

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

METAMORFISMO TÉRMICO DE METEORITOS CONDRÍTICOS SUL-AMERICANOS

Felipe Falco de França

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Lucelene Martins
Departamento de Mineralogia e Geotectônica (IGc-USP)
Coorientador: Msc. Gabriel Gonçalves Silva
Departamento de Química Fundamental (IQ-USP)

Monografia de Trabalho de Formatura
(TF-20/07)

São Paulo
2020

"Happiness is only real when shared"

Cristopher McCandless

Para o Sal.
Que eu possa sempre navegar
em teu mundo estelar.

RESUMO

O presente trabalho avaliou as condições de metamorfismo térmico de cinco condritos ordinários sul-americanos disponíveis no acervo do Museu do Instituto de Geociências (USP): Conquista (H4), Itapicuru-Mirim (H5), Tocache (H5), Minas Gerais A (L6) e Putinga (L6). O estudo destas condições foi realizado por meio de análises petrográficas e por modelamento químico de fases e das composições químicas minerais. Foram geradas pseudosseções e mapas de contornos minerais (isopletras) de modo semelhante ao utilizado para rochas metamórficas terrestres.

A análise textural e mineral permitiu determinar as condições qualitativas de metamorfismo dos condritos. Pelas análises realizadas: o Conquista é o condrito mais próximo às texturas ígneas, com pouca recristalização metamórfica; os condritos Itapicuru-Mirim e Tocache apresentam recristalização metamórfica mais intensa que o Conquista, mas texturas ígneas e agregacionais primárias ainda são reconhecíveis; e os condritos Minas Gerais A e Putinga são os mais intensamente recristalizados entre os estudados, com poucos côndrulos identificáveis e apresentando feições de fusão parcial.

Enquanto a análise textural e mineral permite a definição qualitativa das condições metamórficas, o modelamento químico de fases e composições químicas minerais permite, idealmente, a determinação quantitativa das condições de pressão e temperatura do pico metamórfico ao qual os meteoritos foram submetidos. Dentre os parâmetros calculados, apenas o conteúdo de Ca em ortopiroxênio mostrou condições próximas ao esperado, indicando temperaturas de pico metamórfico entre 750 e 800 °C para condritos de tipo petrológico 5 e 6 e temperaturas menores que 700 °C para tipo 4. No entanto, este valor parece subestimar a temperatura de pico metamórfico de condritos do tipo 6. A dificuldade de obtenção das condições de metamorfismo dos condritos pelo método escolhido pode ser devido ao reequilíbrio químico dos minerais estudados, e também a necessidade de adequação do sistema químico utilizado, calibrado para rochas mantélicas terrestres, às condições de formação dos condritos.

ABSTRACT

The research here presented evaluated the conditions of thermal metamorphism of five South American ordinary chondrites available on the collection of the Institute of Geosciences Museum (USP): Conquista (H4), Itapicuru-Mirim (H5), Tocache (H5), Minas Gerais A (L6) and Putinga (L6). The investigation of these conditions was realized through petrographic analysis and chemical modelling of phase and mineral composition. Pseudosections and mineral contour maps (isopleths) were generated, similarly to what is used for terrestrial metamorphic rocks.

The textural and mineral analysis allowed the determination of qualitative metamorphic conditions of the chondrites. It was found that: the Conquista chondrite is the one with textures nearest to igneous, showing low degree of metamorphic recrystallization; the Itapicuru-Mirim and Tocache chondrites show more intense metamorphic recrystallization than the Conquista chondrite; and the Minas Gerais A and Putinga chondrites are the ones with the highest degree of metamorphic recrystallization, with only a few of the chondrules identifiable and showing features of partial melting.

While the textural and mineral analysis allows for the definition of qualitative metamorphic conditions, the chemical modelling of phase and mineral composition allows, ideally, to determine the quantitative peak metamorphic conditions of pressure and temperature to which the chondrites were subjected. Between the calculated parameters, only the Ca content in orthopyroxene showed conditions close to what is expected, indicating peak metamorphic temperatures between 750°C and 800°C for chondrites of petrologic types 5 and 6 and temperatures lower than 700°C for type 4 chondrites. However, these values seem to underestimate the peak metamorphic temperature for type 6 chondrites. The difficulties of obtaining the metamorphic conditions for the analyzed chondrites could be because of chemical reequilibration of the studied minerals, but also shows a need of better fitting of the chemical system used, calibrated for terrestrial mantle rocks, to the conditions related to chondrite formation.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos aqueles que me auxiliaram durante essa longa jornada da Monografia. Agradecimentos muito mais que especiais aos meus orientadores, Prof^a Dr^a Lucelene Martins e Msc. Gabriel Gonçalves Silva. O carinho, a atenção, o suporte, as discussões, as patadas e, mais que tudo, o amor que vocês proporcionam a mim por todos esses anos de trabalho conjunto. Sem vocês eu não teria passado por nem um décimo do crescimento pessoal e profissional que eu vivi desde o começo deste processo. Agradeço também aos demais integrantes do Grupo de Estudos de Meteorítica do IGc-USP, Gaston E. E. Rojas, praticamente meu segundo co-orientador, ajudando imensamente por todo este ano, e Sheila Schuindt do Carmo, por tantas alegrias e aleatoriedades e por sempre estar lá quando eu precisava de ajuda.

Agradeço ao Prof. Dr. Renato Moraes, ao Prof. Dr. Caio Arthur Santos e ao Prof. Dr. Rafael Gonçalves da Motta. por toda a paciência e disponibilidade e pela imensa ajuda durante o árduo processo de aprendizado dos *softwares* THERMOCALC e TCInvestigator.

Agradeço a todos os meus amigos, que mantiveram minha mente saudável em períodos de crise iminente. Foi um ano difícil, com inúmeras pedras (batólitos, na verdade) no meio do caminho e testes para a minha sanidade, mas a conclusão desta importante etapa da minha vida me dá a liberdade de gritar bem alto: “eu sobrevivi!”. E eu com certeza não poderia fazer isso se não tivesse o auxílio das pessoas incríveis e maravilhosas que me rodeiam dia a dia. E dentre todas estas pessoas, em especial agradeço a Salvador Gomez Castillo, minha alma gêmea, meu noivo, minha razão de acordar cada manhã com a vontade e força de me tornar, pouco a pouco, uma pessoa melhor do que eu fui ontem. Você é o sol que ilumina meus dias e o farol que ilumina todas as minhas noites.

Agradeço também aos meus pais, em especial pela ajuda imensa que eles me deram em um dos períodos mais escuros que eu já passei na minha vida, em Fevereiro deste ano. Sem vocês eu, literalmente, não existiria hoje, e eu agradeço a cada segundo por tudo que vocês já me deram.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS E METAS	2
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	2
3.1. Classificação dos meteoritos	2
3.2. Classificação de condritos com base na química e mineralogia	5
3.3.1 Classificação segundo o grau de choque	9
3.2.2 Classificação segundo o grau de intemperismo	10
3.3. Metamorfismo de meteoritos condríticos	12
4. MATERIAIS E MÉTODOS	18
4.1. Materiais	19
4.2. Análises petrográficas	19
4.3. Análises químicas	19
4.3.1 Química mineral	19
4.3.2 Química de rocha	20
4.4. Modelamento químico de fases e composições minerais	21
5. RESULTADOS OBTIDOS	21
5.1. Descrição e caracterização petrográfica	22
5.2.1 Conquista	22
5.2.2 Itapicuru-Mirim	24
5.2.3 Tocache	26
5.2.4 Minas Gerais A	28
6.2.5 Putinga	28
5.2. Química de rocha	32
5.3. Química Mineral	34
5.4. Pseudosseções metamórficas e contornos minerais	36
5.3.1 Pseudosseções metamórficas	36
5.3.2 Contornos minerais	40
6. DISCUSSÃO	44
6.1. Determinação dos tipos petrológicos: caracterização mineral e textural	44
6.2. Determinação do metamorfismo termal: pseudosseções e modelamento dos contornos minerais	46
6.3. Determinação das condições de choque e intemperismo e sua importância	49
7. CONCLUSÕES	51
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	52

1. INTRODUÇÃO

Os meteoritos são fragmentos sólidos provenientes dos diferentes planetas, satélites, asteroides e, possivelmente cometas do sistema solar que interceptaram a órbita terrestre e resistiram à entrada em sua atmosfera e ao impacto na superfície (e.g., Norton & Chitwood, 2008). Estes fragmentos representam importante fonte de informação sobre a origem, formação e evolução do sistema solar. A classificação mais ampla dos meteoritos considera se esses corpos passaram ou não por processos de diferenciação planetária desde a sua formação, diferenciando-os entre condritos (não diferenciados) e não-condritos (diferenciados em diferentes graus). Para se realizar a classificação primária de um meteorito, consideram-se suas características texturais, mineralógicas e químicas. Esta etapa de classificação é fundamental para estabelecer parâmetros de classificação secundária, como o grau de metamorfismo (termal e de choque) e intemperismo terrestre (Krot *et al.*, 2014).

Os meteoritos condríticos representam corpos rochosos que foram relativamente pouco modificados química e texturalmente desde que começaram a se formar, há 4,66 Ga (Krot *et al.*, 2014). Assim, seu estudo fornece informações sobre as condições iniciais de origem dos corpos planetesimais, que geraram os proto-planetas, a partir da poeira nebular remanescente da formação do Sol. A maioria dos condritos já sofreu algum tipo de modificação por processos geológicos secundários desde que se originaram. Entre os processos de metamorfismo experienciados pelos materiais condríticos existem as alterações aquosas, o aquecimento local devido à proximidade da amostra a zonas afetadas por impactos no corpo parental, e aquecimento de grandes áreas do corpo parental devido ao decaimento radioativo sem, contudo, haver derretimento da amostra (Scott & Krot, 2014).

A caracterização do grau de metamorfismo para fins de classificação atual dos meteoritos se baseia, sobretudo, em seu estudo petrográfico (Van Schmus & Wood, 1967; Krot *et al.*, 2014), que é bastante subjetivo e não permite estabelecer de forma quantitativa as condições de pressão (P) e temperatura (T) do metamorfismo. Neste contexto, Johnson *et al.* (2016) procuraram determinar quantitativamente as condições metamórficas de condritos ordinários através da construção e análise de pseudosseções metamórficas, de modo semelhante ao utilizado para determinar as condições de metamorfismo em rochas terrestres. Os autores confeccionaram pseudosseções com base no sistema químico NCFMASOCr, descrito em Jennings & Holland (2015), utilizando dados de composição química de rocha total e de química mineral reunidos em Nittler *et al.* (2004) para meteoritos condríticos. Desse modo, os autores foram capazes de determinar as condições de P e T para o metamorfismo de meteoritos condríticos (de diferentes classes e graus metamórficos), e comparar esses valores com outros já bem estabelecidos na literatura obtidos por análises petrográficas, químicas e isotópicas.

Neste contexto, no presente trabalho de formatura dados da literatura sobre meteoritos condríticos sul-americanos foram revisitados a fim de determinar as condições de P-T registradas pelos meteoritos condríticos, com base em suas características petrográficas e em modelamento do equilíbrio de fases minerais, conforme descrito por Johnson *et al.* (2016). As amostras selecionadas fazem parte acervo do Museu de Geociências do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP).

2. OBJETIVOS E METAS

O objetivo principal deste trabalho de formatura foi caracterizar de forma qualitativa e quantitativa as condições de pico metamórfico às quais foram submetidos alguns meteoritos condríticos sul-americanos. A caracterização dos processos registrados nos meteoritos, enquanto ainda estavam no corpo parental, é fundamental para compreendermos os estágios iniciais de formação do sistema solar. Para alcançar o objetivo principal foram necessárias atingir as seguintes metas: (1) selecionar amostras disponíveis no acervo do Museu de Geociências do IGc-USP, para as quais pudessem ser obtidas a caracterização mineralógica e textural; (2) compilar dados de química mineral e de rocha-total disponíveis na literatura; (3) proceder a análise petrográfica e o modelamento das condições de equilíbrio químico da fases minerais, a fim de estabelecer as condições metamórficas; (4) e determinar as condições de intemperismo e choque.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. Classificação dos meteoritos

A classificação completa de um meteorito compreende essencialmente duas etapas principais de análises, uma petrográfica e outra química. O sistema de classificação geral mais aceito para os meteoritos separa-os em dois grandes clãs: meteoritos condríticos e não-condríticos (Krot *et al.*, 2014; Weisberg *et al.*, 2006). Os condritos, ou meteoritos condríticos, principal objeto de estudo deste trabalho, representam as rochas mais primitivas do Sistema Solar, e são partes de corpos não-diferenciados (Figs. 1A, B e D) (Krot *et al.*, 2014; Grady *et al.*, 2014). Isso significa que não passaram por fusão total ou parcial generalizada durante sua história, muito embora alguns possam registrar fusão parcial localizada. Os meteoritos não-condríticos, por sua vez, são provenientes de corpos celestes que apresentavam tamanho e condições de pressão e temperatura suficientes para a fusão parcial ou total generalizada de suas rochas (Krot *et al.*, 2014; Grady *et al.*, 2014). A fusão desses meteoritos ainda no corpo parental é possibilitada, em grande parte, pelo calor liberado pelo decaimento radioativo de ^{26}Al presentes nesses corpos (Krot *et al.*, 2014; Huss *et al.*, 2006).

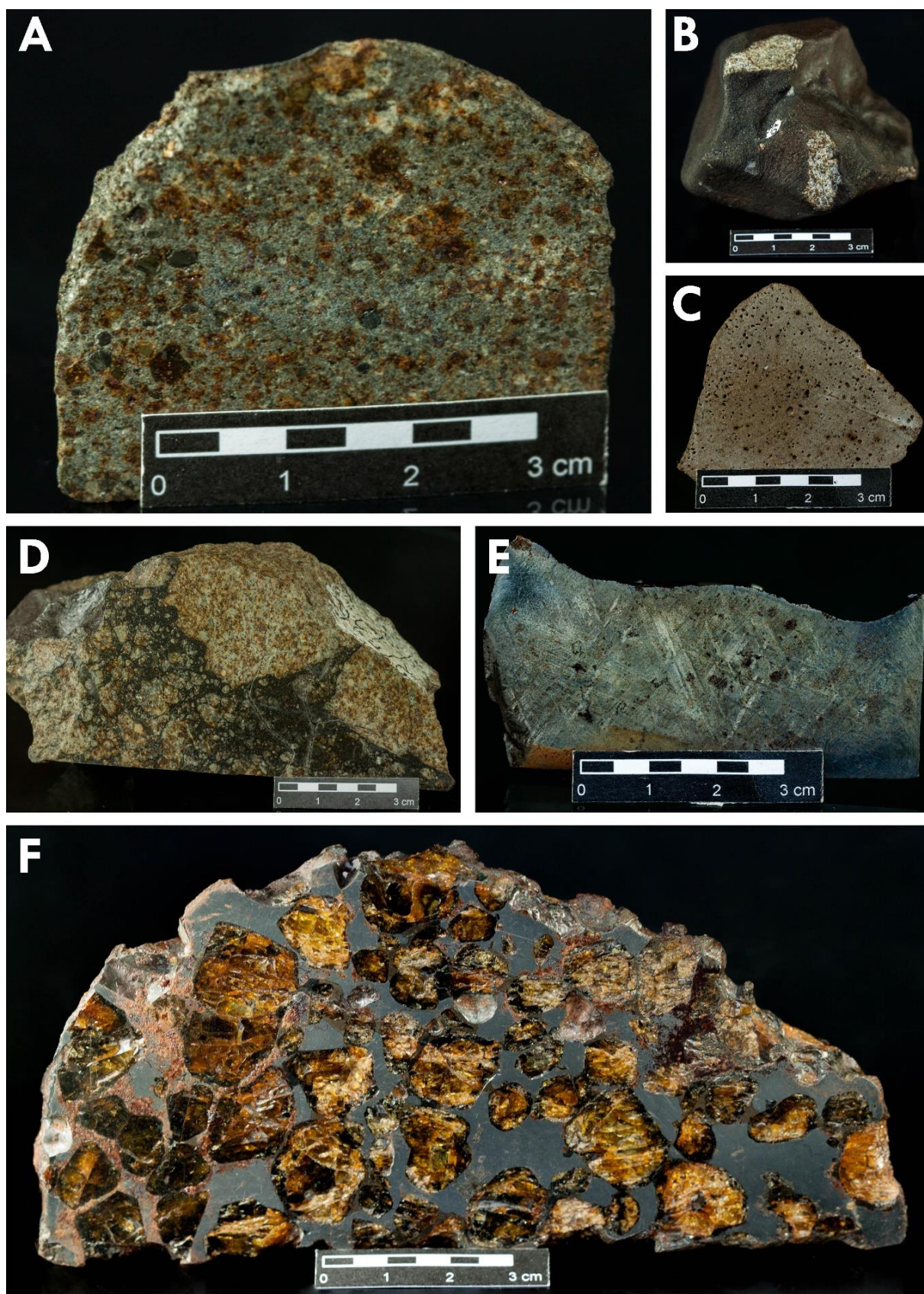


Figura 1 - Fotografias macroscópicas dos diferentes tipos de meteoritos de amostras pertencentes ao Museu de Geociências - USP. **A)** Condrito ordinário Mafra (L3-4). **B)** Condrito ordinário Marília (H4) apresentando crosta de fusão bem desenvolvida. **C)** Acondrito Ibitira, classificado como um Eucrito, um tipo de acondrito semelhante em mineralogia e textura à um basalto vesiculado, proveniente do asteroide Vesta. **D)** Condrito ordinário brechado Paranaíba (L6). A rocha apresenta fragmentos angulosos, onde os fragmentos mais claros indicam as porções menos alteradas pelo choque. **E)** Meteorito metálico (siderito) proveniente do estado de Kansas, EUA. **F)** Meteorito pallasito Quijingue. É possível ver as duas fases minerais de um pallasito: os cristais de olivina, aparecendo marrom-esverdeados na foto, imersos na liga metálica.

Após a fusão, a ação gravitacional sobre as fases imiscíveis leva à consequente separação da fase rochosa, que, por ser menos densa, passa a se localizar nas porções externas do corpo, semelhante à crosta terrestre, e da fase metálica, mais densa, que passa a se localizar nas porções centrais do corpo, semelhante ao núcleo terrestre. Há ainda poucos espécimes rochosos-metálicos (ou ferro-rochosos) provenientes da interface entre manto e núcleo ou de processos de impacto (Krot *et al.*, 2014; Scott 2007; Wasson & Rubin, 1985).

Os meteoritos originários da fase rochosa destes corpos parentais diferenciados são ricos em minerais silicáticos, e são chamados de acondritos (Fig. 1C). Estes podem ser subclassificados em diversos grupos de acordo com sua composição, textura e origem (incluindo meteoritos marcianos e lunares) (Weisberg *et al.*, 2006). Já os meteoritos originários da fase metálica são chamados de meteoritos ferrosos ou sideritos (Fig. 1E), e os minerais que os compõem são sobretudo ligas de Fe-Ni (kamacita e taenita) e sulfetos de Fe (troilita). Estes meteoritos são subclassificados de acordo com a composição química (concentração de demais elementos siderófilos) e padrões da estrutura cristalina dos minerais (Weisberg *et al.*, 2006).

Os meteoritos ferro-rochosos, por sua vez, podem ser classificados entre pallasitos e mesossideritos. Pallasitos são meteoritos com cristais euédricos de olivina imersos em matriz metálica (Fig. 1F). Acredita-se que estes meteoritos representem o material cumulático formado na interface manto-núcleo de asteroides, ou ainda uma mistura de materiais de manto e núcleo gerada por impactos em asteroides diferenciados (Scott, 2007). Os mesossideritos são meteoritos brechados que apresentam proporções semelhantes de fragmentos metálicos e rochosos basálticos. Estes meteoritos provavelmente foram gerados por grandes colisões de asteroides diferenciados (Wasson & Rubin, 1985).

A característica mais importante para a definição de meteoritos condriticos é a presença de pequenas esférulas minerais em seu interior, chamadas de côndrulos (Weisberg *et al.*, 2006), embora uma das classes de condritos, os condritos carbonáceos do tipo CI, podem não apresentar côndrulos visíveis por conta de alteração hidrotermal intensa (Grady *et al.*, 2014; Krot *et al.*, 2014). A hipótese mais aceita é que estas esférulas tenham sido cristalizadas como gotas a partir de grãos de poeira fundidos quando estes se encontravam próximos do Sol, sendo posteriormente afastados pelo vento solar. No entanto, os mecanismos exatos de fusão, cristalização e agregação dos côndrulos ainda são debatidos na comunidade científica (Grady *et al.*, 2014; Krot *et al.*, 2014; Hewins *et al.*, 2005). Outros elementos que compõem os meteoritos condriticos, além dos côndrulos, são: (1) inclusões refratárias, que podem ser inclusões ricas em cálcio e alumínio (CAIs) ou agregados ameboides de olivina (AOAs); (2) flocos metálicos, que consistem de minerais opacos de formatos, em geral, irregulares, como ligas de Fe-Ni (kamacita, taenita e tetrataenita, dependendo do teor de Fe/Ni), mas que podem estar ausentes em alguns tipos

de meteoritos carbonáceos também devido a oxidação gerada pela intensa alteração hidrotermal, e sulfetos de Fe (troilita); (3) e matriz, composta de minerais (em geral, os mesmos minerais encontrados nos côndrulos do meteorito) de granulometria muito fina a vítrea, dispersos pela rocha de forma intersticial aos outros componentes.

Por não terem passado por processo de fusão generalizada em seu corpo parental, os condritos preservam em seu interior (total ou parcialmente) a textura agregacional de seus diferentes componentes no momento de formação deste corpo parental, que é característica deste clã (Weisberg *et al.*, 2006).

Enquanto os meteoritos ferrosos e ferro-rochosos são de fácil identificação por conta da presença abundante de ligas de Fe-Ni praticamente inexistentes em rochas terrestres, os acondritos não são tão facilmente identificados ao olho nu, uma vez que representam, em sua maioria, rochas semelhantes às encontradas na Terra em questões mineralógicas e texturais. Sendo assim, a identificação de acondritos se dá majoritariamente através de identificação de feições de entrada na atmosfera terrestre, como presença de crosta de fusão, orientação da amostra, linhas de fluxo, entre outras, ou por identificação de composições, proporções e texturas minerais específicas de acondritos, ou ainda por análises químicas gerais ou isotópicas que indiquem para a origem extraterrestre da rocha. Já a identificação de condritos se dá principalmente pela identificação de côndrulos no interior da rocha (também inexistentes em rochas terrestres) e a presença de flocos metálicos, podendo ser corroborada por outros elementos como feições de entrada na atmosfera, texturas agregacionais e análises químicas e isotópicas características de condritos (Norton, 1994; Norton & Chitwood, 2008).

3.2. Classificação de condritos com base na química e mineralogia

Os meteoritos condrícticos ou primitivos podem ser subclassificados em três classes distintas, de acordo com suas características primárias: enstatitos (E), ordinários (O) e carbonáceos (C). Há ainda alguns raros condritos que não podem ser agrupados em nenhuma destas três classes, classificados em três grupos distintos: Kakangaritos (K), Rumurutitos (R), ou não-agrupados. Cada uma destas classes apresenta composições minerais que refletem características mais redutoras (próximas ao protosol) ou oxidantes (distantes do protosol) do ambiente em que se formaram. A Tabela 1 abaixo descreve algumas características químicas e texturais de cada classe de condritos, e a Figura 2 apresenta fotomicrografias dos diferentes tipos de condritos.

Os condritos carbonáceos apresentam abundâncias relativamente altas de C ou H₂O, e representam os meteoritos menos fracionados quimicamente em relação à composição do Sol (especialmente os condritos do grupo CI) (Krot *et al.*, 2014). A classificação desses meteoritos reflete o tipo de corpo parental do qual eles se originaram, sendo essencialmente uma classificação química (grupos CI, CM, CR, CH, CB, CV, CK, CO).

Tabela 1 - Classificação dos meteoritos em classes e grupos de acordo com critérios petrográficos e químicos (modificado de Krot et al., 2014 e Weisberg et al, 2006)

	Carbonáceos								Ordinários			Enstatitos		Sem Classe	
	CI	CM	CO	CR	CH	CB	CV	CK	H	L	LL	EH	EL	K	R
CAI + AOA (vol%)	«1	5	13	0,1	<0,1	10	10	4	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Côndrulos (vol%)	«1	20	48	≈70	30-40	45	45	15	60-80	60-80	60-80	60-80	60-80	27	>40
Matriz (vol%)	>99	70	34	5	<5	40	40	75	10-15	10-15	10-15	<0,1	<0,1	60	30
Metal (vol%)	0	0.1	1-5	20	60-70	0-5	0-5	<0,01	8,4	4,1	2,0	10,1	10,2	7,4	<0,1
Diâmetro médio dos côndrulos (mm)	-	0.3	0.15	0.02	0,1-0,2	1	1	0.7	0.3	0.7	0.9	0.2	0.6	0.6	0.4

Os condritos enstatitos representam rochas formadas em condições extremamente redutoras do disco protoplanetária. Esta característica é evidenciada pela mineralogia rica em enstatita (piroxênio rico em Mg e com teores muito baixos de Fe) de seus côndrulos, indicando que a grande maioria do Fe destes meteoritos encontra-se na forma reduzida, em ligas metálicas de Fe-Ni ou em sulfetos de Fe, e não na forma mais oxidada, nos silicatos, como é comum para as outras classes de condritos (Krot et al., 2014). A mineralogia destes condritos pode ser vista na Figura 2D. Constituindo aproximadamente 2% de todos os meteoritos rochosos estudados, estes meteoritos também apresentam como minerais acessórios alguns minerais indicativos de ambiente redutor como sulfetos e nitretos incomuns, como niningerita, alabandita e osbornita (Krot et al., 2014).

