



**DESVENDANDO O SISTEMA SOLAR:
UMA CARACTERIZAÇÃO DO METEORITO PUTINGA**

Porto Alegre, 2015

RENATA BRANDELLI SCHAAN

DESVENDANDO O SISTEMA SOLAR:

UMA CARACTERIZAÇÃO DO METEORITO PUTINGA

Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof^a Dr^a Márcia Elisa Boscato Gomes

Porto Alegre, 2015

CIP - Catalogação na Publicação

Schaan, Renata Brandelli

Desvendando do Sistema Solar: uma caracterização
do meteorito Putinga / Renata Brandelli Schaan. --
2015.

75 f.

Orientadora: Márcia Elisa Boscato Gomes.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre, BR-
RS, 2015.

1. Sistema Solar. 2. meteorito. 3. condrito
ordinário. 4. Putinga. 5. bolsão de fusão. I. Gomes,
Márcia Elisa Boscato, orient. II. Título.

Ao Miro,
estrela mais
brilhante do
meu universo.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer ao Laboratório de Microsonda Eletrônica e ao Laboratório de Geologia Isotópica, ambos vinculados ao CPGq do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, e ao Laboratório de Altas Pressões e Materiais Avançados (LAPMA), vinculado ao Instituto de Física desta mesma Universidade, pelo fornecimento das análises utilizadas neste trabalho. Gostaria de agradecer também aos diversos docentes que contribuíram para execução deste trabalho, especialmente à Prof^a Dr^a Maria Elizabeth Zucolotto e ao Prof. Dr. Ari Roisenberg.

Foram muitos os aprendizados até aqui. De minha parte, digo que nada teria sido possível sem a presença de dois Miro's na minha vida: meu saudoso *nono*, Valdemiro J. Brandelli (*in memoriam*) e meu filho, Miro. À todos meus familiares e amigos, muito obrigada. Queria agradecer, especialmente, à professora e amiga Maria Luiza C. Rosa, por não achar que eu estava ficando louca quando cheguei na sua sala falando em “discos protoplanetários” e dar o primeiro empurrão para que eu seguisse nessa temática de trabalho. Ao grande amigo Roberto Kirchheim, por todas conversas, projetos e também pelas contribuições para este trabalho.

Gostaria de agradecer principalmente aos meus queridos orientadores, Márcia E. B. Gomes e Jorge A. Quillfeldt, pelo apoio irrestrito nessa jornada pelo universo meteorítico, em todas as conquistas e frustrações. Avançamos muito desde que começamos e isso me faz muito feliz. Este trabalho é muito mais que um mero projeto de conclusão de curso, é uma conquista! Obrigada!

“Um homem precisa viajar. Por sua conta, não por meio de histórias, imagens, livros ou TV. Precisa viajar por si, com seus olhos e pés, para entender o que é seu. Para um dia plantar as suas árvores e dar-lhes valor. Conhecer o frio para desfrutar o calor. E o oposto. Sentir a distância e o desabrigo para estar bem sob o próprio teto.

Um homem precisa viajar para lugares que não conhece para quebrar essa arrogância que nos faz ver o mundo como o imaginamos, e não simplesmente como é ou pode ser; que nos faz professores e doutores do que não vimos, quando deveríamos ser alunos, e simplesmente ir ver.”

Amyr Klink

“Não são pedras, são aerolitos.”

Roberto Gómez Bolaños

RESUMO

Para se entender o Planeta Terra é necessário entender sua origem de formação. Através do estudo de meteoritos é possível fornecer elementos para o entendimento do geodinamismo terrestre, possibilitando a construção de um modelo evolutivo que auxilie a entender as complexidades do planeta. De modo a traçar uma trajetória físico-química em última análise, este estudo utilizou de ferramentas de petrografia e de química para caracterização de texturas e de composições de um condrito ordinário L6: o meteorito Putinga. Desenvolveram-se também protocolos de preparação, armazenamento e análises para meteoritos. As técnicas de petrografia, microscopia eletrônica de varredura, microsonda eletrônica e espectroscopia Raman foram empreendidas neste estudo. As principais características observadas no condrito são os côndrulos obliterados e a composição majoritariamente homogênea das fases silicatas. As fases metálicas e fosfáticas apresentam variações na sua composição, com maiores ou menores teores de níquel e de cloro, respectivamente. Registra-se uma intensa atividade de choques em hipervelocidade quando o condrito ainda estava no espaço cósmico, corroborada pela presença de bolsões de fusão, pela primeira vez descritos na literatura para este condrito. Eles caracterizam-se por seus contatos interlobados e inclusões arredondadas, mostrando duas fases distintas: uma silicática e outra metálica. Apesar de intensos, os choques não foram suficientes para a transformação de fase da olivina para seu polimorfo de alta pressão, a ringwoodita. A diversidade textural e mineral que se verifica no condrito indica uma história de formação muito complexa, com uma multiplicidade de elementos ainda a serem descritos e analisados para que, por fim, possa-se ampliar a compreensão sobre a temática.

Palavras-chave: Sistema Solar, meteorito, condrito ordinário, Putinga, bolsão de fusão.

ABSTRACT

To understand the Planet Earth it is necessary to understand the roots of its formation. By studying meteorites, it is possible to raise elements for understanding the Earth's geodynamics, enabling the creation of an evolutive model in pursuance of to help to understand the planet's complexities. In order to ultimately draw a physicochemical trajectory, this study applied petrographic and chemical tools for the characterization of textures and compositions of a L6 chondrite: the Putinga meteorite. Protocols for the preparation, storage and analysis of meteorites have also been developed. Techniques of petrography, electron scanning microscopy, electron microprobe and Raman spectroscopy were applied in this study. The main features observed in this chondrite are the obliterated chondrules and the mainly homogeneous composition of silicate phases. The metallic and phosphate phases show variations in their compositions, with greater or lower values for nickel and chlorine, respectively. An intense activity of shocks at hypervelocity is recorded from when the chondrite was still in outer space, as endorsed by the presence of melt pockets, for the first time described in the literature for this chondrite. Such features are characterized by interconnected contacts and rounded inclusions, displaying two different phases: silicatic and metallic. Although intense, the shocks were not enough for the transformation of olivine into its high pressure polymorph, ringwoodite. The textural and mineralogical diversity found in the chondrite points to a very complex history of formation, with multiple elements still to be described and analyzed in order to, finally, expand the comprehension on the theme.

Keywords: Solar System, meteorite, ordinary chondrite, Putinga, melt pocket.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Representação esquemática das origens diversas dos meteoritos.

Figura 2: Visita técnica ao Museu Nacional do RJ (UFRJ). Exposição do meteorito Bendegó.

Figura 3: Detalhe da amostra de mão do meteorito Putinga. **A)** Face interior cortada em serra. **B)** Face externa mostrando a crosta de fusão gerada na ocasião da entrada na atmosfera.

Figura 4: Mosaico de imagens de lupa em luz polarizada da lâmina petrográfica MP1 do meteorito Putinga.

Figura 5: Fotomicrografias em microscópio ótico revelando os diferentes tipos de cêntrulos presentes no condrito Putinga. **A)** Cêntrulo mostrando a textura *olivina barrada*; **B)** Cêntrulo de olivina barrada com direções variáveis; **C)** Cêntrulo de textura *piroxênio radial*; **D)** Cêntrulos compostos - olivina barrada em contato com outro cêntrulo extinto à esquerda.

Figura 6: **A)** Aparência geral e dimensão do veio opaco; **B)** Detalhe de textura de intercrescimento em fases metálicas (plessita); **C)** Fraturamento poligonal da troilita; **D)** Agregado de cromita em luz natural (à esquerda) e em luz polarizada (à direita).

Figura 7: Imagens utilizadas na construção da estimativa percentual modal dos constituintes metálicos da rocha.

Figura 8: Imagens geradas a partir de elétrons retroespalhados (BSE). **A)** Cêntrulo sem bordas definidas, preservadas apenas a textura interna de olivina barrada (OB). Exibe olivina poiquilítica no piroxênio e plagioclásio intersticial; **B)** Bolsão de fusão com inclusões arredondadas de ferro-níquel nos silicatos. **C)** Cristais de cromita inclusos no plagioclásio; **D)** Cristais de cromita de grandes dimensões com borda de plagioclásio; **E)** Plagioclásio em junções tríplices entre cristais em detalhe no círculo amarelo; **F)** Fraturas planares e irregulares na olivina.

Figura 9: **A)** Côndrulo de olivina porfirítica marcado com o contorno em azul, seccionado pelo veio, delimitado em amarelo; **B)** Detalhe da interação entre bolsão de fusão e veio opaco; **C e D)** Relação interativa entre fases metálicas e silicáticas;

Figura 10: Imagem BSE de cristal de fosfato e dados de análise EDS dos pontos 260 e 262, mostrando a variação composicional.

Figura 11: Imagem BSE de cristal de plagioclásio mostrando as lamelas de exsolução (à esquerda) e mapa composicional de potássio mostrando a variação composicional (à direita).

Figura 12: Mapas composicionais. **A e B)** Imagem EDS e mapa composicional de enxofre (amarelo) e silício (rosa) de bolsão de fusão; **C)** Mapa composicional de níquel em bolsão de fusão próximo ao veio; **D e E)** Imagem BSE e mapa composicional de alumínio de agregado de cromita.

Figura 13: Representação gráfica da distribuição composicional do membro final da olivina e do piroxênio em cinco côndrulos diferentes a partir de 55 análises pontuais.

Figura 14: Detalhe de grãos de ferro-níquel. **A)** Grão 1 em detalhe apresentando a borda mais clara que o restante do grão; **B)** Grão 2 em detalhe, distante do veio de choque; **C)** Grão 3 próximo ao veio de choque; **D)** Plessita em detalhe.

Figura 15: Representação gráfica dos perfis de níquel nos grãos 2 e 3. **A)** Grão 2; **B)** Grão 3.

Figura 16: Espectros Raman em quatro olivinas diferentes, representativos do total de dados adquiridos

Figura 17: Espectros de forsterita e ringwoodita utilizados como padrão para comparação com os dados obtidos.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Organização das diferentes classes, clãs e grupos dos meteoritos.

Tabela 2: Classificação dos grupos químicos dos condritos ordinários em H, L, LL a partir da porcentagem em peso e molar de ferro.

Tabela 3: Classificação dos côndrulos de acordo com textura e mineralogia (Gooding & Keil, 1981).

Tabela 4: Classificação dos tipos petrológicos a partir de Van Schmus & Wood (1967).

Tabela 5: Classificação dos estágios de choque de acordo com Stoffler et al. (1991).

Tabela 6: Classificação dos graus de alteração por Wlotzka (1993).

Tabela 7: Calibração utilizada para análise de sulfetos, ligas metálicas e óxidos.

Tabela 8: Calibração utilizada para análises de fosfatos.

Tabela 9: Calibração utilizada para análises de para silicatos.

Tabela 10: Composições das diferentes fases dos fosfatos analisados. Fase 1 (clorada), Fase 2 (sódio-magnésiana).

Tabela 11: Composições das diferentes fases das olivinas analisadas.

Tabela 12: Composições das diferentes fases dos piroxênios analisados. Fase 1 (baixo-Ca), Fase 2 (alto-Ca).

Tabela 13: Composição do plagioclásio.

LISTA DE SIGLAS

- CI** – Condrito carbonáceo tipo Ivuna
- CM** – Condrito carbonáceo tipo Mighei
- CR** – Condrito carbonáceo tipo Renazzo
- CO** – Condrito carbonáceo tipo Ornans
- CV** – Condrito carbonáceo tipo Vigarano
- CK** – Condrito carbonáceo tipo Karoonda
- CH** – Condrito carbonáceo tipo ALH 85085
- CB** – Condrito carbonáceo tipo Bencubbin
- R** – Condrito ordinário tipo Rumuruti
- K** – Condrito ordinário tipo Kakangari
- OP** - Olivina porfirítica
- PP** - Piroxênio porfirítico
- POP** - Olivina-piroxênio porfirítico
- PR** - Piroxênio radial
- OB** - Olivina barrada
- C** - Criptocristalina
- OPG** - Olivina-piroxênio granular

SUMÁRIO

1. Introdução	11
2. Caracterização do Problema	12
2.1. Justificativa	12
2.2. Objetivos	12
2.2.1. Geral.....	12
2.2.2. Específico	12
3. Revisão Bibliográfica	13
3.1. Formação de Estrelas e do Sistema Solar	13
3.2. Meteoritos	14
3.2.1. Choque	15
3.2.2. Classificação	16
3.3. O meteorito Putinga	25
4. Metodologia	26
4.1. Estágio Técnico.....	26
4.2. Petrografia	27
4.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	28
4.4. Microsonda Eletrônica.....	29
4.5. Espectroscopia Raman	32
5. Resultados	33
5.1. Manuseio de meteoritos.....	33
5.2. Petrografia	34
5.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	41
5.3.1. Côndrulos	41
5.3.2. Texturas e variações composicionais	42
5.4. Química Mineral.....	47
5.5. Espectroscopia Raman	53
6. Discussões	56
7. Proposta Pedagógica	61
8. Conclusões	63
9. Referências Bibliográficas	64
Apêndices	65

1. INTRODUÇÃO

A geologia é uma ciência muito complexa. Ela aborda uma diversidade significativa de tópicos, transitando entre temas que congregam diferentes elementos de um mesmo sistema: Terra. Com todas as suas peculiaridades e minúcias, a geologia almeja a compreensão do tangente ao planeta no qual surgimos e vivemos e sua completude. Entretanto, apesar de a Terra ser intrinsecamente heterogênea, ela se insere em um contexto maior de origem comum a todos os outros corpos do Sistema Solar. Há diversos fatores que interviram para a construção do planeta tal qual se conhece atualmente e, para entendermos onde estamos, precisamos conhecer de onde viemos.

2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

2.1. Justificativa

O estudo de meteoritos é uma ferramenta que auxilia na compreensão da evolução planetária. Através do entendimento da sua formação e dinâmica, podemos auxiliar na elaboração de um modelo evolutivo da Terra, contribuindo para o melhor entendimento dos seus processos internos.

2.2. Objetivos

2.2.1. Geral

O objetivo geral deste trabalho é o de iniciar um estudo de meteoritos condríticos procurando fornecer elementos que ajudem a desenhar uma história evolutiva para o Planeta Terra, traçando uma trajetória de processos físico-químicos que possam ter contribuído para sua construção.

2.2.2. Específico

Especificamente, neste trabalho se pretende lançar um novo olhar sobre o meteorito Putinga, caracterizando-o através de ferramentas de petrografia e de química. Além disso, pretende-se estabelecer protocolos de preparação, armazenamento e análises para meteoritos no LIMEP (Laboratório Interdisciplinas de Meteorítica e Ciências Planetárias), vinculado ao CPGQ (IGeo – UFRGS).

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. Formação de Estrelas e do Sistema Solar

A história da formação estelar é a nossa própria história. Essa história começa a ser contada através de análises espectroscópicas de linhas de emissão e absorção em galáxias e regiões difusas do Universo em diversos deslocamentos para o vermelho, construindo uma história cósmica de enriquecimento químico. Dessa forma, pode-se dizer que, de forma indireta, a formação estelar influi no mercado financeiro atual através da distribuição irregular de *commodities*, propiciando contínuo aumento do valor de bens minerais raros na natureza (Dunlop, 2011).

As nebulosas são as principais componentes do disco galáctico em termos de massa e são elas as responsáveis pelo nascimento das estrelas. Caracterizam-se por serem regiões do meio interestelar preenchidas por gás hidrogênio, o qual pode estar sob a forma neutra, molecular ou ionizada. Esse gás é rarefeito, com densidades típicas entre 1 e 100 átomos por cm^3 e alcançando temperaturas de até 100K. As estrelas se formam a partir de instabilidades gravitacionais nas nebulosas, onde a pressão externa do gás supera a interna. Uma das possíveis causas dessa natureza de eventos é a explosão de supernovas adjacentes, as quais geram uma onda de choque que instabiliza o gás através de variações na sua densidade. O campo magnético da nebulosa também exerce um papel importante, impedindo seu colapso rápido em uma chuva de estrelas (Hoyle, 1980). Na Via Láctea, estima-se que se formem aproximadamente três massas solares por ano. Dessa maneira, há aproximadamente 5 bilhões de anos se formou o Sol do nosso sistema solar, o qual se encontra atualmente na metade de sua vida. Assume-se que a matéria primordial da qual se formou o Sol contava com uma composição uniforme química e isotópica. Para estimar essa composição, podem-se usar informações provenientes da análise espectral do Sol, da composição química de meteoritos e da composição isotópica

dos elementos combinado com as leis empíricas de abundância das espécies nucleares (Suess, 1965).

