

O meteorito Palmas de Monte Alto: aspectos petrográficos e mineraloquímicos

Palmas de Monte Alto meteorite: mineral chemistry and petrographic features

Wilton Pinto de Carvalho^{1,2}, Débora Correia Rios^{1,2}, Maria Elizabeth Zucolotto^{2,3},
Herbet Conceição^{1,2,4}, Acácio José Silva de Araújo^{1,2}, Amanda Araújo Tosi⁵

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia - UFBA, Rua Lafayette Velloso, 9, quadra D, casa 3, CEP 41613-076, Jaguaribe, Salvador, BA, BR (doutor.wilton@gmail.com; ajs.araujo@hotmail.com)

²Grupo de Pesquisa Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral - GPA, Salvador, BA, BR (dcrios@ufba.br)

³Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, BR (zucolotto@globo.com)

⁴Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias,

Universidade Federal de Sergipe - UFS, Aracaju, SE, BR (herbet@pq.cnpq.br)

⁵Labsonda, Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, BR (amandatosi@hotmail.com)

Recebido em 16 de maio de 2017; aceito em 12 de junho de 2018

Resumo

Diversos parâmetros têm sido utilizados para a classificação dos meteoritos de ferro, principalmente sua mineralogia e suas propriedades químicas e estruturais. Este artigo resgata e documenta o achado do meteorito férreo Palmas de Monte Alto, apresentando uma sequência de parâmetros classificatórios que amplia e detalha os dados disponíveis sobre o fragmento. Esse meteorito, um siderito, foi achado no topo da serra de Monte Alto antes de 1955 e hoje representa um dos seis espécimes que compõem a coleção de meteoritos do estado da Bahia. Ele é constituído de uma única massa de 97 kg com alto estágio de oxidação externa em locais em que a crosta de fusão foi removida. Sua mineralogia inclui kamacita, taenita e plessita, bem como fases minerais secundárias, tais como o óxido de Fe-Ni akaganeíta. Também estão presentes minerais acessórios de ocorrência comum em ligas metálicas de Fe-Ni de origem espacial, isto é, schreibersita, cromita e troilita, e foi identificada uma rara solução sólida de ortofosfatos de Fe-Mn composta dos minerais heterosita-purpurita ou sarcopsida-graifonita como membros extremos. A largura média de suas lamelas de kamacita ($0,95 \pm 0,15$ mm) permite classificar estruturalmente o meteorito como um octaedrito médio, com padrão Widmanstätten médio e bem definido. Seus teores de Ni (9,40 wt%) e Co (0,46 wt%) comparados aos elementos-traço Ga (22 ppm), Ir (0,70 ppm), As (16,00 ppm) e Au (1,70 ppm) recomendam a inclusão desse meteorito no grupo químico IIIAB.

Palavras-chave: Meteorito; Ferro; Níquel; Palmas de Monte Alto.

Abstract

Several parameters have been used to classify iron meteorites, mainly mineralogy and chemical and structural properties. This paper presents these classificatory parameters, allowing a more detailed view to enlarge knowledge about the Palmas de Monte Alto meteorite. This siderite was found on the top of Monte Alto ridge, before 1955, being one of the six specimens that compose the Bahia State meteorite collection. It consists of a single mass of 97 kg which shows a highstage of oxidation in places where the crust has been removed. Its mineralogy includes kamacite, taenite, plessite, as well as secondary mineral phases such the Fe-Ni oxide akaganeite. There are also accessory minerals of common occurrence in Fe-Ni alloys of spatial origin like schreibersite, chromite and troilite, and a rare solid solution of Fe-Mn orthophosphates composed by the minerals heterosite-purpurite or sarcopsida-graifonite as extreme members. The average width of its bands of kamacite (0.95 ± 0.15 mm) allows classifying it structurally as a medium octahedrite, with a medium and well-defined Windmattstaten pattern. Its contents of Ni (9.40 wt %) and Co (0.46 wt %) — compared to trace-elements Ga (22 ppm), Ir (0.70 ppm), As (16.00 ppm) and Au (1.70 ppm) — recommend the inclusion of this meteorite in the chemical group IIIAB.

Keywords: Meteorite; Iron; Nickel; Palmas de Monte Alto.

INTRODUÇÃO

A origem espacial dos meteoritos foi aventada apenas em 1794 (Chladni, 1794). Dessa forma, a ciência meteorítica, apesar de relativamente nova, teve consideráveis avanços no último século, com o incremento de técnicas analíticas não destrutivas e a possibilidade de avaliar diminutas quantidades de material. Isso possibilitou a identificação de mais de 275 minerais distintos em rochas e fragmentos de ferro extraterrestres (Rubin, 1997).

Meteoritos de ferro, similares ao Palmas de Monte Alto, estudado neste artigo, representam frações diferenciadas do núcleo dos corpos parentais de onde se originaram. Na década de 1970 (Buchwald, 1975) foi publicada uma das mais importantes obras sobre o tema, em que são apresentados os aspectos físicos de suas quedas e se discutem a metalurgia e a composição química desses corpos espaciais. O total de 532 meteoritos de ferro está incluído nesse clássico, inclusive 14 brasileiros (Angra dos Reis-Iron, Barbacena, Bendegó, Casimiro de Abreu, Crateús-1931, Crateús-1950, Itutinga, Pará de Minas, Patos de Minas-hexaedrito, Patos de Minas-octaedrito, Piedade do Bagre, Pirapora, Santa Catarina e Santa Luzia).

A classificação química dos meteoritos de ferro foi consolidada com o trabalho pioneiro de John Wasson e colaboradores em uma série de 12 artigos (Wasson, 1967, 1969, 1970; Wasson e Kimbrell, 1967; Wasson e Schaudy, 1971; Wasson et al., 1989, 1998; Schaudy et al., 1972; Scott et al., 1973; Scott e Wasson, 1976; Kracher et al., 1980; Malvin et al., 1984), estabelecendo 14 grupos cogenéticos com base no conteúdo de níquel e em sua correlação com os elementos-traço Ga, Ge, Ir, Au e As.

O meteorito Palmas de Monte Alto, objeto deste artigo é um dos seis espécimes da coleção baiana de meteoritos (Carvalho, 2017), foi achado pelo lavrador Francisco da Cruz no topo da serra de Monte Alto antes de 1955 e removido para a cidade de Palmas de Monte Alto. Trata-se de uma massa de formato irregular composta de ferro e níquel com 97 kg de peso.

Apesar de sua massa significativa, exceto pelas informações preliminares apresentadas por Elizabeth Zucolotto para registro desse siderito (Weisberg et al., 2009) e de um resumo integrante dos anais da 72ª Reunião Anual da Sociedade Meteorítica (Zucolotto e Riffi, 2009), não existem, na literatura científica, informações sobre esse meteorito. Os dados preliminares levaram o meteorito Palmas de Monte Alto a ser classificado como um octaedrito médio do grupo IIIAB.