Os condritos ordinários compõem mais de 85% das quedas e mais de metade de todos os meteoritos já recuperados (Norton & Chitwood, 2008; Weisberg et al, 2006), sendo assim a classe de meteoritos mais numerosa dentre todas. Sua identificação pode ser química, mas alguns fatores petrográficos também permitem diferenciá-los: a alta abundância de côndrulos, com côndrulos não porfiríticos e ricos em FeO sendo comuns e ricos em Al sendo raros (Krot et al., 2014); raridade de CAIs e AOAs; e maior variação no grau de metamorfismo termal (Krot et al., 2014). Sua composição mineralógica típica envolve proporções semelhantes (da mesma ordem de grandeza, variando entre grupo, tipo petrológico e espécime) de piroxênios e olivinas. Também ocorre a presença relevante de feldspatos e proporção variada de fases opacas (kamacita, taenita, troilita e cromita, principalmente), além de outros minerais acessórios, como fosfatos (merrillita e Cl-apatita), espinélios e cobre nativo (Krot et al., 2014). Suas feições típicas podem ser observadas nas Figuras 2B e 2C.

A classe dos condritos ordinários pode ser subdividida em três grupos, de acordo com seu conteúdo de Fe: H, com alto teor de Fe total; L, com baixo teor de Fe total; e LL, que além de apresentar baixo teor de Fe total, também apresenta baixa proporção de Fe metálico em relação ao Fe total (Ktro et al., 2014).

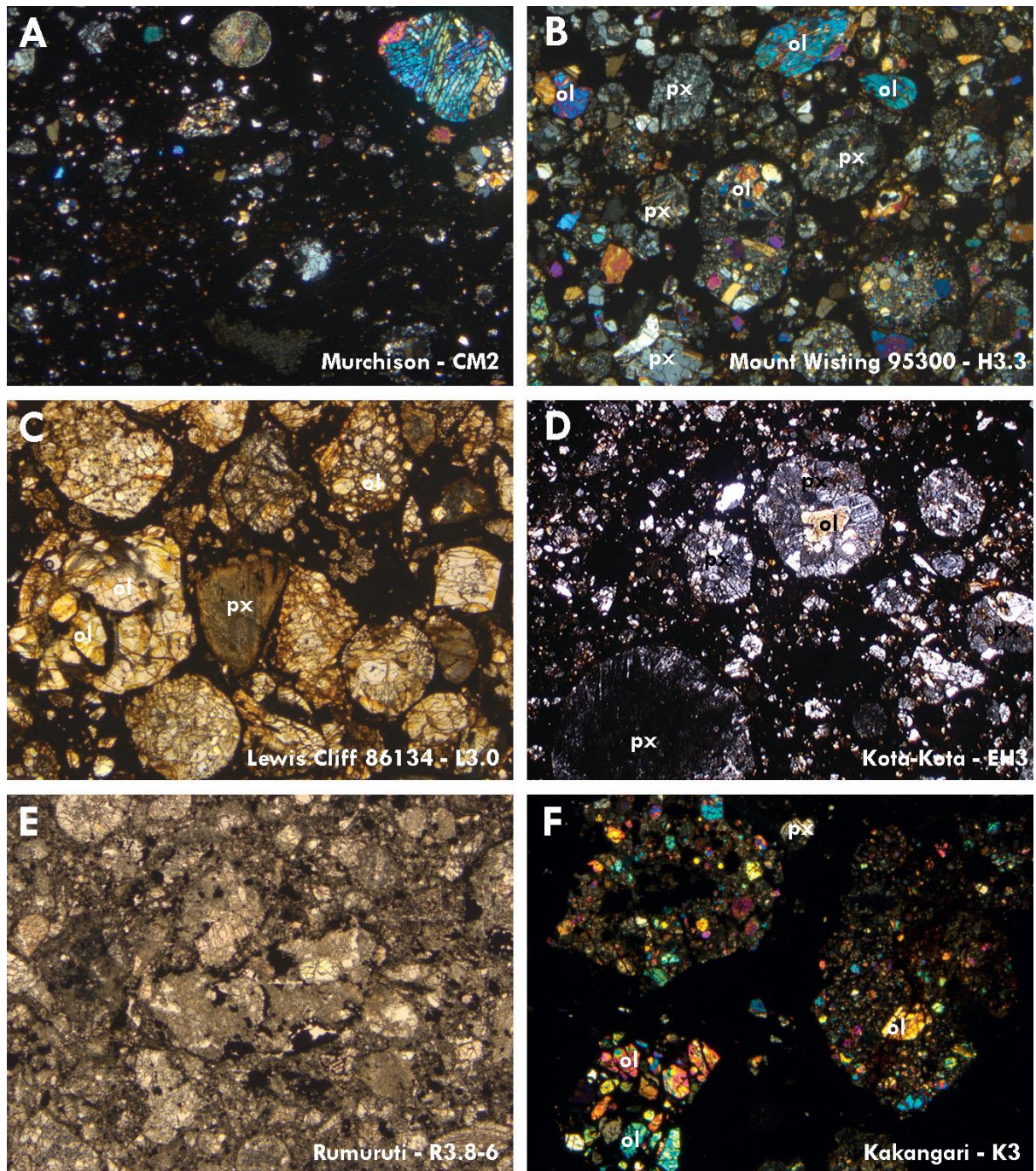


Figura 2 – Fotomicrografias das diferentes classes de condritos. **A)** Meteorito carbonáceo Murchison (CM), apresentando matriz muito escura e proporção matriz/côndrulos elevada em comparação com condritos ordinários (polarizadores cruzados) **B)** Condrito ordinário H Mount Wisting 95300 sob luz transmitida com polarizadores cruzados. Nota-se a alta proporção de côndrulos e a mineralogia distinta quando comparada aos meteoritos carbonáceos, com abundância de cristais de olivina, de maior birrefringência. **C)** Condrito ordinário Lewis Cliff 86134 (L) sob luz transmitida plano-polarizada. **D)** Enstatito Kota-Kota (EH) sob luz transmitida com polarizadores cruzados. Nota-se a raridade de cristais de olivina no meteorito (com um cristal visível na parte central da foto, de coloração alaranjada) e a alta proporção de piroxênio e fases opacas. **E)** Condrito Rumuruti (Rumurutito) visto sob luz transmitida plano-polarizada. O meteorito apresenta textura brechada. **F)** Condrito Kakangari (Kakangarito) sob luz transmitida com polarizadores cruzados. A matriz é escura e de granulação muito fina. **Abreviações:** px = piroxênio, ol = olivina. **Largura das fotos:** 3,45 mm. **Fonte:** Extraído e modificado de Grady et al (2014).

Apesar da distinção entre grupos ser essencialmente química (proporção de fases oxidadas e reduzidas de Fe em relação à composição total), estas distinções apresentam reflexo na petrografia dos condritos. Os condritos H apresentam maior proporção de fase metálica em relação a condritos L e LL, e os condritos LL apresentam maior proporção Piroxênio/Olivina do que condritos L, além de menor proporção de Fe nestes minerais. Exemplos de condritos H e L podem ser observados, respectivamente, nas Figuras 2B e 2C.

Além de suas características primárias, que dizem respeito à química, mineralogia e texturas originais de um condrito presentes desde sua formação, um condrito apresenta também características secundárias, que modificam o meteorito após sua formação. Estas características podem ser sintetizadas em três diferentes tipos de classificação secundária. São estas: (1) seu tipo petrológico, dizendo respeito ao grau de alteração metamórfica (térmica ou hidrotermal) sofrida pelo meteorito; (2) seu grau de choque, que se refere à história de choque do corpo parental enquanto ainda no espaço; (3) e seu grau de intemperismo, relacionado com a intensidade do intemperismo que agiu sobre o meteorito após a queda na Terra. As Tabelas 2, 3 e 4 descrevem resumidamente a identificação do tipo petrológico, grau de choque e de intemperismo de condritos, mas o esquema de identificação do grau de metamorfismo dos condritos será melhor descrito na seção 3.4.

Tabela 2 - Tabela de determinação do grau de choque a que foi submetido o meteorito, utilizada sobretudo para condritos ordinários e enstatitos (modificado de Fritz et al., 2017 e Grady et al., 2014). **Abreviações:** PDF = feições de deformação planar; Wds = wadsleita, Rwd = ringwoodita, Maj = majorita, Bdm = bridgmanita, Fpc = ferropericlásio.

Estágio de choque	Efeitos do equilíbrio à máxima pressão de choque		Efeitos locais	Mineralogia de zonas localizadas de fusão	Pressão de choque (Gpa)
	Olivina	Plagioclásio			
S1, não sofreu choque	Extinção óptica regular, fraturas irregulares		Nenhum	-	< 4-5
S2, choque muito fraco	Extinção ondulante, fraturas irregulares		Nenhum	-	5-10
S3, choque fraco	Fraturas planares, extinção ondulante, fraturas irregulares	Extinção ondulante	Veios de choque opacos; formação incipiente de <i>melt pockets</i> , por vezes interconectados	Vidro, fases de baixa pressão (LP) e possivelmente alta pressão (HP) como Wds, Rwd e Maj	15-20
S4, choque moderado	Mosaicismo fraco, fraturas planares	Extinção ondulante, parcialmente isotrópico, PDFs	<i>Melt pockets</i> , veios de <i>melt</i> interconectados, veios de choque opacos	Vidro, fases LP e possivelmente HP (Wds, Rwd, Maj, Bdm, Fpc)	25-35
S5, choque forte	Mosaicismo intenso, fraturas planares e PDFs.	Maskelynita	Formação pervasiva de <i>melt pockets</i> , veios e diques; veios de choque opacos	Vidro, fases LP e possivelmente HP (Wds, Rwd, Maj, Fpc). Bdm em reação reversa.	45-60
S6, choque muito forte	Mosaicismo forte, PDFs. Recristalização em estado sólido e manchas escuras marrons.	Fundido por choque com estruturas de fluxo, vesículas e fusão de minerais adjacentes; recristalização.	Como S5	Vidro, vidro devitrificado, fases LP, cristais de olivina sofrendo branqueamento e recristalização.	>60
Fusão por choque	Fusão completa da rocha (rochas de <i>impact melt</i> e brechas de <i>melt</i>)				

3.3.1 Classificação segundo o grau de choque

O grau de choque de um condrito é identificado, sobretudo, por meio de feições de deformação dos minerais constituintes da rocha e pela presença de veios e/ou bolsões de fusão por choque. A classificação de condritos ordinários segundo seu grau de choque mais aceita atualmente foi formalizada pela primeira vez no artigo clássico de Stöffler *et al.* (1991). Desde então, esta classificação tem sofrido algumas mudanças e atualizações (Schmitt, 2000; Sharp & DeCarli, 2006), com a mais recente atualização tendo sido descrita em Fritz *et al.* (2017), reportada traduzida na Tabela 2. Esta atualização teve como principal objetivo determinar critérios que melhor reflitam as características de choque sofridas pelos condritos, diminuindo sobretudo a influência dada por outras classificações da presença localizada de fases minerais de alta pressão como *ringwoodita* e *majorita* para determinar graus de choque mais altos. O estudo mostra, por exemplo, que estas fases minerais são, em sua maioria, instáveis sob altas temperaturas, e tendem a se reequilibrar de volta à suas fases de baixa pressão; assim, meteoritos de grau de choque S6 ou superior não devem apresentar estas fases por conta do elevado aumento de temperatura ocasionado pela intensidade do choque (Fritz *et al.*, 2017).

Para graus de choque baixos a moderados (S4 e abaixo), os principais fatores que permitem a sua identificação em um condrito são: (1) presença de fraturas planares comuns em cristais de olivina e piroxênio (Fig. 3A); (2) extinção dos cristais de olivina e piroxênio; (3) presença de mosaicismo em cristais de olivina e piroxênio (Fig. 3B); (4) presença de veios de choque e/ou “melt pockets” e grau de interconectividade destes (Fig. 3D); (5) e possíveis fases de alta pressão (HP) presentes nos veios e/ou “melt pockets” (Fig. 3C; Fritz *et al.*, 2017; Stöffler *et al.*, 1991). Com o aumento do grau de choque, outras características passam a ser relevantes para a classificação do meteorito, incluindo: (1) mudança da estrutura cristalina do plagioclásio (transformação em maskelynita, vidro com composição de plagioclásio; Fig. 3E); (2) texturas de fusão de plagioclásio; (3) texturas de recristalização de estado sólido e manchas marrons em cristais de olivina; (4) e proporção elevada de *melt pockets* na rocha, com presença ou ausência de fases HP (Fritz *et al.*, 2017).

As transformações minerais descritas são de grande interesse para a investigação de condritos de alto grau de choque, e apresentam características que permitem sua identificação petrográfica. De modo geral, os três polimorfos de alta pressão citados (*maskelynita*, *majorita* e *ringwoodita*) apresentam característica isotrópica sob análise petrográfica, diferentemente dos equivalentes de mais baixa pressão (*plagioclásio*, *piroxênio* e *olivina*, respectivamente). O caráter isotrópico destes minerais está associado ao processo de deformação em estado sólido agindo durante o choque (Fritz *et al.*, 2017, Stöffler *et al.*, 1991). Os cristais de *ringwoodita* adicionalmente apresentam, no geral, coloração azulada a roxa, visível em luz transmitida.

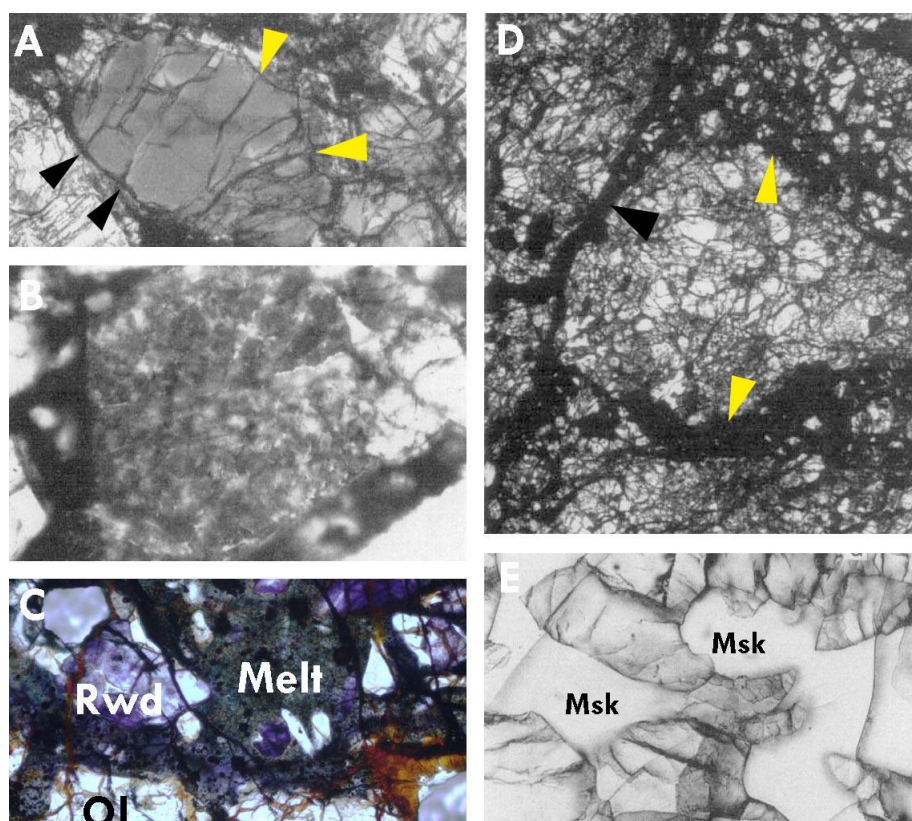


Figura 3 – Fotomicrografias ilustrativas de feições determinantes do grau de choque de um condrito. **A)** Fraturas irregulares (setas amarelas) e fraturas planares (setas pretas) em cristal de olivina. Condrito Farmville fracamente chocado (S3). Luz transmitida, com polarizadores cruzados. **B)** Mosaicismo observado em cristal de olivina no meteorito Chico Hills (S4), luz transmitida com polarizadores cruzados. **C)** Cristal de ringwoodita em veio de fusão por choque no condrito NWA 6525. Luz transmitida plano-polarizada. **D)** Bolsões de fusão por choque (setas amarelas) interconectados por veios de choque (seta preta) no condrito Beaver-Harrison (S5). Luz transmitida plano-polarizada. **E)** Cristais de maskelynita intersticiais à cristais de olivina no meteorito muito fortemente chocado Taiban (S6). Luz transmitida plano-polarizada. **Abreviações:** Oi = olivina, Rwd = ringwoodita, Melt = vidro de fusão, Msk = maskelynita. **Largura das fotos:** (A) 650 μm ; (B) 325 μm ; (C) 400 μm ; (D) 1,7 mm; (E) 290 μm . **Fonte:** Modificado de Stoffler et al. (1991) (A, B, D e E) e Fritz et al. (2017) (C).

3.2.2 Classificação segundo o grau de intemperismo

O grau de intemperismo de um condrito sintetiza o quão modificado o meteorito se encontra por influência do intemperismo terrestre desde sua queda. A classificação mais aceita segundo o grau de intemperismo de condritos foi descrita em Wlotzka (1993), estabelecendo 7 níveis de intemperismo para condritos, de W0 a W6, com o grau intempérico aumentando de 0 para 6. Este método de classificação foi atualizado em Zurfluh et al. (2016) segundo critérios mais quantificáveis, em um artigo detalhado. Zurfluh et al. (2016) também subdividem algumas das classificações descritas em Wlotzka (1993) mas mantém a compatibilidade com esta classificação. A classificação de Zurfluh et al. (2016) se encontra descrita na Tabela 3, traduzida.

A alteração intempérica se apresenta, em meteoritos, sobretudo como oxidação dos flocos metálicos e, em maiores graus, dos sulfetos e silicatos (Figs. 4A, 4B). Há ainda limonitização da rocha por conta da alteração dos flocos metálicos, presente desde o grau de intemperismo W0 por conta da facilidade de alteração destes minerais (Wlotzka, 1993; Zurfluh et al., 2016). A oxidação das fases metálicas e sulfetos pode ser analisada em

lâminas delgadas pela identificação de características como feições de oxidação direta dos flocos metálicos (Fig. 4B), presença de veios de óxidos e oxihidróxidos de Fe (Figs. 4A e 4B) e extensão da limonitização do meteorito (Wlotzka, 1993; Zurfluh *et al.*, 2016). A limonitização do meteorito pode ser observada principalmente pela tintura alaranjada e/ou escurecimento das fases silicáticas do meteorito.

O intemperismo dos meteoritos pode variar consideravelmente em intensidade, mesmo para amostras com a mesma data de queda, diferentes fragmentos de uma mesma queda e internamente em fragmentos de espessuras distintas. O grau de alteração intempérica depende das características físicas (como porosidade) e mineralógicas dos meteoritos, e também das condições ambientais aos quais foram submetidos (*e.g.*, umidade e temperatura do ambiente de queda e condições de armazenamento desde a recuperação). Por exemplo, condritos ordinários H tendem a apresentar, em geral, grau de intemperismo maior do que condritos L ou LL por conta de sua alta proporção de Fe metálico em sua composição.

A possibilidade da oxidação das fases minerais de um meteorito passa a existir a partir do seu contato com a atmosfera da Terra. Assim, para meteoritos que tiveram sua queda observada, ou “*falls*”, o grau de intemperismo, inicialmente W0, geralmente não passa de W1 se forem pouco expostos a condições que acelerem sua oxidação. Contudo, o intemperismo poderá avançar consideravelmente com o passar do tempo, principalmente caso o meteorito não tenha sido armazenado de maneira adequada. Para meteoritos encontrados, ou “*finds*”, o grau de intemperismo é mais variável, uma vez que estes podem ter sido expostos, em maior ou menor intensidade e por diferentes períodos de tempo, a condições que propiciam sua oxidação como umidade, maresia ou ação biológica no local de sua queda.

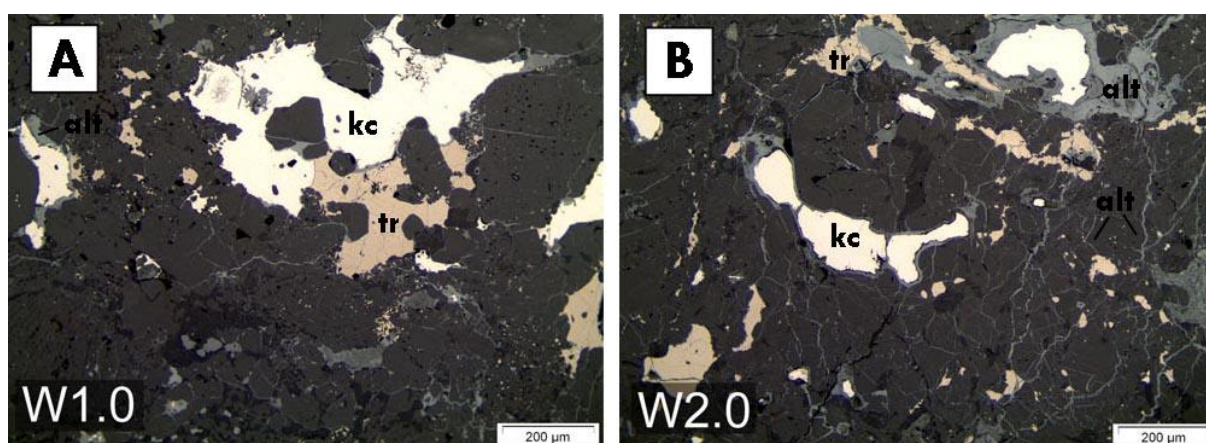


Figura 4 – Fotomicrografias de luz refletida de condritos ordinários do deserto de Oman ilustrando dois graus de intemperismo distintos. **A)** Grau W1, com alteração incipiente de cristais de kamacita (visível sobretudo nas bordas dos cristais). Veios de óxidos de Fe podem ser vistos em baixa proporção na figura. Condrito JaH 578. **B)** Grau W2, mostrando a maior extensão da alteração dos cristais de kamacita (>20%) e alteração incipiente dos cristais de troilita. Os veios de óxido cortando a rocha são maiores e mais frequentes comparado ao grau W1. Condrito RaS 311. **Abreviações:** kc = kamacita (fases metálicas), tr = troilita, alt = alteração (óxidos e hidróxidos de Fe) **Fonte:** Modificado de Zurfluh *et al* (2016).

Tabela 3 - Tabela de características texturais e mineralógicas de cada grau de intemperismo (traduzido de Zurfluh et al., 1993).

Grau de intemperismo	Oxidação de metais (vol%)	Oxidação da troilita (vol%)	Efeito na rocha
W0.0	0	0	Sem oxidação visível do metal ou troilita. Manchas limoníticas já podem ser vistas em luz transmitida
W1.0	<20	≥0	Bordas menores de óxidos ao redor de metais e troilita; veios menores de óxidos e hidróxidos de ferro podem estar presentes
W2.0	20-60	<20	Oxidação moderada do metal e oxidação da troilita visível. Veios de óxidos e hidróxidos aumentam de tamanho e frequência.
W3.0	>60	<20	Oxidação intensa do metal. Troilita mostra baixo grau de alteração.
W3.3	>60	20-60	Oxidação intensa do metal. Troilita moderadamente alterada, com algumas possivelmente totalmente oxidadas.
W3.6	>60	60-95	Oxidação intensa de metais e troilita. A maior parte dos cristais de troilita são oxidados ou mostram reflectividade reduzida
W4.0	>95	>95	Oxidação quase completa de metais e troilita. Em geral alguns cristais reliquias de troilita são visíveis.
W4.5	100	100	Oxidação completa do metal e troilita, com apenas cristais reliquias menores em inclusões em silicatos. Alteração incipiente de silicatos (sobretudo olivina) é possível.
W5.0	100	100	Metal e troilita 100% oxidados, alteração generalizada de silicatos (sobretudo olivina)
W6.0	100	100	Substituição massiva de silicatos por argilominerais e óxidos

3.3. Metamorfismo de meteoritos condriticos

O grau de metamorfismo dos meteoritos condriticos, também chamado de *tipo petrológico*, pode ser classificado com números entre 1 a 7, onde 1 representa um meteorito completamente alterado hidrotermalmente e 7 representa um meteorito que sofreu um grau avançado de fusão parcial.

Neste esquema, os condritos de grau 3 são os condritos mais prístinos em questão de alteração das características texturais e químicas originais. Este tipo petrológico se subdivide em 10 graus distintos, 3.0 a 3.9, de intensidade metamórfica crescente, com os condritos do tipo 3.0 constituindo as rochas de menor intensidade de alteração metamórfica (Sears *et al.*, 1980). Os condritos de tipos petrológicos 1 e 2 registram ação de alteração hidrotermal generalizada, crescendo em proporção do tipo 2 para o tipo 1, enquanto os de tipos petrológicos entre 3 e 7 registram sobretudo metamorfismo térmico (Scott & Krot, 2014). Os tipos petrológicos 1 e 2 só podem ser encontrados em condritos carbonáceos e, portanto, não serão abordados neste trabalho (Scott & Krot, 2014). Os tipos petrológicos de 3 a 7 são de interesse deste trabalho, e suas texturas quando observados em lâminas delgadas podem ser observadas nas Figuras 5 e 6.