Uma vez iniciado o processo de formação da estrela, o material em torno da protoestrela entra em rotação e começa a se aglutinar em pequenas partículas de poeira. Enquanto esse sistema evolui, formam-se corpos menores como os meteoritos metálicos, côndrulos e condritos, os quais já começam a ensaiar processos diversos, como fusão por decaimento de isótopos de vida curta, metamorfismo por hidrotermalismo e impacto, entre tantos outros. À medida que ocorrem as acreções vão se originando os planetesimais, dando origem, por fim, aos planetas. Assim, a Terra tem uma origem comum com os demais objetos do Sistema Solar, o que permite que o estudo de meteoritos revele informações importantes a respeito da formação e evolução do Planeta Terra.

3.2. Meteoritos

Os meteoritos são materiais extraterrestres que chegam à Terra. São considerados fragmentos provenientes de diferentes corpos, sejam eles asteroides, a Lua ou até mesmo Marte. Especula-se que possa haver meteoritos oriundos de Mercúrio, entretanto faltam evidências conclusivas. Segundo Gladman & Coffey (2008), as velocidades de impacto na superfície mercuriana seriam da ordem de 5 a 20 vezes maiores que a velocidade de escape necessária para ejetar material no Sistema Solar, podendo atingir a Terra em frequências entre 0,3 e 0,5 em relação às marcianas. Considerando sua composição principal, os meteoritos podem ser individualizados em: sideritos (metálicos), siderolitos (mistos) e aerolitos (rochosos). Quando se considera a gênese desses materiais, é possível classificá-los em não-condritos (corpos diferenciados) e condritos (corpos indiferenciados). Estas classificações serão descritas de forma detalhada no item 3.3.2.(classificação). Os meteoritos são inequivocamente a grande fonte portadora de evidências químicas sobre a origem do Sistema Solar (Suess, 1965), fornecendo as melhores pistas a respeito da sua origem (Krot *et al.*, 2014). Eles são, também, a fonte de informação mais importante que conduz a um entendimento dos processos físicos e químicos que ocorreram durante a formação do Sistema Solar (Carter, Raleigh, DeCarli, 1968). De modo geral, os constituintes básicos dos condritos são côndrulos, matriz,

inclusões refratárias e ligas metálicas de Fe-Ni. Entre os principais processos que essas rochas podem sofrer, estão os metamorfismos térmico e por choque, a alteração hidrotermal e a fusão.

3.2.1. Choque

Os choques em hipervelocidade são eventos que ocorrem quando o meteorito ainda é considerado meteoróide, deslocando-se no espaço cósmico. Esses eventos são responsáveis por provocar brechamento e metamorfismo, duas das características mais comuns dos meteoritos em geral (Stoffler *et al.*, 1991). O metamorfismo por choque é uma dinâmica importante na história dos condritos uma vez que se trata de um dos fatores primários que afetam suas propriedades fundamentais.

Feições diversas são formadas a partir do impacto. A olivina registra boa parte desse fenômeno através de diferentes padrões de fraturas e extinção. Dessa forma, é um mineral amplamente utilizado para calibrar o estágio de choque em que se encontra o material. Outra feição característica são os bolsões de fusão que aparecem em meteoritos já com episódios de choque significativos. Eles são fusões *in situ* de composição predominantemente silicática, mas em condições metamórficas de alta temperatura, os líquidos envolvidos são metálicos ou sulfetados.

Dodd & Jarosewich (1979) identificaram uma correlação entre o aparecimento de bolsões de fusão com a queda nas concentrações de Ar^{40} nos condritos do grupo L, indicando que a fusão por choque pode ter sido responsável pela perda de argônio e, assim, levantando a possibilidade que este processo tenha redistribuído outros elementos voláteis.

Muitos desses aspectos são utilizados na classificação do estágio de choque de um meteorito, o qual pode variar entre S1 e S6, até a fusão completa, segundo a classificação mais aceita e amplamente utilizada definida por Stoffler *et al.*, 1991. Tais aspectos serão detalhados no item 3.2.2. (Classificação).

3.2.2. Classificação

Os meteoritos possuem uma série de classificações. Elas se referem à sua entrada na atmosfera, gênese, origem, composição, textura e seus processos, podendo ser abordadas sob as técnicas mais diversificadas, desde as mais simples até as extremamente complexas. Isto posto, consoante as frequentes reclassificações e reagrupamentos propostos por diversos autores, a tarefa de classificar um meteorito torna-se confusa e melindrosa. Tentaremos simplificá-la aqui.

A primeira classificação que um meteorito recebe é relativa à queda. Se o fragmento encontrado pode ser vinculado a um evento de entrada na atmosfera específico, então ele é classificado como *queda*. Se ele é encontrado, mas não é possível determinar quando caiu, é dado como *achado*.

Com base na composição primária do meteorito, isto é, se é rochoso, metálico ou misto, ele pode ser classificado como aerolito, siderito ou siderolito, respectivamente. Tipicamente, entende-se que os sideritos e siderolitos passaram por episódios de fusão, os quais foram responsáveis pelo processo de diferenciação. Sendo assim, quanto à origem, estima-se que os sideritos sejam provenientes de núcleos de corpos diferenciados, enquanto os siderolitos partam da transição núcleo-manto desses mesmos tipos de corpos. Os corpos parentais dos aerolitos, todavia, podem ou não ter passado por tais processos, sendo classificados como *acondritos* quando diferenciados e *condritos* quando indiferenciados (Fig.1).

Figura 1: Representação esquemática das origens diversas dos meteoritos.



As subdivisões de cada classe podem variar de acordo com cada autor e, uma das mais atualizadas é a proposta por Krot *et al.*(2014), exibida conforme adaptação na Tabela 1.

Tabela 1: Organização das diferentes classes, clãs e grupos dos meteoritos. *Total* refere-se ao total de ocorrências e *queda* à quantos destes tiveram a entrada na atmosfera observada.

Classe	Clã	Grupo	Queda	Total
Condritos	Carbonáceos	CI	5	10
		CM	15	446
		CR	3	140
		CO	6	322
		CV	7	224
		CK	2	214
		CH	0	21
		CB	1	10
	Ordinários	H	353	16615
		L	476	20592
		LL	83	5443
	Enstatita	EH	9	168
		EL	8	106
	R	-	1	19
K	-	1	2	
Acondritos e outros meteoritos ígneos	Acondritos primitivos	-	1	60
	Acapulcoítos	Lodranitos	1	38
		Winonaítos	1	24
	Acondritos diferenciados	Angritos	1	20
		Aubritos	9	68
		Brachnitos	0	27
		Ureilitos	6	307
	Meteoritos HED	Eucritos	34	617
		Howarditos	166	222
		Diogenitos	11	243

Tabela 1: continuação.

Classe	Clã	Grupo	Queda	Total
Metálico-rochosos	Palasitos	Grupo Principal	3	48
		Eagle Station	0	3
		Outros	0	41
		Mesosideritos	7	175
Metálicos	IAB	-	10	257
	IC	-	0	12
	IIAB	-	6	117
	IIC	-	0	8
	IID	-	3	21
	IIE	-	2	22
	IIF	-	1	6
	IIG	-	0	6
	IIIAB	-	11	289
	IIIE	-	0	15
	IIIF	-	0	9
	IVA	-	4	74
	IVB	-	0	13
	Não agrupados	-	4	113
Não classificados	-	7	97	
Planetários	Marcianos	Shergotitos	3	87
		Nakhlitos	1	13
		Chassignitos	1	2
		Ortopiroxenitos	0	1
	Lunares	-	0	39

Modificado de Krot *et al.*, 2014.

Condritos são fragmentos rochosos que recebem esse nome em função de um de seus constituintes mais instigantes: os côndrulos. Os únicos condritos que não exibem côndrulos são os carbonáceos CI, considerados os mais primitivos. Sendo um condrito ordinário o material analisado neste trabalho, cabe esmiuçar sua classificação. Os condritos ordinários diferenciam-se do carbonáceos por suas razões Mg/Si mais baixas e composição isotópica de oxigênio acima da linha de fracionamento terrestre.

Há três subdivisões possíveis e bem aceitas para os condritos ordinários: os grupos químicos H, L e LL. São diferenciados pelos teores de elementos siderófilos, tamanho de côndrulos e composição isotópica. Os condritos ordinários do grupo H possuem altos teores de elementos siderófilos, côndrulos relativamente pequenos (~0,3mm) e composição isotópica de oxigênio mais próxima da linha de fracionamento terrestre que os demais condritos ordinários. Aqueles pertencentes ao grupo L possuem quantidades menores de elementos siderófilos, côndrulos de tamanho intermediário (~0,7mm) e composições isotópicas de oxigênio intermediárias às dos grupos H e LL. Já o grupo LL (*low-iron, low-metal*), caracteriza-se pelo baixo teor de elementos siderófilos, côndrulos grandes (~0,9mm) e composições isotópicas de oxigênio muito acima da linha de fracionamento terrestre comparativamente aos demais da mesma categoria. Uma classificação simplificada com base nos membros finais da olivina e do piroxênio pode ser utilizada, como mostra a Tabela 2.

Tabela 2: Classificação dos grupos químicos dos condritos ordinários em H, L, LL a partir da porcentagem em peso e molar de ferro (Norton, 2002).

Grupo	Fe Metal (%peso)	Fe_t (%peso)	Fa (%mol)	Fs (%mol)
H	15 - 19	25 - 30	16 - 20	14 - 20
L	1 - 10	20 - 23	21 - 25	20 - 30
LL	1 - 3	19-22	26 - 32	32 - 40

O próximo passo na classificação dos condritos, diz respeito às variações texturais dos côndrulos. Eles podem ser divididos em Grupo 1, 2 e 3 (Tabela 3), conforme a classificação de Gooding & Keil (1981). No Grupo 1 (porfirítico), os côndrulos se subdividem em olivina porfirítica (OP), piroxênio porfirítico (PP) e olivina-piroxênio porfirítico (POP). No Grupo 2 (não porfirítico), estão contidos as texturas do tipo piroxênio radial (PR), olivina barrada (OB) e criptocristalina (C). Já o Grupo 3 compreende somente a categoria de olivina-piroxênio granular (OPG). Diversos autores se dedicaram a descrever texturalmente os côndrulos, mas as definições acima parecem ser as mais utilizadas.

Tabela 3: Classificação dos côndrulos de acordo com textura e mineralogia (Gooding & Keil, 1981).

Côndrulos	Tipo	Textura e Minerais
Grupo 1	OP	Olivina porfirítica
	PP	Piroxênio porfirítico
	POP	Olivina-piroxênio porfirítico
Grupo 2	PR	Piroxênio radial
	OB	Olivina barrada
	C	Criptocristalina
Grupo 3	OPG	Olivina-piroxênio granular

Van Schmus & Wood (1967) definiram os tipos petrológicos para os condritos em geral. A classificação leva em consideração diversos fatores, tanto petrográficos como químicos. Eles variam de 1 a 6, sendo os tipos 1 e 2 exclusivos para condritos carbonáceos, pois pressupõem baixas temperaturas e metamorfismo hidrotermal. De 3 a 6 - e aqui alguns autores já incluem tipo 7 (Norton & Chitwood, 2008) -, direcionam-se para os condritos ordinários, sendo o tipo 3 o mais primitivo e o tipo 6 (ou 7) o mais evoluído em termos de processos térmicos e metamórficos. Os aspectos mais evidentes considerados para agrupar os condritos através desta

classificação são, sem dúvida, o grau de obliteração dos côndrulos e de recristalização da matriz. Os demais aspectos são detalhados conforme a Tabela 4.

Tabela 4: Classificação dos tipos petrológicos a partir de Van Schmus & Wood (1967).

Critério	Tipos Petrológicos					
	1	2	3	4	5	6
Homogeneidade composicional (olivina e piroxênio)	-	Desvio do piroxênio e da olivina $\geq 5\%$	Desvio < 5% a uniforme		Minerais ferromagnesianos uniformes	
Estado estrutural do piroxênio de baixo-Ca	-	Cristais predominantemente monoclinicos	Cristais monoclinicos			Cristais ortorrômbicos
			>20%	<20%		
Grau de desenvolvimento do plagioclásio secundário	-	Ausente	Grãos <2um			Grãos <50um
Vidro ígneo nos côndrulos	-	Vidro primário isótropo: abundância variável	Turvo, quando presente	Ausente		
Minerais metálicos (valor máximo de Ni – wt%)	-	Tenita com valores mínimos (Ni < 200mg/g)	Kamacita e tenita presentes (>20%)			
Minerais sulfetados (teor médio de níquel)	-	> 5mg/g	< 0,5%			
Textura dos côndrulos	Condrulos ausentes	Côndrulos muito bem definidos	Côndrulos bem definidos	Côndrulos facilmente distinguíveis		Côndrulos indistintos
Textura da matriz	Fina, opaca	Muito opaca	Opaca	Matriz transparente microcristalina		Matriz recristalizada
Carbono total (wt%)	3-5%	1,5-2,8%	0,1-1%	<0,2%		
Conteúdo de água total (wt%)	18-22%	3-11%	<2%			

Nesta classificação, observa-se que o piroxênio de baixo-Ca não necessariamente é ortorrômbico. Também ressalva-se para a importância da microanálise química para determinar a composição quantitativa mineralógica pontual.

Os meteoritos também se classificam relativamente às feições observadas produzidas através das diferentes intensidades de choques ocorridos ainda no espaço cósmico. Diversos autores se dedicaram a estudar tais feições (e.g. Dodd & Jarosewich, 1979; Sears & Dodd, 1988; Stoffler *et al.*, 1988; Hutchison, 2004), mas a classificação mais utilizada ainda é a de Stoffler *et al.* (1991), apresentada na Tabela 5.

O autor classifica os diferentes estágios de forma progressiva, de S1 a S6, até a fusão da rocha. Ele estabelece critérios que possam ser observados utilizando-se somente do microscópio petrográfico e calibra as texturas a partir de experimentos de pressão e temperatura. Um marcador interessante de intensidade de choque é a masquelinita. Sua primeira descrição foi feita por Tschermak em 1872 (*apud* Milton & DeCarli) em um shergotito, caracterizada como um vidro isotrópico de plagioclásio, ainda com as bordas e clivagens preservadas. Milton & De Carli (1963), através de técnicas de petrologia experimental realizadas em um gabro do complexo Stillwater, determinaram que a masquelinita origina-se através de transformações no estado sólido decorrentes dos episódios de choque. O nome “masquelinita” tem sido amplamente empregado para vidros com composição de plagioclásio relacionados a choque, e não somente para aqueles com feições pseudomórficas.

A intensidade dos choques pode ser tal propiciando a transformação das fases para seus polimorfos de alta pressão. Dessa forma, há na literatura hoje estudos diversos que constataam a presença de minerais como a ringwoodita, wadsleíta, majorita e outros (Acosta-Maeda *et al.*, 2013).

Tabela 5: Classificação dos estágios de choque de acordo com Stoffer *et al.* (1991).

Estágio de Choque	Efeitos resultantes do pico de equilíbrio da pressão de choque		Efeitos resultantes das trajetórias locais P-T	Pressão de Choque (GPa)	Aumento da temperatura pós-choque (°C)	Aumento mínimo de temperatura estimado (°C)
	Olivina	Plagioclásio				
S1 - Incólume	Fraturas irregulares, ausência de extinção ondulante		Nenhum	<4 – 5	10 – 20	10
S2 - Muito fraco	Extinção ondulante, fraturas irregulares		Nenhum			
S3 - Fraco	Fraturas planares, extinção ondulante, fraturas irregulares	Extinção ondulante	Veios opacos de choque, formação incipiente de bolsões de fusão, às vezes interconectados	5 – 10	20 – 50	20
S4 - Moderado	Fraco mosaicismo, fraturas planares	Extinção ondulante, parcialmente isótropo, feições de deformação planar	Bolsões de fusão, veios de fusão interconectados, veios opacos de choque	15 – 20	100 – 150	100
S5 - Forte	Forte mosaicismo, fraturas planares + feições de deformação planar	Masquelinita	Formação pervasiva de bolsões de fusão, veios e diques, veios opacos de choque	30 – 25	250 – 350	300
S6 – Muito forte	Restritos a regiões locais dentro ou próximas a zonas de fusão		Semelhante a S5	45 – 55	600 – 850	600
	Recristalização no estado sólido e “staining”, ringwoodita, fusão	Fusão por choque (vidro normal)				
Fusão por choque	Fusão total da rocha (rochas de fusão por impacto e brechas de fusão)			75 – 90	1500 – 1750	1500

Todos os processos anteriormente descritos que dão base para as diferentes classificações ocorreram no espaço. Depois que entram na atmosfera da Terra e chegam à superfície, passam a sofrer intemperismo. O *Meteorite Working Group* no Centro Espacial Johnson da NASA em Houston utiliza as categorias A, B e C para meteoritos com baixa, moderada e elevada oxidação, respectivamente. Wlotzka (1993) estabeleceu um novo sistema de classificação com sete categorias diferentes (Tabela 6), onde W0 indica menor grau alteração e W6, o maior.

Tabela 6: Classificação dos graus de alteração por Wlotzka (1993).