Este artigo propõe-se a apresentar análises mineraloquímicas e estruturais sobre o Palmas de Monte Alto que permitam discutir sua composição química, texturas e estruturas primárias e secundárias e, assim, colaborar para a redução da lacuna de conhecimento sobre os meteoritos da coleção brasileira.

A METEORÍTICA NO BRASIL E NO MUNDO

Os meteoritos começaram a ser estudados cientificamente no fim do século XVIII, quando foi publicado, em 1794, o livro intitulado *Sobre a origem do ferro de Pallas e outros similares, e alguns fenômenos naturais associados*, de autoria do físico alemão Ernst Florenz Friedrich Chladni (Chladni, 1794). Esse autor foi o primeiro a sugerir uma origem espacial para fragmentos de ferro e rochas com características macroscópicas muito diferentes dos ambientes geológicos de onde foram achados.

Nos dois séculos seguintes, a meteorítica firmou-se como uma ciência multidisciplinar dedicada ao estudo e à classificação de amostras geológicas extraterrestres que incluem não apenas meteoritos, mas também rochas lunares, poeira interplanetária e partículas oriundas de asteroides e cometas. Atualmente, esses materiais são prospectados por sondas espaciais, sendo objeto de novas metodologias, técnicas analíticas e desenvolvimento de sistemas classificatórios específicos. Nessas rochas reside, ainda, a possibilidade de descobertas de novos minerais e ocorrências de elementos químicos nativos.

Os meteoritos caem aleatoriamente nos continentes e oceanos. O elevado número de achados na Antártida e desertos está relacionado às condições de baixíssimo intemperismo reinantes nessas regiões e à natural concentração ao longo de milhares de anos. Nessas circunstâncias, as coleções de meteoritos existentes nos principais museus do mundo foram exaustivamente estudadas. Nos últimos 20 anos, milhares de novos espécimes foram descobertos nas geleiras da Antártida e nos desertos da África, do Oriente Médio e da América do Sul, espécimes que passaram a integrar o banco de dados mantido pelo *Meteoritical Bulletin*, publicação responsável pelo registro oficial de amostras e espécimes de rochas e ferro espaciais cujo número totalizava, em janeiro de 2017, 55.529 diferentes exemplares (Meteoritical Bulletin Database, 2017).

A distribuição mundial dos meteoritos, em termos de quantidade de espécimes, demonstra larga predominância do tipo rochoso (97%) em relação aos férreos e palasitos (3%). A coleção brasileira de meteoritos é modesta em termos quantitativos e contava com 73 exemplares em dezembro de 2017, sendo 36 espécimes do tipo rochoso (49,31%), 36 de ferro (49,31%) e um único misto, um palasito composto de ferro e olivina (1,38%). Essa discrepância entre a coleção brasileira e a estatística mundial ocorre, também, em outros países e deve-se ao mais fácil reconhecimento dos meteoritos metálicos pelo leigo, bem como a sua alta resistência ao intemperismo, o que lhes confere longa permanência na superfície terrestre, até serem levados a instituições de pesquisa para identificação. A coleção de meteoritos brasileiros (Zucolotto et Antonello, 2004; Zucolotto et al., 2012) inclui exemplares famosos como o Bendegó

(Carvalho et al., 2011) e o Angra dos Reis (Fittipaldo et al., 2005), sendo relativamente diversificada e equilibrada em termos de meteoritos rochosos e férreos. Contudo, dadas a grande extensão territorial do Brasil e a representatividade de coleções de outros países com área similar, como os Estados Unidos (1.784 exemplares) e Austrália (682 exemplares), o número é muito pequeno.

No território brasileiro, as quedas e os achados contemplam 15 estados, com Minas Gerais ocupando o primeiro lugar, com 21 exemplares (29%), seguido pelo Rio Grande do Sul (8), Goiás (7), Bahia (6), São Paulo (5), Santa Catarina (4), Ceará (4), Paraná (4), Rio de Janeiro (3), Maranhão (2), Pernambuco (2), Mato Grosso (2), Mato Grosso do Sul (2), Pará (2) e Rio Grande do Norte (1) (Meteoritical Bulletin Database, 2017). Não há explicação científica para a maior concentração de meteoritos em Minas Gerais, podendo-se aventar a possibilidade de a maior presença de geólogos e mineradores naquele estado favorecer o reconhecimento dos achados e quedas. Além disso, a ausência de pesquisas científicas sobre a maioria dos espécimes da coleção brasileira reflete o fato de a meteorítica como ciência ser muito pouco difundida no Brasil.

ASPECTOS HISTÓRICOS

Em artigo para a *Revista do Observatório*, o geólogo Orville Derby (1888a, 1888b, 1888c) mencionou um comunicado recebido pelo Museu Nacional sobre um provável meteorito de ferro similar ao Bendegó, achado na serra de Monte Alto, no sudoeste da Bahia. A ocorrência nunca foi investigada ou comprovada até que, em 2007, o professor de paleontologia Douglas Riff, da Universidade Estadual do Sudoeste da Bahia (UESB), em missão de campo, teve sua atenção despertada por relatos da existência de uma massa de ferro guardada na Escola Municipal Marcelino Neves, no município de Palmas de Monte Alto. Riff notou muitas semelhanças entre a massa de ferro que lhe foi apresentada e o meteorito Bendegó exposto no Museu Nacional, no Rio de Janeiro, levando-o a comunicar o fato a Elizabeth Zucolotto, que, de imediato, se prontificou a viajar à Bahia para ir à cidade de Palmas de Monte Alto acompanhada por Wilton Carvalho, a fim de coletar amostras e levantar informações sobre o achado. A missão de campo ocorreu na semana de 2 a 5 de julho de 2008, constatando-se de fato tratar-se de um meteorito de ferro que poderia ser correlacionado àquele mencionado por Derby (1888a, 1888b, 1888c).

O meteorito foi achado pelo lavrador Francisco da Cruz quando extraía seiva de mangabeiras no topo da serra de Monte Alto, em um ponto próximo às coordenadas 14°22'08" Sul e 43°01'02" Oeste. O local exato do achado não pôde ser georreferenciado, tendo em vista que o descobridor do

meteorito não possuía condições físicas, em 2008, para ir ao local, passando informações a um filho sobre a área onde encontrou a massa de ferro. Carvalho foi conduzido pelo filho de Francisco ao local indicado, constatando tratar-se de uma extensa área com muitas mangabeiras nativas, sendo impossível determinar de qual delas Francisco estava extraído seiva quando avistou o meteorito.

De acordo com o relato de Francisco, a sua atenção foi despertada por uma “pedra” de formato irregular “parecida com uma máquina de costurar modelo antigo”. Francisco bateu na “pedra” com a ferramenta que usava para sangrar a mangabeira, produzindo um som metálico característico de golpes de ferro contra ferro. Tentou, então, mover a “pedra” e não conseguiu, por causa do seu avantajado peso. Apesar de não saber precisar exatamente quando isso ocorreu, Francisco informou que encontrou o meteorito quando ele era rapazinho, antes de se casar.

