



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

RICARDO GAZILLO NETO

QUÍMICA MINERAL E GEOTERMOMETRIA DOS CONDRITOS COMUNS
CAMPOS SALES E SANTA VITÓRIA DO PALMAR

FORTALEZA
2018

RICARDO GAZILLO NETO

QUÍMICA MINERAL E GEOTERMOMETRIA DOS CONDRITOS COMUNS
CAMPOS SALES E SANTA VITÓRIA DO PALMAR

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito do Programa de Pós-Graduação de Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geologia. Grande Área: Ciências da Terra; Área: Geologia

Orientador: Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto

Coorientador: Prof. Dr. Klaus Keil

FORTALEZA
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação Universidade Federal do Ceará

Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

N385e Gazillo Neto, Ricardo.

Química mineral e geotermometria dos condritos comuns Campos Sales e Santa Vitória do Palmar / Ricardo Gazillo Neto. – 2017.

72 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2017.

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

Coorientação: Prof. Dr. Klaus
Keil.

1. microsonda eletrônica. 2. química mineral. 3. metamorfismo termal. L. I. Título.

CDD 551

RICARDO GAZILLO NETO

QUÍMICA MINERAL E GEOTERMOMETRIA DOS CONDRITOS COMUNS
CAMPOS SALES E SANTA VITÓRIA DO PALMAR

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito do Programa de Pós-Graduação de Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geologia. Grande Área: Ciências da Terra; Área: Geologia

Aprovada em: ___/___/_____

BANCA EXAMINADORA

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

Prof. Dra. Fernanda Gervasoni
Universidade Federal de Goiás (UFG)

Prof. Dra. Lucilene dos Santos
Universidade Federal do Ceará (UFC)

A meus pais e minha irmã.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a CAPES que vem apoiando minha pesquisa e busca constante por mais conhecimento científico de alto nível representado aqui pela Meteorítica.

Ao Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto, da Universidade Federal do Ceará, pela determinação na continuação desta importante e empolgante área do conhecimento, através de apoio constante no que diz respeito ao acesso às técnicas analíticas necessárias e ao apoio científico constante.

Ao professor Dr. Klaus Keil do Instituto de Geofísica e Planetologia da Universidade do Havá em Manoa, autoridade máxima internacional na pesquisa em Cosmoquímica e Meteorítica, por ajudar-me em todos os aspectos teóricos e práticos no que diz respeito ao fascinante estudo da origem do Sistema Solar e dos Condritos. Também à Dr. Maria Elizabeth Zucolotto da Universidade Federal do Rio de Janeiro, por ser minha amiga e colaboradora fornecendo bons conselhos e ajuda por intermédio de algumas publicações científicas cruciais para esta pesquisa. Aos meus pais que sempre me ajudaram e me apoiaram em todos os campos da minha vida, incluindo o incentivo em continuar trilhando o caminho do estudo dos meteoritos.

“O Homem ainda não está preparado
para escrever uma fórmula química para
a palavra meteorito” – Harvey H.
Nininger (*Find a Falling Star*, 1972)

RESUMO

Campos Sales e Santa Vitória do Palmar são dois condritos comuns que pertencem ao mesmo grupo químico, mas possuem diferentes estágios de metamorfismo termal. O condrito Campos Sales (CS) possui um alto grau de recristalização sendo classificado como pertencente ao grupo L5 e o Santa Vitória do Palmar (SVP) é um condrito comum primitivo que possui baixo grau metamórfico, preservando as texturas originais com uma matriz de granulação fina amorfa e criptocristalina e com uma mineralogia relativamente primordial composta primariamente por clinobronzita, pigeonita e olivina onde este é classificado como grupo L3. Análises de Microsonda Eletrônica do condrito CS mostra um pequeno desvio de um valor médio para os valores das composições molares da olivina e do ortopiroxênio, também revelando a presença de plagioclásio com composição oligoclásio-anortoclásio e diopsídio no interior de alguns côndrulos microcristalinos. Fosfatos e cromita também foram identificados no CS, onde os fosfatos são apatita e merrillita. Ambos os condritos pertencem ao grupo L o que indica o mesmo corpo parental. O condrito SVP possui dois tipos distintos de plagioclásio, um de composição anortítica, o que pode indicar um mineral primário cosmoquimicamente formado e o outro é oligoclásio com alta impureza de magnésio, indicando baixo grau de recristalização da mesostasis; as olivinas do condrito SVP juntamente com o plagioclásio anortítico foram analisados à procura de padrões reliquiares de condensação nebular. Geotermometria do condrito equilibrado CS foi realizada usando o geotermômetro do sistema equilibrado enstatita-diopsídio através da análise de côndrulos microcristalinos recristalizado revelando a temperatura de pico metamórfico para esse condrito equilibrado.

Palavras-chave: Microsonda eletrônica. Química mineral. Metamorfismo termal.

ABSTRACT

The Campos Sales and Santa Vitória do Palmar are two ordinary chondrites of the same chemical group but with different stages of thermal metamorphism. The Campos Sales (CS) chondrite has a high grade of recrystallization being classified as L5 group and Santa Vitória do Palmar (SVP) is a primitive ordinary chondrite that has low metamorphic grade, preserving the original textures with a fine grained amorphous and cryptocrystalline matrix and with a relative pristine mineralogy composed primarily of clinobronzite, pigeonite and olivine where it is classified as L3 group. Electron microprobe analyses from CS chondrite show little deviation of an average molar composition value for the olivine and orthopyroxene, also revealing the presence of plagioclase with oligoclase-anorthoclase composition and diopside inside some microcrystalline chondrules. Phosphates and chromite were also identified in the CS, where the phosphates are apatite and merrillite. Both chondrites belong to the L chemical group which indicates the same parent body. The SVP chondrite has two distinct types of plagioclase, one is anorthitic in composition, which maybe indicates a primary cosmochemical formed mineral and the other is oligoclase with high impurities of magnesium, indicating a low degree of mesostasis recrystallization; SVP chondrule olivines together with the anorthitic plagioclase were analyzed to look for their relict patterns of nebular condensates. Geothermometry of the CS were made using the equilibrated system enstatite-diopside geothermometer through the analysis of recrystallized microcrystalline chondrules revealing the peak metamorphic temperature for this equilibrated chondrite.

Keywords: Electron microprobe. Mineral chemistry. Thermal metamorphism.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Ab	Albita	AOA	<i>Amoeboid Olivine Aggregate</i>
An	Anortita	BO	<i>Barred Olivine</i>
Ap	Apatita	CAI	<i>Calcium-aluminum-rich Inclusion</i>
Cen	Clinoenstatita	CC	<i>Cryptocrystalline</i>
Chr	Cromita	CS	Campos Sales
Cpx	Clinopiroxênio	EDS	<i>Energy Dispersive Spectroscopy</i>
Di	Diopsídio	ELR	Elementos Litófilos Refratários
En	Enstatita	GO	<i>Granular Olivine</i>
Fa	Fayalita	GOP	<i>Granular Olivine-Pyroxene</i>
Fo	Forsterita	HED	Howarditos-Eucritos-Diogenitos
Fs	Ferrossilita	PO	<i>Porphyritic Olivine</i>
Hd	Hedenbergita	POP	<i>Porphyritic Olivine-Pyroxene</i>
Ma	Milhões de Anos	RP	<i>Radial Pyroxene</i>
Merr	Merrilita	SAD	<i>Standard Average Distribution</i>
Met	Metal	SEM	<i>Scanning Electron Microscope</i>
FeNi	Ferro-Níquel Metálico	SVP	Santa Vitória do Palmar
Ol	Olivina		
Or	Ortoclásio		
Opx	Ortopiroxênio		
Te	Tefroita		
Tro	Troilita		
Wo	Wollastonita		

LISTA DE SÍMBOLOS E CONSTANTES

a_i	Atividade de um componente “i” [mol.%]
Å	Ângstrom [1 x 10 ⁻¹⁰ m]
C_P	Capacidade calorífica à pressão constante [J.K ⁻¹ .mol ⁻¹]
fO₂	Fugacidade de oxigênio [atm]
G	Constante Universal da Gravidade [6,674 x 10 ⁻¹¹ m ³ .kg ⁻¹ .s ⁻²]
ΔG	Variação de energia livre de Gibbs [kJ.mol ⁻¹]
g	Aceleração da gravidade na superfície de um corpo planetário [m.s ⁻²]
ΔH	Variação de entalpia [kJ.mol ⁻¹]
K_{eq}/K_D	Constante de equilíbrio
ln(x)	Logaritmo natural (na base e) de um valor “x”
log(x)	Logaritmo de um valor “x”
n_i	Número de moles de um componente “i” [mol]
P	Pressão [bar; Pa; dyn/cm ²]
R	Constante Universal dos Gases [8,314 J mol ⁻¹ .K ⁻¹]
ΔS	Variação de entropia [kJ.mol ⁻¹ .K ⁻¹]
T	Temperatura [K; °C]
ΔV	Variação de volume molar [cm ³ .mol ⁻¹]
X_i	Fração molar de um componente “i” [mol.%]
ρ	Densidade (massa específica) [kg.m ⁻³]
μ_i	Potencial químico de um componente “i” [kJ.mol ⁻¹]
μm	Micrômetro [1 x 10 ⁻⁶ m]

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
2	OBJETIVOS	14
3	METODOLOGIA	15
3.1	PETROGRAFIA GERAL DOS CONDRITOS.....	15
3.2	QUÍMICA MINERAL.....	19
3.3	GEOTERMOMETRIA.....	19
3.4	O CORPO PARENTAL DOS CONDRITOS COMUNS	21
4	MINERAL PHASE CHEMISTRY AND GEOTHERMOMETRY OF CAMPOS SALES AND SANTA VITÓRIA DO PALMAR ORDINARY CHONDRITES	25
5	CONCLUSÕES	42
	REFERÊNCIAS	45
	ANEXO A - CARACTERIZAÇÃO DAS MICROFEIÇÕES DE ABLAÇÃO ATMOSFÉRICA PRESENTES NA CROSTA DE FUSÃO DO METEORITO CAMPOS SALES ATRAVÉS DE IMAGENS DE MEV E ANÁLISES DE EDS	50
	ANEXO B – TABELAS DE ANÁLISES QUÍMICAS	61

1. INTRODUÇÃO

Os condritos são rochas sedimentares formadas por processos astrofísicos que ocorreram no disco protoplanetário durante a formação do Sistema Solar. Os componentes dos condritos condensaram a partir do gás da nebulosa solar que colapsou gravitacionalmente para formar o protossol e seu disco de acreção protoplanetária (Scott, 2007).

No disco protoplanetário, os componentes sólidos, originalmente poeira interestelar, foram fundidos e cristalizados novamente como componentes ígneos gerando diversos produtos tais como partículas de minerais refratários, de minerais ferromagnesianos, sulfetos e ferro-níquel metálico. A baixas temperaturas sólidos condensaram além da linha de congelamento do Sistema Solar (Ebel, 2006), formando vários tipos de gelos dos corpos planetários mais distantes do Sol, incluindo cometas que ocasionalmente ingressam no Sistema Solar interno.

O disco protoplanetário se torna termicamente estratificado devido à influência do protossol (Hartmann *et al.*, 1998). Em regiões muito próximas do protossol os sólidos de altas temperaturas condensam formando aglomerados de minerais refratários tanto por cristalização ígnea direta a partir do plasma nebular quanto por evaporação de componentes sólidos pré-solares previamente aglutinados a temperaturas de 1700 K a 1500 K (Grossman *et al.*, 2000). Esses grânulos e aglomerados feitos de minerais refratários são ricos em cálcio, alumínio e titânio e são chamados de CAIs (*Calcium-Aluminum-Rich Inclusions*) ou inclusões ricas em cálcio-alumínio.

O isótopo Al^{26} é acreditado ser um produto de nucleossíntese primordial que foi incorporado e homogeneizado na nebulosa solar (Arnett & Wepel, 1978; Kuroda & Myers, 2005). Este possui uma meia-vida curta de 730.000 anos e representa a principal fonte radiogênica de calor necessário para fundir e causar metamorfismo precocemente no tempo em que os corpos planetários estavam sendo acrecionados. Evidências de uma fonte de calor primordial existem pela presença do produto de decaimento do Al^{26} (Mg^{26}) em alguns meteoritos diferenciados, como também muitos corpos parentais de meteoritos que foram completamente fundidos. Muitos foram submetidos ao metamorfismo termal como os acondritos do grupo HED (originados do asteroide diferenciado Vesta) e os angritos, que possuem idades muito próximas da acreção planetesimal dos primeiros sólidos. Eles foram fundidos por uma fonte isotópica de meia-vida muito curta que foi adquirida abundantemente pela nebulosa solar (Wadhwa & Russel, 2000). Os corpos parentais dos angritos têm idades similares aos côndrulos e CAIs (Baker *et al.*, 2005).

A última e mais precisa determinação de idade absoluta pelo método Pb-Pb por Connelly *et al.* (2012) mostram convincentemente que não houve nenhum hiato de tempo entre a formação dos CAIs e dos côndrulos; eles se formaram simultaneamente. Os côndrulos mais antigos se formaram começando há $4567,32 \pm 0,42$ Ma atrás, e os

CAIs ao mesmo tempo há $4567,35 \pm 0,28$ Ma atrás. No entanto, os CAIs se formaram apenas durante um período de tempo de 0,16 Ma, enquanto os côndrulos continuaram a se formar por ~ 3 Ma. Portanto, o Sistema Solar é muito antigo, mas os seus constituintes de alta temperatura se formaram em um período de tempo surpreendentemente curto de apenas 3 Ma! Os côndrulos são produto de cristalização ígnea a temperaturas numa faixa de 1300 K a 1100 K (Alexander *et al.*, 2008; Hewins & Zanda, 2012). Esses componentes são esférulas de diâmetros médios submilimétricos a subcentimétricos, compostos de minerais ferromagnesianos, primariamente olivina e piroxênios pobres em cálcio. Adicionalmente, côndrulos podem conter material vítreo com composição ferromagnesianas contendo impurezas de fósforo, sódio e potássio, considerados elementos residuais da condensação nebular sendo participantes do gás de baixa temperatura devido a estes serem elementos moderadamente a altamente voláteis (Wai & Wasson, 1977; Galy *et al.*, 2000).

Alguns modelos de condensação de côndrulos incluem a presença do elemento sódio e traços de potássio presentes no gás em equilíbrio com os minerais dos côndrulos contribuindo para o equilíbrio entre os minerais ferromagnesianos com a fase amorfa denominada mesostasis (Galy *et al.*, 2000; Bland *et al.*, 2005). Nos côndrulos expostos ao metamorfismo termal nos planetesimais a mesostasis é totalmente recrystalizada produzindo minerais secundários como albita e fosfatos (whitlockita/merrillita e apatita).

Os côndrulos ferromagnesianos são classificados pelo conteúdo em magnésio em Tipo I (rico em MgO) e Tipo II (rico em FeO) (Gooding & Keil, 1981; Lauretta *et al.*, 2006). A influência na diferenciação cosmoquímica dos côndrulos pode ocorrer pela presença ou ausência de elementos litófilos moderadamente voláteis existentes no gás nebular ou pela presença de estratificação termal em relação a distância a partir do protossol. Os condritos comuns Campos Sales e Santa Vitória do Palmar foram classificados na literatura científica como pertencendo ao mesmo grupo químico L (Scorzelli *et al.*, 1998; Zucolotto & Antonello, 2008). O Campos Sales (L5) é um representante dos condritos comuns equilibrados, enquanto o Santa Vitória do Palmar (L3.4 – L3.6) é um representante dos condritos comuns desequilibrados, com um pequeno grau de metamorfismo termal.

2. OBJETIVOS

1. Fazer a descrição e caracterização petrográfica completa dos dois condritos comuns apresentados neste estudo.

2. Realizar análises químicas por Microsonda Eletrônica e EDS das fases minerais de ambos os condritos, apresentando resultados referentes às análises quantitativas realizadas referente à interpretação mineralógica e cosmoquímica das fases minerais apresentadas.

3. Evidenciar a relação petrológica existente entre ambos os condritos analisados mostrando que estes representam amostras de diferentes porções do mesmo tipo de corpo parental, isto é, do mesmo tipo de asteroide condrítico, através do grau de

metamorfismo termal evidenciado na petrografia e na distribuição da química mineral dos minerais ferromagnesianos e através da consequente classificação dos grupos químicos atribuídos a estes meteoritos conforme a classificação padrão dos condritos comuns na literatura científica.

4. Calcular a temperatura de pico metamórfico termal do condrito comum que apresenta evidências de recristalização mineral com o desenvolvimento de paragêneses minerais cujas análises químicas podem ser aplicadas a um geotermômetro previamente calibrado para rochas contendo minerais ferromagnesianos em equilíbrio termodinâmico.

3. METODOLOGIA

3.1. PETROGRAFIA GERAL DOS CONDRITOS

Os côndrulos possuem diversas texturas, dependendo da quantidade de sílica no líquido original que condensou e cristalizou ou dos tipos de elementos químicos presentes no gás da nebulosa solar que ainda permaneceram em equilíbrio dinâmico com os minerais dos côndrulos. Em geral as texturas de côndrulos podem ser classificadas como porfirítica, granular, radial, poiquilítica, criptocristalino, microcristalino e barrado (Gooding & Keil, 1981). A mineralogia é completamente variável, exceto no caso da textura radial onde estes são compostos de acículas radiais de hiperstênio e da textura barrada que é composta de cristais de olivina com hábitos de formas alongadas.

Com base na textura e mineralogia, os côndrulos são classificados em: Porfirítico (P), Granular (G), Radial (R) e Barrado (B). A mineralogia é citada após a letra maiúscula que designa o tipo de textura. A classificação das texturas é dada a seguir:

Olivina Porfirítica (PO): É composta de cristais de olivina de granulação similar, sendo normalmente eudrais imersas em uma matriz vítrea de granulação fina que pode conter cristais menores oriundos de recristalização se o côndrulo foi submetido a algum metamorfismo termal.

Olivina-Piroxênio Porfiríticos (POP): É composta de cristais de olivina e piroxênio em proporções similares. Esses cristais têm dimensões similares e são eudrais, imersos numa mesostasis de natureza amorfa ou recristalizada, contendo cristais menores.

Olivina Granular (GO): Possui grãos de olivina pequenos e de textura granular, homogeneamente distribuídos, contendo mesostasis intersticial.

Olivina-Piroxênio Granular (GOP): Contém cristais de granulação fina de olivina e piroxênio imersos numa matriz amorfa ou recristalizada (mesostasis).

Piroxênio Radial (RP): É composto de cristais de piroxênio pobres em cálcio (normalmente hiperstênio) com hábitos aciculares em um padrão radiado gerando uma forma de leque de ortopiroxênios, e os cristais de piroxênio radial podem irradiar de um ou mais pontos no côndrulo.

Olivina Barrada (BO): Contém cristais de olivina com hábitos alongados onde os eixos cristalográficos mais longos estão alinhados lembrando um padrão bandado. O material intersticial dos cristais de olivina pode ser mesostasis preservada ou recristalizada contendo principalmente plagioclásio sódico.

Criptocristalino (CC): Ausência de cristais visíveis, apresentando uma aparência homogênea e levemente isotrópica tendo uma coloração marrom avermelhada à luz polarizada com os nicóis cruzados.

A condensação mineral após os côndrulos produziu minerais dispersos com granulação fina; a maioria destes como grãos amorfos predominando no disco protoplanetário (Min & Flynn, 2010). Esse material fino se aglutinou com os côndrulos, primariamente formando uma zonação de bordas cobrindo a superfície dos côndrulos. A poeira posteriormente se aglomerou junto de muitos côndrulos e também CAIs presentes no meio protoplanetário gerando fragmentos com tamanhos cada vez maiores, formando os planetesimais, os blocos de construção da formação planetário (Scott & Krot, 2014). As rochas geradas pela aglutinação de matriz fina, côndrulos, CAIs, AOAs (*Amoeboid Olivine Aggregates*) e fragmentos líticos são denominadas condritos. Os fragmentos líticos são pedaços de matriz e côndrulos aglomerados e quebrados por colisões posteriores e então estes fragmentos condriticos podem ser acrecionados novamente sendo incorporados em outra rocha condritica (Fodor & Keil, 1973).

Os planetesimais condriticos que não formaram embriões planetários se tornaram rochas errantes com tamanhos variando de micrômetros a centenas de quilômetros. Estes corpos são chamados de asteroides e sua grande maioria está no Cinturão Principal, localizado entre as órbitas de Marte e Júpiter (Jedicke & Metcalfe, 1998). Os asteroides não se aglomeraram para formar um único corpo planetário nesta região (distância média de 3 U.A.) devido à influência gravitacional do planeta gigante gasoso Júpiter (Liou & Malhotra, 1997). Esses planetesimais remanescentes guardaram o registro mineralógico e cosmoquímico do Sistema Solar Primordial, representando material primevo da formação planetária.

Os condritos comuns representam 85% de todos os meteoritos coletados na Terra. Esta percentagem, apoiando as evidências do sensoriamento remoto de asteroides por telescópios terrestres e espaciais, confirma que estes meteoritos representam amostras de uma população frequente de asteroides do Cinturão Principal (Hughes, 1981; Wetherill, 1985). Os condritos são divididos em Comuns, Carbonáceos, Enstatitos, Kakangari e Rumurutitos (Scott & Krot, 2014).

A maioria dos condritos possui abundâncias semelhantes de elementos litófilos refratários (ELR) em relação ao SAD (*Standard Average Distribution*) que por sua vez

representa a abundância solar dos elementos químicos. (Anders, 1989; Anders & Ebihara, 1982). Portanto, todos os meteoritos que possuem uma distribuição de elementos químicos similar à distribuição da fotosfera solar são classificados como condritos. Os condritos ricos em ELR são denominados de Comuns (*ordinary chondrites*) e estes são separados em três grupos químicos, de acordo com a sua quantidade de ferro total em relação ao ferro no estado nativo, que são L, LL e H. Os condritos L são ricos em hiperstênio, contendo entre 5 vol.% a 10 vol.% de ferro metálico, os LL possuem menos de 5 vol.% de Fe metálico, contendo piroxênio rico em ferrosilita e os H possuem percentual de Fe metálico acima de 15 vol.% onde o principal e mais abundante piroxênio é a bronzita (Van Schmus & Wood, 1967).

A matriz dos condritos tem granulação originalmente fina e amorfa, apresentando uma composição bem distinta em relação aos cõndrulos (Brearley, 1996), como acontece no caso do condrito Santa Vitória do Palmar, tendo um vidro denominado mesostasis com composição principal de plagioclásio albítico, enriquecido em Na, K, Al, Mn e P em relação aos cõndrulos, contendo também minerais nanométricos a micrométricos cristalinos e amorfos de enstatita, forsterita, troilita, ferro-níquel e raros grãos pré-solares (Brearley *et al.*, 1989; Scott & Krot, 2014; Rambaldi *et al.*, 1981). A matriz tem, portanto, conteúdo de elementos moderadamente voláteis, mais elevado do que os cõndrulos (Alexander, 1995). Em condritos metamorfizados essa matriz se apresenta em estágios variados de recristalização. A matriz amorfa dos condritos menos metamorfizados (os chamados condritos primitivos *strictu sensu* ou desequilibrados) contém uma pequena quantidade de minerais hidratados e este tipo de matriz é comumente classificada como matriz de Huss (Huss *et al.*, 1981).

Quando a matriz é submetida ao metamorfismo termal, a desidratação ocorre nos minerais que contêm certa quantidade de água estrutural (Sears *et al.*, 1995). Essa água liberada pode agir no metamorfismo como um agente catalisador na cristalização de minerais secundários tais como a whitlockita e ortoclásio devido à difusão de íons de potássio presentes em maior concentração na matriz intercõndrulo (Lewis & Jones, 2016). Quando a matriz é recristalizada esta adquire textura granoblástica granular com cristais subedrais a anedrais (textura de grão subdioblástica a xenoblástica).

O percentual molar de albita e ortoclásio nos feldspatos é diretamente proporcional ao grau de metamorfismo termal (Nakamuta & Motomura, 1999). Normalmente, em condritos pouco metamorfizados ou desequilibrados, o feldspato é ausente, exceto em CAIs onde o plagioclásio anortita está presente como mineral primário ou em condritos levemente metamorfizados (Simon *et al.*, 1994; Lewis & Jones, 2016).

Os condritos submetidos a alto grau de metamorfismo termal, como no caso do condrito Campos Sales, são denominados equilibrados. O equilíbrio termodinâmico é caracterizado pela relação entre a fração molar de ferrosilita e fayalita ou de enstatita e forsterita nos piroxênios e olivinas respectivamente presentes, tanto na matriz quanto

nos côndrulos (Yavnel' & Borovansky, 1970). Quando as composições molares dos minerais ferromagnesianos nos côndrulos são bem discrepantes entre si e em relação aos minerais da matriz, o condrito possui baixo ou virtualmente nenhum metamorfismo termal e são chamados de desequilibrados.

Quanto mais próxima a composição molar dos minerais ferromagnesianos em um condrito estiver de um valor médio, mais equilibrado é o condrito e portanto maior o grau de metamorfismo termal. O grau metamórfico dos condritos desequilibrados com baixo grau de metamorfismo pode ser subdividido em tipos petrológicos que variam de 3.15 a 3.9 (Grossman & Brearley, 2005). Normalmente, os tipos petrológicos intermediários dos condritos desequilibrados e dos mais primitivos condritos são determinados com grande precisão pelo método de catodoluminescência (DeHart *et al.*, 1992).

Os condritos são separados em tipos petrológicos numerados de 1 até 6 (Van Schmus & Wood, 1967). Os tipos 1 e 2 representam condritos que possuem alteração mineralógica por percolação de água no asteroide parental e portanto não preservam a sua textura condrítica original. Os tipos 1 e 2 são condritos carbonáceos que apresentam uma matriz altamente modificada com olivina e piroxênios substituídos por serpentinas, cloritas e argilominerais e não possuem côndrulos (tipo 1) e quando possuem (tipo 2) são esparsos (Bischoff, 1998; Rubin *et al.*, 2007). Esses meteoritos podem ter fraturas preenchidas com carbonatos tais como siderita e ankerita como também sulfatos (Fredriksson & Kerridge, 1988); eles apresentam sulfetos oxidados tais como pirrotita e pentlandita e óxido de ferro representado pela magnetita (Kerridge *et al.*, 1979; Hua & Buseck, 1997).

Os condritos de tipo 3 são os condritos primitivos *strictu sensu*, mais precisamente os de tipo 3.0, que preservam a textura original condrítica e não possuem virtualmente nenhum tipo de alteração aquosa de baixa temperatura e nem metamorfismo termal e são, portanto, desequilibrados. Os tipos 4 a 6 representam condritos que foram submetidos a crescente grau de metamorfismo termal e são rochas virtualmente anidras. Indo do tipo 4 ao tipo 6 a matriz originalmente vítrea e criptocristalina mostra um crescente grau de recristalização com cristais de plagioclásio secundário de dimensões cada vez maiores e também com apatita e merrilita/whitlockita.

Um piroxênio muito comum nos condritos comuns de tipo petrológico 3 é a clinoenstatita normalmente formada por processos na nebulosa solar que condensou os côndrulos e outras partículas de granulação fina da matriz intercôndrulo ou em estágios de choque durante colisões entre asteroides parentais destes meteoritos (Mason, 1968; Pollack, 1968). Em condições de metamorfismo termal, a clinoenstatita, que pode estar presente tanto nos côndrulos quanto na matriz, inverte para enstatita ou hiperstênio muito antes de se atingir o pico de temperatura de 900°C (Kanzaki, 1991). Portanto, a presença de clinoenstatita é um indicativo de baixo grau metamórfico.

A ferrossilita não é encontrada naturalmente em nenhum processo normal de condensação e aglutinação de côndrulos. O piroxênio pobre em magnésio presente na maioria dos condritos oxidados é representado pelo hiperstênio e a pigeonita. A ferrossilita sofre uma transição de fase em sistemas ricos em ferro existentes, por exemplo, em basaltos lunares, formando um piroxênio enriquecido em ferro denominado piroxferroita (Mikouchi, 2001).