W0	Sem oxidação visível no metal ou sulfeto. Manchas de limonita podem ser visíveis na luz transmitida. Quedas recentes são geralmente deste grau, embora alguns possam já ser W1.
W1	Pequenas bordas de oxidação em torno do metal e troilita. Pequenos veios de oxidação.
W2	Oxidação moderada de metal (20-60% afetados)
W3	Oxidação intensa de metal e troilita (60-95% de substituições)
W4	Oxidação completa (> 95%) de metal e troilita. Silicatos incólumes.
W5	Alteração incipiente dos silicatos máficos, principalmente ao longo de fraturas
W6	Substituição massiva dos silicatos por argilominerais e óxidos

O autor coloca que se observou uma correlação entre tais estágios de alteração e as idades terrestres para meteoritos achados do Novo México. Nas condições climáticas daquela região, os estágios de alteração W2 a W6 se desenvolveram segundo os seguintes períodos de tempo:

- W2: 5.000 a 15.000 anos;
- W3: 15.000 a 30.000 anos;
- W4: 20.000 a 35.000 anos;
- W5 e W6: 30.000 a mais que 45.000 anos.

Resultados similares foram encontrados para condritos da região saariana da Líbia e Argélia.

3.3. O meteorito Putinga

A cidade de Putinga localiza-se no interior do estado do Rio Grande do Sul, a 200km da capital Porto Alegre. Emancipada no ano de 1963, foi colonizada por italianos ainda em 1910. Em 1937, essa cidade (que ainda pertencia ao município de Encantada) foi cenário da queda de um meteorito. Tal evento marcou a cidade assim como seus habitantes, sendo ainda hoje conhecida como A Cidade do Meteorito. A maior amostra do meteorito Putinga (45kg) encontra-se no Museu Luiz Englert do Instituto de Geociências da UFRGS e outro pedaço no Museu Nacional do Rio de Janeiro (UFRJ). No total, foram recolhidos aproximadamente 200kg do meteorito.

Pouco há publicado sobre o meteorito de Putinga. Keil *et al.* (1978) descreveram o meteorito Putinga como um condrito do tipo L6, contendo como minerais principais a olivina, o ortopiroxênio e ligas metálicas de Fe-Ni (kamacita, tenita e plessita). Como constituintes menores, foram descritas troilita e masquelinita e, como acessórios, cromita e whitlockita. Os autores descrevem texturas de recristalização, cêntrulos pouco nítidos, matriz cristalina de olivina e piroxênio e intercrescimento poiquilítico de olivina no ortopiroxênio. Através de técnicas de espectroscopia Raman, Hinrichs e Vasconcellos (2014) identificaram pela primeira vez a cloroapatita neste mesmo meteorito. Hinrichs e Vasconcellos (2014b) também realizaram análises de microscopia eletrônica de varredura de baixo vácuo em resina, em material polido e sem metalização, mostrando variações composicionais variando junto com as diferentes tonalidades de cinza. Puderam identificar ligas de ferro e níquel, troilita, cromita, piroxênio, olivina e masquelinita via imageamento por elétrons retroespalhados (BEI). Hinrichs (2014) aplicou o método de difração de raios-x com incidência rasante para análise do meteorito Putinga, sem a cominuição prévia da rocha, de modo que o fragmento foi rotacionado em torno do eixo perpendicular à superfície da amostra. As análises revelaram as fases de olivina magnésiana (forsterita), ortopiroxênio ferroso (enstatita), troilita, kamacita e cloroapatita.

4. METODOLOGIA

Todas as análises realizadas neste trabalho partiram de um fragmento do meteorito de aproximadamente 7cm cedido pelo Museu de Mineralogia e Petrologia Luiz Englert. A peça possui formato irregular, de cor acinzentada, com crosta externa de fusão preservada, côndrulos pouco visíveis a olho nu e oxidação ubíqua das fases metálicas.

4.1. Estágio Técnico

Para fins de aprendizado, foi realizada uma visita técnica de quatro dias ao Museu Nacional do Rio de Janeiro (UFRJ) sob a supervisão da curadora responsável pela sessão de meteoritos, Prof^aDr^a Maria Elizabeth Zucolotto. Neste período, foi possível acompanhar os procedimentos de preparo e laminação de meteoritos, bem como de curadoria. Foram produzidos vídeos em forma de vídeo-aulas para divulgação científica destes procedimentos.

Figura 2: Visita técnica ao Museu Nacional do RJ (UFRJ).
Exposição do meteorito Bendegó.



4.2. Petrografia

A microscopia ótica se baseia na possibilidade de formação de imagens ampliadas reais ou virtuais de objetos que são colocados diante de lentes esféricas. A capacidade de aumento da imagem depende da combinação de lentes oculares e objetivas utilizadas. Nesta técnica, um feixe de luz do espectro visível pode ser transmitido através ou refletido a partir da lâmina delgada ou seção polida. As diferentes modalidades de iluminação do material analisado revelam diferentes informações. Minerais opacos são essencialmente estudados à luz refletida, entretanto esta técnica pode ser utilizada para análise de minerais translúcidos, revelando texturas que por vezes ficam pouco nítidas em luz transmitida. O microscópio petrográfico se diferencia dos outros microscópios por possuir um filtro - o polarizador inferior - que assegura que toda a luz que atinge a amostra é plano polarizada, ou seja, ela vibra em somente um plano (normalmente no plano leste-oeste). Outro filtro, situado entre as lentes objetivas e a ocular, pode ser inserido para observações específicas. Este é o polarizador superior, ou analisador, orientado a 90° em relação ao polarizador inferior. Para a maioria dos propósitos petrográficos, trabalha-se ao microscópio com iluminação ortoscópica, com ou sem inserção do analisador. Para observações específicas das propriedades cristalográficas é necessária a iluminação conoscópica que faz uso de uma lente condensadora fazendo com que a luz se concentre em um ponto o que permite o uso das maiores magnificações.

Diferentes microscópios foram utilizados para a realização deste trabalho, entretanto a magnificação da imagem manteve-se, em geral, em até 400 vezes. A partir da amostra de mão do meteorito Putinga, confeccionou-se uma lâmina petrográfica para análises, denominada MP-1. A estimativa modal do total de constituintes metálicos foi realizada através da média aritmética das porcentagens modais, obtidas através de fotomicrografias em luz refletida e calculadas através do *software* ScionImage.

4.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A microscopia eletrônica de varredura é uma técnica baseada na incidência de um feixe de elétrons acelerados diretamente sobre uma amostra. Esta técnica permite a rápida aquisição de dados morfológicos e químicos do material analisado. A imagem formada a partir do sinal captado na varredura eletrônica de uma superfície pode apresentar diferentes características, dependendo da interação entre o feixe eletrônico e o material da amostra. Dentre os sinais emitidos pela amostra, os mais utilizados para obtenção da imagem são originários de elétrons secundários (SE) e de elétrons retroespalhados (BSE).

A maioria dos instrumentos usa como fonte de elétrons um filamento de tungstênio aquecido, operando numa faixa de tensões de aceleração de 1 a 50kV. O feixe é acelerado pela alta tensão criada entre o filamento e o ânodo. A interação entre feixe e amostra produz elétrons e fótons que podem ser coletadas por detectores adequados e convertidos em um sinal de vídeo. Para que a interação seja possível, é preciso que se crie uma superfície condutora nos materiais inertes. O mais utilizado para tal é o recobrimento por deposição de íons metálicos de ouro, de liga de ouro-paládio, de platina ou de carbono.

Como produto secundário da excitação da amostra, os elétrons originários do feixe primário, ou seja, do feixe que incide sobre a amostra, penetram no interior da amostra e parte significativa destes elétrons é defletida elasticamente pela eletrosfera dos átomos e são emitidos para fora da amostra, de volta ao vácuo do interior do MEV. Parte destes elétrons é captada por detectores de estado sólido e é usada para gerar uma das imagens do MEV, denominada imagem de elétrons retroespalhados (no inglês *backscattered electrons* - BSE). Este tipo de imagem permite aumentos de no máximo 5000 vezes, mas possui três tipos de contraste entre as fases observadas que a tornam muito utilizada nas observações:

- I. Contraste de densidade ou massa específica, onde as fases densas aparecem mais claras e as menos densas mais escuras;
- II. Contraste de relevo ou topográfico, quando os topos mostram-se mais claros e os vales mais escuros;

- III. Contraste de número atômico ou composicional, onde as fases ricas em elementos químicos com números atômicos maiores ficam mais claras e as fases compostas por elementos com números atômicos mais baixos aparecem mais escuras.

Nestas imagens, o nível de cinza é proporcional ao número de elétrons, e consequentemente ao peso atômico médio em cada pixel da imagem, o que a torna, de maneira indireta, uma imagem composicional. A importância destas imagens para caracterização de minérios e materiais é exatamente esta, uma vez que é possível separar as fases pela resposta do detector. O MEV ainda dispõe de EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*), onde a detecção ocorre por dispersão de energia, permitindo a identificação imediata dos constituintes minerais da amostra através da sua composição química.

As análises em microscopia eletrônica deste estudo foram realizadas em um microscópio eletrônico de varredura modelo JEOL JSM 6610LV do Laboratório de Geologia Isotópica do CPGq-IGeo. A partir dos mapas composicionais de alumínio e cálcio de cinco diferentes côneos, utilizou-se da mesma técnica de estimativa modal realizada para os constituintes metálicos na petrografia, através do *software* ScionImage.

4.4. Microsonda Eletrônica

A microsonda eletrônica é uma ferramenta de microanálise que permite a análise quantitativa *in situ* de uma ampla gama de materiais. Em geral, utiliza-se seção polida ou lâmina petrográfica para a aquisição de dados. Esta técnica consiste, de modo geral, em um feixe de elétrons acelerados a partir de um filamento de tungstênio por uma diferença de potencial de 1kV a 30kV, dirigido na coluna através de duas ou três lentes eletromagnéticas. Este feixe excita a amostra na qual incide, gerando emissões de diversos tipos de radiação eletromagnética pelos átomos do material, entre eles os raios-X. Para cada número atômico elementar há uma linha de emissão característica. Através de um espectrômetro por dispersão do comprimento de onda, *WDS (Wavelength-dispersive Spectrometer)*, tem-se a contagem de raios-X característico de cada elemento. A tensão e o diâmetro do feixe podem variar de acordo com a composição e o tamanho do objeto

a ser analisado. Os raios-X emitidos pela amostra são captados e analisados por espectrômetros, os quais contam com cristais que podem variar na quantidade dependendo do modelo do equipamento. Para a determinação quantitativa de elementos químicos, é necessária a utilização de padrões com concentrações conhecidas dos elementos a serem analisados e a realização de algumas correções matemáticas. Esta técnica de microanálise possibilita, ainda, o cálculo de geotermobarometria.

A lâmina petrográfica MP-1 do meteorito Putinga foi metalizada com carbono e analisada em microsonda eletrônica modelo CAMECA SXfive do Laboratório de Microsonda Eletrônica do CPGq- IGeo, a qual conta com cinco espectrômetros de WDS com dois cristais cada, um espectrômetro de EDS e detectores de elétrons secundários, elétrons retroespalhados e catodoluminescência. Para análise de materiais silicatados, fosfatos, ligas metálicas e óxidos, foram usadas as calibrações apresentadas nas Tabelas 7, 8 e 9 a seguir. Mapas composicionais *WDS* também foram realizados.

Tabela 7: Calibração utilizada para análises de sulfetos, ligas metálicas e óxidos.

Elementos	Posição	Calibração
Si Ka	TAP	Jadeíta
Al Ka	TAP	Sanidina
Mg Ka	TAP	Diopsídio
P Ka	PET	Apatita
S Ka	LPET	Pirita
Ti Ka	PET	Rutilo
Cr Ka	LPET	Óxido de Cromo
Mn Ka	LLIF	Rodonita
Fe Ka	LLIF	Hematita
Co Ka	LLIF	Co
Ni Ka	LLIF	Ni

Feixe: 0 μm ; **Condições da coluna:** 15keV, 15nA

Tabela 9: Calibração utilizada para análises de para silicatos.

Elementos	Calibração
Na Ka	Albita
Mg Ka	Diopsídio
Fe Ka	Hematita
Ca Ka	Diopsídio
Si Ka	Jadeíta
Al Ka	Jadeíta
Mn Ka	Rodonita
Ti Ka	Rutilo
K Ka	Sanidina
Cr Ka	Cr ₂ O ₃
Ni Ka	Ni

Para olivinas (Feixe: 1 μm ; **Condições da coluna:** 15keV, 25nA)

Para vidros (Feixe: 1 μm ; **Condições da coluna:** 15keV, 10nA)

Demais silicatos (Feixe: 1 μm ; **Condições da coluna:** 15keV, 15nA)

Tabela 8: Calibração utilizada para análises de fosfatos.

Elementos	Posição	Calibração
F Ka	TAP	Apatita
Na Ka	TAP	Albita
Si Ka	TAP	Jadeíta
Mg Ka	TAP	Diopsídio
Al Ka	TAP	Sanidina
K Ka	LPET	Sanidina
P Ka	LPET	Apatita
Cl Ka	LPET	Tugtupita
S Ka	LPET	Pirita
Ca Ka	LPET	Apatita
Fe Ka	LLIF	Hematita
Mn Ka	LLIF	Rodonita

Feixe: 10 μm ; **Condições da coluna:** 15keV, 10nA

4.5. Espectroscopia Raman

Devido ao alto grau de choque do meteorito Putinga descrito por autores, questionou-se a possibilidade de existência de polimorfos silicáticos de alta pressão. A partir da lâmina petrográfica do condrito foram realizadas medições por espectroscopia Raman. O princípio no qual se fundamenta a técnica é o espalhamento inelástico de radiação monocromática que incide na amostra (laser). Na reflexão comum a luz sofre espalhamento elástico, ou seja, o comprimento de onda não é alterado durante a interação com a superfície. Já no espalhamento inelástico, o fóton incidente interage com o material havendo transferência de energia, o que resulta em luz espalhada com comprimento de onda diferente. Esta transferência de energia está relacionada a transições entre níveis vibracionais característicos do material induzidas pelo fóton, os quais dependem da simetria, composição e estrutura cristalográfica do material. O espectro Raman consiste na intensidade dos fótons espalhados em função da diferença entre a energia do fóton incidente e a do fóton espalhado, representada em número de onda (deslocamento Raman em cm^{-1}).

A vantagem da técnica de espectroscopia Raman é o fato de ser não destrutiva e não precisar de preparação como, por exemplo, metalização. Pode ser aplicada diretamente em lâmina petrográfica sobre as fases de interesse, fornecendo em segundos um espectro inequívoco diretamente relacionado com a composição química e cristalografia do mineral. Quando, entretanto, o material é luminescente, a intensidade da luminescência é consideravelmente maior que a do espalhamento inelástico, o que, muitas vezes, impede a medida do espectro Raman naquela região de comprimentos de onda.

As análises foram realizadas no Laboratório de Altas Pressões e Materiais Avançados (LAPMA) do Instituto de Física da UFRGS, onde a amostra foi iluminada com feixe de 632nm. Os espectros gerados foram comparados com a base de dados da Universidade do Arizona e artigos específicos da literatura.

5. RESULTADOS

5.1. Manuseio de meteoritos

Através do desenvolvimento de todas as etapas deste trabalho, envolvendo extensa revisão bibliográfica, aplicação de métodos analíticos e a participação no estágio técnico no Museu Nacional do Rio de Janeiro, foi possível estabelecer uma série de protocolos de manuseio e cuidado para os meteoritos.

Meteoritos são materiais raros e de difícil acesso. Mesmo quando o fenômeno de entrada na atmosfera é observado e se pode determinar sua trajetória e provável local de queda, a recuperação desse material ainda pode ser prejudicada por diversos fatores, como, por exemplo, a queda de um meteorito em meio a Floresta Amazônica. Uma vez em solo, eles alteram-se com muita rapidez expostos a atmosfera terrestre. Logo, uma vez que os meteoritos são recuperados, o ideal é fornecer uma atmosfera inerte para que fiquem resguardados da interação com a umidade e o oxigênio, evitando a oxidação de suas fases metálicas.

No momento de manipular os meteoritos para fins petrográficos e analíticos, devem-se tomar alguns cuidados. A manipulação deve ser feita, preferencialmente, com o uso de luvas e em local inerte, como capela ou *glove box*. Priorizam-se técnicas não destrutivas para análise de meteoritos, entretanto há técnicas investigativas que requerem o preparo ou cominuição da amostra. Para determinar o corte da amostra para laminação, pensa-se sempre em evidenciar características de interesse. *Verbi gratia*, para observar com propriedade a foliação ou bandamento de uma rocha, o corte ideal está na face X-Y, ou seja, perpendicular à foliação e paralelo a lineação. Da mesma forma, quando se lida com meteoritos, alguns cuidados são necessários para esta etapa.

