os sideritos com menos de 5% até 10% de níquel são quase inteiramente constituídos de kamacita e são denominados **hexaedritos** (Figura 3.23), quando polidos e tratados com nital (ácido nítrico + álcool etílico) apresentam um padrão de linhas transversais identificados como sendo planos de deslocamento da rede cristalina da kamacita devido a impactos cósmicos, essa estrutura é chamada de linhas de Neumann.

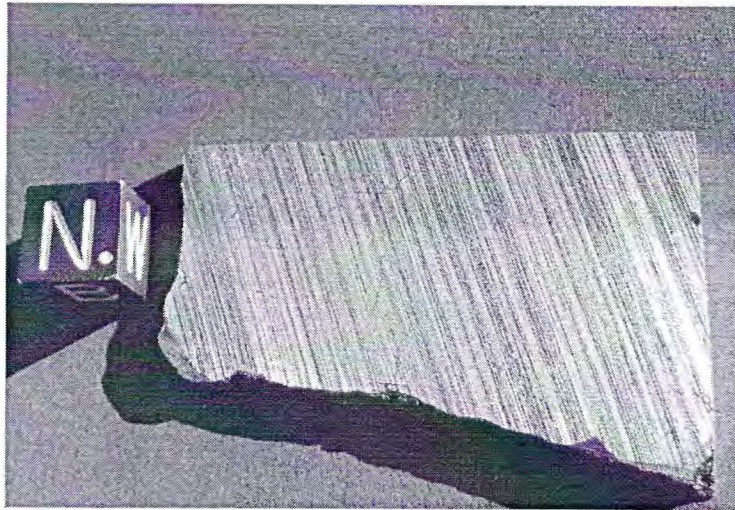


Figura 3.23 – Hexaedrito polido apresentando as linhas de Neumann (fonte: <http://www.meteoriteguy.com/collection/calicorock.htm>)

De 10% até 18% de níquel ocorre equilíbrio entre as duas fases metálicas e estes são chamados de **octaedritos** (Figura 3.24) e estes quando são cortados, polidos e tratados quimicamente com uma solução de nital apresentam textura de intercrescimento cristalino conhecido como padrão de Widmanstätten. Minerais acessórios nos octaedritos são geralmente troilita, schreibersita (fosfeto de ferro-níquel) e sua variedade euédrica rabdita, cohenita (carbeto de ferro-níquel), grafita e tetrataenita.



Figura 3.24 – Octaedrito Gibeon polido mostrando o padrão de Widmanstätten (fonte: http://s2.hubimg.com/u/214421_f520.jpg)

Quando o teor de níquel ocorre acima de 18% não há presença de estruturas macroscópicas sendo chamados de **ataxitos** (Figura 3.25). Os ataxitos são constituídos quase inteiramente por taenita apresentando textura a nível microscópico com presença de planos de cisalhamento e microrregiões contendo plessita, uma textura criptocristalina de kamacita/taenita.

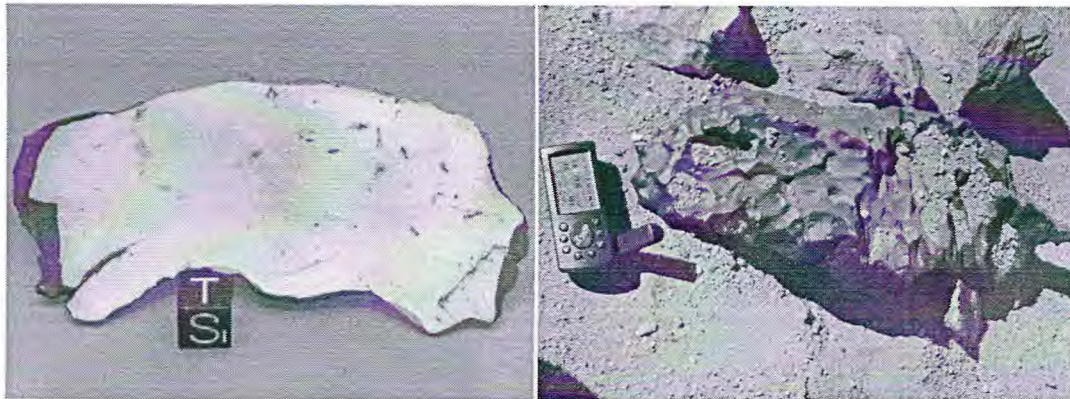


Figura 3.25 – Ataxito Gebel Kamil, à esquerda uma fatia polida, à direita um dos fragmentos in situ encontrados na sua cratera no Egito (fonte: <http://www.chief-impactor.de/img/gebel-kamil-id800.4.jpg>)

Quanto ao tamanho das bandas de exsolução de kamacita dos octaedritos eles são classificados em Og (grossa), Om (média), Of (fina) e Op (plessítica). A espessura das bandas de exsolução dos octaedritos permite dar o tempo de cristalização e a temperatura de cristalização. Dados mostram que ao longo da espessura o teor de níquel cai de maneira previsível e a relação é plotada num gráfico de concentração de níquel versus distância. O tamanho da queda do níquel dá o tempo médio que um átomo de níquel teve para ser mobilizado através de uma matriz com viscosidade crescente que é inversamente proporcional à temperatura (Figura 3.26). Dados mostram que a maioria dos octaedritos levaram poucas dezenas de milhões de anos para esfriar completamente a uma temperatura média de 900 °C que se manteve constante até que todo o sistema entrasse em equilíbrio e não fluísse mais. A relação entre a temperatura de cristalização, o equilíbrio das fases kamacita e taenita e o teor de níquel é dado por um diagrama termodinâmico (Figura 3.27). A Tabela 3.3 resume a classificação textural dos sideritos.

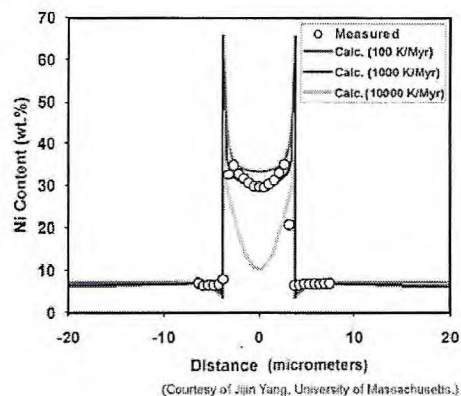


Figura 3.26 - Perfil químico da concentração pontual de níquel de uma lamela de exsolução de taenita em kamacita com valores medidos versus curva calculada, observar queda de concentração previsível do níquel no pico central. (Fonte: <http://www.psrh.hawaii.edu/WebImg/Ni-profileMatch.gif>)

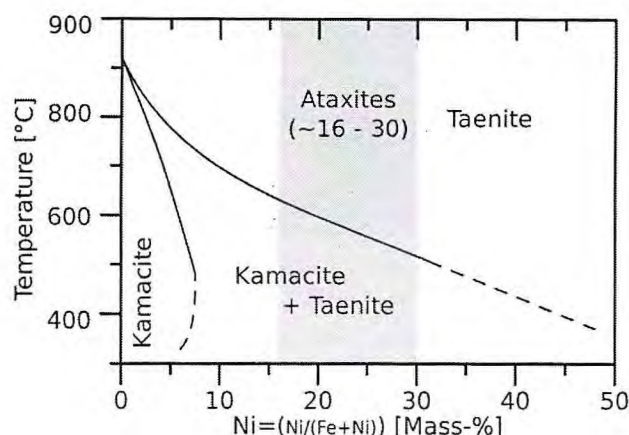


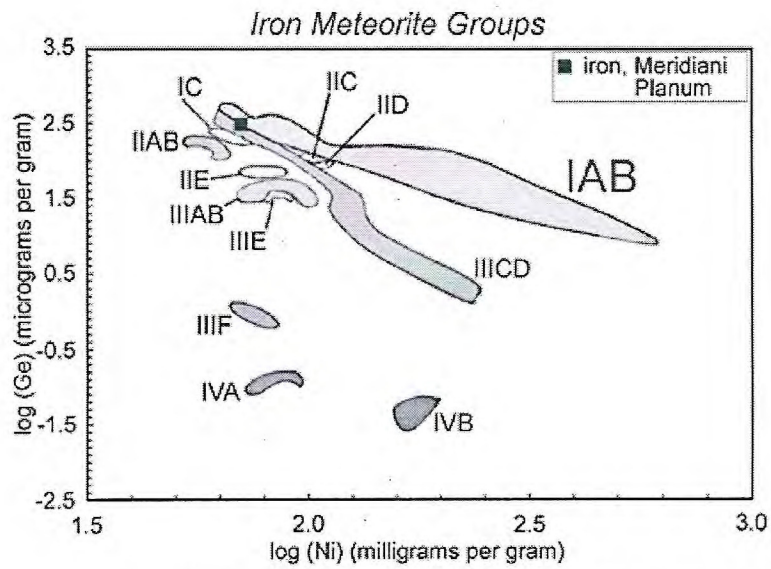
Figura 3.27 – Diagrama de equilíbrio de fases para o sistema kamacita-taenita (fonte: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/5/58/Meteoritic_iron_phase_diagram_taeinite_kamacite_ataxite.svg/2000px-Meteoritic_iron_phase_diagram_taeinite_kamacite_ataxite.svg.png)

Tabela 3.3. Classificação textural dos sideritos

Classe estrutural	Símbolo	Kamacita [mm]	Níquel [%]	Grupo químico relacionado
Hexaedritos	H	> 50	4.5 – 6.5	IIAB, IIG
Octaedrito Muito Grossoiro	Ogg	3.3 – 50	6.5 – 7.2	IIAB, IIG
Octaedrito Grossoiro	Og	1.3 – 3.3	6.5 – 8.5	IAB, IC, IIE, IIIAB, IIIE
Octaedrito Médio	Om	0.5 – 1.3	7.4 – 10	IAB, IID, IIE, IIIAB, IIF
Octaedrito Fino	Of	0.2 – 0.5	7.8 – 13	IID, IIICD, IIF, IVA
Octaedrito Muito Fino	Off	< 0.2	7.8 – 13	IIC, IIICD
Octaedrito Plessítico	Opl	< 0.2	9.2 – 18	IIC, IIF
Ataxito	D	-	> 16	IIF, IVB

Fonte: http://www.meteorito.com.br/descricao.php?tb=mt_tipos&id=1&cps=tipo,descricao

3.4.2. Classificação quanto à Geoquímica: A geoquímica dos sideritos é feita utilizando elementos traço siderófilos, visto que estes não fracionam isótopos estáveis atmófilos. A relação gálio-níquel, germânio-níquel ou irídio-gálio dão o grau de fracionamento dos sideritos a partir de um líquido metálico considerado homogêneo e que sofre quebra de simetria à medida que esfria e cristaliza. Sideritos com alta razão irídio/gálio, por exemplo, representam porções restíticas ou menos diferenciadas duma série magmática metálica e sideritos com baixas razões Ir/Ga representam líquidos fracionados que cristalizaram posteriormente. Plotando diversos sideritos em gráficos de Ni versus Ga/Ge verificou-se padrões que se repetiam e que os sideritos se encaixavam em diversos grupos químicos com composição de elementos-traço e comportamento geoquímico semelhante (Wasson & Kallemeyn, 2002; Scott, 1972; Kracher *et al.*, 1980; Wai & Wasson, 1969). Os grupos químicos são denominados IAB, IC, IIAB, IIC, IID, IIE, IIF, IIG, IIIAB, IIICD, IIIE, IIIF, IVA, IVB e os UNGR (não agrupados). Eles são identificados, por exemplo, através da relação logarítmica entre concentrações de níquel versus de germânio (Figura 3.28)



(Adapted from Schröder *et al.*, 2008, *JGR*, Fig. 3, doi: 10.1029/2007JE002990.)

Figura 3.28 – Campos dos grupos químicos dos sideritos plotados em gráfico logarítmico de concentrações de Ni versus Ge (fonte: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/5/58/Meteoritic_iron_phase_diagram_taenite_kamacite_ataxite.svg/2000px-Meteoritic_iron_phase_diagram_taenite_kamacite_ataxite.svg.png)

4. Classificação dos Condritos

A classificação dos condritos segue os critérios de Van Schmus & Wood (1967) que consiste de um método de classificação biaxial que envolve análises das texturas petrográficas dos condritos e relaciona isso ao grau metamórfico classificando o condrito de acordo com um tipo petrológico numérico que indica o grau de metamorfismo termal pelo qual seu corpo parental passou. O método de classificação do grau de equilíbrio metamórfico aumentou sua precisão pelo uso da microsonda eletrônica que permitiu dar a composição química dos minerais do condrito ponto a ponto e com altíssima resolução e precisão permitindo que o grau metamórfico dos condritos fosse distinguido com mais propriedade do que nunca antes.

Os condritos são separados em tipos petrológicos, que são numerados de 1 até 6. Do tipo petrológico 1 até 2, os condritos possuem alteração mineralógica pela água, ou seja, sofreram alterações hidrotermais no asteroide parental e portanto não conservam a textura original condritica, a maioria dos condritos com grau 1 e/ou 2 são carbonáceos e apresentam uma matriz fortemente modificada com substituição das olivinas e dos piroxênios por filossilicatos tais como serpentinas e cloritas e não apresentam cõndrulos ou se apresentam são esparsos e mal definidos. Esses meteoritos apresentam fraturas preenchidas com carbonatos como a siderita e a ankerita e sulfatos também, apresentam sulfetos oxidados tais como a pirrotita e a pentlandita e óxidos de ferro como a magnetita.

Os tipos de 4 a 6 representam os condritos que apresentam crescente grau de metamorfismo termal virtualmente anidro, assim indo do tipo 4 até o 6, a matriz originalmente vítrea apresenta crescente grau de recristalização com o aparecimento de cristais de plagioclásio secundário cada vez maiores além de apatita e merrilita que normalmente representam as principais fases minerais fosfatadas que existiam na condição amorfa original da matriz.

Os condritos tipo 3 são os mais primitivos, estes preservam a textura condritica original, apresentando cõndrulos bem definidos com as bordas bem arredondadas e definidas, apresentando até 65% de cõndrulos e a matriz totalmente vítrea contendo substâncias silicáticas amorfas (Huss & Keil, 1981), essa matriz é chamada de mesostasis e este vidro primordial ocorre no interior dos cõndrulos dos condritos tipo 3, cujos condritos são ditos os que mais se aproximam da matéria original da formação planetária por que não sofreram metamorfismo termal em seu asteroide de origem, preservando todas as texturas. Com o advento da catodoluminescência e da termoluminescência pôde-se observar que mesmo os condritos tipo 3 apresentam um certo grau muito baixo de metamorfismo termal, assim, os condritos tipo 3 puderam ser separados em diferentes níveis de metamorfismo imperceptível, mas existente, sendo separados de 3.0 até 3.9 sendo os tipos 3.0 os mais primitivos sem nenhum metamorfismo termal até os tipos 3.9 que são os condritos primitivos que apresentam um grau relativamente elevado de metamorfismo termal (Kimura *et al.*, 2006). A Tabela 4.1 resume os critérios utilizados para classificar os condritos em tipos petrológicos específicos.

Tabela 4.1 – Critérios de classificação dos tipos petrológicos dos condritos

Critérios	Tipos Petrológicos					
	1	2	3	4	5	6
1.Homogeneidade das Oliv. e px	-	Desvio médio do px \geq 5%	<5% a uniforme	Uniforme		
2.Estrutura do Px pobre em Ca	-	Predominantemente cristais monoclinicos	>20%	<20%	Ortorrôm-bicos	
3.Grau do feldspato secundário	-	Ausente	<2 μ m	<50 μ m	>50 μ m	
4.Vidro ígneo nos côndrulos	-	Vidro claro e isotrópico	Túrbido ou ausente	Ausente		
5.Minerais Metálicos	-	Taenita ausente	Kamacita e Taenita > 20%	> 20%		
6.Sulfetos	-	>5mg/g Ni	<0,5%	<0,5%		
7.Textura dos Côndrulos	Sem Côndrulos	Côndrulos pequenos e pouco definidos	Bem definidos	Ainda distinguíveis	Pobrem- te definidos	
8.Textura da Matriz	Fina opaca	Grande parte Opaca	Opaca	Transparente Microcristalina	Recristalizada	Recristalizada
9.Carbono Total (wt%)	3-5%	1,5-2,8%	0,1-1,1%	<0,2%		<0,2%
10.Água Total (wt%)	18-22%	3-11%	<2%			

Desta forma, os condritos que apresentam metamorfismo termal são chamados de equilibrados e os condritos tipo 3 são chamados de não equilibrados. Isso diz respeito ao equilíbrio metamórfico entre os minerais, isto é, o equilíbrio termodinâmico que existe entre os minerais formando paragêneses o que indica que houve metamorfismo (Figura 4.1). Os não equilibrados, os tipo petrológico 3, não apresentam texturas de equilíbrio metamórfico sendo seus côndrulos untados mecanicamente com a matriz amorfa no processo astrofísico original que gerou os planetesimais no disco protoplanetário e estes materiais minerais untados juntos estão em desequilíbrio termodinâmico assim como minerais unidos em uma rocha sedimentar que não foram totalmente equilibrados ao passar pela diagênese, que não teve capacidade de equilibrar os diferentes grãos minerais. Os condritos carbonáceos tipo 1 e 2 são comumente chamados de primitivos. Mas primitivos neste caso porque apresentam composição cosmoquímica muito próxima da composição da atmosfera solar, indicando serem os materiais mais antigos do sistema solar em termos de geoquímica preservando a distribuição original dos elementos químicos que existia na nebulosa solar. Mas esses condritos carbonáceos foram mineralogicamente e texturalmente alterados por percolação de água de degelo no asteroide parental que longe do Sol condensaram gelos fracionando os elementos atmófilos e uma vez encerrados em meio aos fragmentos rochosos nos asteroides carbonáceos, esses gelos fundiram em resultado do decaimento radioativo de isótopos de meia-vida curta como o alumínio-26 gerando principalmente água que percolou o asteroide gerando alterações mineralógicas produzindo serpentinização e cloritização da mineralogia original desses asteroides carbonáceos.

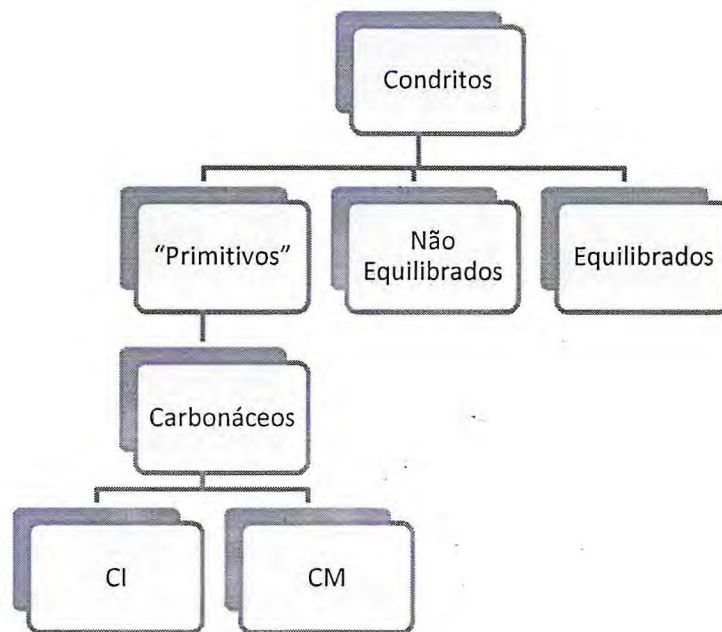


Figura 4.1 – Fluxograma sintetizando o agrupamento dos condritos em categorias de acordo com o grau de metamorfismo e/ou alteração aquosa do asteroide parental.

Na Figura 4.1, os condritos ditos “primitivos” sofreram alteração hidrotermal e são ditos primitivos por terem composição próxima da fotosfera solar, os mais primitivos neste aspecto são os condritos carbonáceos pertencentes aos grupos CI e CM. Estes condritos normalmente são tipo 1 e 2 respectivamente. Os condritos verdadeiramente primitivos, isto é, que encerram composição próxima à fotosfera solar, pelo menos dos elementos litófilos e siderófilos e que preservam a textura condrítica original sem nenhum tipo de alteração aquosa ou metamorfismo termal são os condritos tipo 3 chamados não equilibrados. Os condritos tipo 3 normalmente são abundantes em côneulos. A classificação dos côneulos individuais é dada pela sua mineralogia e pela sua textura baseado no fato de que os côneulos são gotículas de material ígneo, que esteve fundido e se cristalizou a partir de gotas de líquido magmático no disco protoplanetário por influência do calor gerado por fortes ventos solares magnetizados. A Figura 4.2 mostra algumas texturas de côneulos.

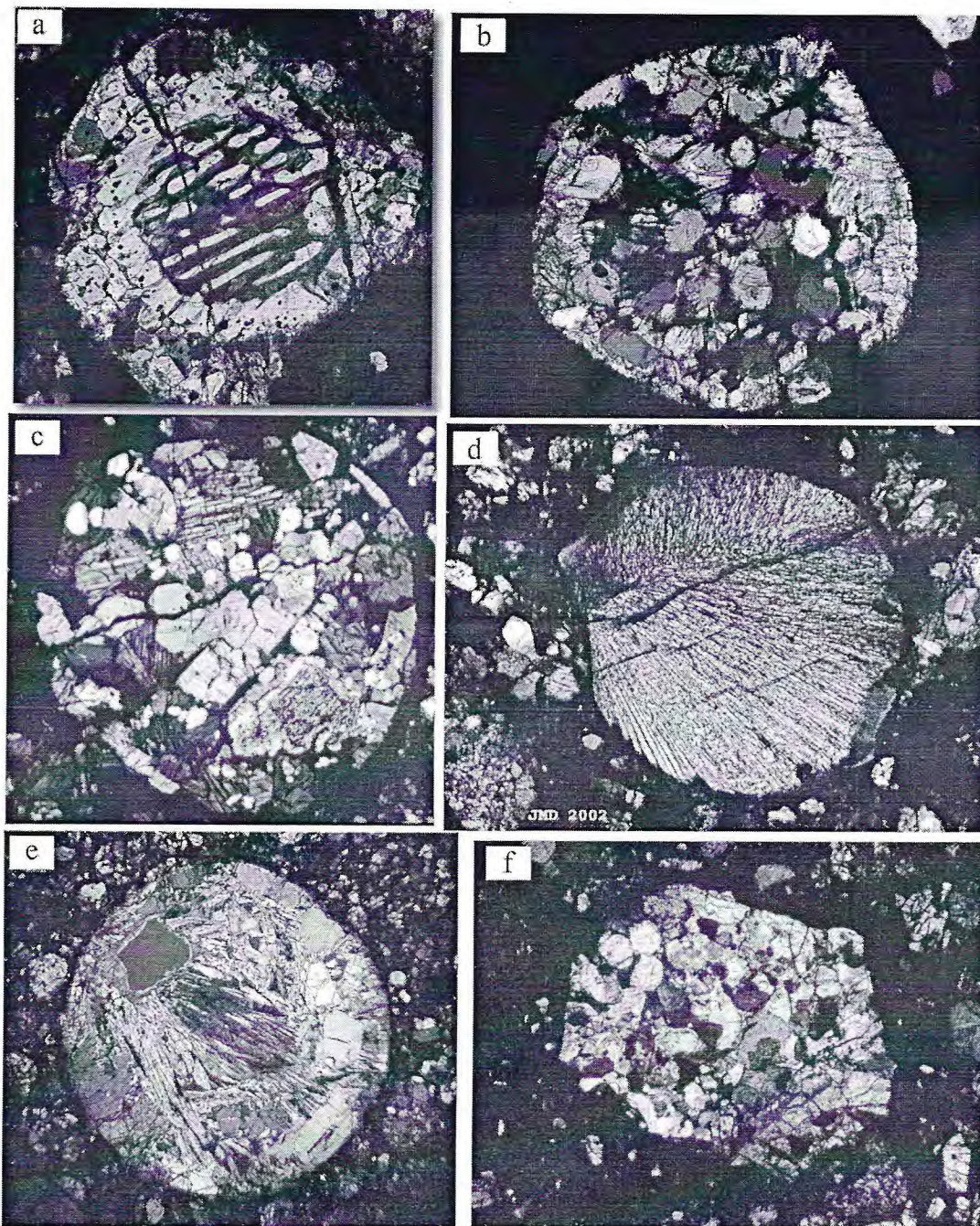


Figura 4.2 – Alguns exemplos de texturas de cõndrulos, em a – cõndrulo BO (*barred olivine*) ou olivina barrada apresentando uma auréola de crescimento ígneo bem desenvolvida; b – cõndrulo PO (*porphyritic olivine*) ou olivina porfirítica, apresentando uma borda de ortopiroxênio desenvolvida; c – cõndrulo RP (*radial pyroxene*) ou piroxênio radial com as acículas de hiperstênio de granulação grossa; d – cõndrulo RP ou piroxênio radial com acículas de hiperstênio de granulação fina; e – cõndrulo POP (*porphyritic olivine-pyroxene*) ou piroxênio e olivina porfiríticos; f – cõndrulo “PqOP” (*poikylitic olivine-pyroxene*) ou cõndrulo poiquilítico de piroxênio e olivina, com os cristais subedrais a euedrais de olivina inclusos em um megacristal de piroxênio, uma típica textura de cristalização ígnea. (Luz Polarizada)

O grau de metamorfismo termal e de alteração aquosa são visualizados na petrografia pela relação entre matriz e côndrulos e o nível de recristalização da matriz de acordo com os critério apresentados na Tabela 4.1. A Figura 4.3 mostra uma sequência de texturas dos condritos carbonáceos.