3.2. QUÍMICA MINERAL

A química mineral é etapa importante para o entendimento da petrologia dos condritos, assim como de todas as rochas terrestres. Aqui aplicou-se os tradicionais gráficos ternários para revelar as diferenças entre a mineralogia de um condrito equilibrado (Campos Sales) e um condrito desequilibrado (Santa Vitória do Palmar). Através de análises de Microsonda Eletrônica pôde-se obter as composições químicas com grande precisão dos minerais analisados nos condritos.

O padrão das olivinas e piroxênios dos condritos equilibrados é estreito e próximo de um valor médio e o contrário acontece para os condritos desequilibrados onde os valores das frações molares divergem consideravelmente para os dois minerais. Minerais acessórios como cromita, fosfatos, plagioclásios, metal e troilita são analisados e diferenças também podem ser vistas na química de cada um.

O condrito desequilibrado (SVP) oferece a oportunidade de analisar a química dos seus minerais na busca de padrões que indiquem a formação dos mesmos sob condições anteriores à época de acreção dos planetesimais. Os minerais nos côndrulos do SVP representam material que cristalizou no disco protoplanetário, padrões de condensação dos elementos podem ser visualizados nesse condrito por analisar um tipo de feldspato anortítico nele presente, como também as olivinas dos côndrulos.

Construindo gráficos onde se contrasta a concentração em peso percentual dos óxidos dos elementos litófilos refratários ($MgO+CaO$; $CaO+TiO$; $MgO+CaO+Al_2O_3$) com a concentração em peso percentual dos óxidos dos elementos litófilos voláteis e moderadamente voláteis (Na_2O+K_2O+MnO ; $PbO+MnO$), é possível enxergar padrões de condensação nebular onde os minerais de mais alta temperatura se assemelham em composição aos minerais presentes nas CAIs e os minerais dos côndrulos mais primitivos que se condensaram em baixas temperaturas no disco protoplanetário terão maiores concentrações de elementos litófilos voláteis e/ou moderadamente voláteis.

3.3. GEOTERMOMETRIA

Um dos conceitos termodinâmicos aplicados aos minerais em equilíbrio termodinâmico se diz respeito à encontrar a temperatura de equilíbrio metamórfica, muitas vezes chamada de temperatura de pico metamórfico. Esse cálculo envolve soluções sólidas em que um ou mais componentes químicos dos minerais em equilíbrio são também levados em consideração.

A condição de equilíbrio para um componente da solução sólida é computada pela diferença entre os potenciais químicos dos componentes. Consideramos que o sistema é a fase mineral, essa fase pode ser composta de vários componentes, esses componentes formam a solução sólida que é a própria fase mineral.

O potencial químico representa a derivada parcial da energia livre de Gibbs do componente da solução sólida em relação ao número de moles desse componente mantendo-se os parâmetros dos outros componentes do sistema constantes. A definição analítica do potencial químico de um componente numa fase mineral é dada abaixo,

$$\mu_i^o = \left(\frac{\partial G_i^o}{\partial n_i} \right)_{P,T,n_j} \quad (1)$$

A variação do potencial químico de um componente com a temperatura e sua fração molar depende da atividade do componente na fase mineral. Pela definição de potencial químico, o potencial químico padrão de um componente é a sua energia livre de Gibbs à temperatura tabelada multiplicada pela fração molar do componente considerado.

$$\mu_i^o(T) = X_i G_i^o(T) \quad (2)$$

Na equação (2) o termo X_i é a fração molar do i -ésimo componente da solução sólida considerada. O potencial químico do componente na fase depende do potencial químico padrão e da atividade do mesmo. A expressão analítica para o potencial químico dependente da atividade do componente na solução sólida é,

$$\mu_i = \mu_i^o + RT \ln a_i \quad (3)$$

Na equação (3), o termo R é a constante universal dos gases, T é a temperatura do sistema e a_i é a atividade do i -ésimo componente do sistema.

A atividade do componente, portanto, depende da relação analítica a - X . Considerando uma solução sólida ideal, por exemplo, a troca dos íons Mg e Fe entre duas fases minerais é dependente do aumento da temperatura de pico metamórfico. A temperatura de equilíbrio pode ser calculada usando o conceito de potencial químico para cada componente separadamente, mas para o mesmo sistema simplificado MgO - SiO_2 , onde a energia livre de Gibbs de cada componente pode ser extraída das tabelas JANAF (Chase et al., 1998).

O método de geotermometria utiliza a equação (3) realizando a calibração experimental onde os parâmetros termodinâmicos são medidos em laboratório utilizando fases minerais padrões e derivadas de vários tipos de rochas. Os resultados experimentais são aplicados nas formas analíticas onde o erro mínimo é estabelecido para uma determinada faixa de temperatura. Somente calibração experimental pode gerar uma relação entre atividade e fração molar confiável para realizar os cálculos.

Após a calibração uma fórmula que calcula a temperatura dependerá da fração molar de alguns componentes de uma das fases minerais em equilíbrio e da constante de equilíbrio para uma determinada situação real onde se deseja calcular a temperatura de equilíbrio termodinâmico. A constante de equilíbrio na fórmula de um geotermômetro depende das atividades dos componentes da solução sólida nas fases minerais consideradas.

No caso dos meteoritos condríticos equilibrados, as fases minerais de equilíbrio por metamorfismo termal geralmente são o hiperstênio e o diopsídio. Sendo assim, nesse caso específico é aplicado um geotermômetro que mais se adequa ao tipo de rocha que contenha esses dois minerais em equilíbrio. Um geotermômetro que utilize o equilíbrio enstatita-diopsídio onde a troca de íons Fe ou Mg seja considerada é o mais indicado no caso de um condrito equilibrado.

Geralmente apenas pequenas porções da rocha estão em equilíbrio termodinâmico, neste caso aplica-se o geotermômetro apenas nos chamados volumes de equilíbrio. Nesses volumes a química mineral e os componentes resultantes são medidos com respeito as suas concentrações em peso percentual e estes dados podem ser aplicados no geotermômetro para o cálculo da temperatura. O geotermômetro aplicado aqui, o mesmo para rochas ígneas e metamórficas máfico-ultramáficas, pôde ser utilizado para o condrito Campos Sales por apresentar regiões de equilíbrio metamórfico de seus minerais ferromagnesianos.

3.4. O CORPO PARENTAL DOS CONDRITOS COMUNS

O modelo mais aceito para o corpo parental de um condrito comum está baseado nos tipos petrológicos dos condritos e seus respectivos graus metamórficos. O modelo assume uma estrutura tipo “casca de cebola” para os asteroides primordiais que deram origem aos fragmentos condríticos. Visto que ambos os condritos comuns estudados pertencem ao grupo químico L, esse modelo é aqui explicado para os condritos L.

O tipo petrológico máximo (tipo 6) representa as camadas mais internas do corpo parental teórico e o tipo petrológico mais baixo (tipo 3) é considerado ser amostra da porção subsuperficial do corpo asteroidal condrítico. As considerações padrões para esse modelo incluem a fonte de calor proposta para o metamorfismo termal dos condritos onde o radionuclídeo Al^{26} é a mais importante fonte de calor radiogênico para os corpos do Sistema Solar primitivo (Huss et al., 2001; MacPherson et al., 1995; Gounelle, 2014).

O modelo proposto para os condritos tipo L foi publicado por Miyamoto *et al.* (1981) e considera o corpo parental L tendo um raio de 85 km, com uma temperatura inicial máxima de acreção, considerando a presença de elementos litófilos voláteis, de 300 K como proposto por Larimer (1979) a uma distância média de ~ 3 U.A. a partir do protossol com um intervalo de tempo de formação de 60 Ma baseado na datação precisa pelo método Pb-Pb (Göpel *et al.*, 1994). Um maior tratamento matemático das

considerações de Miyamoto *et al.* (1981) são consideradas por Benett & McSween (1996).

Para o cálculo da evolução térmica e da estrutura do corpo parental condrítico é levado em consideração o valor canônico para a razão Al^{26}/Al^{27} tendo o valor aproximado de 5×10^{-5} como medido em diversas inclusões ricas em cálcio-alumínio (CAIs) em vários condritos carbonáceos com o excesso esperado do nuclídeo radiogênico Mg^{26} (Huss *et al.*, 2001). Os parâmetros para o cálculo da estrutura termal do corpo parental condrítico são derivados de Yomogida & Matsui (1983).

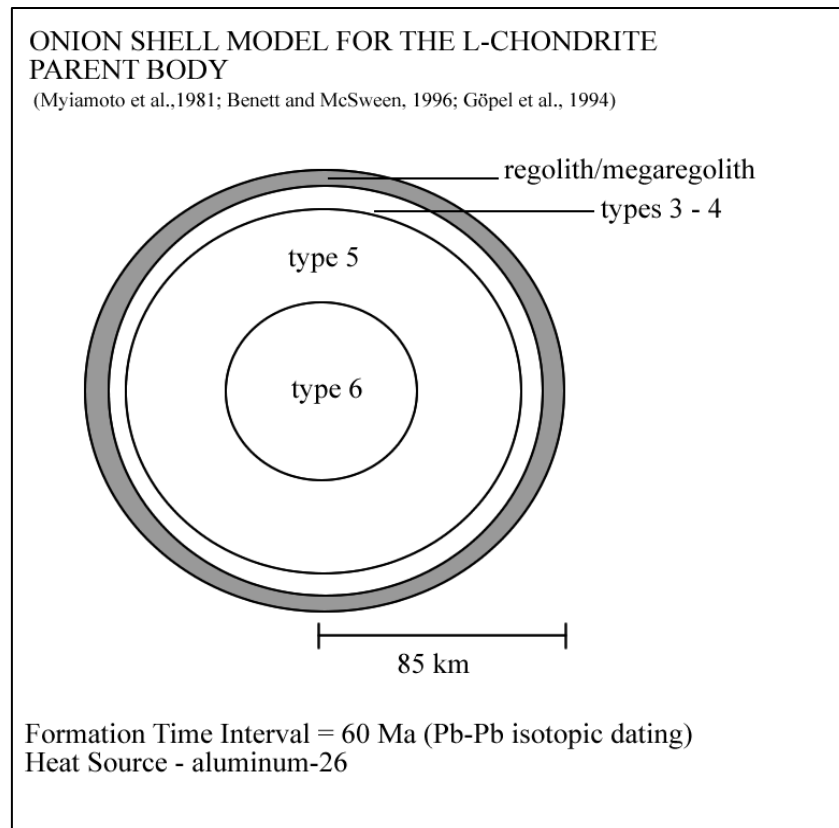


Fig. 1. O modelo proposto para o corpo parental dos condritos comuns do grupo L, mostrando o aumento do tipo petrológico (o grau metamórfico) da subsuperfície do asteroide para o seu centro. O modelo considera a fonte de calor o isótopo Al^{26} e outros parâmetros como o intervalo de acreção do asteroide no disco protoplanetário e a temperatura inicial da nebulosa solar.

As considerações para o metamorfismo termal em Dodd *et al.* (1969) e Huss *et al.* (2006) fornecem as faixas de temperatura para cada tipo petrológico. Fazendo uma correlação entre a estratificação termal no modelo do corpo parental que relaciona cada camada com o respectivo tipo petrológico e as faixas de temperatura de pico metamórfico para cada tipo petrológico, temos uma ideia de como o modelo dos asteroides condríticos é gerado.

A Tabela 1 abaixo demonstra a correlação entre os tipos petrológicos e suas respectivas temperaturas metamórficas com as profundidades no corpo parental

condrítico de acordo com o modelo “casca de cebola”. É possível a partir desses dados chegar ao gradiente térmico para cada camada do asteroide.

Tabela 1. Correlação entre os dados para o corpo parental dos condritos L e as faixas de temperatura de metamorfismo termal para cada tipo petrológico.

Petrologic Type	T (°C) Range ^a	Depth (km) ^b Range	Thermal Gradient (°C/km)
Type 3	400 - 600	2.5	80
Type 4	600 - 700	2.5 - 4.5	50
Type 5	700 - 800	4.5 - 11	15.4
Type 6	820 - 950	11 - 85	1.76
TOTAL	-	85	-

a. Dodd et al. (1969); Huss *et al.* (2006).

b. Myiamoto *et al.* (1981)

Com respeito à pressão de soterramento dos condritos no interior de seu asteroide parental, os dados barométricos para os condritos comuns são ainda incertos. Cálculos prévios realizados por Williams (1971) estabelecem uma ampla faixa de pressões à temperatura de 880°C determinadas através dos dados de fugacidade de oxigênio fO_2 de cada tipo petrológico.

A faixa de pressões calculadas são 5 ± 5 kbar para uma temperatura estimada em $880^\circ\text{C} \pm 150^\circ\text{C}$ o que significa um grau de incerteza elevado no caso de pressões de soterramento que podem variar de meros 10^{-3} bar a profundidades mínimas até 2 kbar em profundidades máximas. A pressão máxima de soterramento depende do raio do corpo parental. A equação que relaciona pressão com a profundidade num corpo planetário é apresentada por Dodd *et al.* (1969),

$$P = \frac{\pi\rho^2G}{3R^2} (R_o^4 - R^4) \quad (4)$$

Onde na equação (4) ρ é a densidade do corpo parental, R_o é o raio do corpo parental e R é a profundidade correspondente em que a pressão assume o valor P . Essa equação tem um comportamento assintótico quando se aproxima do centro do corpo. Considerando os pequenos corpos do Sistema Solar com diâmetros médios que variam de $500 \text{ km} > R > 10 \text{ km}$, eles não atingiram o equilíbrio listostático, porque seus campos gravitacionais são muito fracos e o equilíbrio entre a gravidade e a pressão das rochas não foi estabelecido como no caso dos corpos planetários. Essa equação é uma idealização de um asteroide que está em equilíbrio litostático e adquiriu uma forma esférica como resultado.

É interessante notar que no caso dos pequenos corpos do Sistema Solar como os asteroides, algumas considerações físicas sobre a pressão de soterramento são dadas relacionando esta com a profundidade equivalente no caso de um corpo que teria a aceleração da gravidade superficial igual ao da Terra (Asphaug et al., 2002). Neste caso, a pressão central em um asteroide é calculada pela fórmula a seguir,

$$P_{centro} = \rho g z_{eq} \quad (5)$$

A equação (5) ajuda a calcular a pressão central de um asteroide usando o chamado raio equivalente z_{eq} onde ρ é a densidade do asteroide e g é a aceleração da gravidade na superfície da Terra. O raio equivalente pode ser calculado pela fórmula:

$$z_{eq} = \frac{\frac{2}{3}\pi G \rho^2 R^2}{\rho g} = 1.4 \times 10^{-10} \rho R^2 \quad (6)$$

Onde na equação (6) R é o raio do asteroide. A unidade de z_{eq} é dada em metros e g é igual a 980 cm/s^2 . As duas equações (5) e (6) são consideradas por Asphaug et al. (2002) para se calcular a pressão central de um asteroide parental qualquer. Infelizmente geobarometria aplicada aos condritos, como demonstrado por Williams (1971), não produziu resultados com pequena margem de erro.

Aplicando as equações acima, se considerarmos o modelo “casca de cebola” para um corpo com raio de 85 km a profundidade equivalente torna-se 3,65 km e a pressão central é 1,32 kbar. Esse valor é considerado baixo e está abaixo da sensibilidade dos geobarômetros normalmente utilizados para faixas de pressão com pelo menos dez vezes esse valor.

Mineral phase chemistry and geothermometry of Campos Sales and Santa Vitória do Palmar ordinary chondrites

Ricardo Gazillo Neto¹, José de Araújo Nogueira Neto²

¹Department of Geology, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Brazil

²Department of Geology, Universidade Federal de Goiás, Goiânia, Brazil

Abstract: The Campos Sales and Santa Vitória do Palmar are two ordinary chondrites of the same chemical group but with different stages of thermal metamorphism. The Campos Sales (CS) chondrite has a high grade of recrystallization being classified as L5 group and Santa Vitória do Palmar (SVP) is a primitive ordinary chondrite that has low metamorphic grade, preserving the original textures with a fine grained amorphous and cryptocrystalline matrix and with a relative pristine mineralogy composed primarily of clinobronzite, pigeonite and olivine where it is classified as L3 group. Electron microprobe analyses from CS chondrite show little deviation of an average molar composition value for the olivine and orthopyroxene, also revealing the presence of plagioclase with oligoclase-anorthoclase composition and diopside inside some microcrystalline chondrules. Phosphates and chromite were also identified in the CS, where the phosphates are apatite and merrillite. Both chondrites belong to the L chemical group which indicates the same parent body. The SVP chondrite has two distinct types of plagioclase, one is anorthitic in composition, which maybe indicates a primary cosmochemical formed mineral and the other is oligoclase with high impurities of magnesium, indicating a low degree of mesostasis recrystallization; SVP chondrule olivines together with the anorthitic plagioclase were analyzed to look for their relict patterns of nebular condensates. Geothermometry of the CS were made using the equilibrated system enstatite-diopside geothermometer through the analysis of recrystallized microcrystalline chondrules revealing the peak metamorphic temperature for this equilibrated chondrite.

Keywords: electron microprobe, mineral chemistry, thermal metamorphism.

1. Introduction

The ordinary chondrites are meteorites that are separated into three chemical groups: L, LL and H. Each chemical group is credited to represent at least three different kinds of Parent Bodies. These bodies are the asteroids, and each chemical group has their petrological types that increase accordingly with the thermal metamorphic degree (Van Schmus and Wood, 1967; Dodd *et al.*, 1969; Dodd *et al.*, 1967; Huss *et al.*, 2006). Two ordinary chondrites was studied here, Campos Sales (CS) and Santa Vitória do Palmar (SVP). The CS meteorite fell on January 31, 1991 at 22 h local hour. It was witnessed by the locals near the city of Campos Sales in the State of Ceará, Brazil. At least 300 fragments were recovered, by Dr. J. A. Nogueira Neto and Dr. V. W. Almeida Vieira (Federal University of Ceará, Brazil), with a total mass of 21 kg. Comparison to previous classification demonstrated that it is an L5 ordinary chondrite (Scorzelli *et al.*, 1998; Van Schmus and Wood, 1967), with shock stage S1/S2 (Stöffler *et al.*, 1991) and weathering grade W0 (Wlotzka, 1993). Electron microprobe analysis was made of the ferromagnesian minerals demonstrating metamorphic equilibrium, and cosmogenic isotope dating gave a cosmic ray exposure age of 23 million years (Scorzelli *et al.*, 1998). Electron microprobe analyses were carried out of the ferromagnesian minerals and of the accessory mineral phases, phosphates, spinels, feldspars and metals, and troilite was analyzed by energy dispersive x-ray spectroscopy.

The history of SVP meteorite begins with a bolide that was observed to fall in 1997 at the sky of Southern Brazil and Uruguai. Later in 2003, a meteorite mass of 34 kg was found by Roberto Maciel when he was looking for arrow heads in the sand dunes near lake Mirim near the town of Santa Vitória do Palmar, Rio Grande do Sul. Two smaller meteorite fragments weighing 4.34 kg and 1.57 kg were found by him in the following weeks (Zucolotto and Antonello, 2008). The relation between the observed fall of 1997 and the masses found in the region covered by the bolide trajectory in 2003 is not clearly confirmed,

but it is known that several different meteorite masses was found also in the non-brazilian territory (Zucolotto *et al.*, 2010).

The meteorite was classified as an L3 ordinary chondrite, according to the classification scheme for ordinary chondrites by Van Schmus and Wood (1967), with a negligible thermal metamorphic grade (Zucolotto and Antonello, 2008). In this paper the electron microprobe analyses were performed of several different ferromagnesian minerals within the matrix and chondrules. Mineral chemistry of the plagioclases and olivines were used to trace the cosmochemical origin of primary minerals in the SVP chondrite, thermal metamorphism peak temperatures were calculated here only for the equilibrated ordinary chondrite using the enstatite-diopside geothermometer (Wells, 1977).

2. Methodology

Petrography studies were carried out with the polarized light microscopes *Leica* model DM 50P at the Scanning Electron Microscopy Laboratory at the Geology Department of the *Universidade Federal do Ceará*. The electron microprobe analysis and SEM imaging was performed with the *Jeol* Electron Probe Microanalyzer model JXA-8230 at the CRTI Laboratory in the *Universidade Federal de Goiás*, with a voltage of 15 kV and an electron beam current of 20 nA with an average time of analysis of 10 to 30 seconds depending on the element abundance of each mineral, using a detection limit of 1 ppm, using Plagioclase, Olivine, Apatite and Pyrite as major standards for the major elements Mg, Fe, Ca, Si, Al, K, S, and P. The EDS analyses were performed by *Hitachi* Electron Microscope model TM 3000 and data was obtained by the software SWIFT ED 3000, of *Oxford Instruments* at SEMLab (*Universidade Federal do Ceará*). Mineral ternary diagrams were made using software GCDkit 3.0. Thermodynamic calculations were based on Wells (1977), and Wood and Banno (1973).

3. Petrography

3.1. Campos Sales:

The meteorite is predominantly composed of orthopyroxene with hyperstene composition and olivine, clinoenstatite are rare and normally poikilitic with inclusions of olivine crystals or zoned by poikilitic orthopyroxene. The pyroxene crystals vary in size from 50 μm to 100 μm . The matrix is totally recrystallized with a granoblastic texture with grains ranging in size from 10 to 200 μm . The olivines and pyroxenes are much fractured in random directions with no planar features. Some crystals of hyperstene are in prismatic habits with planar fractures perpendicular to the major axis of the crystal. Clinopyroxene is calcium-rich and was identified in at least two microcrystalline chondrules associated with orthopyroxene and plagioclase, with a diopside composition. The chondrule textures are coarse and fine grained barred olivines with some barred olivine chondrules, some with coarse igneous rims, fine grained and coarse grained excentrorradial pyroxenes with hyperstene composition, granular olivines, porphyritic olivines, porphyritic and granular olivine-orthopyroxene, poikilitic orthopyroxene with euhedral olivine crystals and microcrystalline pyroxene and olivine-pyroxene, following the classification scheme of Gooding and Keil (1981) as indicated (Fig. 1) and (Fig. 2). Troilite, chromite and Fe,Ni metal are very common and homogeneously distributed with a total modal abundance of 10 vol%. Chromite is almost always associated with plagioclase feldspar. Apatite and merrillite are heterogeneously distributed and have virtually no fractures; their sizes vary between 50 to 300 μm . The irregular pattern of fractures of the minerals and the lack of undulatory extinction and planar fractures in the olivine crystals gives a shock stage between S1/S2 according to Stöffler *et al.* (1991). The meteorite is an almost fresh fall with only tiny oxidation patches around the Fe,Ni metals putting it at W0 weathering grade according to Wlotzka (1993).

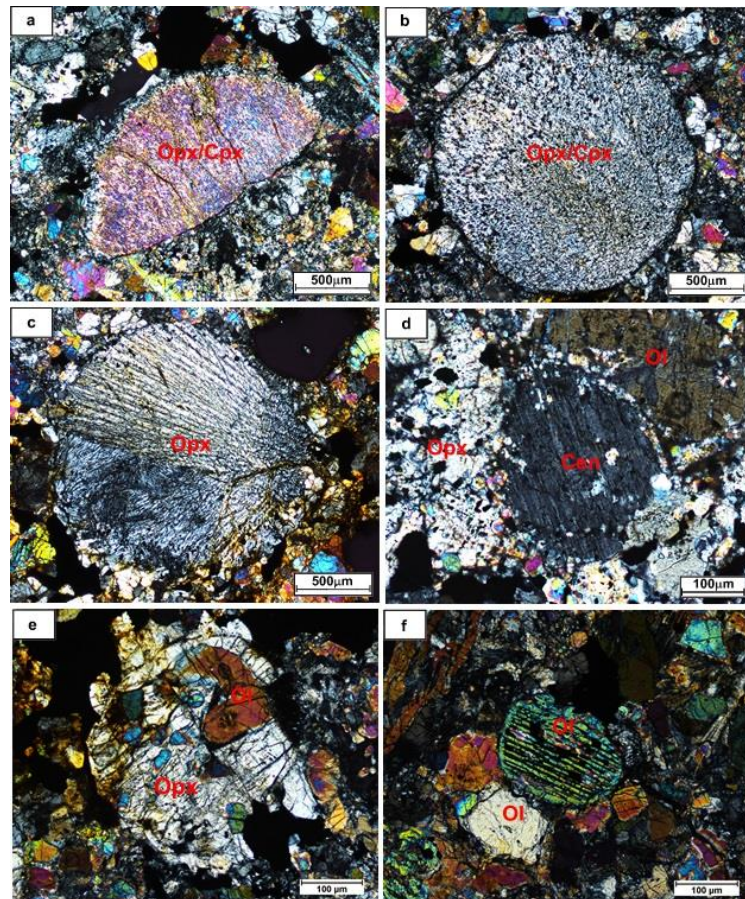


Figure 1. Cross-polarized light microscopy images of CS; a – microcrystalline pyroxene chondrule composed of calcium-rich clinopyroxene, orthopyroxene and plagioclase, presenting a shattered aspect where the half of the chondrule is missing; b – another microcrystalline pyroxene chondrule also composed of calcium-rich clinopyroxene, orthopyroxene and plagioclase presenting a well preserved rounded form with a sharp defined rim clearly separating it from the matrix grains; c – partially recrystallized radial pyroxene chondrule with fine-grained crystals, the inferior portion of the chondrule presents a chaotic association of orthopyroxene crystals perhaps due to the recrystallization progress, the chondrule also presents a thin rim of fine-grained recrystallized crystals of orthopyroxene; d – tiny poikilitic relict clinoenstatite crystal with inclusions of tiny grains of olivine and it is rimmed by an anhedral orthopyroxene crystal and an subhedral olivine grain; e – poikilitic orthopyroxene-olivine chondrule predominantly surrounded by opaque minerals; f – tiny barred olivine chondrule surrounded by olivine crystals that had grown from the matrix.

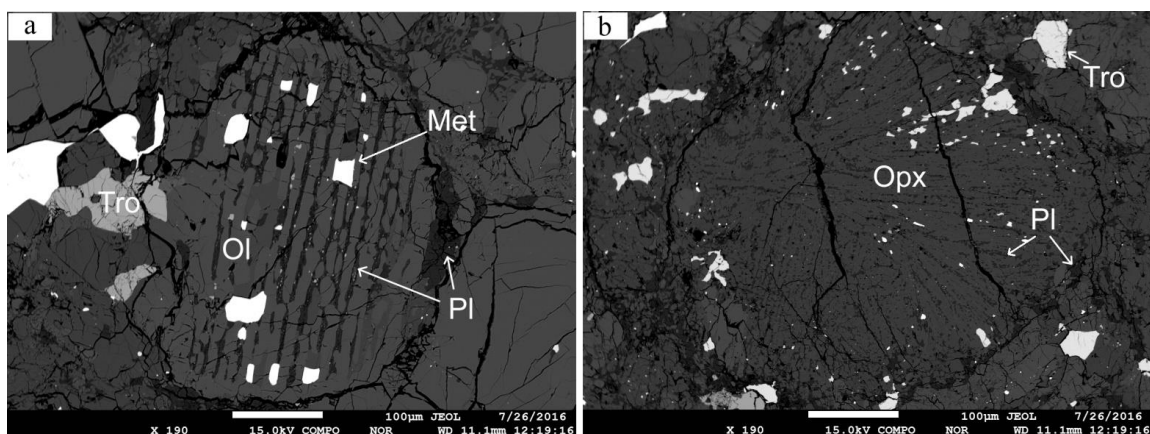


Figure 2. SEM images of two common types of chondrules in the CS chondrite. (a) Barred olivine (Ol) chondrule with recrystallized plagioclase (Pl) in its interstices and with metal (Met) and troilite (Tro) inclusions. (b) excentroradial pyroxene chondrule composed of needles of orthopyroxene (Opx) with hypersthene composition with some inclusions of metal and troilite and the spaces between the Opx elongated crystals is filled with plagioclase (Pl).