O corte da amostra, além de favorecer as feições de interesse - sejam elas côndrulos, *calcium-aluminum rich inclusions* (CAI's) ou veios -, deve ser tal que não restem fragmentos muito pequenos que não possam ser reaproveitados para futuras lâminas, análises, exposições em museus ou até mesmo para escambo com outras

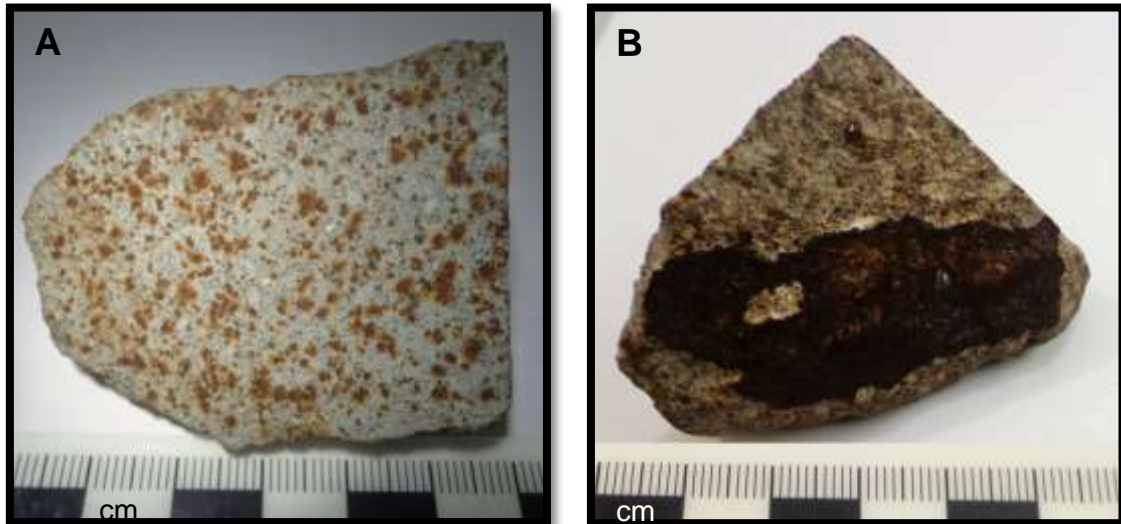
instituições e pesquisadores. Durante o corte, existem técnicas que tornam possível aproveitar o pó residual do processo de corte para que seja utilizado para análises diversas.

Todo o material, seja amostras macroscópicas, lâminas petrográficas, fragmentos, amostras moídas ou mesmo o pó residual, deve ser mantido em local adequado, preferencialmente em atmosfera inerte e devem ser mantidos em segurança, uma vez que tratam-se de amostras raras e de alto valor comercial.

5.2. Petrografia

A amostra de mão do meteorito Putinga possui cerca de 7 cm e coloração cinza claro (Fig.3). Está bem preservada, alterada apenas localmente com oxidação das fases metálicas. Possui textura fanerítica muito fina, desagrega-se de maneira fácil e rápida com auxílio de um martelo. Apresenta crosta de fusão remanescente, de coloração amarronzada, recobrando parcialmente sua face externa. Observam-se, a olho nu, pequenas feições circulares esbranquiçadas (côndrulos) distribuídos de forma aleatória, sendo muito difícil estimar uma porcentagem representativa. Krot *et al.* (2014), estimam que os côndrulos representem entre 60 e 80% em volume da amostra de um condrito tipo L.

Figura 3: Detalhe da amostra de mão do meteorito Putinga. **A)** Face interior cortada em serra. **B)** Face externa mostrando a crosta de fusão gerada na ocasião da entrada na atmosfera.



Ao microscópio ótico, na luz transmitida, nota-se um elevado número de fraturas. Em função disso, os contatos entre os cristais silicáticos podem parecer amiúde indistintos. A rocha é holocristalina (Fig.4), onde os cristais de olivina são bastante variados em forma, exibindo-se barrados ou granulares, anédricos a subédricos. Suas dimensões variam entre 0,03 a 2,4mm. Observam-se mosaicismos localizados e fraturas irregulares e planares extensivas. Poucos grãos de feldspato são observados. São cristais subédricos, com dimensões entre 0,9 e 1,2mm, moderadamente fraturados. Maclas polissintéticas não foram possíveis de serem observadas. Os cristais de piroxênio possuem birrefringência mais baixa que a das olivinas e se encontram amplamente fraturados. Suas possíveis clivagens são dificilmente distinguíveis da série de fraturas planares. Os côndrulos variam em tamanho, textura e composição. Suas dimensões variam entre 1,2 e 4,4mm, com valores médios de 2,9mm. As texturas principais observadas nos côndrulos foram de olivina barrada, piroxênio radial, piroxênio granular e olivina-piroxênio porfirítico, sendo a olivina barrada a mais abundante (Fig.5). As quantidades de minerais opacos inclusos nessas feições são bastante variáveis, porém sempre se observam de forma disseminada. Ainda em luz transmitida, foi possível observar a presença

de um veio opaco que secciona a lâmina em toda sua extensão de maneira perpendicular ao eixo de maior comprimento (Fig. 6A).

Em luz refletida, o veio opaco mostra-se difuso, sem contornos bem definidos, interagindo com as demais fases adjacentes. Fica evidente a presença de pelo menos três fases metálicas distintas no condrito, todas com dimensões bastante variadas. As ligas metálicas de ferro e níquel, kamacita e tenita, destacam-se por sua tonalidade mais clara, branca. Observam-se feições de intercrescimento entre esses minerais (Fig.6B), denominada plessita. A troilita é a fase sulfetada presente no condrito. Os seus grãos são amarelados, de formatos variados e irregulares, frequentemente associados às ligas metálicas e moderadamente fraturados, ocasionalmente formando um padrão de fraturamento poligonal (Fig. 6C). O outro mineral metálico contido na amostra é o óxido de cromo. Sua coloração sob a luz refletida é cinza, frequentemente fraturados. Foi constatada a presença de um agregado de pequenos cristais de cromita circundados por um mineral isótropo (Fig.6D)

A porcentagem modal dos constituintes metálicos da amostra feita a partir das fotomicrografias, resultou, na imagem 1, em 2,9%, na imagem 2 em 8,5% e na imagem 3 em 3,8% (Fig.7). A moda recalculada a partir da média aritmética foi de 5,06%.

Figura 4: Mosaico de imagens de lupa em luz polarizada da lâmina petrográfica MP1 do meteorito Putinga.



Figura 5:

Fotomicrografias em microscópio óptico revelando os diferentes tipos de cõndrulos presentes no condrito Putinga. **A)** Cõndrulo mostrando a textura *olivina barrada*; **B)** Cõndrulo de olivina barrada com direções variáveis; **C)** Cõndrulo de textura *piroxênio radial*; **D)** Cõndrulos compostos - olivina barrada em contato com outro cõndrulo extinto à esquerda.

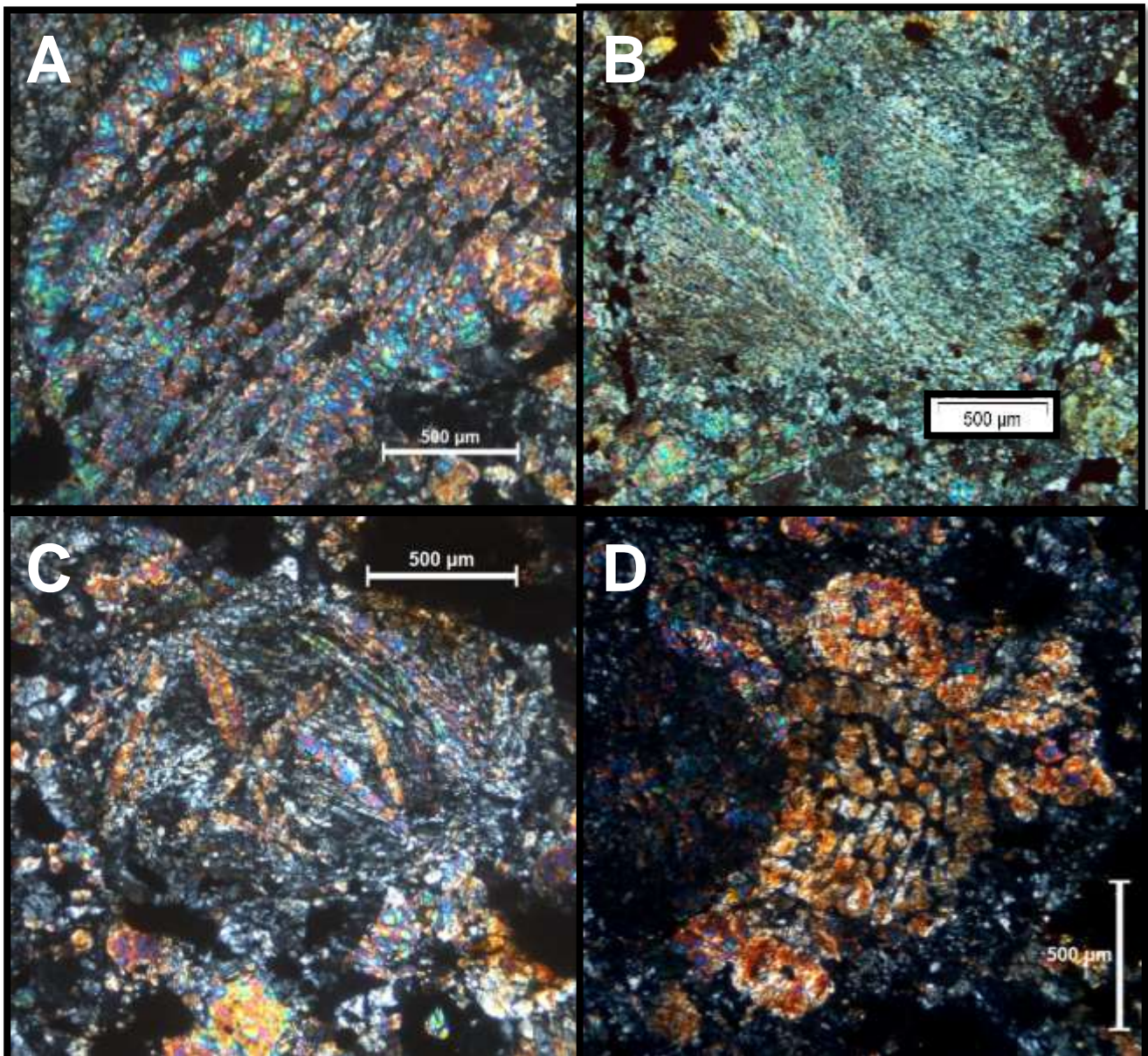


Figura 6: **A)** Aparência geral e dimensão do veio opaco; **B)** Detalhe de textura de intercrescimento em fases metálicas (plessita); **C)** Fraturamento poligonal da troilita; **D)** Agregado de cromita em luz natural (à esquerda) e em luz polarizada (à direita).

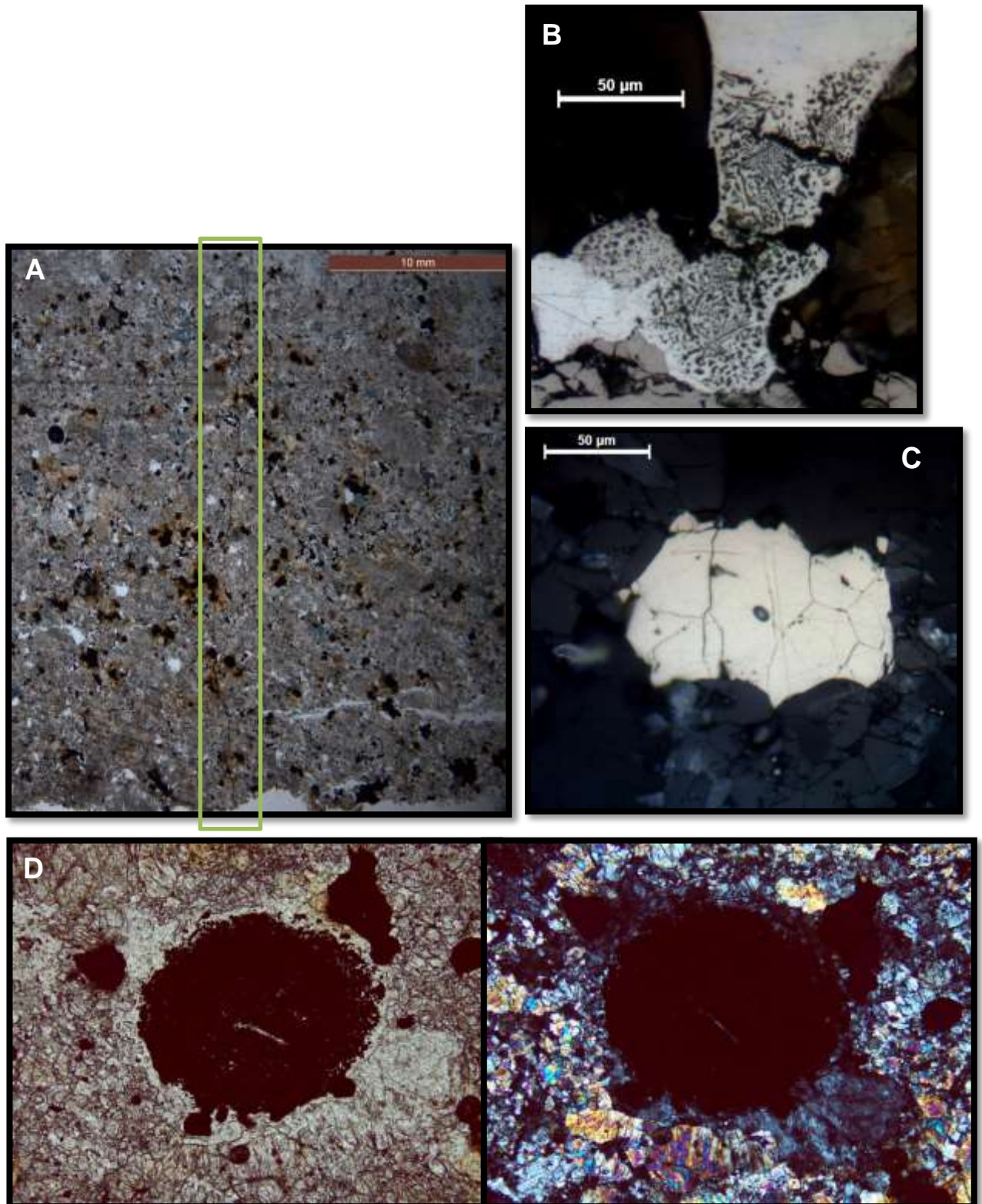


Figura 7: Imagens utilizadas na construção da estimativa percentual modal dos constituintes metálicos da rocha.

Imagem 1

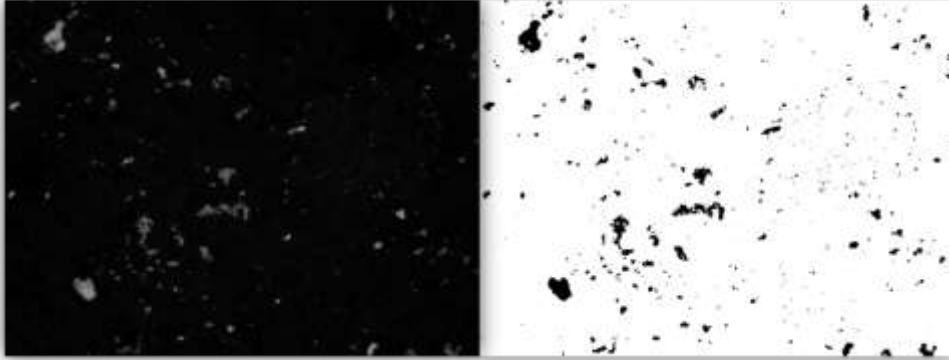


Imagem 2

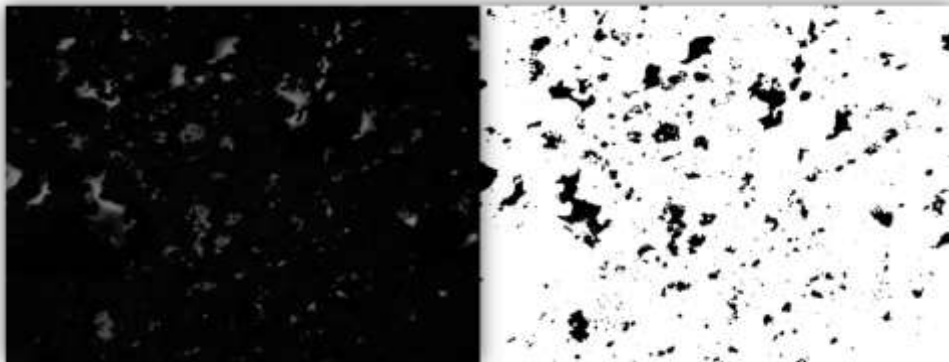
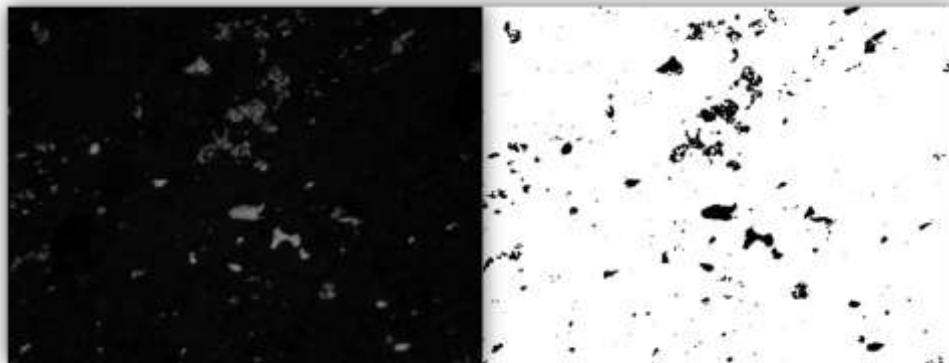


Imagem 3



5.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

As análises realizadas a partir da Microscopia Eletrônica de Varredura permitiram lançar um olhar mais detalhado sobre o meteorito trabalhado. Através desta técnica foi possível detalhar texturas e observar outras não visíveis em microscopia ótica, além de visualizar de forma mais nítida variações químicas através de mapas composicionais. A partir das análises iniciais por EDS, foi possível direcionar as demais análises.