Com base na certidão de casamento, Francisco da Cruz nasceu em 1924 e casou-se em 1955. Assim, o ano do achado foi antes de 1955 e, se considerarmos rapazinho uma pessoa de 20 anos, o período estimado do achado ficaria entre 1940 e 1954. A probabilidade de o achado ter ocorrido na década de 1940 é reforçada por outros comentários de moradores antigos da cidade de Palmas de Monte Alto, que calculam em cerca de 60 anos o tempo em que a “pedra” chegou ao município.

Para remover a massa de ferro de 97 kg, Francisco contou com a ajuda de outros dois homens, que transportaram o meteorito para a cidade de Palmas de Monte Alto usando um cobertor forte para improvisar uma rede, em que a peça foi depositada e suspensa por uma vara comprida e resistente, apoiada nos ombros. Durante muitos anos, o meteorito permaneceu sob a guarda da Escola Municipal Marcelino Neves e, desde 2008, está sob a guarda da prefeitura, depositado na Secretaria da Educação.

LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

O município de Palmas de Monte Alto dista 835 km de Salvador, por via rodoviária. O acesso é feito por meio das BR-324 (Salvador – Feira de Santana), BR-116 (Feira de Santana – Vitória da Conquista) e BA-030 (Vitória da Conquista – Palmas de Monte Alto). O acesso ao local onde o meteorito foi encontrado é feito da cidade de Palmas de Monte Alto por estrada precária em veículo com tração 4 × 4 (Figura 1).

A serra de Monte Alto, local do achado, está localizada no sudoeste da Bahia, ocupando extensa área dentro dos limites municipais de Sebastião Laranjeiras, Candiba, Pindaí, Palmas de Monte Alto e Guanambi (distrito de Mutás). Esse acidente geográfico é parte da serra do Espinheiro e tem comprimento aproximado de 58 km e maior largura da ordem

de 14 km. Sua altitude máxima é de 1.102 m, apresentando relevo cuestiforme e topo plano, com inclinação topográfica maior que 10° para sudoeste (Tasso e Chang, 2013).

METODOLOGIA APLICADA

Em missão de campo, entrevistou-se Francisco da Cruz, descobridor do espécime (Figura 2A). Duas fatias (Figura 2B) foram retiradas da massa principal (Figura 2C), as quais foram objeto deste estudo. O meteorito foi pesado, dimensionado, fotografado e analisado macroscopicamente no local onde a peça está guardada (Figura 2C). Um fragmento de aproximadamente 100 g foi doado para o acervo do Museu Nacional da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

De um dos fragmentos foi retirada uma fatia delgada, que foi polida com pasta de diamante. Após o polimento,

as amostras foram atacadas com nital, uma mistura de HNO₃ (ácido nítrico concentrado, 2%) e C₂H₆O (álcool etílico PA, 98%), visando realçar as características do meteorito (Figura 2B) e permitir estudo metalográfico e exame de seus minerais por meio de microscopia petrográfica, microscopia eletrônica de varredura (MEV) e microanálise por sonda eletrônica (electron probe micro-analyzer — EPMA).

Nos laboratórios do Museu Nacional e da UFRJ foram realizadas descrições petrográficas, análises de microdureza e estudos mineraloquímicos por microsonda eletrônica. As descrições petrográficas utilizaram o microscópio petrográfico da marca Zeiss, modelo Axioskop 40, equipado com câmera fotográfica AxioCam de alta resolução e aplicativo Axiovision versão 4.7. Os estudos de microdureza utilizaram um microscópio Vickers do Museu Nacional. As análises mineraloquímicas das fases essenciais e algumas acessórias usaram a microsonda eletrônica JXA-JEOL 8230, com cinco espectrômetros, equipada com wavelength-dispersive X-ray spectroscopy/energy-dispersive X-ray spectroscopy (WDS/EDS), e uma câmera Axioncam HRC-AX10 e o software Zen 2 Core, localizados no Labsonda do Instituto de Geociências da UFRJ. As condições analíticas foram de aceleração potencial 15 kV e feixe de 20 nA. Padrões de referência de composições bem conhecidas foram aplicados para as análises quantitativas dos minerais de interesse.

Análises mineraloquímicas adicionais e complementares, visando ao entendimento da mineralogia acessória e de alteração, ocorreram por MEV, nos laboratórios multiusuários da Universidade Federal de Sergipe (UFS), utilizando um



Figura 1. Mapas de (A) localização do estado da Bahia no Continente Sulamericano, (B) Situação do município de Palmas de Monte Alto no estado da Bahia.

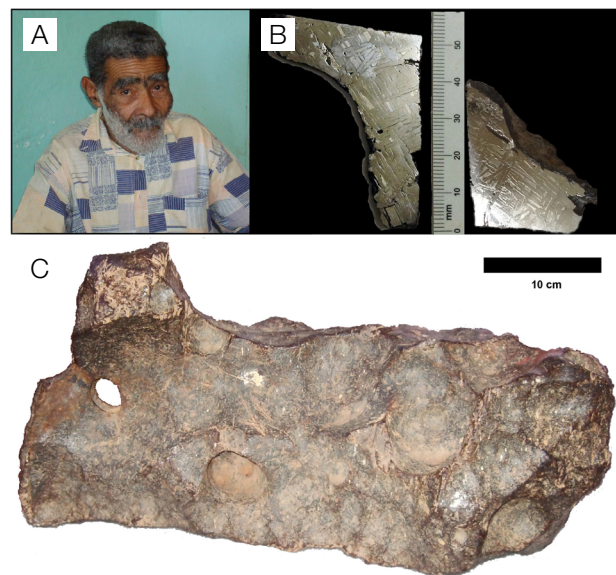


Figura 2. Meteorito Palmas de Monte Alto: (A) Francisco da Cruz, o descobridor; (B) fatias retiradas da massa principal e utilizadas neste estudo; (C) massa principal.

MEV Tescan, modelo Vega 3 com WDS/EDS acoplado, e no Departamento de Geologia da Universidade de Toronto (Canadá), com um microscópio eletrônico de emissão (SEM) JEOL 6610LV, com detectores de cintilação, catodoluminescência e elétrons retroespalhados (BSE) acoplados.

A determinação das concentrações de Ni, Ga, Co, Au, As e Ir foi feita na Universidade da Califórnia, Los Angeles, Estados Unidos, por ocasião da submissão de registro do meteorito (Weisberg et al., 2009), seguindo protocolo analítico descrito em Wasson et al. (1989) e Wasson e Kallemeyn (2002) para a técnica de ativação neutrônica instrumental (instrumental neutron activation analysis — INAA). A análise consistiu na irradiação por um fluxo de nêutrons sobre uma fatia do meteorito com de 3,0 a 3,2 mm de espessura. Foram realizadas quatro contagens dos isótopos produzidos no processo de irradiação, sendo a primeira após 6 horas e as outras três 15, 80 e 600 horas após a irradiação.