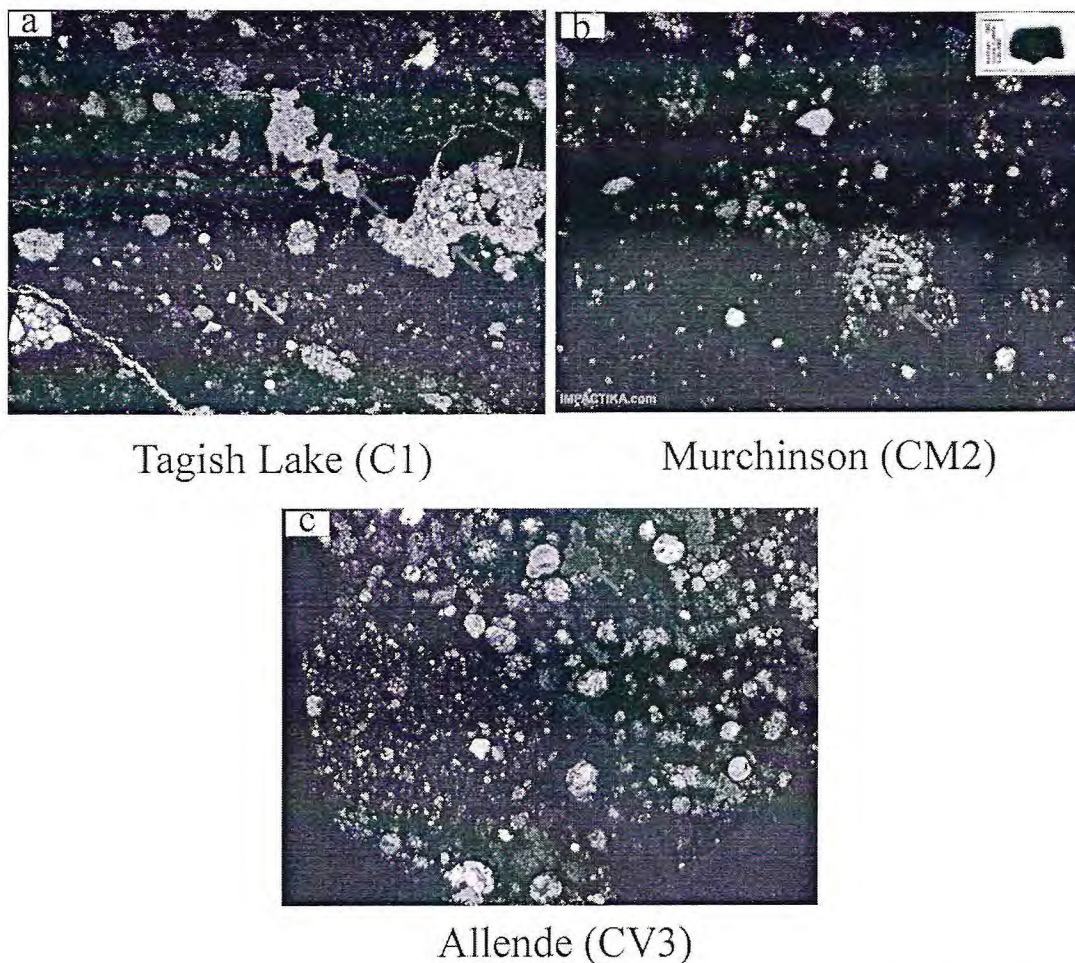


Figura 4.3 – Três seções delgadas com polarizadores cruzados de três condritos carbonáceos de tipos petrológicos 1, 2 e 3. Em a – Condrito carbonáceo Tagish Lake (tipo 1), matriz fina e amorfa de filossilicatos, ausência de côndrulos e presença de CAI's (*calcium-aluminum rich inclusions*) indicados nas setas vermelhas que foram parcialmente ou totalmente substituídos por minerais filossilicáticos devido a alterações aquosas, observar as séries de fraturas preenchidas com minerais secundários tais como carbonatos e sulfatos. A seta azul mostra uma estrutura que seria um “protocôndrulo”; b – Seção delgada do condrito tipo 2 Murchinson também com uma matriz fina amorfa contendo compostos de carbono tanto inorgânicos quanto orgânicos e já ocorrem alguns côndrulos esparsos como o de olivina barrada indicado na seta vermelha; c – Condrito carbonáceo Allende (tipo 3) contendo uma matriz fina filossilicática amorfa que sustenta um número importante de côndrulos. A seta vermelha indica um CAI. (Luz Polarizada) (fonte: http://www.meteorite-times.com/Back_Links/2011/march/6%20Tagish%20Lake.jpg; <http://www.meteorites.com.au/odds&ends/Allende-DI-2.jpg>; <http://www.impactika.com/TSpics/JC009.jpg>)

Analisando a Figura 4.3 observa-se que os condritos carbonáceos mais “primitivos” tiveram mais influência da percolação de voláteis e, portanto, foram submetidos a um grau maior de alteração aquosa com total substituição da mineralogia original por filossilicatos e estes também são pobres em côndrulos o que indica que pelo fato de seus asteroides parentais

terem se formado em regiões frias e distantes do sistema solar, então a formação de côndrulos está diretamente ligada a processos astrofísicos que ocorreram mais próximos do protossol por influência deste. Portanto, materiais mais distantes não apresentam quase nenhuns côndrulos e são abundantes em uma matriz fina e rica em compostos de carbono fracionando ainda alguns atmófilos e contendo a proporção dos elementos químicos próxima da composição solar. A Figura 4.4 mostra a gradação dos condritos ordinários desde o tipo petrológico 3 que são os mais primitivos até o tipo petrológico 6 que são os condritos equilibrados que foram submetidos a um grau metamórfico maior.

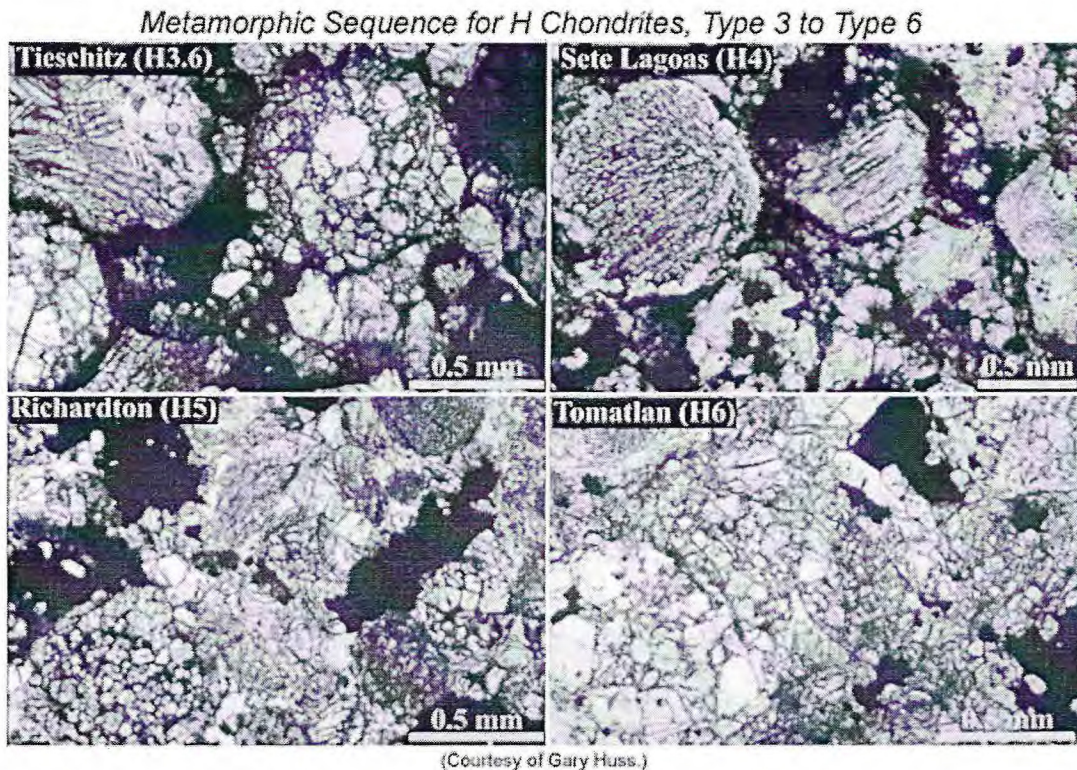


Figura 4.4 – Gradação das texturas de recristalização nos condritos ordinários, sendo indicativos do avanço no grau de metamorfismo termal. No grupo H3.6 verifica-se a presença da matriz amorfa ainda preservada, mas parcialmente recristalizada em algumas regiões, os côndrulos ainda são visíveis. No grupo H4 já ocorre maior grau de recristalização da matriz, no grupo H5 já se observa que toda a matriz foi recristalizada, mas os côndrulos ainda são distinguíveis e finalmente no grupo H6 a recristalização completa gera equilíbrio termodinâmico entre os minerais dos côndrulos e da matriz, os côndrulos são praticamente indistinguíveis da matriz. (fonte: <http://www.psrd.hawaii.edu/Weblmg/H3-6.jpg>)

Estágio de Choque: Outra importante caracterização petrográfica dos condritos é verificar o seu estágio de choque, esse estágio diz respeito aos efeitos das colisões de hipervelocidade entre asteroides que geraram modificações texturais ou mesmo mineralógicas na textura originalmente condrítica desses meteoritos. A Figura 4.5 mostra algumas feições petrográficas nos meteoritos que indicam o estágio de choque. Estágios de choque baixos geram fraturas

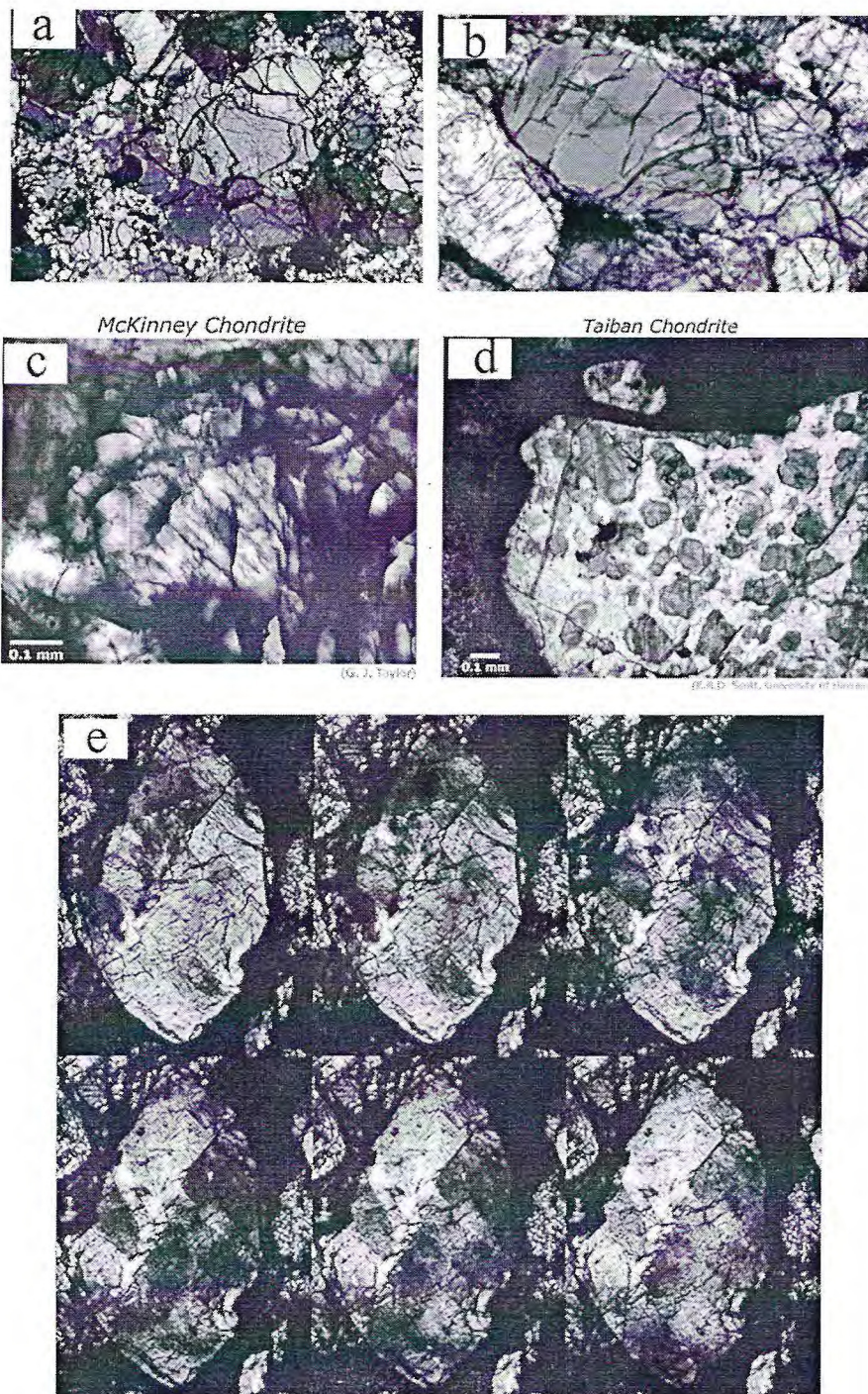


Figura 4.5 – Em a – Padrão de fraturamento irregular em cristais de olivina e plagioclásio convertido para maskelynita em acondrito não classificado, indicando estágio S3/4; b – Cristal de olivina com fraturas planares em um condrito; c – Cristal de olivina com feições de deformação planar (PDF's) indicando estágio S3; d – cristais de ringwoodita (grãos azuis) em uma textura poiquilítica inclusos em clinopiroxênio; e – Padrão de extinção irregular em cristal de olivina ao ser rotacionado no estágio do microscópio revelando tal padrão de extinção no condrito Moorabie (L3.8), essa feição é conhecida como mosaicismo indicando estágio S5. Luz Polarizada.

(fontes: http://www.cefns.nau.edu/geology/naml/Meteorite/Images/NWA_2400_rotated.jpg; <http://web.pdx.edu/~ruzickaa/G410/Stoffler/ol-undul-XP-Framville650um.jpg>; <http://www.psrh.hawaii.edu/Weblmg/McKinney.gif>; <http://www.cefns.nau.edu/geology/naml/Meteorite/Images/RingwooditeBlue.png>; <http://www.meteorite-times.com/microvisions/moorabie-l3-8-an/>)

irregulares a planares nos minerais, estágios intermediários geram extinção ondulante nas olivinas, fraturas planares nas olivinas, mosaicismos nos piroxênios e feições planares de deformação nos cristais de plagioclásio. Estágio forte gera microfusões causando o surgimento de veios e bolsões de vidro de impacto que são pervasivos no meteorito, transformam a olivina em seus polimorfos wadsleyita e ringwoodita e converte o plagioclásio em maskelynite, uma variedade isotrópica do plagioclásio conhecido como vidro diaplético. Estágios muito fortes que representam colisões inelásticas efetivas entre asteroides em hipervelocidade geram brechas de fusão (suevitos) e rochas de vidro fundido devido à completa fusão do material condritico com a liberação da energia do impacto cósmico. A Tabela 4.2 mostra os critérios de determinação do estágio de choque segundo Stöffler *et al.* (1991).

Tabela 4.2 – Critérios de determinação do estágio de choque

Estágio de Choque	Efeitos		Efeitos Localizados	Pressão (Gpa)	Aumento de T °C após choque	T °C mínima estimada
	Olivina	Plagioclásio				
S1 (não impactado)	Extinção óptica fraca, fraturas irregulares		nenhum	< 4 – 5	10 – 20	10
S2 (muito fraco)	Extinção ondulante, fraturas irregulares		nenhum	5 – 10	20 – 50	20
S3 (fraco)	Fraturas planares, extinção irregular	Extinção ondulante	Veios opacos de choque, formação incipiente de bolsões de fusão, às vezes interconectados	15 – 20	100 – 150	100
S4 (moderado)	Mosaicismos fracos, fraturas planares	Extinção ondulante, isotropismo parcial, PDF's	Bolsões de fusão, veios de fusão interconectados, veios opacos de impacto	30 – 35	250 – 350	300
S5 (forte)	Mosaicismos fortes, fraturas planares + PDF's	Maskelynite	Formação pervasiva de bolsões de impacto, veios e diques, veios opacos de impacto	45 – 55	600 – 850	600
S6 (muito forte)	Restrito a regiões locais junto a zonas de fusão por impacto		Mesmas feições do estágio S5	75 – 90	1500 – 1750	1500
	Ringwoodita, fusão	Fusão de impacto, vidro de impacto				
Fusão	Fusão total da rocha (rochas de fusão de impacto e brechas de fusão de impacto)					

Grau de Alteração Terrestre: Muitos condritos são achados e estes passam por diferentes estágios de alteração intempérica, alguns possuem a mineralogia fortemente substituída por minerais secundários tais como argilominerais e os flocos de Fe-Ni são completamente substituídos por limonita e goetita. Alguns condritos preservam os silicatos, mas todos os metais foram oxidados e lixiviados, ainda outros possuem grau baixo de intemperismo e assim sucessivamente. Para determinar o grau de intemperismo dos meteoritos, foi criada uma escala de determinação do estágio de alteração terrestre por Wlotzka (1993), a Tabela 4.3 representa a escala criada pelo autor para determinar o estágio de alteração. A maioria dos meteoritos encontrados nos desertos da África (*northwest áfrica* – abreviado pela sigla NWA) apresentam grau de intemperismo superior a W2 no mínimo. Esses meteoritos achados e classificados quanto ao grau de intemperismo podem ser também meteoritos acondritos, muito comuns nas coleções “NWA”. A Figura 4.6 mostra alguns meteoritos com crescente grau de alteração terrestre. Meteoritos classificados em estágio W0 são normalmente quedas recentes.

Tabela 4.3 – Determinação do estágio de alteração terrestre

Estágio de Intemperismo	Características
W0	Sem oxidação visível, algumas limonitas podem ser vistas à luz transmitida
W1	Pequenas bordas de óxido nos metais e na troilita, alguns veios de óxido
W2	Oxidação moderada dos metais. De 20 a 60% dos metais afetados
W3	Oxidação avançada do metal e da troilita. De 60 a 95% de substituição mineralógica
W4	Completa oxidação dos metais e da troilita, silicatos permanecem preservados
W5	Olivinas e piroxênios fracamente alterados, principalmente ao longo de fraturas
W6	Substituição da maioria dos silicatos por argilominerais e óxidos

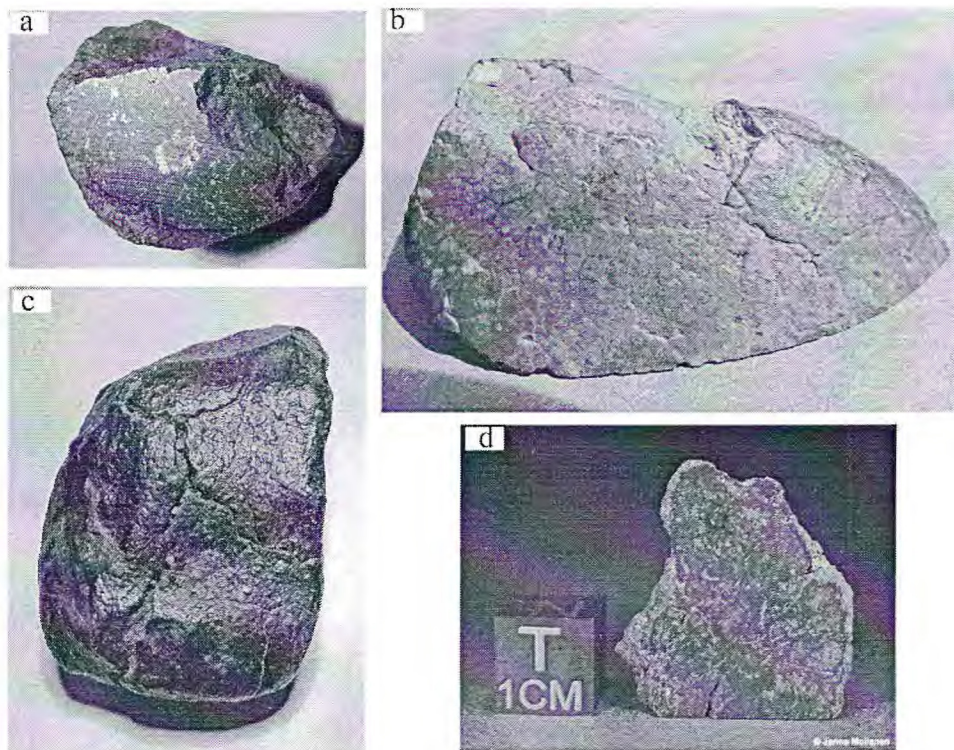


Figura 4.6 – Meteoritos intemperizados em alto grau geralmente têm idades terrestres superiores a milhares de anos. Em a – meteorito condrito Gold Basin com idade terrestre de 25000 anos, este fragmento teve a crosta de fusão completamente substituída por argilominerais e óxidos, mas seu interior ainda preserva alguns minerais de Fe-Ni; b – meteorito lunar NWA 5744 cuja crosta de fusão foi completamente lixiviada; c – meteorito NWA-? Com crosta de fusão recoberta por argilas e óxidos/oxi-hidróxidos apresentando fraturas que permitiram a entrada de água e consequente alteração dos silicatos para argilominerais, esse meteorito provavelmente possui tempo de residência de milhares de anos; condrito H3 Korra Korrabes, achado na Namíbia, apresenta estágio de alteração superior a W4, notar as fraturas pervasivas preenchidas com argilas e óxidos. (fontes: <http://meteorites.wustl.edu/lunar/stones/nwa5744.htm>; <http://www.meteorite.com/meteorite-finds/>; <http://www.somerikko.net/collection/meteorites.php?id=1960>).

Determinação do Grupo Condritico: O método mais preciso de agrupamento dos condritos ordinários é por intermédio da análise química mineralógica através do uso da microsonda eletrônica. De acordo com Van Schmus & Wood (1967) os grupos químicos dos condritos ordinários L, LL e H plotam em campos particulares e bem definidos de gráficos da composição molar da ferrossilita versus fayalita, sendo este gráfico válido apenas para condritos equilibrados por apresentarem teor de ferrossilita e fayalita aproximadamente constante para todos os minerais ferromagnesianos devido ao equilíbrio metamórfico equalizar as composições químicas destes minerais. Outra maneira é comparar a razão ferro metálico/ferro total versus a composição molar da fayalita (Figura 4.7). Onde o ferro metálico tem estado de oxidação nulo e ocorre nos minerais metálicos de Fe-Ni e o ferro total é o ferro contido tanto nos metais quanto nos silicatos e nos sulfetos.

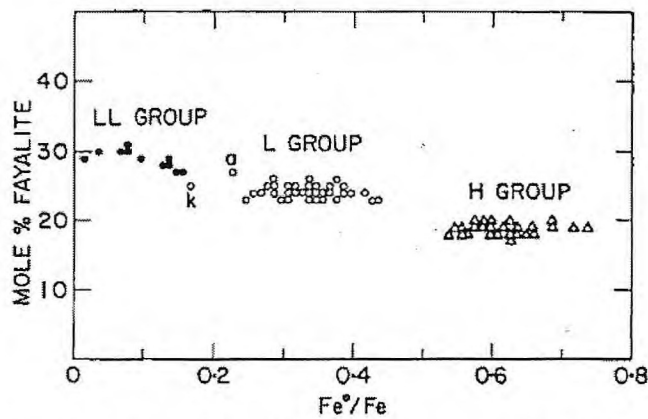


Fig. 3. Plot of mole per cent fayalite in olivine versus Fe^0/Fe ratios for ordinary chondrites. Same data selection as in Fig. 2 except that all unequilibrated chondrites were omitted. Fayalite data were taken from MASON (1963b). See caption for Fig. 2 regarding points *a* and *k*; in addition, MASON's (1963b) *Fa* for Albareto (*a*) is erroneously high (KEIL and FREDRIKSSON give Albareto olivine = 24.4 mole % fayalite). Points left in for completeness.

Figura 4.7 – Gráfico da razão Fe metálico/Fe total nos condritos ordinários versus o percentual molar de fayalita das olivinas gerando os distintos campos dos grupos LL, L e H dos condritos ordinários. (Fonte: Van Schmus & Wood, 1967)

As composições molares da fayalita nas olivinas e dos ferros total e metálico são determinadas pela microsonda eletrônica e a classificação é feita ao se plotar no gráfico da Figura 4.7 os pontos de medidas de composição e verificando em qual campo de grupo químico o condrito se enquadra. De modo simples e heurístico, a concentração molar de fayalita num grão de olivina do meteorito pode ser obtida pela equação de número 1.

$$\#Fa = \frac{P(\text{fayalita})}{P(\text{olivina})} = \frac{nFe}{n(Fe + Mg)} \quad (1)$$

Onde $P(\text{fayalita})$ é o percentual em peso dos óxidos que compõem a fayalita pura obtida e $P(\text{olivina})$ é o percentual total dos óxidos que compõem a olivina tudo isso obtido pela microsonda eletrônica. Isso é equivalente à razão, para a olivina, entre o número de mols de ferro e o número de mols de ferro e magnésio presentes na olivina. Outros metais

como sódio e o cálcio podem ocorrer, mas podem ser desconsiderados por comporem menos de 1% do somatório total de cátions presentes na estrutura da olivina, além do fato de a estrutura da olivina fracionar muito pobremente os íons de cálcio que possuem raio iônico muito maior que o ferro e o magnésio. De modo similar, para a forsterita, a componente magnésiana da olivina temos:

$$\#Fo = \frac{P(\text{forsterita})}{P(\text{olivina})} = \frac{nMg}{n(Fe + Mg)} \quad (2)$$

O raciocínio é semelhante para a análise das composições molares de enstatita, ferrossilita e wollastonita no piroxênio. A composição molar de ferrossilita nos piroxênios é dada pela equação 3 a seguir.

$$\#Fs = \frac{P(\text{ferrossilita})}{P(\text{piroxênio})} = \frac{nFe}{n(Fe + Mg + Ca)} \quad (3)$$

E a composição molar de enstatita no piroxênio será:

$$\#En = \frac{P(\text{enstatita})}{P(\text{piroxênio})} = \frac{nMg}{n(Fe + Mg + Ca)} \quad (4)$$

E finalmente a composição da wollastonita será obtida na equação 5.

$$\#Wo = \frac{P(\text{wollastonita})}{P(\text{piroxênio})} = \frac{nCa}{n(Fe + Mg + Ca)} \quad (5)$$

Ou ainda, pela definição de fração molar, a fórmula para encontrar quaisquer dos componentes do piroxênio será, por exemplo, para a wollastonita, calculada pela equação 6.