Dentre os tipos petrológicos envolvidos em metamorfismo térmico, os meteoritos de grau 3 a 3.9 são considerados “inequilibrados”, sendo denominados de UOC (*Unequilibrated Ordinary Chondrites*; Scott & Krot, 2014). Esta denominação se dá devido ao baixo grau de metamorfismo térmico experienciado por estes meteoritos, que foi insuficiente para homogeneizar a composição dos minerais. Já os meteoritos de grau 4 a 7 são considerados “equilibrados”, sendo denominados de EOC (*Equilibrated Ordinary Chondrites*; Scott & Krot,

2014), uma vez que as condições metamórficas foram suficientes para a relativa homogeneização química da rocha. Os EOC são os tipos de condritos ordinários estudados neste trabalho.

Embora a química mineral de um condrito possa auxiliar na identificação do seu tipo petrológico, a determinação do tipo petrológico de um condrito (a partir do tipo petrológico 3) se dá, sobretudo, segundo características petrográficas específicas. Essas características estão resumidas na Tabela 4, e consistem sobretudo: (1) na homogeneidade dos minerais na rocha, principalmente a olivina, no que diz respeito a zoneamentos e feições de equilíbrio ou desequilíbrio químico); (2) na proporção entre clino e ortopiroxênios; (3) no tamanho dos

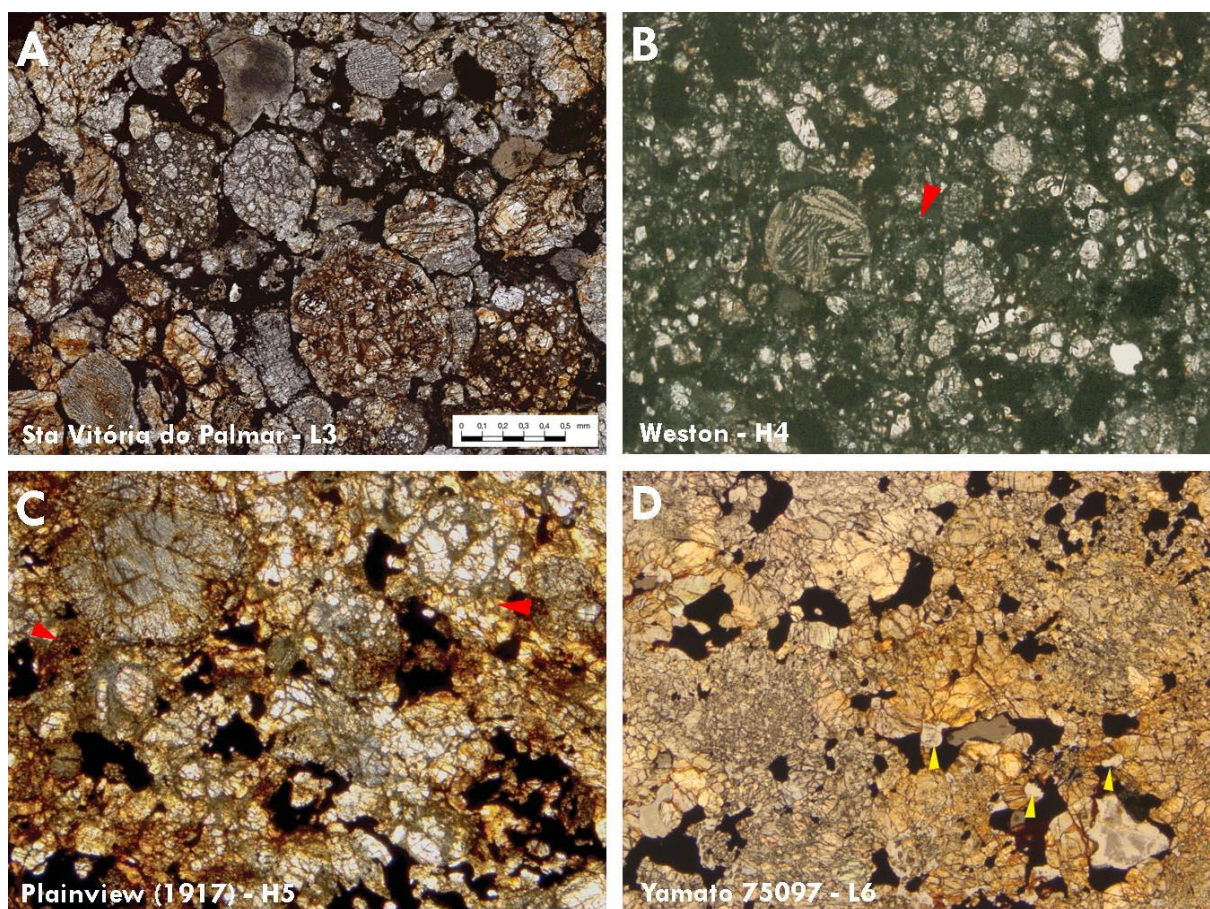


Figura 5 – Fotomicrografias ilustrando diferentes tipos petrológicos observados em condritos ordinários. **A)** Condrito Santa Vitória do Palmar (L3). Nota-se a facilidade de reconhecimento dos diversos côndrulos no condrito, com a matriz escura, vítrea. Luz transmitida plano-polarizada. **B)** Condrito Weston (H4). Em comparação com o tipo petrológico 3, condritos de tipo 4 apresentam matriz já recrystalizada (ainda que em baixo grau), embora ainda seja possível identificar os côndrulos facilmente. A seta vermelha mostra uma região onde a recrystalização da matriz e a diferença de granulometria entre a matriz e os côndrulos é evidente. **C)** Condrito Plainview (1917) (H5). Para condritos do tipo petrológico 5, a matriz já se encontra em grau moderado de recrystalização, e a identificação de côndrulos menores é dificultada, com apenas alguns tipos de côndrulos (e de maiores tamanhos) sendo facilmente identificáveis. As setas vermelhas apontam para regiões onde a diferença de granulometria e textura entre matriz e côndrulos é facilmente visível. **D)** Condrito Yamato 75097 (L6). Nota-se, neste tipo petrológico, como a matriz e os côndrulos já se encontram completamente integrados. A identificação de côndrulos em condritos do tipo 6 se dá apenas para alguns côndrulos com feições reliquias, como bordas de minerais opacos, ou diferenças texturais características, como em condritos porfíricos com matriz intracôndrulo ainda preservada ou côndrulos microcristalinos que preservem a diferença de granulometria em relação à matriz. As setas amarelas apontam para três cristais de plagioclásio (outros podem ser vistos pela figura) de tamanho considerável, característica típica de condritos deste tipo petrológico, uma vez que em tipos petrológicos mais baixos os cristais de plagioclásio são muito pequenos e de difícil identificação petrográfica. **Largura das fotos:** (B, C, D) 3,45 mm. **Fontes:** (A) fotografia de autoria do Prof. Gaston E. E. Rojas, meteorito descrito em Zucolotto & Loiva (2008); (B, C, D) Modificado de Grady *et al* (2014).

grãos de feldspato na matriz dos condritos; (3) na relação entre côndrulos e matriz, relativo ao fácil delineamento ou não de côndrulos; (4) e no grau de integração entre a matriz e os côndrulos do condrito. A subclassificação do tipo petrológico 3 é feita por métodos químicos, sobretudo por conteúdo de C e Xe, e espectrográficos, por análises de termoluminescência (Sears *et al.*, 1980). Portanto não é possível identificar precisamente a subclasse de um condrito através de métodos petrográficos e texturais (Sears *et al.*, 1980; Anders & Zadnik, 1985).

Tabela 4 - Tabela de determinação do tipo petrológico de condritos (traduzido de Krot et al., 2014 e modificado com dados de Tait et al., 2014)

Critério	1	2	3	4	5	6	7
Homogeneidade da olivina e piroxênio de baixo Ca	-	>5% desvio padrão		≤ 5%		Homogêneos	Olivina homogênea, Opx com bordas de baixo Ca
Estado estrutural do piroxênio de baixo Ca	-	Predominantemente monoclínico		> 20% monoclínico	< 20% monoclínico		Ortorrômico
Exsoluções de piroxênio de baixo Ca em Cpx	-	-	Algumas		Não		Sim (para grau alto)
Tamanho dos cristais de plagioclásio	-	Grãos primários menores apenas		Grãos secundários < 2μm	Grãos secundários de 2-50μm	Grãos secundários > 50μm	>>100μm, rede esquelética interconectada. Cristais de até vários cm.
Zoneamento de plagioclásio	-	-	-	-	-	-	Núcleos ricos em Ca, bordas ricas em K
Vidro nos côndrulos	-	Alterado, no geral ausente	Limpo, isotrópico	Túrbido		Sem vidro primário	
Conteúdo máximo de Ni nos metais	-	< 20%, taenita pouco abundante ou ausente		> 20%, kamacita e taenita em exsolução			
Conteúdo médio de Ni nos sulfetos	-	> 0,5%				< 0,5%	
Matriz	Granulometria fina, opaca	No geral fina, opaca	Clástica, raramente opaca	Transparente, recristalizada, aumentando a granulometria de 4 para 6			Sem matriz identificável
Integração côndrulos-matriz	Sem côndrulos	Côndrulos muito bem definidos		Côndrulos bem definidos	Côndrulos facilmente delineados	Côndrulos fracamente definidos	Côndrulos reliquiares escassos, ≤1/cm³
Carbono (% peso)	3-5	0,8-2,6	0,2-1			<0,2	
Água (% peso)	18-22	2-16	0,3-3			<1,5	

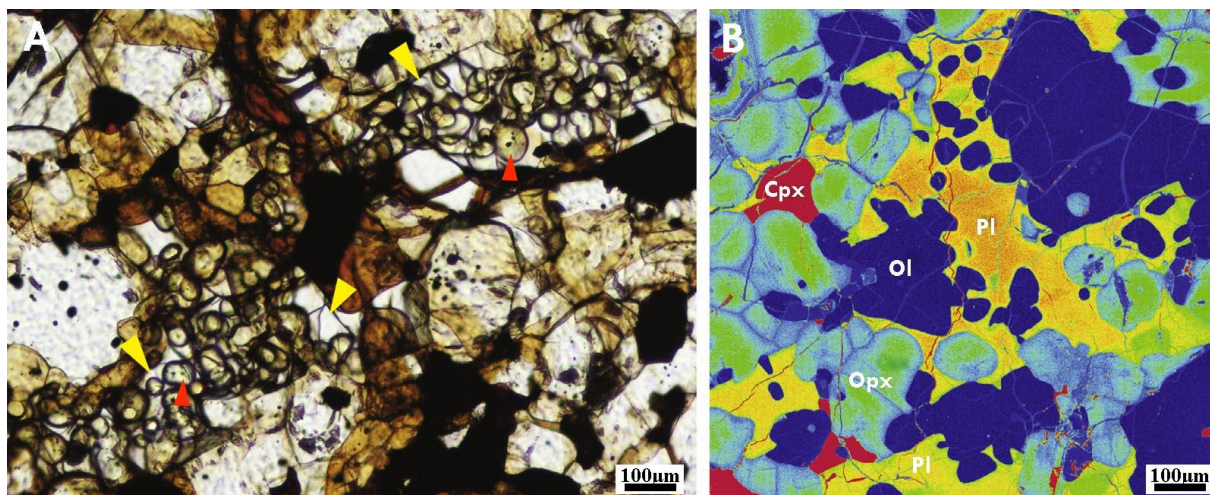


Figura 6 – Feições características de identificação de condritos do tipo petrológico 7 no meteorito Watson 012 (H7). **A)** Trilha de cristais esféricos de olivina e piroxênio (setas vermelhas) em cristal milimétrico de plagioclásio (setas amarelas) sob luz transmitida plano-polarizada. **B)** Mapa elemental de Ca em uma região do condrito, onde cores mais quentes indicam maior proporção de Ca. O caráter intersticial e interconectado da rede dos cristais de plagioclásio é visível na foto, com inclusões de cristais de olivina em meio ao cristal de plagioclásio. Nota-se o zoneamento de Ca dos cristais de Opx, com bordas empobrecidas em Ca em relação ao centro, e o mesmo zoneamento nos cristais de plagioclásio. **Abreviações:** Pl = plagioclásio, Ol = olivina, Opx = ortopiroxênio, Cpx = clinopiroxênio. **Fonte:** Modificado de Tait et al (2016).

De modo geral, os tipos petrológicos de 3 a 7 identificam o grau de integração textural entre matriz e côndrulos, com o tipo petrológico 3 representando baixa ou nenhuma integração, com côndrulos e matriz totalmente distinguíveis (Fig. 5A), e os tipos petrológicos de 4 a 7 representando crescente nível de integração e com a identificação de côndrulos sendo cada vez mais difícil (Figs. 5B, 5C, 5D e 6). Para os tipos petrológicos 6 e 7 (Figs. 5D e 6), só é possível identificar alguns tipos de côndrulos, e apenas os maiores espécimes, pois o grau de recristalização da matriz intercôndrulos é elevado a ponto de homogeneizar a rocha texturalmente.

As características que permitem a identificação e classificação definitiva de condritos pertencentes ao tipo petrológico 7 foram descritas em detalhe muito recentemente (Tait *et al* (2014; Tabela 4). Por isso, até o momento (nov/2020), há apenas 25 condritos H7, 27 L7 e 68 LL7 catalogados como do tipo petrológico 7 na Meteoritical Bulletin Database. No entanto, é importante ressaltar que o primeiro condrito classificado como pertencente a este tipo petrológico foi descrito em Dodd *et al* (1975). Segundo Tait *et al* (2016), condritos classificados como tipo petrológico 7 apresentam texturas de fusão parcial de seus constituintes, com redes esqueléticas de plagioclásio e, em menor proporção, clinopiroxênio e ortopiroxênio, interconectadas extensivamente pelo meteorito (Figura 6A e 6B). Estas redes apresentam texturas que indicam comportamento de fundido, como contornos em cúspide e inclusões de olivina e piroxênio em plagioclásio, que podem ser observadas na Figura 6. Outras características minerais de meteoritos de tipo petrológico 7 são zoneamentos em cristais de ortopiroxênio, com bordas empobrecidas em Ca (Figura 6B), e exsoluções de piroxênio de baixo Ca em cristais de clinopiroxênio. Há ainda características

geoquímicas que permitem a identificação destes meteoritos, incluindo enriquecimento ou empobrecimento em Al, Si, Ca, Na e K e anomalias de Eu, relativamente à condritos do tipo 6 (Tait *et al.*, 2014).

O método de classificação do tipo petrológico de condritos foi descrito primeiramente em Van Schmus & Wood (1967), sendo posteriormente revisado e modificado por Krot *et al.* (2014) e extendido por Tait *et al.* (2014), conforme foi utilizado neste trabalho. Embora o método de classificação de Van Schmus & Wood (1967) seja simplificado, e muitas questões sejam hoje melhor compreendidas (vide, por exemplo, Huss *et al.*, 2006), as publicações mais recentes ainda se baseiam neste trabalho, mas tomando o cuidado de fazer considerações e correções quando necessário.

No entanto, este método de classificação apresenta restrições para a determinação quantitativa das condições de metamorfismo dos condritos, uma vez que, em geral, a separação entre tipos petrológicos é feita por características semi-quantitativas ou qualitativas. A definição das condições de pressão e temperatura do pico metamórfico de cada tipo petrológico também é semi-quantitativa e varia conforme os autores, métodos e meteoritos analisados (e.g. Monnereau *et al.*, 2013; Kessel *et al.*, 2006; Slater-Reynolds & McSween, 2005). Nas melhores estimativas do grau metamórfico, ainda há uma janela de pelo menos 100°C entre cada tipo petrológico, explicitando as dificuldades na determinação das condições metamórficas. Um resumo da variância na determinação de condições de P e T específicas para cada tipo petrológico pode ser encontrado em Huss *et al.* (2006), e valores mais recentes para estas condições podem ser encontrados em Grady *et al.* (2014). Huss *et al.* (2006) reporta ainda que, por exemplo, no caso de condritos ordinários dos tipos 4 a 6, a escolha do mineral indicador das condições de pico metamórfico altera consideravelmente a determinação destas condições, assim como ocorre para as rochas terrestres. Estes autores consideram confiáveis as determinações para condritos de tipo petrológico 6, mas argumentam que os condritos de tipos 4 e 5 apresentam termômetros minerais que não foram completamente equilibrados e, portanto, representam baixa confiabilidade para o cálculo destas condições.

Neste contexto, Johnson *et al.* (2016) utilizam um novo modelo termodinâmico, descrito em Jennings & Holland (2015), para investigar, quantitativamente, as condições de metamorfismo de alta temperatura para condritos ordinários por meio da confecção de pseudosseções metamórficas, utilizando o software THERMOCALC (Powell & Holland, 1988). O modelo de Jennings & Holland (2015) foi proposto para analisar condições metamórficas de minerais e *melts* para peridotitos anidros do manto terrestre segundo o sistema químico expandido NCFMASOCr, e permite calcular reações para pressões muito baixas.

A necessidade de que o sistema escolhido consiga lidar com pressões muito baixas se dá pois, segundo trabalhos como McSween & Patchen (1989), as pressões estimadas

para o metamorfismo de condritos não ultrapassam 1kbar, o que seria equivalente a profundidades máximas de soterramento de 250 km no corpo parental do meteorito, indicando corpos de tamanho similar ao asteroide Vesta.

Johnson *et al.* (2016) aplicaram esse novo modelo à um banco de dados de química de mais de 1000 meteoritos, compilado por Nittler *et al.* (2004), e incluindo apenas condritos ordinários equilibrados (dos tipos H, L e LL). As pseudosseções geradas em Johnson *et al.* (2016) permitem analisar as condições de pressão e temperatura do pico metamórfico de condritos equilibrados (de tipo petrológico 4 a 7) de acordo com características da rocha, como assembleia mineral, modas minerais e isopletras composicionais. Após a confecção e análise das pseudosseções (Fig. 7), os autores modelaram os contornos de moda e química mineral, utilizando o software TCIInvestigator (Pearce *et al.*, 2015). Os resultados obtidos por esses autores mostram que alguns parâmetros químicos, sobretudo Ca e Al (a.p.f.u) em ortopiroxênio e Na (a.p.f.u) em clinopiroxênio, apresentaram boa correlação com os valores medidos, e forneceram condições de P e T dentro de intervalos similares aos obtidos por outros métodos. No entanto, outros parâmetros modelados, por exemplo, Fe/(Fe+Mg) em cromita e clinopiroxênio, mostraram valores consideravelmente diferentes dos valores medidos. As diferenças observadas para alguns parâmetros, segundo os autores, podem ser sobretudo explicadas por restrições inerentes à infelicitades e/ou simplificações dos modelos de solução utilizados para algumas das fases, sobretudo clinopiroxênio, plagioclásio e espinélio, além de possíveis reequilíbrios químicos ocorridos durante o resfriamento dos meteoritos desde seu pico metamórfico. Isto faz com que a composição mineral observada seja diferente da calculada para o pico metamórfico da rocha, o que leva à recomendação de análise conjunta com outros métodos, e aperfeiçoamento do modelo para aplicação em meteoritos.

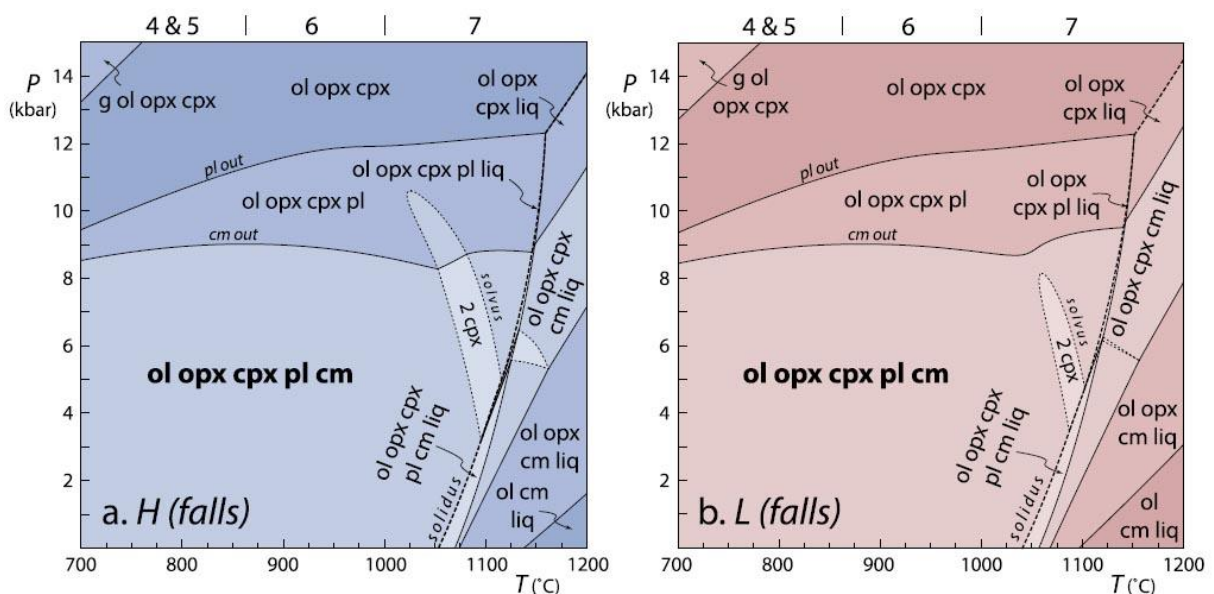


Figura 7 - Pseudosseções metamórficas de condritos ordinários conforme encontradas em Johnson *et al.* (2016). **A)** Condritos ordinários do tipo H. **B)** Condritos ordinários do tipo L. **Fonte:** Johnson *et al.* (2016).

No presente trabalho foi utilizado o método descrito por Johnson *et al* (2016) para caracterizar as condições metamórficas de alguns condritos sul-americanos. E para melhor compreender os resultados, foi realizada a comparação das condições obtidas, para cada um dos parâmetros estudados, com as respectivas características texturais, mineralógicas e químicas dos meteoritos estudados. As amostras escolhidas pertencem ao acervo do Museu de Geociências do IGc-USP.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento do presente trabalho de formatura ocorreu em meio ao isolamento social imposto pela pandemia de COVID-19, que resultou em regras restritivas de acesso à universidade, e afetaram o convívio acadêmico e o uso das dependências laboratoriais. Esse cenário atípico demandou adaptações na dinâmica das atividades a fim de que o trabalho pudesse ser concluído no prazo e sem prejuízos acadêmicos.

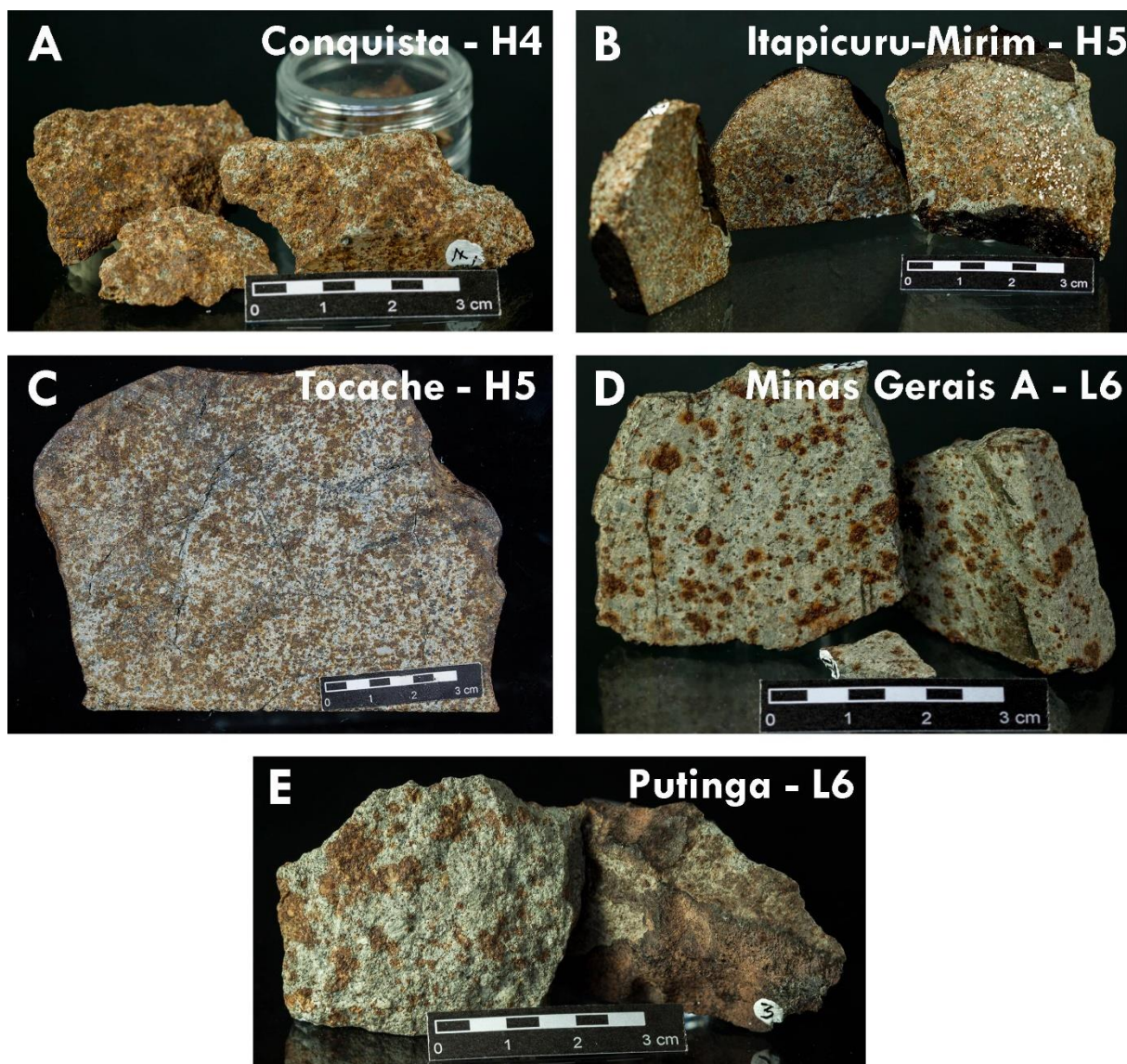


Figura 8 - Fotografias dos condritos estudados.