Detalhes adicionais sobre a preparação dessas amostras e a metodologia analítica adotada podem ser encontrados em Carvalho (2017).

PETROGRAFIA E MINERALOQUÍMICA

Aspectos macroscópicos

O meteorito Palmas de Monte Alto tem formato irregular, medindo 49,5 cm de comprimento por 17,8 cm de altura em sua parte central. Em uma das extremidades apresenta protuberância com aproximadamente 8 cm de comprimento, elevando a altura para 25,5 cm (Figura 2C). A massa principal pesa 97 kg.

A peça é revestida por uma crosta de fusão de cor marrom com sinais de intensa oxidação, principalmente na mencionada protuberância, em que a crosta foi inteiramente removida. O meteorito exibe numerosas mossas arredondadas

ou alongadas, denominadas de regmalitos, cujas dimensões variam de 20 a 100 mm de diâmetro (Figura 2C).

Na extremidade da protuberância há um furo de formato oval medindo 33 × 24 mm que atravessa toda a massa metálica. Há outro furo circular com 47 mm de diâmetro localizado nas proximidades da extremidade que tem a protuberância (Figura 2C). Esse segundo furo não atravessa toda a massa como o primeiro. Provavelmente, ambos eram originalmente preenchidos pelo mineral troilita (FeS), que vaporizou durante a passagem do meteorito pela atmosfera terrestre, tendo em vista seu baixo ponto de fusão (1.188°C) em relação ao da liga Fe-Ni, que funde aos 1.500°C, podendo essa temperatura variar um pouco em função da concentração de Ni. A superfície interna do meteorito observada após a serragem de uma pequena fatia apresentava cor cinza metálica semelhante à do aço, sem sinais de oxidação na parte interna do corpo principal.

Classificação estrutural

A estrutura de um meteorito de ferro é determinada com base em uma propriedade primária desses espécimes — o conteúdo de Ni — e uma propriedade secundária — sua história termal —, de forma que meteoritos que não possuem nenhuma ligação genética podem, ainda assim, apresentar a mesma estrutura. Hutchison (2004) explica que por causa disso muitos confundem a classificação estrutural com a química.

A classificação estrutural permitiu a separação inicial desses meteoritos em três classes distintas (Tabela 1). Em temperaturas superiores a 910° C (Figura 3A), o metal forma o mineral do sistema cúbico de face centrada, a γ -taenita ou austenita. Durante o resfriamento, metais com > 5,7% de Ni levam a transformação da taenita em um mineral do sistema cúbico de corpo centrado, a α -kamacita. Porém, se o conteúdo de Ni for > 5,7%, as duas fases são estáveis, o que permite a nucleação e o crescimento de kamacita pobre em Ni como lamelas paralelas aos planos octaédricos da taenita (Figura 3B). Isso ocorre entre 760 e 650°C. O conteúdo de Ni

Tabela 1. Classificação estrutural dos meteoritos metálicos baseada nas propostas de Tschermak (1883), Brezina (1885, 1904), Buchwald (1975) e Scott e Wasson (1975 *apud* Norton, 1994). A linha em negrito indica o grupo classificatório do meteorito Palmas de Monte Alto.

Classe estrutural	Textura	Bandas de kamacita (mm)	Níquel (%)	Grupo químico correlato
Hexaedritos (HEX)	Linhas de Neuman	> 50	4,5–6,5	IIAB, IIG
	Linhas de Widmanstätten	3,3–50	6,5–7,2	IIAB, IIG
	Muito Grosso (Ogg)	1,3–3,3	6,5–8,5	IAB, IC, IIE, IIIAB, IIIE
Octaedritos (O)	Grosso (Og)			
	Médio (Om)	0,5–1,3	7,4–10,3	IAB, IID, IIE, IIIAB, IIIF
	Fino (Of)	0,2–0,5	7,8–12,7	
	Muito Fino (Off)	< 0,2	7,8–12,7	IID, IIICD, IIIF, IVA, IIC, IIICD, IIC, IIIF
	Plessitico (Opl)	< 0,2-fios	Fios de kamacita	
Ataxitos (D)		Nenhuma	> 16,0	IIIF, IVB

e as taxas de resfriamento determinam, portanto, a estrutura dos meteoritos de ferro (Hutchison, 2004). Entende-se que, quanto maior o conteúdo de Ni, mais rápido o resfriamento da liga metálica e mais estreitas as bandas de kamacita.

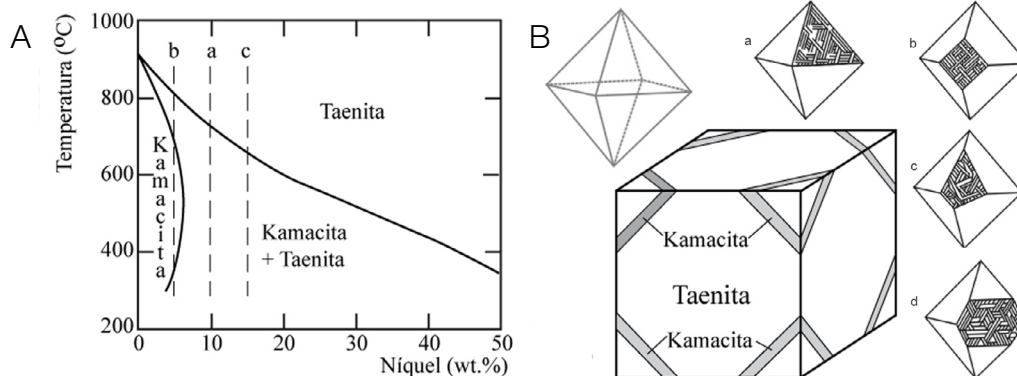
A classificação estrutural dos meteoritos de ferro (Tabela 1) fundamenta-se na largura das lamelas ou bandas de kamacita, evidenciadas quando uma superfície interna polida é tratada com nital. Essa propriedade, denominada de padrão Widmanstätten (Figuras 4A e 4B), foi descoberta independentemente por Alois von Widmanstätten em 1808 e Guglielmo Thomson em 1804 (Buchwald, 1975).

Uma seção polida do meteorito Palmas de Monte Alto foi tratada com nital para atacar os componentes da liga de Fe-Ni do meteorito. O tratamento revelou estrutura Widmanstätten bem definida (Figuras 4A e 4B), com lamelas de kamacita com largura média de $0,95 \pm 0,15$ mm, sem correção de orientação (Frost, 1965) e relação comprimento *versus* largura da ordem de 15 vezes.