5.3.1. Côndrulos

Os côndrulos possuem forma circular a elíptica, na maioria das vezes com bordas parcialmente corroídas e recristalizadas. Em alguns casos, já não é possível distinguir seus contornos, tornando evidente sua existência somente pela presença de texturas internas, como a olivina barrada (Fig 8A). As análises por EDS mostraram que a composição da olivina é predominantemente magnésiana e que, nos interstícios dos grãos que constituem os côndrulos, é comum a presença de uma fase anédrica com composição de plagioclásio. De modo geral, as porcentagens dos seus constituintes mostraram-se variadas, assim como a distribuição de alguns elementos químicos comparativamente entre os côndrulos. Os mapas composicionais mostraram que a distribuição do sódio e do alumínio é compatível entre si, sendo raros os casos que esses elementos encontram-se associados com outras fases minerais que não o plagioclásio. Um desses casos seria a associação do alumínio com o cromo, formando uma cromita aluminosa.

Os mapas composicionais de alumínio de cinco côndrulos tratados para estimar a porcentagem modal do plagioclásio através do *software* ScionImage resultaram em valores relativamente homogêneos, variando entre 20 e 37%. A distribuição do cálcio mostrou-se bastante variável de um côndrulo para o outro, estabelecendo-se em um intervalo entre 2,06 e 25,70%, indicando a presença variável de piroxênio cálcico e plagioclásio.

5.3.2. Texturas e variações composicionais

Os bolsões de fusão observados no MEV caracterizam-se por seus formatos arredondados de dimensões diminutas, lembrando pequenas gotas (Fig.8B). As inclusões arredondadas constituem-se de ligas de ferro-níquel, cromita e sulfetos. Quando aparece, a cromita pode assumir um formato anguloso, subédrico. Os bolsões encontram-se disseminados por todo condrito, distribuídos em pequenos grupos locais de algumas centenas de micrômetros.

Outra característica observada com auxílio da microscopia eletrônica foi a relação entre a cromita e o plagioclásio. Geralmente aparecem em associação, onde os cristais de cromita são diminutos e estão envoltos no plagioclásio (Fig.8C). Entretanto, a cromita também pode apresentar-se anédrica, mas com grãos de grandes dimensões (Fig.8D). Importante notar também que o plagioclásio encontra-se situado de maneira pontual em contatos tríplices entre grãos em algumas regiões da lâmina (Fig. 8E).

Outras feições relevantes que puderam ser visualizadas através das imagens eletrônicas foram as fraturas planares e as fraturas irregulares nos cristais de olivina (Fig. 8F), assim como a presença de olivina poiquilítica no piroxênio (Fig.8A).

O veio presente no condrito, como se pode perceber, corta estruturas diversas, a exemplo dos côndrulos (Fig. 9A). Em certas porções parece estar relacionado com os bolsões de fusão (Fig. 9B) e, em outras, parece haver interação entre as diferentes fases químicas (Fig. 9C e 9D).

Os cristais de fosfatos visualizados são anédricos, em tom de cinza claro, dificilmente distinguíveis do restante da rocha (Fig. 10). A partir de análise EDS, constatou-se a presença de cloro nestes minerais. A fase clorada coexistiu com uma fase sem cloro, sem flúor e anidra. Quando observado em detalhe, o plagioclásio eventualmente mostrou a presença de pequenas lamelas, quase imperceptíveis. Foi necessário aumentar a imagem 7000 vezes para que essas feições fossem visualizadas propriamente. Realizando mapas composicionais nessa região do plagioclásio, percebeu-se que a distribuição do potássio sobrepõe-se com a ocorrência das lamelas (Fig.11).

Figura 8: Imagens geradas a partir de elétrons retroespalhados (BSE). **A)** Côndrulo sem bordas definidas, preservadas apenas a textura interna de olivina barrada (OB). Exibe olivina poiquilítica no piroxênio e plagioclásio intersticial; **B)** Bolsão de fusão com inclusões arredondadas de ferro-níquel nos silicatos. **C)** Cristais de cromita inclusos no plagioclásio; **D)** Cristais de cromita de grandes dimensões com borda de plagioclásio; **E)** Plagioclásio em junções triplíceis entre cristais em detalhe no círculo amarelo; **F)** Fraturas planares e irregulares na olivina.

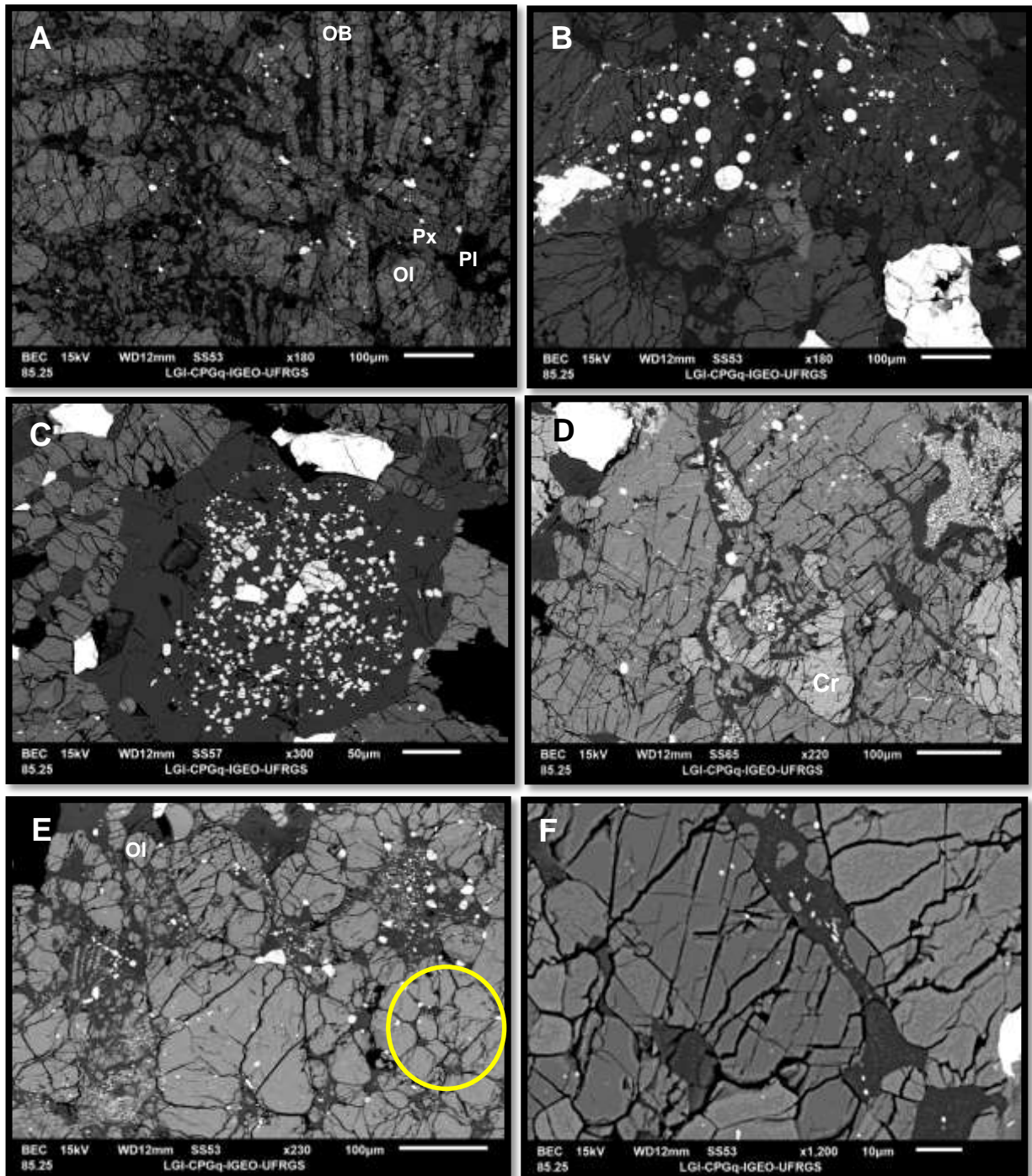


Figura 9:

A) Cõndrulo de olivina porfírica marcado com o contorno em azul, seccionado pelo veio, delimitado em amarelo; **B)** Detalhe da interação entre bolsão de fusão e veio opaco; **C e D)** Relação interativa entre fases metálicas e silicáticas;

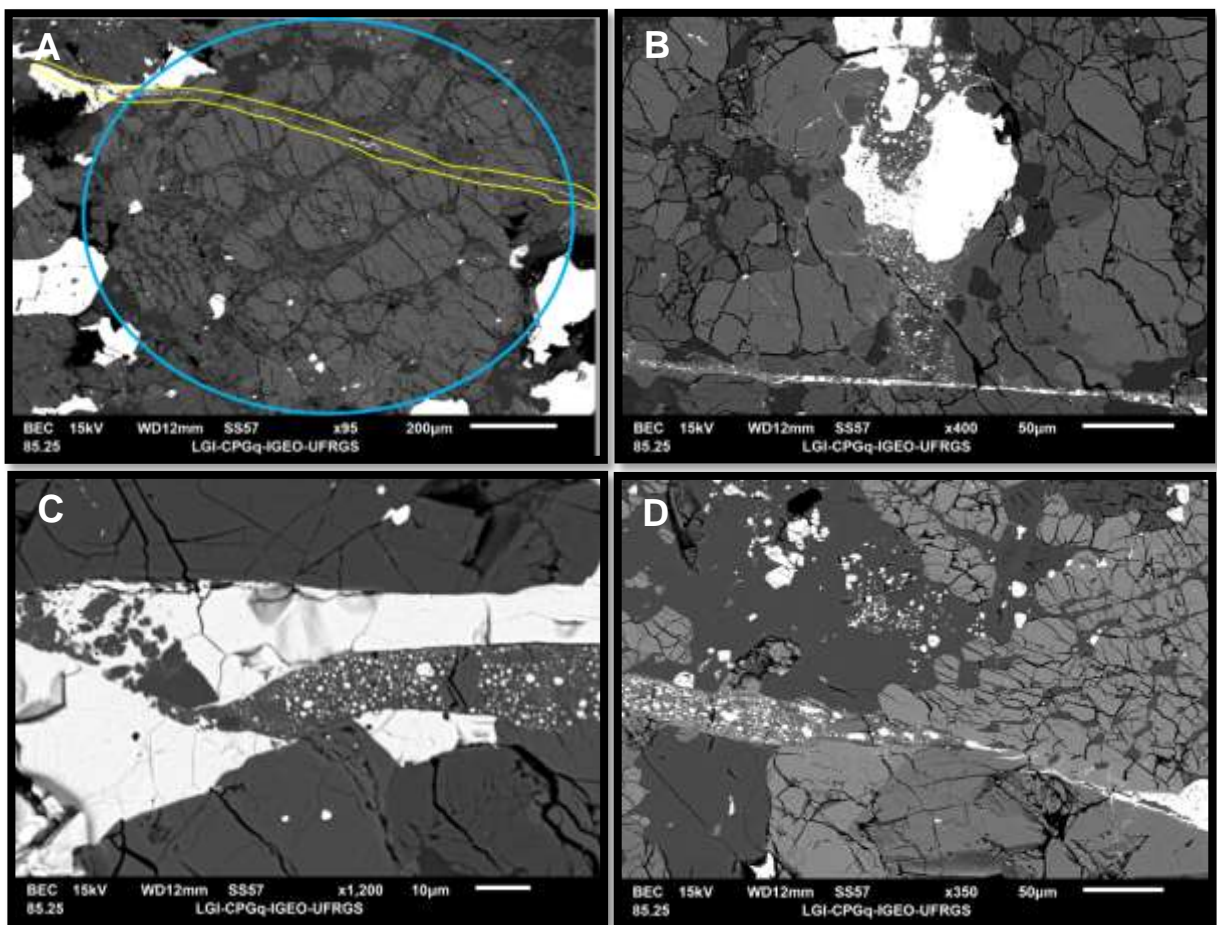
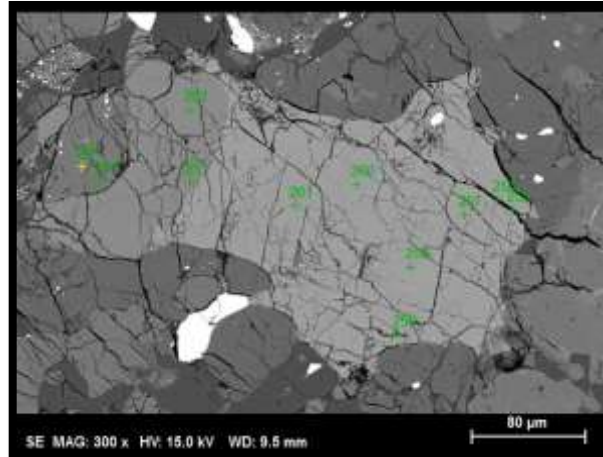


Figura 10: Imagem BSE de cristal de fosfato e dados de análise EDS dos pontos 260 e 262, mostrando a variação composicional.



Espectro: 260

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	33.83	36.12	56.36	3.86
F	9	K-series	0.70	0.75	0.98	0.15
P	15	K-series	15.04	16.07	12.95	0.60
Cl	17	K-series	4.65	4.96	3.49	0.18
Ca	20	K-series	39.43	42.10	26.22	1.20

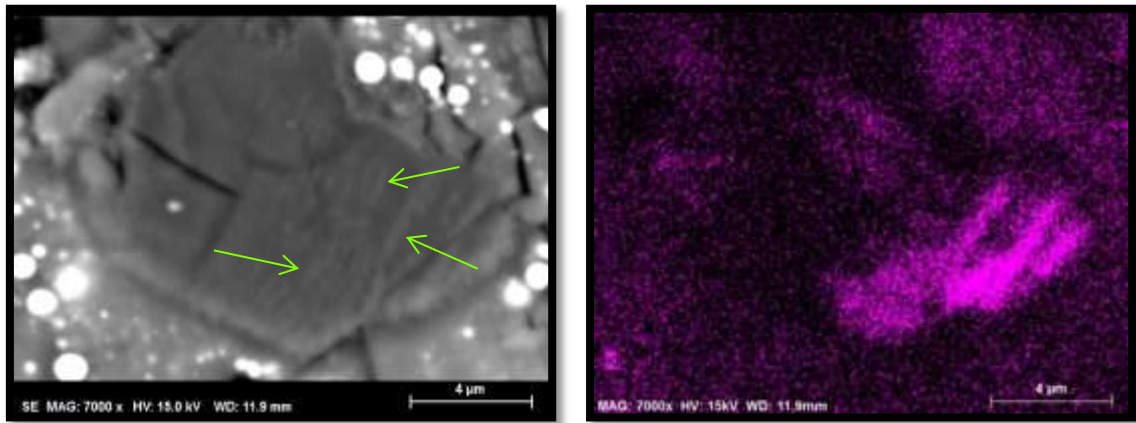
Total: 93.64 100.00 100.00

Espectro: 262

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	39.12	40.31	59.43	4.40
Na	11	K-series	2.43	2.51	2.57	0.18
Mg	12	K-series	2.44	2.51	2.44	0.15
P	15	K-series	18.95	19.52	14.87	0.74
Ca	20	K-series	34.10	35.14	20.69	1.04