4.1. Materiais

Para a realização deste trabalho foram selecionados os meteoritos condriticos Conquista, Itapicuru-Mirim, Tocache, Minas Gerais A e Putinga com base nos seguintes critérios: (1) disponíveis no acervo do Museu do IGc-USP e com seções delgadas polidas; (2) representativos dos principais tipos petrográficos; (3) com dados de química mineral e rocha total disponíveis na literatura. Fotografias dos meteoritos estudados podem ser encontradas na Figura 8.

Os condritos Conquista, Itapicuru-Mirim, Minas Gerais A e Putinga já possuíam seções delgadas polidas, confeccionadas pelo Prof. Gaston E. E. Rojas, ao final do ano 2019, para a exposição fotográfica “Segredo dos meteoritos: um mundo microscópico revelado”. Já o condrito Tocache, classificado e incorporado ao Museu do IGc em 2019, foi objeto de estudo anterior pelo autor dessa monografia, por isso possui seções delgadas polidas preparadas e dados químicos inéditos. Todos esses condritos apresentam dados químicos disponíveis e são representativos dos principais tipos petrológicos de interesse para o trabalho: Conquista (H4), Itapicuru-Mirim (H5), Tocache (H5), Minas Gerais A (L6) e Putinga (L6). Dos meteoritos selecionados, apenas o Tocache não teve queda em território brasileiro, sua queda ocorreu no Peru (maiores detalhes nos resultados, item 5.1).

4.2. Análises petrográficas

A caracterização petrográfica e obtenção das fotomicrografias dos condritos em luz refletida e transmitida foram feitas utilizando seções delgadas polidas de espessura de 30 a 40µm. Para os meteoritos Conquista, Itapicuru-Mirim, Minas Gerais A e Putinga foram descritas apenas uma seção de cada meteorito. Foram descritas seis seções delgadas para o meteorito Tocache, por conta de trabalhos prévios do autor. O equipamento utilizado foi um microscópio Zeiss Axioplan e Olympus BXP-50 instalado no Laboratório de Microscopia Petrográfica da Central Multiusuários Geoanalítica do IGc-USP. Dados da literatura também foram utilizados para descrever as principais características dos meteoritos estudados.

4.3. Análises químicas

As análises químicas de mineral e de rocha total foram compiladas dos seguintes trabalhos: (1) Conquista, Keil *et al.* (1978b); (2) Itapicuru-Mirim, Gomes *et al.* (1977); (3) Tocache, dados inéditos; (4) Minas Gerais A, Gomes & Keil (1980); (5) e Putinga, Keil *et al.* (1978a).

4.3.1 Química mineral

As condições de obtenções dos dados de química mineral compilados estão resumidos na Tabela 5. No trabalho de referência utilizado para compilar os dados de

química mineral do condrito Minas Gerais A (Gomes & Keil, 1980) não foi informada as condições de obtenção dos dados.

Para o condrito Tocache, análises composicionais quantitativas de piroxênio, olivina e plagioclásio obtidas foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica - ME da Central Multiusuários Geoanalítica do IGc-USP. O equipamento utilizado foi uma microsonda eletrônica JEOL JXA-FE-8530, equipada com com canhão eletrônico suportado por *Field Emission* (FE) e provida com cinco espectrômetros WDS e um espectrômetro EDS. Os dados obtidos foram corrigidos automaticamente pelo software do equipamento utilizando o método PRZ-Armstrong. Detalhes adicionais são apresentados na Tabela 5. Os padrões minerais utilizados são os do Geller Laboratory e do Smithsonian Museum. O recálculo catiônico das fases minerais foi realizado por planilhas de Microsoft Excel elaboradas seguindo o procedimento descrito em Deer *et al.* (1992).

4.3.2 Química de rocha

Os dados de química de rocha total para os condritos Conquista, Itapicuru-Mirim e Putinga foi segundo os métodos descritos em Jarosewich (1966). O trabalho de referência para o condrito Minas Gerais A não apresenta informações sobre o método utilizado para a obtenção dos dados de química de rocha.

Já os dados de química de rocha total do condrito Tocache foram obtidos por extrapolação de valores de moda e química mineral. As proporções modais foram obtidas por contagem mineral a partir de mapas composicionais obtidos por WDS/EDS, com o mesmo equipamento descrito no parágrafo anterior, utilizando o software Multispec64, conforme descrito por Lydon (2004). Desse modo, a química de rocha total foi calculada a partir da média ponderada utilizando a moda mineral calculada (transformada para porcentagem em peso) e os valores médios de composição química de cada fase mineral presente, obtidos por WDS/EDS.

Tabela 5 - Resumo das especificações de obtenção de dados de química mineral utilizados no trabalho.

Meteorito	Equipamento	Potencial acelerador	Mineral (se específico)	Corrente	Diâmetro do feixe	Tempo de integração	Referências
Conquista	ARL EMX-SM	15 keV	-	0,02 μ A	1 - 2 μ m	10 s	Keil <i>et al.</i> , 1978b
			Vidro intersticial	0,01 μ A	-	$\leq$ 5 s	
Itapicuru-Mirim	ARL EMX-SM	15 keV	-	0,02 μ A	$\leq$ 1 μ m	-	Gomes <i>et al.</i> , 1977
Tocache	JEOL JXA-FE-8530	15 keV	Piroxênio/olivina	0,02 μ A	5 μ m	-	Dados inéditos
			Plagioclásio	0,02 μ A	10 μ m	-	
Minas Gerais A	-	-	-	-	-	-	Gomes & Keil, 1980
Putinga	ARL EMX-SM	15 keV	-	0,02 μ A	-	-	Keil <i>et al.</i> , 1978a
			Cromita	0,03 μ A	-	-	
			Maskelynita	0,01 μ A	10 μ m	1s	

4.4. Modelamento químico de fases e composições minerais

O modelamento químico de fases minerais, representado pela geração de pseudosseções, foi realizado utilizando os dados geoquímicos transformados para porcentagem molar de óxidos normalizada para 100%. O programa utilizado para o modelamento foi o THERMOCALC (Powell & Holland, 1988) versão 3.40 para Windows. Foi utilizado o banco de dados termodinâmicos internamente consistentes de Holland & Powell (2011). Os modelos de atividade das fases minerais utilizados são descritos em Jennings & Holland (2015) para peridotitos terrestres no sistema NCFMASOCr. Detalhes específicos para os modelos de fases minerais utilizados podem ser encontrados no trabalho de Jennings & Holland (2015). Todos os dados termodinâmicos e modelos de atividade foram obtidos através do trabalho de Jennings & Holland (2015) em Março de 2020. Foram geradas pseudosseções para os cinco meteoritos estudados.

O modelamento de composições minerais, representado pelos mapas de isopletras composicionais ou contornos minerais, foi realizado com base nas pseudosseções utilizando o software TC Investigator versão 2.0 (Pearce *et al.*, 2015). O TC Investigator possibilita estimar a composição química dos minerais e variações na abundância modal nas pseudosseções no campo P-T determinado pelo usuário, criando uma grade de pontos. O software automatiza a execução de todo o procedimento, e isso reduz o tempo gasto para gerar os contornos e deixa o procedimento mais amigável para usuários novatos. A produção das pseudosseções e dos contornos é um processo laborioso e demorado, mesmo utilizando o TC Investigator para gerar os contornos. Por isso, foram gerados contornos apenas para três dos cinco condritos estudados, Itapicuru-Mirim, Tocache e Putinga, com base nas semelhanças químicas, e conseqüentemente das pseudosseções elaboradas.

É importante informar que houve uma limitação de geração de contornos para temperaturas acima de 1000°C, por isso, o campo P-T determinado teve essa temperatura por limite máximo. A limitação foi imposta por travamento do software quando gerando os contornos acima dos 1000°C, e isso não pode ser contornado no tempo de apresentação deste trabalho de formatura.

A abordagem adotada neste trabalho seguiu os procedimentos descritos no artigo de Johnson *et al.* (2016).

5. RESULTADOS OBTIDOS

A seguir são apresentados os resultados obtidos pela descrição petrográfica, compilação e tratamento de dados químicos e modelamento de equilíbrio de fases com a confecção de pseudosseções e contornos minerais associados.

5.1. Descrição e caracterização petrográfica

A descrição e caracterização petrográfica dos condritos estudados neste trabalho foram complementadas com dados disponíveis na literatura. É importante destacar que os condritos estudados apresentam grau de intemperismo maior que aquele observado pelos autores de referência, há 40 anos, uma vez essas amostras, mesmo que armazenadas em museus, são mais suscetíveis ao intemperismo químico que amostras terrestres. E isso reflete na descrição petrográfica realizada neste trabalho.

5.2.1 Conquista

O meteorito Conquista atingiu o solo brasileiro em dezembro de 1965, no município de Conquista, em Minas Gerais, deixando um fragmento de aproximadamente 20,5 kg (Keil *et al.*, 1978b; Gomes & Keil, 1980). O meteorito apresenta textura condritica muito aparente, com diversos côndrulos visíveis à primeira vista, variando entre 0,1 e 1,9 mm de diâmetro (média 0,5 mm), concordante ao reportado em Keil *et al.* (1980), com alguns côndrulos levemente alongados. Os tipos de côndrulos observados são de olivina e piroxênio porfiríticos (POP), olivina porfirítica (PO), olivina granular (GO), piroxênio porfirítico (PP), olivina barrada (BO), piroxênio radial (RP) e côndrulos microcristalinos (Figs. 9A, 9C, 9E e 9F).

A matriz intercôndrulos é bem escura, e apesar de parecer vítrea à primeira vista, nota-se que houve baixo grau de recristalização metamórfica, com pequenos cristais visíveis (Fig. 9B). Nas fotografias apresentadas em Keil *et al.* (1978b), no entanto, a matriz aparenta ser bem menos escura, indicando provável ação do intemperismo desde então escurecendo a matriz e dificultando sua análise. Os autores citados reportam ainda que a matriz é composta sobretudo de fragmentos de cristais e de côndrulos, e sua granulometria é altamente variável. Porém, essas feições são de difícil observação com o estado atual de intemperismo do condrito.

Há diferença evidente de granulometria entre a matriz intercôndrulos e no interior dos côndrulos, com baixo grau de integração matriz-côndrulos. Alguns côndrulos mantêm matriz intra-côndrulo microcristalina e, em alguns casos, vítrea. Nos casos de presença de material vítreo, no entanto, há evidências de devitrificação (Figs. 9D e 9E), com recristalização da matriz vítrea em caráter criptocristalino. Com relação à mineralogia, os cristais de piroxênio observados são sobretudo de ortopiroxênio, com aproximadamente 30 a 40% desses cristais sendo clinopiroxênio. O plagioclásio é de difícil observação, mas ocorre disperso na matriz intra e intercôndrulos, sobretudo em fase microcristalina ou mesmo vítrea. Keil *et al.* (1978b) reportam baixa variação relativa de composição química de olivina, além da presença de piroxênio com teor um pouco elevado de Ca, apresentado no texto como pigeonita.

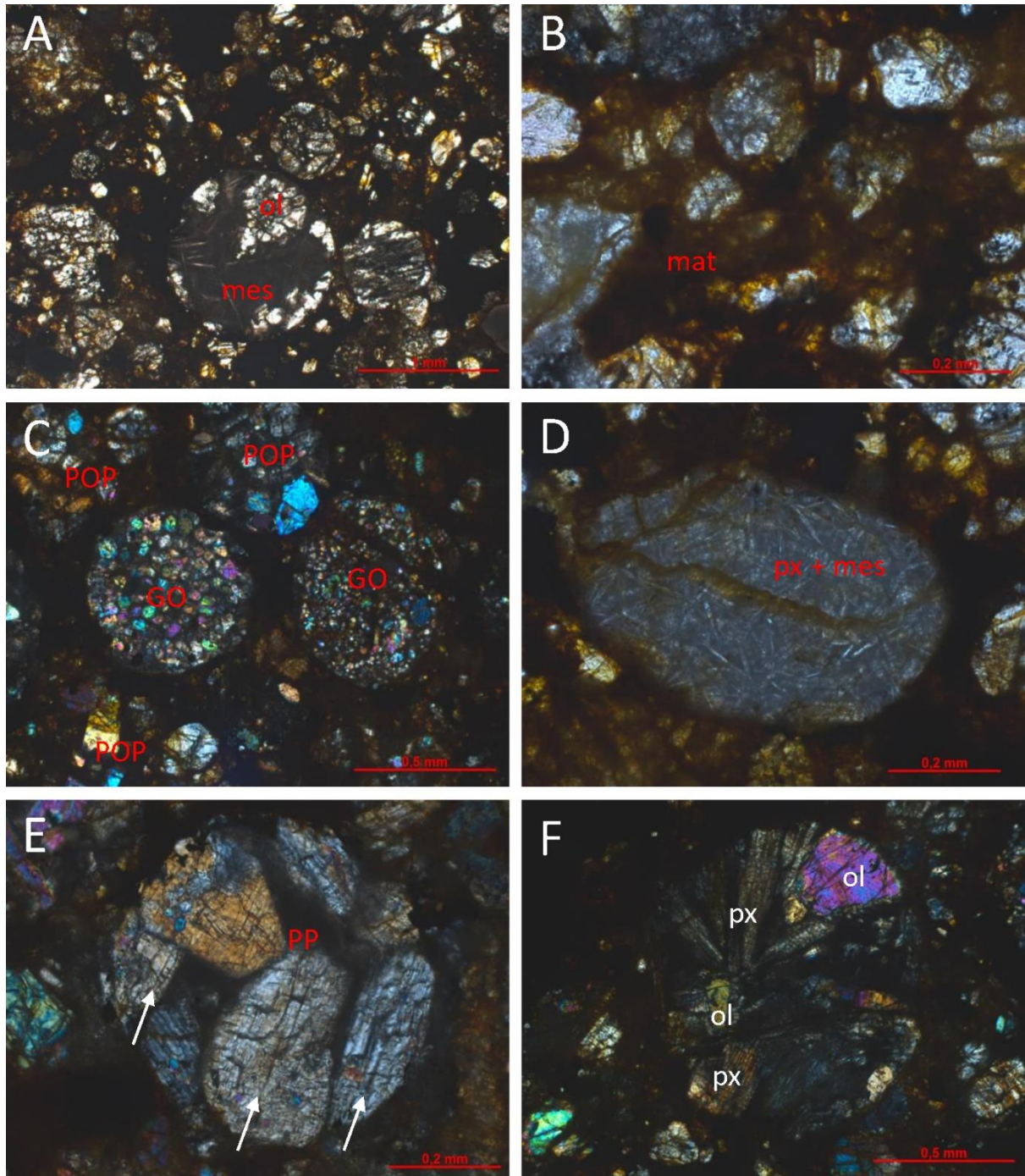


Figura 9 - Prancha de microfotografias do meteorito Conquista. **A)** Feição geral do meteorito em luz plano polarizada, com côndrulos muito bem definidos e matriz intercôndrulo escura, quase vítrea. É possível notar um côndrulo, marcado na imagem, com cristais aciculares crescendo em meio à mesóstase vítrea (mes), indicando cristalização rápida. **B)** Fotografia de detalhe em luz plano polarizada da matriz intercôndrulos (mat), ressaltando a característica microcristalina, mas não vítrea, desta. **C)** Dois côndrulos de olivina granular (GO) e côndrulos de olivina e piroxênios porfíricos (POP) (polarizadores cruzados). **D)** Côndrulo microcristalino apresentando texturas de resfriamento rápido, com crescimento de cristais aciculares de piroxênio. Nota-se que a mesóstase não é vítrea, mas sim levemente recrystalizada, indicando processo de devitrificação metamórfico (luz plano polarizada). **E)** Côndrulo de piroxênio porfírico (PP) em polarizadores cruzados. É possível observar fraturas planares regulares nos cristais de piroxênio (marcadas por setas brancas), e a matriz intracôndrulo escura, extremamente fina e isotrópica, mas não vítrea, indicando processo de devitrificação. **F)** Côndrulo composto por olivina e piroxênio com texturas porfíricas e radiais observado em polarizadores cruzados, com cristais de olivina com fraturas irregulares comuns. **Abreviações:** mes = mesóstase; ol = olivina; mat = matriz; GO – côndrulo de olivina granular; POP – côndrulo de olivina e piroxênio porfíricos.

O grau de alteração do condrito Conquista é relativamente alto, com limonitização generalizada da lâmina (Figs. 9A e 9B), causando parte do escurecimento da matriz. Nota-se por volta de 30% dos flocos metálicos transformados em óxidos e hidróxidos de ferro, e parte dos cristais de troilita também oxidados.

No piroxênio ocorre com frequência moderada o desenvolvimento de fraturas planares regulares. Já na olivina fraturas irregulares são comuns e fraturas planares são raras (Figs. 9E e 9F). Ambos minerais apresentam extinção ondulante. E não há veios de *melt* cortando a rocha na seção estudada.

5.2.2 Itapicuru-Mirim

A queda do meteorito Itapicuru-Mirim ocorreu em março de 1879 no estado do Maranhão. Apenas um fragmento foi recuperado, pesando aproximadamente 2 kg. O fragmento apresentava crosta de fusão escura, com pequenas depressões em sua superfície (Gomes *et al.*, 1977; Gomes & Keil, 1980).

O Itapicuru-Mirim apresenta textura de côndrulos bem desenvolvida, mas, no geral os côndrulos não são tão bem definidos. Os côndrulos variam em tamanho entre 0,3 e 1,5 mm (média 0,6 mm), conforme reportado em Gomes *et al.* (1977). A textura geral do condrito pode ser observada nas Figuras 10A, 10B e 10C. São vistos côndrulos de olivina e piroxênio porfiríticos, olivina porfirítica, piroxênio porfirítico, piroxênio radial, olivina barrada e côndrulos microcristalinos (Figs. 10A e 10B). A matriz inter-côndrulos e os côndrulos mostram diferença visível de granulação. No entanto, a maior parte dos côndrulos está intercrescida com a matriz, com grau de integração matriz-côndrulos moderado (Fig. 10B). A matriz inter-côndrulos é transparente e cristalina, com ausência de material vítreo.

A composição dos minerais do condrito indica homogeneidade química, segundo reportado em Gomes *et al.* (1977). O piroxênio observado é majoritariamente ortopiroxênio, com apenas poucos cristais de clinopiroxênio. O plagioclásio é muito fino, de diâmetro máximo de 40µm.

A seção delgada do Itapicuru-Mirim mostra extensa limonitização, mas não generalizada, com regiões mais pristinas (Figs. 10A e 10B) e outras mais alteradas (Fig. 10C). A limonitização concentra-se ao redor de flocos metálicos oxidados. Sob análise em luz refletida, nota-se baixa porcentagem (<5%) de flocos metálicos sendo transformados em óxidos e oxihidróxidos de Fe, como pode ser observado na Figura 10D.

Veios e raros bolsões de *melt* podem ser observados nas seções delgadas analisadas (Figs. 10C e 10E). Os bolsões de *melt* raramente mostram interconexão por veios. Fraturas planares são moderadamente comuns em olivinas e piroxênios (Fig. 10F), e ambos minerais apresentam extinção ondulante.

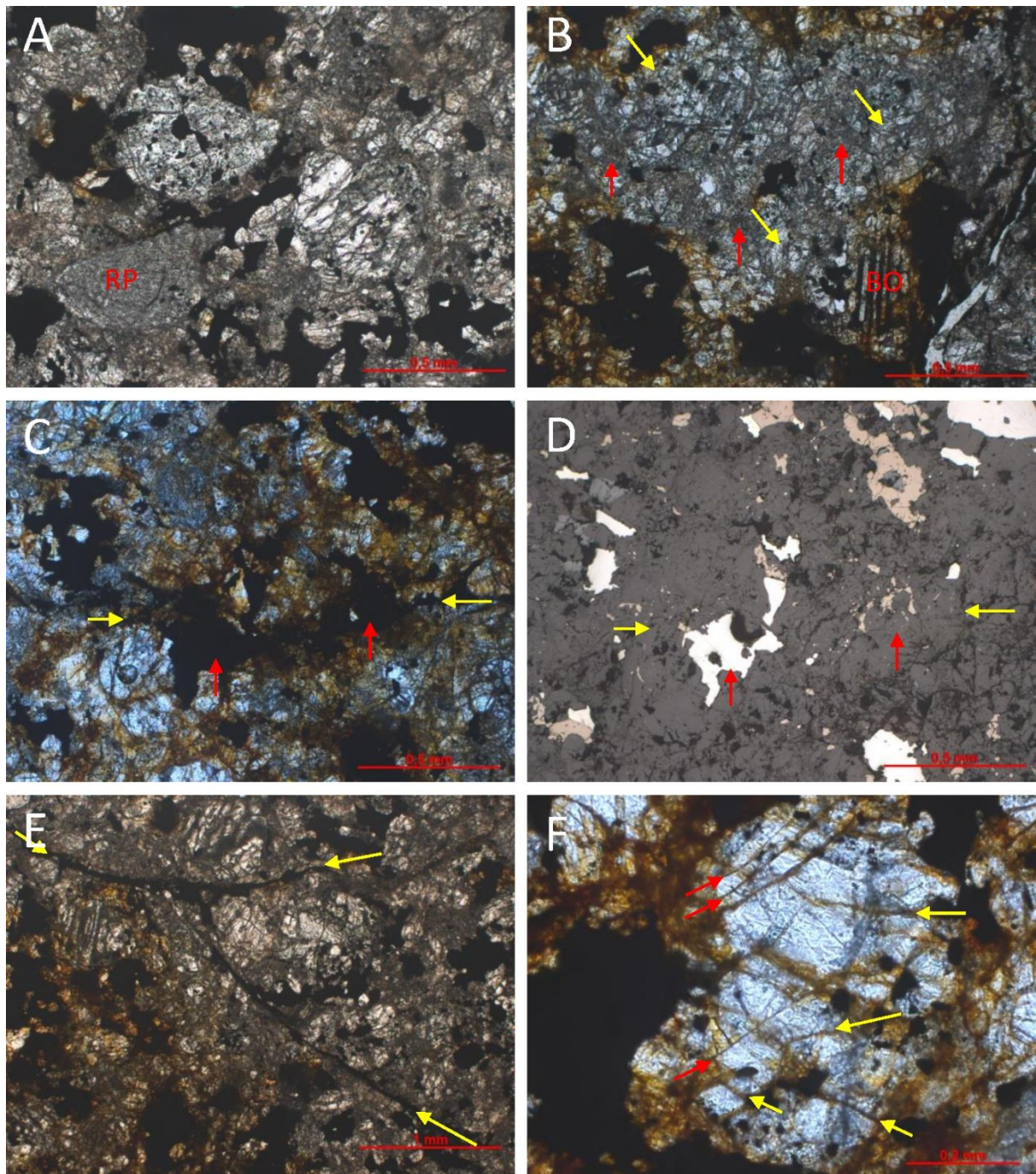


Figura 10 - Prancha de fotomicrografias do meteorito Itapicuru-Mirim. **A)** Feições texturais gerais do meteorito em luz plano polarizada, com ao menos três côndrulos facilmente identificáveis. **B)** Fotomicrografia em luz plano polarizada mostrando as diferenças de granulometria entre a matriz intercôndrulos original, recristalizada (setas vermelhas) e côndrulos (setas amarelas). É possível ver um côndrulo reliquiar de olivina barrada (BO). **C)** Feições gerais do meteorito observado em luz plano polarizada, com destaque para dois bolsões opacos (setas vermelhas) unidos por um veio subhorizontal (seta amarela). **D)** Mesmo local da figura C visto em luz refletida. Pode se notar como o bolsão à esquerda é composto majoritariamente de metais, enquanto o bolsão 2 é composto sobretudo de vidro opaco, sem resposta em luz refletida. **E)** Dois veios de choque se intersectando (setas amarelas) (luz plano polarizada). **F)** Cristal de olivina com fraturas irregulares (setas amarelas) e fraturas planares (setas vermelhas) visíveis (luz plano polarizada). **Abreviações:** BO – côndrulo de olivina barrada, RP – côndrulo de piroxênio radial.

5.2.3 Tocache

Em 1 de Janeiro de 1998, um brilhante meteoro foi observado na região nordeste do Peru, em meio à Floresta Amazônica. O único fragmento deste meteoro recuperado até o momento foi encontrado por um fazendeiro no município de Tocache, Peru. A massa do fragmento recuperado é de aproximadamente 5,1 kg. Esse fragmento foi adquirido pelo pesquisador Gabriel Gonçalves (co-orientador deste projeto) e o professor Fabio Rodrigues (Instituto de Química - USP). O meteorito permaneceu guardado em um galpão, apenas parcialmente protegido das intempéries, até o momento da compra (2017), tendo sido, portanto, submetido à intemperização intensa durante este período por conta de armazenamento inadequado, em meio à condições muito úmidas e quentes. Macroscopicamente, o meteorito apresenta crosta de fusão escura e *shatter cones* (estrias de choque) em sua superfície (Fig. 11A), típicas feições de choque de crateras de impacto, mas raramente descritas em meteoritos.