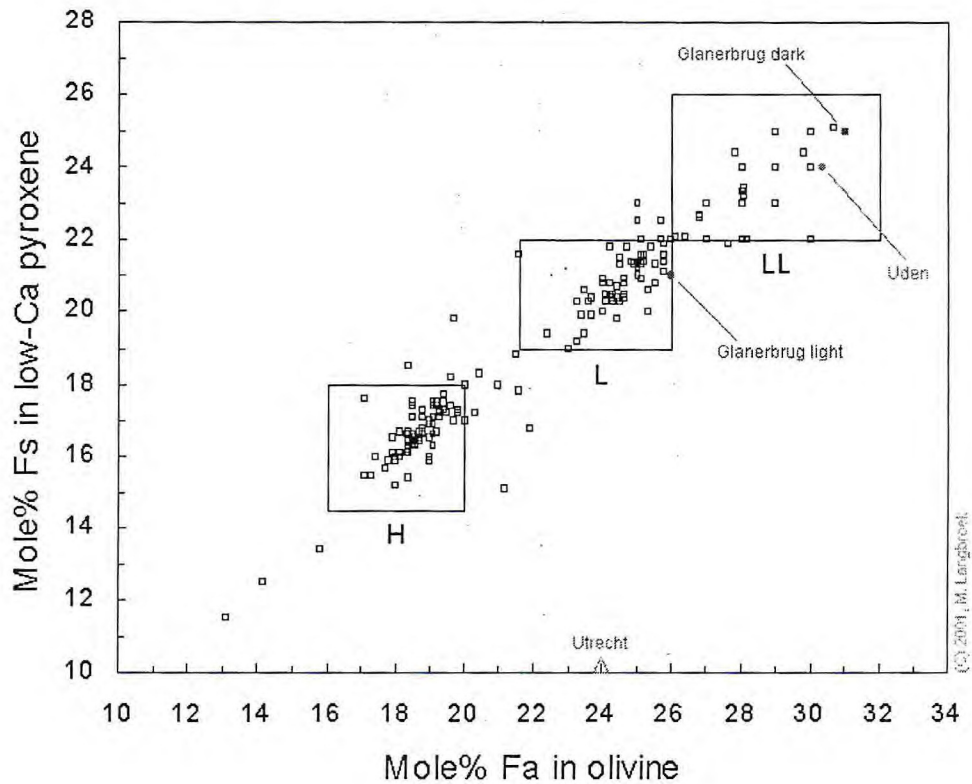
$$\#En + \#Fs + \#Wo = 1 \quad (6)$$

De modo análogo, a equação global para a olivina é:

$$\#Fa + \#Fo = 1 \quad (7)$$

Outro gráfico utilizado é o de molaridade da ferrossilita nos piroxênios versus a molaridade da fayalita nas olivinas (Kallemeyn *et al.*, 1989) que também geram campos distintos dos três grupos de condritos ordinários (Figura 4.8). Este gráfico é mais prático porque não exige a composição de ferro total e ferro dos metálicos, mas bastam as composições pontuais nos grãos minerais de olivina e de piroxênio. Este gráfico de classificação dos condritos utiliza a fração molar da ferrossilita dos piroxênios pobres em cálcio como o hiperstênio e a bronzita, fazendo com que na equação 6 o termo #Wo da wollastonita torne-se desprezível.

Ordinary chondrite classification



Sources: Grady (2000), Brearley & Jones (1998), Grossman (1994)

Figura 4.8 – Método de classificação dos condritos ordinários por intermédio das frações molares de ferrossilita e fayalita nos piroxênios e olivinas respectivamente. Observar que os condritos do grupo H possuem altos teores em Mg e os condritos do grupo LL possuem mais ferro presente na estrutura dos silicatos. (Fonte: <http://home.online.nl/marco.langbroek/FaFs.gif>).

5. Meteoritos Brasileiros: Análise de Dois Condritos

Os meteoritos normalmente recebem o nome do local onde caíram ou onde foram coletados, geralmente o nome de um município, distrito, cidade próxima, etc. Os meteoritos encontrados ou cujas quedas foram testemunhadas no Brasil são relativamente poucos, sendo reconhecidos no catálogo oficial do *Meteoritical Bulletin* 67 meteoritos. Esse número representa todos os meteoritos brasileiros já oficialmente classificados e confirmados como sendo autênticas rochas de origem extraterrestre. Sobre os meteoritos brasileiros a Tabela 5.1 mostra todos os meteoritos oficiais achados e caídos no Brasil e suas respectivas classificações.

Tabela 5.1. Classificação dos meteoritos brasileiros por ordem cronológica

Nº	Nome	Estado	Condição	Ano	Classificação	Massa total (g)
1	Bendegó	BA	Achado	1784	Ferro, IC	5360000
2	Macau	RN	Queda	1836	H5	1500
3	Angra dos Reis	RJ	Queda	1869	Angrito	1500
4	Santa Bárbara	RS	Queda	1873	L4	400
5	Santa Catharina	SC	Achado	1875	Ferro, IAB-ung	7000000
6	Itapecuru-Mirim	MA	Queda	1879	H5	2024
7	Minas Gerais	MG	Achado	1888	L6	1224
8	Pirapora	MG	Achado	1888	Ferro, IIAB	6175
9	Uberaba	MG	Queda	1903	H5	40000
10	Sete Lagoas	MG	Queda	1908	H4	350
11	Crateús (1950)	CE	Achado	1909	Ferro, IIC	367
12	Crateús (1931)	CE	Achado	1914	Ferro, IVA	27500
13	Barbacena	MG	Achado	1918	Ferro, não agr.	9026
14	Santa Luzia	GO	Achado	1921	Ferro, IIAB	1918000
15	Piedade do Bagre	MG	Achado	1922	Ferro, não agr.	59000
16	Serra de Magé	PE	Queda	1923	Eucrito-cm	1800
17	Patos de Minas (octaedrito)	MG	Achado	1925	Ferro, IAB complexo	200000
18	Patos de Minas (hexaedrito)	MG	Achado	1925	Ferro, IIAB	32000
19	Morro do Rocio	SC	Achado	1928	H5	369
20	Pará de Minas	MG	Achado	1934	Ferro, IVA	116300
21	Rio Negro	PR	Queda	1934	L4	1310
22	Putinga	RS	Queda	1937	L6	300000
23	Mafra	SC	Queda	1941	L3-4	600
24	Casimiro de Abreu	RJ	Achado	1947	Ferro, IIIAB	25000
25	Patrimônio	MG	Queda	1950	L6	2121
26	Avanhandava	SP	Queda	1952	H4	9330
27	Palmas de Monte Alto	BA	Achado	1954	Ferro, IIIAB	97000
28	Paranaíba	MS	Queda	1956	L6	100000

29	Ibitira	MG	Queda	1957	Eucrito-mmict	2500
30	Governador Valadares	MG	Achado	1958	Marciano (nakhilito)	158
31	São João Nepomuceno	MG	Achado	1960	Ferro, IVA-an	15300
32	Itutinga	MG	Achado	1960	Ferro, IIIAB	3200
33	São José do Rio Preto	SP	Queda	1962	H4	927
34	Conquista	MG	Queda	1965	H4	20350
35	Bocaiuva	MG	Achado	1965	Ferro, não agr.	64000
36	Verissimo	MG	Achado	1965	Ferro, IIIAB	14000
37	Parambu	CE	Queda	1967	LL5	2000
38	Nova Petrópolis	RS	Achado	1967	Ferro, IIIAB	305000
39	Sanclerlândia	GO	Achado	1971	Ferro, IIIAB	279000
40	Marília	SP	Queda	1971	H4	2500
41	Ipiranga	PR	Queda	1972	H6	7000
42	Balsas	MA	Achado	1974	Ferro, IIIAB	41000
43	Iguaçu	PR	Queda	1977	H5	1200
44	Paracutu	-	Achado	1980	Ferro, IAB complexo	0 (?)
45	Quijingue	BA	Achado	1984	Pallasito, PMG	59000
46	Lavras do Sul	RS	Achado	1985	L5	1000
47	Soledade	RS	Achado	1986	Ferro, IAB-MG	68000
48	Blumenau	SC	Achado	1986	Ferro, IVA	0 (?)
49	Maria da Fé	MG	Achado	1987	Ferro, IVA	18000
50	Indianópolis	SP	Achado	1989	Ferro, IIAB	14850
51	Ipitinga	-	Achado	1989	H5	7000
52	Rio do Pires	BA	Achado	1991	L6	118
53	Campos Sales	CE	Queda	1991	L5	23680
54	Campinorte	GO	Achado	1992	Ferro, não agrup.	2000000
55	Uruaçu	GO	Achado	1992	Ferro, IAB-MG	72500
56	Minas Gerais (b)	MG	Achado	2001	H4	42.6
57	Santa Vitória do Palmar	RS	Achado	2003	L3	50400
58	Porto Alegre	RS	Achado	2005	Ferro, IIIIE	200000
59	Vitória da Conquista	BA	Achado	2007	Ferro, IVA	10500
60	Cruz Alta	RS	Achado	2008	Ferro, IIAB	48000
61	Varre-Sai	RJ	Queda	2010	L5	2500
62	Sapopema	PR	Achado	2010	Ferro, IVA	12000
63	Santo Antônio do Descoberto	GO	Achado	2011	Ferro, IIAB	52150
64	Faina	GO	Achado	2011	Ferro, IAB comp.	440
65	Vicência	PE	Queda	2013	LL3.2	1540
66	Pontes e Lacerda	MT	Achado	2013	Ferro, IIIAB	224
67	Porangaba	SP	Queda	2015	L4	976.4

5.1. Campos Sales (L5):

Existem 28 condritos brasileiros oficialmente reconhecidos, sendo todos eles condritos ordinários. No Ceará existem dois condritos caídos, Parambú (LL5) e Campos Sales (L5). O condrito Campos Sales (Figura 5.1) foi a queda mais recente. Caído no dia 31 de Janeiro de 1991 às 22 horas (horário local) no Município de Campos Sales, Ceará próximo à cidade de Campos Sales. Moradores descreveram uma bola de fogo no céu e um som de explosão, após isso fragmentos de meteorito caíram até mesmo no telhado de alguns moradores. Quinze dias após a queda do meteorito os professores J. A. Nogueira Neto e Walmick Vieira da Universidade Federal do Ceará coletaram cerca de 300 fragmentos ao longo da estrada que leva à cidade de Campos Sales. Os fragmentos foram dissipados num campo de espalhamento com eixo maior de aproximadamente 3 km de extensão e 1 km de eixo menor. A massa total recolhida foi de aproximadamente 23,68 kg (Scorzelli *et al.*, 1998). Um bom número de fragmentos do meteorito, que foi nomeado Campos Sales, foram trazidos para o Departamento de Física da UFC. Cerca de 25 fragmentos principais foram recuperados do Departamento de Engenharia de Materiais da UFC totalizando uma massa de 16,7 kg. Alguns fragmentos importantes do meteorito Campos Sales estão em exposição no Museu Nacional da UFRJ no Rio de Janeiro.

A petrografia e alguns estudos isotópicos foram realizados no meteorito de Campos Sales revelando este ser um condrito ordinário classe L5. A mineralogia consiste de ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivina e opacos. Os opacos incluem ferro-níquel metálico mais os acessórios, principalmente troilita e cromita. A textura consiste de uma matriz totalmente recristalizada apresentando megacristais de piroxênios e olivinas fraturadas. Os côndrulos apresentam bordas moderadamente recristalizadas.

A datação pelo isótopo cosmogênico He-3 forneceu uma idade de exposição cósmica do meteoróide original de 23 milhões de anos, representando a idade do último evento de colisão e fragmentação dos asteroides condriticos L (Scorzelli *et al.*, 1998).



Figura 5.1 – Fragmento de 250g do Condrito Campos Sales (L5) mostrando parte da crosta de fusão e a sua massa rochosa interna

5.1.1. Campo de Espalhamento

O campo de espalhamento ou *strewn field* do meteorito Campos Sales possui um ponto principal marcado com coordenadas geográficas 7°02'S; 40°10'W fornecida pelo site oficial da *Meteoritical Bulletin*. De acordo com Scorzelli *et al.* (1998) a elipse do campo de espalhamento possui eixo maior de 3 km e eixo menor de 1 km. De acordo com testemunhas oculares o meteoro veio na direção aproximadamente EW ou 70° Azimute. Foram 35 grandes fragmentos recuperados com massas variando de 3 g até 3,5 kg com mais outros 300 fragmentos espalhados por uma elipse de eixos principais 3 km x 1 km, totalizando a massa de 23,68 kg.

5.1.2. Petrografia e Geoquímica

De acordo com o *Meteoritical Bulletin* N° 78 e Scorzelli *et al.* (1998) o meteorito de Campos Sales é um condrito ordinário classe L5 com mineralogia principal sendo ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivinas e minerais opacos consistindo de troilita, ferro-níquel (kamacita/taenita) e traços de cromita e tetrataenita. O meteorito possui estágio de choque S1 (Stöffler *et al.*, 1991) e estágio de intemperismo W0 (Wlotzka, 1993). A crosta de fusão é existente sendo de cor preta a marrom fosca. Alguns fragmentos possuem linhas de fluxo na crosta de fusão, também alguns *regmaglypts* e outros são orientados. Há fragmentos quase com forma de paralelepípedos com fraturas de noventa graus e há fraturas internas em outros. A composição química da olivina é Fa#25 e do piroxênio Fs#21,4; Wo#1,6 (Figura

5.2). Estudos isotópicos foram realizados e os resultados publicados em 1996 onde se aplica o método de datação de isótopos cosmogênicos dando uma idade de 23 Ma para (Figura 5.3) o último grande evento de desagregação do asteroide parental do condrito Campos Sales (Scorzelli *et al.*, 1998).

TABLE 1. Representative mineral analyses.

	Ol	Px	Cr
SiO ₂	38.30	55.85	0.00
TiO ₂	0.02	0.18	3.09
Al ₂ O ₃	0.01	0.14	5.64
Cr ₂ O ₃	0.00	0.19	56.73
FeO	22.47	13.58	28.56
Fe ₂ O ₃	n.d.	n.d.	2.62
MnO	0.42	0.42	0.71
MgO	39.11	28.97	2.24
CaO	0.02	0.98	0.04
Total	100.34	100.31	99.15
	Fa _{25.0}	Fs _{21.6} Wo _{1.9}	

Ol = olivine; Px = pyroxene; Cr = chromite.
n.d. = below detection.

Figura 5.2 – Análises químicas dos minerais representativos do meteorito Campos Sales. (Fonte: Scorzelli *et al.*, 1998)

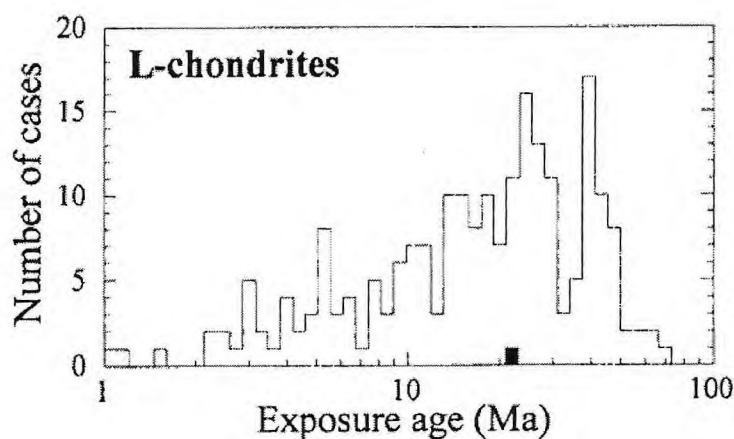


Figura 5.3 – Histograma de idades de exposição cósmica versus número de análises de diferentes condritos L, a idade de exposição cósmica do condrito Campos Sales cai no pico de 23 Ma de idade de exposição cósmica compartilhada pela maior frequência de condritos L, representando uma idade comum da última grande fragmentação do asteroide parental dos condritos L. (Fonte: Scorzelli *et al.*, 1998)

5.2. Santa Vitória do Palmar (L3):

Em 25 de junho de 1997, às 7 horas (hora local) da manhã, uma brilhante bola de fogo foi avistada no céu acompanhada por uma série de ruídos tipo trovoadas após o que deixou um rastro de fumaça preta como foi vista por muitas testemunhas ao longo da fronteira do Brasil com o Uruguai. No dia seguinte o jornal *Zero Hora* de Porto Alegre publica a notícia: “Objeto luminoso intriga moradores de duas cidades”. A provável zona de impacto ficava entre Santa Vitória do Palmar e a porção norte de Chui. Muitas testemunhas oculares diziam que a bola de fogo havia caído na região conhecida como Chácara dos Pinhais. Uma busca de um dia foi realizada pela polícia civil liderada pelo oficial Luiz Cavalheiro que não encontrou nenhum fragmento do meteorito.

A busca foi terminada quando oficiais da força aérea de Santa Maria afirmaram que seus radares não captaram nenhum objeto nos céus no dia do avistamento da bola de fogo. Foi quando em 25/26 de março de 2003 o pesquisador Roberto Maciel, enquanto procurava por pontas de flecha indígenas em areias de dunas do Holoceno ao longo da laguna Mirim nas proximidades da cidade de Santa Vitória do Palmar, Rio Grande do Sul, encontrou uma massa de meteorito com 34 kg com uma coloração escura parcialmente oxidada com uma série de regmaglytos em sua superfície. Convencido de que era um meteorito, ele continuou a busca por mais durante toda a semana encontrando mais duas massas, uma com 4,34 kg e a outra com 1,57 kg. Os achados de Maciel não chamaram a atenção dos moradores rurais da região, mas o arqueólogo uruguaio caçador de meteoritos José Maria Monzon Pereira, curador do museu local no RS, ficou muito interessado nos achados e foi bem-sucedido em adquirir as duas massas menores para o museu local, mas infelizmente o maior fragmento de 34 kg nunca foi recuperado, onde se dizia que este estava na posse de um professor da Universidade do Rio Grande do Sul que ninguém nunca descobriu o nome, sendo apenas do conhecimento de Maciel que havia falecido naquela época e não houve quem soubesse deste professor.

Em 14 de fevereiro de 2004, outro fragmento foi achado, pesando 10,45 kg, por Laurato Correa, um caçador de fósseis da localidade. Esse fragmento foi analisado pelo pesquisador alemão Dr. Ansgar Gresshake e foi submetido ao *Nomenclature Committee* (NomCom) da *Meteoritical Society*. Os resultados das análises de Gresshake (2007) foram publicados no *Meteoritical Bulletin N° 91*. No entanto, a correlação entre a bola de fogo avistada em 1997 e os fragmentos encontrados em 2003 e 2004 nunca foi confirmada. Esse relato histórico do meteorito Santa Vitória do Palmar foi reportado por Zucolotto & Antonello (2008).

5.2.1. Análise Petrográfica:

A textura do Santa Vitória do Palmar (SVP) é condrítica bem desenvolvida com a presença de abundantes cõndrulos, alguns deformados. Também apresenta uma grande variedade de cõndrulos muito bem preservados e com bordas muito bem definidas tendo diâmetros de 0,2 mm a te 1 mm com o maior cõndrulo observado tendo 4,5 mm. Os tipos de cõndrulos são muito variados. Os cõndrulos são, em sua maioria, alongados e bordejados por troilita, silicatos, óxidos sustentados por muito pouca matriz composta de fragmentos minerais que são: Fe-Ni metálico, vidro, óxidos e hidróxidos de ferro. Cõndrulos quebrados e deformados são abundantes e parte da pouca matriz que existe é composta de fragmentos de cõndrulos numa textura clástica, muitos cõndrulos contêm vidros muitas vezes túrbidos, às vezes transparentes. O intemperismo terrestre é visível em cristais apresentando alterações avermelhadas ao longo de fraturas e veios, além de grandes manchas de hidróxidos. Os cõndrulos apresentam das mais variadas texturas: piroxênio radial, olivina barrada, criptocristalinos, olivina porfirítica, olivina-piroxênio porfirítico, olivina granular e cõndrulos compostos. A mineralogia essencial é composta de olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e clinoenstatita. Os minerais acessórios são: troilita, fases metálicas de Fe-Ni (taenita, plessita e kamacita), magnetita, cromita, plagioclásio e vidro. Minerais secundários de alteração terrestre são: hematita e hidróxidos de ferro (limonita). O estágio de choque é marcado por extinção ondulante nos grãos de olivina, fraturas planares e irregulares também, além de injeção de veios de Fe-Ni fundido ao longo de fraturas planares em grãos de troilita indicando estágio de choque S3 (Stöffler *et al.*, 1991). O grau de alteração terrestre é marcado pela presença de oxidação parcial do Fe-Ni metálico e da troilita para hematita e limonita, contendo os minerais goetita e lepidocrosita, ocorrendo em veios e fraturas e bordejando cõndrulos indicando estágio W2 (Wlotzka, 1993, Zucolotto & Antonello, 2008).

5.2.2. Análise Química e Classificação:

A análise química dos minerais ferromagnesianos forneceu #Fa variando de 0,5% a 35,2% e #Fs variando de 0,5% a 31,6% indicando uma grande faixa de variação química desses minerais existente até mesmo dentro de um mesmo cõndrulo e muitas vezes apresentando zoneamento químico apontando para um forte desequilíbrio metamórfico indicando o grupo L, que somado aos dados da petrografia com a textura rica em cõndrulos bem definidos e uma matriz amorfa e clástica, indica o tipo petrológico 3, sendo a classificação desse condrito o grupo L3. Baseado nas análises da relação textural entre metal e sulfeto dentro e fora dos cõndrulos, é também sugerido que a classificação cai no subgrupo que varia de L3.4 a L3.6 (Zucolotto & Antonello, 2008).

6. Descrição e Classificação Petrográfica

6.1. Campos Sales (L5):

O meteorito Campos Sales possui textura condritica, com ausência de vidro *mesostasis* na matriz que se apresenta totalmente recristalizada apresentando fenocristais de olivinas e ortopiroxênios/clinopiroxênios. Também ocorrem dispersos na matriz e no interior dos cõndrulos minerais opacos acessórios identificados na microscopia eletrônica como sendo cromita, troilita e ferro-níquel. Os cõndrulos perfazem 55% em volume no meteorito, apresentando bordas ainda parcialmente definidas tornando possível distingui-los da matriz. Os percentuais em volume desses componentes no meteorito são: 55% de cõndrulos, 37% de matriz, 8% opacos. Não foram observados CAI's (*calcium-aluminum inclusions*) e AOA's (*amoeboid olivine aggregates*).

Mineralogia: O meteorito é constituído de 44% de olivina, 43% de piroxênios sendo estes o hiperstênio (28%), clinopiroxênio (10%), enstatita (3%) e clinoenstatita (2%), 10% opacos (5% ferro-níquel; 3% troilita; 2% cromita) e 3% de whitlockita, apatita, tridymita/cristobalita e plagioclásio (Figura 6.1). Os cristais de olivina ocorrem dispersos na matriz em hábitos granulares, como megacristais de hábito eudral a subedral e ocorrem nos cõndrulos em texturas de olivina porfirítica e olivina barrada. Os cristais de piroxênio ocorrem como fenocristais dispersos na matriz granoblástica, ocorrendo em hábitos tabulares alongados ou quadrados apresentando fraturas paralelas a subparalelas seguindo os planos principais de clivagem, ocorrem em textura microcristalina em alguns cõndrulos e em texturas radiais com acículas de hiperstênio nos cõndrulos de piroxênio radial. O ferro-níquel ocorre em hábitos granulares a ameboides dispersos tanto na matriz quanto no interior e bordejando alguns cõndrulos, a eles ocorre normalmente associada a troilita e esta se encontra também dispersa na rocha, tanto na matriz quanto bordejando e estando nas porções internas de alguns cõndrulos, os cristais de troilita possuem também hábitos ameboides a granulares com algum fraturamento interno. A cromita ocorre dispersa em grãos de formas alongadas a ameboides com bordas arredondadas sem fraturamento interno, ocorrendo inclusas em troilita, no ferro-níquel e em alguns cristais de olivina. Os minerais acessórios whitlockita e apatita possuem tendência de ocorrer bordejando os cõndrulos, o plagioclásio encontra-se na matriz em múltiplos cristais com dimensões $>50\mu\text{m}$, associado à cromita, um polimorfo de quartzo (tridymita/cristobalita) foi reportado em outra amostra deste meteorito ocorrendo no núcleo de um cõndrulo com 2mm de diâmetro (Scorzelli *et al.*, 1998).

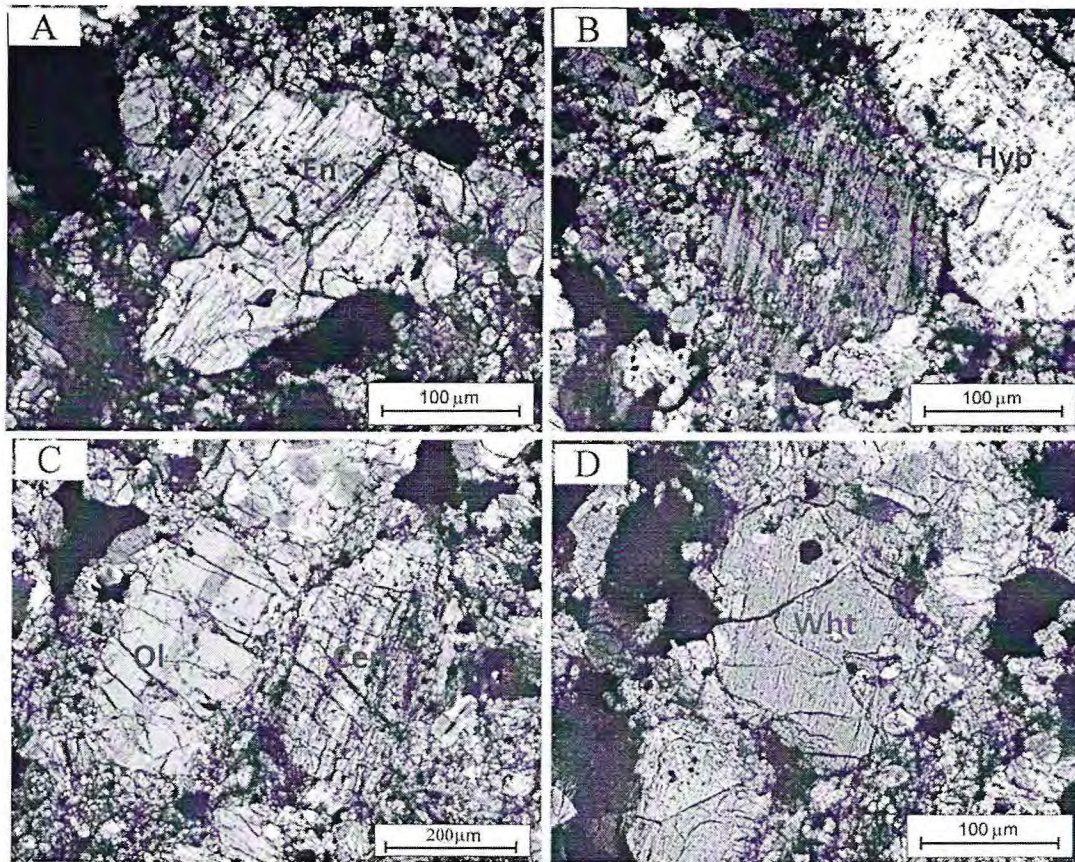


Figura 6.1. A – Cristal de enstatita com planos de clivagem principal evidenciados; B – clinoenstatita, com a característica geminação polissintética imperfeita; C – fenocristal de olivina com padrões de fraturamento paralelos (à esquerda) ao lado de fenocristal de clinoenstatita (à direita) imersos em matriz fina porfiroclástica; D – dois cristais possivelmente de whitlockita (merrillita) adjacentes a côneculos de olivinas granulares e de opacos. (Luz Polarizada).