3.2. Santa Vitória do Palmar

The Santa Vitória do Palmar (SVP) chondrite has a well preserved chondritic texture with various types of chondrule textures and a fine grained dark matrix occurring in sparse quantities and in some portions is opaque due to fine-grained iron silicates and amorphous silicates, and the mesostasis is clear and in some portions is turbid, containing also glass fragments and great amounts of shattered chondrule fragments with preserved mesostases and cosmochemically formed mineral components (Fig. 3). The chondrite presents a moderately high degree of terrestrial weathering demonstrated by the presence of veins of iron oxide and hydroxides and a reddened color of ferromagnesian minerals and filling the fractures within minerals giving a weathering grade of W1/W2 based on Wlotzka (1993). Common minerals are olivine and clinoenstatite. The Fe,Ni is dispersed in the matrix and within and around the chondrules associated with troilite. Troilite occurs in the borders of the chondrules and dispersed in veins and melt pockets together with the planar fractures and undulatory extinction on olivine grains indicate moderate shock stage of S3/S4 based on Stöffler *et al.* (1991). Secondary minerals are hematite, limonite, goethite and iddingsite. Plagioclase feldspar occurs sparsely distributed associated with the interchondrule mesostasis and with fine grained olivine crystals in the matrix with grain size less than 10 μm .

The chondrules occur in various textures which are granular olivine chondrules, according to the petrographic classification of ordinary chondrite's chondrules of Gooding and Keil (1981), when their crystals range in sizes from fine grained to coarse grained. At least one porphyritic chondrule is composed of highly magnesian pure olivine euhedral crystals, and others are orthopyroxene excentroradial chondrules with medium grained to coarse grained crystals, olivine-clinoenstatite porphyritic chondrules, granular clinoenstatite-olivine chondrules, cryptocrystalline chondrule with orthopyroxene composition, clinoenstatite poikilitic chondrules with euhedral to subhedral olivine grains, and simple, rimmed and composed barred olivine chondrules.

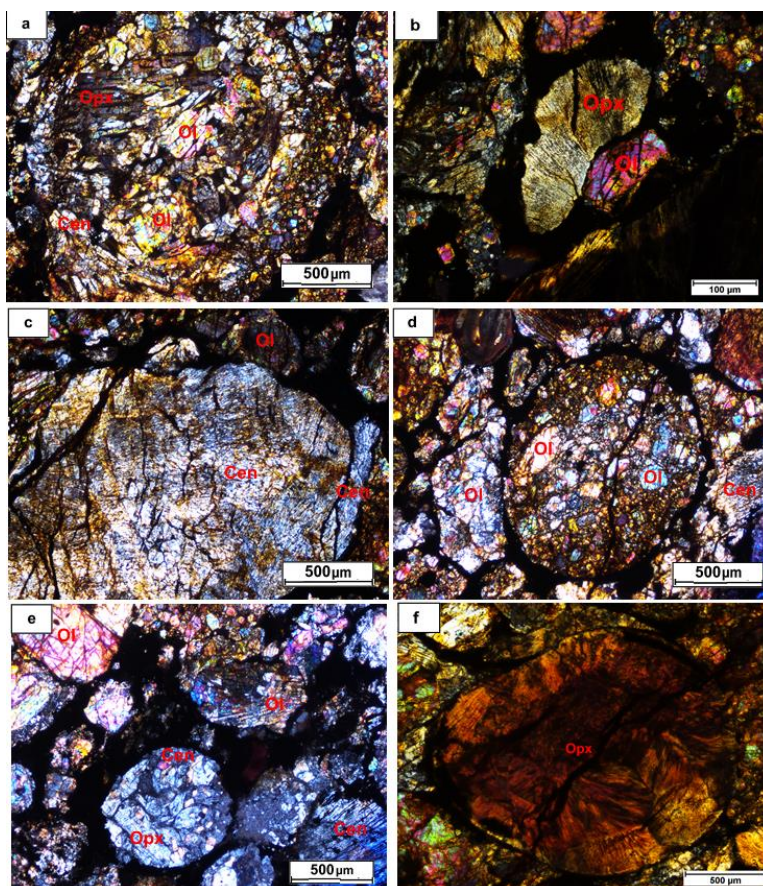


Figure 3. Cross-polarized light microscopy images of SVP; a – large coarse-grained porphyritic olivine-pyroxene chondrule composed of olivine, hypersthene and clinoenstatite and showing a rim of coarse-grained texture; b – shattered fragment of a fine-grained radial pyroxene chondrule near a highly fractured olivine crystal; c – large fragment composed almost entirely by clinoenstatite; d – medium-grained porphyritic olivine chondrule with a fracture in its middle; e – porphyritic clinoenstatite-hypersthene chondrule surrounded by olivine fragments above and clinoenstatite fragments below; f – a large cryptocrystalline chondrule with orthopyroxene composition.

4. Mineral chemistry

The Campos Sales (CS) chondrite mineral phases were analyzed by the electron microprobe and are olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and chromite, with some phosphates apatite and merrillite, and plagioclase. The Fe,Ni metal was analyzed for the concentrations of Co, Ga, Ge and S. All the values show a little variation in composition of the molar components for the mafic silicates indicating a temperature equilibrium given by the approximate composition of the olivines and pyroxenes, which is the prior indicative of the medium to high degree of thermal metamorphism. The Santa Vitória do Palmar (SVP) ordinary chondrite was analyzed for the mafic silicates and for plagioclase. The compositions of the mafic minerals of both chondrites are shown in Table 1.

Table 1. Average electron microprobe analyses and chemical formulas of the mafic minerals of CS and SVP ordinary chondrites (in wt%). End members on mol.%

Components (%)	Olivine (CS)	Opx (CS)	Cpx (CS)	Chromite (CS)	Olivine (SVP)	Opx (SVP)	Cpx* (SVP)
SiO ₂	40.43	53.02	53.85	0.03	40.12	52.49	63.44
TiO ₂	0.07	0.18	0.35	2.70	0.04	0.08	0.74
Al ₂ O ₃	0.07	0.16	0.44	5.59	0.22	0.56	16.37
V ₂ O ₃	-	-	-	0.81	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.39	0.12	0.76	54.35	0.21	0.60	0.79
FeO	21.40	14.61	4.97	31.23	20.03	9.66	3.43
NiO	0.02	0.02	0.03	0.04	0.07	0.06	0.09
MnO	0.44	0.45	0.24	0.35	0.33	0.36	0.06
MgO	36.56	29.38	16.37	2.16	37.02	34.62	4.78
CaO	0.14	1.19	22.1	0.03	0.19	0.43	4.44
SrO	0.08	0.10	0.03	-	0.08	0.11	0.10
Na ₂ O	0.04	0.05	0.47	0.02	0.15	0.13	2.15
K ₂ O	-	0.02	0.01	-	0.05	0.04	1.68
Ta ₂ O ₅	-	-	-	0.06	-	-	-
Total	99.63	99.28	99.74	97.39	98.50	99.13	98.08
Composition	FO ₇₅ FA ₂₅	En ₇₆ FS ₂₁ WO ₂	En ₄₇ FS ₈ WO ₄₅	Fe _{1.5} Cr _{1.2} Ti _{0.1} Al _{0.2} Mg _{0.2} O ₄	FO ₅₁₋₉₉ FA ₁₋₄₈	En ₆₅₋₉₇ FS ₃₋₃₄ WO ₀₋₃	-

*This analysis is perhaps an intermediate phase of the glassy matrix that fractionates the volatile elements like Na, K and Al and a calcic pyroxene that do not fractionate such large quantities of Al in the normal cosmochemical conditions.

4.1. Olivine

The olivines of the CS chondrite are very homogeneous and all analyses show little deviation from the average values listed in Table 1. The olivine is classified by their molar fraction components as FO₇₅FA₂₅ (n = 87). The classification diagram for the olivine shows little spreading of the values in which all the points are plotted in the forsterite field (Fig. 4). The olivines of the SVP has highly variable compositions showing a wide variation in the solid solution components indicating that the different compositions of the olivine are correlated with different initial conditions of crystallization. The variable composition of the olivines indicates a virtual lack of thermodynamic equilibrium of this chondrite (Dodd *et al.*, 1967). The composition range of SVP olivines are FO₅₁₋₉₉FA₁₋₄₈ (n = 41).

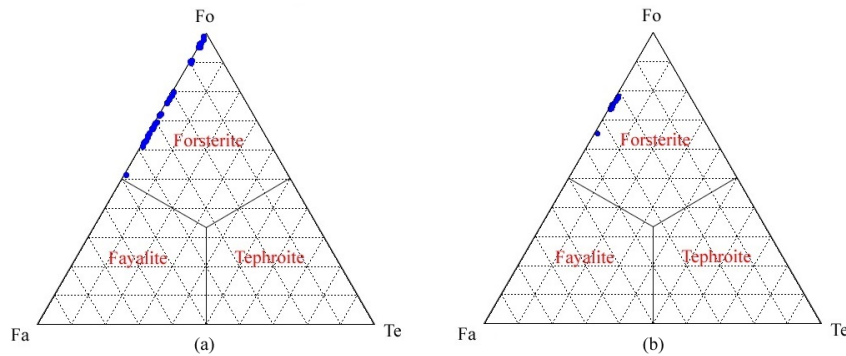


Figure 4. Olivine classification diagrams for the (a) SVP chondrite and (b) CS chondrite. (a) There is a large variation of the olivine composition for the SVP chondrite showing the unequilibration character of this chondrite. (b) The composition for the olivines of the CS chondrite is more homogeneous indicating an equilibration for the mineral assemblage for this chondrite. The two diagrams analyzed together shows an increasing homogenization for the chemical composition of the magnesian olivines of a chondrite with petrologic type 3 represented by the SVP through a petrologic type 5 represented by the CS.

4.2. Pyroxene

The CS chondrite has nearly homogeneous pyroxenes of $\text{En}_{76}\text{Fs}_{21}\text{Wo}_2$ ($n = 55$). The calcium-rich clinopyroxene is present inside some chondrules in an association of orthopyroxene-clinopyroxene-plagioclase. These clinopyroxenes are essentially diopside with the composition of $\text{En}_{47}\text{Fs}_8\text{Wo}_{45}$.

The recrystallization of part of the matrix and the silica-saturated chondrules produces more orthopyroxene and less diopside. The net result is the residual presence of a diopside-hypersthene-oligoclase assemblage and the more common nearly chemical homogeneous orthopyroxene-olivine assemblage. The Opx is the result of the inversion of the original clinoenstatite. Therefore, the chemical composition of the pyroxenes in the CS chondrite is highly homogeneous except for the presence of some diopside in the microcrystalline pyroxene chondrules. The SVP chondrite possesses almost the primordial association with abundant clinobronzite (Fig. 5), (Yasuda *et al.*, 1983), that had not been inverted to the orthobronzite and has a more variable chemical composition. Some augite with exsolutions of pigeonite is also present in association with high magnesian olivines. The pyroxene composition for SVP is $\text{En}_{65-97}\text{Fs}_{3-34}\text{Wo}_{0-3}$ ($n = 33$).

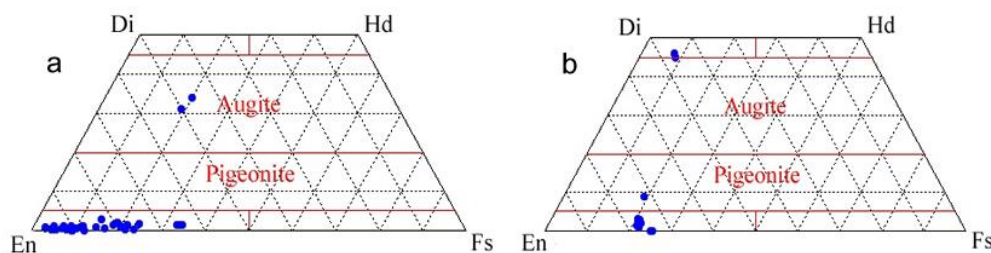


Figure 5. Pyroxene classification diagram for the (a) SVP chondrite and (b) CS chondrite. (a) The compositions of the orthopyroxenes is widely distributed with a trend clinoenstatite-clinobronzite, minerals that had not been inverted to the orthoenstatite-orthobronzite trend indicating a cosmochemical formed polymorph still preserved. There is the presence of some calcium-poor clinopyroxene in the augite field perhaps of cosmochemical origin too. (b) The pyroxenes profile of the CS chondrite shows a highly homogeneous chemical composition of the pyroxenes in the bronzite field and a special metamorphic occurrence of the calcium-rich clinopyroxene in the diopside field. The augite and pigeonite is unstable under thermal recrystallization. As in the case of the olivines, these two diagrams together shows a metamorphic trend ranging from a unequilibrated ordinary chondrite with a wide pyroxene composition to a equilibrated chondrite with a highly homogeneous pyroxene composition.

4.3. Chromite

Chromite is very common and homogeneously distributed in the CS chondrite. It occurs as granular and amoeboid crystals with almost no fractures and is normally associated with plagioclase from

the recrystallized matrix (Wlotzka, 2005). Chromite is nearly absent in the SVP and was not analyzed. The oxide is classified as a chromite as shown in the diagram (Fig. 6), (Bunch *et al.*, 1967).

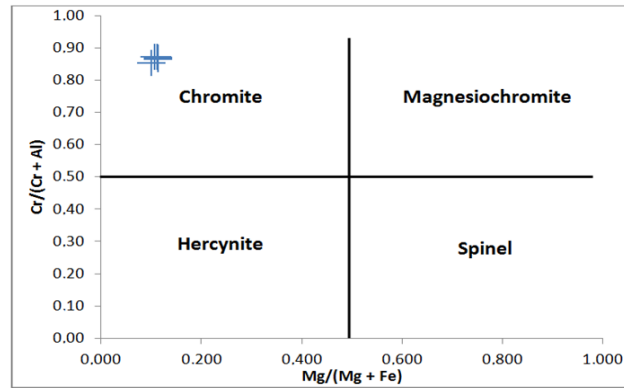


Figure 6. Analyzed spots in 6 different chromite grains of the CS are shown as plots in the graphic $Mg/(Mg+Fe)$ versus $Cr/(Cr+Al)$ and represented in the classification diagram for the spinels in the system Fe-Mg-Cr-Al-O where they are marked by crosses.

4.4. Phosphate

The phosphates are apatite and merrillite, both present in the CS chondrite. They occur sparsely distributed in this meteorite. The origin of these phases is related to the recrystallization of the original fine-grained chondritic matrix. The analysis reveals the composition of the apatite as $Ca_{10.7}Na_{0.1}Mg_{5.1}P_{3.3}O_{24}Cl_{0.07}F_{0.01}$ ($n = 28$) and of merrillite $Ca_{26.9}Na_{1.2}Mg_{2.8}P_{10.3}O_{56}$ ($n = 8$). The presence of apatite and merrillite is very common in meteorites (Jolliff *et al.*, 2015; Slater-Reynolds and McSween, 2005). Chemical analysis of plagioclases and phosphates for both chondrites is listed in Table 2.

Table 2. Average electron microprobe analysis and composition formulas of the phosphates and plagioclase of CS and plagioclase of SVP chondrite (in wt%). End members on mol.%

Components (%)	Apatite (CS)	Merrillite (CS)	Plagioclase (CS)	Plagioclase (SVP)
SiO ₂	0.08	0.04	67.42	63.82
Al ₂ O ₃	0.02	0.01	21.56	16.70
TiO ₂	-	-	0.04	0.56
FeO	0.29	0.61	0.54	5.03
CaO	52.76	46.36	2.16	5.31
Na ₂ O	0.37	2.34	7.63	3.64
K ₂ O	-	-	1.09	0.29
MgO	-	3.47	0.19	3.55
MnO	0.02	0.02	0.02	0.17
SrO	-	-	0.02	0.04
PbO	-	-	0.02	0.03
Ce ₂ O ₃	0.06	0.06	-	-
Y ₂ O ₃	0.02	0.06	-	-
P ₂ O ₅	40.81	44.87	-	-
F	0.52	-	-	-
Cl	5.12	-	-	-
Total	100.10	97.86	100.69	99.15
Composition	Ca _{10.7} Na _{0.1} Mg _{5.1} P _{3.3} O ₂₄ Cl _{0.07} F _{0.01}	Ca _{26.9} Na _{1.2} Mg _{2.8} P _{10.3} O ₅ 6	Ab ₇₁ An ₂₂ Or 7	Ab ₁₆₋₈₈ An ₁₁₋ 83Or ₁₋₈

4.5. Plagioclase

Plagioclase in the CS chondrite is compositionally very homogeneous with oligoclase composition and occurs inside chondrules replacing the original mesostasis between the olivines and pyroxenes. Plagioclase also occurs associated with chromite in the recrystallized matrix, and its composition is Ab₇₁An₂₂Or₇ ($n = 36$). This homogeneity indicates an advanced thermal metamorphic

stage for the CS chondrite (Scott *et al.*, 1984; Van Schmus and Ribbe, 1968). Two distinct types of plagioclase were identified in the SVP, one type is of metamorphic origin, representing an initial stage of recrystallization of the matrix, but with high magnesium impurity (Fig. 7). The presence of magnesium in plagioclase is treated in Van Orman *et al.* (2014). The crystals are very tiny and very rare occurring largely between the chondrules and with sizes less than 5 μm . The other type of plagioclase is calcium-rich and occurs inside some radial pyroxene and barred olivine chondrules. The composition is enriched in the anorthite component. The composition of the plagioclase in SVP varies in the range $\text{Ab}_{16-88}\text{An}_{11-83}\text{Or}_{1-8}$ ($n = 10$). The CS plagioclases are shown together with images of phosphate phases for the first time analyzed (Fig. 8).

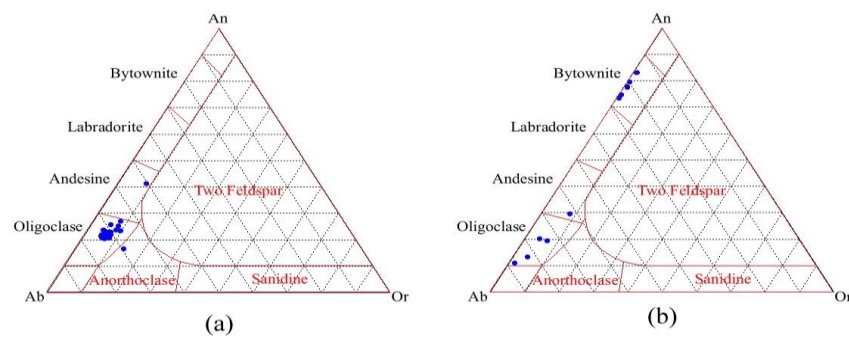


Figure 7. Feldspar ternary diagram classification. (a) Analyzed plagioclase plots for the CS chondrite showing that the majority of the plagioclase is oligoclase in composition with little in the andesine and anorthoclase field. (b) Classification of the plagioclase feldspar for the SVP shows a bimodal character meaning two distinct types of plagioclase, the oligoclase trend being the result of little thermal metamorphism of the chondrite matrix and the bytownite trend corresponding to the more anorthitic plagioclase maybe representing relict primary high temperature cosmochemically condensed plagioclase.

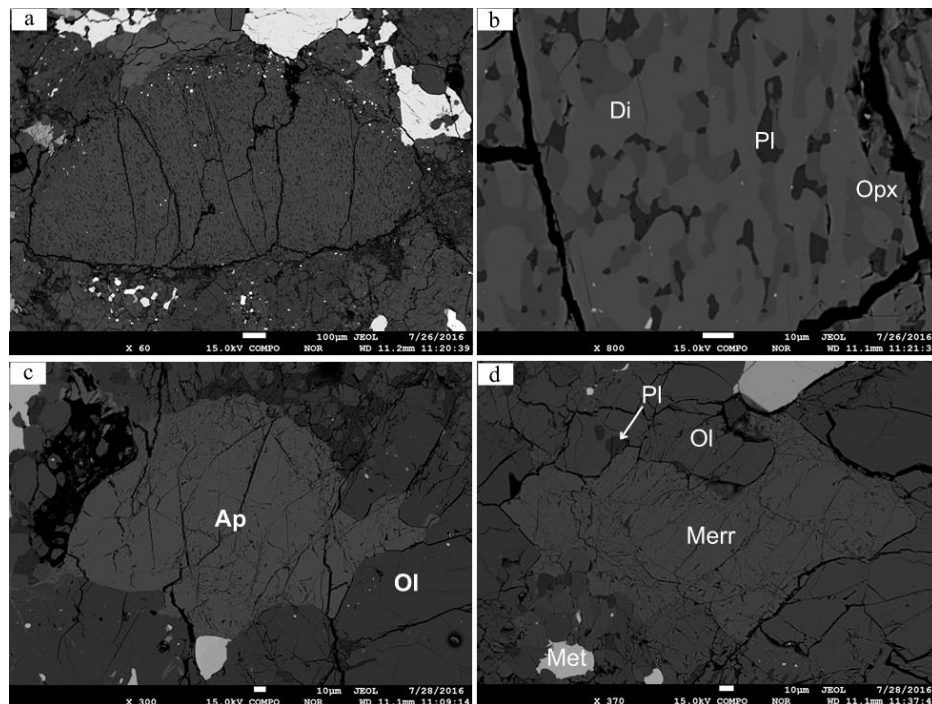


Figure 8. SEM (Scanning Electron Microscopy) images of mineral phases in CS chondrite; a – shattered chondrule with microcrystalline texture; b – zoomed area of the chondrule shown in “a” where it presents the paragenesis of hypersthene, diopside and sodic plagioclase; c – a large grain of apatite surrounded by olivine grains on the recrystallized matrix; d – a large grain of merrillite surrounded by olivine, metal flakes and sodic plagioclase of the matrix.

4.6. Troilite

The major native iron protosulfide present in both analyzed chondrites is troilite (FeS). The analysis was made by energy dispersive x-rays and some impurities are present. Troilite is associated to

the metals, around chondrules and inside the matrix in the CS. In the SVP the troilite is present inside some porphyritic-olivine chondrules when these olivines are high magnesian.

4.7. Metal

The metals present in CS and SVP are native iron-nickel alloys composed by two metallic phases, kamacite and taenite. The average composition of the metals in the CS chondrite was analyzed by electron microprobe and for the SVP chondrite the analysis was performed by EDS. The geochemical affinity of the cobalt with respect to the elements Fe and Ni for the CS indicates that cobalt tends to be more fractionated by the iron-rich phase kamacite and less fractionated by the nickel-rich phase taenite in these metals, (Fig. 9), (Lovering *et al.*, 1957). Compositions of metals and troilite for both chondrites are shown in Table 3.

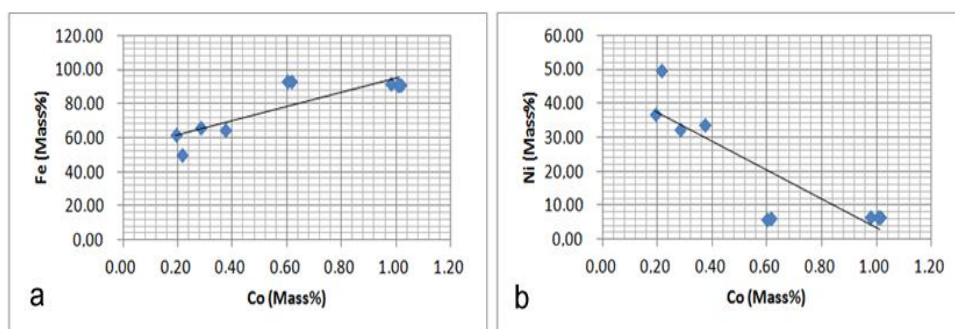


Figure 9. Comparison of geochemical behavior of the element Co relative to the Fe and Ni, all of them measured in Mass%. (a) Measured dots in blue and tendency straight lines in black shows a directly proportional relation between Co concentration and Fe concentration which leads to a geochemical affinity between these elements meaning that the Co is mostly fractionated by the iron-rich phase kamacite. (b) Measured dots in blue and tendency straight line in black for the relation Co-Ni in which the line has negative slope. As the concentration of Ni increases, the reciprocal concentration of Co decreases, meaning that there is a less geochemical affinity between these elements. In this case, the element Co is less fractionated by the nickel-rich phase taenite.

Table 3. Electron microprobe and EDS average compositions of the Fe,Ni metal and troilite of CS and SVP chondrites. Values below 0.1wt% are represented in parts per million. End members in mol.%.

Components (wt%)	FeNi (CS)	FeNi (SVP)	Troilite (CS)	Troilite (SVP)
Fe	77.55	70.81	59.03	60.36
Ni	21.47	29.19	-	-
Mg	-	-	1.87	0.92
Co	0.40	-	-	-
Ga	200 ppm	-	-	-
Ge	600 ppm	-	-	-
Al	-	-	0.68	-
Si	-	-	2.62	1.00
S	100 ppm	-	35.79	37.81
Total	99.50	100.00	99.99	100.09
Composition	Fe _{0.8} Ni _{0.2}	Fe _{0.7} Ni _{0.3}	FeS	FeS

4.8. Cosmochemistry of feldspar and olivine in SVP

Electron microprobe results from the anorthitic-like phase of SVP reveals that it is a poorly crystallized calcium-rich plagioclase within a primitive mesostasis. This phase is compared with the nebular condensed plagioclases within inclusions in the carbonaceous chondrites Maralinga (CK) and Allende (CV3) based on the data from Kurat *et al.* (2002) and Petaev and Jacobsen (2009) respectively. The graphic comparison also uses data from Semarkona (L3.0) mesostasis (Hewins *et al.*, 2012).

The diagram MgO + CaO (Mass%) versus Na₂O + K₂O (Mass%) shows a linear trend for the condensed plagioclases of these two chondrites and the data from SVP anorthites are consistent with a cosmochemical trend, indicating high temperature fractionation-condensation from the solar nebula

compared to the primitive chondrites (Fig. 10). The SVP metamorphic plagioclase data are also plotted in the graph to show the clear discrepancy with the linear trend of cosmochemically condensed calcic feldspars of the SVP showing a recrystallization of the mesostasis in the latter case. Spider-plots comparisons between Allende feldspars and SVP calcic-feldspars show that the bytownite phases are more similar to poorly crystallized nebular phase (Fig. 10c).

The results show that there are at least two populations of feldspars in the SVP chondrite. The calcic plagioclase is probably result of condensation in the protoplanetary epoch, within the mesostasis in matrix and chondrules, representing a mixture of a mean phase with bytownite composition and with impurities from the matrix. The sodic plagioclase is the result of recrystallization at low temperatures by thermal metamorphism of the mesostasis (Lodders, 2003).

The Fig. 10b shows a second diagram for olivines. The compositional variability of olivines in the SVP chondrite reveals the different sets of condensations or different initial temperatures of crystallization of the various chondrules producing a varied population of distinct olivines (Palme and Fegley, 1990). The volatile lithophile elements like sodium and potassium are fractionated by low temperature olivines while the more magnesian olivines are of high temperature condensation-crystallization (Lodders, 2003). Refractory inclusions of Allende, Maralinga and chondrules from Semarkona could be compared with SVP to show these relations. To analyze the nebular condensate character of chondrule olivines we plot a graph of refractory elements which can be fractionated by olivine like $\text{CaO} + \text{TiO}_2$ versus the volatile elements like $\text{MnO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. The olivines that condense first at high temperatures will fractionate more calcium and titanium, and olivines that condensate later will fractionate more manganese, sodium and potassium. Analyses of the olivine chondrules of SVP show evidence that the nebular process for condensation played an important role in their formation but both situations, direct condensation and melting from early formed condensed dusts, could be responsible for the formation of chondrules (Ruzicka *et al.*, 2008; Shu *et al.*, 2001). These chemical patterns could indicate the nebular origin of these chondrules and calcic plagioclase.