Os côndrulos do Tocache são moderadamente reconhecíveis, mas a maior parte encontra-se intercrescida com a matriz inter-côndrulos (Figs. 11B, 11C e 11D). São observados todos os tipos de côndrulos descritos até o momento (olivina e piroxênio porfirítico, olivina porfirítica, olivina granular, piroxênio porfirítico, piroxênio radial, olivina barrada e microcristalino; Figs. 11B, 11C, 11E, 11G e 11H). Também foram observados côndrulos menos comuns, como côndrulos com abundância de flocos de metais e sulfetos. Os côndrulos tem diâmetro médio de 0,45 mm, com a maioria variando entre 0,3 e 0,6 mm. As fases opacas aparecem majoritariamente como flocos irregulares entre 0,1 e 1 mm de diâmetro, em geral dispersos pela matriz inter-côndrulos (Figs. 11B, 11F e 11G). No entanto, cromita submilimétrica ocorre como inclusões em minerais de côndrulos. O plagioclásio é muito fino e de difícil identificação, com tamanho máximo de aproximadamente 50-60µm. A matriz apresenta granulometria média de 5 - 25 µm. Alguns côndrulos preservam matriz intra-côndrulo criptocristalina (Fig. 11C).

O grau de intemperismo do Tocache é moderado, como esperado pelo clima e condições de armazenamento. A maior parte da rocha apresenta limonitização (Figs. 11B, 11C, 11G, 11H), e o teor de alteração de flocos metálicos das partes internas do meteorito é inferior a 10%.

O Tocache é cortado por diversos veios de *melt* de espessuras variadas (média de 40 µm; Fig. 11G). Esses veios formam e conectam ocasionalmente pequenos bolsões de *melt*. Olivina e piroxênio apresentam extinção ondulante, com fraturas irregulares comuns em olivina e fraturas planares comuns em piroxênio, mas raras em olivina (Figs. 11C, 11E e 11H). Também são observadas feições de deslocamento em bolsões de metais (em kamacita, taenita e troilita; Fig. 11F).

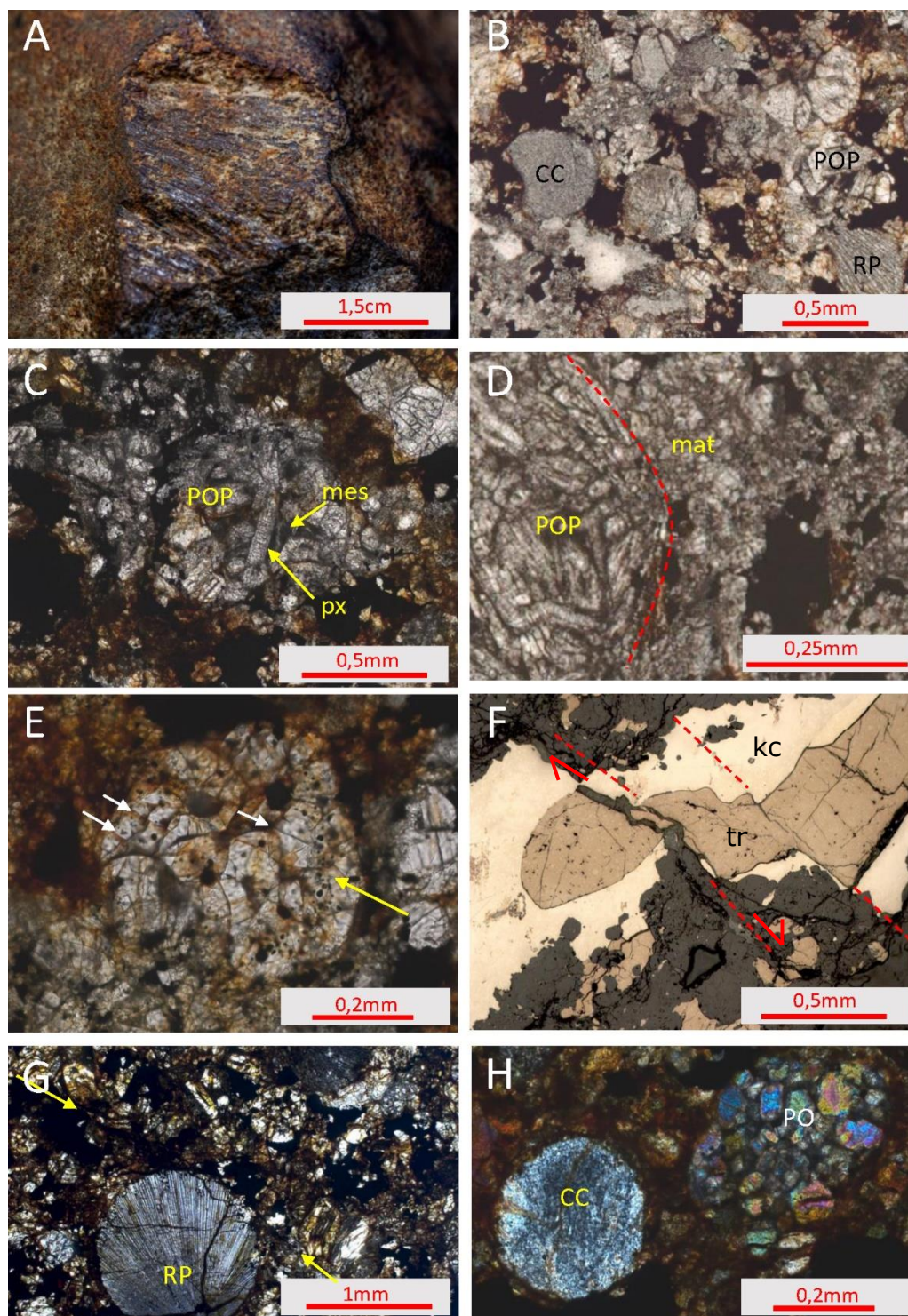


Figura 11 - Prancha de fotografias do meteorito Tocache. **A)** Foto de feições de impacto (shatter cones) observadas na superfície do meteorito Tocache. **B)** Feições texturais gerais observadas em luz plano polarizada no condrito, com alguns côndrulos facilmente reconhecíveis. Nota-se a distribuição dos flocos metálicos sobretudo nos espaços entre côndrulos. **C)** Côndrulo de piroxênio e olivina porfíricos (POP) em luz plano polarizada, com matriz intracôndrulo criptocristalina (mes). **D)** Fotografia de detalhe da diferença de granulometria entre côndrulos e matriz intercôndrulos (mat), com limite côndrulo-matriz marcado em curva tracejada vermelha (luz plano polarizada). **E)** Cristais de olivina com fraturas planares regulares (na direção das setas brancas) e inclusões de minerais opacos concêntricas ao cristal (mostrado com a seta amarela), possivelmente indicativos de crescimento metamórfico (luz plano polarizada). **F)** Feição de deformação por choque em bolsão metálico observada em luz refletida, com orientação do falhamento indicada pelas linhas tracejadas vermelhas. **G)** Veio de *melt*, quase horizontal na fotografia, cortando da direita até a esquerda da foto (setas amarelas), e texturas gerais do meteorito em luz plano-polarizada. É possível ver um grande côndrulo (>1mm) de piroxênio radial (RP). **H)** Um côndrulo criptocristalino recristalizado (CC) e um côndrulo de olivina porfírica (PO) observados em polarizadores cruzados. **Abreviações:** RP = côndrulo de piroxênio radial; CC = côndrulo criptocristalino; PO = côndrulo de olivina porfírica; POP = côndrulo de piroxênio e olivina porfíricos; mat = matriz; mes = mesóstase (matriz intracôndrulo); px = piroxênio; tr = troilita; kc = kamacita.

5.2.4 Minas Gerais A

O condrito Minas Gerais A foi encontrado em 1888, sem identificação, em uma gaveta do Museu Nacional do Rio de Janeiro. A hipótese provável é de que o fragmento foi trazido do estado de Minas Gerais. O meteorito apresenta coloração clara e veios cortando a rocha (Gomes & Keil, 1980).

Em seção delgada, o Minas Gerais A apresenta coloração bem mais clara quando comparada com os meteoritos descritos acima. A textura de côndrulos é apenas reliquiar, com poucos côndrulos mantendo sua delimitação original (Figs. 12A e 12C). O grau de integração matriz-côndrulos é muito alto. Pode-se notar também uma evidente bimodalidade de granulometria no meteorito, com regiões mais finas em torno de 50-200µm, aproximadamente arredondadas. Outros tipos de côndrulos reconhecíveis são: olivina e piroxênio porfíricos, olivina porfírica, e piroxênio porfírico, principalmente por conta da matriz intra-côndrulos que mantém característica mais fina reconhecível mesmo após recristalização elevada (Figs. 12A, 12B e 12C). Cromita ocorre com até 0,2 mm (Fig. 12D). O plagioclásio tem caráter intersticial, com contornos em cúspide, com granulometria entre 100 - 200µm (Figs. 14A, 14B, 14C), podendo mostrar-se parcialmente isotrópico. Por vezes, também forma “bolsões” ou possíveis côndrulos ricos em plagioclásio e cromita (Fig. 14D).

O Minas Gerais A apresenta limonitização muito restrita e alteração direta de menos de 1% da liga de Fe-Ni, sendo num geral uma rocha muito clara, com alteração concentrada próxima a veios de *melt* e flocos de minerais opacos (Figs. 12A, 12C e 12F). É possível ver veios de óxidos de Fe preenchendo espaços na rocha e alterando regiões vítreas.

Foi possível observar um grande veio de *melt* cortando toda a seção delgada analisada, que pode ser visto em maior detalhe nas Figuras 12E e 12F. Gomes & Keil (1980) também reportam abundantes veios escuros cortando a rocha. Olivina e piroxênio aparecem com extinção ondulante e mosaicismo, além de fraturas planares muito frequentes, marcadas e de pequeno espaçamento entre si (Figs. 12B e 12C). É possível que hajam feições de deformação planar (PDFs), mas estas são de difícil identificação apenas por microscopia óptica. Gomes & Keil (1980) reportam presença de maskelynita (vitrificação do plagioclásio por choque).

6.2.5 Putinga

A queda do condrito Putinga ocorreu no município de Putinga, Rio Grande do Sul, no dia 16 de agosto de 1937. Foram recuperados diversos fragmentos pelos moradores da região, incluindo dois pedaços de 57 kg e 45 kg e diversos pedaços com até 10kg, sendo um dos condritos com maior massa recuperada do Brasil (Keil *et al.*, 1978a; Gomes & Keil, 1980). Macroscopicamente, o meteorito apresenta crosta de fusão escura, de até 0,2 mm de espessura, com regmagliptos (impressões fundas arredondadas) visíveis (Keil *et al.*, 1978a).

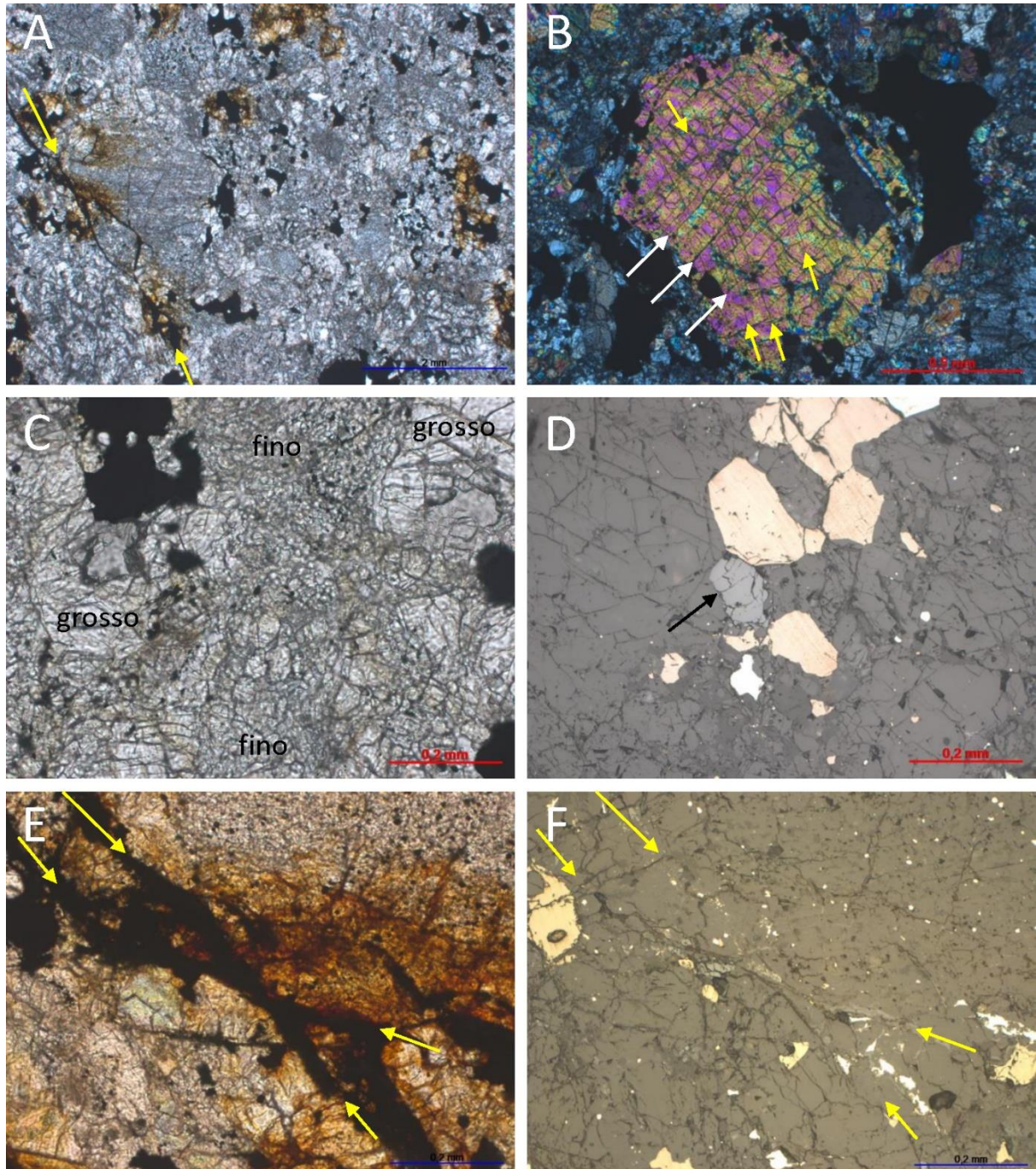


Figura 12 - Prancha de fotomicrografias do meteorito Minas Gerais A. **A)** Fotografia de baixo aumento do meteorito sob luz plano polarizada, mostrando o elevado grau de integração entre matriz e côndrulos, com poucos côndrulos facilmente reconhecíveis. É possível ver também um veio de *melt* na porção esquerda da foto (setas amarelas) que pode ser observado em maior detalhe na figura E. **B)** Cristal de olivina recrystalizado, de dimensões de côndrulo, apresentando fraturas planares muito regulares e pouco espaçadas (10-50 micrômetros de espaçamento médio, setas brancas e amarelas) (polarizadores cruzados). **C)** Diferença de granulometria observada no meteorito em maior detalhe em luz plano polarizada, com regiões mais finas ("fino") e regiões mais grossas ("grosso"). **D)** Cristal de cromita (seta preta) observado em luz refletida. **E)** Veio de *melt* bifurcado (setas amarelas), observado na figura A, em maior detalhe (luz plano polarizada). Pode se notar o padrão de alteração próximo ao veio, esperado pela fácil alteração de vidro por intemperismo terrestre. **F)** Mesmo veio mostrado na figura E, em luz refletida. Nota-se como, de fato, as porções escuras da figura anterior são, sobretudo, *melts* silicáticos, com pouca contribuição de flocos metálicos.

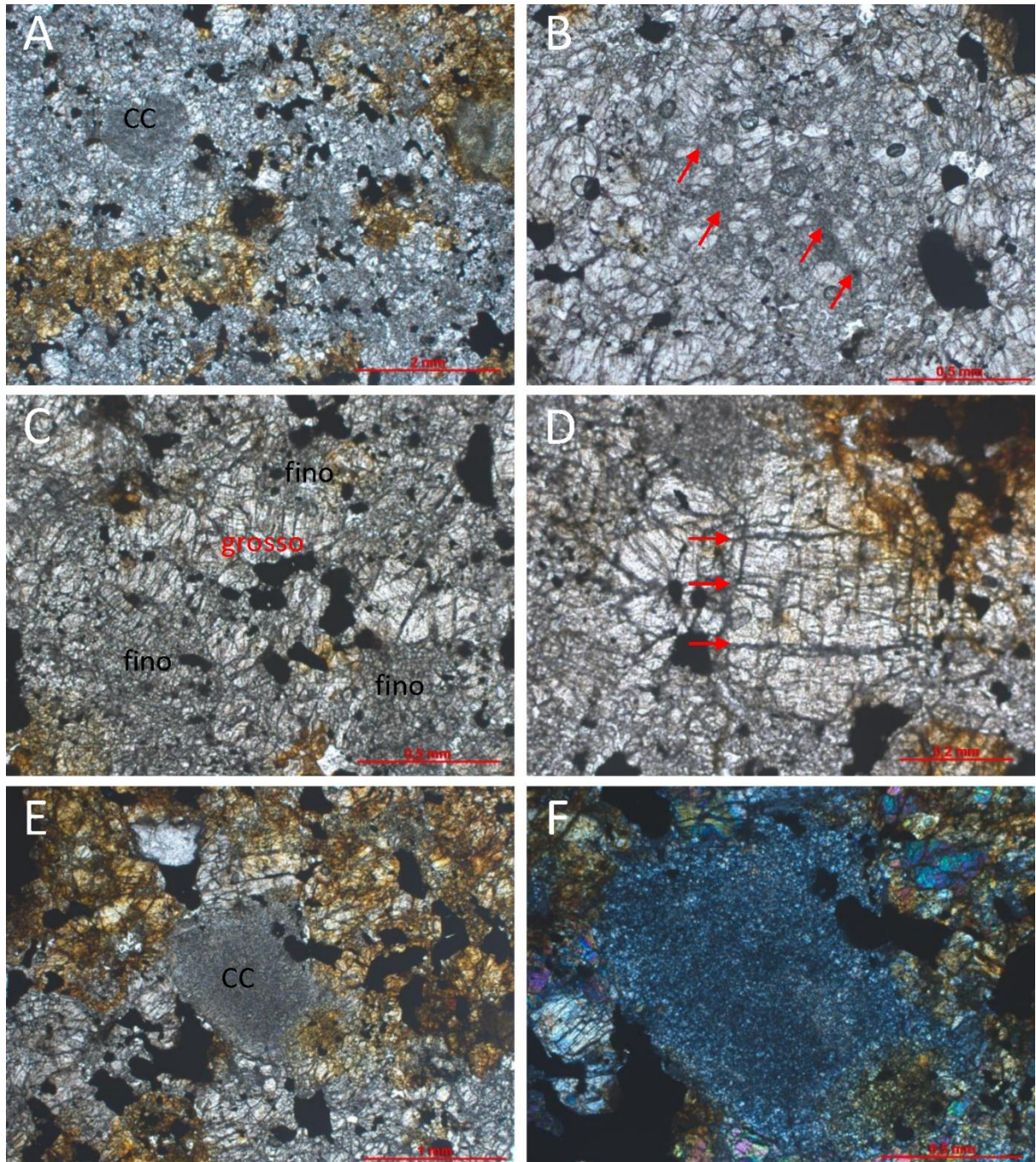


Figura 13 - Prancha de fotomicrografias do meteorito Putinga. **A)** Fotografia em luz plano polarizada das texturas e feições gerais do meteorito, com intenso grau de integração entre matriz e côndrulos. É possível reconhecer um côndrulo originalmente criptocristalino (CC). **B)** Côndrulo de olivina e piroxênio porfírico sob luz plano polarizada, reconhecível por conta da matriz intracôndrulo mais fina (setas vermelhas). **C)** Fotografia em luz plano polarizada para mostrar a bimodalidade de granulações da matriz do meteorito, com regiões de granulometria mais fina ("fino") ou mais grossa ("grosso"). **D)** Cristal de olivina visto em luz plano polarizada com fraturas planares regulares e pouco espaçadas (aproximadamente 0,1mm de espaçamento, setas vermelhas). **E)** Côndrulo criptocristalino (CC) em luz plano polarizada e padrões de alteração no meteorito, com algumas regiões sofrendo limonitização. **F)** Côndrulo da figura E em maior detalhe, sob polarizadores cruzados, mostrando o caráter recristalizado do mesmo (granulometria <10μm). **Abreviações:** CC = côndrulo criptocristalino.

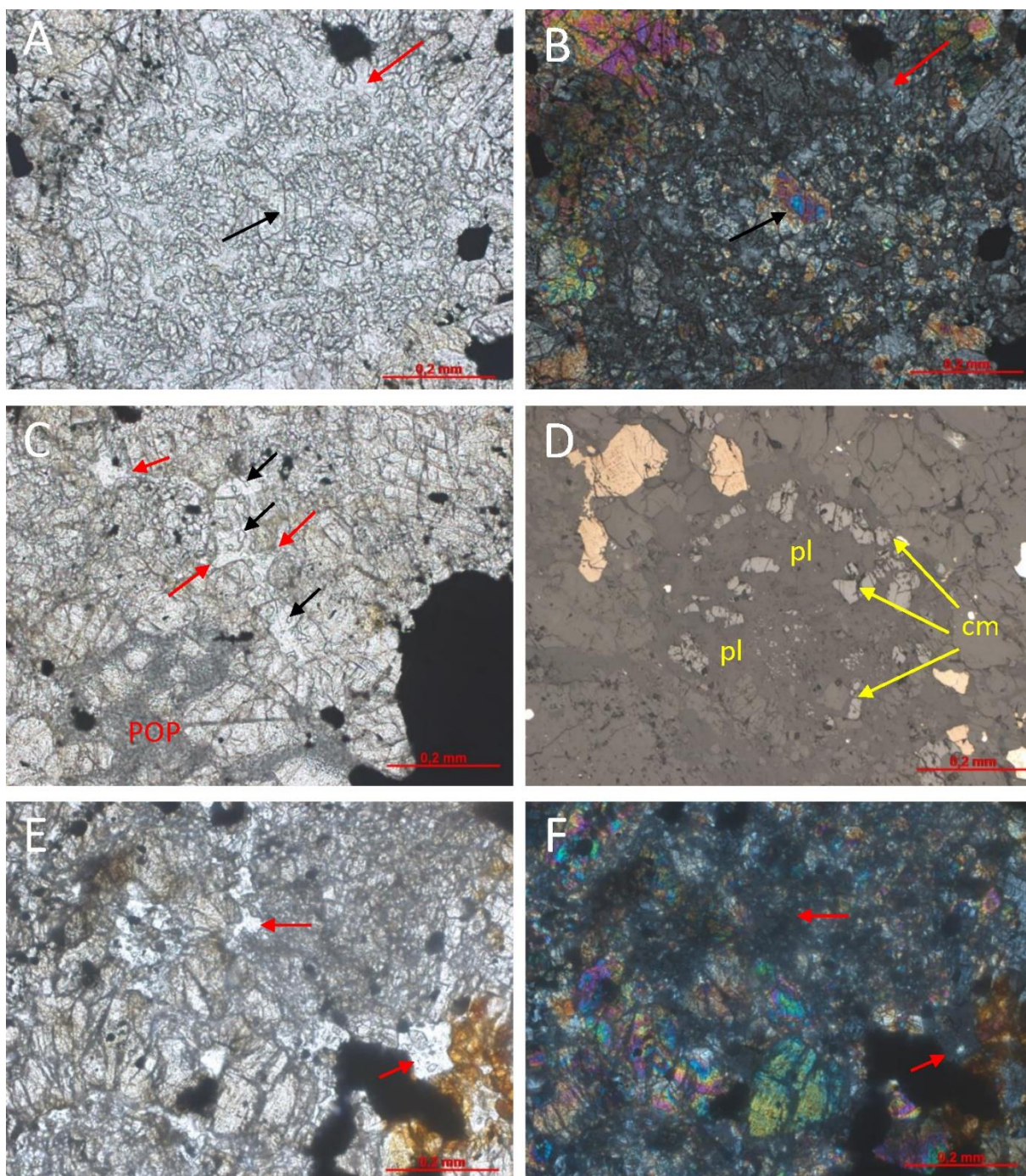


Figura 14 - Prancha de fotomicrografias de cristais de plagioclásio e texturas de fusão observadas nos meteoritos Minas Gerais A (A, B, C e D) e Putinga (E e F). **A)** Possível côndrulo ou bolsão rico em plagioclásio (seta vermelha, menor relevo) e silicatos (seta preta, maior relevo), sobretudo piroxênio, sob luz plano polarizada. **B)** Mesma região observada na figura A, mas com polarizadores cruzados. Nota-se a birrefringência muito baixa (cinza) dos cristais de plagioclásio (seta vermelha), mas ainda anisotrópicos. **C)** Região rica em plagioclásio com texturas de bordas em cúspide (setas vermelhas) e inclusões de silicatos (setas pretas). Côndrulo de piroxênio e olivina porfirítico (POP) observado na porção inferior (luz plano polarizada). **D)** Bolsão rico em plagioclásio (pl, cinza escuro) e cromita (cm, cinza claro) observado em luz refletida. **E)** Cristais de maskelynita (setas vermelhas) com feições de borda em cúspide e inclusões máficas sob luz plano polarizada. **F)** Mesma região da figura E observada com polarizadores cruzado, atentando à natureza isotrópica dos cristais de maskelynita. **Abreviações:** pl = plagioclásio; cm = cromita; POP = côndrulo de piroxênio e olivina porfiríticos.