Côneculos: Os côneculos (Figura 6.2) se apresentam com formatos arredondados e elipsoidais, com diâmetros aparentes variando de 320 μm a 1300 μm sendo a média de 640 μm , as texturas de côneculos encontradas foram: côneculos de piroxênio radial (RP), côneculos de olivina barrada (BO), côneculos de piroxênio microcristalino, côneculos de olivina e piroxênios porfíricos (POP), côneculos mistos de piroxênio radial a barrada e olivina barrada, côneculo de olivina-piroxênio poiquilítico, côneculo de olivina granular (Figura 6.3 e 6.4). Os cristais porfíricos nos côneculos de olivina porfírica são subedrais a eudrais. Os cristais de piroxênio nos côneculos de piroxênio radial se apresentam em hábitos aciculares radiados característicos onde os cristais apresentam extinção reta e estão geminados ao longo de diferentes planos cristalográficos. As olivinas barradas também têm o mesmo comportamento óptico apresentando maclas de crescimento ígneo apresentando cristalização por intercrescimento dos planos cristalográficos em posições diferentes e muitos côneculos de olivina barrada apresentam uma auréola bem desenvolvida de cristalização ígnea de olivina envolvendo os cristais de olivina barrada. A mineralogia química dos côneculos de piroxênio microcristalino foi identificada pelo EDS (Energy Dispersive X-Ray) do microscópio eletrônico de varredura (MEV).

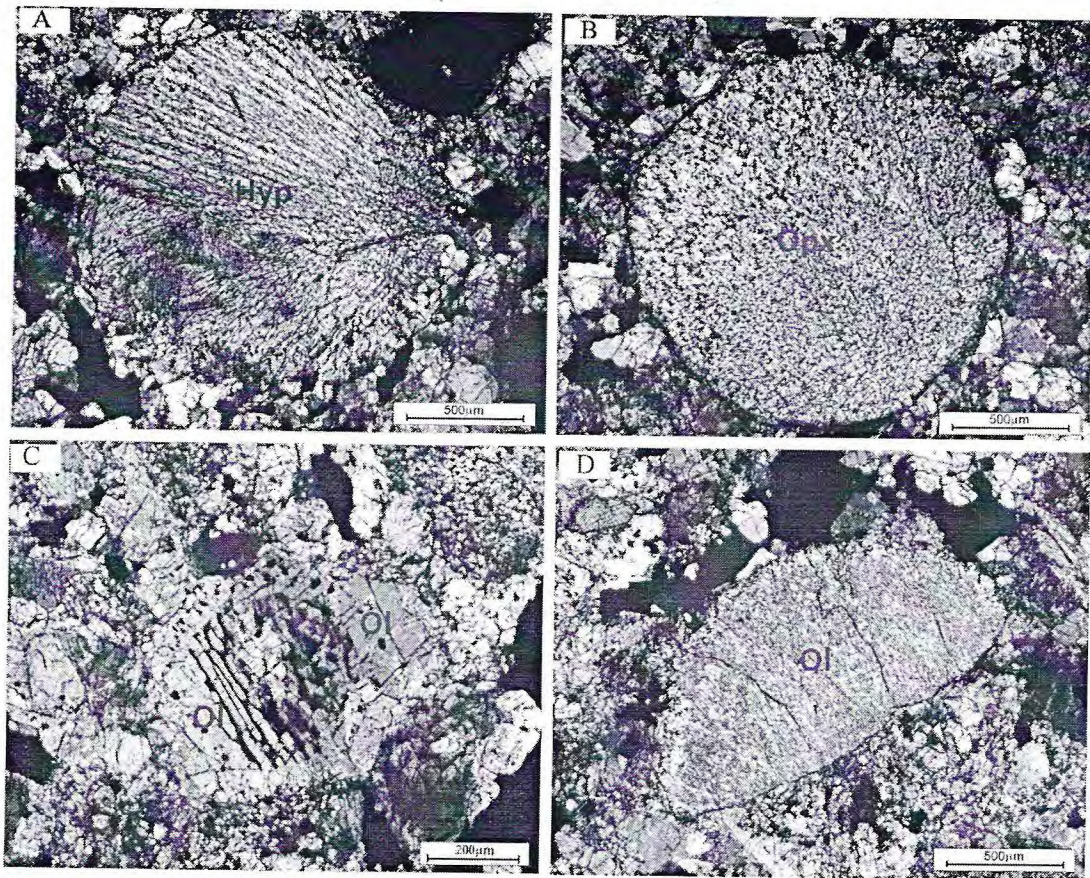


Figura 6.2. A – cõndrulo de piroxênio radial (RP); B – cõndrulo de piroxênio microcristalino; C – cõndrulo de olivina barrada (BO) com auréola de cristalização ígnea bem desenvolvida no canto superior direito da foto; D – metade de um cõndrulo de olivina-piroxênio microcristalino, provavelmente impactado. (Luz Polarizada).

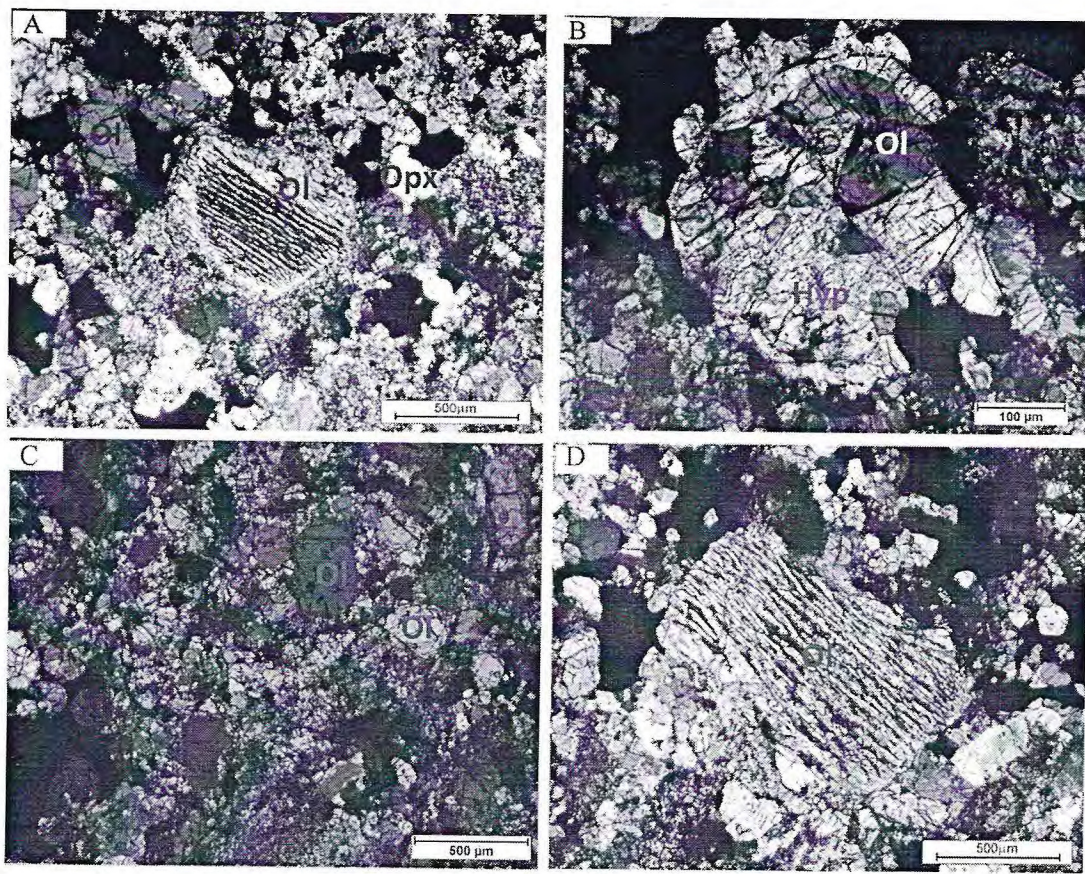


Figura 6.3. A – Côndrulo de olivina barrada; B – Côndrulo de olivina-piroxênio poiquilítico onde os cristais de olivina apresentam-se inclusos no cristal maior de ortopiroxênio; C – côndrulo de olivina granular com cristais eudrais a subedrais; D – côndrulo de olivina barrada com bordas cuminuidas pela recristalização da matriz. (Luz Polarizada).

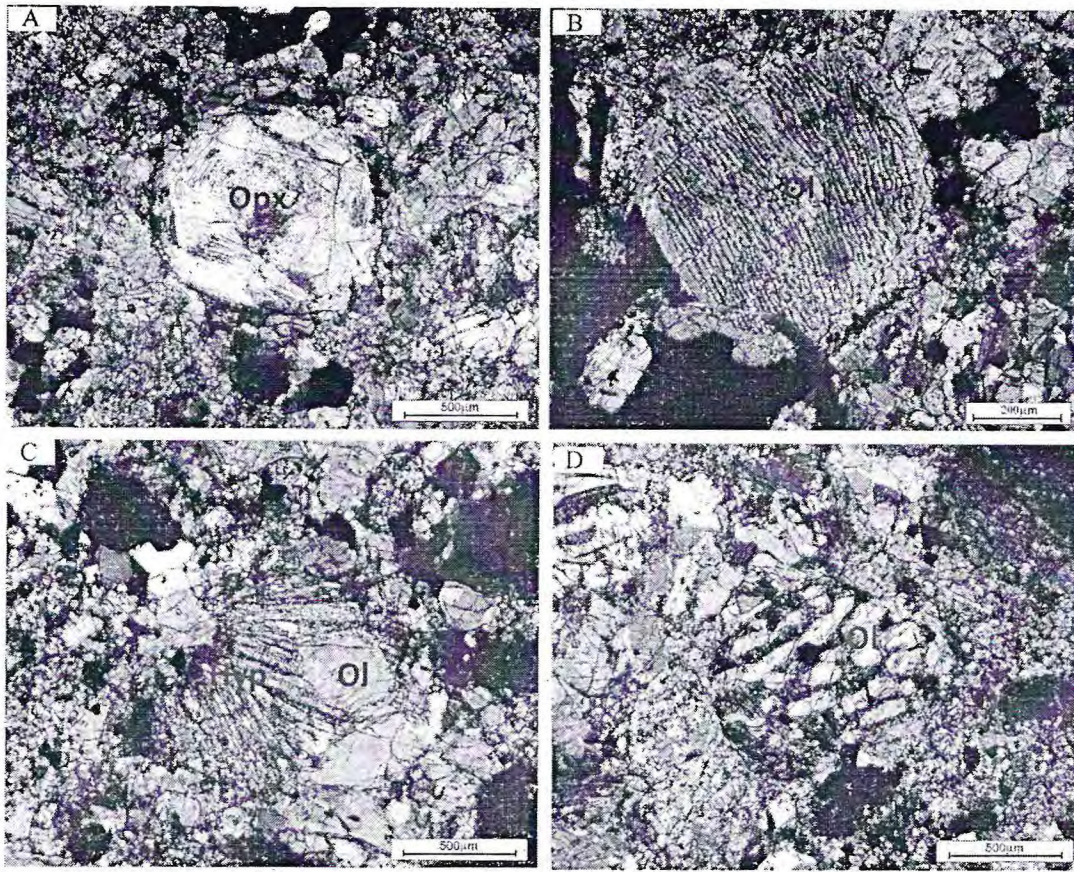


Figura 6.4. A – côneulo de piroxênio em padrão espiral; B – côneulo de olivina barrada com as barras de olivina apresentando espessura fina; C – côneulo de piroxênio radial composto de acículas de clinoenstatita de espessura média e com porfirocristais de olivina subedral inclusos; D – Côneulo com textura de olivina porfirítica tendendo à textura de olivina barrada. (Luz Polarizada).

Matriz: A matriz apresenta granulação semelhante a dos minerais nos côneulos, não apresentando *mesostasis* e, portanto, estando recristalizada tendo textura granoblástica, com megacristais em algumas regiões, contendo bordas de recristalização imersos em uma porção mais fina de minerais recristalizados (Figura 6.5). Há cristais de olivina e piroxênio com fraturas irregulares a subparalelas e lamelas de geminação ou maclas polissintéticas ocorrem em cristais de piroxênio (clinoenstatita). Disperso na matriz estão minerais opacos de hábito granular a ameboide de ferro-níquel metálico e troilita, cristais de cromita ocorrem como pequenas inclusões nas olivinas e também dispersos sendo anedrais e apresentando hábitos alongados. Alguns cristais de olivina apresentam muitas inclusões de cromita disseminada. Ocorrem inclusões silicáticas em alguns cristais de ferro-níquel metálico.

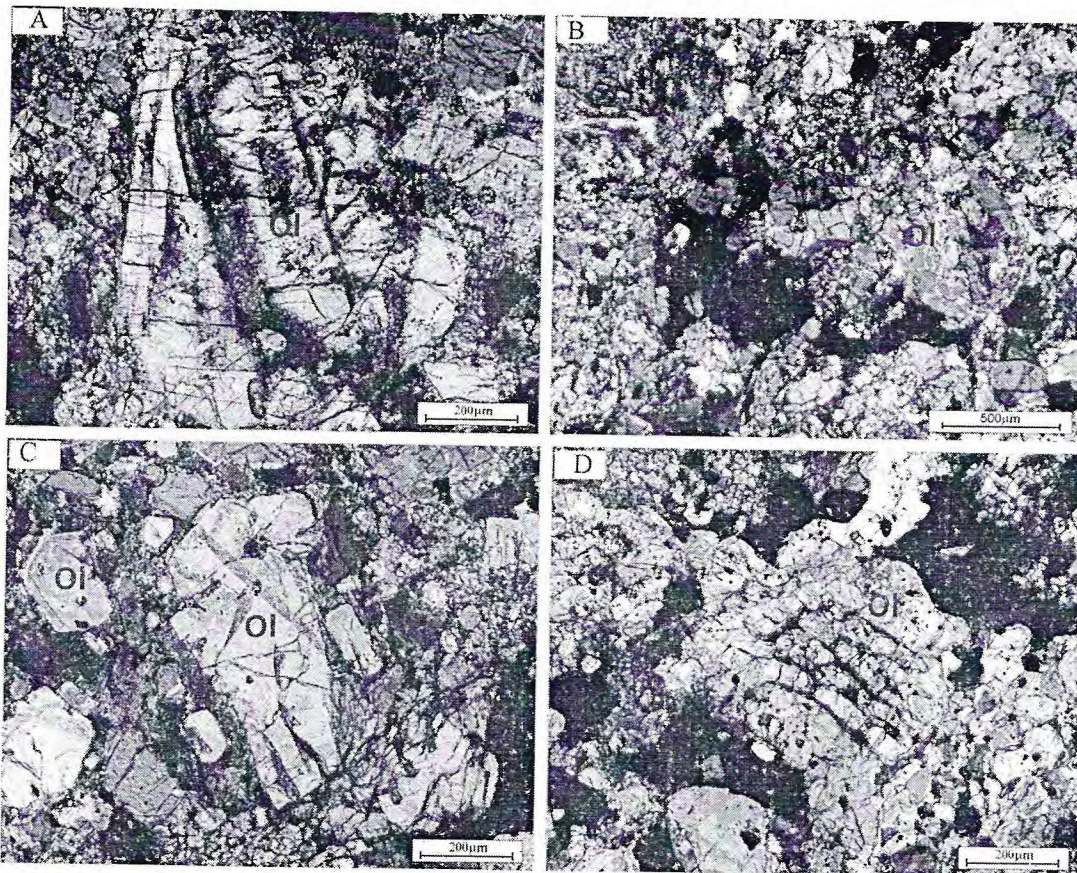


Figura 6.5. A – Megacristais de olivina em macla; B – textura recrystalizada com cristais anedrais a subedrais de olivinas dispersas com ortopiroxênios intersticiais junto de opacos; C – megacristal de olivina com bordas de recrystalização e cristais menores eudrais e subedrais de olivina todos cristalizados a partir da matriz por metamorfismo termal; D – cõndrulo reliquiãr de olivina barrada (BO) com bordas recrystalizadas tendo continuidade na matriz com textura porfirítica de olivinas eudrais. (Luz Polarizada).

Estágio de Choque: Vários cristais de olivina apresentam fraturas irregulares a subparalelas. O mesmo ocorre nos cristais de ortopiroxênio apresentando lamelas incipientes que acompanham fraturas paralelas aproveitando a clivagem (Figura 6.6). Tais feições estruturais internas desses cristais indicam um estágio de choque S1, fraco, conforme Stöffler (1991).

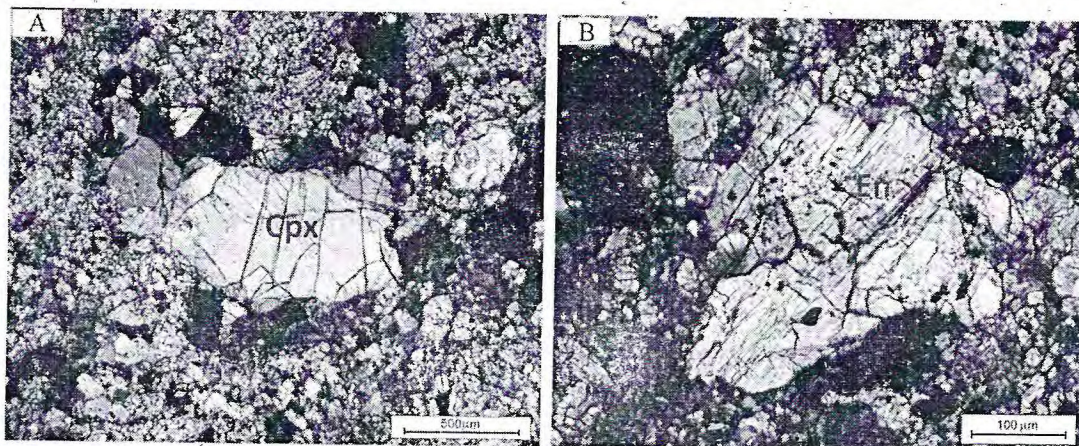


Figura 6.6. A – Megacristal de clinopiroxênio da matriz apresentando fraturas paralelas e fraturas secundárias subparalelas em direção diferente formando ângulos agudos com as fraturas principais todas geradas por impacto no asteroide original; B- Padrão de fraturas paralelas acompanhando a clivagem de megacristal de ortopiroxênio da matriz apresentando incipiente padrão de lamelas de deformação, também feições indicativas de choque no asteroide original. (Luz Polarizada).

Grau de Alteração Terrestre: O estágio de alteração terrestre é muito baixo, apresentando manchas de oxidação bordejando os opacos, principalmente os minerais de ferro-níquel que se alteram para uma mineralogia de cor amarelada a castanho, característicos de oxidação da fase metálica por interação com oxigênio e halogênios atmosféricos (Figura 6.7). Devido a ser uma queda recente e testemunhada e o meteorito ter uma crosta de fusão fresca e não alterada, alguns fragmentos apresentam um pouco de caliche impregnado na crosta de fusão, cujo estágio de intemperismo terrestre é classificado como W0 segundo Wlotzka (1993).

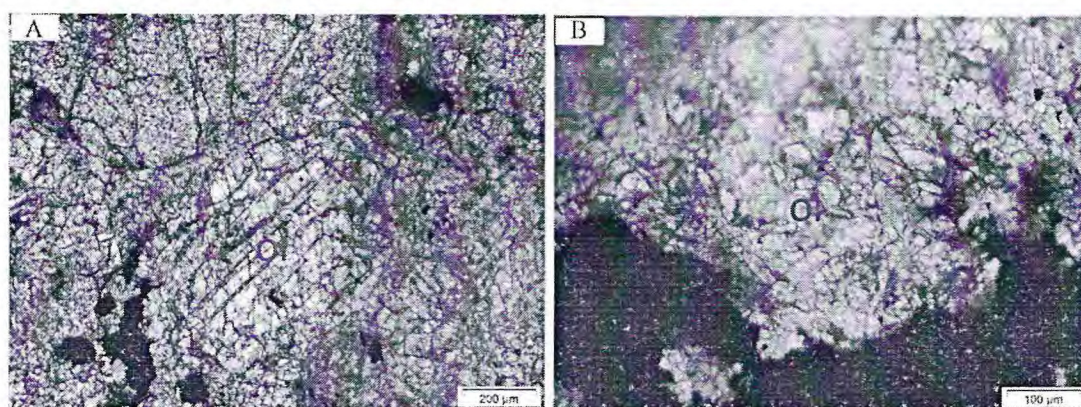


Figura 6.7. Imagens à luz polarizada natural. A – Alteração por oxidação evidenciada por material de coloração amarelada em volta dos opacos no canto inferior esquerdo da foto; B – Mineralogia amarelada de alteração do material opaco na porção inferior da foto, a oxidação permeia as fraturas. (Luz Natural).

Minerais Opacos: Os minerais opacos identificados foram troilita (FeS), cromita (FeCr_2O_4) e ferro-níquel (Fe-Ni – kamacita/taenita) (Figuras 6.8 – 6.10). Os cristais de troilita se apresentam disseminados na matriz, sendo anedrais com hábito ameboide/granular e apresentando-se fortemente fraturados em todas as direções. Os cristais de ferro-níquel ocorrem também disseminados, tendo hábito granular/floculado com inclusões silicáticas e alguns com troilita bordejando os mesmos. Os cristais de cromita ocorrem pequenos, anedrais alongados com hábitos nodulares, como inclusões em cristais matriciais de olivina e disseminados seguindo padrões ligeiramente lineares na matriz. Em algumas porções em cristais poiquilíticos de olivina tem-se muitas inclusões de cromita nodular/granular ou em cristais alongados. Os grãos de cromita não apresentam padrão de fraturas multidirecionais. Os dados de EDS (Energia Dispersiva de Raios X) comprovam a existência desses três minerais opacos no meteorito (Figura 6.11).

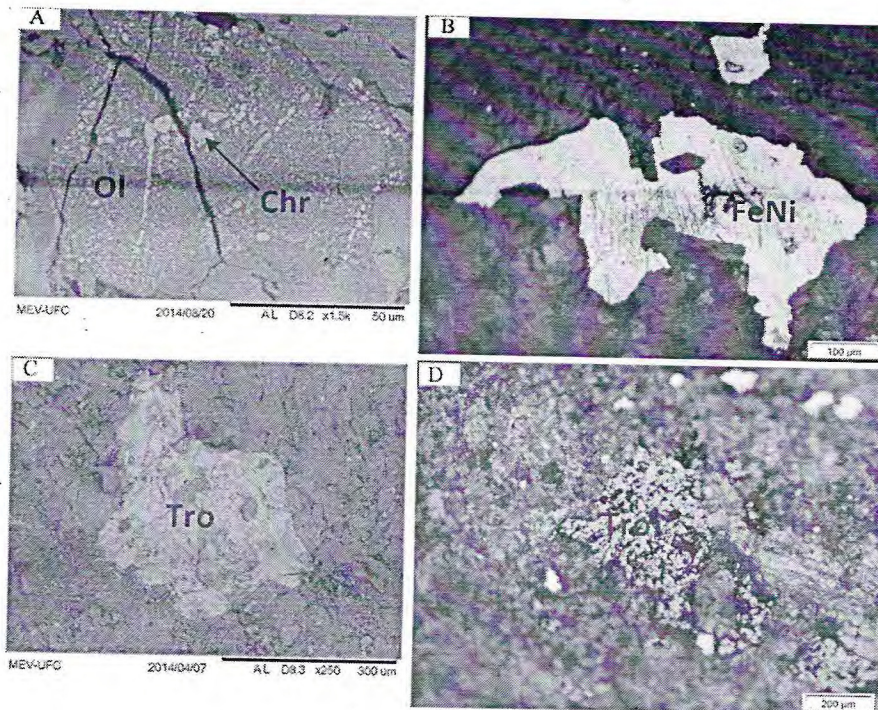


Figura 6.8. A – Imagem ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) de cristais disseminados de cromita (porções mais claras disseminadas) inclusos em um cristal de olivina da matriz; B – Imagem petrográfica à luz refletida de cristal amebóide de ferro-níquel metálico; C – imagem ao MEV de cristal de troilita; D – Imagem petrográfica à luz refletida de cristal granular de troilita.