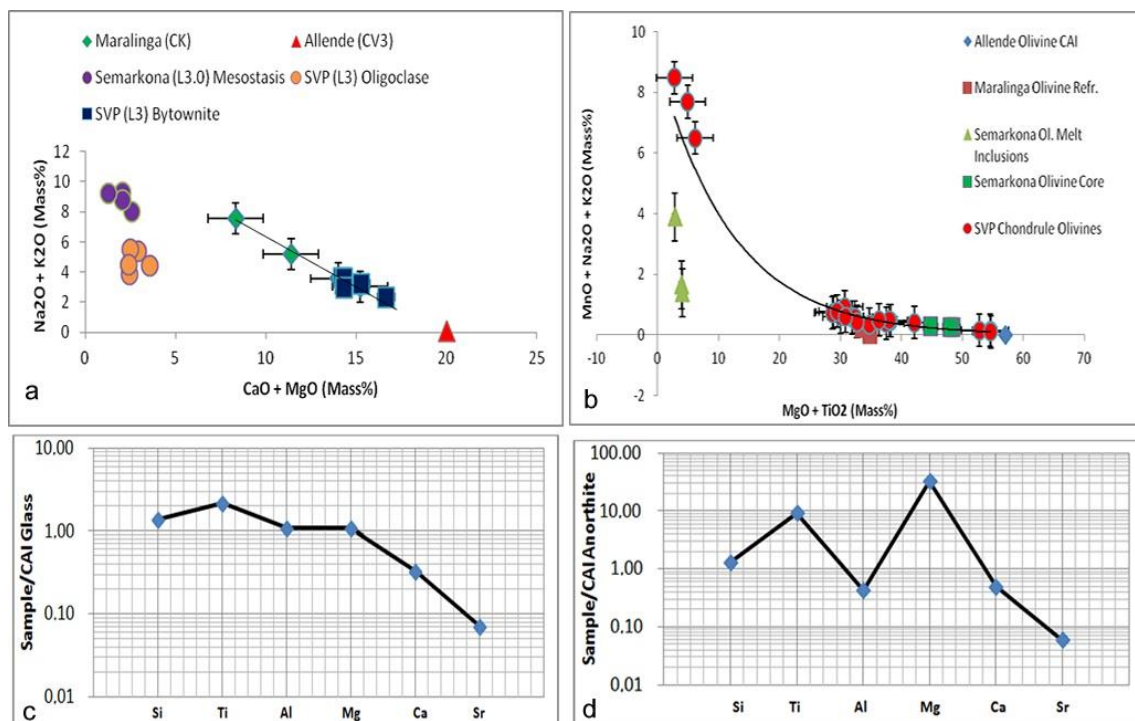


Figure 10. Refractory lithophile elements and volatile lithophile elements relations from four primitive chondrites; a - line of condensation from solar nebula of primordial feldspars showing a tendency of fractionation of refractory elements at high temperatures and volatile elements at low temperatures. SVP bytownites are similar to cosmochemically formed plagioclases and the oligoclases are similar to Semarkona mesostasis. Some data of bytownites overlap with Maralinga calcic-feldspars; b - comparison of cosmochemical behavior of the major and minor elements in various types of chondritic olivines. The evaluation of

the graph shows an exponential approximation in which the content of volatile elements decreases as the content of refractory elements increases, just the behavior predicted for nebular condensates. The chondrule olivines from SVP follow the trend of Semarkona olivine chondrules and also of refractory olivines of Allende and Maralinga carbonaceous chondrites. The olivine melt inclusions of Semarkona shows a considerable deviation from the trend curve which shows that it is a chondritic material that lately accreted to the other chondritic components and/or then was submitted to other post-nebular processes like late melting; c - spider-plot CAI-normalized showing that the calcic-feldspars from SVP are more similar to feldspathic glass from CAIs. This maybe indicates low temperature formation or fast cooling rates for SVP bytownites; d – discrepancy between SVP bytownites and pristine high temperature CAI crystalline anorthite showed by this spider-plot. The CAI feldspar and glass data are from Simon *et al.* (1994).

5. Thermal metamorphism

In the case of the ordinary chondrites of types 4 to 6, the metamorphism is considered to be isochemical and took place at very low pressures in the absence of any kind of tectonic stress. The amount of water and oxygen fugacity is also negligible in the conditions of thermal metamorphism of ordinary chondrites and the range of temperatures is about 400 °C through a maximum peak at 950 °C (Dodd, 1981; McSween *et al.*, 1988; Slater-Reynolds and McSween, 2005). The pressure during thermal metamorphism within the parent bodies of the chondritic meteorites is considered to be less than 2 kbar, when considering the pressure dependence of the concentration of aluminum in the orthopyroxene, showing a negligible quantity of this element evidenced by a Al/Si ratio less than 0.01 for the jadeite component (Van Schmus and Koffman, 1967). The oxygen fugacities in the ordinary chondrite parent bodies was measured and calculated and it is within the range of 10^{-16} through 10^{-20} atm at $T = 880^{\circ}\text{C}$ (Mueller, 1964; Larimer, 1968; Williams, 1971; Brett and Sato, 1984).

The conditions of equilibrium are made by the use of the Gibbs free-energy formula approximating by the assumption that the system is an ideal one with non-interacting particles. This condition gives the equation as follows.

$$\Delta G_{eq} = \Delta G_R - RT \ln K_D \quad (1)$$

Where R is the universal constant of ideal gases and T is the temperature of the reaction. The condition for equilibrium is given by setting ΔG_{eq} equals to zero, when the ΔG_R is the calculated Gibbs free energy from the metamorphic reaction. For different mineral assemblages, temperatures and pressures in metamorphic equilibrium we have different approaches for the equilibrium constant. Using more than one mineral association in metamorphic equilibrium it is possible to correlate the calculated temperatures and set the average temperature for all of these parageneses and get the maximum or peak temperature of thermal metamorphism.

According to Mason (1965) the assumed best approach to an ideal initial condition of unequilibrated mineralogy assemblage is an association of pigeonite + glass + olivine that goes under recrystallization by gradual thermal metamorphism to an ideal equilibrium mineral assemblage composed by Ca-rich clinopyroxene + orthopyroxene + plagioclase + olivine. In this case, the nebular condensed products are pigeonite and olivine plus an amount of glass, amorphous silicates and cryptocrystalline minerals like enstatite. This standard set of mineralogical associations is applicable to some kinds of chondrules, only those with porphyritic-pyroxene chondrule texture, for example.

This hypothesis could be supported by the presence of clinoenstatite/pigeonite and olivine in some common textural types of chondrules from the most primitive ordinary chondrites as in the case of the SVP chondrite, excluding the obvious contribution of the mesostasis as the glass content. The presence of plagioclase with almost albitic composition is due to the recrystallization of the chondrule mesostasis that is glass enriched in sodium, potassium and aluminum. Other phases that recrystallize and grow from the primitive matrix are the phosphates and chromite. The chloroapatite and merrillite are the abundant types of phosphates in type 5 – 6 ordinary chondrites. Because of the quasi-equilibrium of most phases during all thermal metamorphism until the type 6 peak temperature is reached, the distribution constant for the Cpx-Opx association is most reliable only at this petrologic type, where in the case of types 4 – 5 is unlikely due to the imperfect total equilibrium of some minerals (McSween and Patchen, 1989; Harvey *et al.*, 1993).

The degree of equality of molar fraction of Fe and Mg in the olivines and orthopyroxenes under equilibrated chondritic textures is another approach for a good quantitative indicator of the thermal metamorphic equilibrium under some assumptions and approximations. When the composition is almost homogenized this indicates a high degree of thermal metamorphism. High degrees of metamorphism are correlated to formation at depth in the chondrite parent body. The asteroid stratification is due to the heat sources in the early Solar System that caused a thermal gradient in the parent body when the interior of the asteroid was highly recrystallized and the surface has almost no thermal alteration, thus preserving the pristine chondritic composition and texture.

5.1. Enstatite-Diopside Geothermometer

To calculate the temperature of thermal metamorphic equilibration we used the diopside-enstatite geothermometer (Wells, 1977) that is a semi-empirical approach with the primary assumption that the *solvus* between opx-cpx is negligible in a temperature range of 785°C to 1500°C. The condition of equilibrium between the two pyroxenes is:

$$\Delta G_{P,T}^0 = -RT \ln K = -RT \ln \left[\frac{a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}}{a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}} \right] \quad (2)$$

Where in equation (2), $\Delta G_{P,T}^0$ is the Gibbs free-energy variation of the equilibrium reaction, T is the given equilibrium temperature and K is the reaction equilibrium constant that depends on the activities of the component $Mg_2Si_2O_6$ in the cpx – clinopyroxene; and opx – orthopyroxene. The activities of the pyroxenes can be calculated by the formulas given by Wood and Banno (1973), which are:

$$a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx} = (X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1})_{cpx} \quad (3)$$

$$a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx} = (X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1})_{opx} \quad (4)$$

Where in equations (3) and (4), X_{Mg}^{M2} is the occupancy of the magnesium ions in the M2 octahedral site of the crystal structure of the pyroxenes and X_{Mg}^{M1} is the occupancy of the magnesium ions in the M1 octahedral site. The homogeneity of pyroxenes here permits an average calculation of the M1 and M2 occupancies for the magnesium from the cell refinement available data (Raudsepp *et al.*, 1990; Oberti and Caporuscio, 1991; Yang and Ghose, 1995; Tribaudino *et al.*, 2005). These formulas will generate approximate values of the true activities but the error between calculated values and real values of activities increase with the increasing complexity of the solid solutions but in the limit of an ideal solid solution and a narrow range of occupancies of other ions, the deviation between the calculated and real activities is negligible.

The relation between temperature and the equilibrium constant is given by the empirical formula of experimental determination:

$$\ln K = -\frac{\Delta H^0}{RT} + \frac{\Delta S^0}{R} = -\frac{7341}{T} + 3.355 \quad (5)$$

In equation (5), ΔH^0 is the experimental value of the enthalpy of the equilibrium reaction at given temperature T and ΔS^0 is the experimental value of the entropy of the reaction. The exchange reaction between the phases enstatite and diopside is practically pressure insensitive and could be considered reasonable applied in the pressure range of 1 bar to 40 kbar. In this case, the molar volume variation ΔV^0 and the heat capacity variation ΔC_P^0 of the reaction are zero.

Considering the multiple experiments performed by Wells (1977) the calibration of equation (5) gives the formula:

$$\ln K - 3.355 + \frac{7341}{T} = 2.44X_{Fe}^{opx} \quad (6)$$

Where in equation (5), X_{Fe}^{opx} is the molar fraction of iron in the orthopyroxene phase. Rearranging the equation (5) we have the experimental calibrated formula to calculate the equilibrium temperature:

$$T = \frac{7341}{3.355 + 2.44X_{Fe}^{opx} - \ln K} \quad (7)$$

Equation (7) were tested in various types of pyroxene bearing metamorphic and igneous rocks: charnockites, basalts, ryolites, bushveld cumulates, lherzolites and peridotite nodules and 70% of the calculated temperatures agree well with the experimental determined ones within an average deviation of 70°C.

This geothermometer needs an equilibrium volume of the rock in which both pyroxene phases is in thermodynamic equilibrium. In an equilibrated ordinary chondrite like Campos Sales we have little volumes of equilibration between diopside and hypersthene. But some recrystallized chondrules could be used to calculate the equilibrium temperature. Remember that this temperature that will be calculated by equation (7) means a local peak temperature of equilibrium theoretically reached by the minerals that forms the considered chondrule. Thus, this chondrule could be used as an equilibrium volume for the geothermometer application.

Two specific chondrules were chosen for this purpose. Both of them are microcrystalline in texture presenting the rare phase diopside coexisting with the hypersthene phase. The equilibrium texture inside these microcrystalline chondrules represents an ideal situation of a metamorphosed anhydrous igneous rock enriched in pyroxene and plagioclase like a “basaltic” rock. These chondrules are our equilibrium volumes representing tiny igneous rocks that were recrystallized. Table 4 shows the results of the calculations yielded by the opx-cpx geothermometer.

Table 4. Results for the equilibrium peak temperature by the hypersthene-diopside geothermometer in the microcrystalline chondrules of Campos Sales ordinary chondrite.

$a_{Mg2Si2O6}(Cpx)$	$a_{Mg2Si2O6}(Opx)$	K	lnK	X_{Fe} (Opx)	T (°C)
0.0831	0.5853	0.1421	-1.9515	0.2131	987
0.0844	0.6000	0.1407	-1.9610	0.2131	985
0.0846	0.6007	0.1408	-1.9603	0.2152	984
0.0846	1.2500	0.0677	-2.6932	0.2488	830
				Average	946 ± 39°C

The four iterations made represents the most verified few equilibrated chondrules containing the requisites for the application of this geothermometer. The results are clearly showing only one major deviation in the calculated values. This deviation is probably because of some abnormalities during microprobe reading or because of little deviations in the crystalline structure used to calculate the activities of the magnesium silicate component of both pyroxenes. The average peak temperature is ~ 946 °C and represents the limit of the accepted peak temperature considered for the whole chondrite. Because this is a temperature calculated for a little volume of the meteorite, the microcrystalline opx-cpx chondrules, it is possible to conclude that at least these chondrules experienced an average metamorphic temperature of this magnitude.

6. Conclusions

The petrography of the CS and SVP chondrites demonstrates respectively textures and structures of equilibrated and unequilibrated characters when in the former case the matrix is totally recrystallized, the plagioclase is well developed and presents a high content of sodium with an oligoclase composition. CS has the accessory minerals chromite, apatite, and merrillite, in which the phosphates occur because of the equilibration of the chondrite.

The mineralogy of SVP is composed of olivines and clinoenstatites with wide ranges of molar compositions indicating an unequilibration by lack of high degree of a thermal metamorphism. The SVP chondrite presents two distinct types of plagioclase, one with oligoclase composition formed by an initial stage of mesostasis recrystallization and the other with bytownite composition that is a poor crystallized nebular phase that had mixed with other matrix phases. The SVP olivines and pyroxenes fractionate some volatile lithophile elements and the olivines shows great concordance with nebular condensed/remelted materials of primitive carbonaceous and ordinary chondrites.

The peak temperature for the thermal metamorphism of the ordinary chondrite CS were calculated to be 946 °C which is the temperature considered for an equilibrium volume given by microcrystalline chondrules mainly composed of hypersthene, diopside and oligoclase using the Enstatite-Diopside Geothermometer. This temperature represents the maximum value reached by these individual chondrules and this is a demonstration that a geothermometer os enstatite-diospide calibrated by diverse igneous and metamorphic rocks with pyroxenes can also be used for equilibrated chondrites.

Acknowledgements

This work was supported by the CAPES - *Comissão de Aperfeiçoamento de Pessoal do Nível Superior* - [process number 156/2014]; and the CNPq - *Conselho Nacional de Pesquisa* - [grant number 302762/2007-8]. We thank to Dr. Klaus Keil (Hawai'i Institute of Geophysics and Planetology (HIGP) – University of Hawai'i at Manoa) for the valuable advisory on the subject, to the CRTI Lab of Federal University of Goiás, to the SEMLab of the Department of Geology at Federal University of Ceará, to Dr. M. Elizabeth Zucolotto (Federal University of Rio de Janeiro), Dr. V. Walmick Vieira (Federal University of Ceará), and A. Moutinho for providing us the meteorite samples and their polished thin sections.

References

- Bennett, M. E.; McSween, H. Y., Jr. (1996) Revised model calculations for the thermal histories of ordinary chondrite parent bodies; *Meteoritics & Planetary Science*, vol. **31**, pp. 783-792
- Brett R.; Sato, M. (1984) Intrinsic oxygen fugacity measurements on seven chondrites, a pallasite, and a tektite and the redox state of meteorite parent bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **48**, 111–120.
- Bunch, T. E., Keil, K., Snetsinger, K. G. (1967) Chromite composition in relation to chemistry and texture of ordinary chondrites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **31**, Nr. **10**, pp. 1569 – 1582
- Dodd, R. T. (1969) Metamorphism of the ordinary chondrites: A review; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **33**, Nr. **2**, pp. 165 – 203
- Dodd, R. T. (1981) Meteorites, A Petrologic-chemical Synthesis. *Cambridge University Press*, Cambridge.
- Dodd, Jr, R. T., Van Schmus, W. R., Koffman, D. M. (1967) A survey of the unequilibrated ordinary chondrites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **31**, Nr. **6**, pp. 934 – 951
- Gooding, J. L., Keil, K. (1981) Relative abundances of chondrules primary textural types in ordinary chondrites and their bearing of conditions of chondrule formation; *Meteoritics & Planetary Science*, vol. **16**, Nr. **1**, pages 17 – 43

- Gounelle, M. (2014) Aluminium-26 in the early Solar System: A probability estimate; In 45th *Lunar and Planetary Science Conference*, held 17-21 March, 2014 at The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1777, p.2113
- Göpel C.; Manhès, G.; Allègre, C. J. (1994) U-Pb systematics of phosphates from equilibrated ordinary chondrites; *Earth and Planetary Science Letters*, vol. **121**, pp. 153-171
- Harvey, R. P.; Bennett, M. L.; McSween, H. Y. (1993) Pyroxene equilibration temperatures in metamorphosed ordinary chondrites; *Lunar and Planetary Science*. XXIV. Lunar Planet. Inst., Houston. 615–616 (abstr.).
- Hewins, R. H.; Zanda, B.; Bendersky, C. (2012) Evaporation and recondensation of sodium in Semarkona Type II chondrules; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 78, pp. 1 - 17
- Huss, G. R.; Rubin, A. E.; Grossman, J. N. (2006) Thermal metamorphism in chondrites; In *Meteorites and the Early Solar System II*, D. S. Laretta and H. Y. McSween Jr. (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 943 pp., p.567-586
- Jolliff, B. L., Hughes, J. M., Freeman, J. J., Zeigler, R. A. (2015) Crystal chemistry of lunar merrillite and comparison to other meteoritic and planetary suites of whitlockite and merrillite; *American Mineralogist*, vol. **91**, Nr. **10**, pages 1583 – 1595
- Kurat, G.; Zinner, E.; Brandstätter (2002) A plagioclase-olivine-spinel-magnetite inclusion from Maralinga (CK): Evidence for sequential condensation and solid-gas exchange. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **66**, Nr. **16**, pp. 2959 - 2979
- Larimer, J. W. (1968) Experimental studies on the system Fe-MgO-SiO₂-O₂ and their bearing on the petrology of chondritic meteorites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **32**, pp. 1187 – 1207
- Lodders, K. (2003) Solar System abundances and condensation temperatures of the elements; *The Astrophysical Journal*, vol. **591**, pp. 1220 – 1247
- Lovering, J. F.; Nichiporuk, W.; Chodos, A.; Brown, H. (1957) The distribution of gallium, germanium, cobalt, chromium, and copper in iron and stony-iron meteorites in relation to nickel content and structure; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **11**, pp. 263 – 278
- McSween, H. Y.; Patchen, A. D. (1989) Pyroxene thermobarometry in LL-group chondrites and implications for parent body metamorphism. *Meteoritics*, vol. **24**, pp. 219–226.
- Mason, B. (1965) Feldspar in chondrites; *Science*, Vol. **148**, Nr. **3672**, pp. 943
- McSween, H. Y., JR.; Sears, D. W. G.; Dodd, R. T. Jr. (1988) Thermal metamorphism; In *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J. R. Kerridge and M. S. Matthews), pp. 102 - 113. Univ. Arizona Press, Tucson, Arizona
- Mueller, R. F. (1964) Phase equilibria and the crystallization of chondritic meteorites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, vol. **28**, pp. 189–207.
- Oberti, R.; Caporuscio, F. A. (1991) Crystal chemistry of clinopyroxenes from mantle eclogites: A study of the key role of the M2 site population by means of crystal-structure refinement. *American Mineralogist*, vol. **76**, pp. 1141 - 1152
- Palme, H.; Fegley, B. (1990) High-temperature condensation of iron-rich olivine in the solar nebula; *Earth and Planetary Science Letters*, vol. **101**, pp. 180 – 195
- Petaev, M. I.; Jacobsen, S. B. (2009) Petrologic study of SJ101, a new forsterite-bearing CAI from the Allende CV3 chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **73**, pp. 5100 – 5114
- Raudsepp, M.; Hawthorne, F. C.; Turnock, A. C. (1990) Evaluation of the Rietveld Method for the characterization of fine-grained products of mineral synthesis: The diopside-hedenbergite join. *Canadian Mineralogist*, vol. **28**, pp. 93 - 109

- Ruzicka, A.; Floss, C.; Hutson, M. (2008) Relict olivine grains, chondrule recycling, and implications for the chemical, thermal, and mechanical processing of nebular materials; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **72**, Nr. **22**, pp. 5530 - 5557
- Scorzelli, R. B., Michel-Levy, M. C., Gilabert, E., Lavielle, B., Azevedo, I. Souza, Vieira, V. W., Costa, T. V. V., Araujo, M. A. B. (1998) The Campos Sales meteorite from Brazil: A lightly shocked L5 chondrite fall; *Meteoritics & Planetary Science*, vol. **33**, pp. 1335-1337
- Scott, E. R. D., Rubin, A. E., Taylor, G. J., Keil, K. (1984) Matrix material in type 3 chondrites—occurrence, heterogeneity and relationship with chondrules; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **48**, Nr. **9**, pp. 1741 – 1757
- Shu, F. H.; Shang, H.; Gounelle, M.; Glassgold, A. E.; Lee, T. (2001) The origin of chondrules and refractory inclusions in chondritic meteorites; *The Astrophysical Journal*, vol. **548**, pp. 1029 – 1050
- Simon, S. B.; Kuehner, S. M.; Davis, A.M.; Grossman, L.; Johnson, M. L.; Burnett, D. S. (1994) Experimental studies of trace element partitioning in Ca,Al-rich compositions: Anorthite and perovskite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 58, Nr. 5, pp. 1507 - 1523
- 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*, vol. **40**, Nr. **5**, pp. 745 – 754
- Stöffler, D., Keil, K., Scott, E. R. D. (1991) Shock metamorphism of ordinary chondrites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **55**, pp. 3845 – 3867
- Tribaudino, M.; Nestola, F.; Meneghini, C. (2005) Rietveld refinement of clinopyroxenes with intermediate Ca-content along the join diopside-enstatite. *The Canadian Mineralogist*, vol. **43**, pp. 1411 - 1421
- Van Schmus, W. R.; Koffman, D. M. (1967) Equilibration temperatures of iron and magnesium in chondritic meteorites. *Science*, vol. **155**, pp. 1009–1011.
- Van Schmus, W. R., Ribbe, O. H. (1968) The composition and structural state of feldspar from chondritic meteorites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **32**, Nr. **12**, pp. 1327 – 1342
- Van Schmus, W. R.; Wood, J. A. (1967) A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **31**, pp. 747 to 765
- Van Orman, J. A., Cherniak, D. J., Kita, N. T. (2014) Magnesium diffusion in plagioclase: Dependence on composition, and implications for thermal resetting of the ²⁶Al–²⁶Mg early Solar System chronometer; *Earth and Planetary Science Letters*, vol. **385**, pp. 79 – 88
- Wells, P. R. A. (1977) Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.* vol. **62**, pp. 129 - 139
- Williams, R. J. (1971) Equilibrium temperatures, pressures, and oxygen fugacities of the equilibrated chondrites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **35**, pp. 407 - 411
- Wlotzka, F. (1993) A weathering scale for the ordinary chondrites; *Meteoritics*, vol. **28**, Nr. **3**, pp. 460 - 460
- Wlotzka, F. (2005) Cr spinel and chromite as petrogenetic indicators in ordinary chondrites: Equilibration temperatures of petrologic types 3.7 to 6; *Meteoritics & Planetary Science*, vol. **40**, Nr. **11**, pp. 1673 – 1702
- Wood, B. J.; Banno S. (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Mineral. and Petrol.* vol. **42**, pp. 109 – 124
- Yang, H.; Ghose, S. (1995) A transitional structural state and anomalous Fe-Mg order-disorder in Mg-rich orthopyroxene, (Mg_{0.75}Fe_{0.25})₂Si₂O₆. *American Mineralogist*, vol. **80**, pp. 9 - 20
- Yasuda, M., Kitamura, M., Morimoto, N. (1983) Electron microscopy of clinoenstatite from a boninite and a chondrite; *Physics and Chemistry of Minerals*, vol. **9**, Nr. **5**, pp. 192 – 196

Yomogida, K.; Matsui, T. (1983) Physical properties of ordinary chondrites; *Journal of Geophysical Research*, vol. **88**, pp. 9513 - 9533

Zucolotto, M. E.; Antonello, L. L. (2008) Studies of brazilian meteorites of the Museu Nacional - I: Petrography and mineralogy of the Santa Vitória do Palmar, Rio Grande do Sul, L3 chondrite meteorite; *Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro*, vol. **66**, Nrs. **3-4**, pp.611-629

Zucolotto, M. E., Martini, P., Monzon, J. M., Varela, M. E., Antonello, L. L. (2010) A fireball and at least three distinct meteorites on the border between Brazil and Uruguay; *73rd Annual Meeting of the Meteoritical Society*

5. CONCLUSÕES

A história geológica dos dois condritos estudados está dividida basicamente nos eventos de formação e acreção dos componentes protoplanetários que são principalmente os cêntrulos e a matriz e a aglutinação destes para formar o corpo parental dos condritos no Sistema Solar Primordial. Então, têm-se os eventos subsequentes de modificações dentro do corpo parental (asteroide) que incluem modificações minerais por impacto e principalmente metamorfismo termal.

Os minerais presentes no condrito Campos Sales (Grupo L5) são quase todos produtos de recristalização por metamorfismo termal em que a composição original dos minerais ferromagnesianos foi modificada devido ao equilíbrio termodinâmico. Alguns minerais ainda permanecem com sua composição levemente modificada como demonstrado pela química de alguns destes nos cêntrulos. Como exemplo, temos o plagioclásio no interior dos cêntrulos que mantiveram a composição original da *mesostasis* apesar de ter sido convertido para a forma cristalina durante o metamorfismo.

O condrito Santa Vitória do Palmar (L3) é mais bem preservado. A sua textura condrítica permanece praticamente intacta e a fração molar dos componentes nos minerais máficos é variável demonstrando o baixo grau de equilíbrio metamórfico. Estas condições de preservação da química mineral original permitem interpretações cosmoquímicas dos mesmos, isto é, permitiu analisar o padrão de fracionamento de elementos litófilos voláteis tais como Na, K e Mn nas olivinas e o grau de fracionamento de elementos litófilos refratários tais como Ca, Al e Ti em feldspatos primordiais, o que mostrou que ambos estes minerais no SVP são produto de condensação e cristalização na nebulosa solar. O estágio de choque é mais acentuado no SVP em relação ao condrito CS que apresenta baixo estágio de choque, onde o SVP possui feições de deformação planar, extinção ondulante e fraturas planares nos grãos de olivina e o CS possui apenas padrões de fraturas irregulares e nenhum outro sinal de feições de impacto.

O estágio final desses meteoritos é a alteração terrestre quando estes tiveram contato pela primeira vez com o ambiente terrestre. O CS tem pequenas alterações minerais devido a ser uma queda recente e a única alteração mineral são manchas de óxido de ferro bordejando os grãos metálicos. O SVP é mais alterado porque não foi imediatamente coletado após sua queda; a alteração terrestre inclui veios de hidróxido de ferro e óxidos de ferro substituindo parcialmente os veios e bolsões de troilita.

A química mineral dos condritos também revela o grau de modificação dos mesmos em seu corpo parental. O CS, por exemplo, possui fosfatos, plagioclásio albita-oligoclásio, de composição média $Ab_{71}An_{22}Or_7$, e cromita. Todos estes minerais são produtos de recristalização metamórfica de materiais da matriz e dos cêntrulos. A composição molar dos componentes nas olivinas e piroxênios são similares e próximas de um valor constante, onde a composição média das olivinas é $Fo_{75}Fa_{25}$ e dos piroxênios $En_{76}Fs_{21}Wo_2$, demonstrando alto grau de equilíbrio metamórfico. O

piroxênio predominante é a solução sólida hiperstênio-bronzita com pouco diopsídio, de composição $\text{En}_{47}\text{Fs}_{8}\text{Wo}_{45}$, em alguns côndrulos especiais.