Petrograficamente, o Putinga apresenta diversas semelhanças com o meteorito Minas Gerais A. Sua textura é de intensa integração matriz-côndrulos, com apenas poucos côndrulos podendo ser reconhecidos em seu formato original (e.g., Fig. 13A). É possível distinguir discretas regiões de granulação mais fina (até 10-20µm; Figs. 13A, 13B e 13C), dando à rocha caráter bimodal de granulação. Outros tipos de côndrulos que podem ser reconhecidos são: olivina e piroxênio porfiríticos, olivina porfirítica e piroxênio porfirítico (Figs. 13A, 13B, 13E e 13F). Keil *et al.* (1978a) reporta a presença de côndrulos reliquiares de olivina barrada, mas os mesmos não foram observados nas seções delgadas aqui estudadas. O plagioclásio ocorre com dimensões >100 µm (Figs. 14E e 14F). Virtualmente todos os cristais de piroxênio observados são ortopiroxênio.

Uma feição observada no condrito Putinga, semelhante à observada no meteorito Minas Gerais A, é a presença de bolsões de plagioclásio intersticial com mais de 0,1mm, com contornos em cuspide, e comumente com inclusões de cristais de olivina e piroxênio micrométricos (Figs. 14E e 14F). Por vezes, esses bolsões de plagioclásio mostram-se isotrópicos, possivelmente maskelynita, com característica marcadamente intersticial e concentrado nas regiões de granulação mais fina (Fig. 14E). Esses bolsões isotrópicos apresentam características locais fracamente birrefringentes.

O meteorito apresenta limonitização semelhante à observada no meteorito Minas Gerais A, ainda que um pouco mais generalizada. Menos de 1% dos flocos metálicos sofreram transformação em óxidos e hidróxidos de Fe.

O meteorito não apresenta veios ou bolsões de *melt* na seção delgada estudada, mas isso pode ser devido à heterogeneidade do Putinga. Os cristais de olivina e piroxênio apresentam extinção ondulante, mosaicismo incipiente e fraturas planares comuns e pouco espaçadas (Fig. 13D).

5.2. Química de rocha

A Tabela 6 resume as composições químicas compiladas em porcentagem de peso de óxidos (wt%), dos condritos estudados. Na Tabela 7 são apresentados os dados convertidos para porcentagem molar (mol%), utilizados nos cálculos do THERMOCALC. Nas Tabelas 6 e 7 as composições foram normalizadas para 100%, e o conteúdo de Fe metálico e em sulfetos (Fe⁰) foi considerado em excesso, conforme descrito em Johnson *et al.* (2016).

Tabela 6 - Composição química dos condritos estudados, em wt%, normalizada para 100%. Os dados químicos originais foram compilados e as referências indicadas na tabela.

Nome	Classif.	Composição (wt%, normalizada para 100%)										Referências
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Ni	Cr ₂ O ₃	TOTAL	
Conquista	H4	48,92	2,81	2,35	30,61	10,93	1,10	0,41	2,23	0,64	100,0	Keil <i>et al.</i> (1978b)
Itapicuru-Mirim	H5	47,78	2,75	2,19	29,93	12,67	1,06	0,32	2,59	0,71	100,0	Gomes <i>et al.</i> (1977)
Tocache	H5	49,26	3,39	1,29	29,39	11,88	1,32	0,18	2,77	0,51	100,0	Dados inéditos
Minas Gerais A	L6	45,19	2,77	2,30	28,53	17,55	1,10	0,33	1,54	0,69	100,0	Gomes & Keil (1980)
Putinga	L6	44,60	2,69	2,06	27,85	19,50	1,09	0,31	1,32	0,60	100,0	Keil <i>et al.</i> (1978a)

Tabela 7 – Composição química dos condritos estudados, em mol%, normalizada para 100%. Composição utilizada para cálculos no software THERMOCALC. Os dados químicos originais foram compilados e as referências indicadas na tabela. As médias da composição química dos tipos petrográficos de interesse reportados por Johnson *et al* (2016) também são apresentadas para fins de comparação.

Nome	Classif.	Composição (mol%, normalizada para 100%)								
		SiO2	Al2O3	CaO	MgO	FeO	Na2O	Cr2O3	TOTAL	Referências
Conquista	H4	44,802	1,519	2,307	41,793	8,370	0,978	0,231	100,00	Keil <i>et al.</i> (1978b)
Itapicuru-Mirim	H5	44,130	1,497	2,164	41,217	9,783	0,949	0,260	100,00	Gomes <i>et al.</i> (1977)
Tocache	H5	45,669	1,854	1,279	40,609	9,216	1,188	0,186	100,00	dados inéditos
Minas Gerais A	L6	41,902	1,513	2,284	39,447	13,609	0,992	0,253	100,00	Gomes & Keil (1980)
Putinga	L6	41,486	1,475	2,054	38,616	15,169	0,981	0,219	100,00	Keil <i>et al.</i> (1978a)
Composições médias como reportadas em Johnson <i>et al</i> (2016)										
Condritos H		43,746	1,542	1,770	41,653	10,057	0,998	0,234	100,00	Johnson <i>et al.</i> (2016)
Condritos L		42,675	1,447	1,771	39,753	13,159	0,977	0,217	100,00	
Condritos LL		41,633	1,656	1,954	38,622	14,986	0,960	0,189	100,00	

É possível notar, de modo geral, a semelhança química entre os meteoritos estudados e classificados como H (Conquista, Itapicuru-Mirim e Tocache), e entre os meteoritos classificados como L (Minas Gerais A e Putinga). Enquanto os condritos do tipo H apresentam porcentagem de SiO₂ entre 47 e 49% (wt%), os condritos L apresentam porcentagens mais baixas deste óxido, aproximadamente entre 44 e 45%. De forma similar, os condritos H apresentam maior proporção de MgO (aproximadamente 30%) e Ni (aproximadamente 2,5%) quando em comparação com os condritos do tipo L (com MgO de aproximadamente 28% e Ni de aproximadamente 1,5%). Os condritos L apresentam, ainda, proporção maior de FeO (17-20%) em comparação com os condritos H (apresentando FeO entre 10 e 13%). Observando a Tabela 7 também é possível notar a semelhança das composições dos meteoritos classificados como H com a composição média dos Condritos H reportada em Johnson *et al.* (2016), muito embora os condritos estudados apresentem proporção de SiO₂ um pouco mais alta e FeO um pouco mais baixa do que os Condritos H. A composição dos condritos L estudados se assemelham, de certo modo, às composições dos condritos L reportadas por Johnson *et al.* (2016), sobretudo para as proporções de Al₂O₃, Na₂O e Cr₂O₃. Entretanto, suas composições para alguns óxidos se assemelham mais à composição reportada para condritos LL, sobretudo para os conteúdos de SiO₂.

Entre os grupos, nota-se que o meteorito Tocache apresenta composição levemente distinta dos outros dois condritos H, com maior proporção de SiO_2 , Al_2O_3 e Na_2O e menor proporção de CaO , MgO e Cr_2O_3 . Vale ressaltar que esta diferença pode ser uma consequência da forma de obtenção do dado químico, obtido pela extrapolação de valores de moda e química mineral.

Os dois condritos estudados do tipo L mostram algumas pequenas diferenças composicionais, apesar de apresentarem composições muito semelhantes. De modo geral, o meteorito Minas Gerais A apresenta proporção maior de SiO_2 , CaO e MgO do que o meteorito Putinga, enquanto este contém maior proporção de FeO do que o condrito Minas Gerais A.

5.3. Química Mineral

Na Tabela 8 é apresentada uma compilação dos dados de química mineral até então publicados para os condritos selecionados, com o recálculo para composição em cátions (conforme descrito na Seção 4.3.1) e com os valores calculados de alguns parâmetros de interesse (potenciais termômetros e/ou barômetros) para a análise dos contornos minerais. Os parâmetros apresentados são calculados como segue: (1) para olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e cromita: $x = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (a.p.f.u.); (2) para clinopiroxênio $n = \text{Na}$ (a.p.f.u.) e $y = \text{Al}$ no sítio tetraédrico (a.p.f.u.); (3) para ortopiroxênio $y = \text{Al}$ no sítio tetraédrico (a.p.f.u.), $c = \text{Ca}$ (a.p.f.u.) e $cr = \text{Cr}$ (a.p.f.u.); (4) para plagioclásio $ca = \%An$; (5) para cromita $cr = \frac{1}{2} * \text{Cr}$ (c.p.f.u.). Na Tabela 9 são apresentados os valores recalculados de proporção de membros finais destes meteoritos. Os dados apresentados nas Tabelas 8 e 9 representam valores médios calculados para cada fase mineral, com o número de cristais considerados listados na terceira linha da Tabela 8.

Os dados observados nas Tabelas 8 e 9 mostram, de modo semelhante ao descrito para a química total, visível agrupamento dos meteoritos em dois grupos distintos. O primeiro grupo, de condritos do tipo H, apresenta $\%Fa$ em olivina por volta de 20%, e $\%Fs$ em ortopiroxênio por volta de 16%. O grupo dos condritos L, por sua vez, apresenta valores médios de 25% Fa em olivina e 21% Fs em ortopiroxênio, consideravelmente maiores do que os valores obtidos para os condritos H. Nota-se que, apesar deste agrupamento, os valores reportados para plagioclásio e cromita não parecem apresentar diferenças entre os dois grupos, com todos os meteoritos apresentando média de 14% An em plagioclásio e 79% Cm em cromita.

Tabela 8 - Química mineral compilada para os meteoritos estudados, em óxidos e cátions. Dados químicos de referência: Conquista (Keil et al. (1978b); Itapicuru-Mirim (Gomes et al. (1977), Tocache (dados inéditos), Minas Gerais A (Gomes & Keil (1980), Putinga (Keil et al. 1978a). **Abreviações:** Ol = Olivina; Opx = Ortopiroxênio; Cm = cromita; Pl = plagioclásio.

	Conquista (H4)			Itapicuru-Mirim (H5)					Tocache (H5)			Minas Gerais A (L6)		Putinga (L6)			
	Ol	Opx	Cm	Ol	Opx	Cpx	Pl	Cm	Ol	Opx	Pl	Ol	Opx	Ol	Opx	Pl	Cm
Nº pts.	51	43	4	31	36	8	14	23	82	61	7	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	39,6	56,9	0,20	39,2	56,3	54,4	64,1	0,09	39,2	55,3	61,7	38,2	56,0	38,4	55,8	65,5	0,09
TiO ₂	0,02	0,06	1,35	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,33	0,06	0,13	0,23	n.d.	n.d.	n.d.	0,25	n.d.	3,02
Al ₂ O ₃	0,07	0,21	5,54	0,07	0,28	0,71	21,70	6,30	0,08	0,15	21,7	n.d.	n.d.	0,05	0,21	21,0	5,40
Cr ₂ O ₃	0,03	0,17	57,9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	55,5	0,03	0,13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	55,9
V ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0,71	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,71	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,80
FeO	16,2	10,3	28,3	17,7	11,4	4,40	0,85	30,6	18,8	11,5	1,27	23,0	13,9	22,7	14,1	0,53	32,6
MnO	0,46	0,46	1,34	0,46	0,47	0,24	n.d.	1,10	0,47	0,49	0,02	n.d.	n.d.	0,44	0,52	n.d.	0,37
MgO	43,7	31,3	3,02	43,0	31,0	17,3	0,44	3,20	41,80	31,73	0,44	38,8	28,9	38,7	28,6	n.d.	2,60
CaO	0,02	0,45	n.d.	<0,02	0,79	21,4	2,80	n.d.	0,05	0,58	3,10	0,04	0,87	0,02	0,84	2,57	n.d.
Na ₂ O	n.d.	0,03	n.d.	n.d.	0,08	0,67	9,70	n.d.	0,01	0,01	8,56	n.d.	n.d.	n.d.	<0,02	9,30	n.d.
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,96	n.d.	n.d.	n.d.	1,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,14	n.d.
Total	100,1	99,9	98,4	100,4	100,3	99,1	100,6	99,8	100,4	100,0	98,0	100,0	99,7	100,3	100,3	100,0	100,8

Si	0,999	2,005	0,007	0,994	1,979	1,994	11,336	0,003	0,998	1,946	11,176	0,995	2,006	0,998	1,993	11,576	0,003
Ti	<0,001	0,002	0,037	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,062	0,001	0,003	0,031	n.d.	n.d.	n.d.	0,007	n.d.	0,080
Al	0,002	0,009	0,235	0,002	0,012	0,031	4,523	0,262	0,002	0,006	4,636	n.d.	n.d.	0,002	0,009	4,374	0,225
Cr	0,001	0,005	1,647	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,549	0,001	0,004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,560
V	n.d.	n.d.	0,020	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,020	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,023
Fe	0,342	0,303	0,851	0,375	0,335	0,135	0,126	0,903	0,399	0,338	0,192	0,501	0,416	0,493	0,421	0,078	0,962
Mn	0,010	0,014	0,041	0,010	0,014	0,007	n.d.	0,033	0,010	0,015	0,003	n.d.	n.d.	0,010	0,016	n.d.	0,011
Mg	1,644	1,644	0,162	1,625	1,625	0,945	0,116	0,168	1,586	1,665	0,119	1,507	1,544	1,499	1,523	n.d.	0,137
Ca	0,001	0,017	n.d.	n.d.	0,030	0,840	0,531	n.d.	0,001	0,022	0,602	0,001	0,033	0,001	0,032	0,487	n.d.
Na	n.d.	0,002	n.d.	n.d.	0,005	0,048	3,326	n.d.	<0,001	0,001	3,008	n.d.	n.d.	n.d.	0,000	3,187	n.d.
K	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,22	n.d.	n.d.	n.d.	0,23	n.d.	n.d.	n.d.		0,257	n.d.
Total	3,00	4,00	3,00	3,01	4,00	4,00	20,17	3,00	3,00	4,00	20,00	3,00	4,00	3,00	4,00	19,96	3,00

x (Fe#)	0,172	0,156	0,840	0,188	0,171	0,125	-	0,843	0,201	0,169	0,618	0,250	0,212	0,248	0,217	-	0,876
n (Na)	-	-	-	-	-	0,0476	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
y (Al T)	-	0,0000	-	-	0,0232	0,0124	-	-	-	0,0124	-	-	n.d.	-	0,0144	-	-
c (Ca)	-	0,0170	-	-	0,0300	-	-	-	-	0,0219	-	-	0,0334	-	0,0321	-	-
cr (Cr)	-	0,0047	0,8234	-	n.d.	-	-	0,7743	-	0,0036	-	-	n.d.	-	n.d.	-	0,7798
Ca (%An)	-	-	-	-	-	-	13%	-	-	-	15,7%	-	-	-	-	12,4%	-

Tabela 9 - Química mineral em proporção de membros finais dos meteoritos estudados. Dados químicos de referência: Conquista (Keil et al. (1978b); Itapicuru-Mirim (Gomes et al. (1977), Tocache (dados inéditos), Minas Gerais A (Gomes & Keil (1980), Putinga (Keil et al. 1978a). **Abreviações:** Ol = Olivina; Opx = Ortopiroxênio; Cpx = Clinopiroxênio; Pl = Plagioclásio; Cm = Cromita.

	Conquista (H4)	Itapicuru-Mirim (H5)	Tocache (H5)	Minas Gerais A (L6)	Putinga (L6)
Ol	Fa _{17,2} Fo _{82,8}	Fa _{18,8} Fo _{81,2}	Fa _{20,1} Fo _{79,9}	Fa _{25,0} Fo _{75,0}	Fa _{24,8} Fo _{75,2}
Opx	En _{83,60} Fs _{15,45} Wo _{0,86}	En _{81,66} Fs _{16,85} Wo _{1,50}	En _{82,21} Fs _{16,71} Wo _{1,08}	En _{77,43} Fs _{20,89} Wo _{1,68}	En _{77,06} Fs _{21,31} Wo _{1,63}
Cpx	-	En _{49,22} Fs _{7,02} Wo _{43,76}	-	-	-
Pl	-	Ab _{81,7} An _{13,0} Or _{5,3}	Ab _{78,3} An _{15,7} Or _{6,0}	Ab _{81,1} An _{12,4} Or _{6,5}	-
Cm	Cm _{79,8} Uv _{4,3} Pc _{4,2} Sp _{11,7}	Cm _{78,2} Uv _{6,3} Pc _{2,7} Sp _{12,8}			Cm _{79,0} Uv _{8,2} Pc _{1,8} Sp _{11,0}

5.4. Pseudosseções metamórficas e contornos minerais

Nesta seção serão apresentados os resultados obtidos em relação às pseudosseções metamórficas e os contornos minerais gerados para os meteoritos estudados.

5.3.1 Pseudosseções metamórficas

As pseudosseções geradas para os meteoritos estudados podem ser encontradas nas Figuras 15 e 16, que foram agrupadas de acordo com a classe do condrito estudado. As abreviações utilizadas nas pseudosseções e na discussão destas são como seguem: *pl* = plagioclásio; *ol* = olivina; *cm* = cromita; *cpx* = clinopiroxênio; *opx* = ortopiroxênio; *g* = granada; *liq* = líquido; *aug* = augita; *pig* = pigeonita.

As pseudosseções apresentadas mostram, de modo geral, curvas muito barômetras e muito termômetras, com poucas curvas inclinadas. Entre as curvas barômetras, ressalta-se as curvas de *cm out* e *pl out* (em baixas temperaturas, pré-*solidus*). O campo de estabilidade da cromita é, entretanto, moderadamente variado entre os condritos, mostrando instabilidade em pressões acima de 5 a 6 kbar em temperaturas ao redor de 1100°C para os condritos Tocache e Conquista, mas apresentando aumento de seu campo de estabilidade para pressões ainda mais elevadas a partir desta temperatura para o condrito Itapicuru-Mirim. As curvas termômetras, por sua vez, incluem as curvas de *solidus*, *pl out* (em altas temperaturas, pós-*solidus*), *cpx out*, e as curvas de *solvus* (*pig out*, *aug out*) em temperaturas abaixo da *solidus*. As curvas de *g out* e *opx out*, quando presentes, são moderadamente inclinadas, não sendo marcadamente barômetras ou termômetras.

A pressões e temperaturas baixas, a paragênese comum a todos os condritos estudados é a de *ol + opx + cpx + pl + cm*. De modo geral, em altas temperaturas os meteoritos passam por curvas de fusão parcial e consumo de plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio, enquanto em altas pressões as reações são de consumo de cromita e plagioclásio e, em alguns casos (para baixas temperaturas), formação de granada. A partir

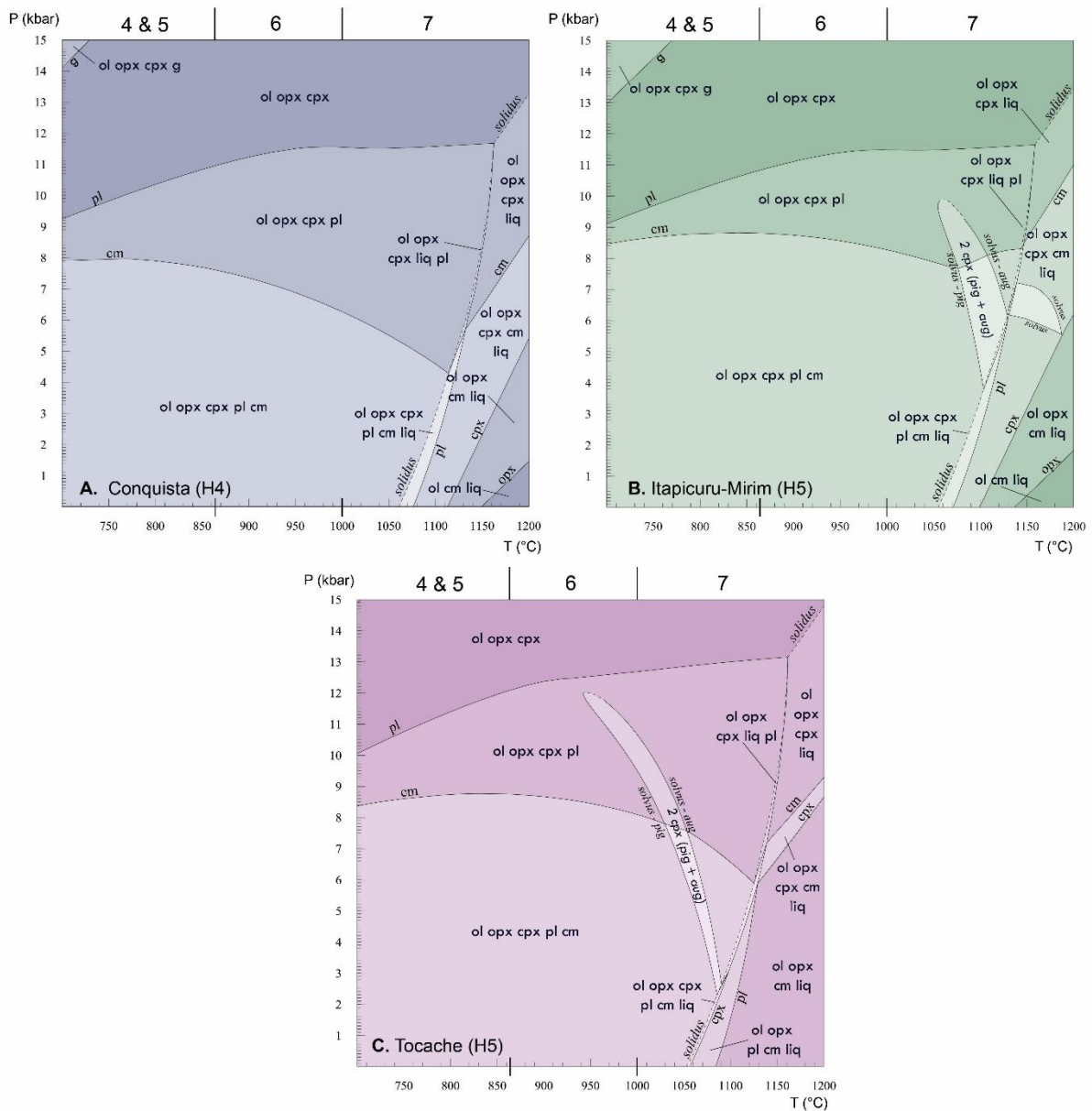


Figura 15 - Pseudosseções para os condritos ordinários do tipo H estudados. Os números acima das pseudosseções indicam as faixas de temperaturas estimadas para geração de condritos de tipos petrológicos 4, 5, 6 ou 7. As linhas tracejadas destacam a curva de solidus e as regiões que foram inferidas das curvas de solvus. **A)** Meteorito Conquista (H4). **B)** Meteorito Itapicuru-Mirim (H5). **C)** Meteorito Tocache (H5).

do modelamento termodinâmico, a granada só é estável em altas pressões, acima de 14 a 15kbar.

Para pressões baixas (<1 kbar) e temperatura crescente, a primeira curva que os condritos analisados observam é a de fusão parcial, iniciando entre 1050 - 1060 °C, dependendo da pseudosseção em questão. Após esta curva, são encontradas em sequência as curvas de: *pl out*, por volta de 1070 °C; *cpx out*, entre 1100 – 1110 °C; e *opx out*, entre 1140 – 1150 °C. A exceção é a pseudosseção do meteorito Tocache (Fig. 15C). Nesta pseudosseção, a curva de *cpx out* ocorre virtualmente às mesmas condições da curva de fusão parcial (por volta de 1050 °C), e a curva de *pl out* ocorre já sem a presença de *cpx* na paragênese mineral, em 1080 – 1100 °C. Além disso, esta pseudosseção apresenta ainda a curva de *opx out* aparecendo a temperaturas mais elevadas do que as apresentadas nestas figuras (por volta de 1270 °C à baixas pressões).

Duas das pseudosseções apresentam uma região de *solvus* com dois tipos de clinopiroxênios distintos: augita e pigeonita. A pseudosseção do condrito Itapicuru-Mirim (Fig. 15B) mostra uma região de *solvus* se estendendo entre temperaturas de aproximadamente 1000 °C e 1200 °C e pressões de 4 e 10 kbar. A pseudosseção do condrito Tocache (Fig. 15C), por sua vez, apresenta região de *solvus* notadamente diferente da do condrito Itapicuru-Mirim, de modo geral mais delgado e alongado, ocorrendo por maior intervalo de pressões (2 – 12 kbar, aproximadamente), e se estendendo entre temperaturas de aproximadamente 900 °C e 1100 °C. O condrito Conquista (Fig. 15A) não apresenta região de *solvus*, diferentemente das duas outras pseudosseções apresentadas, mostrando clinopiroxênio de composição mais semelhante à augita. Embora as curvas de *plg out* e *aug out* pudessem ser geradas para este condrito, por conta do baixo grau de detalhamento e confiança das curvas geradas e restrições na faixa de temperatura onde foi possível gerar as curvas, julgou-se mais coerente não incluir esta região na pseudosseção final.

A pseudosseção do condrito Itapicuru-Mirim é notadamente semelhante a pseudosseção-tipo apresentada na Figura 7A (reportada por Johnson *et al.*, 2016, para condritos H). As diferenças mais marcantes da pseudosseção apresentada na Fig. 15B quando em comparação com a Figura 7A são o deslocamento para maiores temperaturas das curvas *cpx out* e *opx out* e a geometria mais larga da região de *solvus*.

Algumas diferenças entre as três pseudosseções apresentadas na Figura 15 são apresentadas a seguir, discutidas em comparação com a pseudosseção do condrito Itapicuru-Mirim.