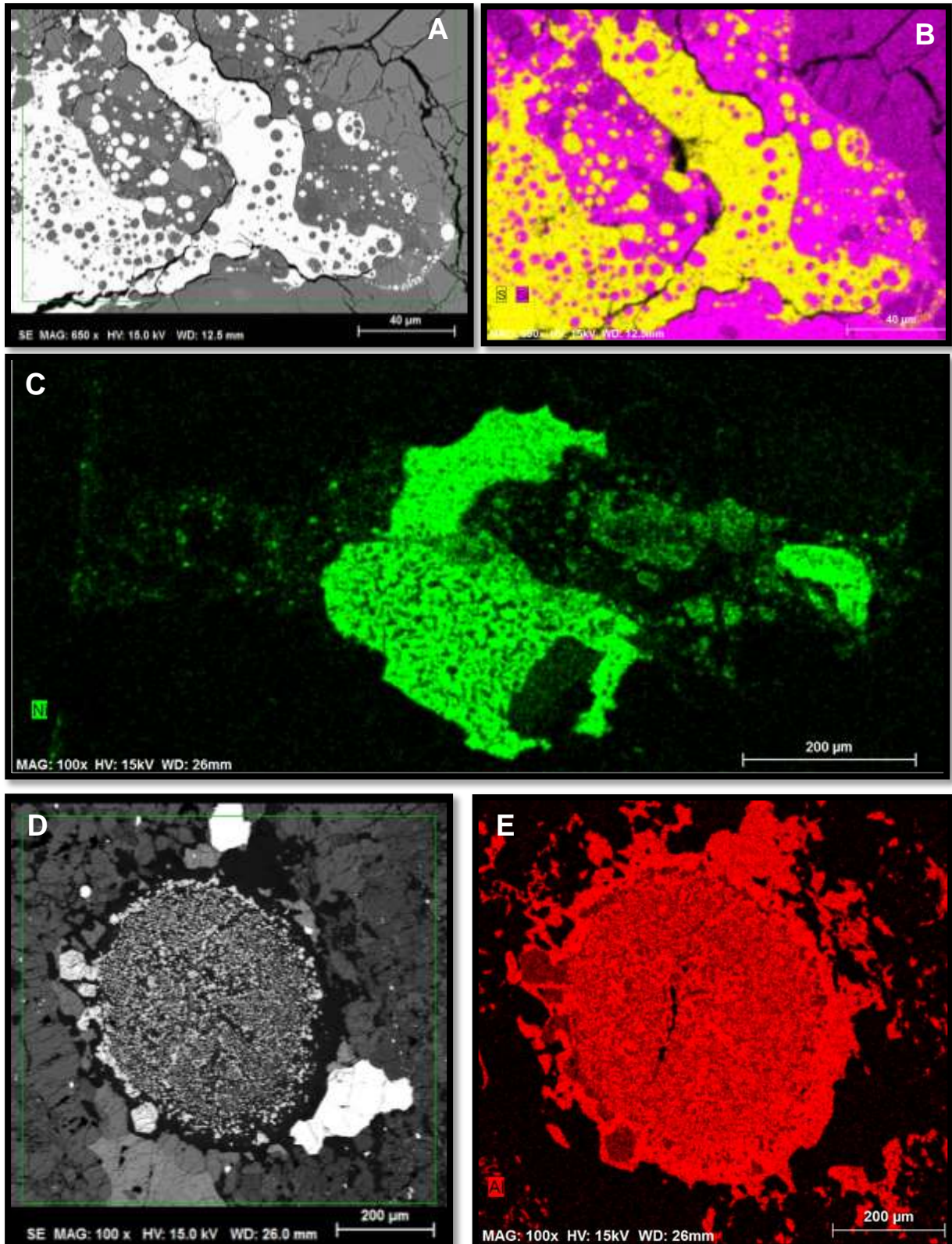
Total: 97.04 100.00 100.00

Figura 11: Imagem BSE de cristal de plagioclásio mostrando as lamelas de exsolução (à esquerda) e mapa composicional de potássio mostrando a variação composicional (à direita).



Os mapas composicionais gerados a partir dos bolsões de fusão mostraram uma separação das frações silicáticas e metálicas bem demarcada (Fig. 12A). Eles também revelaram que essa separação pode se dar tanto com a presença de sulfetos (Fig.12B), como de ligas de ferro-níquel (Fig.12C). Mapas foram produzidos também a partir de um agregado de cromita (Fig. 12D e E), de modo a observar e entender possíveis variações composicionais.

Figura 12: Mapas composicionais. **A e B)** Imagem EDS e mapa composicional de enxofre (amarelo) e silício (rosa) de bolsão de fusão; **C)** Mapa composicional de níquel em bolsão de fusão próximo ao veio; **D e E)** Imagem BSE e mapa composicional de alumínio de agregado de cromita.



5.4. Química Mineral

Os dados composicionais obtidos dos minerais a partir da técnica de microsonda eletrônica não permitiram agrupá-los de acordo com sua distribuição na lâmina (*i.e.* se estão inseridos ou não em côndrulos, próximos ao veio, etc). Entretanto, foi possível constatar diferentes fases dentro de um mesmo grupo mineral.

As análises em microsonda eletrônica dos fosfatos presentes no condrito revelaram cristais anidros frequentemente heterogêneos, em aspecto e composição. Há duas fases distintas: uma rica em cloro e cálcio, outra rica em sódio e magnésio (Tabela 10). A fase clorada aparece inclusa na sódica, com contornos irregulares e, aparentemente, sem obedecer qualquer estrutura. Foi analisado um total de 58 grãos de fosfatos, sendo 17 análises em fases cloradas, 26 análises em fases sódio-magnesianas e 15 análises em um mesmo grão contendo as duas fases, onde 9 continham Cl e 6, Na e Mg.

Os resultados obtidos a partir da análise dos silicatos dos diferentes côndrulos e da matriz mostrou que a composição não se altera comparativamente entre as partes (Tabela 11). Na olivina, os teores de silício mantêm-se entre 36,38 e 38,01 e os teores de ferro entre 21,12 e 23,29. Teores de Mn variando entre 0,4 e 0,5% aparecem de forma constante em todos os grãos analisados. Duas populações de piroxênios foram identificadas: uma com baixo teor de cálcio, outra com alto teor de cálcio. Os valores da análise completa em porcentagem em peso dos óxidos são apresentados na (Tabela 12).

Juntamente com o cálcio, variam os teores de ferro e magnésio para cada uma das fases, ocorrendo também variações menores de cromo. A fase que abriga os menores teores de cálcio e cromo contém teores maiores de ferro e magnésio.

Um total de 47 grãos de plagioclásio foi analisado, tanto na matriz quanto nos côndrulos. Seus valores de silício variam entre 62,22 e 67,60, enquanto os valores de sódio estão entre 7,87 e 10,43, caracterizando-se como albita e oligoclásio. Uma análise representativa é mostrada na (Tabela 13).

Os membros finais da olivina e do piroxênio de baixo cálcio foram calculados a partir das análises realizadas. A olivina variou entre $Fa_{24,1}$ e $Fa_{24,9}$, com média de $Fa_{24,6}$. Os cálculos para o piroxênio variaram entre $Fs_{20,7}$ e $Fs_{21,4}$, com média de

Fs_{21,07}. Essa distribuição é mostrada graficamente na figura 13 relacionando as porcentagens dos membros finais com o número de contagens.

Tabela 10: Composições das diferentes fases dos fosfatos analisados. Fase 1 (clorada), Fase 2 (sódio-magnésiana).

Óxidos	Fase 1	Fase 2
F	0,60	0
Na ₂ O	0,41	2,76
SiO ₂	0,15	0,09
MgO	0,03	3,46
Al ₂ O ₃	0,04	0,01
K ₂ O	0,00	0,05
P ₂ O ₅	40,59	46,87
Cl	4,96	0
SO ₂	0,07	0,02
CaO	52,97	47,15
FeO	0,43	0,43
MnO	0,05	0,04
Total	100,30	100,7689

Tabela 11: Composições das diferentes fases das olivinas analisadas.

Óxidos	Matriz	Cnd.A	Cnd.B	Cnd.C	Cnd.D
Na ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
SiO ₂	37,18	37,51	37,28	37,10	36,99
MgO	39,58	39,01	39,10	39,51	39,25
Al ₂ O ₃	0,06	0,03	0,00	0,02	0,01
K ₂ O	0,01	0	0,00	0,00	0
CaO	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02
TiO ₂	0,04	0,02	0,02	0,01	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03
FeO	22,67	23,07	23,08	22,91	23,21
MnO	0,47	0,45	0,45	0,46	0,51
NiO	0,01	0,01	0,05	0,00	0,00
Total	100,03	100,18	100,04	100,06	100,03

Tabela 12: Composições das diferentes fases dos piroxênios analisados. Fase 1 (baixo-Ca), Fase 2 (alto-Ca).

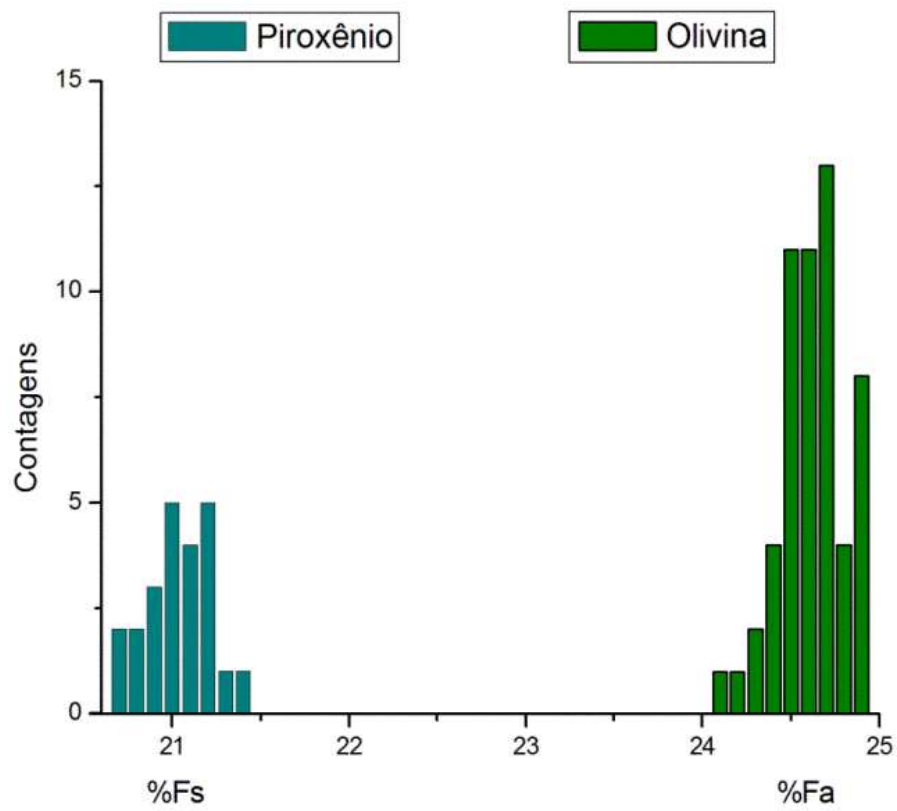
Óxidos	Fase 1	Fase 2
Na ₂ O	0,07	0,57
SiO ₂	54,70	53,90
MgO	29,11	16,82
Al ₂ O ₃	0,36	0,53
K ₂ O	0,00	0,00
CaO	0,65	21,99
TiO ₂	0,23	0,49
Cr ₂ O ₃	0,31	0,82
FeO	14,02	4,74
MnO	0,51	0,21
NiO	0,05	0
Total	100,01	100,05

Tabela 13: Composição do plagioclásio.

Óxidos	Plagioclásio
Na ₂ O	9,99
SiO ₂	65,49
MgO	0
Al ₂ O ₃	21,17
K ₂ O	0,95
CaO	2,08
TiO ₂	0,02
FeO	0,46
MnO	0
Cr ₂ O ₃	0
Total	100,1084

Figura 13:

Representação gráfica da distribuição composicional do membro final da olivina e do piroxênio em cinco cônezdrulos diferentes a partir de 55 análises pontuais.



O estudo das fases ferro-niqueladas através de imagens em BSE e microanálises quantitativas mostraram variações composicionais intra e intergrãos. Tais variações estão em desacordo com a homogeneidade textural e composicional das fases silicatadas. Dos três grãos analisados em detalhe, o grão 1 apresenta, nas imagens BSE, uma textura homogênea interna e uma borda com tonalidades mais claras de cinza (Fig.14A). O grão 2 está distante do veio de choque e apresenta texturas de intercrescimento de tenita em kamacita em regiões plessíticas (Fig.14B). O grão 3 está situado próximo ao contato com o veio e está associado a bolsões de fusão (Fig. 14C). Neste grão observa-se a textura de intercrescimento lamelar em todo o grão (Fig.14D).

Os intercrescimentos estão relacionados com a variação no conteúdo de níquel destes minerais. De modo geral, em relação à composição química, foram observados três intervalos composicionais representados pelos perfis realizados nos grãos 1, 2 e 3. No perfil 1, a borda do grão tem valores em torno de 50% de Ni, enquanto que o interior do grão tem composição constante com valores em torno de 6% de Ni. Esse conteúdo de níquel de até 10% é comum em tenita não zonada. Valores maiores que 40% de Ni também foram encontrados em alguns pontos no interior de grãos com textura de intercrescimento. Essa composição corresponde à da tetrataenita. Não foram identificadas texturas e composições de plessita com teores entre 10 e 18% de Ni. Nos grãos 2 e 3 foram gerados os perfis 2 (Fig.15A) e 3 (Fig.15B), respectivamente. Observa-se a variação no conteúdo de níquel ao longo do grão, ficando entre os valores de 18 a 36% de Ni, com alguns pontos acima de 40%, conforme descrito acima. O perfil 2 apresenta teores de Ni entre 21 e 33% e o perfil 3, entre 18 e 36%.

Figura 14: Detalhe de grãos de ferro-níquel. **A)** Grão 1 em detalhe apresentando a borda mais clara que o restante do grão; **B)** Grão 2 em detalhe, distante do veio de choque; **C)** Grão 3 próximo ao veio de choque; **D)** Plessita em detalhe.

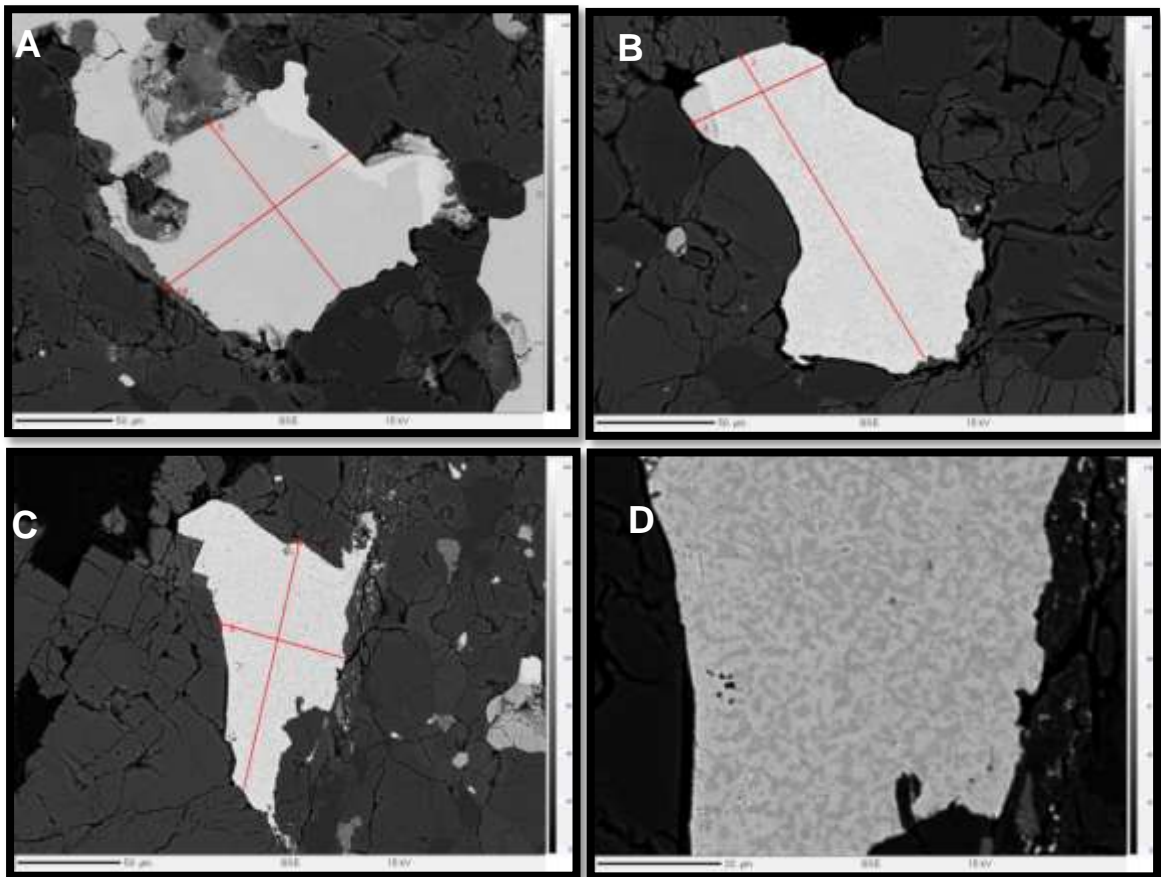
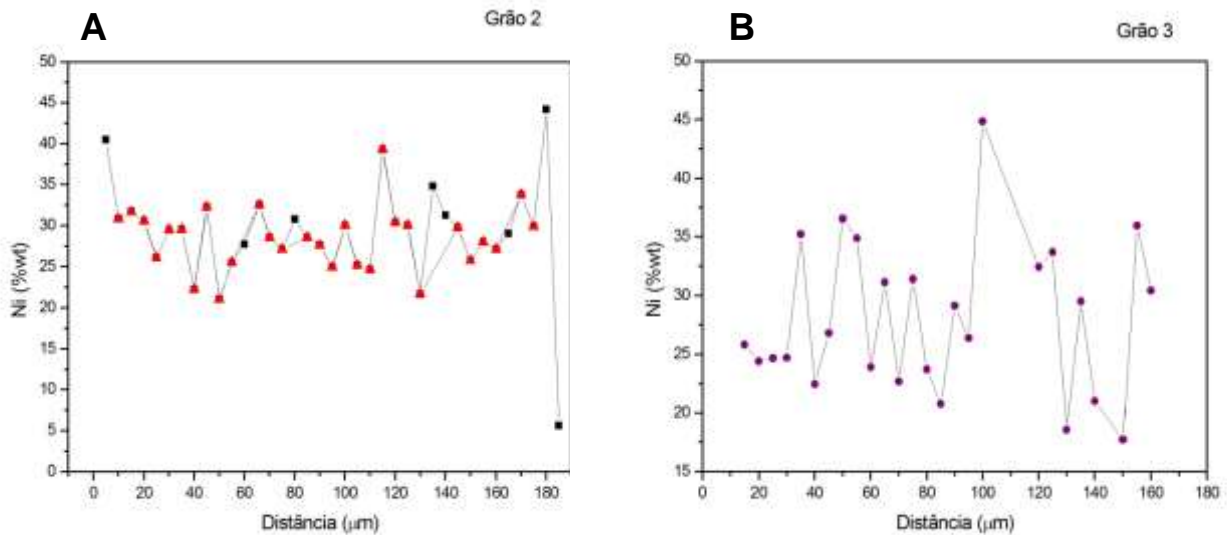


Figura 15: Representação gráfica dos perfis de níquel nos grãos 2 e 3.
A) Grão 2; B) Grão 3.