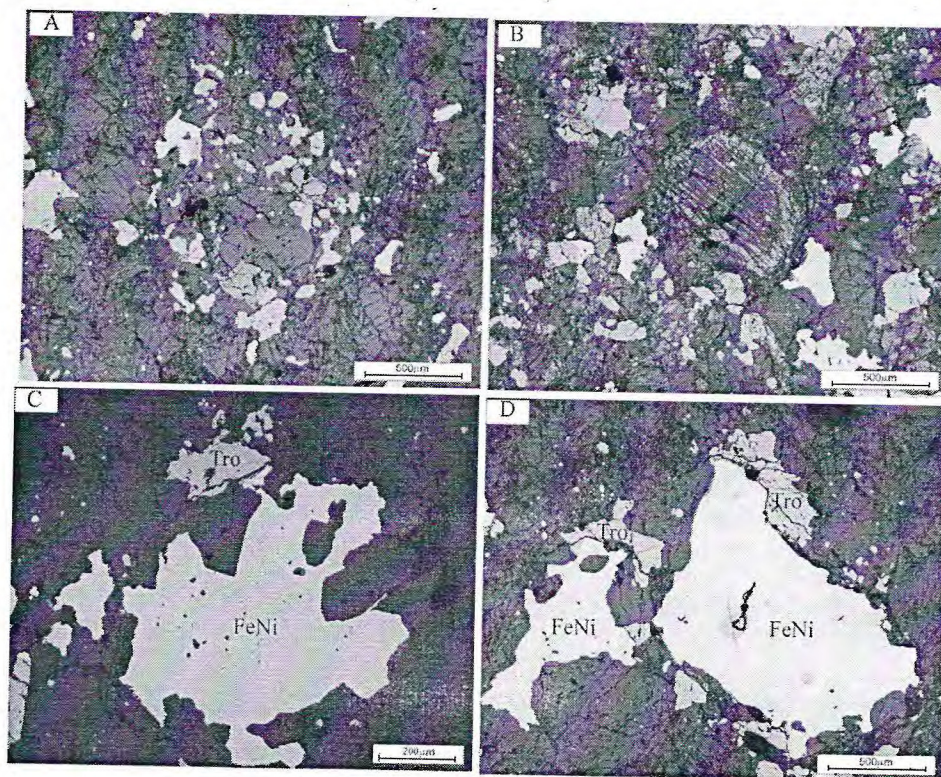


Figura 6.9. A – Distribuição de opacos bordejando um côndrulo; B – Mesma foto de A com luz transmitida evidenciando o côndrulo de olivina barrada zoneado pelos opacos; C – Cristais ameboides de FeNi e troilita; D – Troilita e FeNi granulares a ameboides. (Luz Refletida).

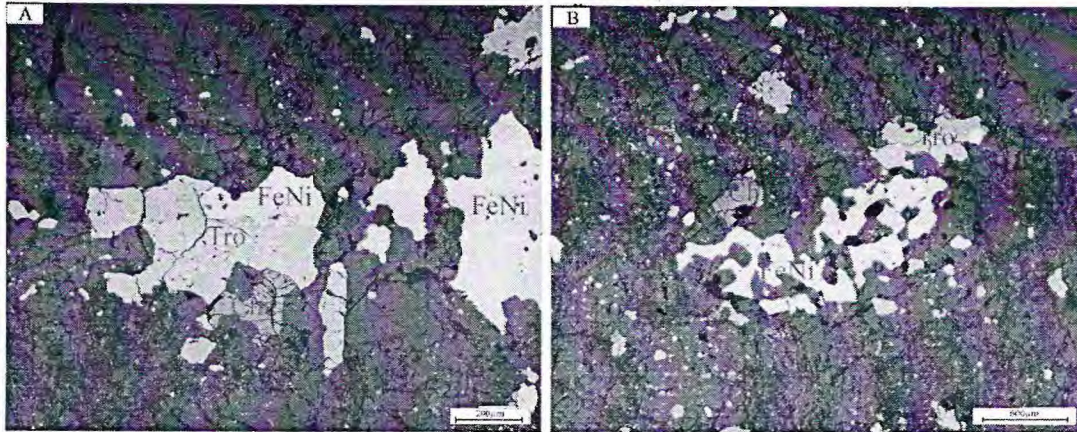


Figura 6.10. A – Cristal amebóide de troilita em contato com cristal de FeNi, cristal de cromita ocorre abaixo indicado; B – Padrão esqueletal de FeNi, ocorre também troilita e cromita. (Luz Refletida).

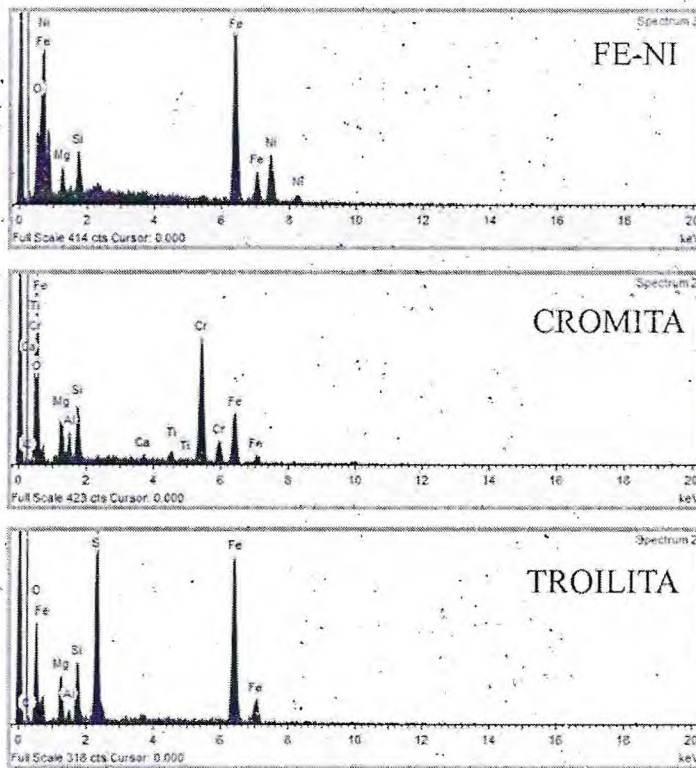


Figura 6.11. Espectros de energia dispersiva de raios x (EDS) de três fases minerais opacas distintas identificadas também na petrografia.

Classificação: O estudo petrográfico realizado permite classificar o meteorito Campos Sales como um condrito ordinário L5 com mineralogia principal composta de hiperstênio e olivina onde os côndrulos ainda permanecem preservados, mas boa parte deles foi incorporada à matriz (Tabela 6.1). À medida que o grau de metamorfismo termal avança a tendência é ocorrer uma homogeneização do sistema originando uma paragênese composta por olivina e

ortopiroxênio, diminuindo a razão Cpx/Opx, como observado na petrografia onde cristais de Opx (hiperstênio) foram cristalizados a partir da *mesostasis* da matriz, algumas porções contendo Cpx representam texturas reliquias de côndrulos de piroxênio porfirítico ou a presença ainda de côndrulos de piroxênio porfirítico com as bordas preservadas. A evidência de que os fenocristais de ortopiroxênio são produto de recristalização da matriz é a existência de cristais eudrais a subedrais de olivina (provavelmente oriundas de côndrulos ou de uma fase anterior de recristalização da matriz) inclusos nos cristais de Opx tendo uma textura poiquilítica. Evidências de recristalização da matriz são evidentes nas bordas recristalizadas de côndrulos de olivina barrada onde a auréola de cristalização ígnea primária de olivina nas bordas do côndrulo está desgastada e cederam material para compor a matriz, uma evidência de equilíbrio termodinâmico por recristalização em estado sólido no processo de metamorfismo termal que caracteriza o tipo petrológico 5.

Tabela 6.1: Conclusões da Descrição Petrográfica do Campos Sales

Critérios	Percentual/Descrição	Descrição
Mineralogia	Oliv., Opx, Cpx, opacos, plagioclásio, fosfatos	Fenocristais e nos côndrulos
%Côndrulos	55%	POP, PO, PP, RP, BO*
%Matriz	37%	Recristalizada, sem vidro**
%Metal	5%	Na matriz e bordejando côndrulos
Opacos	8% - troilita, FeNi, cromita	Granular, nodular
Condição dos Côndrulos	Bordas pouco a moderadamente recristalizadas; diâmetro médio de 640 µm	Arredondados, elipsoidais,
Plagioclásio	Dimensões >50 µm	
Estágio de Choque	S1	fraturas irregulares, fraturas subparalelas
Alteração Terrestre	W0	Baixo grau de oxidação nas bordas dos metais (limonita)
Grupo/Tipo Petroológico	L5	Matriz recristalizada, côndrulos distinguíveis, 5% de metal, OPX > CPX

*POP, PO, PP, RP, BO são alguns tipos de côndrulos observados, respectivamente: POP (*porphyritic olivine-pyroxene*), PO (*porphyritic olivine*), PP (*porphyritic pyroxene*) RP (*radial pyroxene*), BO (*barred olivine*). ** Vidro aqui se refere à *mesostasis*, material vítreo fino que constituía a matriz original ou primordial do condrito antes de sofrer recristalização no estado sólido, processo chamado de metamorfismo termal.

6.2. Santa Vitória do Palmar (L3.4 – L3.6):

O meteorito Santa Vitória do Palmar (SVP) possui textura condrítica bem desenvolvida, com abundantes côndrulos com bordas bem distintas, sendo, portanto, bem preservados, alguns apresentando deformação devido ao moderado estágio de choque. A textura condrítica é rica em côndrulos sustentados por uma matriz esparsa amorfa e opaca, parcialmente alterada para óxidos e hidróxidos de ferro. O condrito apresenta fraturas com alteração por oxidação (intemperismo/alteração terrestre). O percentual em média de matriz versus côndrulos é 15% versus 85%, respectivamente.

Mineralogia: O SVP é composto de 52% de olivina, 39% de clinopiroxênio, principalmente clinoenstatita, 7% de opacos (5% Fe-Ni metálico, 1,5% troilita e 0,5% cromita), e 2% de material amorfo (vidro *mesostasis*/matriz de Huss), plagioclásio e minerais secundários de alteração terrestre (hematita e limonita). As olivinas apresentam-se em grãos compondo fragmentos clásticos de silicatos, fragmentos de côndrulos todos estes na matriz, além de compor a estrutura dos côndrulos, apresentando hábitos desde subedrais a euedrais, sendo a maioria das olivinas idiomórficas (Figura 6.12). Os cristais de clinoenstatita são abundantes em muitos côndrulos de piroxênio radial, também cristais de hiperstênio compõem fragmentos clásticos de côndrulos e côndrulos de piroxênio radial, o piroxênio também aparece numa fase criptocristalina compondo alguns côndrulos. O ferro-níquel e a troilita compõem boa parte da matriz bordejando principalmente os côndrulos compondo os seus interstícios bem como no interior de alguns côndrulos. O metal é composto de taenita, kamacita e plessita e a troilita apresenta fraturas planares preenchidas com ferro-níquel. O material amorfo da matriz é parcialmente vítreo e parcialmente composto de fragmentos silicáticos, principalmente fragmentos de côndrulos. O vidro está presente também no interior de alguns côndrulos. Minerais secundários de alteração terrestre incluem hematita e limonita (goetita e lepidocrosita) preenchendo interstícios da matriz, fraturas dentro dos grãos minerais e veios esparsos cortando todas as estruturas. O plagioclásio é raro e disperso, ocorrendo principalmente como inclusões no clinopiroxênio.

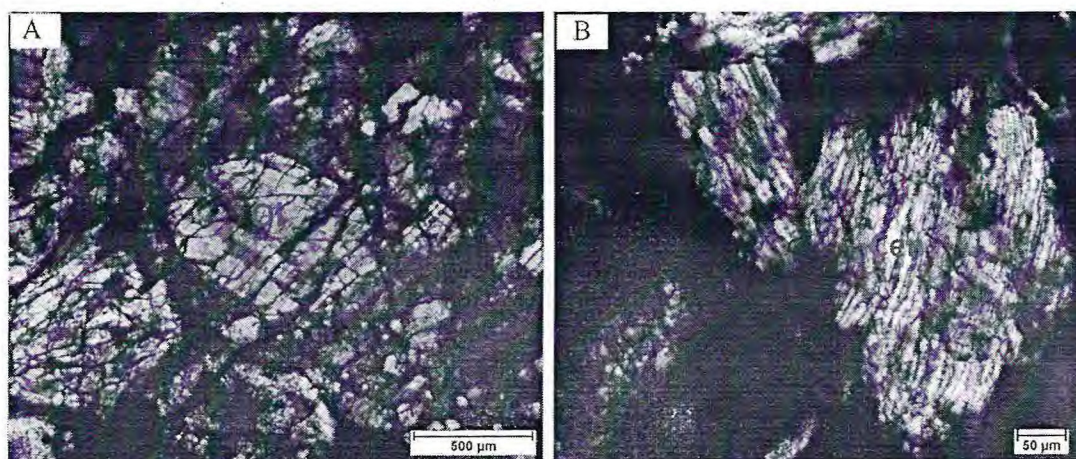


Figura 6.12. A – Fenocristal de olivina presente no interior de um côndrulo; B – Cristais de clinoenstatita com a geminação polissintética característica no interior de um côndrulo. (Luz Polarizada).

Côndrulos: Os côndrulos são abundantes, possuindo diâmetros aparentes que variam de 150 μm a 1700 μm , tendo os côndrulos um diâmetro médio de 1404 μm . Possuem texturas variadas, tendo bordas bem definidas e os interstícios sendo opacos (matriz amorfa) onde ocorre metal e troilita bordejando a maioria dos côndrulos. As texturas de côndrulos são: piroxênio radial, olivina barrada, olivina-piroxênio porfirítico, piroxênio porfirítico, criptocristalinos, olivina granular, piroxênio-olivina poiquilítico, misto de piroxênio radial e olivina porfirítica, fragmentos de côndrulos de piroxênio radial de granulação fina, côndrulos de clinostatita-olivina porfiríticos. Possuem formatos desde arredondados até alongados, elipsoidais. A maioria dos côndrulos possui grãos de olivina eudrais a subedrais com padrões de fraturas planares em pelo menos três direções angulares distintas e extinção ondulante. Os cristais de clinostatita dos côndrulos possuem hábito prismático alongado com geminação polissintética. O material silicático amorfo ou vítreo apresenta-se no interior de alguns côndrulos com uma aparência túrbida a clara (Figuras 6.13 – 6.15).

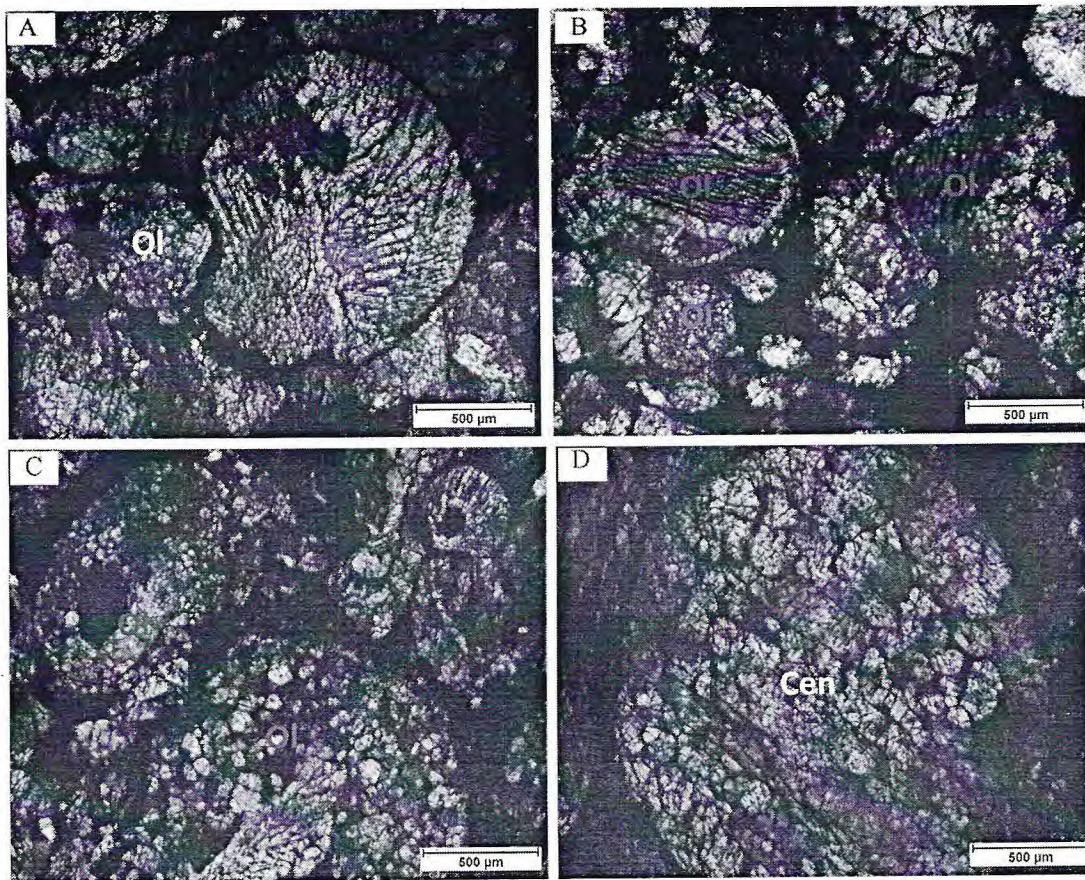


Figura 6.13. A – Côndrulo de piroxênio radial, sendo os cristais de piroxênio a clinoenstatita; B – Conjunto de côneculos em meio à matriz, à esquerda um côneculo de olivina barrada e à direita um côneculo misto de olivina barrada e olivina porfirítica; C – Na parte inferior da foto um côneculo de olivina granular na parte superior esquerda um côneculo alongado de olivina granular, no canto superior direito um pequeno côneculo de piroxênio radial; D – côneculo de clinopiroxênio porfirítico de granulação grossa. (Luz Polarizada).

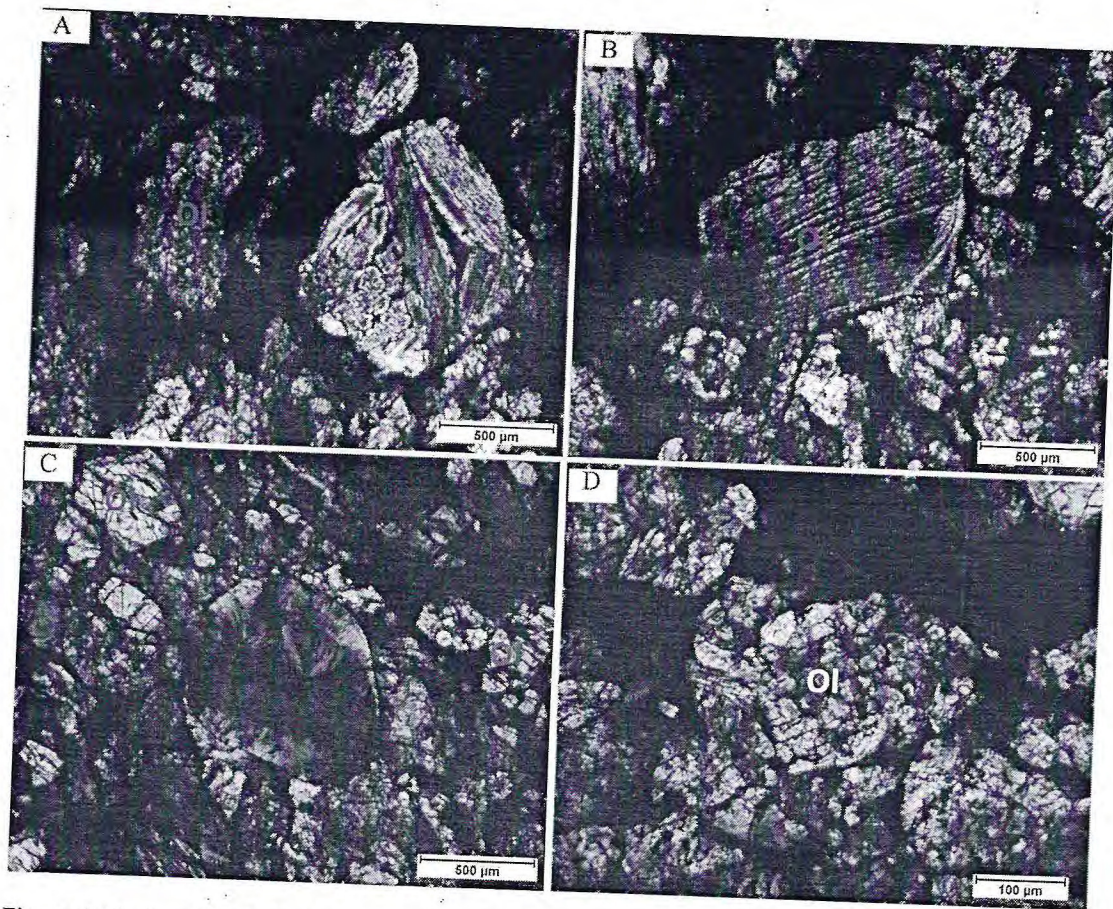


Figura 6.14. A – Côndrulo composto de piroxênio radial, à esquerda um fragmento de côndrulo de olivina granular; B – Côndrulo de olivina barrada; C – Côndrulo de piroxênio criptocristalino; D – Côndrulo de olivina-piroxênio poiquilítico sendo o piroxênio a clinoenstatita. (Luz Polarizada).

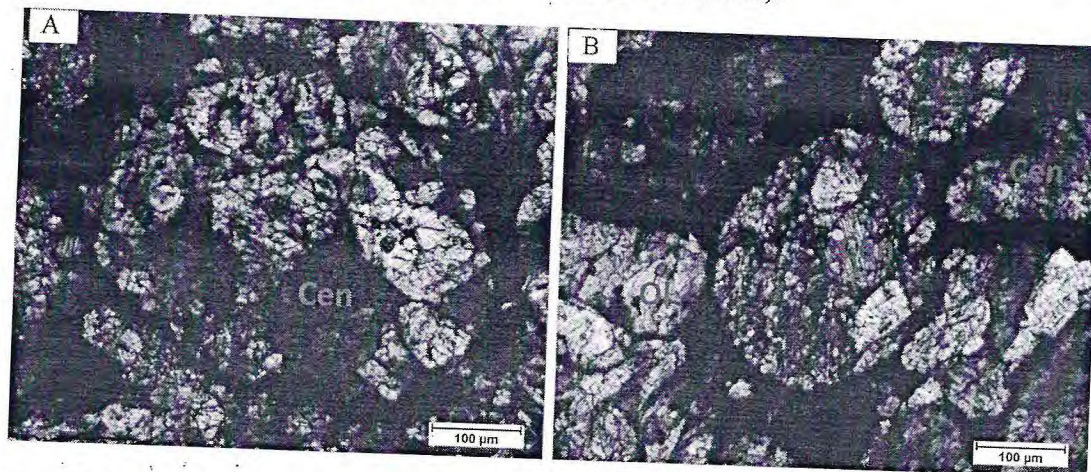


Figura 6.15. A – Côndrulo de piroxênio-olivina porfirítico, apresentando megacristais de enstatita em extinção na foto; B – Côndrulo de piroxênio porfirítico/olivina granular também com megacristais de clinoenstatita e olivina subedrais. (Luz Polarizada).

Matriz: A matriz preserva boa parte de seu material amorfo, ou o vidro de granulação fina denominado *mesostasis* que se apresenta em sua maior parte opaco, sendo chamado de matriz de Huss podendo conter microfragmentos silicáticos e criptocristais de filossilicatos. A matriz é escassa e representa praticamente um fino e escuro interstício entre os côndrulos sendo os

côndrulos praticamente sustentados por eles mesmos na textura do meteorito. Fragmentos de silicato e fragmentos de côndrulos ocupam um bom percentual da matriz e o metal e a troilita compõem boa parte da matriz intersticial principalmente bordejando os côndrulos (Figura 6.16). Os minerais de alteração terrestre tais como a goetita e a hematita perfazem um percentual da matriz e ocupam veios e fraturas que cortam a matriz e os côndrulos.

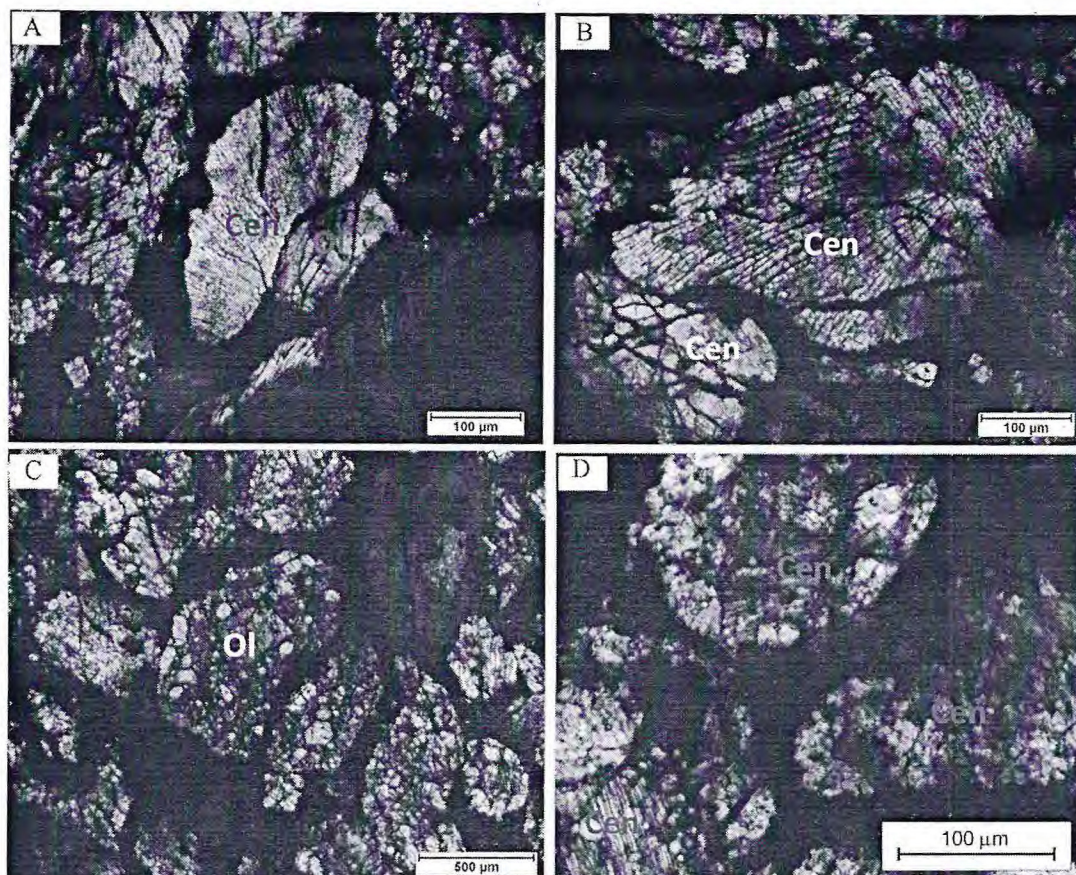


Figura 6.16. A – Fragmento de côndrulo de piroxênio radial adjacente a um cristal de olivina imersos na matriz escura amorfa; B – Outro fragmento de côndrulo de piroxênio radial na matriz; C – Côndrulo de olivina granular fraturado com a matriz intersticial opaca; D – Detalhe de fragmentos silicáticos e condruos e a matriz opaca nos interstícios. (Luz Polarizada).