As cores visualizadas na imagem (Figura 4A) foram produzidas pela adição de sulfatos e sulfitos de potássio e sódio (Picral) na solução nital e refletem as variações nos conteúdos de Ni e Fe no metal.

Avaliando-se a fatia polida ao microscópio petrográfico, em luz refletida, observam-se numerosas linhas de Neumann (Figuras 5A e 5B) e kamacita hachurada (Figura 5C), que são indicadores de alterações estruturais resultantes de choque enquanto o meteoróide vagava pelo espaço. Bandas de kamacita com textura de subgrãos decorados com fosfetos também estão presentes (Figura 5D), assim como taenita e plessita — mistura de taenita com kamacita, — e representam entre 25 e 35% da área examinada (Figuras 5C e 5E), apresentando-se sob as formas martensítica, negra, em rede e em “pente” (Figuras 5E e 5F).

Uma fatia polida do meteorito Palmas de Monte Alto que apresentava região com aderência de produtos de corrosão (Figura 6A) foi examinada sob o enfoque petrográfico macroscópico, na lupa, e por SEM na Universidade de Toronto e na UFS. A fatia possui formato triangular com



As linhas (a), (b) e (c) demonstram as composições médias dos octaedritos, hexaedritos e ataxitos, respectivamente.

Figura 3. Distribuição de kamacita e taenita em ligas de Fe-Ni. (A) Diagrama de fases mostrando o comportamento da kamacita e taenita em várias temperaturas e concentrações de níquel na liga, com base nos estudos experimentais de Roming Jr. e Goldstein (1979). (B) Distribuição geométrica das placas de kamacita em um cristal de taenita (*apud* Dodd, 1986).

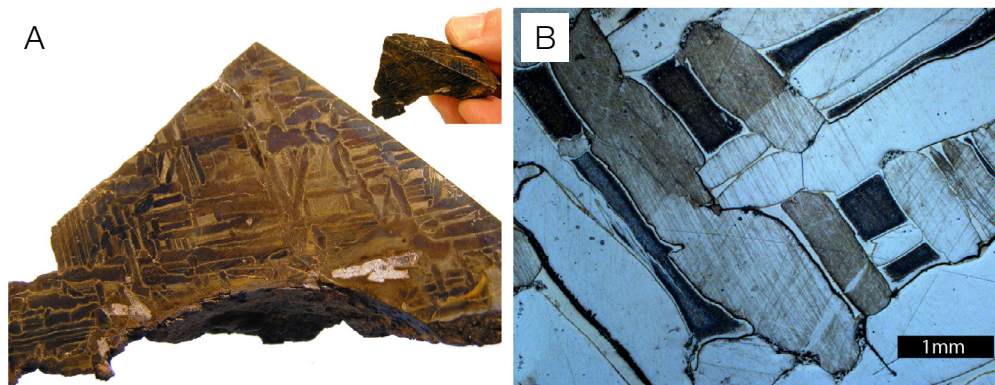


Figura 4. Padrão Widmanstätten no meteorito Palmas de Monte Alto. (A) Seção polida de fragmento atacado com picral; (B) aspecto microscópico em luz refletida do padrão em seção polida atacada com nital.

dimensões em torno de $4,5 \times 4,0 \times 3,0$ cm. O exame macroscópico revelou uma região oxidada com coloração ferrugem alaranjada amarronzada e um veio preenchido (Figura 6A).

Análises petrográfica e mineraloquímica

A composição dos meteoritos metálicos consiste predominantemente de uma liga Fe-Ni formada por dois minerais: kamacita e taenita. Além desses dois minerais essenciais, esses meteoritos podem conter fases acessórias de cromita, minerais sulfetados e fosfatados e elementos naturais como Co e Cu (Norton, 1994).

As análises por MEV em seção polida do meteorito Palmas de Monte Alto permitiram, além de caracterizar a mineralogia principal, identificar minerais acessórios que ocorrem, quer como fases primárias, quer como resultados de processos secundários, que afetaram a amostra após sua exposição na superfície terrestre. A Tabela 2 sintetiza esses resultados.

Sob o enfoque petrográfico, os exames microscópicos revelaram, além das fases metálicas Fe-Ni — kamacita, taenita e plessita —, inclusões de cromita (FeCr_2O_4), troilita (FeS), e schreibersita $[(\text{Fe},\text{Ni})_3\text{P}]$ (Figuras 5D e 5E). Foram identificadas três variedades distintas de kamacita:

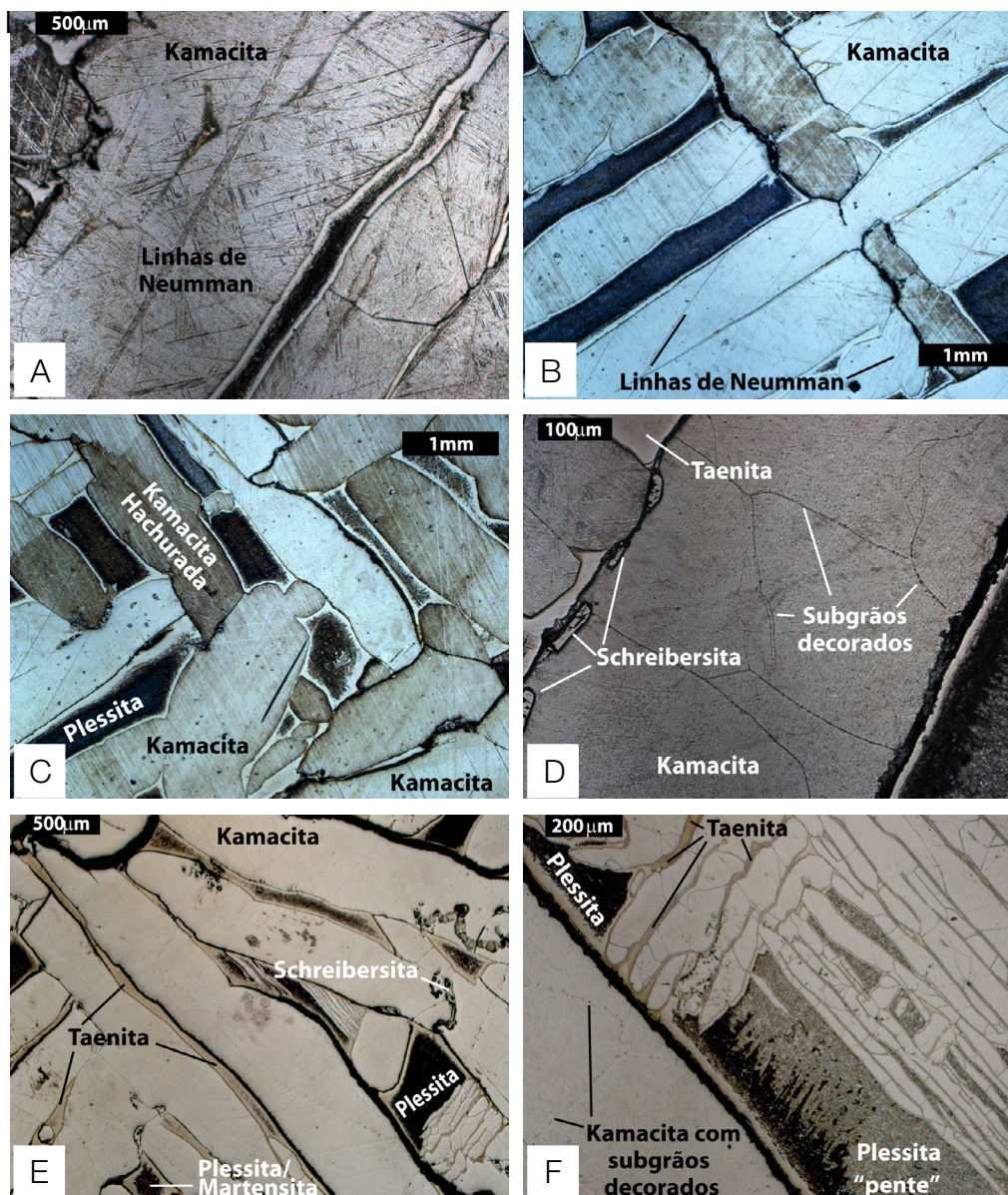


Figura 5. Liga metálica Fe-Ni no meteorito Palmas de Monte Alto. (A e B) Kamacita com linhas de Neumann. (C) Kamacita hachurada. (D) Kamacita com subgrãos decorados. (E) Plessita martensítica e schreibersita. (F) Plessita “em pente” associada com taenita e kamacita com subgrãos decorados.

- decorada com subgrãos de fosfetos (Figura 5D);
- com lamelas *crosshatched*;
- com estrutura ϵ (épsilon). Esse último tipo evidencia efeitos de choques de alta intensidade.

De acordo com as determinações utilizando EDS/MEV em oito cristais, o conteúdo de Ni na kamacita no meteorito Palmas de Monte Alto varia de 5,8 a 7,3%, em conformidade

com os valores encontrados para kamacita dos membros do grupo IIIAB ($5,5\% < \text{Ni} > 7,5\%$; Scott e Wasson, 1975). Na taenita e plessita, o teor desse elemento sobe para 22,4% em média (variando $15,3 < \text{Ni} < 31,9\%$), com alguns teores um pouco abaixo do limite inferior da média dos meteoritos de ferro IIIAB ($25\% < \text{Ni} < 50\%$). Essas análises identificaram a presença da fase mineral roaldita ($\text{Fe,Ni}_4\text{N}$), que se desenvolve como placas na fase kamacita nas proximidades do

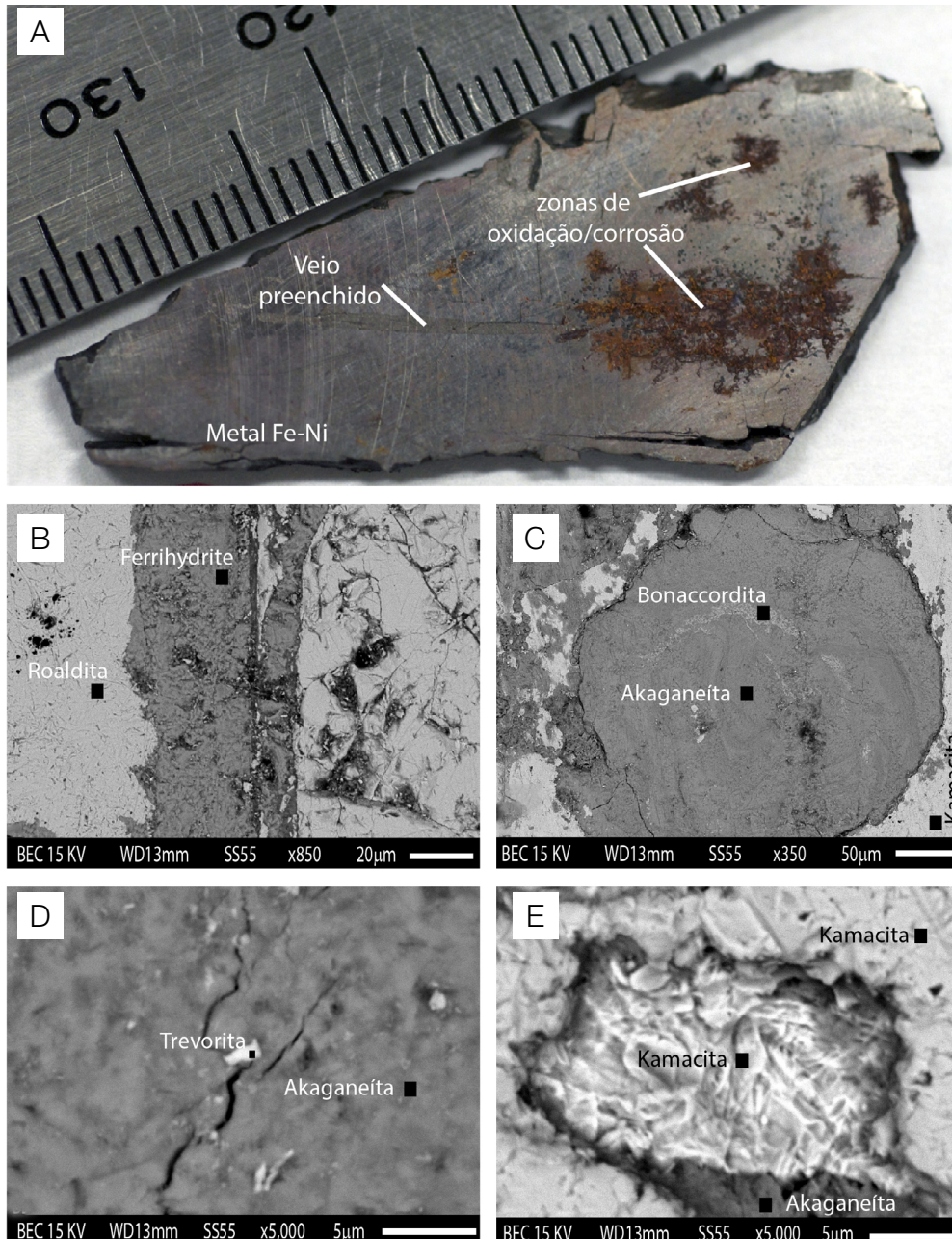


Figura 6. Imagens da fatia polida analisada por microscopia eletrônica de varredura (MEV). (A) Fatia polida analisada. (B) Placas de roaldita na kamacita e veio preenchido por ferrihidrita. (C) Cristal de akaganeíta com gradação para bonaccordita. (D) Inclusões de trevorita em akaganeíta. (E) Akaganeíta em contato com kamacita.

veio preenchido (Figura 5B). O mineral roaldita foi descrito por Nielsen e Buchwald (1981) nos meteoritos de Youndegin (IAB, Austrália Ocidental) e Jerslev (IIB, Dinamarca) e, mais recentemente, por Anthony et al. (1995) no meteorito Canyon Diablo (IAB, Estados Unidos).