O SVP praticamente não possui fosfatos, além de pouco feldspato com duas populações composicionais distintas, uma de composição cálcica e outra de composição sódica, onde a variação composicional desses plagioclásios é $\text{Ab}_{16-88}\text{An}_{11-83}\text{Or}_{1-8}$. Os feldspatos oligoclásicos representam uma fase de metamorfismo incipiente e os plagioclásios bytowníticos representam fases pouco cristalinas formadas pela condensação de material nebular refratário semelhante aos vidros condensados nos CAIs dos condritos carbonáceos. A cromita é ausente, as olivinas e piroxênios possuem proporções molares de seus componentes extremamente variáveis, em que as olivinas possuem composições $\text{Fo}_{51-99}\text{Fa}_{1-48}$ e os piroxênios $\text{En}_{65-97}\text{Fs}_{3-34}\text{Wo}_{0-3}$, onde o principal piroxênio é a solução sólida clinobronzita com alguma proporção de ortopiroxênios de solução sólida hiperstênio-bronzita, demonstrando o baixo grau de equilíbrio metamórfico.

Visto que os condritos foram submetidos a metamorfismo termal, seu corpo parental deve ter tido uma estrutura interna termicamente estratificada descrita pelo modelo casca de cebola onde a principal fonte de calor é o decaimento radioativo de radionuclídeos de meia-vida curta como o Al^{26} que durante a primeira dezena de milhões de anos do Sistema Solar contribuiu para a primeira diferenciação dos planetesimais, tais como o metamorfismo termal e fusão parcial que produziu os condritos metamórficos e seus magmas derivados que evoluíram para os primitivos basaltos como os angritos e eucritos, por exemplo.

Essa fonte de calor radioativa iniciou o equilíbrio de assembleias minerais formadas originalmente no disco protoplanetário, e o corpo parental adquiriu um gradiente termal que pode ser calculado para cada camada interna específica para produzir os tipos petrológicos dos condritos comuns que variam desde os menos metamorfizados do tipo 3.0 até os mais metamorfizados do tipo 6.

O condrito Campos Sales é o único com a possibilidade de se obter sua temperatura de pico metamórfico devido a este possuir uma textura de recristalização avançada e conter côndrulos com paragêneses minerais ideais para a aplicação de um geotermômetro apropriado. A temperatura de metamorfismo termal foi calculada utilizando o geotermômetro do sistema enstatita-diopsídio que leva em consideração a atividade do componente silicato de magnésio em ambos os piroxênios e a fração molar do ferro no ortopiroxênio. Apenas dois côndrulos microcristalinos compostos de hiperstênio, diopsídio e oligoclásio foram identificados nesse meteorito.

Esses côndrulos foram utilizados como volumes de equilíbrio, isto é, uma pequena massa do meteorito que apresenta equilíbrio termodinâmico. A composição dos piroxênios nesses côndrulos foi utilizada para se calcular a temperatura dependente também da constante de equilíbrio da reação metamórfica onde os dois piroxênios participaram durante o metamorfismo termal. Os resultados deram valores consistentes fornecendo uma temperatura média de 946°C para o pico metamórfico.

Essa temperatura é considerada o limite superior para o metamorfismo termal de condritos comuns. No entanto, essa temperatura representa o máximo atingido pela paragénese mineral no interior dos côndrulos considerados. O geotermômetro utilizado foi calibrado para diversas rochas contendo piroxênios em equilíbrio, tanto metamórficas quanto ígneas, e a aplicação desse geotermômetro em condritos comuns foi aqui realizada revelando que geotermômetros aplicados com sucesso para rochas terrestres podem ser utilizados para meteoritos.

REFERÊNCIAS

- ALEXANDER, C. M. O'D. (1995) Trace element contents of chondrule rims and interchondrule matrix in ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 59, Nr. 15, pp. 3247 - 3266
- ALEXANDER, C. M. O'D.; GROSSMAN, J. N.; EBEL, D. S.; CIESLA, F. J. (2008) The Formation Conditions of Chondrules and Chondrites. *Science*, Vol. 320, Nr. 5883, pp. 1617 - 1619
- AMELIN, Y.; KROT, A. N.; HUTCHEON, I. D.; ULYANOV, A. A. (2002) Lead Isotopic Ages of Chondrules and Calcium-Aluminum-Rich Inclusions. *Science*, Vol. 297, Nr. 5587, pp. 1678 - 1683
- ANDERS, E. (1989) Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 53, Nr. 1, pp. 197 - 214
- ANDERS, E.; EBIHARA, M. (1982) Solar-system abundances of the elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 46, Nr. 11, pp. 2363 - 2380
- ARNETT, W. D.; WEPEL, J. P. (1978) Aluminum-26 production from a stellar evolutionary sequence. *The Astrophysical Journal*, Vol. 224, pp. 139 - 142
- ASPHAUG, E.; RYAN, E. V.; ZUBER, M. T. (2002) Asteroid interiors; In *Asteroids III*, W. F. Bottke Jr., A. Cellino, P. Paolicchi, and R. P. Binzel (eds), University of Arizona Press, Tucson, p.463 - 484
- BAKER, J.; BIZZARRO, M.; WITTING, N.; CONNELLY, J.; HAACK, H. (2005) Early planetesimal melting from an age of 4.5662 Gyr for differentiated meteorites. *Nature*, Vol. 436, pp. 1127-1131
- BENNETT, M. E.; MCSWEEN, H. Y. (1996) Revised model calculations for the thermal histories of ordinary chondrite parent bodies. *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 31, pp. 783 - 792
- BISCHOFF, A. (1998) Aqueous alteration of carbonaceous chondrites: Evidence for preaccretionary alteration - A review. *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 33, pp. 1113 - 1122
- BLAND, P. A.; ALARD, O. BENEDIX, G. K.; KEARSLEY, A. T.; MENZIES, O. N.; WATT, L. E.; ROGERS, N. W. (2005) Volatile fractionation in the early solar system and chondrule/matrix complementarity. *PNAS*, Vol. 102, Nr. 39, pp. 13755 - 13760
- BREARLEY, A. J. (1996) Nature of matrix in unequilibrated chondrites and its possible relationship to chondrules. In International conference: *Chondrules and the protoplanetary disk*, pp. 137 - 151
- BREARLEY, A. J.; SCOTT, E. R. D.; KEIL, K.; CLAYTON, R. N.; MAYEDA, T. K.; BOYNTON, W. V.; HILL, D. H. (1989) Chemical, isotopic and mineralogical evidence for the origin of matrix in ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 53, Nr. 8, pp. 2081 - 2093
- CHASE, M.W; DAVIES, C. A.; DOWNEY, J. R.; FRURIP, D. J.; MCDONALD, R. A.; SYVERUD, A. N. (1998) NIST-JANAF Thermochemical tables; *Standard Reference Data Program*, National Institute of Standards and Technology Gaithersburg, MD 20899
- CONNELLY, J. N.; AMELIN, Y.; KROT, A. N.; BIZZARRO, M. (2008) Chronology of the Solar System's Oldest Solids. *The Astrophysical Journal*, Vol. 675, pp. 121 - 124
- CONNELLY, J. N.; BIZARRO, M.; KROT, A. N.; NORDLUND, A.; WIELANDT, D.; IVANOVA, M. (2012) The absolute chronology and thermal processing of solids in the Solar Planetary Disk; *Science*, Vol. 328, pp. 651 - 655
- DEHART, J. M.; LOFGREN, G. E.; JIE, L.; BENOIT, P. H.; SEARS, D. W. G. (1992) Chemical and physical studies of chondrites: X. Cathodoluminescence and phase composition studies of metamorphism

and nebular processes in chondrules of type 3 ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 56, Nr. 10, pp. 3791 – 3807

EBEL, D. S. (2006) Condensation of Rocky Material in Astrophysical Environments; In *Meteorites and the Early Solar System II*, D. S. Lauretta and H. Y. McSween Jr. (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 943 pp., p.253-277

FODOR, R. V.; KEIL, K. (1973) Composition and origin of lithic fragments in L- and H-group chondrites. *Meteoritics*, Vol. 8, pp. 366 – 367

FREDRIKSSON, K.; KERRIDGE J. F. (1988) Carbonates and Sulfates in CI Chondrites: Formation by Aqueous Activity on the Parent Body. *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 23, Nr. 1, pp. 35 - 44

GALY, A.; YOUNG, E. D.; ASH, R. D.; O'NIONS, R. K. (2000) The Formation of Chondrules at High Gas Pressures in the Solar Nebula; *Science*, Vol. 290, Nr. 5497, pp. 1751 – 1753

GOODING, J. L.; KEIL, K. (1981) Relative Abundances of Chondrule Primary Textural Types in Ordinary Chondrites and Their Bearing on Conditions of Chondrule Formation. *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 16, Nr. 1, pp. 17 – 43

GÖPEL C.; MANHÈS, G.; ALLÈGRE, C. J. (1994) U-Pb systematics of phosphates from equilibrated ordinary chondrites; *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 121, pp. 153-171

GOUNELLE, M. (2014) Aluminium-26 in the early Solar System: A probability estimate; In 45th Lunar and Planetary Science Conference, held 17-21 March, 2014 at The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1777, p.2113

GROSSMAN, L.; EBEL, D. S.; SIMON, S. B.; DAVIS, A. M.; RICHTER, F. M.; PARSAD, N. M. (2000) Major element chemical and isotopic compositions of refractory inclusions in C3 chondrites: the separate roles of condensation and evaporation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 64, Nr. 16, pp. 2879 – 2894

GROSSMAN, J. N.; BREARLEY, A. J. (2005) The onset of metamorphism in ordinary and carbonaceous chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 40, Nr. 1, pp. 87–122

HARTMANN, L.; CALVET, N.; GULLBRING, E.; D'ALESSIO, P. (1998) Accretion and the Evolution of T Tauri Disks; *The Astrophysical Journal*, Vol. 495, Nr.1, pp. 385 – 400

HEWINS, R. H.; ZANDA, B. (2012) Chondrules: Precursors and interactions with the nebular gas. *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 47, Nr. 7, pp. 1120–1138

HUA, X. BUSECK P. R. (1997) Magnetite in carbonaceous chondrites. Conference Paper, *28th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, p. 611

HUGHES, D. W. (1981) Meteorite Falls and Finds: Some Statistics. *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 16, Nr. 3, pp. 269 – 281

HUSS, G. R.; KEIL, K.; TAYLOR, G. J. (1981) The matrices of unequilibrated ordinary chondrites: Implications for the origin and history of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 45, Nr. 1, pp. 33 – 51

HUSS, G. R., MACPHERSON, G. J., WASSERBURG, G. J., RUSSELL, S. S., SRINIVASAN, G. (2001) Aluminum-26 in calcium-aluminum-rich inclusions and chondrules from unequilibrated ordinary chondrites; *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 36, Nr. 7, pages 975 – 997

- HUSS, G. R.; RUBIN, A. E.; GROSSMAN, J. N. (2006) Thermal metamorphism in chondrites; In *Meteorites and the Early Solar System II*, D. S. Lauretta and H. Y. McSween Jr. (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 943 pp., p.567-586
- JEDICKE, R.; METCALFE, T. S. (1998) The Orbital and Absolute Magnitude Distributions of Main Belt Asteroids. *Icarus*, Vol. 131, Nr. 2, pp. 245 – 260
- KANZAKI, M. (1991) Ortho/clinoenstatite transition. *Physics and Chemistry of Minerals*, Vol. 17, Nr. 8, pp. 726 - 730
- KERRIDGE, J. F.; MACDOUGALL, J. D.; MARTI, K. (1979) Clues to the origin of sulfide minerals in CI chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 43, Nr. 3, pp. 359 - 367
- KURODA, P.; MYERS, W. (1996) Aluminium-26 in the early solar system. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, Vol. 211, Nr. 2, pp. 539 – 555
- LARIMER, J. W. (1979) The thermodynamics of dust formation: Evidence from meteorites; *Astrophysics and Space Science*, vol. 65, pp. 351 - 369
- LAURETTA, D. S.; NAGAHARA, H.; ALEXANDER, C. M. O'D. (2006) Petrology and Origin of Ferromagnesian Silicate Chondrules. In *Meteorites and the Early Solar System II*, D. S. Lauretta and H. Y. McSween Jr. (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 943 pp., p.431-459
- LEWIS, J. A.; JONES, R. H. (2016) Phosphate and feldspar mineralogy of equilibrated L chondrites: The record of metasomatism during metamorphism in ordinary chondrite parent bodies. *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 51, Nr. 10, pp. 1886 - 1913
- LIU, J.-C.; MALHOTRA, R. (1997) Depletion of the Outer Asteroid Belt. *Science*, Vol. 275, Nr. 5298, pp. 375 – 377
- MACPHERSON, G. J.; DAVIS, A. M.; ZINNER, E. K. (1995) The distribution of aluminum-26 in the early Solar System - A reappraisal; *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 30, Nr. 4, pp. 365 – 386
- MASON, B. (1968) Pyroxenes in meteorites. *Lithos*, Vol. 1, Nr. 1, pp. 1 - 11
- MIN, M.; FLYNN, G. (2010) Dust composition in Protoplanetary Disks, In *Protoplanetary Dust*, p. 161
- MIKOUCHI, T. (2001) Mineralogical similarities and differences between the Los Angeles basaltic shergottite and the Asuka-881757 lunar mare meteorite. *Antarctic Meteorite Research*, Vol. 14, p.1
- MIYAMOTO M.; FUJII, N.; TAKEDA, H. (1981) Ordinary chondrite parent body: An internal heating model. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 12th*, 1145-1152
- MOSTEFAOUI, S.; KITA, N. T.; TOGASHI, S.; TACHIBANA, S.; NAGAHARA, H.; MORISHITA, Y. (2002) The relative formation ages of ferromagnesian chondrules inferred from their initial aluminum-26/aluminum-27 ratios. *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 37, Nr. 3, pp. 421 - 438
- NAKAMUTA, Y.; MOTOMURA, Y. (1999) Sodic plagioclase thermometry of type 6 ordinary chondrites: Implications for the thermal histories of parent bodies. *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 34, pp. 763 – 772
- ODD, R. T. (1969) Metamorphism of the ordinary chondrites: A review; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 33, Nr. 2, pp. 165 – 203

- POLLACK, S. S. (1968) Disordered pyroxene in chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 32, Nr. 11, pp. 1209 - 1217
- RAMBALDI, E. R.; FREDRIKSSON, B. J.; FREDRIKSSON, K. (1981) Primitive ultrafine matrix in ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 56, pp. 107 – 126
- RUBIN, A. E.; TRIGO-RODRÍGUEZ, J. M.; HUBER, H.; WASSON, J. T. (2007) Progressive aqueous alteration of CM carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 71, Nr. 9, pp. 2361 - 2382
- SEARS, D. W. G.; MORSE, A. D.; HUTCHISON, R.; GUIMON, R. K.; JIE, L.; ALEXANDER, C. M. O'D.; BENOIT, P. H.; WRIGHT, I.; PILLINGER, C.; XIE, T.; LIPSCHUTZ, M. E. (1995) Metamorphism and aqueous alteration in low petrographic type ordinary chondrites. *Meteoritics*, Vol. 30, pp. 169 – 181
- SIMON, S. B.; KUEHNER, S. M.; DAVIS, A. M.; GROSSMAN, L.; JOHNSON, M. L.; BURNETT, D. S. (1994) Experimental studies of trace element partitioning in Ca,Al-rich compositions: Anorthite and perovskite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 58, Nr. 5, pp. 1507 – 1523
- SCORZELLI, R. B.; MICHEL-LEVY, M. C.; GILABERT, E.; LAVIELLE, B.; AZEVEDO, I. S.; VIEIRA, V. W.; COSTA, T. V. V.; ARAUJO, M. A. B. (1998) The Campos Sales meteorite from Brazil: A lightly shocked L5 chondrite fall; *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 33, pp. 1335-1337
- SCOTT, E. R. D. (2007) Chondrites and the Protoplanetary Disk; *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. 35, pp. 577 – 620
- SCOTT, E. R. D.; KROT, A. N. (2014) Chondrites and Their Components. In *Meteorites and Cosmochemical Processes*, Volume 1 of *Treatise on Geochemistry* (Second Edition). Elsevier, 2014. Edited by Andrew M. Davis, p.65-137
- VAN SCHMUS, W. R.; WOOD, J. A. (1967) A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 31, Nr. 5, pp. 747 - 765
- WADHWA, M.; RUSSELL, S. S. (2000) Timescales of accretion and differentiation in the early solar system: The meteoritic evidence. In *Protostars and planets IV*, Vol. 1, p. 995.
- WAI, C. M.; WASSON, J. T. (1977) Nebular condensation of moderately volatile elements and their abundances in ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 36, Nr. 1, pp. 1 – 13
- WETHERILL, G. W. (1985) Asteroidal Source of Ordinary Chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 20, pp. 1 – 22
- WILLIAMS, R. J. (1971) Equilibrium temperatures, pressures, and oxygen fugacities of the equilibrated chondrites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 35, pp. 407 - 411
- WOOD, J. A.; MORFILL, G. E. (1998) A review of solar nebula models. In *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J. F. Kerridge and M. S. Matthews), pp. 329 - 347. Univ. Arizona Press, Tucson, Arizona
- YAVNEL' A. A.; BOROVSANSKY, V. T. (1970) On the Degree of Equilibration Reflected in the Ferromagnesian Silicates in Ordinary Chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 5, Nr.3, pp. 153 – 167
- YOMOGIDA, K.; MATSUI, T. (1983) Physical properties of ordinary chondrites; *Journal of Geophysical Research*, vol. 88, pp. 9513 – 9533

ZUCOLOTTO, M. E.; ANTONELLO, L. L. (2008) Studies of brazilian meteorites of the Museu Nacional - I: Petrography and mineralogy of the Santa Vitória do Palmar, Rio Grande do Sul, L3 chondrite meteorite; *Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro*, vol. **66**, Nrs. **3-4**, pp.611-629

ANEXO A – CARACTERIZAÇÃO DAS MICROFEIÇÕES DE ABLAÇÃO ATMOSFÉRICA PRESENTES NA CROSTA DE FUSÃO DO METEORITO CAMPOS SALES ATRAVÉS DE IMAGENS DE MEV E ANÁLISES DE EDS



Revista de Geologia, Vol. 30, nº 1, 115 - 125, 2017
<http://www.periodicos.ufc.br/index.php/geologia>



Caracterização das Microfeições de Ablação Atmosférica Presentes na Crosta de Fusão do Meteorito Campos Sales através de Imagens de MEV e Análises de EDS

Ricardo GAZILLO NETO¹

RESUMO: A crosta de fusão do meteorito Campos Sales apresenta-se bem preservada devido a este meteorito representar uma queda. Desta forma, sua crosta preservou microestruturas, de ablação térmica atmosférica, geradas durante a fase de bólido do meteorito. Pelo menos cinco feições microscópicas de caráter morfológico e composicional foram caracterizadas por imagens de microscópio eletrônico de varredura (MEV) e as de caráter composicional foram também analisadas quimicamente por EDS - espectroscopia por energia dispersiva de raios-x. As microfeições de caráter morfológico são fraturas de contração, texturas reliquiares de possíveis cóndrulos e grãos de Fe-Ni metálico, vesículas de material volatilizado e padrões lineares indicando direção de fluxo aerodinâmico. As feições microscópicas de caráter composicional são manchas de magnetita/wüstita secundárias, identificadas pelas análises de EDS.

Palavra-chave: Crosta de Fusão, Ablação Atmosférica, Microfeições.

ABSTRACT: *The fusion crust of the Campos Sales meteorite is well preserved because this is a witnessed fall meteorite. Thus, its fusion crust preserved microstructures of thermal atmospheric ablation generated during the meteorite's stage of bolide. At least five microscopic features of morphologic and compositional character were characterized by scanning electron microscope (SEM) images and the compositional features were also chemically analyzed by EDS – energy dispersive x-ray spectroscopy. The microfeatures of morphologic character are contraction cracks, relict textures of possible chondrules and metallic Fe-Ni flakes, vesicles of volatilized material, and linear patterns indicating aerodynamic flow direction. The microscopic features of compositional character are patches of magnetite/wüstite, identified by the EDS analyses.*

Keywords: *Fusion Crust, Atmospheric Ablation, Microfeatures.*

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia - Universidade Federal do Ceará

Autor para correspondência: Ricardo Gazillo Neto. Endereço: Rua Manoel Moura, 554 – Fortaleza, CE. CEP 60.330-780, Brasil. E-mail: paleozoic.neto@gmail.com

Recebido em 08 de Agosto de 2016 / Aceito em 10 de Abril de 2017.

1. INTRODUÇÃO

Os meteoritos rochosos possuem, em sua grande maioria, crosta de fusão. Estas crostas são resultado do aquecimento do meteoróide por ablação atmosférica durante a sua fase de meteoro e bólido (Thaisen & Taylor, 2009; Ceplecha et al., 1998). A ablação atmosférica é o processo de aquecimento por fricção com o ar atmosférico e consequente retirada de material do meteoróide gerando feições de fluxo e produzindo uma crosta de fusão nos fragmentos de meteorito resultantes (Bronshen, 1983; Baldwin & Sheaffer, 1971; Bhandari et al., 1980; Lovering et al., 1960). O material incandescente do meteoróide se funde a uma temperatura de pelo menos 2000°C onde os silicatos são transformados em uma massa vítrea e quente e desta forma podem fluir de forma aerodinâmica e gerar feições de fluxo que podem preservar-se na crosta de fusão. Também outros processos ocorrem com as fases minerais metálicas do meteorito. A troilita é um mineral acessório muito comum nos meteoritos (Blander, 1971), esta é facilmente volatilizada nas condições de ablação atmosférica e desta forma pode deixar vesículas na crosta de fusão ou mesmo formar cavidades de grandes dimensões em fragmentos grandes de meteorito. O ferro-níquel metálico reage com o oxigênio atmosférico em condições anídras e converte-se em magnetita/wüstita que se torna um mineral secundário predominante na maioria das crostas de fusão dos meteoritos (Horstmann et al., 2013; Vondrak et al., 2008). Neste presente artigo, pelo menos cinco feições foram observadas e descritas na crosta de fusão do meteorito Campos Sales, sendo todas estas de dimensões microscópicas e foram observadas pelas técnicas de microscopia

eletrônica de varredura (MEV) e espectroscopia de energia dispersiva (EDS).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O equipamento utilizado é um Microscópio Eletrônico de Varredura marca Hitachi Modelo TM 3000, a aceleração do feixe de elétrons utilizada foi de 15 kV com uma distância de trabalho de aproximadamente 10 mm. A amostra utilizada foi um fragmento de 3 g de massa do meteorito condritico Campo Sales. O fragmento analisado estava 98% coberto com uma crosta de fusão escura e fosca apresentando algumas fraturas de contração térmica visíveis a olho nu. Foram feitas imagens compostas de elétrons secundários e retroespalhados, para a visualização da topografia das feições existentes na crosta de fusão do meteorito e a resultante das imagens de elétrons retroespalhados, para observar a distinção das fases minerais presentes, principalmente para diferenciar as fases com maior contraste de número atômico médio que indicam os minerais opacos do meteorito. Microanálises químicas por Energia Dispersiva de Raios X (EDS) foram realizadas em algumas fases minerais e vítreas, principalmente nos minerais metálicos através do equipamento de EDS modelo SWIFT ED 3000 da Oxford Instruments. Os equipamentos utilizados estão alocados no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará.

3. A CROSTA DE FUSÃO DO METEORITO CAMPOS SALES

A crosta de fusão do meteorito Campos Sales tem cor preta fosca e diversas microestruturas foram identificadas na crosta de fusão de um fragmento do meteorito com massa

aproximada de 3 g. O meteorito é classificado como um condrito ordinário grupo L5 (Scorzelli *et al.*, 1998). Devido a este meteorito ser uma queda, sua crosta de fusão está bem preservada, ou seja, está fresca e, portanto, preserva as estruturas produzidas no momento da entrada na atmosfera sofrendo ablação térmica. A crosta de fusão é uma capa de aproximadamente 0,25 mm de espessura formada quando o meteorito é aquecido e sua região mais externa se funde e forma uma crosta de vidro e fases minerais secundárias em volta do meteorito quando este é submetido à ablação na fase de bólido (Gence & Grady, 1999). A crosta, portanto, apresenta a mesma composição química do meteorito. Várias feições foram identificadas com auxílio do microscópio eletrônico de varredura.

4. MICROFEIÇÕES DE ABLAÇÃO ATMOSFÉRICA IDENTIFICADAS NA CROSTA DE FUSÃO

Foram identificados cinco tipos de feições microscópicas de ablação atmosférica na crosta de fusão do meteorito Campos Sales, a saber, quatro feições de caráter textural ou morfológico e uma feição de caráter composicional.

4.1. Fraturas de Contração Térmica (Contraction Cracks)

São fraturas geradas na crosta de fusão devido à diferença de temperatura entre o meteorito e a temperatura elevada do ar atmosférico no momento do atrito e ablação podendo chegar a temperaturas da ordem de 2000°C (Beauford *et al.*, 2012). O meteoróide estava no vácuo frio do espaço a uma temperatura próxima de -270°C e ao entrar na atmosfera ocorre uma drástica mudança de condições termodinâmicas gerando fraturas de contração na crosta de fusão resultante e é essa diferença térmica que também

gera a explosão do bólido antes de ele entrar em queda livre (Sears, 1975). Muitas destas fraturas primárias de contração térmica foram observadas nas imagens de elétrons secundários na crosta de fusão do meteorito (Figura 1). Observam-se padrões de tendência poligonal representando resfriamento rápido no momento do término da ablação atmosférica.

4.2. Côndrulos/Flocos de Fe-Ni Reliquiários

Foram identificados alguns côndrulos que sobreviveram à ablação e passam a se destacar na crosta de fusão, normalmente são côndrulos contendo Fe-Ni que é uma fase mineral resistente à fusão por ablação atmosférica (Thaisen & Taylor, 2009). Estes se apresentam preservando o seu formato arredondado, destacando-se como relevos positivos em forma de domos na imagem de elétrons secundários (Figura 2). A imagem de elétrons retroespalhados e as análises de EDS confirmam sua composição de ferro-níquel metálico e resíduos de troilita nestas estruturas arredondadas também foram identificados pela presença de um percentual de 9 wt% a 11 wt% de enxofre verificado no EDS (Tabela 1). Também os picos no espectro de EDS mostram a presença do elemento enxofre nestas fases secundárias de ablação (Figura 3). Estas estruturas arredondadas podem também ser flocos de Fe-Ni e troilita que adquiriram formato arredondado devido a terem fundido e gerado estas formas aerodinâmicas durante a fase de bólido do meteorito, não constituindo, portanto, um côndrulo reliquiar verdadeiro.

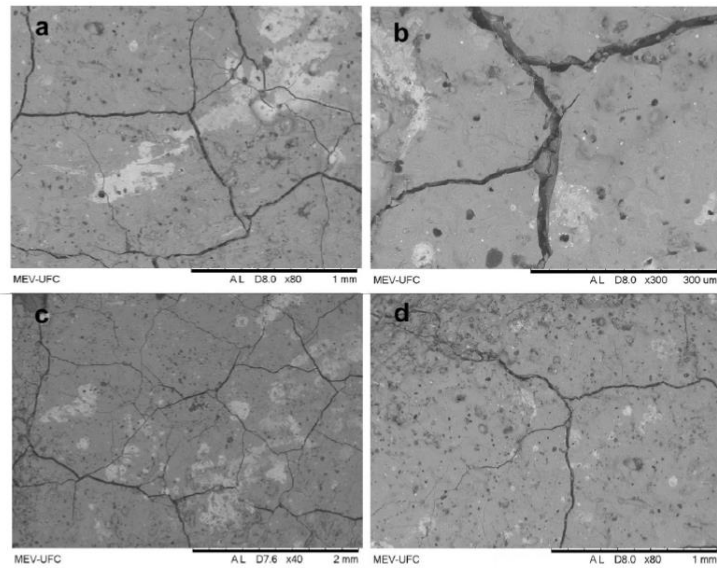


Figura 1: Fraturas de Contração, imagens compostas ao MEV; a – padrão de fraturamento com uma geometria de tendência poligonal, indicando rápido resfriamento da crosta de fusão; b – uma fratura ampliada mostrando algumas vesículas na crosta e os minerais subjacentes do meteorito entre as fraturas podem ser visualizados; c – visão geral das fraturas, mostrando várias manchas de magnetita; d – topografia rugosa numa situação em que ocorrem mais fraturas.