Estágio de Choque: Alguns cristais de olivina apresentam um padrão incipiente de PDF's (*planar deformation features*), apresentando padrões de fraturas planares (Figura 6.17) em pelo menos três diferentes direções, também cristais de olivina e de piroxênios apresentam abundantes fraturas irregulares a subparalelas em mais de uma direção, os cristais de olivina apresentam extinção ondulante bem desenvolvida (Figura 6.18) e cristais de troilita apresentam injeção de veios de ferro-níquel em padrões planares de fraturamento dos grãos de troilita. Todas essas feições indicam um estágio de choque moderado a forte indicando estágio S3/S4 segundo Stöffler *et al.* (1991). Boa parte dos piroxênios apresentam maclas polissintéticas induzidas por choque produzindo cristais de clinoenstatita. Secundariamente, feições de choque localizadas geram veios de troilita cortando toda a rocha, bem como veios de fusão de Fe-Ni alterado para óxidos (Figura 6.19).

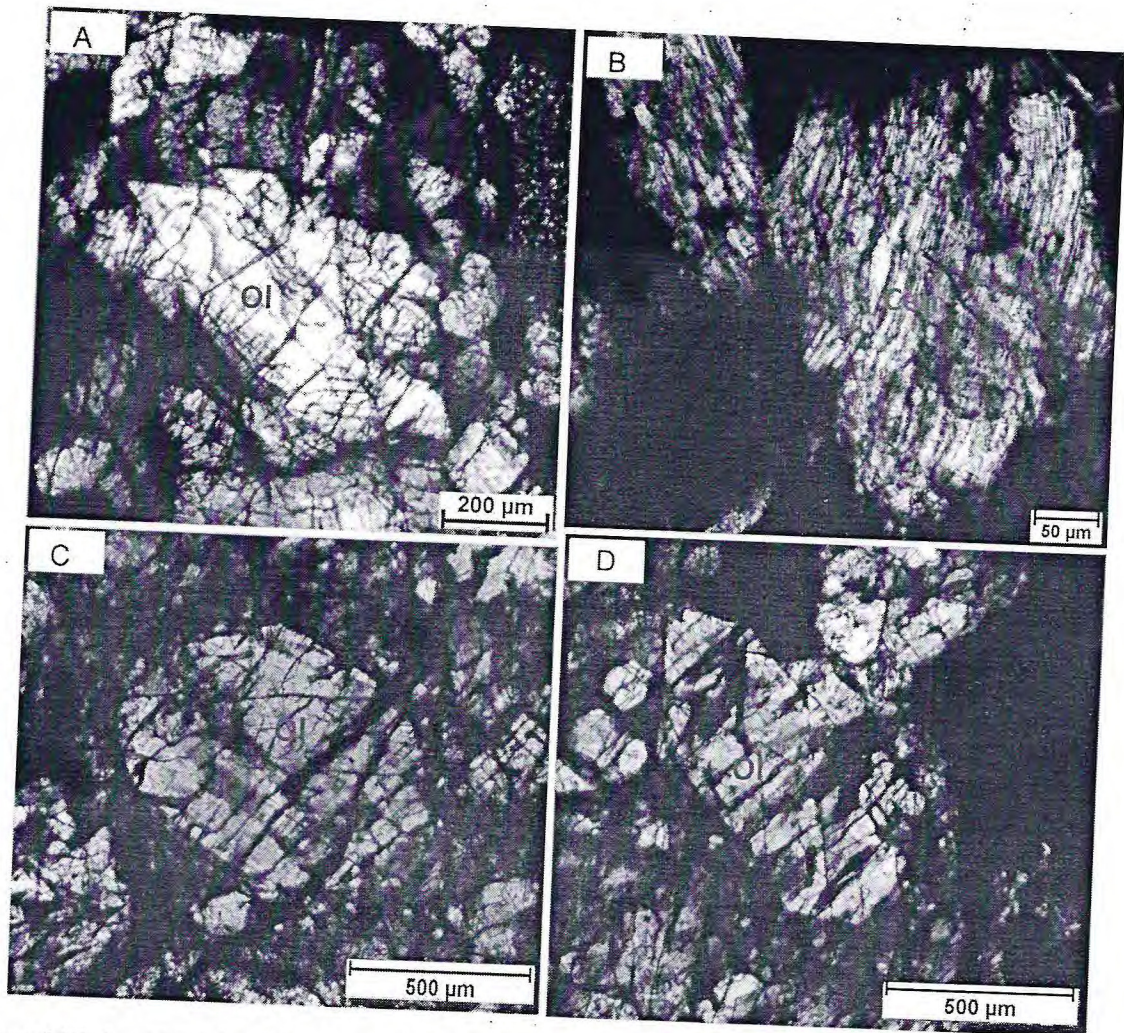


Figura 6.17. A – cristal de olivina com padrões planares em várias direções; B – Cristais de clinoenstatita com a geminação mecânica polissintética indicativo de estágio de choque moderado desenvolvendo estas lamelas no piroxênio e invertendo-o para clinopiroxênio; C – Cristal de olivina com denso padrão de fraturamento planar e irregular e apresentando extinção ondulante acentuada; D – Outro cristal de olivina com fraturas planares e desenvolvendo PDF's de modo incipiente, mas visível. (Luz Polarizada).

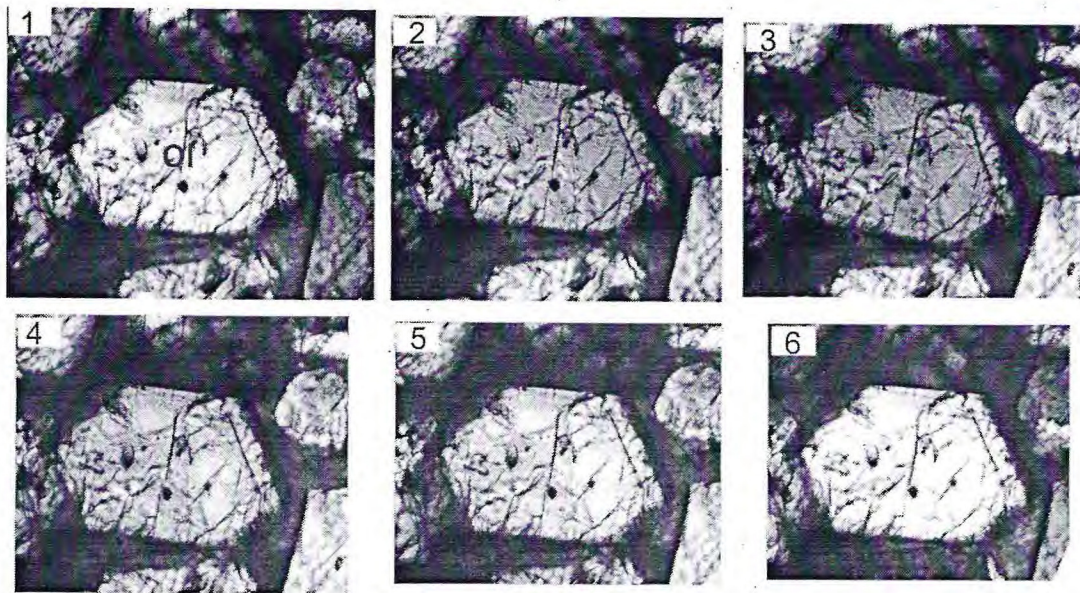


Figura 6.18. Extinção ondulante em grão de olivina, mostrando sequência quando o estágio do microscópio é rotacionado. (Luz Polarizada).

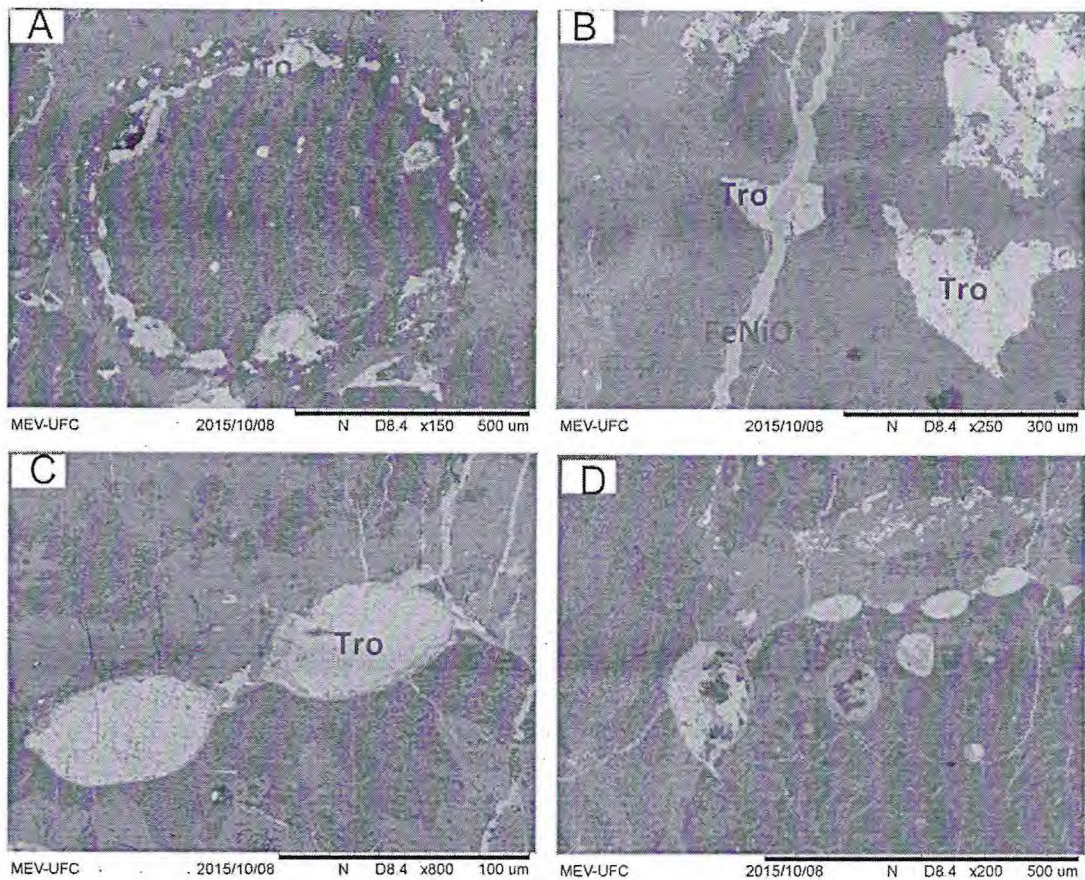


Figura 6.19. Imagens ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV); A – grãos de troilita bordejando um côndrulo; B – Veio de Fe-Ni oxidado cortando cristal de troilita, mostrando ser uma estrutura secundária de impacto posteriormente alterada por intemperismo terrestre; C – Bolsões de fusão de troilita interconectados por

veios preenchidos com troilita, bordejados por óxidos de ferro; D – Padrão de interconexão de nódulos de troilita (bolsões de fusão localizada) interconectados por veios de troilita, alguns veios de Fe-Ni estão oxidados.

Grau de Alteração Terrestre: Cerca de 10% do metal e do sulfeto apresentam-se oxidados para hematita e limonita. Esses produtos de alteração apresentam-se em fraturas nos grãos dos minerais ferromagnesianos, veios e fraturas cortando todas as estruturas (Figura 6.20). Alguns minerais de alteração identificados incluem a hematita em formas de veios e nódulos avermelhados em alguns grãos de Fe-Ni. Há a presença de iddingsita zonando algumas olivinas e no interior de fraturas das mesmas, óxidos de ferro bordejam os opacos com espessuras de até 100 μm . Embora o grau de oxidação dos opacos seja moderado a alto ainda persistem os metais e o sulfeto, bem como os silicatos o que permite dizer que o estágio de intemperismo é do tipo W1/W2, conforme Wlotzka (1993).

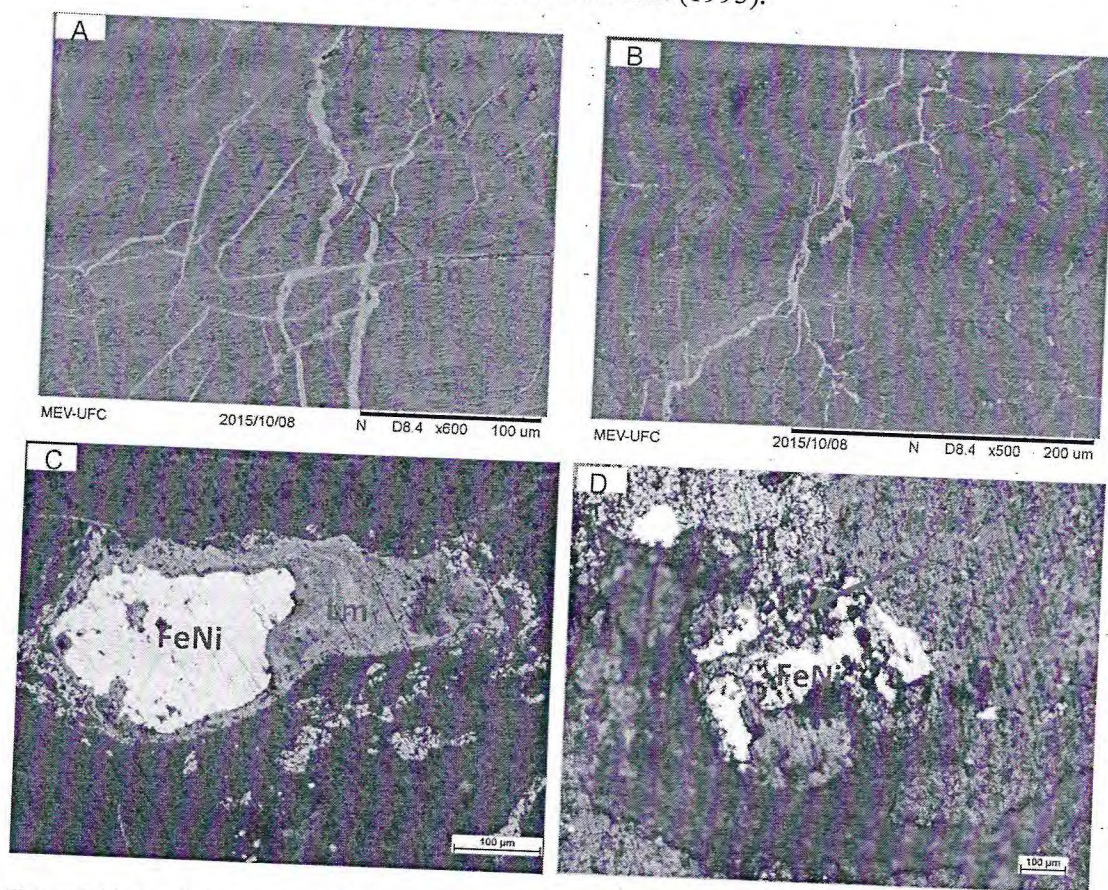


Figura 6.20. A – Imagem ao MEV de padrão de veios de óxido de ferro substituindo onde originalmente existia Fe-Ni metálico; B – Imagem ao MEV de outro padrão de veios de troilita e ferro-níquel completamente alterados para óxidos e hidróxidos de ferro; C – Imagem óptica à luz refletida de grão de ferro-níquel com material cinza bordejando, esse material cinza é oxidação do metal e da troilita, material amarelado são cristais de troilita não oxidados; D – Grão de ferro-níquel com manchas vermelhas, estas manchas são o metal alterado para hematita.

Minerais Opacos: Os minerais opacos observados à luz refletida foram o ferro-níquel metálico e a troilita. O Fe-Ni ocorre como flocos na matriz silicática, associado a grãos ameboides e alongados de troilita ou como inclusões em cristais de troilita (Figura 6.21). A troilita ocorre amplamente disseminada no corpo da rocha ao longo veios, que se encontram entrecortados e associados a alguns bolsões de choque de troilita de onde irradiam veios de

metal oxidado. Alguns grãos de Fe-Ni apresentam zonações de alteração terrestre fortemente desenvolvidas. Os opacos e a matriz foram identificados também por EDS (Figura 22).

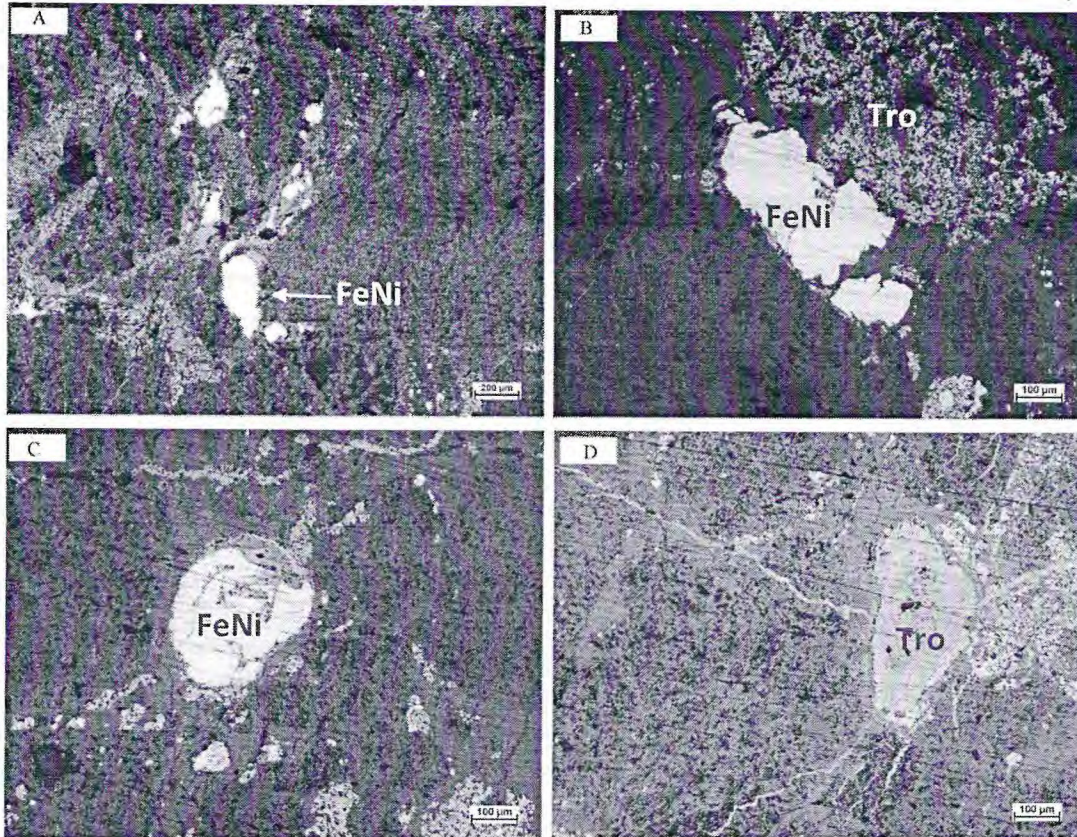


Figura 6.21. A – Cristais granulares de Fe-Ni metálico, o material amarelado é troilita parcialmente oxidada; B – Grão de Fe-Ni adjacente à troilita mais amarela, o metal possui uma fina borda de oxidação; C – Nódulo de ferro-níquel parcialmente oxidado; D – Bolsão de fusão de impacto localizado preenchido com metal oxidado, notar o padrão de veios conectados ao bolsão central. O Fe-Ni original foi substituído por óxidos e hidróxidos. (Luz Refletida).

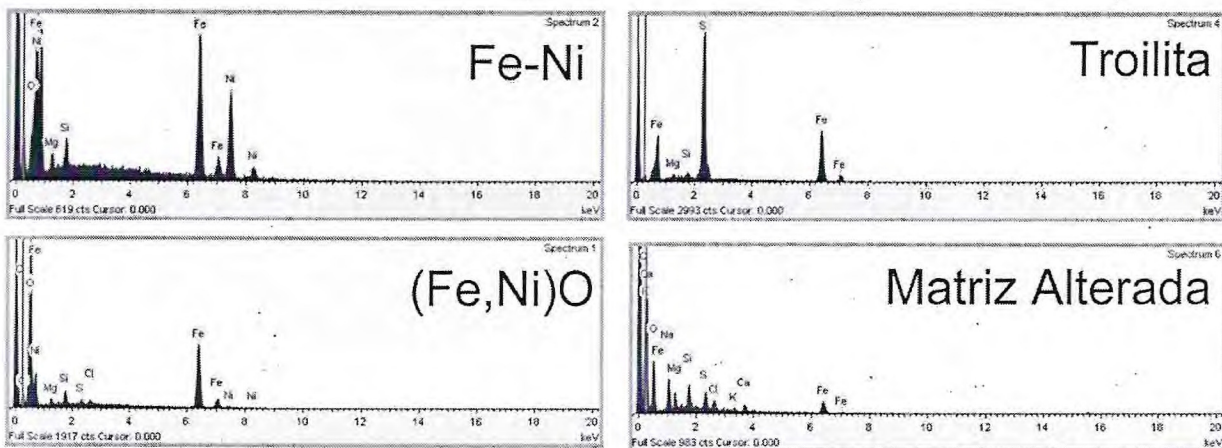


Figura 6.22. Espectrogramas de EDS (*Energy Dispersive X-Rays*) das principais fases opacas, tanto primárias quanto de alteração terrestre e da matriz parcialmente alterada por intemperismo terrestre. Foram identificados os espectros do metal Fe-Ni, do óxido de Fe (Ni) resultante de alteração terrestre, a troilita e a matriz alterada com alto percentual de sódio, contendo também potássio, cálcio e magnésio, o cloro é de origem terrestre.

Classificação: O estado da matriz mostra que esta é escassa e apresenta-se em sua forma original amorfa, apresentando muitas porções opacas com muito material fragmentário oriundo de grãos silicáticos e/ou côndrulos. Representa, portanto, material vítreo denominado *mesostasis* em uma condição opaca e que provavelmente, pela opacidade da mesma, indica uma alteração aquosa à maneira dos condritos carbonáceos podendo conter criptocristais de filossilicatos tais como serpentinhas e cloritas e opacos tais como a magnetita e ilmenita. Contém ainda muitos fragmentos clásticos de megacristais de olivina e porções porfíricas de piroxênio e olivina. A matriz de filossilicatos, óxidos e fragmentos líticos também é chamada de matriz de Huss. Os côndrulos são abundantes, com bordas bem definidas, dominando sobre a matriz. A razão Cpx/Opx é elevada, indicando um desequilíbrio de paragêneses metamórficas, baixíssimo ou praticamente ausente grau de metamorfismo termal, com o Cpx principalmente na fase clinostatita. Todas essas características petrográficas classificam o condrito como tipo petrológico 3. A quantidade de metais e sulfeto presentes já determina, em parte petrograficamente, como um condrito ordinário pertencente ao grupo L contendo uma média de 5% de ferro metálico, sendo classificado, portanto, como um condrito L3. Análises feitas por Zucolotto & Antonello (2008) utilizando técnicas de análise das relações de texturas entre troilita e metal, sugerem o subgrupo L3.4 a L3.6. A Tabela 6.2 resume os resultados da petrografia do condrito SVP.

Tabela 6.2. Síntese da Petrografia do Condrito SVP.

Critérios	Percentual/Descrição	Descrição
Mineralogia	Oliv., Opx, Cpx, opacos, plagioclásio, vidro	Fragmentos e nos côndrulos
%Côndrulos	85%	POP, PO, PP, RP, BO
%Matriz	15%	Esparsa, Amorfa, opaca, com vidro.
%Metal	5%	Na matriz e bordejando côndrulos
Opacos	7% - troilita, FeNi	Granular, nodular
Condição dos Côndrulos	Bem preservados, parcialmente deformados; diâmetro aparente médio de 1402 µm	Arredondados, alongados, vidro turbido e claro em alguns côndrulos.
Plagioclásio	Dimensões <50 µm	Pouco expressivo, ao longo de clivagens dos Clinopiroxênios
Estágio de Choque	S3/S4	Fraturas paralelas, PDF's incipientes em alguns grãos de olivina, denso padrão de fraturas irregulares, extinção ondulante acentuada nas olivinas, lamelas polissintéticas nos piroxênios, veios e bolsões de fusão de troilita/Fe-Ni
Alteração Terrestre	W1/W2	Veios de hematita/limonita, metais e sulfetos parcialmente oxidados
Grupo/Tipo Petrológico	L3 (L3.4 – L3.6)	Matriz amorfa, côndrulos bem preservados e abundantes

DISCUSSÕES FINAIS

A classificação dos meteoritos foi aplicada no contexto dos condritos ordinários, o grupo dominante de meteoritos, sendo os métodos de petrografia e análises químicas utilizadas para descrever e classificar os dois condritos ordinários estudados, o condrito metamorfisado Campos Sales (L5) e o condrito primitivo pouco metamorfisado Santa Vitória do Palmar (L3). Ambos são condritos ordinários pertencentes ao mesmo grupo L. A história geológica dos meteoritos está virtualmente integrada com a evolução geológica dos asteroides parentais condríticos, porque todos os corpos do Sistema Solar evoluíram a partir de materiais com composição originalmente condrítica.

A análise petrográfica das texturas e mineralogias dos condritos Campos Sales e Santa Vitória do Palmar revelou as características típicas das estruturas de esférulas de minerais ferromagnesianos de origem ígnea, os cõndrulos, sustentados por uma matriz mais fina resultante de agregação de material silicático fino, boa parte deste originalmente amorfo, durante a fase de disco protoplanetário. Os processos astrofísicos ocorridos na nebulosa solar e no disco protoplanetário produziram essa textura condrítica.