Na zona oxidada (Figura 6A), as análises químicas associadas ao estudo petrográfico levaram à identificação de akaganeíta $[(\text{Fe}^{3+}, \text{Ni}^{2+})_8(\text{OH}, \text{O})_{16}\text{Cl}_{1,25} \cdot n\text{H}_2\text{O}]$ (Figura 6C), um óxido de Fe-Ni que pode conter até 5% wt em Cl. Esse mineral é considerado chave para a compreensão dos efeitos da corrosão em metais de meteoritos (Buchwald e Clarke Jr., 1988, 1989), já que, com o passar do tempo, esse produto inicial da corrosão é convertido em goethita. A presença da akaganeíta sugere a existência de cloro na amostra. De acordo com Buchwald e Clarke Jr. (1989), o Cl não é nativo dos meteoritos, mas é atraído do ambiente pelas ligas de Fe-Ni por causa de sua natureza eletroquímica. Esses autores advogam que os íons de Cl podem ser encontrados em fraturas praticamente invisíveis no interior de alguns espécimes de meteoritos de Fe e sua presença pode interferir nas análises de elemento-traço e nas datações que utilizam o sistema ^{36}Cl .

Na amostra estudada, a akaganeíta está em contato com kamacita e apresenta cor ferrugem laranja a amarronzada

(Figuras 6A e 6C). Os elevados teores de Fe implicam que havia, no mineral, 5–10% de H_2O que pode ter sido perdido durante a análise no SEM. Algumas zonas no cristal (Figura 6C) possuem possível gradação para bonaccordita (Ni_2FeBO_5) — um oxiborato de Fe-Ni — e inclusões de trevorita ($\text{NiFe}^{+3}_2\text{O}_4$, Figura 6D). Testes experimentais (Sawicki, 2011) demonstram formação de bonaccordita por síntese hidrotermal de óxidos de Fe em condições supercríticas pela dissolução e reprecipitação de uma fase Fe-Ni de composição intermediária, o que pode ser acelerado pelo Ni produzido em reações de captura neutrônica termalmente induzidas. Faust e Fahey (1962) advogam que a presença da trevorita — uma solução sólida entre goethita-maghemita-trevorita — representa o estágio final de oxidação de meteoritos de ferro ricos em níquel.

Pequenos cristais atribuídos ao grupo da aenigmatita $[(\text{Na}, \text{Ca})_4(\text{Fe}^{+2}, \text{Ti}, \text{Mg})_{12}\text{Si}_{12}\text{O}_{40}]$ — um inossilicato de Na-Fe-Ti — foram identificados em pequenos aglomerados. O grupo de minerais aenigmatita (Kunzmann, 1999) possui elevada densidade ($> 3,7$), com dureza intermediária 5,5–6,0 e forma uma série de solução sólida com a wilkinsonita ($\text{Na}_2\text{Fe}^{+2}_4\text{Fe}^{+3}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}$). Cosca et al. (1988) sugerem que a cristalização desse grupo de minerais está restrita a condições de baixa pressão e elevadas temperaturas.

Tabela 2. Análises de elementos maiores e menores para a mineralogia principal e acessória no meteorito de ferro Palmas de Monte Alto.

Mineral	n #	Fe (wt%)	Ni (wt%)	O (wt%)	Si (wt%)	Cl (wt%)	Na (wt%)	Mg (wt%)	Ti (wt%)	P (wt%)	C (wt%)	Al (wt%)	
Minerais Principais	Kamacita α	8	92,70	5,80									
		a	94,20	a 7,30									
Minerais Principais	Taenita γ	9	68,10	15,30									
		a	84,70	a 31,90									
Minerais Acessórios	Schreibersita $(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{P}$	1	58,64	23,66						17,71			
	Roaldita $(\text{Fe}, \text{Ni})_4\text{N}$	1	94,23	5,77									
	Haxonita $(\text{Fe}, \text{Ni})_{23}\text{C}_6$	1	89,37	10,63									
Minerais Secundários	Ferryhidrita $(\text{Fe}^{+3}_{10}\text{O}_{14}(\text{OH})_2)$	1	65,26		34,74								
	Trevorita $\text{NiFe}^{+3}_2\text{O}_4$	1	58,33	19,26	22,41								
	Bonaccordita $(\text{Ni}_2\text{FeBO}_5)$	1	30,04	38,90	31,05								
	Grafita	1			4,97						92,69		
	C hexagonal	1											
	Qandilita $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_2(\text{Ti}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al})\text{O}_4$	1	38,10		49,03				12,30				
	Akaganaita $[\text{Fe}^{+3}(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})]$	5	49,83	3,87	41,61		n.d.						
	a	54,37	a 5,77	a 46,81		a 0,66							
	Ardenita $(\text{Mn}^{+2}, \text{Ca}, \text{Mg})_4(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_6(\text{SiO}_4)_2(\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{AsO}_4\text{VO}_4)(\text{OH})_6)$	2	3,60	n.d.	56,00	10,02		0,84	2,59				11,30
	a	3,64		a 57,24	a 10,81		a 0,94	a 3,18					a 11,70

n # Número de análises realizadas

Sua presença em meteoritos foi descrita pela primeira vez por Ivanov et al. (2003) no meteorito Kaidun.