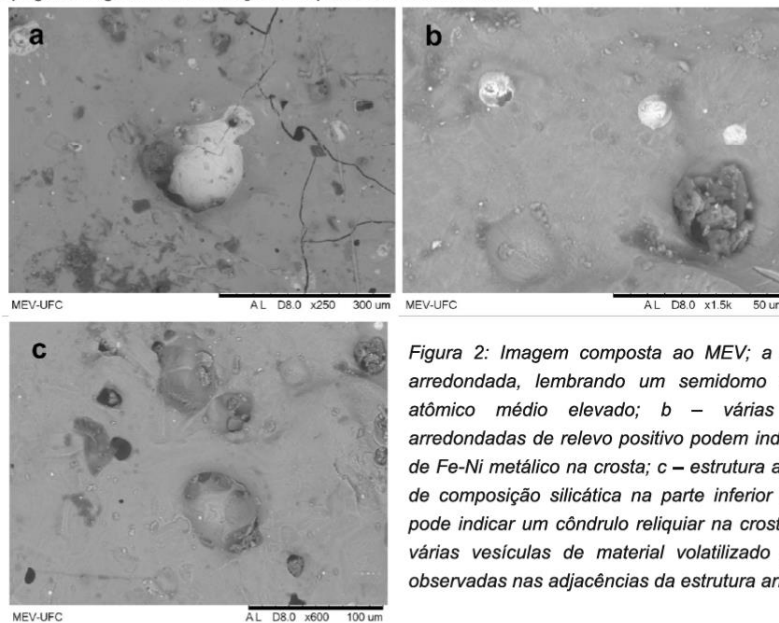


Figura 2: Imagem composta ao MEV; a – estrutura arredondada, lembrando um semidomo de número atômico médio elevado; b – várias estruturas arredondadas de relevo positivo podem indicar restitos de Fe-Ni metálico na crosta; c – estrutura arredondada de composição silicática na parte inferior da imagem pode indicar um côndrulo reliquiar na crosta de fusão, várias vesículas de material volatilizado podem ser observadas nas adjacências da estrutura arredondada.

Tabela 1: Análise química por EDS das fases de maior número atômico médio na crosta de fusão do meteorito Campos Sales. Esta análise representa uma mistura de óxidos de ferro e níquel e porções de troilita e silicato ferromagnésiano devido ao magnésio, enxofre, silício e alumínio em menores quantidades.

Element	Weight %	Atomic %	Compound %	Formula
Magnesium	3.166	3.668	5.250	MgO
Aluminum	0.785	0.820	1.483	Al ₂ O ₃
Silicon	3.547	3.557	7.588	SiO ₂
Sulfur	9.233	8.111	23.053	SO ₃
Iron	7.113	3.588	9.150	FeO
Nickel	42.024	20.162	53.476	NiO
Oxygen	34.133	60.094		

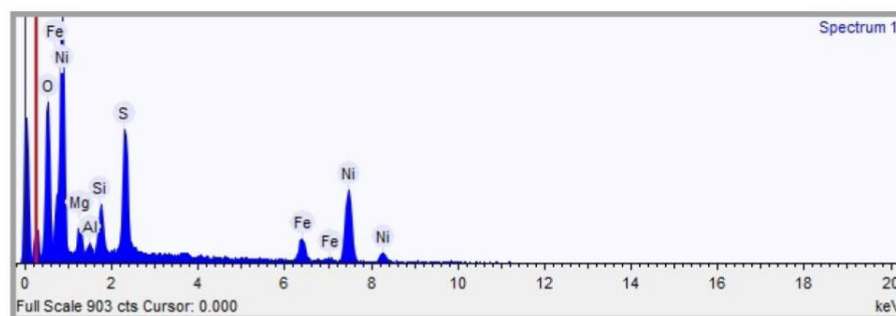


Figura 3: Espectro de EDS de uma das estruturas arredondadas da Figura 2b, mostrando um teor elevado em enxofre, indicando ser esta estrutura um grão de troilita reliquiar.

4.3. Cavidades/Vesículas de Ablação Atmosférica

São cavidades ou vesículas na crosta de fusão geradas pela evaporação de minerais menos resistentes à ablação atmosférica. Minerais acessórios como a troilita são muito susceptíveis à volatilização e deixam vesículas em seu lugar (Figura 4), situação semelhante é muito comum em vários tipos de meteoritos ricos em troilita, por exemplo, nos meteoritos metálicos Mundrabilla e Gibeon (Figura 5), da Austrália e África respectivamente, onde estes possuem muitos nódulos de troilita e muitos fragmentos destes meteoritos apresentam vesículas de dimensões de até dezenas

de centímetros, vazios deixados pela ablação e completa vaporização da troilita, cohenita, grafita e schreibersita presentes nestes meteoritos durante sua fase de bólido incandescente (Buchwald, 1970). A presença de troilita volatilizada no Campos Sales está evidente nas análises de EDS feitas nas texturas reliquias com maior contraste de número atômico verificadas nas imagens de elétrons retroespalhados.

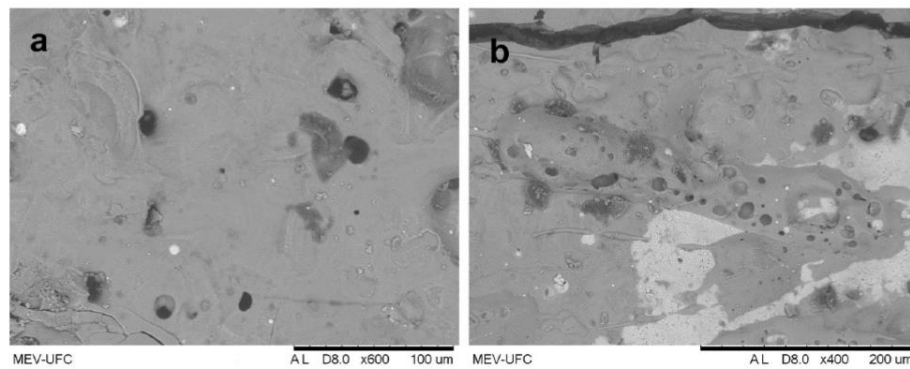


Figura 4: Imagens ao MEV composta de vesículas de bolhas de escape de material volatilizado na ablação atmosférica; a – várias destas cavidades estão dispostas na imagem evidenciando a saída de material por ablação atmosférica; b – nódulo de composição silicática com a forma de haltere pode ser distinguido na topografia. Este nódulo provavelmente é vítreo e está repleto de vesículas de escape de fases voláteis. Observar manchas de magnetita na porção inferior direita da imagem.



Figura 5. Situação macroscópica dos efeitos da ablação atmosférica nos meteoritos durante a sua fase de bólido incandescente; a – Fragmento do meteorito metálico Mundrabilla mostrando um grande vazio de escape de fases minerais volatilizadas, provavelmente troilita junto de fases voláteis mais raras como grafita, cohenita e schreibersita; b – Grande fragmento do meteorito metálico Gibeon, mostrando uma grande vesícula ou vazio de escape de material volatilizado, provavelmente o vazio era ocupado por um grande nódulo de troilita. A barra vermelha de escala tem aproximadamente 5 cm de comprimento. Fontes: Mundrabilla: <https://upload.wikimedia.org/wikiversity/en/c/c7/Lrg-1502-mundrabilla-meteorites-with-natural-hole-photographs.jpg>; Gibeon: <https://images.justcollecting.com/large/M1659/PIC1000505850/QKSGEUORKS.JPG>

Em casos mais raros têm-se gases nobres implantados no regolito de asteroides e corpos diferenciados do Sistema Solar, além de gases nobres gerados pela interação das partículas minerais do regolito com raios cósmicos, como o hélio-3, que ficam presos nas porções mais superficiais do meteoróide e ao sofrer aquecimento na entrada atmosférica o hélio-3 é liberado e deixa vesículas no lugar, essa última situação é mais comum na crosta de fusão de meteoritos lunares, mas pode ocorrer em meteoritos que não eram parte de regolitos tais como este condrito em estudo cujo corpo parental, um asteroide, também foi exposto aos raios cósmicos e partículas do vento solar (Thaisen & Taylor, 2009; Black, 1972).

4.4. Manchas de Magnetita/Wüstita

A magnetita e/ou wüstita se forma pela reação química entre o ferro metálico e o oxigênio atmosférico durante a fase de bólido do meteorito (Horstmann, 2013). Como resultado, o ferro meteorítico é oxidado em altas temperaturas, isto é, em condições anidras, convertendo o ferro-níquel metálico original exposto à ablação atmosférica em manchas de magnetita na crosta de fusão (Figura 6). A cor escura da crosta é devida exatamente à presença da magnetita. A presença da magnetita está também confirmada na análise química de EDS (Tabela 2) e também nos picos dos elementos químicos no seu espectrograma (Figura 7). Nos meteoritos sideritos a sua crosta de fusão fina e escura brilhante ocorre devido à abundância de magnetita/wüstita gerada.

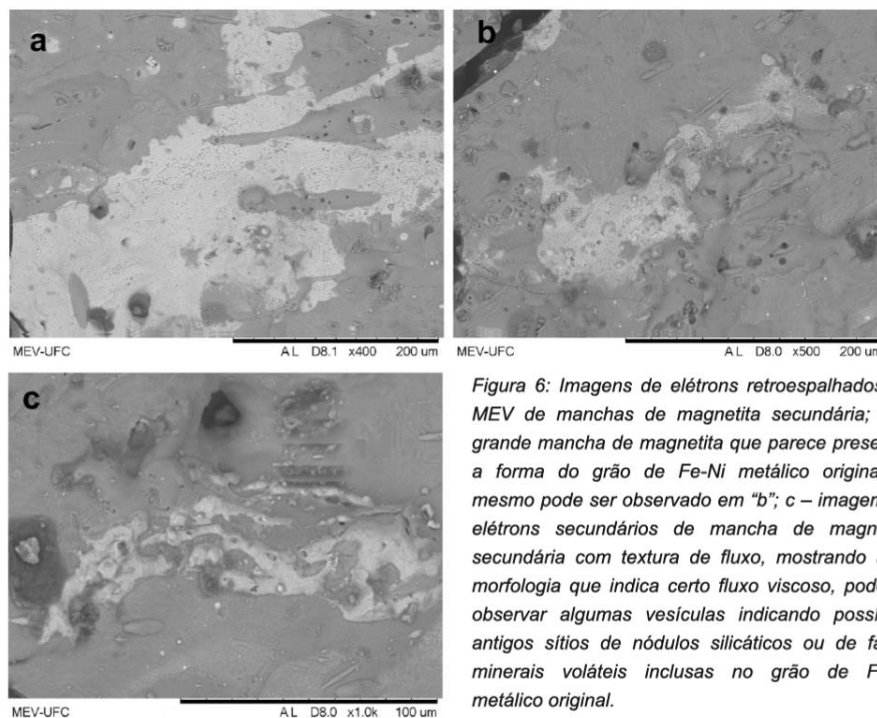


Figura 6: Imagens de elétrons retroespalhados ao MEV de manchas de magnetita secundária; a – grande mancha de magnetita que parece preservar a forma do grão de Fe-Ni metálico original, o mesmo pode ser observado em "b"; c – imagem de elétrons secundários de mancha de magnetita secundária com textura de fluxo, mostrando uma morfologia que indica certo fluxo viscoso, pode-se observar algumas vesículas indicando possíveis antigos sítios de nódulos silicáticos ou de fases minerais voláteis inclusas no grão de Fe-Ni metálico original.

Tabela 2: Análise Química da Magnetita/Wüstita Secundária, notar impurezas de carbono, silício, magnésio e cálcio, indicando que a fase contém impurezas de outras fases, principalmente silicatos ferromagnesianos e o percentual de carbono pode representar o carbono atmosférico devido à câmara de baixo vácuo.

Element	Weight %	Atomic %	Compound %	Formula
Carbon	6.467	13.354	23.695	CO ₂
Magnesium	2.966	3.026	4.917	MgO
Silicon	3.813	3.368	8.158	SiO ₂
Calcium	0.457	0.283	0.640	CaO
Iron	48.653	21.608	62.591	FeO
Oxygen	37.644	58.361		

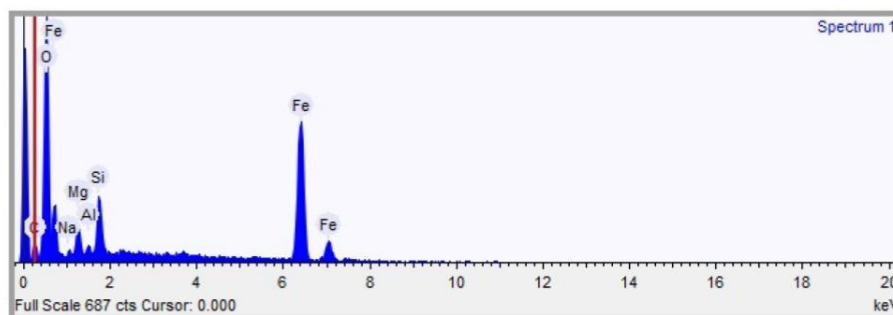


Figura 7: Espectrograma de EDS mostrando os picos de ferro e oxigênio da magnetita secundária. Algumas impurezas de Si, Al, Mg e Na indicam a presença de componentes silicáticos que estavam inclusos no Fe-Ni metálico antes da oxidação e transformação para magnetita secundária.

A presença de magnetita e/ou wüstita secundárias nas crostas de fusão dos meteoritos é verificada principalmente em esférulas cósmicas resultantes de micrometeoritos entrando na atmosfera da Terra, tais micrometeoritos magnéticos, principalmente as ditas esférulas cósmicas, mostram-se ter uma composição química próxima da dos condritos ordinários e carbonáceos (Blanchard *et al.*, 1980; Gence *et al.*, 2008).

4.5. Microfeições Lineares de Fluxo

Quando o material silicático do meteorito encontra-se no estado vítreo, este ainda comporta-se como um líquido viscoso e então pode fluir de forma aerodinâmica e seguindo linhas de fluxo do ar atmosférico aquecido que orienta o vidro liquefeito e ao solidificar, o fluxo da massa fundida fica preservado na crosta de fusão gerando linhas de fluxo e padrões orientados na superfície da crosta de fusão (Akos *et al.*, 2014). Muitas

linhas de fluxo em alguns meteoritos orientados podem ser vistos em amostras de mão dos meteoritos. A situação mais comum aqui é a de texturas lineares

microscópicas de fluxo e estas foram identificadas nas imagens de elétrons secundários (Figura 8).

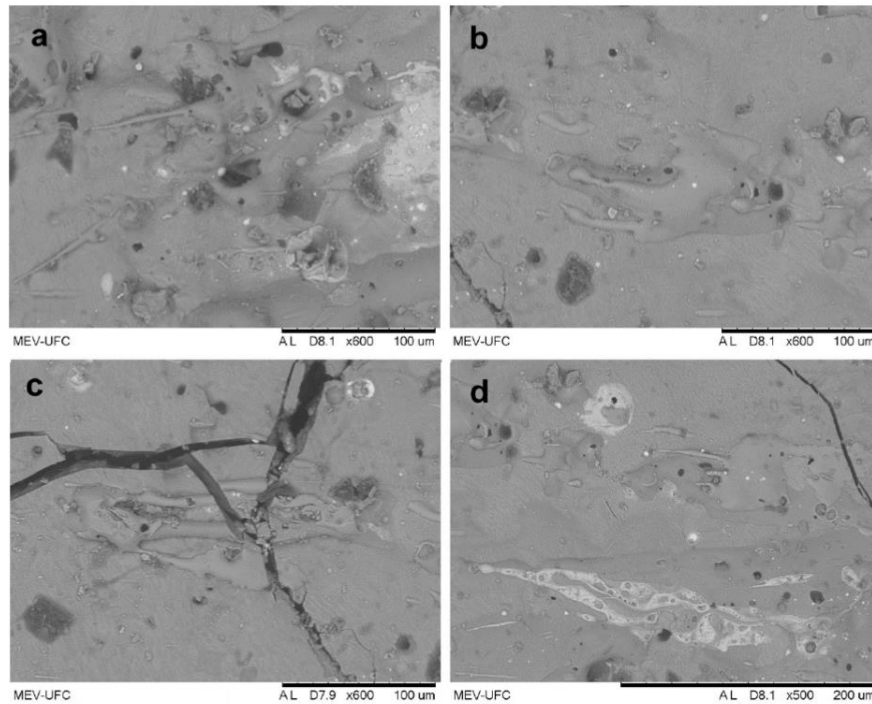


Figura 8. Imagens compostas ao MEV de texturas de fluxo; a – padrões lineares e unidirecionais de material silicático e metálico vitrificado; b – padrão de fluxo em material silicático vítreo indicando novamente fluxo unidirecional; c – padrões de gotas orientadas todas com a mesma direção de fluxo, notar as fraturas cortando estas estruturas de fluxo, mostrando que as fraturas de contração térmica ocorreram num evento posterior à geração das texturas de fluxo na crosta de fusão; d- gotas de magnetita/wüstita com padrões orientados, também padrões lineares no material silicático vítreo ocorrem. Notar que em todas as imagens, o direcionamento de todas as microfeições de fluxo é constante.

5. CONCLUSÕES

Com o auxílio das técnicas de MEV e EDS, puderam-se identificar cinco microfeições na crosta de fusão do meteorito Campos Sales geradas pela ablação atmosférica. As fraturas de contração térmica mostram que durante a fase de resfriamento do bólido havia uma diferença de temperatura entre a região

externa quente e interna fria do meteorito gerando contração térmica da crosta de fusão. Os côneulos/flocos de Fe-Ni representam texturas reliquiares que resistiram à ablação térmica porque normalmente são formados em sua maior parte de Fe-Ni metálico resistente ao calor. As cavidades/vesículas de ablação

atmosférica mostram o resultado da evaporação de fases minerais voláteis em contato com o ar quente da ablação, onde normalmente estas vesículas eram ocupadas por troilita cujos resquícios foram detectados por EDS. As manchas de magnetita e wüstita evidenciam a reação química em alta temperatura e em condições anóxicas do Fe-Ni metálico com o ar atmosférico, produzindo uma mistura de óxidos magnetita/wüstita identificados no EDS. As microfeições lineares de fluxo são resultado do material silicático fundido e vitrificado que fluiu de forma viscosa para gerar linhas de fluxo e diversos outros padrões lineares indicando a mesma direção de fluxo correspondente à direção do ar quente. Todas estas feições analisadas mostram a história do meteorito na fase de bólido incandescente, evidenciando os processos ocorridos durante a formação da crosta de fusão primária do meteorito Campos Sales.

Agradecimentos

À disponibilidade e colaboração do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, à CAPES pelo apoio valioso à pesquisa continuada e aos professores Drs. J. A. Nogueira Neto e V. W. Almeida Vieira por fornecer as amostras do meteorito Campos Sales.

REFERÊNCIAS

- AKOS, K., SZIVIA, O., SANDOR, J., MATE, S., MARIA, T. (2014) Analysis of ripple or flow-like features in NWA3118 CV3 meteorite; *Planetary and Space Science* 104, 200–210
- BALDWIN, B., SHEAFFER, Y. (1971) Ablation and breakup of large meteoroids during atmospheric entry; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 76, pages 4653 - 4668
- BEAUFORD, R. E., ARNOLD, S. K., SEARS, D. (2012) The Macrostructure of the Sutter's Mill Meteorite; 75th Annual Meeting of the Meteoritical Society, held August 12-17, 2012 in Cairns, Australia. Published in *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, id.5091.
- BHANDARI, N., LAL, D., RAJAN, R.S., ARNOLD, J.R., MARTI, K., MOORE, C.B. (1980) Atmospheric ablation in meteorites: A study based on cosmic ray tracks and neon isotopes; *Nuclear Tracks*, Vol. 4, Issue 4, pp. 213 – 262
- BLACK, D. C. (1972) On the origins of trapped helium, neon and argon isotopic variations in meteorites—I. Gas-rich meteorites, lunar soil and breccia; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol 36, Issue 3, pages 347–375.
- BLANCHARD, M. B., BROWNLEE, D. E., BUNCH, T. E., HODGE, P. W., KYTE, F. T. (1980) Meteoroid Ablation Spheres from Deep-Sea Sediments; *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 46, pp. 178 - 190
- BLANDER, M. (1971) The constrained equilibrium theory: Sulphide phases in meteorites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 35, Issue 1, pp. 61 – 76
- BRONSHTEN, V. A. (1983) Ablation of Meteoroids; *Physics of Meteoritic Phenomena, Geophysics and Astrophysics Monographs*, Vol. 22, pp 91 - 138
- BUCHWALD, V. F. (1977) The Mineralogy of Iron Meteorites; *Philos. Trans. Of the Royal Society*, Vol 286, Issue 1336
- CEPLECHA, Z., BOROVIČKA, J., ELFORD, W. G., REVELLE, D. O., HAWKES, R. L., PORUBCAN, V., SIMEK, M. (1998) Meteor Phenomena and Bodies; *Space Science Reviews*, Vol. 84, Issue 3, pp. 327 – 471.

- GENCE, M. J., ENGRAND, C., GOUNELLE, M., TAYLOR, S. (2008) The classification of micrometeorites; *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 43, Nr. 3, pp. 497 – 515
- GENCE, M. J., GRADY, M. M. (1999) The fusion crusts of stony meteorites: Implications for the atmospheric reprocessing of extraterrestrial materials; *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 34, pp. 341 – 356
- HORSTMANN, M., HUMAYUN, M., HARRIES, D., LANGENHORST, F., CHABOT, N. L., BISCHOFF, A., ZOLENSKY, M. E. (2013) Wüstite in the fusion crust of Almahata Sitta sulfide-metal assemblage MS-166: Evidence for oxygen in metallic melts; *Meteoritics & Planetary Science*, Vol 48, Issue 5, pages 730 - 743
- LOVERING, J. F., PARRY, L. G., JAEGER, J. C. (1960) Temperatures and mass losses in iron meteorites during ablation in the Earth's atmosphere; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 19, Issue 3, pages 159 – 167
- SCORZELLI, R. B., MICHEL-LEVY, C.; GILBERT, E., LAVIELLE, B., AZEVEDO, I. S., VIEIRA, V. W., COSTA, T. V. V., ARAUJO, M. A. B. (1998) The Campos Sales meteorite from Brazil: A lightly shocked L5 chondrite fall; *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 33, pp. 1335-1337
- SEARS, D. W. (1975) Temperature Gradients in Meteorites Produced by Heating During Atmospheric Passage; *Modern Geology*, Vol. 5, pp. 155 - 164
- THAISEN, K. G., TAYLOR, L. A. (2009) Meteorite fusion crust variability; *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 44, Issue 6, pages 871 - 878
- VONDRAK, T., PLANE, J. M. C., BROADLEY, S., JANCHES, D. (2008) A chemical model of meteoric ablation; *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 8, pp. 7015-7031

ANEXO B – TABELAS DE ANÁLISES QUÍMICAS

PIROXÊNIO SANTA VITÓRIA DO PALMAR

Sample	SiO ₂ (Mass %)	TiO ₂ (Mass %)	Al ₂ O ₃ (Mass %)	Cr ₂ O ₃ (Mass %)	FeO(Mass %)	NiO(Mass %)	MnO(Mass %)	MgO(Mass %)	CaO(Mass %)	SrO(Mass %)	Na ₂ O(Mass %)	K ₂ O(Mass %)	F(Mass %)	Cl(Mass %)	TOTAL
L3SV P	55.02	0.04	0.35	0.75	12.92	0.02	0.37	29.04	0.40	0.11	0.18	0.03	n.a.	n.a.	99.23
L3SV P	55.73	0.05	0.37	0.92	13.86	0.02	0.46	28.85	0.58	0.10	0.26	n.d.	n.a.	n.a.	101.19
L3SV P	52.59	0.02	0.34	0.45	20.03	0.01	0.67	22.89	0.63	0.09	0.11	0.03	n.a.	n.a.	97.86
L3SV P	52.13	0.03	0.25	0.59	20.12	n.d.	0.81	22.27	0.69	0.08	0.17	0.04	n.a.	n.a.	97.18
L3SV P	56.37	0.03	0.22	0.49	13.04	0.12	0.44	29.46	0.50	0.09	0.12	0.03	n.a.	n.a.	100.90
L3SV P	54.88	0.05	0.34	0.86	13.08	0.02	0.51	28.58	0.59	0.12	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	99.06
L3SV P	53.71	0.82	0.72	2.32	10.72	0.13	0.37	30.64	0.21	0.11	0.18	0.06	n.a.	n.a.	99.99
L3SV P	56.66	0.06	0.40	0.57	5.33	0.03	0.49	34.59	0.35	0.12	0.03	0.01	n.a.	n.a.	98.63
L3SV P	55.71	0.03	0.52	0.80	11.73	0.04	0.44	30.04	0.61	0.15	0.03	n.d.	n.a.	n.a.	100.09
L3SV P	51.46	0.04	0.81	0.87	14.63	0.41	0.39	26.35	0.67	0.09	0.08	0.06	n.a.	n.a.	95.85
L3SV P	63.83	0.72	16.84	0.98	3.06	0.02	0.07	4.60	3.90	0.11	2.21	1.10	n.a.	n.a.	97.43
L3SV P	63.05	0.76	15.91	0.60	3.79	0.15	0.06	4.96	4.98	0.09	2.10	2.27	n.a.	n.a.	98.72
L3SV P	38.94	n.d.	0.02	n.d.	10.85	0.04	0.41	46.09	0.10	0.08	0.06	n.d.	n.a.	n.a.	96.58
L3SV P	41.50	0.02	0.01	0.05	8.74	0.04	0.37	50.73	0.10	0.08	0.03	n.d.	n.a.	n.a.	101.67
L3SV P	37.90	n.d.	0.55	0.05	20.85	0.06	0.24	38.41	0.17	0.08	0.14	0.06	n.a.	n.a.	98.51
L3SV P	39.54	0.05	0.27	0.41	20.04	n.d.	0.24	41.20	0.12	0.06	0.08	0.03	n.a.	n.a.	102.05
L3SV P	46.25	0.13	4.79	0.15	14.14	0.01	0.20	34.12	1.22	0.09	0.15	0.05	n.a.	n.a.	101.30