Posteriores eventos durante e após a acreção planetesimal representam modificações geológicas dos corpos parentais dos condritos, os asteroides, que modificaram as texturas e a química produzida originalmente na fase nebular e protoplanetária, gerando modificações metamórficas nas texturas, principalmente a recristalização da matriz dos condritos e o equilíbrio químico dos minerais ferromagnesianos. Outros eventos de modificação nos corpos parentais condríticos incluem colisões cósmicas gerando metamorfismo de impacto e deixando texturas características nos meteoritos, onde as análises do estágio de choque mostram estágios S1 e S3/S4 para o Campos Sales e Santa Vitória do Palmar respectivamente. Além disso, os meteoritos estão submetidos à alteração terrestre quando residem na Terra durante certo tempo sem serem logo recuperados e o intemperismo obviamente também produz texturas e mineralogias secundárias que são consideradas no estágio de descrição petrográfica dos condritos.

O estágio de alteração terrestre do meteorito Campos Sales é classificado como W0 devido a este ser uma queda testemunhada, onde foi logo recuperado em campo, onde as fases minerais metálicas apresentam apenas manchas de limonita em suas bordas. O estágio de alteração terrestre do Santa Vitória do Palmar classifica-se como W1/W2, devido a este ter sido achado alguns anos depois de seu bólido ter sido avistado, apresentando pelo menos 5% a 10% de sua troilita e ferro-níquel oxidados e apresentando veios de óxido de ferro cortando a rocha.

A existência de processos de modificação da mineralogia e textura dos condritos é explicada pelo modelo de estratificação metamórfica dos asteroides condríticos, onde condritos de mesmo grupo químico são ditos pertencentes, hipoteticamente, ao mesmo corpo parental, senão ao mesmo tipo de corpo parental e diferentes estágios de metamorfismo termal indicam diferentes profundidades no asteroide parental. O condrito Campos Sales mostrou ser uma amostra de regiões mais profundas do asteroide parental e o Santa Vitória do Palmar, que

preserva ainda sua matriz amorfa e seus condruos desequilibrados, representam porções mais superficiais do asteroide parental, que foi submetido a uma temperatura menor gerada pelo grau geotérmico do seu asteroide parental como explicado nos capítulos iniciais.

GLOSSÁRIO

- Ablação:** Desgaste por calor gerado pela fricção de ar atmosférico com o meteoro na entrada atmosférica promovendo perda de material.
- Aerólito:** Nome dado aos meteoritos rochosos.
- Acapulcoito:** Acondrito primitivo que apresenta textura metamórfica com granulação fina e mineralogia composta por olivina, piroxênio, metal e troilita.
- Acondrito:** Classe de meteoritos desprovidos de textura condrítica, ou seja, sem côneulos. São rochas que sofreram diferenciação asteroidal ou planetária.
- Acreção:** Processo de aglutinação de materiais para formar um corpo maior.
- Acreção Planetesimal:** Processo de aglutinação de partículas de rocha e gelo ocorrido na época da formação planetária formando posteriormente os planetas. Ver PLANETESIMAL.
- Adcumulática:** Padrão textural de rochas ígneas gerado pelo assentamento de muitos cristais do líquido magmático no fundo da câmara magmática formando uma rocha com mais de 90% de cristais sedimentados.
- Alteração Aquosa:** Processo de modificação mineralógica existente nos condritos carbonáceos causada pela percolação de água no asteroide parental em resultado da fusão dos gelos presentes nestes transformando olivinas e piroxênios em filossilicatos.
- Anatexia:** Processo de fusão parcial das rochas por resultado de aumento da temperatura, diminuição da pressão ou percolação de fluidos.
- Andradita:** Mineral do grupo das granadas, é um acessório encontrado em pequenas quantidades nos CAI's. Sua composição é silicato de cálcio e alumínio.
- Anfoterito:** Nome dado ao grupo mais oxidado dos condritos ordinários, o grupo químico LL.
- Angrito:** Grupo de acondritos diferenciados composto de piroxênio augita, plagioclásio e olivina em uma textura ígnea subvulcânica.
- Ankerita:** Mineral acessório secundário encontrado nos condritos carbonáceos tipo 1 e 2 preenchendo fraturas e ocorrendo juntamente com outros carbonatos como a siderita. Sua composição é carbonato de cálcio e ferro.
- Anortosito:** Rocha com mais de 90% de plagioclásio, são rochas comuns na crosta lunar dos *highlands* lunares, estando profundamente brechadas.
- Augita:** Clinopiroxênio rico em cálcio. Comum nos eucritos, shergottitos e nos angritos.

—**AOA:** Sigla em inglês para *Amoeboid Olivine Aggregates*, são aglomerados minerais microcristalinos de olivinas ricas em ferro que ocorrem normalmente em condritos carbonáceos.

—**Asteróide:** Corpos rochosos com dimensões variáveis desde dezenas de metros até centenas de quilômetros que orbitam em torno do Sol em uma coleção de órbitas chamada de Cinturão Principal, localizada entre as órbitas de Marte e Júpiter.

—**Astroblema:** Ver CRATERA DE IMPACTO

—**Astroquímica:** Ver COSMOQUÍMICA.

—**Aubrito:** Acondrito diferenciado com textura de brecha que possui mineralogia predominantemente composta do mineral enstatita.

—**Ataxito:** Grupo textural de siderito que não possui lamelas de exsolução visíveis do mineral kamacita, possuindo teor de níquel superior a 18%.

—**Bencubbinito:** Condrito carbonáceo que deu origem ao grupo CB.

—**Bólido:** Estágio terminal de um meteoro, também chamado de bola de fogo, representa o meteorito ainda incandescente em queda próxima da superfície.

—**Bombardeamento Tardio:** Também chamado de bombardeamento pesado tardio, período da história do sistema solar ocorrido entre 4,1 até 3,9 Ga em que um número massivo de cometas e asteroides impactaram a crosta dos planetas e de suas luas.

—**Brachinito:** Acondrito primitivo cuja composição mineralógica consiste de mais de 90% de olivina em uma textura adcumulática.

—**Brecha:** Rocha composta por fragmentos (clastos) angulosos de outras rochas ou de minerais sustentados por uma matriz de granulação fina.

—**Bronzitos:** Nome dado ao grupo menos oxidado (mais reduzido) dos condritos ordinários, o grupo químico H.

—**CAI:** Sigla em inglês para *Calcium-Aluminum rich Inclusions*, consiste de aglomerados arredondados a ameboides de minerais refratários de cálcio e alumínio como perovskita, coríndon, plagioclásio, andradita, espinélio, melilita, etc encontrados nos condritos carbonáceos e representam os materiais sólidos que condensaram primeiro a partir da nebulosa solar, sendo os aglomerados minerais mais antigos do sistema solar.

—**Chassignito:** Acondrito diferenciado planetário do grupo S.N.C. que possui mais de 90% de olivina (composição dunítica) numa textura ígnea plutônica e acredita-se ser um meteorito marciano.

—**Cinturão Principal:** Região entre as órbitas dos planetas Marte e Júpiter onde ocorrem as órbitas de até milhões de asteroides. Ver ASTEROIDE.

—**Cisurânico:** Nome dado a todos os elementos químicos da Tabela Periódica que possuem número atômico inferior ao do Urânio (92).

—**Clã:** Reúnem classes de meteoritos em um supergrupo cogenético, na hierarquia dos meteoritos, o clã é superior às classes de meteoritos.

—**Classe:** Classificação dos meteoritos na hierarquia reunindo meteoritos com as mesmas características texturais e genéticas, exemplo: Classe dos condritos carbonáceos.

—**Classe Espectral:** Tipos de asteroides agrupados segundo seu padrão de reflectância da luz solar obtido a partir de sensoriamento remoto. Estes padrões estão diretamente relacionados ao albedo dos asteroides.

—**Clinoenstatita:** Mineral polimorfo da enstatita. Sua estrutura cristalina é monoclinica, mas de mesma composição da enstatita (ortorrômbica). É comumente identificada em seção delgada à luz transmitida com os polarizadores cruzados como tendo cor de interferência de primeira ordem e uma geminação polissintética de listras finas e entrelaçadas.

—**Clorita:** Mineral secundário de alteração aquosa do grupo dos filossilicatos existente na matriz fina dos condritos carbonáceos.

—**Coesita:** Mineral polimorfo do quartzo de alta pressão formado em impactos de meteoritos contra rochas terrestres. Encontrado como mineral acessório em profundidade em algumas rochas do manto da Terra como os eclogitos.

—**Cohenita:** Mineral acessório comum nos meteoritos sideritos, sua composição ideal é o carbetto de ferro e níquel.

—**Cometa:** Corpos menores do sistema solar, semelhantes aos asteroides, mas com composição rica em voláteis, isto é, gelos misturados de poeira de silicatos e compostos sólidos de carbono. São originários do Cinturão de Kuiper e da Nuvem de Oort e ao ingressarem em órbitas em torno do Sol se aproximam dele gerando uma cauda de poeira e uma cauda de gás ionizado soprados pela radiação e pelo vento solares respectivamente.

—**Condrito:** Classe de meteoritos que predomina sobre os demais, consistindo de rochas com textura de côndrulos sustentados por uma matriz fina.

—**Carbonáceo, Condrito:** Classe dos condritos que possui alto teor em Al e Ca e muitos possuem compostos de carbono em abundância em sua matriz, sejam estes compostos orgânicos e/ou inorgânicos.

—**Colapso Gravitacional:** Processo de contração de uma nebulosa, normalmente uma nuvem molecular, por aumento de densidade favorecendo a instabilidade gravitacional resultando na formação de estrelas.

—**Côndrulo:** Partícula esférica constituída principalmente de olivina e piroxênio, às vezes com silicatos amorfos e opacos, apresentando texturas ígneas. Tais esférulas minerais

cristalizaram a partir de processos astrofísicos de alta energia próximos ao protossol que fundiu e cristalizou rapidamente a poeira mineral do disco protoplanetário.

—**Coríndon:** Mineral presente nos meteoritos como grãos pré-solares e como mineral condensado de alta temperatura presentes nos CAI's. Sua composição é trióxido de alumínio.

—**Cosmogênico:** Nome dado a um isótopo produzido por interação com raios cósmicos ou que antes constituía uma partícula de raio cósmico que foi implantada na estrutura mineral de um corpo planetário exposto aos raios cósmicos.

—**Cosmoquímica:** Estudo do comportamento e distribuição dos elementos químicos no sistema solar e extrapolação para o Universo através da análise espectroscópica da atmosfera solar, de outras estrelas, nebulosas e galáxias e da química dos meteoritos.

—**Cratera de Impacto:** Depressões circulares escavadas na crosta de corpos planetários geradas por impactos de asteroides e cometas.

—**Cromita:** Mineral acessório comum nos meteoritos. Sua composição é óxido de ferro e cromo, tendo um pouco de titânio como elemento menor.

—**Crosta de Fusão:** Fina película de material fundido vitrificado que recobre os meteoritos, principalmente os rochosos. Esta é gerada pela fusão do próprio material mais superficial do meteoróide durante a entrada atmosférica.

—**Diferenciação:** Processo de segregação de materiais no estado fluido nos corpos planetários causada por aquecimento e fusão, separando sua estrutura interna em camadas concêntricas formando crosta, manto e núcleo.

—**Diogenito:** Acondrito diferenciado do grupo H.E.D. que apresenta mais de 90% de hiperstênio em textura ígnea plutônica.

—**Disco Protoplanetário:** Também chamado de disco de acreção, é o material composto de poeira e gás interestelar que circunda a protoestrela central adquirindo uma forma de disco, do qual os planetas posteriormente se aglutinam por múltiplas colisões de partículas e planetesimais e gravitação.

—**Dispersão, Campo de:** Ver ESPALHAMENTO, CAMPO DE.

—**Enstatita:** Composição ideal de um ortopiroxênio com 100% de magnésio.

—**Enstatitos, Condritos:** Classe de condritos que possui alto teor em ferro metálico e cuja composição dos ortopiroxênios é praticamente enstatita.

—**Esferulito:** Gotículas de sílica resultantes da fusão de rochas e sedimentos por impacto meteorítico que são ejetadas e redepositadas gerando depósitos de vidro esferulítico.

—**Espalhamento, Campo de:** Também chamado de campo de dispersão ou *strewnfield* em inglês. Região onde os fragmentos do bólido caem e se espalham no terreno formando uma área com distribuição elíptica.

—**Espinélio:** Mineral de alta temperatura encontrado nos CAI's. Sua composição é óxido de magnésio e alumínio.

—**Estágio de Choque:** Grau de modificação textural e/ou mineralógica identificado nos meteoritos que foram submetidos a impactos cósmicos.

—**Eucrito:** Acondrito diferenciado do grupo H.E.D. que apresenta textura basáltica brechada e metamorfisada.

—**Exposição Cósmica:** Quando um corpo planetário está exposto aos efeitos dos raios cósmicos.

—**Fayalita:** Composição ideal de uma olivina com 100% de ferro.

—**Feldspato:** Grupo de minerais tectossilicatos comuns nas rochas terrestres e raros nos meteoritos, compõem as séries de solução sólida dos álcali-feldspatos e dos plagioclásios.

—**Ferrossilita:** Composição ideal de um ortopiroxênio com 100% de ferro.

—**Fe-Ni:** Fórmula geral que representa os minerais metálicos presentes nos meteoritos, compostos de uma liga ou solução sólida de ferro com níquel.

—**Fluxo, Linhas de:** Padrão de fluxo de material fundido da crosta de fusão dos meteoritos gerado em estágio de bólido formando texturas com formas lineares na crosta de fusão. Comum na crosta de fusão vítrea dos eucritos.

—**Forsterita:** Composição ideal de uma olivina com 100% de magnésio.

—**Fotosfera:** Região mais superficial do Sol (e de outras estrelas) onde o plasma solar (gás ionizado) passa a emitir luz e torna-se opaco à luz. Considerado a região visível do Sol com temperatura média de 6000 K.

—**Fusão:** Processo de derretimento de uma massa sólida por razão de aumento de temperatura ou diminuição da pressão. Ver ANATEXIA.

—**Fusão, Brecha de:** Rocha gerada pelo impacto de um grande meteorito gerando fusão e fragmentação das rochas-alvo e esses produtos se misturam numa massa coerente com textura de brecha.

—**Geologia Ativa:** Diz respeito a corpos planetários que ainda permanecem com atividade geológica em sua crosta modificando-a e rejuvenescendo-a constantemente. Tais atividades incluem vulcanismos e tectônica de placas.

—**Geoquímica:** Estudo e análise das propriedades e do comportamento dos elementos químicos nos sistemas geológicos.

—**Grafita:** Mineral cuja composição é uma fase alotrópica do carbono. Ocorre na matriz dos condritos carbonáceos, como nódulos e inclusões nos sideritos e como grãos pré-solares

identificados em condritos carbonáceos, também grãos nas atmosferas de estrelas supergigantes vermelhas e nas nuvens moleculares identificados por espectroscopia.

—**Gravitação:** Interação entre massas através da força gravitacional promovendo formação de estrelas e planetas em escala da formação planetária.

—**Grão Pré-Solar:** Partículas minerais de composições diversas que existiam antes da formação do sistema solar e foram criadas em atmosferas de supergigantes vermelhas e em explosões de supernova e foram ejetadas por estas no espaço interestelar.

—**Grupo Químico:** Na hierarquia de classificação dos meteoritos, os grupos reúnem meteoritos com características químicas e petrológicas semelhantes, por exemplo, a classe ordinários reúne os grupos L, LL e H.

—**H:** Grupo químico dos condritos ordinários que consiste de condritos ricos no ortopiroxênio bronzita, tendo mais 15% de ferro metálico.

—**Hexaedrito:** Grupo textural de siderito que possui de 5% a 10% de níquel. Estes exibem as linhas de Neumann.

—**H.E.D.:** Sigla para os três grupos de acondritos diferenciados Howarditos, Eucritos e Diogenitos.

—**Hibonita:** Mineral que ocorre como grão pré-solar nos meteoritos e como mineral condensado de alta temperatura nos CAI's. Sua composição é óxido de cálcio e alumínio.

—**Hiperstênio:** Ortopiroxênio comum tanto nos meteoritos quanto nas rochas máfico-ultramáficas terrestres.

—**Hiperstenitos:** Nome dado ao grupo intermediário rico em hiperstênio dos condritos ordinários, o grupo L.

—**Howardito:** Acondrito diferenciado do grupo H.E.D. que possui textura de brecha de regolito apresentando clastos de eucrito e diogenito. Ver REGOLITO, BRECHAS DE.

—**Idade de Cristalização:** Tempo decorrido desde à formação do corpo parental do meteorito quando seus minerais cristalizaram a partir da nebulosa solar.

—**Idade de Exposição Cósmica:** Tempo de residência do corpo parental do meteorito no ambiente interplanetário após sua superfície e subsuperfície ser trazida à tona por colisões cósmicas anteriores causando sua exposição aos raios cósmicos. Ver EXPOSIÇÃO CÓSMICA.

—**Idade Terrestre:** Tempo de residência do meteorito no ambiente terrestre após a sua queda.

—**Iddingsita:** Mistura de minerais secundários silicáticos hidratados de ferro e magnésio resultantes de alteração aquosa nas bordas de olivinas, está presente em todos os Nakhlítos.

—**IDP**: Sigla em inglês para *Interplanetary Dust Particles*, consiste de grãos minerais que flutuam no espaço interplanetário.

—**Impacto**: Processo físico gerado pela colisão de corpos planetários gerando calor e ondas de choque, modificando a textura e/ou a mineralogia das rochas impactadas na crosta do corpo.

—**Impacto Gigante**: Hipótese de que a Lua se formou a partir da aglomeração de material ejetado pela colisão quase tangencial entre a prototerra e outro protoplaneta do tamanho de Marte chamado Theia.

—**Impactitos**: Rochas terrestres geradas por impactos de meteoritos de grandes proporções, encontradas no interior e adjacências de crateras de impacto.

—**Intemperismo**: Processo de alteração química e física das rochas e dos minerais a baixas temperaturas por ação da água, gelo, ácidos orgânicos, atividade biológica, gases e gradientes térmicos.

—**Interestelar**: Espaço ou meio entre as estrelas.

—**Interplanetário**: Espaço ou meio entre os planetas.

—**Iridio**: Elemento químico de número atômico 77 e peso atômico 192,2. Extremamente raro na crosta terrestre e possui concentração relativamente maior nos meteoritos.

—**Ivuna**: Nome de um condrito carbonáceo que iniciou o grupo CI dos carbonáceos.

—**Kaersutita**: Mineral do grupo dos anfibólios que ocorre como acessório nos shergottitos. Possui composição cálcica com titânio.

—**Kakangari**: Grupo condrítico raro que possui características tanto de condritos ordinários quanto de condritos carbonáceos.

—**Kamacita**: Fase mineral metálica que possui mais Fe do que Ni, este mineral às vezes é chamado de ferro- α .

—**Karoonda**: Condrito carbonáceo que deu origem ao grupo CK.

—**Kuiper, Cinturão de**: Região nas bordas do sistema solar que começa na órbita de Plutão, reunindo uma enorme coleção de corpos de tamanho semelhante a Plutão até tamanhos de asteroides compostos de gelos e rochas.

—**L**: Grupo químico dos condritos ordinários que caracteriza condritos ricos em hiperstênio e com 5% a 10% de ferro metálico.

—**LL**: Grupo químico dos condritos ordinários que reúne os condritos com ortopiroxênios com composição aproximada a da ferrossilita e apresentando menos de 5% de ferro metálico.

—**Lechatelierita:** Vidro de impacto gerado pela fusão e rápido resfriamento de sedimentos e rochas ricos em sílica devido ao impacto de um meteorito de grandes dimensões. Ver TECTITO.

—**Lodranito:** Acondrito primitivo com composição condritica que possui textura de equilíbrio metamórfico nos minerais com junções de 120° e apresenta granulação grossa.

—**Lunaito:** Acondrito diferenciado lunar.

—**Magnetita:** Mineral do grupo dos espinélios, secundário acessório dos condritos carbonáceos, também presente como mineral acessório de hábito esquelético nos shergottitos. Sua composição é tetróxido de triferro.

—**Maskelynita:** Plagioclásio isotrópico, chamado vidro diaplético de impacto.

—**Melilita:** Mineral de alta temperatura comumente encontrado nos CAI's. É um sorossilicato contendo cálcio, sódio, alumínio, magnésio e ferro.

—**Merrillita:** Mineral acessório comum nos acondritos lunares e em muitos outros meteoritos, sua variedade hidratada é a Whitlockita, sua composição é fosfato de cálcio e ferro.

—**Meteorito:** Corpo rochoso extraterrestre que caiu na superfície da Terra ou de outro planeta ao sobreviver à entrada na atmosfera.

—**Meteorítica:** A ciência que estuda os meteoritos.

—**Meteoro:** Fenômeno atmosférico gerado pela entrada na atmosfera de material extraterrestre tal como fragmentos de asteroides e cometas.

—**Meteoroide:** Fragmento de asteroide ou cometa que está numa órbita em torno do Sol muito próximo da Terra, são fragmentos que se desprendem de seus asteroides de origem no cinturão principal e ingressam para a Terra.

—**Mesosiderito:** Grupo de meteoritos siderólitos que apresentam uma textura brechada composta de clastos angulosos de material eucrítico ou basáltico anômalo imersos em uma matriz fina de silicatos e ferro-níquel.

—**Mesostasis:** Material amorfo, normalmente vítreo, que compõe a matriz dos condritos tipo 3 e o interior de alguns cêntrulos preservados do tipo 3.

—**Metalicidade:** Terminologia astrofísica que diz respeito ao teor de elementos mais pesados do que o hidrogênio e o hélio existente no meio interestelar, intergaláctico, nas atmosferas estelares e em outras galáxias.

—**Moissanita:** Mineral resistente ao ataque de ácidos fortes, consiste de grãos pré-solares de tamanhos microscópicos encontrados em condritos carbonáceos primitivos, sua composição é carbeto de silício.

—**Mosaicismo:** Padrão de extinção óptica irregular existente em olivinas e piroxênios que foram submetidos a altos estágios de choque.

—**Nakhlito:** Acondrito diferenciado planetário do grupo S.N.C. que possui composição modal lherzólítica peridotítica e acredita-se ser um meteorito marciano.

—**Nanodiamante:** Grãos pré-solares de diamantes de tamanho nanoscópico sintetizados em explosões de supernova e em ejeção de atmosferas de supergigantes vermelhas que formam as nebulosas planetárias. Estes raros grãos são encontrados em condritos carbonáceos. O condrito carbonáceo Allende (CV3) possui uma quantidade anômala de nanodiamantes.

—**Nebulosa Planetária:** Nome dado pelos astrônomos do século XIX que acreditavam ser estas nuvens planetas gigantes e difusos. São nebulosas formadas pela ejeção, de modo não violento e gradual, de gás estelar por estrelas gigantes vermelhas em estágio final de fusão do hélio.

—**Nebulosa Solar:** Nuvem interestelar de gás e poeira a partir da qual o Sol e os planetas se formaram por colapso gravitacional de porções da nuvem.

—**Neumann, Linhas de:** Estruturas de exsolução mecânica características dos hexaedritos, ricos no mineral kamacita.

—**Níquel:** Elemento químico de número atômico 28 e peso atômico 58,7 que está presente em quantidades apreciáveis no ferro meteorítico.

—**Nuvem Molecular:** São nebulosas que possuem regiões densas de seu conteúdo gasoso, contendo moléculas diversas e muita poeira interestelar, sendo seus interiores muito frios onde a densidade elevada e a baixa temperatura favorecem a formação de estrelas.

—**Octaedrito:** Grupo textural dos sideritos que apresentam teores de níquel de 10% até 18% e exibem o padrão de exsolução de Widmanstätten.

—**Oldhamita:** Mineral acessório raro encontrado nos condritos enstatitos e nos aubritos. Sua composição é sulfeto de cálcio.

—**Olivina:** Grupo de minerais comuns nos meteoritos e nas rochas máfico-ultramáficas terrestres. É uma série de solução sólida das fases forsterita e fayalita. Sua composição é silicato de ferro e magnésio.

—**Oort, Nuvem de:** Região hipotética que ocorre a uma distância de 30.000 UA do Sol que reúne bilhões de corpos pequenos de gelos e rochas, sendo estes corpos potenciais cometas.

—**Orgueil:** Importante condrito carbonáceo cuja queda foi testemunhada, sendo do grupo CI, este meteorito apresenta 5% de matéria orgânica em massa.

—**Ornans:** Condrito carbonáceo que deu origem ao grupo químico CO.

—**Ortopiroxênio:** Minerais do grupo dos piroxênios pobres em cálcio que representam uma série de solução sólida das fases enstatita e ferrossilita, estes minerais cristalizam no sistema ortorrômbico.

—**Ortopiroxenito:** Rocha composta de mais de 90% de ortopiroxênio numa textura ígnea plutônica. O ortopiroxenito marciano é o meteorito ALH84001.

—**Oxidito:** Nome dado a meteoritos metálicos completamente oxidados por intemperismo resultando em uma massa de limonita e goetita muitas vezes apresentando uma foliação.

—**Pallasito:** Grupo de meteoritos siderólitos compostos de grãos de olivina amarela e às vezes algum piroxênio imersos em uma matriz de ferro-níquel.

—**Parental, Corpo:** Corpo planetário de onde o meteorito se originou. Por exemplo, o corpo parental dos lunaítos é a Lua.

—**PDF:** Sigla em inglês para *Planar Deformation Features*, ou feições planares de deformação, são padrões paralelos e bem definidos com planos entrecruzados presentes em grãos minerais submetidos a impacto meteorítico.

—**Pentlandita:** Mineral acessório presente em condritos carbonáceos tipo 1 e 2, em alguns acondritos também. Sua composição é sulfeto de ferro e níquel.

—**Perovskita:** Mineral de alta temperatura do grupo dos espinélios, encontrado nos CAI's. Sua composição é trióxido de cálcio e titânio.

—**Pigeonita:** Clinopiroxênio pobre em cálcio. Comum nos eucritos e shergottitos.

—**Pirrotita:** Mineral acessório dos condritos carbonáceos tipo 1 e 2. Sua composição é sulfeto de ferro não ideal.