5.5. Espectroscopia Raman

As análises de espectroscopia Raman foram realizadas a partir de cristais de olivina selecionados de forma aleatória e distribuídos ao longo de toda a lâmina petrográfica. Por ser uma técnica de aplicação rápida, possibilitou que fosse gerada uma sucessão de mais de 25 espectros em um curto intervalo de tempo.

Os espectros Raman adquiridos neste estudo mostram características interessantes. Foi possível observar a presença constante de dois picos principais de maior intensidade em relação aos demais: 821 e 855 cm^{-1} , conforme mostram os quatro espectros da Figura 16. Estes picos estão em concordância com os picos do espectro de forsterita (Fig.17) fornecido pelo banco de dados da Universidade do Arizona, o qual foi utilizado como padrão para comparação. A olivina padrão também apresenta uma série de pico menos intensos de deslocamentos variando entre 200 e 800 cm^{-1} que não são observados nos espectros gerados a partir do condrito. Verificam-se, também, ao menos seis picos menos intensos, marcando valores de 644 , 918 , 1114 , 1185 , 1225 , 1607 cm^{-1} . O pico de 1114 aproxima-se muito do pico

1112 observado na ringwoodita padrão (Fig. 18). Os dados obtidos foram trabalhos no *software* Origin 6.0

Figura 16: Espectros Raman em quatro olivinas diferentes, representativos do total de dados adquiridos.

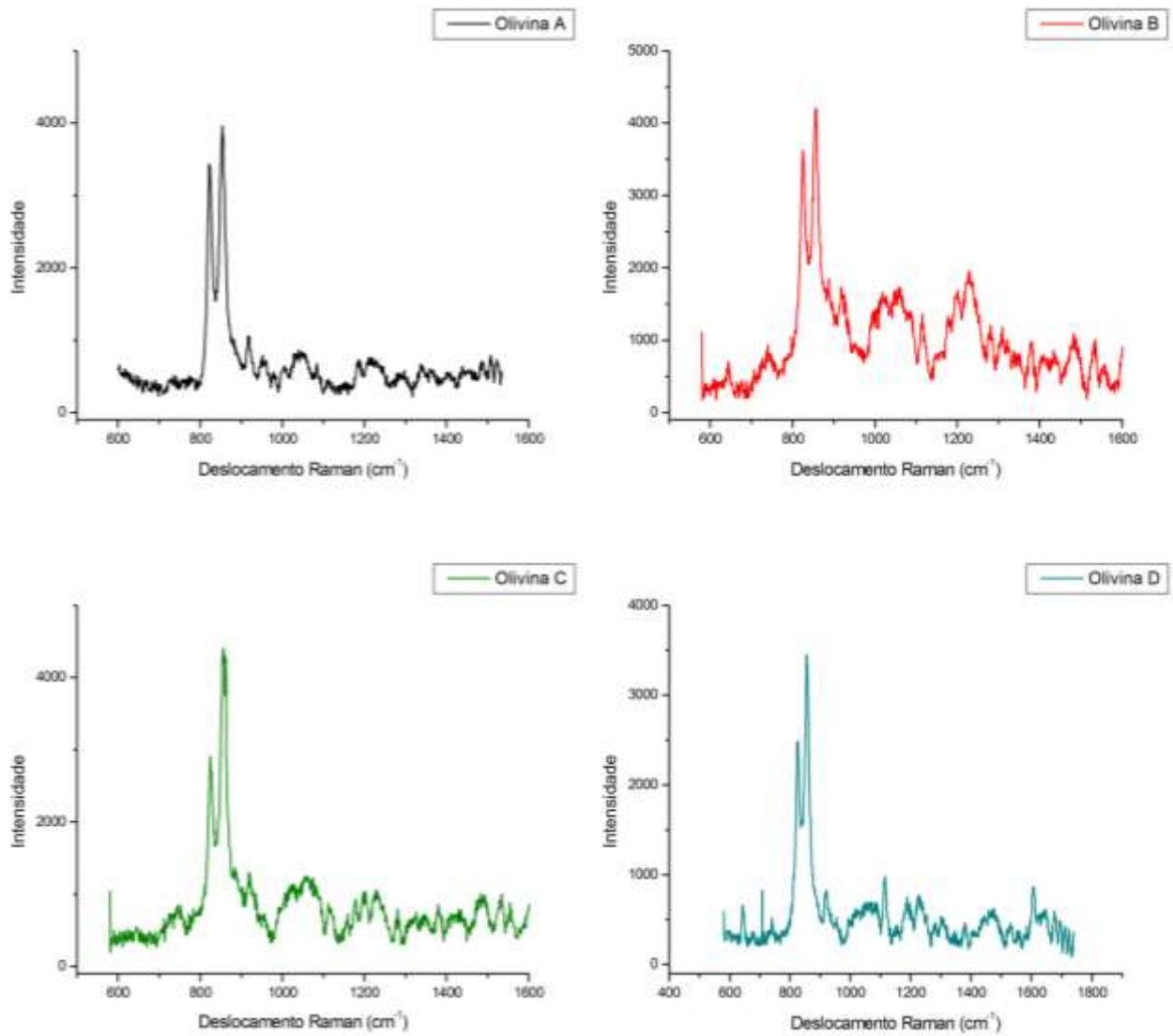
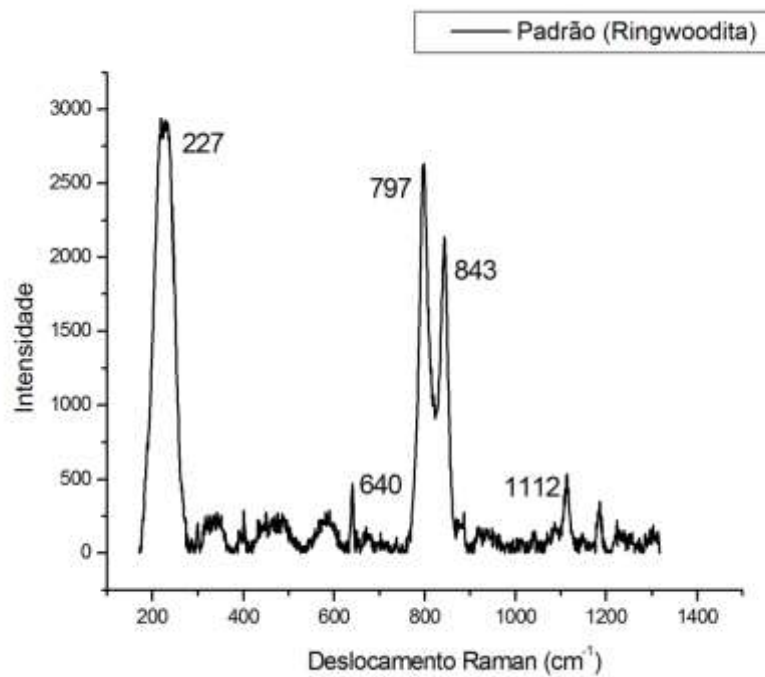
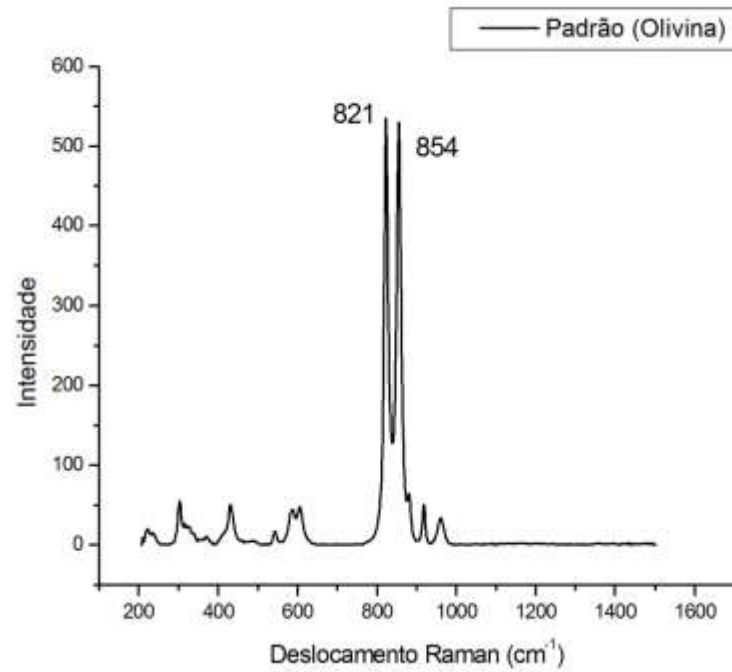


Figura 17: Espectros de forsterita e ringwoodita utilizados como padrão para comparação com os dados obtidos.



6. Discussões

Para Carter, Raleigh e DeCarli (1968), antes que os dados obtidos a partir do estudo de condritos possam ser extrapolados para teorias de origem do Sistema Solar e dos planetas terrestres com propriedade, é preciso entender quatro fatores: 1) a origem dos côndrulos e da matriz; 2) sua história metamórfica; 3) a natureza de seus corpos parentais e 4) sua história deformacional antes de serem atraídos pelo campo gravitacional terrestre.

A formação dos côndrulos ainda é um tema bastante controverso. Existem duas teorias principais. Uma que estima que a formação dos côndrulos ocorreu diretamente a partir da nebulosa solar e outra que diz que estas estruturas são formadas por processos nos corpos parentais, como impactos. Por observações espectroscópicas do cinturão de asteroides, nota-se que a abundância de condritos ordinários não se assemelha com a abundância dos condritos na Terra, sendo consideravelmente menor a presença de condritos ordinários no espaço. As categorias mais primitivas de condritos (CI e CM) não possuem ou possuem até 10% de côndrulos, indicando que o processo de formação dos côndrulos ou foi altamente eficiente ou ocorreu de forma muito localizada (Sears, 1988). Além de cada classe de condrito possuir porcentagem modal específica, elas também possuem uma média de tamanho de côndrulo característica. Esse fato se deve a processos de seleção dos côndrulos, à semelhança daqueles que ocorrem nos sedimentos das rochas sedimentares. Eles podem ser selecionados em função da sua passagem por gás local (seleção aerodinâmica), processos balísticos ou processos abrasivos (Sears, 2004).

As medições dos tamanhos dos côndrulos deste trabalho resultaram em valores diferentes daqueles previstos na literatura. Nos condritos de tipo petrológico 6, os côndrulos pequenos perdem sua identidade e somente os côndrulos grandes

são identificáveis (Huss, Rubin & Grossman, 2006). Symes & Hutchinson (1970) relatam que apenas raros côndrulos são identificáveis no meteorito Putinga. Dessa forma, acredita-se que as medições dos côndrulos identificados não foram representativas do todo, uma vez que também a porcentagem estimada não coincide com aquela documentada por outros autores (Gooding & Keil, 1981; Krot *et al.*, 2014). Outra discrepância observada foi relativa à excessiva abundância de côndrulos de olivina barrada no meteorito Putinga, quando o esperado seriam 3 a 4% do total (Gooding & Keil, 1981).

Outra característica observada por Symes and Hutchison (1970) é a presença de um côndrulo com 7mm de diâmetro composto de uma massa reticulada de minúsculos grãos de olivina com extinção ondulante. Eles apontam para o fato de que esse tipo de extinção não é observado na matriz do condrito. Uma vez que a existência de extinção ondulante implica em algum grau de deformação aplicado sobre a rocha, este pode ser um indício de gêneses diferenciadas para côndrulos e matriz.

A presença de côndrulos compostos é indicativa de que ambos teriam semelhantes temperaturas máximas, densidade de sítios de nucleação e taxas de resfriamento. Indica ainda que ao menos um dos côndrulos estaria em estado líquido no momento da colisão.

Os tipos petrológicos de 4 a 6 descritos por Van Schmus & Wood (1967) pressupõem a homogeneidade composicional dos condritos. O *range* de variação das composições das olivinas e dos piroxênios de baixo cálcio mostraram-se muito restritos, assumindo valores semelhantes tanto nos côndrulos quanto na matriz. O principal processo envolvido para o desenvolvimento dessa característica é o metamorfismo térmico que, para os condritos tipo 6, varia entre 750 a 950°C (McSween *et al.*, 1988). As taxas de resfriamento pós-metamórfico podem variar, desde taxas maiores que 1000K/Ma a 5K/Ma. Assume também que tipos petrológicos mais avançados tendem a resfriar mais lentamente. O metamorfismo térmico nos condritos ordinários é responsável por algumas alterações na rocha, como a integração textural entre côndrulo, matriz e inclusões, através da recristalização dos constituintes. Também é causa do crescimento de grãos e o surgimento de novas fases, bem como da transformação de fases e mudanças na química mineral (homogeneização composicional). As fases metálicas, durante o

metamorfismo térmico, não se equilibram em condritos ordinários devido a lenta difusão (Huss, Rubin & Grossman, 2006).

Os estudos realizados no meteorito Putinga por Keil *et al.* (1978) e Symes & Hutchison (1970) forneceram resultados químicos importantes. Os valores obtidos no presente estudo se mostraram similares. Além de certificar que as análises realizadas foram eficientes, atestam a grande homogeneidade da rocha como um todo. Keil e Symes, acima citados, obtiveram membros finais de Fa 24,8 e 24,3, respectivamente, enquanto nossos cálculos resultaram em 24,6. Os membros finais de Fs foram 21,3 e 21,2, respectivamente, e os nossos foram 21,07.

No estudo conduzido por Keil *et al.* (1978), há a constatação da presença da masquelinita no condrito, como grãos limpos, istrópicos ou levemente anisotrópicos, presente na matriz e em côndrulos. Relata, ainda, que a cromita raramente aparece como agregado. As observações referentes à masquelinita estão em concordância com o que foi observado no presente trabalho, ao contrário do que constatamos relativamente aos agregados de cromita – os quais são observáveis por todo condrito. Todavia, essa pode ser uma questão subjetiva de ponto de vista de abundância de constituintes.

Uma característica comum dos condritos e extremamente abundante no meteorito Putinga, todavia sem relato na literatura, são os bolsões de fusão. As feições observadas a partir das imagens BSE e dos mapas composicionais adquiridos dos bolsões de fusão evidenciam desmistura de fases. Essa desmistura ocorre entre a fase silicática e as fases metálicas, sejam elas sulfetadas ou niqueladas, tornando-se imiscíveis. Sabe-se que os recorrentes choques podem ser responsáveis pela depleção de elementos voláteis e por fusões, tendo um papel significativo no processo de diferenciação.

Há diversas evidências na rocha estudada que apontam para eventos de choque recorrentes. O plagioclásio intersticial, livre de fraturas, é descrito na literatura frequentemente como vidro diaplético, ou seja, originado a partir de fusão por choque. Carter, Raleigh & DeCarli (1968) estimam que todas feições de deformação nos silicatos podem ser explicadas por deformação por choque. Em estudos em condritos com elevados graus de choque, Acosta-Maeda *et al.* (2013) observou que há uma depleção de ferro nos contatos dos grãos de olivina com ringwoodita, o que sugere um fracionamento químico durante a transformação em estado sólido da olivina para ringwoodita. Os nossos estudos com Espectroscopia

Raman mostrou que a fase dominante no meteorito Putinga provavelmente ainda seja a olivina e não a ringwoodita.