L3SV P	56.31	0.06	0.50	0.49	5.88	0.06	0.13	34.00	0.40	0.11	0.10	0.03	n.a.	n.a.	98.04
L3SV P	55.59	0.07	1.06	0.97	9.37	0.03	0.48	30.59	1.45	0.07	0.07	n.d.	n.a.	n.a.	99.76
L3SV P	57.44	0.04	0.36	0.76	7.19	0.02	0.38	33.12	0.55	0.11	0.10	0.01	n.a.	n.a.	100.08
L3SV P	56.85	0.06	0.88	0.62	5.35	0.02	0.30	34.02	0.38	0.11	0.26	0.06	n.a.	n.a.	98.90
L3SV P	57.97	0.01	0.20	0.46	6.67	n.d.	0.35	34.86	0.26	0.13	0.13	0.05	n.a.	n.a.	101.08
L3SV P	53.96	0.03	0.27	0.38	8.79	n.d.	0.50	30.09	0.32	0.14	0.13	0.04	n.a.	n.a.	94.64
L3SV P	41.56	0.02	0.11	0.09	5.07	0.02	0.05	53.19	0.25	0.10	0.17	0.03	n.a.	n.a.	100.66
L3SV P	40.34	0.07	1.10	0.08	6.35	0.40	0.08	46.92	0.28	0.10	0.35	0.20	n.a.	n.a.	96.27
L3SV P	56.21	0.03	0.13	0.44	4.13	0.02	0.37	35.13	0.19	0.15	0.05	0.01	n.a.	n.a.	96.87
L3SV P	56.70	0.03	0.28	0.44	6.64	0.01	0.61	33.43	0.40	0.13	0.08	n.d.	n.a.	n.a.	98.74
L3SV P	56.07	0.14	0.94	1.05	3.80	0.01	0.70	34.06	0.59	0.11	0.18	0.03	n.a.	n.a.	97.72
L3SV P	58.17	0.12	0.78	0.75	2.60	0.02	0.39	36.77	0.47	0.12	0.04	0.01	n.a.	n.a.	100.25
L3SV P	59.38	0.04	0.25	0.42	1.90	0.03	0.16	38.59	0.15	0.16	0.04	0.02	n.a.	n.a.	101.13
L3SV P	56.55	0.03	0.44	0.80	7.25	n.d.	0.11	32.58	0.59	0.11	0.44	0.03	n.a.	n.a.	98.91
L3SV P	58.05	0.02	0.10	0.39	5.34	n.d.	0.06	35.96	0.14	0.12	0.08	0.02	n.a.	n.a.	100.27
L3SV P	57.63	n.d.	0.11	0.49	2.95	0.02	0.03	36.60	0.12	0.11	0.13	0.02	n.a.	n.a.	98.22

PIROXÊNIO CAMPOS SALES

Sam ple	SiO ₂ (Ma ss%)	TiO ₂ (Ma ss%)	Al ₂ O ₃ (Ma ss%)	Cr ₂ O ₃ (Ma ss%)	FeO(Mas s%)	NiO(Mas s%)	MnO(Ma ss%)	MgO(Ma ss%)	CaO(Mas s%)	SrO(Mas s%)	Na ₂ O(Ma ss%)	K ₂ O(Mas s%)	F(Mas s%)	Cl(Mas s%)	TOTAL	F= O	Cl= O	TOTAL
L1CS	53.83	0.30	0.44	0.79	5.00	0.03	0.24	16.24	22.00	n.d.	0.47	0.01	n.d.	n.d.	99.35	n. d.	n. d.	99.35
L1CS	55.00	0.18	0.15	0.11	13.65	n.d.	0.49	28.37	0.76	0.11	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	98.83	n. d.	n. d.	98.83
L1CS	55.13	0.19	0.14	0.10	13.77	n.d.	0.46	28.76	0.58	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	99.22	n. d.	n. d.	99.22
L1CS	55.57	0.15	0.11	0.11	13.82	n.d.	0.45	28.67	0.62	0.07	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	99.60	n. d.	n. d.	99.60
L1CS	55.13	0.17	0.14	0.12	13.73	n.d.	0.47	28.52	0.61	0.09	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	99.01	n. d.	n. d.	99.01
L1CS	54.78	0.19	0.17	0.10	13.63	n.d.	0.45	28.29	0.96	0.06	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	98.64	n. d.	n. d.	98.64
L1CS	54.86	0.19	0.12	0.10	14.03	0.02	0.48	28.61	0.60	0.11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	99.10	n. d.	n. d.	99.10
L1CS	54.81	0.19	0.12	0.07	13.93	n.d.	0.42	28.47	0.54	0.13	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	98.67	n. d.	n. d.	98.67
L1CS	37.43	n.d.	n.d.	n.d.	22.88	n.d.	0.42	37.64	0.04	0.06	0.03	0.02	n.d.	n.d.	98.51	n. d.	n. d.	98.51
L1CS	37.92	0.02	n.d.	n.d.	23.01	0.01	0.41	37.94	0.03	0.05	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	99.42	n. d.	n. d.	99.42
L1CS	53.88	0.39	0.42	0.73	4.78	0.03	0.23	16.45	22.60	0.03	0.45	0.01	n.a.	n.a.	100.00	n. a.	n. a.	100.00
L1CS	53.86	0.36	0.45	0.78	5.14	n.d.	0.25	16.43	22.02	n.d.	0.49	0.02	n.a.	n.a.	99.78	n. a.	n. a.	99.78

L1CS	54.88	0.18	0.18	0.09	13.86	0.01	0.43	28.80	0.71	0.03	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	99.20	n.a	n.a	99.20
L1CS	54.84	0.16	0.11	0.10	14.03	0.03	0.43	28.81	0.60	0.10	0.04	0.03	n.a.	n.a.	99.29	n.a	n.a	99.29
L1CS	55.18	0.17	0.15	0.12	13.83	n.d.	0.42	28.49	0.78	0.12	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	99.25	n.a	n.a	99.25
L1CS	55.23	0.17	0.13	0.10	13.56	n.d.	0.41	28.57	0.95	0.08	0.04	0.01	n.a.	n.a.	99.27	n.a	n.a	99.27
L1CS	55.06	0.21	0.13	0.09	13.88	n.d.	0.43	28.67	0.68	0.12	0.02	n.d.	n.a.	n.a.	99.28	n.a	n.a	99.28
L1CS	55.09	0.21	0.16	0.08	14.02	n.d.	0.45	28.72	0.59	0.11	n.d.	0.02	n.a.	n.a.	99.46	n.a	n.a	99.46
L1CS	54.86	0.13	0.12	0.06	13.79	n.d.	0.47	28.77	0.64	0.13	0.03	0.02	n.a.	n.a.	99.02	n.a	n.a	99.02
L1CS	55.13	0.17	0.14	0.09	13.75	n.d.	0.42	28.76	0.64	0.11	0.05	0.03	n.a.	n.a.	99.29	n.a	n.a	99.29
L1CS	54.74	0.19	0.13	0.08	14.18	0.04	0.46	28.85	0.43	0.08	0.04	0.02	n.a.	n.a.	99.24	n.a	n.a	99.24
L1CS	55.16	0.16	0.17	0.08	14.03	0.02	0.42	28.63	0.44	0.11	0.01	n.d.	n.a.	n.a.	99.22	n.a	n.a	99.22
L1CS	55.08	0.11	0.11	0.06	13.69	n.d.	0.45	28.46	0.72	0.12	0.05	0.03	n.a.	n.a.	98.88	n.a	n.a	98.88
L1CS	55.28	0.08	0.08	0.06	13.74	0.03	0.46	28.62	0.73	0.09	0.05	n.d.	n.a.	n.a.	99.23	n.a	n.a	99.23
L1CS	55.11	0.18	0.11	0.07	13.90	n.d.	0.53	28.52	0.53	0.13	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	99.08	n.a	n.a	99.08
L1CS	55.09	0.16	0.15	0.09	13.75	n.d.	0.44	28.68	0.82	0.09	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	99.30	n.a	n.a	99.30

L1CS	55.01	0.17	0.18	0.11	13.61	0.02	0.46	28.36	0.97	0.12	0.04	0.02	n.a.	n.a.	99.06	n.a	n.a	99.06
L1CS	54.82	0.14	0.12	0.08	13.61	n.d.	0.48	28.48	0.81	0.14	0.06	0.02	n.a.	n.a.	98.74	n.a	n.a	98.74
L1CS	55.23	0.18	0.18	0.07	14.01	0.02	0.40	28.93	0.58	0.12	0.01	n.d.	n.a.	n.a.	99.71	n.a	n.a	99.71
L1CS	55.00	0.18	0.16	0.15	13.89	n.d.	0.45	28.59	0.64	0.11	0.02	0.01	n.a.	n.a.	99.21	n.a	n.a	99.21
L1CS	55.12	0.18	0.15	0.08	13.82	0.02	0.50	28.75	0.61	0.10	0.02	0.03	n.a.	n.a.	99.37	n.a	n.a	99.37
L1CS	53.79	0.38	0.41	0.61	4.83	0.07	0.18	16.50	23.01	0.05	0.40	n.d.	n.a.	n.a.	100.23	n.a	n.a	100.23
L1CS	38.03	n.d.	0.01	n.d.	22.39	0.02	0.42	38.22	0.02	0.05	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	99.15	n.a	n.a	99.15
L1CS	38.29	0.01	n.d.	n.d.	22.64	0.03	0.43	38.41	0.02	0.11	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	99.96	n.a	n.a	99.96
L2CS	55.10	0.19	0.14	0.10	13.41	0.02	0.44	28.16	1.33	0.12	0.10	0.02	n.a.	n.a.	99.13	n.a	n.a	99.13
L2CS	55.39	0.22	0.20	0.16	11.96	n.d.	0.48	26.22	4.44	0.10	0.15	0.02	n.a.	n.a.	99.34	n.a	n.a	99.34
L2CS	55.32	0.20	0.17	0.10	13.12	n.d.	0.41	27.94	1.57	0.09	0.07	0.02	n.a.	n.a.	99.03	n.a	n.a	99.03
L2CS	54.95	0.15	0.15	0.09	13.89	0.01	0.45	28.85	0.62	0.09	0.03	0.01	n.a.	n.a.	99.30	n.a	n.a	99.30
L2CS	55.06	0.21	0.15	0.11	13.80	n.d.	0.47	28.47	0.72	0.11	0.05	n.d.	n.a.	n.a.	99.15	n.a	n.a	99.15
L2CS	55.05	0.12	0.11	0.07	13.86	n.d.	0.46	28.43	0.75	0.15	0.08	0.01	n.a.	n.a.	99.09	n.a	n.a	99.09

L2CS	55.08	0.12	0.12	0.08	13.73	n.d.	0.46	28.63	0.71	0.13	0.05	0.03	n.a.	n.a.	99.14	n.a	n.a	99.14
L2CS	54.59	0.16	0.13	0.09	13.65	n.d.	0.43	28.42	0.64	0.10	0.07	0.04	n.a.	n.a.	98.31	n.a	n.a	98.31
L2CS	55.03	0.26	0.22	0.16	13.76	n.d.	0.50	28.42	0.80	0.10	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	99.28	n.a	n.a	99.28
L2CS	54.96	0.20	0.19	0.13	13.68	n.d.	0.45	28.54	0.76	0.05	0.06	0.02	n.a.	n.a.	99.06	n.a	n.a	99.06
L2CS	38.28	n.d.	n.d.	n.d.	22.73	n.d.	0.39	38.11	0.03	0.02	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	99.60	n.a	n.a	99.60
L2CS	37.93	0.01	n.d.	n.d.	22.61	n.d.	0.51	38.23	n.d.	0.08	0.03	n.d.	n.a.	n.a.	99.39	n.a	n.a	99.39
L2CS	55.07	0.18	0.20	0.14	13.76	n.d.	0.38	28.36	1.00	0.14	0.04	0.01	n.a.	n.a.	99.27	n.a	n.a	99.27
L2CS	55.03	0.19	0.17	0.13	13.89	n.d.	0.47	28.38	1.01	0.13	0.03	0.02	n.a.	n.a.	99.45	n.a	n.a	99.45
L2CS	54.82	0.18	0.14	0.14	13.63	0.02	0.42	28.62	0.78	0.10	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	98.89	n.a	n.a	98.89
L2CS	55.09	0.22	0.21	0.15	13.81	n.d.	0.48	28.62	0.78	0.07	0.04	0.01	n.a.	n.a.	99.48	n.a	n.a	99.48
L2CS	54.42	0.46	0.40	0.27	13.90	0.02	0.48	28.36	0.83	0.10	0.06	n.d.	n.a.	n.a.	99.29	n.a	n.a	99.29
L2CS	54.56	0.39	0.35	0.24	13.78	0.01	0.47	28.28	0.88	0.12	0.04	0.02	n.a.	n.a.	99.14	n.a	n.a	99.14
L2CS	55.35	0.13	0.10	0.07	13.79	n.d.	0.45	28.65	0.75	0.10	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	99.42	n.a	n.a	99.42
L2CS	54.79	0.10	0.09	0.09	13.74	0.01	0.47	28.45	0.84	0.09	0.09	0.04	n.a.	n.a.	98.82	n.a	n.a	98.82

L2CS	54.66	0.21	0.17	0.09	13.69	n.d.	0.52	28.55	0.67	0.13	0.03	0.03	n.a.	n.a.	98.74	n.a	n.a	98.74
------	-------	------	------	------	-------	------	------	-------	------	------	------	------	------	------	-------	-----	-----	-------

OLIVINA SANTA VITÓRIA DO PALMAR

Sample	SiO ₂ (Mass %)	TiO ₂ (Mass %)	Al ₂ O ₃ (Mass %)	Cr ₂ O ₃ (Mass %)	FeO(Mass %)	NiO(Mass %)	MnO(Mass %)	MgO(Mass %)	CaO(Mass %)	SrO(Mass %)	Na ₂ O(Mass %)	K ₂ O(Mass %)	F(Mass %)	Cl(Mass %)	TOTAL
L3SV P	33.42	n.d.	1.13	0.06	28.15	0.13	0.32	26.94	0.23	0.07	0.55	0.21	n.a.	n.a.	91.21
L3SV P	36.09	n.d.	0.11	0.29	29.56	0.02	0.44	31.46	0.06	0.05	0.10	0.04	n.a.	n.a.	98.20
L3SV P	60.22	1.01	25.64	0.14	2.94	0.02	0.03	1.77	0.20	0.09	7.76	0.70	n.a.	n.a.	100.52
L3SV P	41.21	0.08	0.22	0.22	1.13	0.06	0.01	54.52	0.52	0.09	0.09	0.04	n.a.	n.a.	98.18
L3SV P	41.07	0.04	0.15	0.15	4.31	0.02	0.04	52.75	0.37	0.09	0.09	0.02	n.a.	n.a.	99.08
L3SV P	42.11	0.04	0.14	0.21	3.27	0.04	0.05	54.62	0.38	0.07	0.04	0.01	n.a.	n.a.	100.99
L3SV P	37.93	n.d.	0.03	0.03	20.11	0.03	0.31	39.63	0.04	0.09	0.11	0.02	n.a.	n.a.	98.34
L3SV P	37.29	n.d.	0.04	0.08	20.98	0.04	0.35	38.65	0.07	0.09	0.08	n.d.	n.a.	n.a.	97.66
L3SV P	37.65	0.03	0.06	0.05	27.35	0.04	0.41	34.58	0.08	0.08	0.22	0.02	n.a.	n.a.	100.57
L3SV P	38.32	n.d.	0.04	0.03	21.14	0.02	0.47	38.80	0.12	0.07	0.13	0.03	n.a.	n.a.	99.17
L3SV P	38.97	n.d.	0.08	0.03	19.92	0.04	0.43	40.74	0.10	0.06	0.18	0.03	n.a.	n.a.	100.59
L3SV P	35.72	n.d.	0.19	0.03	26.03	0.20	0.38	33.54	0.17	0.07	0.21	0.06	n.a.	n.a.	96.61
L3SV P	37.84	n.d.	0.28	0.08	24.88	0.15	0.29	36.19	0.14	0.08	0.11	0.05	n.a.	n.a.	100.09
L3SV P	35.45	0.02	0.72	1.59	26.08	0.05	0.39	30.68	0.23	0.08	0.39	0.15	n.a.	n.a.	95.82
L3SV P	34.65	0.12	0.42	0.50	31.68	0.30	0.33	28.74	0.09	0.04	0.30	0.13	n.a.	n.a.	97.30
L3SV P	37.22	0.02	0.04	0.07	26.83	0.05	0.30	34.69	0.16	0.06	0.04	0.01	n.a.	n.a.	99.50
L3SV P	36.99	0.01	0.05	0.07	20.51	0.03	0.34	38.24	0.09	0.13	0.10	0.02	n.a.	n.a.	96.57
L3SV P	38.76	0.01	n.d.	0.03	18.31	0.01	0.30	42.10	0.07	0.06	0.09	0.02	n.a.	n.a.	99.76

L3SV P	57.66	n.d.	0.09	0.38	5.75	0.01	0.36	35.31	0.15	0.13	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	99.89
L3SV P	57.95	0.03	0.19	0.47	6.17	0.02	0.46	35.18	0.19	0.11	0.10	n.d.	n.a.	n.a.	100.87
L3SV P	37.88	n.d.	0.01	0.05	20.49	n.d.	0.34	39.17	0.20	0.08	0.08	0.03	n.a.	n.a.	98.33
L3SV P	38.14	n.d.	n.d.	0.06	18.99	n.d.	0.45	40.13	0.09	0.05	0.10	0.03	n.a.	n.a.	98.03
L3SV P	40.05	n.d.	n.d.	0.02	8.51	n.d.	0.28	49.22	0.08	0.06	0.07	0.01	n.a.	n.a.	98.30
L3SV P	40.35	n.d.	0.04	0.03	8.76	n.d.	0.29	49.36	0.09	0.09	0.14	0.01	n.a.	n.a.	99.17
L3SV P	36.22	0.01	0.03	0.02	30.49	n.d.	0.40	31.89	0.05	0.08	0.16	0.01	n.a.	n.a.	99.35
L3SV P	36.55	0.01	0.03	0.03	30.80	0.01	0.49	31.89	0.03	0.09	0.07	0.03	n.a.	n.a.	100.01
L3SV P	35.28	0.03	0.20	0.35	30.24	0.14	0.40	28.68	0.07	0.06	0.24	0.08	n.a.	n.a.	95.79
L3SV P	61.95	1.08	22.71	0.66	3.99	0.02	0.07	3.86	0.07	0.14	4.63	3.00	n.a.	n.a.	102.17
L3SV P	60.66	1.02	21.58	0.72	4.70	n.d.	0.07	5.13	0.10	0.12	4.40	2.03	n.a.	n.a.	100.52
L3SV P	37.24	n.d.	0.07	0.05	24.26	0.05	0.31	35.88	0.11	0.06	0.11	0.02	n.a.	n.a.	98.17
L3SV P	36.24	0.02	0.21	0.09	26.11	0.10	0.37	32.95	0.17	0.07	0.19	0.07	n.a.	n.a.	96.58
L3SV P	40.71	0.03	0.14	0.07	19.76	n.d.	0.24	42.48	0.12	0.08	0.15	0.03	n.a.	n.a.	103.80
L3SV P	34.04	n.d.	0.04	0.01	26.62	n.d.	0.32	31.17	0.09	0.04	0.08	0.03	n.a.	n.a.	92.44
L3SV P	57.80	0.11	0.63	0.65	1.02	n.d.	0.24	37.39	0.41	0.14	0.12	0.03	n.a.	n.a.	98.53
L3SV P	59.11	0.08	0.64	0.53	2.52	n.d.	0.28	37.94	0.44	0.12	0.17	0.02	n.a.	n.a.	101.84
L3SV P	57.03	0.08	0.73	0.52	2.71	0.01	0.28	36.25	1.03	0.08	0.18	0.03	n.a.	n.a.	98.92
L3SV P	36.18	0.03	0.14	0.12	26.67	0.05	0.33	32.33	0.22	0.04	0.20	0.05	n.a.	n.a.	96.35
L3SV P	36.77	0.06	0.02	0.07	29.86	0.09	0.40	32.66	0.12	0.06	0.03	n.d.	n.a.	n.a.	100.12
L3SV P	36.05	0.03	0.31	0.07	29.20	0.08	0.36	30.00	0.27	0.09	0.16	0.07	n.a.	n.a.	96.70

L3SV P	36.51	0.02	0.35	0.36	30.41	n.d.	0.42	29.42	0.25	0.04	0.28	0.08	n.a.	n.a.	98.13
L3SV P	36.16	0.01	0.09	0.50	31.47	0.02	0.45	30.81	0.03	0.09	0.16	n.d.	n.a.	n.a.	99.79

OLIVINA CAMPOS SALES

Sam ple	SiO2(Mass %)	TiO2(Ma ss%)	Al2O3(Mas s%)	Cr2O3(Mas s%)	FeO(Mas s%)	NiO(Mass %)	MnO(Mas s%)	MgO(Mas s%)	CaO(Mas s%)	SrO(Mass %)	Na2O(Mas s%)	K2O(Mas s%)	F(Mass %)	Cl(Mass %)	TOTAL	F= O	Cl=O	TOTAL
L1CS	37.66	0.03	0.02	0.03	22.77	n.d.	0.48	38.01	0.04	0.10	0.01	n.d.	n.d.	0.01	99.14	n.d.	(0.00)	99.14
L1CS	37.79	n.d.	n.d.	0.02	22.78	0.01	0.42	38.00	0.03	0.08	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	99.15	n.d.	n.d.	99.15
L1CS	37.67	0.01	n.d.	0.10	22.86	n.d.	0.40	37.88	0.02	0.07	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	99.02	n.d.	n.d.	99.02
L1CS	37.73	0.01	n.d.	n.d.	22.31	n.d.	0.38	38.13	0.04	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	98.64	n.d.	n.d.	98.64
L1CS	54.76	0.16	0.10	0.06	13.96	0.01	0.46	28.30	0.74	0.10	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	98.66	n.d.	n.d.	98.66
L1CS	37.57	n.d.	n.d.	n.d.	22.95	n.d.	0.44	37.75	0.03	0.09	0.03	0.01	n.d.	n.d.	98.87	n.d.	n.d.	98.87
L1CS	37.84	0.02	n.d.	0.03	22.90	n.d.	0.46	38.02	n.d.	0.11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	99.37	n.d.	n.d.	99.37
L1CS	37.92	n.d.	n.d.	0.03	22.76	n.d.	0.46	38.11	n.d.	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	99.36	n.d.	n.d.	99.36
L1CS	37.75	n.d.	n.d.	0.02	22.61	0.02	0.42	37.91	0.06	0.02	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	98.81	n.a.	n.a.	98.81
L1CS	37.63	n.d.	n.d.	n.d.	22.60	n.d.	0.45	37.93	0.03	0.07	0.03	n.d.	n.a.	n.a.	98.74	n.a.	n.a.	98.74
L1CS	38.11	n.d.	n.d.	n.d.	22.87	n.d.	0.44	38.28	0.03	0.10	0.02	n.d.	n.a.	n.a.	99.85	n.a.	n.a.	99.85
L1CS	37.92	0.01	n.d.	0.02	22.74	0.02	0.46	38.30	n.d.	0.07	0.02	n.d.	n.a.	n.a.	99.55	n.a.	n.a.	99.55

L1CS	37.91	n.d.	n.d.	n.d.	22.74	0.01	0.39	38.25	0.01	0.08	0.02	n.d.	n.a.	n.a.	99.42	n.a.	n.a.	99.42
L1CS	37.87	n.d.	n.d.	n.d.	22.95	n.d.	0.40	38.19	n.d.	0.06	0.02	n.d.	n.a.	n.a.	99.48	n.a.	n.a.	99.48
L1CS	38.10	n.d.	n.d.	0.03	22.29	n.d.	0.43	38.17	0.08	0.09	0.02	0.02	n.a.	n.a.	99.21	n.a.	n.a.	99.21
L1CS	37.77	n.d.	0.01	n.d.	22.54	n.d.	0.45	38.53	0.04	0.06	0.02	n.d.	n.a.	n.a.	99.42	n.a.	n.a.	99.42
L1CS	55.09	0.17	0.16	0.09	14.04	n.d.	0.50	28.71	0.54	0.13	0.02	0.02	n.a.	n.a.	99.46	n.a.	n.a.	99.46
L1CS	54.58	0.17	0.14	0.10	13.93	0.02	0.44	28.37	0.81	0.13	0.01	n.d.	n.a.	n.a.	98.69	n.a.	n.a.	98.69
L1CS	37.91	n.d.	0.01	0.01	22.96	n.d.	0.43	37.90	0.01	0.05	0.01	0.01	n.a.	n.a.	99.32	n.a.	n.a.	99.32
L1CS	37.71	0.01	0.01	0.01	22.86	0.02	0.44	38.10	0.01	0.08	0.02	n.d.	n.a.	n.a.	99.28	n.a.	n.a.	99.28
L1CS	38.13	0.04	n.d.	n.d.	22.97	n.d.	0.49	38.20	0.04	0.08	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	99.96	n.a.	n.a.	99.96
L1CS	37.64	0.02	n.d.	0.20	22.90	n.d.	0.44	37.98	0.02	0.05	0.03	n.d.	n.a.	n.a.	99.27	n.a.	n.a.	99.27
L1CS	37.79	0.01	0.03	0.02	22.60	0.02	0.46	38.28	0.02	0.07	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	99.31	n.a.	n.a.	99.31
L1CS	38.04	n.d.	n.d.	0.02	22.34	0.01	0.42	38.32	0.01	0.05	0.02	0.02	n.a.	n.a.	99.24	n.a.	n.a.	99.24
L1CS	29.54	0.34	1.93	17.50	18.57	n.d.	0.40	20.26	5.67	0.08	0.25	0.02	n.a.	n.a.	94.56	n.a.	n.a.	94.56
L1CS	37.82	n.d.	n.d.	0.01	22.58	0.01	0.48	37.93	0.05	0.06	0.05	n.d.	n.a.	n.a.	99.00	n.a.	n.a.	99.00

L1CS	55.18	0.16	0.12	0.08	13.66	0.01	0.40	28.73	0.60	0.10	0.04	0.01	n.a.	n.a.	99.10	n.a.	n.a.	99.10
L1CS	53.83	0.18	0.21	1.21	14.20	n.d.	0.46	28.11	0.60	0.07	0.05	0.01	n.a.	n.a.	98.93	n.a.	n.a.	98.93
L1CS	37.74	n.d.	0.03	n.d.	22.66	n.d.	0.38	38.08	0.03	0.05	0.04	0.02	n.a.	n.a.	99.03	n.a.	n.a.	99.03
L1CS	37.87	0.02	0.03	n.d.	22.61	0.02	0.42	37.80	0.04	0.06	0.03	0.01	n.a.	n.a.	98.91	n.a.	n.a.	98.91
L1CS	37.90	n.d.	0.02	n.d.	22.74	n.d.	0.43	37.53	0.03	0.05	0.09	0.02	n.a.	n.a.	98.82	n.a.	n.a.	98.82
L1CS	37.82	n.d.	n.d.	n.d.	22.67	0.01	0.44	37.75	0.03	0.08	0.05	0.02	n.a.	n.a.	98.88	n.a.	n.a.	98.88
L1CS	38.30	0.03	0.03	n.d.	22.81	0.01	0.45	38.48	n.d.	0.05	0.03	n.d.	n.a.	n.a.	100.18	n.a.	n.a.	100.18
L1CS	37.56	n.d.	n.d.	n.d.	23.03	n.d.	0.47	37.78	0.03	0.07	0.04	0.02	n.a.	n.a.	99.00	n.a.	n.a.	99.00
L1CS	55.19	0.16	0.18	0.13	13.64	n.d.	0.43	28.30	0.91	0.09	0.03	0.01	n.a.	n.a.	99.07	n.a.	n.a.	99.07
L1CS	55.00	0.18	0.17	0.13	13.80	n.d.	0.47	28.44	1.00	0.10	0.03	0.01	n.a.	n.a.	99.33	n.a.	n.a.	99.33
L1CS	38.01	0.01	n.d.	n.d.	22.34	0.01	0.45	37.71	0.04	0.06	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	98.67	n.a.	n.a.	98.67
L1CS	37.86	n.d.	0.02	0.01	22.58	n.d.	0.45	37.98	0.03	0.05	0.02	n.d.	n.a.	n.a.	99.00	n.a.	n.a.	99.00
L1CS	55.16	0.18	0.17	0.08	13.68	n.d.	0.45	28.25	0.73	0.08	0.03	n.d.	n.a.	n.a.	98.81	n.a.	n.a.	98.81
L1CS	54.93	0.18	0.14	0.10	13.62	0.02	0.47	28.57	0.75	0.11	0.07	0.02	n.a.	n.a.	98.98	n.a.	n.a.	98.98