Os condritos Conquista e Tocache apresentam região de estabilidade da paragênese *ol + opx + cpx + pl* mais larga do que o condrito Itapicuru-Mirim, uma vez que as curvas de *cm out* chegam a pressões mais baixas nestes condritos do que na pseudosseção do Itapicuru-Mirim. Além disso, para o meteorito Tocache a curva *pl out* (reação termômetra, em temperaturas pré-*solidus*) ocorre em pressões mais elevadas do que os outros dois condritos analisados. O condrito Conquista apresenta região de estabilidade da paragênese *ol + opx + cpx + g* mais restrita do que a do condrito Itapicuru-Mirim, e o meteorito Tocache não apresenta tal paragênese estável no intervalo de pressão e temperatura analisado. O meteorito Tocache apresenta, ainda, região de estabilidade da paragênese *ol + opx + cpx + cm + liq* muito restrita quando em comparação com as duas outras pseudosseções, causada pelo deslocamento para maiores pressões da curva de *cpx out* após a curva de *pl out* (pós-*solidus*).

A seguir são discutidas as pseudosseções geradas para condritos de classe L e as respectivas diferenças e semelhanças em relação às pseudosseções de classe H e a pseudosseção-tipo de condritos tipo L (Figura 7B; Johnson *et al.*, 2016).

As pseudosseções de condritos de classe L são razoavelmente diferentes das pseudosseções para os condritos H. De modo geral, as diferenças são: deslocamento da

As pseudosseções apresentadas nas Figs. 15 e 16 têm diferenças entre si e em comparação com as respectivas pseudosseções-tipo, e isto reflete as diferenças composicionais entre as amostras (Tabela 7).

5.3.2 Contornos minerais

Os contornos minerais gerados para os meteoritos analisados podem ser encontrados nas Figura 17, 18 e 19. A Figura 17 corresponde aos contornos gerados para o meteorito Itapicuru-Mirim, utilizada também para analisar a química mineral do meteorito Conquista. Os contornos minerais apresentados na Figura 18 foram gerados para o meteorito Tocache e são utilizados apenas para este condrito. A Figura 19 reporta os contornos gerados para o condrito Putinga, utilizados também para discutir os dados do condrito Minas Gerais A. As abreviações utilizadas no contorno são as mesmas das utilizadas para a confecção das pseudosseções. Os respectivos parâmetros analisados são os parâmetros calculados na Tabela 8, e o método de cálculo destes pode ser encontrado na Seção 5.1.

As regiões hachuradas nas Figs. 17, 18 e 19 representam o intervalo de valores correspondente ao valor do respectivo parâmetro para os meteoritos estudados. No caso de ausência de regiões destacadas, os valores medidos dos condritos se encontram fora do intervalo de valores calculados para as condições de pressão e temperatura especificadas.

Nota-se, de maneira geral, que a maior parte dos contornos minerais não apresenta quaisquer regiões destacadas. Dentre todos os parâmetros calculados, os únicos parâmetros que apresentam valores dentro dos calculados para os contornos minerais são c, y e x em ortopiroxênio e Ca em plagioclásio.

O parâmetro x em olivina, calculado como $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (a.p.f.u.), apresenta, nas condições estudadas, um intervalo de valores muito pequeno, variando entre aproximadamente 0,190 e 0,195 para os condritos H e entre 0,285 e 0,290 para condritos L. Para ambas as situações, os valores calculados para os condritos em questão são mais baixos do que os valores medidos. Apesar da diferença de valores absolutos entre os condritos L e H, a geometria de variação deste parâmetro é muito semelhante entre os contornos gerados para os três condritos analisados, com maiores valores ocorrendo a pressões de aproximadamente 8 kbar e temperaturas acima de 900 °C ou pressões acima de 15 kbar, aumentando fracamente com o aumento de temperatura à baixas pressões.

Os parâmetros para ortopiroxênio são também muito semelhantes para os três condritos analisados, com apenas o parâmetro x variando consideravelmente entre condritos H e L. A geometria de variação dos parâmetros é a mesma para as três figuras reportadas. O comportamento geral dos parâmetros com variações de temperatura e pressão é como segue:

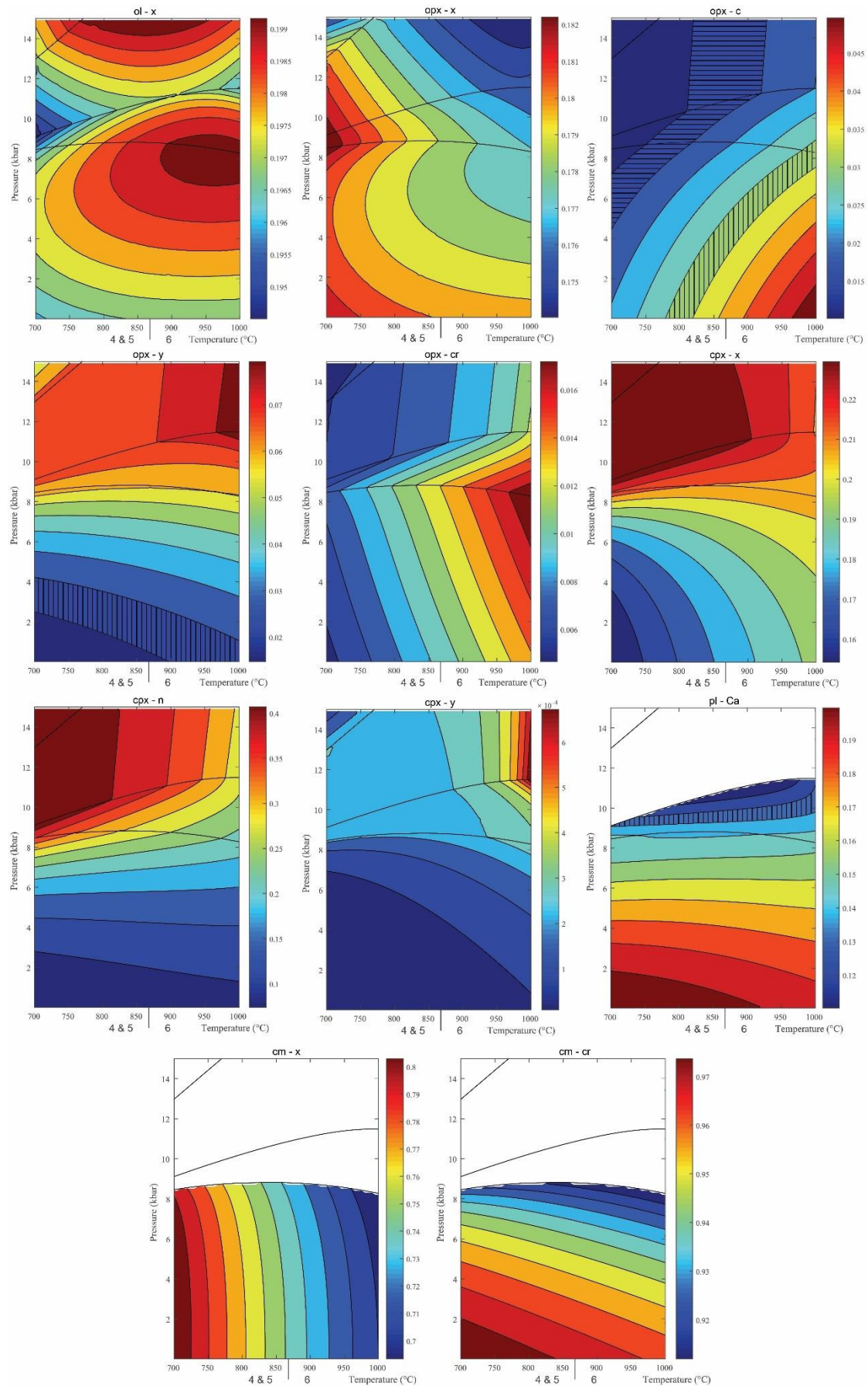


Figura 17 - Contornos minerais gerados para o meteorito Itapicuru-Mirim (H5), válidos também para o meteorito Conquista. Regiões hachuradas em linhas verticais indicam o campo correspondente ao valor do parâmetro para o meteorito Itapicuru-Mirim, enquanto linhas horizontais indicam o parâmetro para o meteorito Conquista. **Abreviações:** ol = olivina; opx = ortopiroxênio; cpx = clinopiroxênio; pl = plagioclásio; cm = cromita.

- O parâmetro x ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$) tende a diminuir com o aumento de temperatura e pressão;
- O parâmetro c (Ca a.p.f.u.) aumenta com o aumento de temperatura e a diminuição de pressão;
- O parâmetro y (Al em sítio tetraédrico) aumenta sobretudo com o aumento de pressão, e em menor grau com o aumento de temperatura;
- O parâmetro cr (Cr a.p.f.u.) aumenta principalmente com o aumento de temperatura.

Os parâmetros de clinopiroxênio são reportados aqui apenas para o meteorito Itapicuru-Mirim, uma vez que é o único condrito que apresenta dados de química mineral de clinopiroxênio. Apesar disso, nenhum dos valores obtidos para o condrito se encontram dentro do intervalo de valores calculados para os contornos minerais. De modo geral, os parâmetros variam conforme segue:

- O parâmetro x aumenta moderadamente com o aumento de temperatura e intensamente com o aumento de pressão, sobretudo a baixas temperaturas;

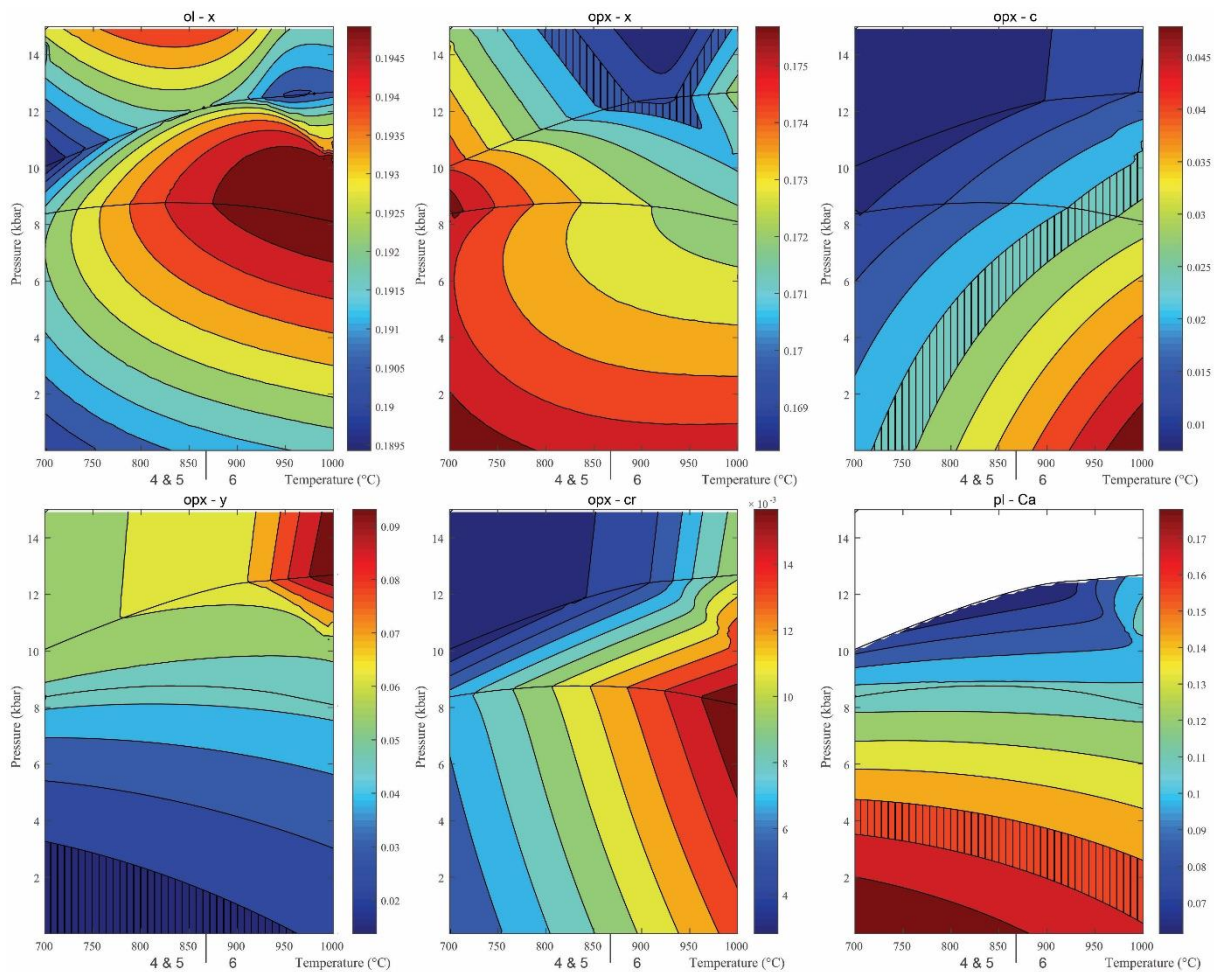


Figura 18 - Contornos minerais gerados para o meteorito Tocache (H5). Regiões hachuradas com linhas verticais indicam o campo correspondente ao valor do parâmetro para o meteorito Tocache. **Abreviações:** ol = olivina; opx = ortopiroxênio; pl = plagioclásio.

- O parâmetro n (Na a.p.f.u.) aumenta com o aumento de pressão, sobretudo a baixas temperaturas;
- O parâmetro y (Al a.p.f.u.) aumenta com o aumento de temperatura e pressão.

O parâmetro calculado para plagioclásio (Ca) apresenta geometria semelhante entre as três amostras estudadas, com a geometria mudando um pouco com o contorno gerado

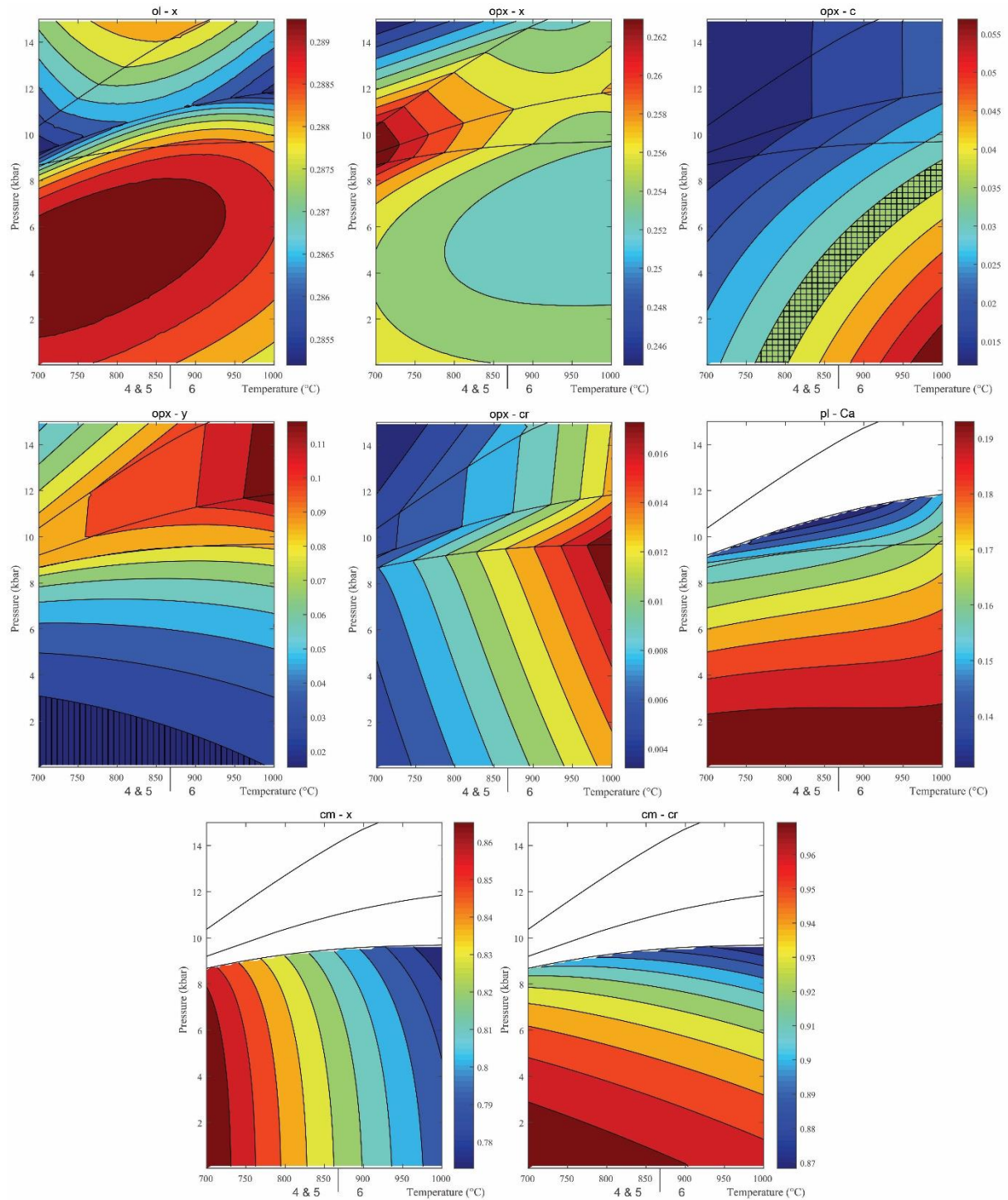


Figura 19 - Contornos minerais gerados para o meteorito Putinga (L6), válidos também para o meteorito Minas Gerais A. Regiões hachuradas com linhas verticais indicam o campo correspondente ao valor do parâmetro para o meteorito Putinga, enquanto linhas horizontais indicam o parâmetro para o meteorito Minas Gerais A. **Abreviações:** ol = olivina; opx = ortopiroxênio; pl = plagioclásio; cm = cromita.

para o condrito Tocache. Os valores também são semelhantes entre as três amostras, variando aproximadamente entre 0,12 e 0,20, crescendo com a diminuição de pressão. O parâmetro é, sobretudo, barômetro.

Os parâmetros calculados para cromita apresentam geometria de variação idêntica entre os contornos minerais gerados para os condritos Itapicuru-Mirim e Putinga. No entanto, o intervalo de valores associado varia um pouco. Para o condrito Itapicuru-Mirim, o parâmetro x varia entre 0,7 e 0,8, enquanto o parâmetro cr varia entre 0,92 e 0,97. Para o condrito Putinga, o parâmetro x varia entre 0,78 e 0,86 e o parâmetro cr varia entre 0,87 e 0,97. Enquanto o parâmetro x em cromita é muito termômetro, aumentando com a diminuição de temperatura, o parâmetro cr é majoritariamente barômetro, aumentando com a diminuição de pressão. Estes parâmetros não são apresentados para o condrito Tocache pois o mesmo não apresenta dados de química mineral de cromita.

Alguns intervalos de variação de cada parâmetro analisado diferem entre condritos H e L. Estes intervalos diferem, também, dos intervalos reportados em Johnson *et al.* (2016), o que é esperado pois as composições utilizadas neste referido trabalho são composições médias.

6. DISCUSSÃO

6.1. Determinação dos tipos petrológicos: caracterização mineral e textural

A determinação do tipo petrológico de um condrito se dá segundo algumas características texturais e minerais que refletem o grau de recristalização metamórfico e as diferentes condições de pressão e temperatura as quais os meteoritos foram submetidos (Huss *et al.*, 2006). O principal trabalho que é utilizado como base para a definição destas características é Huss *et al.* (2006), que atualiza e detalha o esquema clássico de classificação de condritos em tipos petrológicos de Van Schmus & Wood (1967).

A caracterização petrográfica dos condritos selecionados para este trabalho, como esperado, confirmou os classificações dentro dos tipos petrológicos já reportados na literatura. Assim, o condrito Conquista é o único exemplar estudado do tipo petrológico 4 (Keil *et al.*, 1978b), os condritos Itapicuru-Mirim (Gomes *et al.*, 1977) e Tocache (Gattacceca *et al.*, 2020) são exemplos do tipo petrológico 5, e o Minas Gerais A (Gomes & Keil, 1980) e o Putinga (Keil *et al.*, 1978a) são exemplos do tipo petrológico 6. A seguir são descritas algumas das características que permitiram classificar os meteoritos em seus respectivos tipos petrológicos.

O tipo petrológico mais baixo observado neste trabalho foi o tipo petrológico 4. Este tipo petrológico é caracterizado, segundo Huss *et al.* (2006), por baixo grau de integração entre matriz e côndrulos, com grande diferença de granulação entre estes. A matriz se encontra já recristalizada, mesmo que em baixo grau, visto que não é vítrea ou

microcristalina, como a encontrada em condritos do tipo petrológico 3. No exemplar de tipo petrológico 4 estudado, o condrito Conquista, o grau de recristalização da matriz tem identificação dificultada por conta do escurecimento da matriz causado pelo intemperismo da amostra. Outra característica observada que reflete o grau de recristalização metamórfica sofrido pela amostra é a devitrificação da matriz intra-côndrulo, sendo escurecida e levemente recristalizada. A presença de vidro, ainda, é evidência do baixo grau de metamorfismo deste tipo, uma vez que em tipos petrológicos mais avançados todo vidro se encontra recristalizado em caráter criptocristalino ou cristalino. Outra evidência do baixo grau metamórfico deste tipo petrológico é a granulação dos cristais de plagioclásio de $< 2 \mu\text{m}$ (Van Schmus & Wood, 1967; Krot *et al.*, 2014).

No condrito Conquista por volta de 30 a 40% dos piroxênios observados são clinopiroxênios de baixo Ca (pigeonita) de acordo com Keil *et al.* (1978b). Segundo o trabalho de Lee & Heuer (1987), pigeonita (clinoenstatita) se transforma em ortopiroxênio (enstatita) em temperaturas de aproximadamente 630°C a baixas pressões. Por isso, estima-se a temperatura de pico metamórfico para meteoritos de tipo petrológico 4 de no mínimo 630°C. Dodd (1969) estima a temperatura de formação de condritos do tipo 4 entre 600 e 700°C, o que é corroborado parcialmente por trabalhos mais recentes (e.g., Monnereau *et al.*, 2013). Outros autores defendem que os tipos petrológicos 4 e 5 atingiram temperaturas de pico metamórfico semelhantes, mas os condritos de tipo 4 sofreram resfriamento muito mais rápido que os de tipo petrológico 5 (Kessel *et al.*, 2007; Huss *et al.*, 2006).

O tipo petrológico 5 caracteriza-se por maior grau de integração matriz-côndrulos, com a matriz já não podendo ser reconhecida claramente como para o tipo petrológico 4 (Huss *et al.*, 2006). Muitos côndrulos não são mais facilmente reconhecíveis por conta da recristalização metamórfica dos meteoritos deste tipo petrológico (Huss *et al.*, 2006). Esta característica é observada para as duas amostras estudadas de tipo petrológico 5, Itapicuru-Mirim e Tocache. Observa-se, ainda, a ausência de material vítreo no interior dos côndrulos, mostrando grau de recristalização mais elevado do que o observado no meteorito Conquista, característica típica deste tipo petrológico (Van Schmus & Wood, 1967; Huss *et al.*, 2006). Plagioclásio de granulação média de 10 a 20 μm também é observado no Itapicuru-Mirim e Tocache, e isso é esperado segundo o esquema de classificação de tipo petrológico 5 de Van Schmus & Wood (1967) e as atualizações posteriores. O piroxênio presente nesses condritos é majoritariamente ortorrômbico de baixo Ca, mostrando também a evolução das condições de pressão e temperatura e/ou o tempo de resfriamento desses condritos tipo petrológico 5 em comparação ao tipo petrológico 4.

O tipo petrológico 6 corresponde, de modo geral, à evolução da integração textural entre côndrulos e matriz observada no tipo petrológico 5. A maior parte dos côndrulos perde sua identidade, e a matriz já não é mais distinguível dos côndrulos. Nesse tipo petrológico

apenas os maiores côndrulos são identificáveis (Huss *et al.*, 2006). Apesar de alguns côndrulos ainda apresentarem matriz intra-côndrulo reconhecível, esta já se encontra cristalina, evidência da intensidade de recristalização metamórfica associada. Essas foram as características observadas nos condritos Minas Gerais A e Putinga, classificados como tipo petrológico 6. O piroxênio de baixo Ca encontram-se em estado ortorrômbico nestes condritos, conforme o esperado para esse petrológico (Van Schmus & Wood, 1967; Huss *et al.*, 2006).

Uma característica observada em ambas as amostras de tipo petrológico 6 é a presença de bolsões de plagioclásio de dimensões milimétricas, de caráter intersticial e com texturas de bordas em cúspide, apresentando ainda inclusões de cristais de olivina e piroxênio (Figs. 14A, 14B, 14C e 14E). Estas texturas se assemelham muito às texturas descritas em Tait *et al.* (2014) para a identificação do tipo petrológico 7 (Fig. 6), e parecem indicar cristalização a partir de uma fase fundida. Keil *et al.* (1978a) descreve a maskelynita como produto da transformação do plagioclásio em estado sólido por choque. Estes autores indicam que os cristais de maskelynita são formados a partir de cristais de plagioclásio bem cristalizados e não intersticiais. Porém, no presente trabalho foi observado que a maskelynita e o plagioclásio mostra caráter intersticial, e se confundem texturalmente. A interpretação da formação da maskelynita não é isenta de dúvidas. De acordo com a literatura, essa pode ser formada pelo resfriamento ultra-rápido de um fundido produto de metamorfismo de choque, que origina um vidro diaplético denso (*e.g.*, Chen and El Goresy 2000), ou ser formada pelo metamorfismo por choque que provoca a deformação mecânica do plagioclásio, também transformando-o em um material vítreo (*e.g.*, Fritz *et al.*, 2019). Caso as características observadas nos condritos Minas Gerais A e Putinga sejam resultado de fusão parcial, estes estariam melhor classificados como pertencentes ao tipo petrológico 7. No entanto, somente essas texturas isoladas não são suficientes para mudar a classificação de tipo petrológico 6 para 7. Para tanto, é necessário identificar outras características do tipo petrológico 7, como zoneamento de cristais de ortopiroxênio e plagioclásio e interconectividade da rede de plagioclásio, que não puderam ser identificadas apenas pela análise petrográfica. Existe ainda a possibilidade de que o meteorito seja classificado como tipo petrológico 6/7, intermediário entre estes.