—**Plagioclásio:** Mineral do grupo dos feldspatos de uma série de soluções sólidas das fases albita e anortita. É um mineral acessório nos meteoritos. Comum nos acondritos basálticos tais como os eucritos e shergottitos.

—**Planeta:** Corpo de grande massa com diâmetro superior a 4000 km que orbita em torno de uma estrela e que varreu gravitacionalmente todos os objetos, de tamanhos intermediários a pequenos, da sua órbita, sendo grande o suficiente para que a gravidade o torne esférico.

—**Planetário, Acondrito:** São acondritos diferenciados com história magmática complexa que só é explicada se estes forem fragmentos de corpos com dimensões planetárias tais como a Lua e Marte.

—**Planetesimal:** Fragmentos de tamanhos diversos compostos de rocha e compostos de rocha e gelo presentes no disco protoplanetário, aglutinados a partir da poeira do disco, que se aglomeraram para formar os protoplanetas no evento de acreção planetesimal.

—**Plessita:** Mistura de granulação fina das fases kamacita e taenita, presente nos interstícios entre as lamelas de exsolução de Widmanstätten dos octaedritos.

- Primitivo, Acondrito:** Acondrito resultante do metamorfismo de condritos, obliterando toda a textura condrítica gerando alguma anatexia, mas preservando a composição condrítica.
- Primitivo, Condrito:** Condritos que virtualmente não foram submetidos a metamorfismo termal, preservando sua textura e mineralogia primordial, tais condritos são do tipo petrológico 3.
- Protolua:** Estágio recém-formado de um satélite natural de um planeta.
- Protoplaneta:** Estágio de um planeta recém-formado que não terminou o processo de acreção planetesimal.
- Protossol:** Estágio inicial do Sol ainda circundado pelo disco protoplanetário.
- Quartzo de Choque:** Grãos de quartzo que foram submetidos a impacto meteorítico e possuem, portanto, feições planares de deformação (PDF's).
- Raios Cósmicos:** Radiação oriunda de diversas fontes no Universo. São partículas oriundas de partes distantes do Universo, das estrelas, do centro da nossa galáxia Via Láctea e dos ventos solares. As partículas do raio cósmico são normalmente prótons, elétrons, pósitrons, neutrinos, partículas alfa, deuteron, fótons de raios gama e raios x, etc.
- Regmaglyto:** Padrão de indentações e ondulações gerado por vórtices de ar quente durante ablação atmosférica do bólido. Muito comuns na superfície dos meteoritos sideritos dando formas diversas a estes, menos comuns nos meteoritos rochosos e rocho-metálicos.
- Regolito:** Camada de partículas/poeira minerais geradas por impactos de micrometeoritos e erosão cósmica diversa (raios cósmicos) que recobre a superfície de corpos planetários dotados de pouca ou nenhuma atmosfera.
- Regolito, Brecha de:** Rocha gerada pelo impacto cósmico sobre o regolito de um corpo planetário cujo calor e onda de choque produzidos geram a cimentação dos grãos em uma massa coerente com textura de brecha.
- Ringwoodita:** Mineral polimorfo de alta pressão da olivina gerado por impactos cósmicos no asteroide parental.
- Rumurutii:** Condrito raro que deu origem ao grupo dos condritos R. T
- Rhabdita:** Ver SCHREIBERSITA.
- Schreibersita:** Mineral acessório muito comum nos sideritos, ocorrendo como pequenos grãos individuais bem formados (variedade Rhabdita) ou normalmente bordejando nódulos de troilita nos sideritos. Sua composição é fosfeto de ferro e níquel.
- Serpentina:** Grupo de minerais filossilicáticos secundários existentes na matriz dos condritos carbonáceos sendo produto de alteração hidrotermal.

—**Shergottito:** Acondritos diferenciados planetários do grupo S.N.C. de composição basáltica a lherzólítica que se acredita serem meteoritos marcianos.

—**Siderita:** Mineral acessório secundário encontrado nos condritos carbonáceos tipo 1 e 2 preenchendo fraturas. Sua composição é carbonato de ferro.

—**Siderito:** Classe dos meteoritos metálicos, compostos quase que inteiramente da liga de ferro-níquel.

—**Siderólito:** Classe dos meteoritos compostos de silicatos e metal em proporções semelhantes.

—**S.N.C.:** Grupo de acondritos diferenciados planetários que são considerados acondritos marcianos, sendo a sigla para Shergottitos, Nakhlitos e Chassignitos.

—**Stishovita:** Mineral polimorfo de alta pressão do quartzo, sendo a fase mais densa de sílica. Formado exclusivamente em impactos de megameteoritos.

—**Suevito:** Ver FUSÃO, BRECHA DE.

—**Supernova:** Explosão de uma estrela supergigante no estágio final de sua existência quando esta não possui hidrogênio suficiente para continuar a manter a fusão nuclear que mantém o equilíbrio dinâmico entre gravidade e pressão expansiva do gás estelar. Representa a ejeção de alta energia do conteúdo estelar para o espaço interestelar deixando para trás o núcleo colapsado da estrela, este núcleo pode ser uma estrela de nêutrons ou um buraco negro, dependendo da massa inicial da estrela. A nuvem de gás ejetado é chamada de nebulosa remanescente de supernova.

—**Taenita:** Fase mineral metálica que possui maior concentração em níquel em relação à kamacita. É também chamada de ferro- γ .

—**Tectito:** Rocha vítrea gerada pela fusão e ejeção de rochas ou sedimentos ricos em sílica ao serem impactados por meteoritos de grandes dimensões.

—**Terrestrialito:** Ver OXIDITO.

—**Tetrataenita:** Mineral metálico de Fe-Ni com composição ideal.

—**Tipo Petrológico:** Indica o estágio de metamorfismo termal ou alteração aquosa dos condritos, sendo determinado por critérios texturais e mineralógicos, são numerados de 1 até 6. Sendo os tipos 1 e 2, condritos que sofreram modificações por alteração hidrotermal, os do tipo 3 não foram submetidos a nenhum processo de modificação e os do tipo 4 a 6 foram submetidos a um grau crescente de metamorfismo termal.

—**Troctólito:** Rocha composta de plagioclásio e olivina em uma textura fanerítica, presente tanto na crosta terrestre quanto na crosta lunar.

—**Troilita:** Mineral comum nos meteoritos, ocorre como nódulos e inclusões nos sideritos. Sua composição é sulfeto de ferro ideal.

—**T-Tauri:** Estágio de protoestrela em que esta ainda não adquiriu pressão e temperatura centrais necessárias para causar a ignição da fusão nuclear.

—**Ulvo-Espinélio:** Mineral acessório do grupo dos espinélios que ocorre principalmente nos shergottitos. Sua composição é tetróxido de ferro e titânio.

—**Ureilito:** Grupo de acondritos primitivos que possuem composição modal de mais de 90% de olivina, com algum piroxênio acessório e uma matriz intersticial opaca de ferro-níquel, troilita e grafita.

—**UA:** Abreviação portuguesa de Unidade Astronômica. É a unidade de medida padrão de distâncias interplanetárias. É igual à distância da Terra ao Sol que é aproximadamente 150 milhões de quilômetros.

—**Vento Solar:** Nuvem de plasma contendo partículas eletricamente carregadas ejetadas pela coroa solar a altas velocidades por fenômenos magnéticos ocorridos na atmosfera solar e na coroa solar. As partículas são normalmente prótons e elétrons de alta energia.

—**Vesta:** O maior asteroide do sistema solar, tendo um diâmetro médio de 500 km, sua composição é predominantemente basáltica, sendo, portanto, um asteroide diferenciado em crosta, manto e núcleo. Este asteroide é considerado a fonte dos meteoritos H.E.D.

—**Vidro de Impacto:** Ver TECTITO e LECHATÉLIERITA.

—**Vidro Diaplético:** Vidro gerado pela conversão da estrutura cristalina de um mineral para uma estrutura isotrópica ou amorfa quando o grão mineral é submetido a impacto meteorítico. Ver MASKELYNITA.

—**Vigarano:** Condrito carbonáceo que deu origem ao grupo CV.

—**Wadsleyta:** Mineral polimorfo de média a alta pressão da olivina, gerado por impactos cósmicos. Também presente no manto inferior da Terra.

—**Whitlockita:** Mineral acessório comum nos lunaitos e nos condritos ordinários ocorre na forma não hidratada (merrillita). Sua composição é hidroxifosfato de cálcio e ferro/magnésio.

—**Widmanstätten, Padrão de:** Padrão de lamelas de exsolução da fase mineral kamacita na taenita presente nos octaedritos gerada por lento esfriamento do material metálico fundido, apresentando um complexo padrão de lamelas entrelaçadas em figuras geométricas quadradas, triangulares ou trapezoidais.

—**Winonaito:** Acondrito primitivo de composição condrítica que compartilha a mesma afinidade petroquímica e isotópica dos sideritos silicatados tipo IAB e IIICD, possuindo alto percentual em ferro metálico em meio aos silicatos.

REFERÊNCIAS

- ANDERS, E., GREVESSE, N. and JAROSEWICH, E. (1989) Abundances of the elements: Meteoritic and solar; *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 53. pp. 197-214
- ANDERS, E. and ZINNER, E. (1994) Kupier Prize Lecture: Sources of Solar System Carbon; *ICARUS* 112, 303 – 309
- BAKER, B. L. (1971) Review of Organic Matter in the Orgueil Meteorite; *Space Life Sciences* 2 472 – 497
- BHANDARI, N. (1988) Cosmic-ray production rates of neon isotopes in meteorite minerals; *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, Vol. 97, No. 2, December 1988, pp. 117-125
- BUS, S. J. and BINZEL, R. P. (2002) Phase II of the Small Main-Belt Asteroid Spectroscopic Survey; *Icarus* 158, 146–177
- CANUP, R. M. and ASPHAUG, E. (2001) Origin of the Moon in a giant impact near the end of the Earth's formation; *NATURE* | VOL 412 | 16 AUGUST 2001 | www.nature.com
- CARRUBA, V., MICHTCHENKO, T. A., ROIG, F., FERRAZ-MELLO, S. and NESVORNÝ, D. (2005) On the V-type asteroids outside the Vesta family; *Astronomy & Astrophysics*; v. 441, n. 2, p. 819-829
- CASSEN, P. and SUMMERS, A. (1983) Models of the Formation of the Solar Nebula; *ICARUS* 53, 26-40
- CASSEN, P. and MOOSMAN, A. (1981) On the Formation of Protostellar Disks; *ICARUS* 4~, 353-376
- CIESLA, F. J. (2005) Chondrule-forming Processes—An Overview; *Chondrites and the Protoplanetary Disk*; ASP Conference Series, Vol. 341, 2005; A. N. Krot, E. R. D. Scott, & B. Reipurth, eds
- CLAYTON, D. D. (1979) Supernovae and the Origin of the Solar System; *Space Science Reviews* October 1979, Volume 24, Issue 2, pp 147-226
- COC, A., UZAN, J. P. and VANGIONI, E. (2014) Standard big bang nucleosynthesis and primordial CNO Abundances after Planck; arXiv:1403.6694v2 [astro-ph.CO] 21 Oct 2014
- DODD, R. T. (1976) Accretion of the Ordinary Chondrites; *Earth and Planetary Science Letters*, 30 281-291
- DODD, R. T. (1969) Metamorphism of the ordinary chondrites: A review; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1969, Vol. 33, pp.161 to 203. Pergamon Press.
- DUNN, T. L., MCCOY, T. J., SUNSHINE J. M. and H. Y. MCSWEEN JR, H. Y. (2010) A coordinated spectral, mineralogical, and compositional study of ordinary chondrites; *Icarus* 208 789–797

- EBEL, D. S. (2006) Condensation of Rocky Material in Astrophysical Environments; American Museum of Natural History
- EILER, J. M., VALLEY, J. W., GRAHAM, C. M. and FOURNELLE, J. (2002) Two populations of carbonate in ALH84001: Geochemical evidence for discrimination and genesis; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 66, No. 7, pp. 1285–1303
- EUGSTER, O. and LORENZETTI, S. (2005) Cosmic-ray exposure ages of four acapulcoites and two differentiated achondrites and evidence for a two-layer structure of the acapulcoite/lodranite parent asteroid; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 69, No. 10, pp. 2675–2685
- FLORAN, R. J., PRINZ, M., HLAVA, P. F., KEIL, K., NEHRU, C. E. and HINTHORNE, J. R. (1978) The Chassigny meteorite: a cumulate dunite with hydrous amphibole-bearing melt inclusions; *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 42. pp. 1213 to 1229
- FRITZ, J. (2012) Impact ejection of lunar meteorites and the age of Giordano Bruno; *Icarus* 221 1183–1186
- GHOSH, A., WEIDENSCHILLING, S. J., MCSWEEN JR, H. Y. and RUBIN, A. E. (2006) Asteroidal Heating and Thermal Stratification of the Asteroid Belt; *Meteorites and the Early Solar System II*, D. S. Lauretta and H. Y. McSween Jr. (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 943 pp., p.555-566
- GIBSON JR, E. K., MCKAY, D. S., THOMAS-KEPRTA, K. L., WENTWORTH, S. J., WESTALL, F., STEELE, A., ROMANEK, C. S., BELL, M. S. and TOPORSKI, J. (2001) Life on Mars: evaluation of the evidence within Martian meteorites ALH84001, Nakhla, and Shergotty; *Precambrian Research* 106 15–34
- GOLDBERG, E., UCHIYAMA, A. and BROWN, H. (1951) The distribution of nickel, cobalt, gallium, palladium and gold in iron meteorites; *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 2, pp.1 to 25
- GRESSHAKE, A. (2007); *The Meteoritical Bulletin*, No. 91; *Meteoritics & Planetary Science*, 42(3):413–466
- HAMACHER, D. W. and GOLDSMITH, J. (2013) Aboriginal Oral Traditions of Australian Impact Craters; *Journal of Astronomical History and Heritage*, 16(3), 295-311
- HESS, P. C. and PARMENTIER, E. M. (1995) A model for the thermal and chemical evolution of the Moon's interior: implications for the onset of mare volcanism; *Earth and Planetary Science Letters* 134 Sol-514
- HUSS, G.R. and KEIL, K., (1981) The matrices of unequilibrated ordinary chondrite: implications for the origin and history of chondrites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45:33-51.

- HUSS, G. R., MCPHERSON, G. J., WASSERBURG, G. J., RUSSEL, S. S. and SRINIVASAN, G. (2001) Aluminum-26 in calcium-aluminum-rich inclusions and chondrules from unequilibrated ordinary chondrites; *Meteoritics & Planetary Science* 36, 915-991
- KALLEMEYN, G. W., RUBIN, A. E., WANG, D. and WASSON, J. T. (1989) Ordinary chondrites: Bulk compositions, classification, lithophile-element fractionations, and composition-petrographic type relationships; *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol 53 . pp. 2747-2767
- KERRIDGE, J. F. (1999) Formation and Processing of Organics in the Early Solar System; *Space Science Reviews* October 1999, Volume 90, Issue 1, pp 275-288
- KIMURA, M., GROSSMAN, J. N. and WEISBERG, M. K (2006) Fe-Ni metal in primitive chondrites: indicators of classification and Metamorphic conditions. *Lunar and Planetary Science*, 37:1260A (2006).
- KOEBERL, C. and CASSIDY, W. A. (1991) Differences between Antarctic and non-Antarctic meteorites: An assessment; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 55, pp. 3-18
- KOKUBO, E. and IDA, S. (1998) Oligarchic Growth of Protoplanets; *ICARUS* 131, 171–178; ARTICLE NO. IS975840
- KRACHER, A., WILLIS, J. and WASSON, J. T. (1980) Chemical classification of iron meteorites-IX. A new group (IIF), revision of IAB and IIICD, and data on 57 additional irons; *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 44, pp. 773 to 787
- KROT, A. N., KEIL, K., SCOTT, EDWARD R. D., GOODRICH, C. A. and WEISBERG, M. K. (2014) Classification of Meteorites and Their Genetic Relationships; *Treatise on Geochemistry* 2nd Edition
- LI, J-Y., BODEWITS, D., FEAGA, L. M., LANDSMAN, W., A'HEARN, M. F., MUTCHLER, M. J., RUSSELL, C. T., MCFADDEN, L. A. and RAYMOND, C. A. (2011) Ultraviolet Spectroscopy of Asteroid (4) Vesta; *ICARUS*-11943; October 14, 2011
- LODDERS, K. (2003) Solar System Abundances and Condensation Temperatures of the elements; *The Astrophysical Journal*, 591:1220–1247, 2003 July 10
- LOVERING, J. F., NICHIPORUK, W., CHODOS, A. and BROWN, H. (1957) The distribution of gallium, germanium, cobalt, chromium, and copper in iron and stony-iron meteorite in relation to nickel content and structure; *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 11, pp.263 to 278
- MASON, BRIAN (1960) The enstatite chondrites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 30, pp. 25 to 39
- MCKAY, D. S., GIBSON JR, E. K., THOMAS-KEPRTA, K. L., VALI, H., ROMANEK, C. S., CLEMETT, S. J., CHILLIER, X. D. F., MAECHLING, C. R. and ZARE, R. N. (1996)

Search for Past Life on Mars: Possible Relic Biogenic Activity in Martian Meteorite ALH84001; SCIENCE VOL. 273 16 AUGUST 1996

MCSWEEN JR, H. Y. and BENNETT III, M. E. (1991) The Mineralogy of Ordinary Chondrites and Implications for Asteroid Spectrophotometry; ICARUS 90, 107-116

MCSWEEN JR, H. Y., MITTLEFEHLDT, D. W., BECK, A. W., MAYNE, R. G. and MCCOY, T. J. (2011) HED Meteorites and Their Relationship to the Geology of Vesta and the Dawn Mission; Space Sci Rev 163:141–174; DOI 10.1007/s11214-010-9637-z

MITTLEFEHLDT, D. W., CHOU, HEN-LIN and WASSON, J. T. (1979) Mesosiderites and howardites: igneous formation and possible genetic relationships; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 43, pp.673 to 688

MITTLEFEHLDT, D. W., LINDSTROM, M. M., BOGARD, D. D., GARRISON, D. H. and FIELDS, S. W. (1996) Acapulco- and Lodran-like achondrites: Petrology, geochemistry, chronology, and origin; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 60, No. 5, pp. 867-882

MOORES, J. (2004) Deuterium Incorporation into the Polar Regolith of Mars by Sublimation Fractionation; PRINCIPLES OF COSMOCHEMISTRY vol 2, n°1 p.1-12 (December 3 2004)

NYQUIST, L. E., BOGARD, D. D., SHIH, C-Y., GRESHAKE, A., STÖFFLER, D. and EUGSTER, O. (2001) Ages and Geologic Histories of Martian Meteorites; Chronology and Evolution of Mars 96 105–164

OTT, ULRICH. (2007) Presolar Grains in Meteorites and Their Compositions; Space Sci Rev 130: 87–95; DOI 10.1007/s11214-007-9159-5

PAPIKE, J. J., FOWLER, G. W. and SHEARER, C. K. (1997) Evolution of the lunar crust: SIMS study of plagioclase from ferroan anorthosites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 61, No. 11, pp. 2343-2350

PATTERSON, C. (1965) *Age of meteorites and the earth*; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 10, pp. 236 to 237. Pergamon Press Ltd., London

PIERAZZO, E. Numerical Modeling of Impact Cratering; *Planetary Science Institute*

RIETMEIJER, F. J. M. (2002) *The Earliest Chemical Dust Evolution in the Solar Nebula*; Chem. Erde 62, 1–45

RIETMEIJER, F. J. M. (2004) Interplanetary Dust and Carbonaceous Meteorites: Constraints on Porosity, Mineralogy and Chemistry of Meteors from Rubble-Pile Planetesimals; Earth, Moon, and Planets 95: 321-338; Springer 2005, DOI 10.1007/s11038-005-9037-7

RUBIN, A. E. (1995) Petrologic Evidence for Collisional Heating of Chondritic Asteroids; ICARUS 113, 156-167

SAHIJPAL, S., IVANOVA M. A., KASHKAROV, L. L., KOROTKOVA, N. N., MIGDISOVA, L. F., NAZAROV, M. A. and GOSWAMI, J. N. (1995) Al²⁶ as a heat source

for early melting of planetesimals: Results from isotopic studies of meteorites; Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. SO.), Vol. 104, No. 4, December 1995, pp. 555-567.

SCORZELLI, R. B., MICHEL-LEVY, M. C., GILABERT, E., LAVIELLE, B., AZEVEDO, I. SOUZA, VIEIRA, V. W., COSTA, T. V. V and ARAUJO, M. A. B. (1998) The Campos Sales meteorite from Brazil: A lightly shocked L5 chondrite fall; Meteoritics & Planetary Science 33, 1335-1337; Meteoritical Society, 1998

SCOTT, E. R. D. (1972) Chemical fractionation in iron meteorites and its interpretation; *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 36, pp. 1206 to 1286.

SCOTT, E. R. D. (1977) Pallasites-metal composition, classification and relationships with iron meteorites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 41, pp. 349 to 360.

SCOTT, E. R. D. and KROT, A. N. (2004) Chondrites and their Components – Elsevier Treatise on Geochemistry

SEARS, D. W. (1975) Sketches in the History of Meteoritics 1: The Birth of the Science; Meteoritics, Vol. 10, No. 3, September 30, 1975

SHANG, H., SHU, F. H., LEE, T. and GLASSGOLD, A. E. (2000) Protostellar Winds and Chondritic Meteorites; *Space Science Reviews* 92: 153–176

SHIH, C-Y., NYQUIST, L. E., BOGARD, D. D., MCKAY, G. A., WOODEN, J. L., BANSAL, B. M. and WIESMANN, H. (1982) Chronology and petrogenesis of young achondrites, Shergotty, Zagami, and ALHA77005: late magmatism on a geologically active planet; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 46, pp. 2323 – 2344

STÖFFLER, D., KEIL, K. and SCOTT, E. R. D. (1991) Shock Metamorphism of Ordinary Chondrites; *Geochim. et Cosmochim. Acta* Vol. 55, pp. 3845 – 3867

TAKIGAWA, A., NAGAHARA, H., OZAWA, K. (2007) Condensation and Gas-Solid Experiments of Minerals in Protoplanetary Disk Conditions: Implications for Formation of Chondritic Components; Dept. Earth Planet. Sci., Univ. Tokyo, 7-3-1 Hongo, Tokyo 113-0033, Japan

TAYLOR, G. J., MAGGIORE, P., SCOTT, E. R. D., RUBIN, A. E. and KEIL, K. (1987) Original Structures, and Fragmentation and Reassembly Histories of Asteroids: Evidence from Meteorites; *ICARUS* 69, 1--13

THOMAS-KEPRTA, K. L., CLEMETT, S. J., MCKAY, D. S., GIBSON, E. K. and WENTWORTH, S. J. (2009) Origins of magnetite nanocrystals in Martian meteorite ALH84001; *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 73 6631–6677

TREIMAN, A. H. (1993) The parent magma of the Nakhla (SNC) meteorite, inferred from magmatic inclusions; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 57. Pp.4753-4767

VAN SCHMUS, W. R. and WOOD, J. A. (1967) A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 31, pp. 747 to 765

VAN SCHMUS W.R. (1969) The Mineralogy and Petrology of Chondritic Meteorites; Earth-Science Reviews - Elsevier Publishing Company, Amsterdam

WAI, C. M. and WASSON, J. T. (1969) Silicon concentrations in the metal of iron meteorites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 53, pp. 1465 to 1471

WARREN, P. H. and HUBER, H. (2006) Ureilite petrogenesis: A limited role for smelting during anatexis and catastrophic disruption; *Meteoritics & Planetary Science* 41, Nr 6, 835–849

WASSERBURG, G. J., BUSSO, M., GALLINO, R. and NOLLETT, K. M. (2006) Short-lived nuclei in the early Solar System: Possible AGB sources; *Nuclear Physics A* 777 5–69

WASSON, J. T. and CHOI, B-G. (2003) Main-group pallasites: Chemical composition, relationship to IIIAB irons, and origin; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 67, No. 16, pp. 3079–3096

WASSON, J. T. and KALLEMEYN, G. W. (2002) The IAB iron-meteorite complex: A group, five subgroups, numerous grouplets, closely related, mainly formed by crystal segregation in rapidly cooling melts; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 66, No. 13, pp. 2445–2473

WASSON, J. T. and KIMBERLIN, J. (1967) The chemical classification of iron meteorites-II. kens and pallasites with germanium concentrations between 8 and 100 ppm; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 31, pp.2065 to 20930

WEISBERG, M. K., MCCOY, T. J. and KROT, A. N. (2006) Systematics and Evaluation of Meteorite Classification; *Meteorites and the Early Solar System II*, D. S. Lauretta and H. Y. McSween Jr. (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 943 pp., p.19-52

WEISBERG, M. K., PRINZ, M., CLAYTON, R. N., MAYEDA, T. K., GRADY, M. M., FRANCHI, I., PILLINGER, C. T. and KALLEMEYN, G. W. (1996) The K (Kakangari) chondrite grouplet; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 60, No. 21, pp. 4253-4263

WHITNEY, D. L. and EVANS, B. H. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals; *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187, 2010

WIELER, R., BEER, J. and LEYA, I. (2013) The Galactic Cosmic Ray Intensity over the Past 106–109 Years as Recorded by Cosmogenic Nuclides in Meteorites and Terrestrial Samples; *Space Sci Rev* 176:351–363; DOI 10.1007/s11214-011-9769-9

WLOTZKA, F. (1993); A Weathering Scale for the Ordinary Chondrites; Abteilung Kosmochemie, BOX 3060; D-55020 Mainz, Germany

WLOTZKA, F. (1995); The Meteoritical Bulletin, No.78; *Meteoritics & Planetary Science*, 30,792-796

WOOLFSON, M. M. (2000) The Origin and Evolution of Solar System – Department of Physics, University of York, UK

ZUCOLOTTO, M. E. and ANTONELLO, L. L. (2008) Studies of Brazilian Meteorites of the Museu Nacional - I: Petrography and Mineralogy of the Santa Vitória do Palmar, Rio Grande do Sul, L3 Chondrite Meteorite; Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.66, n.3-4, p.611-629, jul./dez.2008.