L1CS	37.66	n.d.	n.d.	n.d.	23.04	n.d.	0.43	37.93	0.01	0.09	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	99.16	n.a.	n.a.	99.16
L1CS	37.55	0.01	n.d.	n.d.	22.68	0.02	0.45	37.90	0.03	0.05	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	98.74	n.a.	n.a.	98.74
L1CS	37.66	0.03	n.d.	0.02	22.56	0.03	0.47	37.63	0.03	0.09	0.03	n.d.	n.a.	n.a.	98.55	n.a.	n.a.	98.55
L1CS	37.64	n.d.	0.02	n.d.	22.42	0.03	0.44	38.18	n.d.	0.08	0.02	0.02	n.a.	n.a.	98.85	n.a.	n.a.	98.85
L1CS	37.67	n.d.	n.d.	n.d.	22.86	0.02	0.42	37.70	0.03	0.09	0.01	n.d.	n.a.	n.a.	98.80	n.a.	n.a.	98.80
L1CS	37.78	n.d.	n.d.	n.d.	22.78	0.03	0.47	38.10	0.02	0.08	0.03	n.d.	n.a.	n.a.	99.28	n.a.	n.a.	99.28
L1CS	38.20	n.d.	n.d.	n.d.	22.72	0.01	0.47	38.14	0.03	0.09	0.02	n.d.	n.a.	n.a.	99.68	n.a.	n.a.	99.68
L1CS	37.95	n.d.	0.02	n.d.	22.97	n.d.	0.45	38.14	0.01	0.07	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	99.61	n.a.	n.a.	99.61
L1CS	37.93	0.02	n.d.	0.02	22.60	n.d.	0.42	38.46	0.05	0.06	0.04	0.01	n.a.	n.a.	99.61	n.a.	n.a.	99.61
L1CS	37.75	0.01	0.03	0.02	22.99	n.d.	0.46	37.81	0.01	0.09	n.d.	0.01	n.a.	n.a.	99.19	n.a.	n.a.	99.19
L1CS	37.83	n.d.	n.d.	n.d.	22.70	n.d.	0.44	38.10	0.03	0.05	0.03	n.d.	n.a.	n.a.	99.18	n.a.	n.a.	99.18
L1CS	38.02	n.d.	n.d.	0.01	22.91	n.d.	0.46	38.15	0.02	0.06	0.01	n.d.	n.a.	n.a.	99.65	n.a.	n.a.	99.65
L2CS	37.60	n.d.	0.03	0.02	22.38	n.d.	0.45	37.61	0.03	0.07	0.04	0.03	n.a.	n.a.	98.26	n.a.	n.a.	98.26
L2CS	37.98	n.d.	n.d.	0.03	22.73	n.d.	0.41	38.29	0.03	0.08	0.03	n.d.	n.a.	n.a.	99.57	n.a.	n.a.	99.57

L2CS	37.87	0.02	n.d.	0.02	22.77	n.d.	0.46	37.85	0.05	0.10	0.08	n.d.	n.a.	n.a.	99.23	n.a.	n.a.	99.23
L2CS	37.75	n.d.	n.d.	0.01	22.72	n.d.	0.47	37.74	0.02	0.07	0.06	0.04	n.a.	n.a.	98.88	n.a.	n.a.	98.88
L2CS	37.94	0.04	n.d.	0.02	22.87	0.03	0.45	37.68	0.03	0.10	0.05	0.02	n.a.	n.a.	99.23	n.a.	n.a.	99.23
L2CS	37.96	0.04	n.d.	0.02	22.83	n.d.	0.41	37.88	0.02	0.10	0.09	0.03	n.a.	n.a.	99.38	n.a.	n.a.	99.38
L2CS	55.38	0.15	0.13	0.10	13.87	n.d.	0.45	28.70	0.64	0.10	0.05	0.05	n.a.	n.a.	99.61	n.a.	n.a.	99.61
L2CS	54.82	0.20	0.22	0.14	13.78	0.02	0.45	28.67	0.68	0.12	0.04	0.04	n.a.	n.a.	99.19	n.a.	n.a.	99.19
L2CS	55.08	0.14	0.12	0.08	13.71	n.d.	0.43	28.54	0.61	0.12	0.04	0.01	n.a.	n.a.	98.88	n.a.	n.a.	98.88
L2CS	54.84	0.16	0.16	0.06	13.62	n.d.	0.43	28.56	0.56	0.12	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	98.56	n.a.	n.a.	98.56
L2CS	37.68	n.d.	n.d.	n.d.	22.55	n.d.	0.46	37.91	0.02	0.07	0.06	n.d.	n.a.	n.a.	98.74	n.a.	n.a.	98.74
L2CS	37.96	n.d.	n.d.	0.02	22.70	n.d.	0.46	38.20	n.d.	0.08	0.03	0.02	n.a.	n.a.	99.47	n.a.	n.a.	99.47
L2CS	38.07	n.d.	0.02	0.07	22.75	0.02	0.45	37.84	0.03	0.08	0.09	0.02	n.a.	n.a.	99.43	n.a.	n.a.	99.43
L2CS	37.84	n.d.	0.01	0.08	22.39	n.d.	0.39	37.81	0.03	0.09	0.05	0.01	n.a.	n.a.	98.70	n.a.	n.a.	98.70
L2CS	37.79	n.d.	0.04	n.d.	22.87	n.d.	0.44	37.99	0.03	0.06	0.07	0.02	n.a.	n.a.	99.29	n.a.	n.a.	99.29
L2CS	37.70	0.02	0.04	0.01	22.77	n.d.	0.50	37.99	0.04	0.08	0.03	0.01	n.a.	n.a.	99.20	n.a.	n.a.	99.20

L2CS	37.88	n.d.	n.d.	0.01	22.53	0.01	0.47	38.02	0.03	0.04	0.04	0.01	n.a.	n.a.	99.04	n.a.	n.a.	99.04
L2CS	37.96	n.d.	0.03	n.d.	22.90	n.d.	0.44	38.05	0.03	0.04	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	99.48	n.a.	n.a.	99.48
L2CS	37.94	n.d.	n.d.	n.d.	22.63	n.d.	0.41	38.28	0.02	0.10	0.06	0.02	n.a.	n.a.	99.45	n.a.	n.a.	99.45
L2CS	37.71	n.d.	n.d.	n.d.	22.88	n.d.	0.42	38.04	0.03	0.06	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	99.18	n.a.	n.a.	99.18
L2CS	38.17	0.03	n.d.	n.d.	22.86	n.d.	0.43	38.12	0.01	0.09	0.01	n.d.	n.a.	n.a.	99.72	n.a.	n.a.	99.72
L2CS	37.87	n.d.	n.d.	0.02	23.26	n.d.	0.44	37.73	n.d.	0.05	0.03	n.d.	n.a.	n.a.	99.39	n.a.	n.a.	99.39
L2CS	38.04	0.05	n.d.	n.d.	22.78	0.02	0.38	38.36	0.02	0.05	0.06	n.d.	n.a.	n.a.	99.75	n.a.	n.a.	99.75
L2CS	37.83	n.d.	0.02	0.02	23.25	n.d.	0.45	37.80	0.01	0.07	0.05	n.d.	n.a.	n.a.	99.50	n.a.	n.a.	99.50
L2CS	38.05	0.02	0.03	n.d.	22.83	n.d.	0.46	38.16	0.03	0.09	0.05	n.d.	n.a.	n.a.	99.70	n.a.	n.a.	99.70
L2CS	37.73	n.d.	n.d.	0.01	22.89	0.05	0.42	38.01	0.02	0.07	0.05	n.d.	n.a.	n.a.	99.25	n.a.	n.a.	99.25
L2CS	38.22	n.d.	n.d.	0.01	22.72	n.d.	0.41	38.20	0.02	0.09	0.06	n.d.	n.a.	n.a.	99.72	n.a.	n.a.	99.72
L2CS	37.92	n.d.	0.02	n.d.	22.79	0.01	0.41	38.18	0.02	0.02	0.04	n.d.	n.a.	n.a.	99.41	n.a.	n.a.	99.41
L2CS	38.36	n.d.	0.03	0.01	22.93	n.d.	0.51	38.21	n.d.	0.10	0.05	0.01	n.a.	n.a.	100.20	n.a.	n.a.	100.20
L2CS	37.80	0.02	n.d.	0.01	22.71	0.02	0.39	38.00	0.02	0.11	0.06	0.02	n.a.	n.a.	99.17	n.a.	n.a.	99.17

L2CS	37.82	n.d.	0.01	0.01	22.62	n.d.	0.44	37.63	0.02	0.08	0.08	0.02	n.a.	n.a.	98.73	n.a	n.a.	98.73
L2CS	37.80	n.d.	n.d.	0.05	23.02	0.02	0.45	37.67	0.01	0.10	0.07	0.02	n.a.	n.a.	99.20	n.a	n.a.	99.20
L2CS	37.73	0.05	n.d.	0.02	22.81	n.d.	0.41	37.55	0.02	0.10	0.05	0.02	n.a.	n.a.	98.75	n.a	n.a.	98.75
L2CS	37.48	n.d.	0.01	0.01	22.70	n.d.	0.48	37.77	0.03	0.08	0.09	0.02	n.a.	n.a.	98.68	n.a	n.a.	98.68
L2CS	37.76	0.02	0.02	n.d.	22.89	n.d.	0.38	37.62	0.02	0.11	0.07	n.d.	n.a.	n.a.	98.90	n.a	n.a.	98.90

PLAGIOCLÁSIO SANTA VITÓRIA DO PALMAR

Sampl e	SiO ₂ (Mass %)	TiO ₂ (Mass %)	Al ₂ O ₃ (Mass %)	FeO(Mass %)	MnO(Mass %)	MgO(Mass %)	CaO(Mass %)	BaO(Mass %)	SrO(Mass %)	PbO(Mass %)	Na ₂ O(Mass %)	K ₂ O(Mass %)	TOTAL
L3SVP	59.16	0.57	17.63	6.28	0.25	5.23	8.98	n.d.	n.d.	n.d.	3.47	0.10	101.68
L3SVP	57.64	0.51	14.80	7.00	0.25	5.37	9.93	0.01	n.d.	n.d.	3.01	0.20	98.71
L3SVP	59.73	0.61	16.04	7.99	0.26	5.01	9.32	n.d.	n.d.	0.02	3.44	0.13	102.56
L3SVP	53.23	0.62	13.63	9.82	0.42	6.74	9.93	n.d.	n.d.	0.04	2.10	0.22	96.77
L3SVP	59.54	0.53	15.38	6.68	0.26	4.17	10.17	n.d.	0.05	n.d.	2.80	0.16	99.73
L3SVP	69.61	0.50	17.72	2.27	0.05	1.60	0.84	0.02	n.d.	n.d.	3.57	0.29	96.45
L3SVP	69.69	0.46	18.45	2.66	0.05	1.77	1.13	n.d.	n.d.	n.d.	4.74	0.65	99.60
L3SVP	72.63	0.49	18.43	2.76	0.06	1.90	0.59	n.d.	0.03	n.d.	5.40	0.13	102.42
L3SVP	68.77	0.53	17.20	2.33	0.06	1.78	0.61	n.d.	n.d.	n.d.	4.17	0.30	95.76
L3SVP	68.19	0.81	17.72	2.46	0.08	1.97	1.58	n.d.	n.d.	n.d.	3.67	0.73	97.21

PLAGIOCLÁSIO CAMPOS SALES

Sample	SiO ₂ (Mass%)	TiO ₂ (Mass%)	Al ₂ O ₃ (Mass%)	FeO(Mass%)	MnO(Mass%)	MgO(Mass%)	CaO(Mass%)	BaO(Mass%)	SrO(Mass%)	PbO(Mass%)	Na ₂ O(Mass%)	K ₂ O(Mass%)	TOTAL
L1CS	67.50	0.04	22.09	0.62	0.01	0.07	2.19	0.01	0.01	n.d.	7.57	1.09	101.21
L1CS	70.22	0.05	22.49	0.85	0.03	0.85	2.17	n.d.	0.02	n.d.	2.96	0.74	100.37
L1CS	67.27	0.03	21.83	0.63	0.01	0.07	2.26	n.d.	n.d.	n.d.	7.74	1.03	100.87
L1CS	67.76	0.02	21.66	0.58	0.01	0.14	2.29	0.01	n.d.	0.02	7.33	1.56	101.39
L1CS	67.44	0.04	21.94	0.49	n.d.	0.03	2.18	n.d.	n.d.	n.d.	7.66	0.95	100.74
L1CS	67.10	0.04	21.76	0.58	0.02	n.d.	2.19	n.d.	0.02	0.02	7.89	1.18	100.78
L1CS	67.06	0.04	21.61	0.50	0.01	0.06	2.16	n.d.	n.d.	n.d.	8.12	0.92	100.48
L1CS	66.09	0.05	21.34	0.56	0.01	0.03	2.15	n.d.	n.d.	0.01	8.05	1.10	99.40
L1CS	67.15	0.05	21.61	0.50	0.02	0.02	2.18	n.d.	n.d.	n.d.	7.57	1.09	100.20
L1CS	68.03	0.03	21.48	0.33	n.d.	n.d.	1.98	0.05	0.01	n.d.	7.52	0.78	100.21
L1CS	67.67	0.05	21.78	0.43	n.d.	0.02	2.07	0.02	n.d.	0.02	7.74	0.98	100.77
L1CS	67.48	0.04	21.90	0.45	0.02	0.03	2.14	0.01	n.d.	n.d.	7.58	1.00	100.64
L1CS	67.38	0.05	21.81	0.32	0.01	0.01	2.23	n.d.	n.d.	n.d.	7.59	1.02	100.42
L1CS	67.41	0.03	21.84	0.51	0.01	0.03	2.16	n.d.	0.04	0.01	7.72	1.16	100.92
L1CS	67.88	0.05	21.77	0.48	0.02	0.04	2.20	0.01	n.d.	0.03	7.51	0.86	100.87
L1CS	66.85	0.02	21.73	0.95	n.d.	0.04	2.37	n.d.	n.d.	n.d.	7.02	0.89	99.88
L1CS	68.18	0.04	21.69	0.55	0.02	0.03	2.20	n.d.	n.d.	n.d.	7.75	0.92	101.37
L1CS	67.48	0.02	21.75	0.48	n.d.	n.d.	2.12	n.d.	0.04	n.d.	7.68	1.01	100.58

L1CS	68.08	0.02	21.66	0.49	0.01	n.d.	2.02	0.02	n.d.	n.d.	7.70	0.79	100.79
L2CS	67.50	0.06	21.30	0.28	n.d.	0.16	2.46	0.02	n.d.	0.02	7.26	1.34	100.39
L2CS	66.22	0.06	20.92	0.32	n.d.	0.35	2.86	n.d.	n.d.	0.01	7.62	1.39	99.75
L2CS	66.71	0.05	21.40	0.27	0.01	0.06	2.27	n.d.	n.d.	n.d.	7.66	1.17	99.61
L2CS	66.34	0.06	18.87	1.73	0.03	3.58	2.07	0.01	n.d.	n.d.	6.58	1.18	100.46
L2CS	66.87	0.02	21.33	0.52	n.d.	0.03	2.18	n.d.	n.d.	n.d.	8.19	0.86	100.00
L2CS	67.58	0.05	21.48	0.62	0.02	0.24	2.08	0.05	n.d.	0.04	7.81	1.09	101.06
L2CS	66.98	0.05	21.44	0.45	0.02	n.d.	2.03	n.d.	n.d.	n.d.	7.99	0.95	99.90
L2CS	67.96	0.03	21.81	0.48	0.02	0.02	2.03	n.d.	n.d.	n.d.	7.88	0.96	101.19
L2CS	67.85	0.04	21.81	0.34	0.02	n.d.	2.06	0.02	n.d.	n.d.	7.46	1.18	100.78
L2CS	67.92	0.02	21.74	0.38	n.d.	0.02	1.92	0.02	0.02	n.d.	7.50	1.21	100.75
L2CS	67.58	0.02	21.12	0.68	0.01	0.03	1.59	n.d.	n.d.	n.d.	7.35	2.24	100.62
L2CS	67.37	0.04	21.92	0.44	n.d.	0.02	2.13	n.d.	n.d.	n.d.	7.85	1.02	100.79
L2CS	67.57	0.05	21.64	0.39	n.d.	0.02	2.24	0.02	0.02	n.d.	7.63	0.77	100.37
L2CS	67.96	0.04	21.54	0.46	0.02	0.03	2.14	n.d.	n.d.	0.02	7.84	1.26	101.32
L2CS	67.93	0.05	21.72	0.74	0.02	0.19	2.20	0.03	n.d.	n.d.	7.64	1.11	101.64
L2CS	67.98	0.03	21.54	0.69	n.d.	0.04	1.96	n.d.	n.d.	n.d.	7.78	1.07	101.08
L2CS	67.69	0.05	21.94	0.65	0.02	0.01	2.12	n.d.	0.02	0.03	7.43	1.00	100.95

FOSFATOS CAMPOS SALES

Sa mpl e	SiO2(M ass%)	Al2O3(Mass%)	FeO(M ass%)	MnO(Mass%)	MgO(M ass%)	CaO(M ass%)	BaO(M ass%)	SrO(M ass%)	Na2O(Mass%)	P2O5(Mass%)	La2O3(Mass%)	Ce2O3(Mass%)	Y2O3(Mass%)	SO3(M ass%)	F(Ma ss%)	Cl(Ma ss%)	TOTA L	F=O	Cl=O	TOTA L
L1C S	0.10	n.d.	0.83	0.02	3.47	46.39	0.03	n.d.	2.39	45.07	0.02	0.05	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	98.40	n.d.	n.d.	98.40
L1C S	0.02	0.01	0.83	0.03	3.39	44.92	n.d.	n.d.	2.17	43.28	n.d.	0.07	0.06	0.02	n.d.	n.d.	94.80	n.d.	n.d.	94.80
L1C S	0.03	n.d.	0.90	n.d.	3.40	46.14	n.d.	n.d.	2.36	45.18	n.d.	0.08	0.06	0.02	n.d.	0.01	98.18	n.d.	(0.00)	98.18
L1C S	0.03	0.01	0.46	0.02	3.51	46.40	n.d.	n.d.	2.37	45.44	n.d.	0.09	0.05	0.02	n.d.	n.d.	98.41	n.d.	n.d.	98.41
L1C S	0.03	n.d.	0.44	0.02	3.47	46.43	n.d.	n.d.	2.44	45.26	0.03	0.06	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	98.22	n.d.	n.d.	98.22
L1C S	0.05	n.d.	0.52	0.03	3.53	46.88	n.d.	n.d.	2.38	45.25	n.d.	0.07	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	98.76	n.d.	n.d.	98.76
L1C S	0.01	n.d.	0.45	n.d.	3.50	47.65	0.02	n.d.	2.31	44.68	0.02	0.06	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	98.77	n.d.	n.d.	98.77
L1C S	n.d.	n.d.	0.44	0.03	3.53	46.11	n.d.	n.d.	2.33	44.77	n.d.	0.04	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	97.32	n.d.	n.d.	97.32
L1C S	0.12	n.d.	0.19	n.d.	n.d.	52.64	n.d.	n.d.	0.36	41.37	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	0.40	5.58	100.7 0	(0.17)	(1.24)	100.7 0
L1C S	0.12	n.d.	0.40	0.02	0.03	52.36	0.05	n.d.	0.37	40.90	n.d.	0.06	0.02	0.04	0.60	5.30	100.2 5	(0.25)	(1.18)	100.2 5
L1C S	0.07	n.d.	0.41	0.02	0.02	52.30	n.d.	n.d.	0.37	41.04	0.04	0.07	n.d.	0.03	0.71	5.56	100.6 4	(0.30)	(1.24)	100.6 4
L1C S	0.08	0.03	0.14	0.04	0.02	51.79	n.d.	n.d.	0.37	41.22	n.d.	0.10	n.d.	0.03	0.55	5.74	100.1 1	(0.23)	(1.28)	100.1 1
L1C S	0.08	n.d.	0.13	n.d.	0.02	51.90	n.d.	n.d.	0.35	40.75	n.d.	0.03	n.d.	0.04	n.d.	5.61	98.91	n.d.	(1.25)	98.91
L1C S	0.04	n.d.	0.16	0.02	n.d.	55.63	n.d.	n.d.	0.43	41.48	0.04	0.06	0.02	0.02	0.65	2.81	101.3 4	(0.27)	(0.62)	101.3 4
L1C S	0.05	n.d.	0.28	n.d.	n.d.	51.91	n.d.	n.d.	0.31	40.61	n.d.	0.08	n.d.	0.01	0.45	5.95	99.66	(0.19)	(1.32)	99.66

))	
L1C S	0.09	n.d.	0.38	0.03	n.d.	52.07	n.d.	n.d.	0.38	41.19	0.02	0.04	n.d.	0.02	0.71	5.17	100.1 0	(0.30)	(1.15)	100.1 0
L1C S	0.12	n.d.	0.49	0.02	n.d.	51.13	n.d.	n.d.	0.37	40.47	n.d.	0.07	0.02	0.03	0.33	5.95	98.98	(0.14)	(1.32)	98.98
L1C S	0.06	n.d.	0.70	0.02	0.02	51.52	n.d.	n.d.	0.39	41.03	0.05	0.06	0.03	0.02	0.78	5.24	99.92	(0.33)	(1.16)	99.92
L1C S	0.11	n.d.	0.52	0.03	n.d.	53.29	n.d.	n.d.	0.32	40.30	0.01	0.02	0.01	0.01	n.d.	5.27	99.90	n.d.)	(1.17)	99.90
L1C S	0.12	n.d.	0.59	n.d.	0.09	52.69	n.d.	n.d.	0.37	39.74	n.d.	0.07	0.01	0.04	0.09	5.31	99.12	(0.04)	(1.18)	99.12
L1C S	0.05	n.d.	0.19	n.d.	n.d.	52.70	n.d.	n.d.	0.34	40.46	0.02	0.10	n.d.	0.02	0.62	5.33	99.84	(0.26)	(1.18)	99.84
L1C S	0.08	0.02	0.31	0.02	n.d.	53.39	0.01	n.d.	0.39	40.84	0.04	0.06	n.d.	0.01	0.67	4.57	100.4 2	(0.28)	(1.02)	100.4 2
L1C S	0.09	0.03	0.55	0.03	0.03	53.09	n.d.	n.d.	0.37	40.92	n.d.	0.06	0.02	n.d.	0.41	4.92	100.5 3	(0.17)	(1.09)	100.5 3
L1C S	0.08	n.d.	0.42	0.02	0.01	53.60	0.02	n.d.	0.35	41.32	n.d.	0.07	0.02	0.01	0.21	4.52	100.6 4	(0.09)	(1.00)	100.6 4
L1C S	0.06	0.01	0.08	n.d.	0.02	53.24	n.d.	n.d.	0.37	40.81	0.03	0.07	n.d.	0.03	0.22	4.82	99.77	(0.09)	(1.07)	99.77
L1C S	0.06	0.02	0.18	0.01	n.d.	52.90	n.d.	n.d.	0.39	40.46	0.02	0.04	0.02	0.07	0.64	5.09	99.91	(0.27)	(1.13)	99.91
L1C S	0.10	n.d.	0.25	0.04	0.01	53.45	n.d.	n.d.	0.34	40.15	0.02	0.05	n.d.	0.04	0.04	4.95	99.46	(0.02)	(1.10)	99.46
L1C S	0.07	n.d.	0.15	0.02	0.02	53.07	n.d.	n.d.	0.38	40.27	0.01	0.07	0.02	0.03	0.09	4.97	99.17	(0.04)	(1.10)	99.17
L1C S	0.08	0.01	0.18	0.04	n.d.	53.51	n.d.	n.d.	0.37	40.67	n.d.	0.07	0.02	0.03	0.41	4.96	100.3	(0.17)	(1.10)	100.3

																	6))	6
L1CS	0.05	0.02	0.11	0.02	n.d.	53.27	n.d.	n.d.	0.38	40.44	n.d.	0.06	n.d.	0.06	0.19	5.10	99.71	(0.08)	(1.13)	99.71
L1CS	0.06	0.01	0.06	0.02	n.d.	53.18	n.d.	n.d.	0.33	40.71	0.02	0.05	n.d.	0.03	n.d.	4.95	99.41	n.d.	(1.10)	99.41
L1CS	0.06	0.02	0.12	0.01	0.03	53.77	0.02	n.d.	0.36	41.46	0.02	0.04	0.03	0.02	0.81	4.25	101.00	(0.34)	(0.94)	101.00
L1CS	0.06	n.d.	0.17	n.d.	n.d.	53.76	n.d.	n.d.	0.36	41.32	n.d.	0.02	0.02	n.d.	1.39	4.46	101.58	(0.59)	(0.99)	101.58
L1CS	0.08	0.01	0.13	n.d.	n.d.	51.76	n.d.	n.d.	0.35	40.89	n.d.	0.06	n.d.	0.02	0.66	5.47	99.44	(0.28)	(1.22)	99.44
L1CS	0.09	0.01	0.28	0.02	0.01	52.20	n.d.	n.d.	0.42	41.05	n.d.	0.07	n.d.	0.01	n.d.	5.20	99.37	n.d.	(1.16)	99.37
L1CS	0.05	0.01	0.48	0.02	0.01	51.02	n.d.	n.d.	0.37	40.91	0.01	0.04	n.d.	0.04	1.81	6.27	101.06	(0.76)	(1.39)	101.06

CROMITA CAMPOS SALES

Sample	SiO2(Mass%)	TiO2(Mass%)	ZrO2(Mass%)	Al2O3(Mass%)	V2O3(Mass%)	Cr2O3(Mass%)	FeO(Mass%)	NiO(Mass%)	MnO(Mass%)	MgO(Mass%)	CaO(Mass%)	Na2O(Mass%)	K2O(Mass%)	Nb2O5(Mass%)	Ta2O5(Mass%)	TOTAL
L1CS	n.d.															
		2.75	0.01	5.67	0.83	54.49	30.94	0.05	0.36	2.22	0.03	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	97.38
L1CS	0.02	2.54	n.d.	5.65	0.82	54.70	30.99	n.d.	0.37	2.22	0.02	0.01	n.d.	n.d.	0.09	97.42
L1CS	0.02	3.22	n.d.	5.37	0.82	54.43	31.31	n.d.	0.30	2.22	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	0.05	97.76
L1CS	0.01	3.12	n.d.	5.38	0.84	54.47	31.59	n.d.	0.32	2.27	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	98.06
L1CS	0.08	2.87	0.03	5.21	0.77	53.28	31.47	0.04	0.30	2.10	0.04	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	96.21
L1CS	0.03	1.68	n.d.	6.24	0.79	54.74	31.09	0.03	0.44	1.95	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	97.06

FASE METÁLICA CAMPOS SALES

Sample	Ge(Mass%)	Ga(Mass%)	S(Mass%)	Fe(Mass%)	Co(Mass%)	Ni(Mass%)	Total(Mass%)	Fe (N)	Ni (N)	Co (N)
L1CS	n.d.	n.d.	n.d.	93.27	0.60	5.91	99.78	1.67	0.10	0.01
L1CS	0.07	0.02	0.01	93.00	0.61	6.06	99.78	1.66	0.10	0.01
L1CS	n.d.	0.05	n.d.	64.77	0.37	33.73	98.93	1.16	0.57	0.01
L1CS	n.d.	n.d.	n.d.	49.95	0.21	49.69	99.85	0.89	0.84	0.00
L1CS	0.05	n.d.	n.d.	62.11	0.19	36.87	99.22	1.11	0.62	0.00
L1CS	n.d.	n.d.	n.d.	66.38	0.28	32.14	98.80	1.19	0.54	0.00
L1CS	n.d.	0.01	n.d.	91.19	1.01	6.66	98.87	1.63	0.11	0.02
L1CS	n.d.	n.d.	n.d.	91.04	1.01	6.67	98.72	1.63	0.11	0.02
L1CS	n.d.	n.d.	n.d.	92.05	0.98	6.65	99.67	1.64	0.11	0.02
L1CS	n.d.	n.d.	n.d.	91.14	1.00	6.62	98.76	1.63	0.11	0.02