6.2. Determinação do metamorfismo termal: pseudosseções e modelamento dos contornos minerais

O modelamento do equilíbrio de fases dos condritos em estudo se mostraram consistentes, de modo geral, com as condições esperadas para estes meteoritos segundo a literatura. As condições de temperatura esperadas para os diferentes tipos petrológicos são, conforme Monnereau *et al.* (2013): 530 - 730 °C para H4; 730 - 870 °C para H5; e 870 - 930 °C para H6. Kessel *et al.* (2006) reporta um intervalo de temperaturas bem mais restrito, com

temperaturas de pico metamórfico variando entre 733 - 754 °C para os condritos H4 - 6 e entre 673 - 761°C para condritos L4 - 6. Slater-Reynolds & McSween (2005) reportam temperaturas de pico metamórfico para condritos H6 entre 865 e 926 °C, e para condritos L6 entre 812 e 934°C. As condições de pressão esperadas para todos os condritos são inferiores a 1 kbar, segundo calculado por McSween & Patchen (1989), assumindo densidade constante de 3300 - 3400 kg/m³ e condições gravitacionais esperadas para os corpos parentais dos meteoritos.

A paragênese mineral observada em todos os meteoritos estudados é a mesma: plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, olivina e cromita. E tal paragênese indica, nas pseudosseções apresentadas, condições de temperatura abaixo de 1050 °C e condições de pressão abaixo de 5 kbar. Algumas pseudosseções apresentam condições de pressão de estabilidade desta paragênese até 9 -10 kbar, ou seja, condições muito superiores às esperadas para os tipos petrológicos estudados. Em geral, foram observadas curvas e fusão parcial entre 1050 – 1060°C para todos os condritos analisados, mesmo intervalo observado por Johnson *et al.* (2016).

As diferenças que foram observadas entre as pseudosseções geradas e descritas na seção 5.4 podem ser explicadas por diferenças químicas entre os meteoritos estudados. Observou-se que:

- Maiores proporções de SiO₂ causam o deslocamento da curva de *opx out* para maiores temperaturas;
- Maiores proporções de CaO deslocam a curva de *cpx out* para maiores temperaturas;
- Maiores proporções de FeO deslocam a curva de *cm out* para maiores pressões, e menores proporções deste óxido fazem com que esta curva apareça em pressões menores em temperaturas próximas a 1000 °C;
- Maiores proporções de Al₂O₃ deslocam a curva de *pl out* (pré-solidus) para maiores pressões;
- Maiores proporções de FeO em condritos L deslocam a curva de *g out* para pressões mais baixas.

Apesar das pseudosseções serem consistentes com os intervalos esperados de pressão e temperatura para o pico metamórfico dos condritos, o amplo intervalo de estabilidade da paragênese especificada não permite estabelecer condições específicas para cada tipo petrológico. As composições químicas minerais calculadas para os condritos estudados, a partir do modelamento dos equilíbrios de fases, não tiveram boa correspondência com os valores medidos. Os parâmetros de interesse obtidos com os valores calculados, em sua maioria, não forneceram informações que pudessem ser utilizadas para estabelecer um intervalo de P e T. A não correspondência das composições químicas calculadas e medidas pode ser explicada, sobretudo, por dois fatores: reequilíbrio

químico dos meteoritos com evolução das condições metamórficas; ou mesmo inadequação do sistema químico escolhido para o estudo de condições metamórficas para meteoritos. O primeiro fator pode ser responsável por algumas diferenças observadas entre os parâmetros medidos e os calculados (Johnson *et al.*, 2016), mas a necessidade de ajustes no banco de dados adotado para o modelamento não pode ser descartada. Como o sistema químico utilizado para gerar os contornos minerais foi elaborado com base em rochas mantélicas terrestres (Jennings & Holland, 2015), alguns parâmetros de calibração, estabelecidos para condições mantélicas, são consideravelmente diferentes para os meteoritos. Por exemplo, as condições de oxidação de formação das rochas terrestres mantélicas são muito diferentes das de formação dos condritos. Parece que o estado de oxidação do ferro nos condritos dos tipos petrológicos 4 a 6 aumenta com o aumento do grau metamórfico, e isso acarreta mudanças na mineralogia (McSween & Labotka, 1993). O conteúdo de Fe^{2+} nas olivinas e nos piroxênios de baixo cálcio variam com a fugacidade de oxigênio (Dunn *et al.*, 2010). Ou seja, o modelamento dos equilíbrios de fase adequado para meteoritos condriticos deve levar em conta variações na fugacidade de oxigênio apropriadas para asteróides.

O parâmetro x ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ a.p.f.u.) em ortopiroxênio só apresentou valores dentro do intervalo calculado para o meteorito Tocache, e as condições inferidas por este valor são de pressões acima de 11 kbar, o que não é condizente com valores esperados. O parâmetro y (Al a.p.f.u. em sítio tetraédrico) em ortopiroxênio, apesar de reportar condições de temperatura e pressão condizentes com as esperadas para a maior parte dos condritos, não obtém condições adequadas para o condrito Itapicuru-Mirim, onde as temperaturas calculadas para baixas pressões são superiores a 900 °C. Além disso, o intervalo calculado para os outros condritos é muito amplo e não permite estabelecer intervalos de variação da P e T para cada tipo petrológico. O parâmetro de Ca (% teor de An) em plagioclásio também não é condizente com as condições esperadas, reportando, de modo geral, pressões muito superiores às reportadas na literatura para condritos, indicando pressões de por volta de 9 kbar para a maioria dos condritos. De acordo com Johnson *et al.* (2016) diferenças neste parâmetro podem ser explicadas por inadequação nos modelos de solução destas fases envolvidas.

O parâmetro c (Ca a.p.f.u.) em ortopiroxênio é o único parâmetro que fornece condições moderadas para os condritos analisados, sobretudo para os condritos Itapicuru-Mirim e Tocache (H5). Este parece ser um parâmetro menos afetado pelo metamorfismo retrógrado (Johnson *et al.*, 2016). Para estes condritos, este parâmetro indica temperaturas entre 750 - 800 °C de pico metamórfico. As condições calculadas para o condrito Conquista (H4), entretanto, são de <700 °C, abaixo do intervalo reportado em Kessel *et al.* (2007) para condritos H4 - 6. As condições calculadas para os condritos Minas Gerais A e Putinga (L6) são entre 750 e 800 °C, as mesmas das calculadas para os condritos H5 estudados. Este

resultado está em acordo com o intervalo de temperaturas apresentado em Kessel *et al.* (2007), mas difere dos resultados de Monnereau *et al.* (2013) e Slater-Reynolds & McSween (2005), segundo os quais a temperatura mínima para condritos L6 deveria ser de no mínimo 812 °C.

Muito embora os valores obtidos para as composições químicas minerais a partir das pseudosseções não tenham encontrado boa correspondência nos valores medidos, o que não permitiu estabelecer intervalos apropriados para condições de metamorfismo dos condritos estudados, o método é promissor para reconstruir as condições de metamorfismo no corpo parental.

6.3. Determinação das condições de choque e intemperismo e sua importância

Os condritos estudados não apresentavam até o momento a classificação segundo seu grau de choque e de intemperismo, com a exceção do meteorito Tocache (Gattacceca *et al.*, 2020). A determinação destas condições é, no entanto, importante para entender a história completa destes meteoritos. Além disso, muitas feições causadas por choque ou intemperismo obscurecem feições importantes para a determinação do grau metamórfico dos condritos. Um exemplo claro é a transformação de plagioclásio em maskelynita e sua fusão por choque (Stöffler *et al.*, 1991; Fritz *et al.*, 2017). Estes processos são identificados nos condritos por critérios como isotropia de cristais de plagioclásio e por feições de cristalização a partir de líquido, respectivamente. Entretanto, ambos estes critérios são intimamente relacionados com grau de metamorfismo elevados. Assim, feições indicativas de grau de choque elevado podem ser confundidas com grau de metamorfismo elevado, em condições adequadas.

Os condritos estudados foram classificados de acordo com seu grau de choque e intemperismo segundo os trabalhos de Fritz *et al.* (2017) e Zurfluh *et al.* (2016), respectivamente. As classificações são conforme segue:

- Conquista: S2, W2
- Itapicuru-Mirim: S3, W1
- Tocache: S3, W1
- Minas Gerais A: S4, W0
- Putinga: S4, W0

As características que permitiram a classificação segundo o grau de choque dos condritos são descritas resumidamente a seguir.

O grau de choque S2, ou choque muito fraco, é observado apenas no condrito Conquista. Este condrito apresenta características como fraturas irregulares comuns em olivina e piroxênio e extinção ondulante destes minerais, o que indica grau de choque maior do que S1 (Stöffler *et al.*, 1991). Ao mesmo tempo, o condrito não apresenta outras feições

como veios de choque ou fraturas planares comuns que caracterizam a classificação em grau S3 (Stöffler *et al.*, 1991).

O grau de choque S3, ou choque fraco, como já descrito acima, é caracterizado pela presença de veios de choque e formação incipiente de *melt pockets*, além da presença de fraturas planares regulares em olivina e piroxênio (Stöffler *et al.*, 1991). Estas características são observadas nos condritos Tocache e Itapicuru-Mirim.

O grau de choque S4, ou choque moderado, por sua vez, apresenta como características principais a presença de mosaicismo em cristais de olivina e isotropia parcial dos cristais de plagioclásio (Stöffler *et al.*, 1991; Fritz *et al.*, 2017). Estas características foram observadas para os meteoritos Minas Gerais A e Putinga. É importante ressaltar, entretanto, a dificuldade de identificação do fator causador da isotropia observada para os cristais de plagioclásio destes condritos, uma vez que outras feições observadas indicam que estes condritos provavelmente sofreram processo de fusão parcial. Caso a isotropia dos cristais de plagioclásio nestes condritos seja causada inteiramente por ação do choque, a classificação mais adequada seria de S5 para ambos. Entretanto, não é possível observar mosaicismo intenso ou formação pervasiva de *melt pockets* em nenhuma das amostras, outras características esperadas para grau de choque S5 (Fritz *et al.*, 2017). O meteorito Putinga, por exemplo, não apresenta nenhum veio de choque na lâmina estudada, o que auxilia na interpretação de que as feições observadas para os cristais de plagioclásio são causadas por ação de metamorfismo. A presença de associação de cromita e plagioclásio (Fig. 14D) no meteorito Minas Gerais A é indicativa de grau de choque de pelo menos S3 (Rubin, 2003).

O grau de intemperismo, por sua vez, é de mais simples classificação para lâminas delgadas. De modo geral, é necessário observar qual a proporção de cristais de Fe metálico (kamacita/taenita) e de sulfetos transformada em óxidos de Fe (Figura 4) (Wlotzka, 1973; Zurfluh *et al.*, 2016). O grau de intemperismo W0 corresponde a meteoritos que apresentam cristais de kamacita/taenita e sulfetos de Fe virtualmente inalterados, embora possam apresentar algum grau de limonitização da lâmina. Estas características são observadas para os meteoritos Putinga e Minas Gerais A. O grau W1 apresenta já metais e sulfetos com algum grau de alteração, mas menos de 20% dos metais encontra-se oxidado (Zurfluh *et al.*, 2016), o que é observado para os condritos Itapicuru-Mirim e Tocache. O grau W2, por sua vez, corresponde a condritos que apresentem entre 20 a 60% dos metais, mas menos de 20% dos sulfetos, transformados em óxidos de Fe (Zurfluh *et al.*, 2016). Este grau é observado apenas no condrito Conquista, que apresenta intenso escurecimento de sua matriz por limonitização e feições marcantes de oxidação de flocos metálicos e sulfetos observadas à luz refletida.

Um fator interessante inerente à natureza do grau de intemperismo de um condrito é a não-constância desta classificação. Exceto em condições ideais de conservação, o grau

de intemperismo dos condritos tende a aumentar com o passar do tempo (Zurfluh *et al.*, 2016). Este fator pôde ser observado na análise do condrito Conquista. Quando comparado com a análise feita por Keil *et al.* (1978b), é possível notar que o condrito, atualmente, encontra-se consideravelmente mais alterado do que então, com sua matriz sendo intensamente escurecida por ação do intemperismo. Estima-se que o grau de alteração do meteorito quando estudado por Keil *et al.* (1978b) tenha sido W0 ou W1. Este fator não é observado em tal grau de intensidade em nenhuma das outras amostras estudadas, embora algumas tenham queda ainda mais antiga do que a queda do Conquista. Diversos fatores podem ter influenciado que o meteorito Conquista tenha tido avanço do intemperismo mais rápido do que os outros condritos. Dentre estes fatores, os mais prováveis são o fator textural, visto que rochas de granulação mais fina são, em geral, mais facilmente intemperizadas, e o fator de conservação, caso a amostra estudada do meteorito Conquista tenha sido armazenada em condições diferentes do que as outras amostras analisadas, o que não parece ser o caso.

7. CONCLUSÕES

O trabalho desenvolvido permitiu as seguintes considerações finais quanto à classificação e obtenção das condições de metamorfismo dos condritos estudados:

- A caracterização petrográfica permitiu confirmar o tipo petrológico de cada meteorito analisado, e avaliar que, conforme esperado, o grau de metamorfismo aumenta em temperatura entre o meteorito Conquista (H4), os meteoritos Itapicuru-Mirim e Tocache (H5), e os meteoritos Minas Gerais A e Putinga (L6).
- É possível que os condritos Minas Gerais A e Putinga pertençam ao tipo petrológico 7, já que a maskelynita com feições indicativas de cristalização à partir de material fundido, como, por exemplo, os contornos em cúspide.
- Foi possível analisar o grau de choque e o grau de intemperismo dos condritos a partir do estudo das seções delgadas. As classificações segundo estes critérios são: Conquista (S2 W2); Itapicuru-Mirim (S3 W1); Tocache (S3 W1); Minas Gerais A (S4 W0); e Putinga (S4 W0).
- O modelamento químico do equilíbrio de fases minerais, com base na química de rocha total, mostrou paragenese adequada às condições estimadas para o metamorfismo dos condritos, segundo seu tipo petrológico, e de acordo com a literatura, porém dentro de um intervalo de pressão e temperatura muito amplo.
- Os contornos das composições químicas dos minerais gerados para as pseudossões se mostraram, em geral, diferentes dos valores medidos para os intervalos de P e T esperados. Por isso, não foi possível estabelecer as condições de metamorfismo adequadas para os condritos analisados, com base nos parâmetros calculados. Apenas o

conteúdo de Ca em ortopiroxênio se mostrou um termômetro mais adequado, apresentando intervalos de temperatura, embora subestimados, mais próximos aos esperados, com pico metamórfico entre 750 e 800 °C para condritos de tipo petrológico 5 e 6, e menores que 700 °C para o tipo 4.

- As dificuldades em estabelecer as condições de metamorfismo com o método adotado pode ser devido a reequilíbrio mineral devido ao retrometamorfismo, ocorrido durante o resfriamento do corpo parental, e também por inadequação do banco de dados usado às condições de formação dos meteoritos. No entanto, o método tem potencial caso adaptações sejam feitas no banco de dados utilizado, em especial, relacionadas às condições de oxidação do sistema.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anders, E., & Zadnik, M. G. (1985). Unequilibrated ordinary chondrites: A tentative subclassification based on volatile-element content. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(5), 1281-1291.
- Chen, M., & El Goresy, A. (2000). The nature of maskelynite in shocked meteorites: not diaplectic glass but a glass quenched from shock-induced dense melt at high pressures. *Earth and Planetary Science Letters*, 179(3-4), 489-502.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. Essex: Longman Scientific and Technical; New York: Wiley. 2a ed. 696p.
- Dunn, T. L., Cressey, G., McSween Jr, H. Y., & McCoy, T. J. (2010). Analysis of ordinary chondrites using powder X-ray diffraction: 1. Modal mineral abundances. *Meteoritics & Planetary Science*, 45(1), 123-134.
- Fritz, J., Assis Fernandes, V., Greshake, A., Holzwarth, A. & Böttger, U. (2019), On the formation of diaplectic glass: Shock and thermal experiments with plagioclase of different chemical compositions. *Meteorit. Planet. Sci.*, 54, 1533-1547.
- Fritz, J., Greshake, A., & Fernandes, V. A. (2017). Revising the shock classification of meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*, 52(6), 1216-1232.
- Gattacceca, J., McCubbin, F.M., Bouvier, A. & Grossman, J.N. (2020), The Meteoritical Bulletin, no. 108. *Meteorit Planet Sci*, 55: 1146-1150.
- Gomes, C. B. & Keil, K. (1980). *Brazilian Stone Meteorites*. New Mexico, US: University of New Mexico Press, 161p.
- Gomes, C. B., Keil, K., Jarosewich, E. & Curvello, W. S. (1977). Studies of Brazilian meteorites VIII. Mineralogy, petrology and chemistry of the Itapicuru Mirim, Maranhão, Chondrite. *An. Acad. Brasil. Ciênc.*, 49, 407-412.
- Grady, M., Pratesi, G. & Moggi Cecchi, V. (2014). *Atlas of meteorites*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 384p.

- Hewins, R. H., Connolly Jr., A. C., Lofgren G. E. & Libourel G. (1996). Experimental constraints in chondrule formation, *in* Hewins, R. H., Jones, R., Scott, E., Chondrules and the protoplanetary disk: Cambridge, UK, Cambridge University Press, p. 286-316.
- Holland, T. J. B., & Powell, R. (2011). An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(3), 333-383.
- Huss, G., Rubin, A. & Grossman, J. (2006). Thermal Metamorphism in Chondrites. *Meteorites and the Early Solar System II*.
- Hutchison, R. (2006). *Meteorites: A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 524p.
- Jarosewich, E. (1966). Chemical analyses of ten stony meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30(12), 1261-1265.
- Jennings, E. S. & Holland, T. J. B. (2015). A simple thermodynamic model for melting of peridotite in the system NCFMASOCr. *J. Petrol.* 56, 869–892.
- Johnson, T., Benedix, G. & Bland, P. (2016). Metamorphism and partial melting of ordinary chondrites: Calculated phase equilibria. *Earth and Planetary Science Letters*. 433. p 21–30.
- Keil, K., Kirchner, E., Gomes, C. B., Jarosewich, E. & Murta, R. L. L. (1978). Studies of Brazilian meteorites XIV. Mineralogy, petrology, and chemistry of the Conquista, Minas Gerais, chondrite. *Meteoritics*, 13(2), 177-187.
- Keil, K., Lange, D., Ulbrich, M. N. C., Gomes, C. B., Jarosewich, E., Roisenberg, A. & Souza, M. J. (1978a). Studies of Brazilian meteorites XIII. Mineralogy, petrology, and chemistry of the Putinga, Rio Grande do Sul, chondrite. *Meteoritics*, 13(2), 165-175.
- Keil, K., Lux, G., Brookins, D. G., King, E. A., King, T. V. & Jarosewich, E. (1978). The Inman, McPherson County, Kansas meteorite. *Meteoritics*, 13(1), 11-22.
- Kessel, R., Beckett, J. R., & Stolper, E. M. (2007). The thermal history of equilibrated ordinary chondrites and the relationship between textural maturity and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(7), 1855-1881.
- Krot, A. N., Keil, K., Scott, E. R. D., Goodrich, C. A. & Weisberg, M. K. (2014). Classification of meteorites, *in* Davis, A. M., ed., *Meteorites, Comets and Planets: Treatise on Geochemistry*, Volume 1: Amsterdam, The Netherlands, Elsevier BV, p. 1-63.
- Lee, W. E. & Heuer, A. H. (1987). On the polymorphism of enstatite. *Journal of the American Ceramic Society*, 70(5), 349-360.
- Lydon, J. W. (2005). The measurement of the modal mineralogy of rocks from SEM imagery: the use of Multispec© and ImageJ freeware. *Geological Survey of Canada, Open File*, 4941, 37.
- McSween Jr, H. Y. & Labotka, T. C. (1993). Oxidation during metamorphism of the ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(5), 1105-1114.

- McSween, H.Y. & Patchen, A.D. (1989). Pyroxene thermobarometry in LL-group chondrites and implications for parent body metamorphism. *Meteoritics* 24, 219–226.
- Monnereau, M., Toplis, M. J., Baratoux, D., & Guignard, J. (2013). Thermal history of the H-chondrite parent body: Implications for metamorphic grade and accretionary time-scales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 119, 302-321.
- Moore, S., Sears, D., Benoit, P. & Kracher, A. (2002). Petrologic Classifications of Type 3 Ordinary Chondrites and a CO Chondrite from the Sahara. *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 37.
- Nittler, L. R., McCoy, T. J., Clark, P. E., Murphy, M. E., Trombka, J. I., & Jarosewich, E. (2004). Bulk element compositions of meteorites: A guide for interpreting remote-sensing geochemical measurements of planets and asteroids. *Antarctic meteorite research*. 17:231–251.
- Norton, O. R. & Chitwood, L. (2008). *Field guide to meteors and meteorites*: Springer Science & Business Media, 302p.
- Norton, O. R. (1998). *Rocks from space*: Missoula, MT, Mountain Press Publishing Company, 449p.
- Paar, W., Gomes, C. & Jarosewich, E. (2018). Studies of Brazilian meteorites II. The Avanhandava chondrite: mineralogy, petrology and chemistry. *Revista Brasileira de Geociências*, 6(3), 201-210.
- Pearce, M. A., White, A. J. R., & Gazley, M. F. (2015). TCInvestigator: automated calculation of mineral mode and composition contours for THERMOCALC pseudosections. *Journal of Metamorphic Geology*, 33(4), 413-425.
- Powell, R. & Holland, T. J. B. (1988). An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of metamorphic Geology*, 6(2), 173-204.
- Schaan, R. B. (2015). Desvendando o sistema solar: uma caracterização do meteorito Putinga. Schmitt, R. T. (2000). Shock experiments with the H6 chondrite Kernouvé: Pressure calibration of microscopic shock effects. *Meteoritics & Planetary Science*, 35(3), 545-560.
- Scott, E. R. D. & Krot, A. N. (2014). Chondrites and their components, *in* Davis, A. M., ed., *Meteorites, Comets and Planets: Treatise on Geochemistry, Volume 1*: Amsterdam, The Netherlands, Elsevier BV, p. 65-125.
- Scott, E. R. D. (2007). Impact origins for pallasites. *Lunar and Planetary Science Conference XXXVIII*.
- Sears, D. W., Grossman, J. N., Melcher, C. L., Ross, L. M. & Mills, A. A. (1980). Measuring metamorphic history of unequilibrated ordinary chondrites. *Nature* 287, 791–795.

- Sears, D.W., Grossman, J.N. & Melcher, C.L. (1982). Chemical and physical studies of type 3 chondrites — I: Metamorphism related studies of Antarctic and other type 3 ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, n. 12, p. 2471-2481.
- Sharp, T. G. & DeCarli, P. S. (2006). Shock effects in meteorites. *Meteorites and the early solar system II*, 943, 653-677.
- Slater-Reynolds, V. & McSween Jr, H. Y. (2005). Peak metamorphic temperatures in type 6 ordinary chondrites: An evaluation of pyroxene and plagioclase geothermometry. *Meteoritics & Planetary Science*, 40(5), 745-754.
- Stoeffler, D., Keil, K. & Scott, E. R. D. (1991). Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, n. 12, p. 3845-3867.
- Tait, A. W., Tomkins, A. G., Godel, B. M., Wilson, S. A., & Hasalova, P. (2014). Investigation of the H7 ordinary chondrite, Watson 012: Implications for recognition and classification of Type 7 meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 134, 175-196.
- Trieloff, M., Jessberger, E. K., Herrwerth, I., Hopp, J., Fiéni, C., Ghélis, M., ... & Pellas, P. (2003). Structure and thermal history of the H-chondrite parent asteroid revealed by thermochronometry. *Nature*, 422(6931), 502-506.
- Van Schmus, W. R. & Wood, J. A. (1967). A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 31, n. 5, p. 747-765.
- Wasson, J. T. & Rubin, A. E. (1985). Origin of mesosiderites as a consequence of planet formation. *Lunar and Planetary Science Conference XVI*, p. 86-87.
- Weisberg, M. K., McCoy, T. J. & Krot, A. N. (2006). Systematics and evaluation of meteorite classification. *Meteorites and the Early Solar System II*. 2. 19-52.
- White, W. M. (2006). *Cosmochemistry*, in White, W. M., *Geochemistry*: Wiley-Blackwell, p. 415-472.
- Wlotzka, F. A (1993). A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*, v. 28, 1993.
- Zurfluh, F. J., Hofmann, B. A., Gnos, E., Eggenberger, U., & Jull, A. T. (2016). Weathering of ordinary chondrites from Oman: Correlation of weathering parameters with ¹⁴C terrestrial ages and a refined weathering scale. *Meteoritics & planetary science*, 51(9), 1685-1700.