As fases fosfatadas encontradas e analisadas são a merrilita (grupo da whitlockita) e a cloroapatita. Jones *et al.* (2014) afirmam que os fosfatos nos condritos ordinários são minerais secundários produto de recristalização no estado sólido em ambientes metamórficos anidros nos corpos parentais. Os minerais fosfatados também podem ter cristalizado a partir de líquidos de fusão parcial e de fusão por impacto (Kring *et al.*, 1999). Jones *et al.* (2014) também sugere que os fosfatos possam ser relacionados a processos de impacto quando relacionados a assembleia cromita-plagioclásio. Rubin (2003) sugere que, durante o impacto, ocorre a fusão preferencial do plagioclásio devido a sua baixa impedância de choque, e que o líquido gerado é incorporado pela cromita adjacente. Esse fato explicaria as quantidades elevadas de alumínio observadas nos cristais de cromita do meteorito Putinga.

Existem diversas maneiras de calibrar o estágio de choque de um condrito. Bennett & McSween (1995) estimam que as variações no padrão normal de distribuição de níquel seja devido a níveis elevados de choque (S5, S6). Os autores também afirmam que a troilita policristalina e presença de plessita indicariam estágio em S5 e S6.

A origem das fases metálicas nos condritos é controversa. Os primeiros estudos, no início do século XX, consideravam-nas produtos secundários. Urey & Mayeda (1959), com seus estudos, mostraram que a grande variedade textural e composicional destes minerais em um mesmo meteorito é evidência da sua origem primária, e que suas características foram adquiridas ainda antes da acreção planetária.

No presente estudo, observaram-se diferenças texturais e químicas intra e intergrãos, que devem refletir feições primárias, podendo ser modificadas por efeitos retrógrados durante o resfriamento. As texturas de intercrescimentos encontradas revelam uma variação dos teores de Ni entre 18 e 36%. Metais com esses teores são discutidos por Zhang *et al.* (1993) mostrando que o intercrescimento se forma abaixo de 250°C. Nessa condição de baixa temperatura, há muito pouca difusão do Ni o que resulta em finas lamelas de exsolução. De acordo com Goldstein & Michael (2006), a exsolução se forma em temperaturas menores que 300°C.

Alguns grãos não apresentam zonação ou outra textura de intercrescimento. Segundo Scott & Clarke (1979), esta fase homogênea é a tetratenita, cujo mecanismo de formação ainda não é bem compreendido, mas que é considerada uma fase cuja temperatura de formação é acima de 400°C (Albertsen *et al.*, 1980). Essa temperatura é suficientemente alta para que a difusão do níquel seja completa no grão, não havendo exsolução. Assim, o tipo de microestrutura da plessita seria controlado pelo teor de níquel e o mecanismo de formação seria a partir da transformação em mais baixa temperatura.

7. Proposta Pedagógica

De forma indireta, este trabalho obteve resultados importantes no âmbito pedagógico. Em muitas universidades do Brasil e do mundo se trabalha com materiais extraterrestres de maneira rotineira, mas no Instituto de Geociências da UFRGS (IGeo UFRGS), apesar da grande aceitação da temática pela comunidade científica, ainda são poucos os que voltam sua força de trabalho e criatividade para este tema. Devido a sua raridade e peculiaridade, esses materiais necessitam tratamento especial, partindo de sua coleta, seu armazenamento, manuseio até sua análise. Para que todas as etapas da pesquisa científica nessa área ocorram com sucesso, é necessário que todos os intermediários deste processo estejam conscientes das particularidades que envolvem os meteoritos. Assim, é necessário criar uma rede de difusão de conhecimento e ensino que percole nos meios universitários, a começar pelo próprio curso de graduação em Geologia do IGeo UFRGS. A introdução de disciplinas básicas voltadas ao ensino de planetologia, incluindo fundamentos de petrografia de aerólitos, siderolitos e sideritos, a possibilidade de desenvolvimento de disciplinas eletivas envolvendo diferentes tópicos relacionados a área, além de palestras e treinamentos, são fundamentais para o desenvolvimento da ciência, difusão do conhecimento e aprimoramento das teorias de evolução planetária, visando a busca da contextualização e entendimento dos processos internos terrestres, aplicados direta ou indiretamente.

Não obstante, deve-se ambicionar que se extrapolem os muros da academia, atingindo a sociedade como um todo. Inserir o estudo da geologia dentro de uma ampla proposição nas escolas de ensino básico instiga a curiosidade de crianças e adolescentes, permitindo que se tornem futuros profissionais com uma visão ampla de mundo, capazes de compreender a grandeza e finitude da Terra. Forma-se, assim, uma relação intrínseca de conexão entre sociedade e planeta Terra, promovendo a inteligência ecológica global em última instância.

Dito isso e como forma de avançar em uma proposta pedagógica para os fins explícitos na introdução acima, sugiro a seguinte abordagem de conteúdo:

1. Origem do Universo;
2. Nucleossíntese;
3. Processos formadores de estrelas;
4. Origem e formação de sistemas solares;
5. Formação de corpos menores do Sistema Solar;
6. Origem e classificação de meteoritos;
7. Processos metamórficos.

8. Conclusões

A partir do trabalho desenvolvido, conclui-se que:

- As ferramentas utilizadas em geologia são adequadas para o estudo de meteoritos;
- Este é um tema que necessita ser abordado sob a ótica geológica, não somente pela física;
- É importante trazer o olhar petrográfico e petrológico, os conhecimentos de geoquímica geral e isotópica, o entendimento de processos metamórficos de baixo e alto grau e de geração de líquidos ígneos;
- No meteorito Putinga, episódios de choques em hipervelocidade foram responsáveis por desmisturar fases e provavelmente fundir masquelinita, mas não foram intensos o suficiente a ponto de transformar as olivinas para ringwooditas.
- O ensino de planetologia deve ser incluso nos currículos dos cursos de geologia de modo a proporcionar o acesso ao conhecimento dos processos iniciais de formação do Sistema Solar e da Terra primitiva.

9. Referências Bibliográficas

- Acosta-Maeda, T. E., Scott, E. R. D., Sharma, S. K. & Misra, A.K. (2013). The pressures and temperatures of meteorite impact: Evidence from micro-Raman mapping of mineral phases in the strongly shocked Taiban ordinary chondrite. *American Mineralogist* 98: 859 – 869.
- Albertsen, J.G. (1981). Tetragonal lattice of tetraenite (ordered Fe-Ni 50-50) from four meteorites. *Physica Scripta* 53: 301-306.
- Bennett, M. E. III. & McSween, H. Y. Jr. (1995). Shock features in iron-nickel metal and troilite of L-group ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 31: p. 255 – 264.
- Carter, N. L., Raleigh, C. B. & DeCarli, P.S. (1968). Deformation of olivine in Stony Meteorites. *Journal of Geophysical Research*, 73: p. 5439 – 5461.
- Dodd, R.T. & Jarosewich, E. (1979). Incipient melting in and shock classification of L-group chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 44: p. 335 – 340.
- Dunlop, J. S. (2011). The Cosmic History of Star Formation. *Science*, 333: p.178 – 181.
- Gladmand, B. & Coffey, J. 2008. Mercurian impact ejecta: meteorites and mantle. *Meteoritics and Planetary Science*, 44(2): p. 285 – 29.
- Goldstein, J.I. & Michael, J.R. (2006). The formation of plessite in meteoritic metal. *Meteoritics & Planetary Science*, 41(4): p. 553 - 570.
- Gooding, J.L. & Keil, K. (1981). Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation. *Meteoritics & Planetary Science*, 16(1): p.17 – 43.
- Hinrichs, R. (2014). Difração de raios X com incidência rasante (GIXRD). In: Técnicas instrumentais não destrutivas aplicadas a gemas do Rio Grande do Sul. Porto Alegre : IGeo/UFRGS, 2014. p. 159 – 172.
- Hinrichs, R. e Vasconcellos, M.A.Z. (2014). Microscopia eletrônica de varredura (MEV) em baixo vácuo. In: Técnicas instrumentais não destrutivas aplicadas a gemas do Rio Grande do Sul. Porto Alegre : IGeo/UFRGS, 2014. p. 93-106.
- Hinrichs, R. e Vasconcellos, M.A.Z. (2014b). Espectroscopia micro-Raman. In: *Técnicas instrumentais não destrutivas aplicadas a gemas do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre : IGeo/UFRGS, 2014. p. 145-157.
- Hoyle, F. (1980). Magnetic fields in star formation. In: *Giant Molecular Clouds in the Galaxy*. Third Gregynog Astrophysics Workshop, p. 313–314.
- Huss, G. R., Rubin, A. E., Grossman, J. N. 2006. Thermal Metamorphism in Chondrites. *Meteorites and the Early Solar System II*, D. S. Lauretta and H. Y. McSween Jr. (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 943: p.567-586.
- Hutchison, R. (2004). Meteorites. University Press, Cambridge, UK.
- Jones, R. H., McCubbin, F. M., Dreeland, L., Guan, Y., Burguer, P. V. & Shearer, C.K. (2014). Phosphate minerals in LL chondrites: A record of the action of fluids during metamorphism on ordinary chondrite parent bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 132: p. 120–140.

- Keil, K., Lange, D., Ulbrich, M.N.C., Gomes, C.B., Jarosewich, E., Roisenberg, A. & Souza, M.J. 1978. Studies of Brazilian meteorites XIII. Mineralogy, petrology and chemistry of the Putinga, Rio Grande do Sul, chondrite. *Meteoritics & Planetary Science*, 13(2): p.165–175.
- Kring D. A., Hill D. H., Gleason J. D., Britt D. T., Consolmagno G. J., Farmer M., Wilson S. & Haag R. (1999). Portales Valley: A meteoritic sample of the brecciated and metal-veined floor of an impact crater of an H-chondrite asteroid. *Meteorit. Planet. Sci.*, (34): p. 663–669.
- Krot A. N., Keil K., Scott E. R. D., Goodrich C. A., & Weisberg M. K. (2014) Classification of meteorites and their genetic relationships. *In: Meteorites and Cosmochemical Processes* (ed. A. M. Davis) Vol. 1, Treatise on Geochemistry 2ed., p. 1-63, Elsevier, Oxford.
- McSween, H.Y., Dodd, R.T. & Sears, D.W.G. (1988) Thermal metamorphism. *In: Meteorites and the Early Solar System* (J.F. Kerridge and M.S. Matthews, eds.), Univ. of Arizona Press, Tucson AZ, 102-113.
- Milton, D.J. & DeCarli, P.S. (1963). Maskelynite: formation by explosive shock. *Science* 140: p. 670 – 671.
- Norton, O. R. & Chitwood, L. A. (2008). Field guide to meteors and meteorites. London: Springer. Chicago.
- Norton, O. R. 2002. The Cambridge encyclopedia of meteorites. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.
- Rubin A. E. (2003). Chromite-plagioclase assemblages as a new shock indicator: implications for the shock and thermal histories of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67: p. 2695–2709.
- Scott, E. R. D. & Clarke, R. S. Jr (1979). Ordering of FeNi in clear taenite from meteorites. *Nature*, 281: P. 360–362.
- Sears, D.W.G. & Dodd, R.T. (1988). Overview and classification of meteorites. *In: Meteorites and the Early Solar System*. Ed. J.F. Kerridge and M.S. Matthews. University of Arizona Press, p. 3 – 31.
- Sears, D.W.G. (1988). Chemical processes in the early solar system: A discussion of meteorites and astrophysical models. *Vistas in Astronomy*, 32, 1-21.
- Sears, D.W.G. (2004). The Origin of Chondrules and Chondrites. Cambridge: Cambridge University Press. 240p.
- Solomon, P. M., Edmunds, M. G. (1980). Giant molecular clouds in the galaxy Third Gregynog Astrophysics Workshop. Pergamon, Oxford.
- Stoffler, D., Keil, K. & Scott, E.R.D. (1991). Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 55: p.3845 – 3867.
- Stoffler, D., Bischoff, A., Buchwald, V. & Rubin A. E. (1988). Shock effects in meteorites. *In Meteorites and the Early Solar System*. (eds. J. F. Kerridge and M. S. Matthews), p. 165 - 202.
- Symes, R. F. & Hutchison, R. 1970. Medanitos and Putinga, two South American meteorites. *Mineralogical Magazine*. 37 (290): 721-723.
- Suess, H. E. (1965). Chemical evidence bearing on the origin of the Solar System. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*. 31(1): p.217-234.

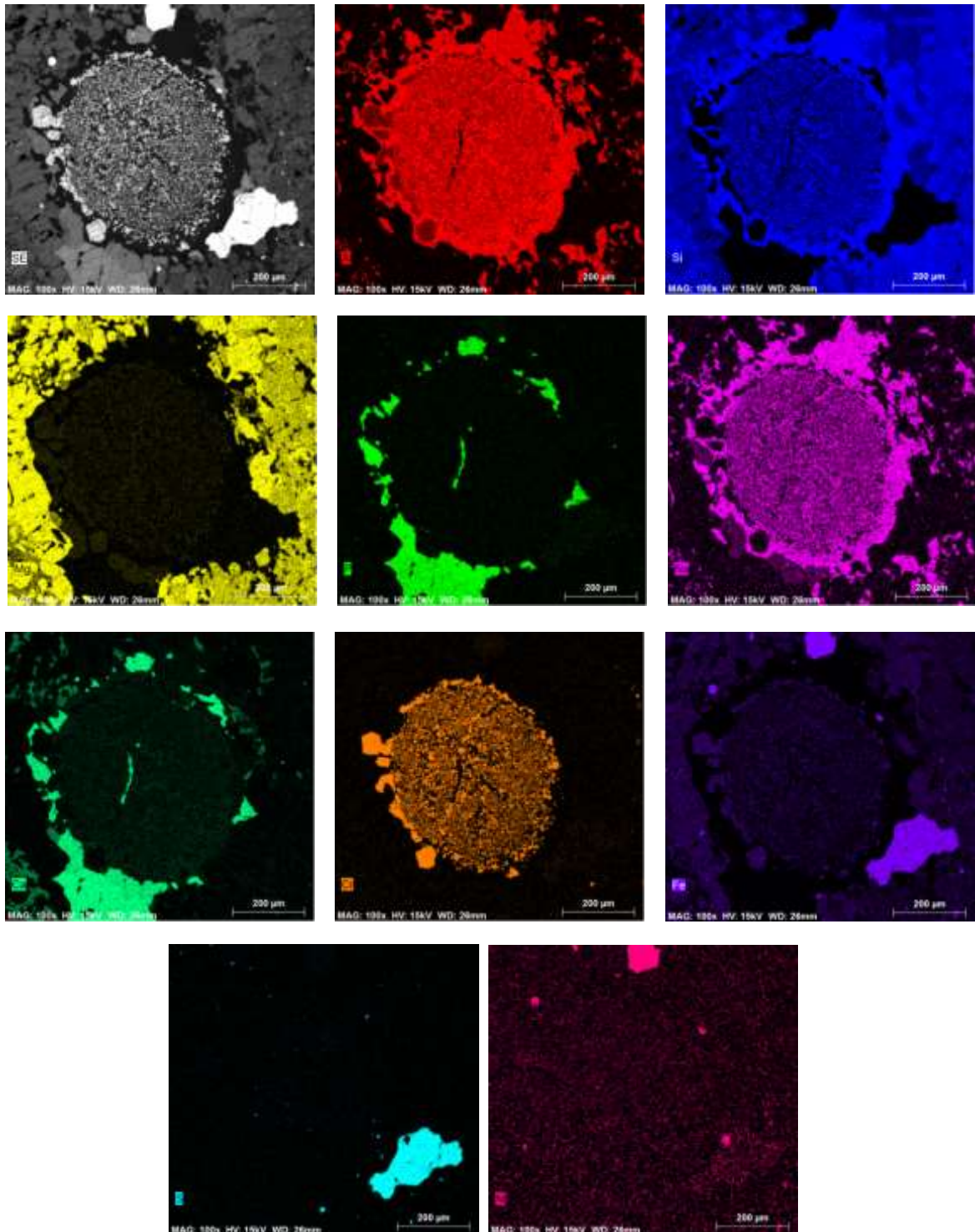
Urey, H.C. & Mayeda, T. (1959). The metallic particles of some chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 17: 113 – 124.

Van Schmus, W. R. & Wood, J. A. 1967. A chemical-petrological classification for the chondritic meteorites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 31: p. 747-765.

Wlotzka F. (1993). A weathering scale for the ordinary chondrites (abstract). *Meteoritics* 28, 460.

Zhang, J., Williams, D.B., Goldstein, J.I. 1993. The microstructure and formation of duplex and black plessite in iron meteorites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 57: p. 3725 – 3735.

Apêndice A – Mapas composicionais de ageado de cromita



Apêndice B – Mapas composicionais de cinco diferentes côndrulos