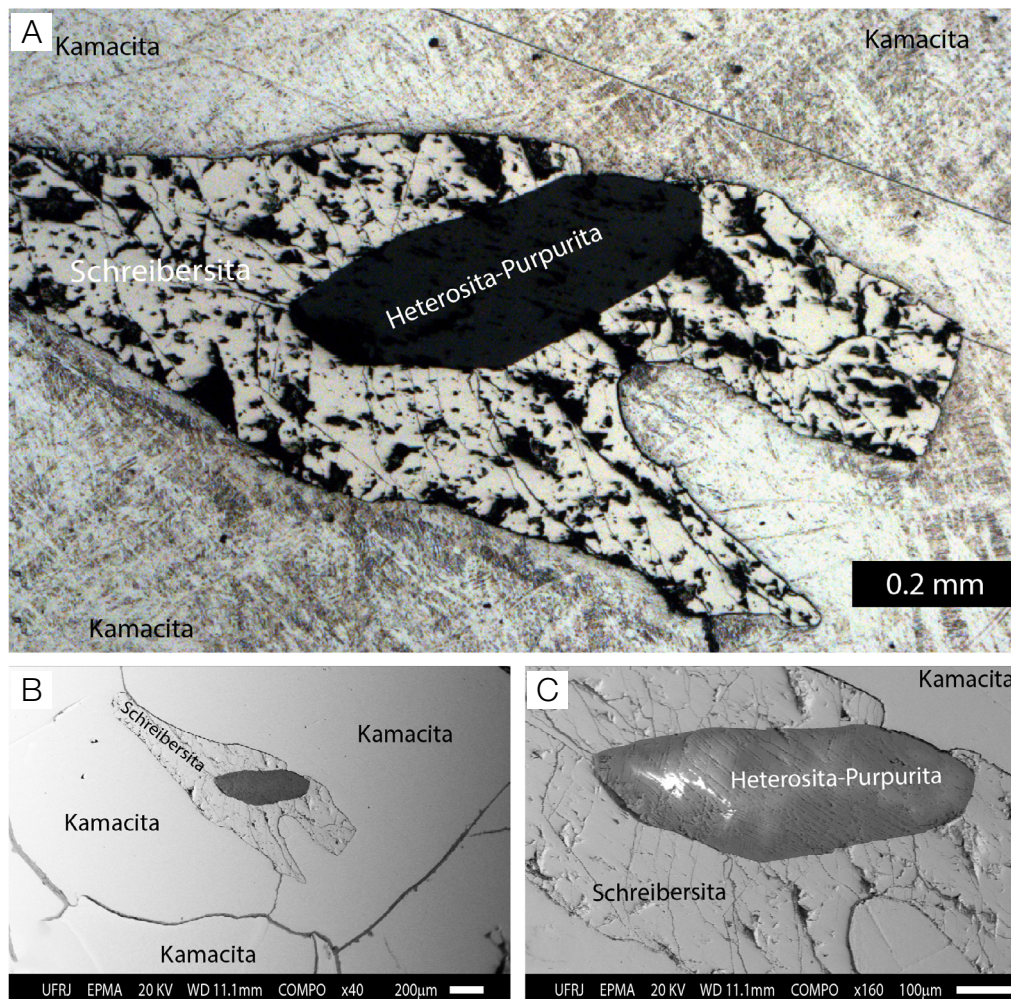
O veio, identificado macroscopicamente, é preenchido por ferrihidrita [$\text{Fe}^{+3}\text{O}_3 \cdot 0.5(\text{H}_2\text{O})$], um mineral secundário que se desenvolve em ambientes oxidantes.

A schreibersita ($\text{Fe,Ni}_3\text{P}$), identificada na análise petrográfica, também foi analisada por MEV/EDS e EPMA, revelando conteúdos médios dos elementos Fe (57,2%), Ni (27,0%) e P (14,7%). A composição da schreibersita de Palmas de Monte Alto é coerente com os teores observados nesse mineral em meteoritos de ferro: Fe, 41,5 a 68,4%; Ni, 10,1 a 42,6%; e P, 12,8 a 15,3% (Nriagu e Moore, 1984). Em associação com a schreibersita, foram identificados cristais de barringerita ($\text{Fe,Ni}_2\text{P}$), que ocorrem nos núcleos da schreibersita.

Um cristal de coloração branca e preta, com formato irregular lembrando um dalmata e medindo 1,64 mm em sua maior

dimensão, destacou-se durante as observações petrográficas por apresentar-se incrustado em uma placa de kamacita (Figura 7A).

A análise por EPMA permitiu constatar que esse grão é composto de kamacita, taenita e schreibersita (Figura 7B) e, por sua vez, inclui um cristal medindo $0,50 \times 0,20$ mm de um mineral fosfatado que, de acordo com sua composição química, representa uma solução sólida cujos membros extremos são heterosita-purpurita [$(\text{Fe}^{+3}, \text{Mn}^{+3})\text{PO}_4$] ou sarcopsita-graf-tonita [$(\text{Fe}^{+2}\text{Mn}^{+2}, \text{Mg}^{+2}, \text{Ca}^{+2})_3(\text{PO}_4)_2$] (Figura 6C). A diferença entre essas duas séries de ortofosfatos de ferro-manganês é que os membros da heterosita-purpurita não apresentam cálcio-magnésio em suas estruturas e ocorrem em ambientes mais oxidados. Nas análises realizadas, não foram dosados os conteúdos de Mg e Ca, impossibilitando a distinção entre as duas séries. Esses ortofosfatos coexistem com schreibersita, kamacita e taenita.



UFRJ: Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Figura 7. Minerais fosfatados: schreibersita e a solução sólida heterosita-purpurita, com aparência de dalmata, inclusos na kamacita. (A) Fotografia em microscópio petrográfico em luz refletida. (B) Imagem em microanálise por sonda eletrônica (electron probe micro-analyzer — EPMA). (C) Detalhe do cristal eudral da solução sólida heterosita-purpurita, em EPMA.

Ortofosfatos de Fe-Mn ocorrem em alguns pegmatitos graníticos terrestres e têm sido reportados em meteoritos de ferro e mistos. De acordo com Olsen e Fredriksson (1966), esses ortofosfatos coexistem de forma estável com fosfeto-sulfeto-metal em octaedritos médios e finos e sugerem grau de oxidação próximo ao de condritos. Ainda segundo esses mesmos autores, as condições que levam à existência de fosfatos em meteoritos de ferro são raras e, enquanto fosfatos são fases comuns, fosfatos são exceção, pois as condições de alta temperatura associadas a uma longa história de resfriamento levam à difusão e sua completa destruição, com a formação dos fosfatos. A presença da solução sólida heterosita-purpurita seria indicativa de condições de maior grau de oxidação e taxas de resfriamento mais rápidas durante a formação do corpo parental que originou o meteorito Palmas de Monte Alto, similar ao de condritos comuns.

Em associação com a aenigmatita, foram reportados em meteoritos de ferro outros minerais acessórios raros, tais como a qandilita, do grupo do espinélio (magnesioferrita) e a ardennita (Tabela 2). A presença dessas fases minerais no meteorito estudado carece de confirmação por meio de análises mais detalhadas. Logo, a possibilidade de sua presença nesse meteorito necessita ser melhor investigada.

CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA DO METEORITO PALMAS DE MONTE ALTO

Além da classificação estrutural, os meteoritos de ferro também são agrupados de acordo com suas variações químicas. Os estudos iniciais já demonstravam clara correlação inversa entre os conteúdos de Ni e a largura das bandas de kamacita (Farrington, 1907). Goldberg et al. (1957) ratificaram a importância dessas correlações químicas ao sugerirem que também havia boas correlações entre os conteúdos de Ga e as larguras das bandas, que permitiam três agrupamentos bem distintos: 45–100 ppm, 17–22 ppm e 1,7–2,5 ppm. Lovering et al. (1957) ampliaram o número de elementos estudados para incluir o Ge, permitindo subdivisões do primeiro desses três agrupamentos iniciais do Ga. Os grupos receberam denominações de números romanos I a IV com base nos conteúdos decrescentes de Ga e Ge. Os meteoritos de ferro que não puderam ser incluídos em um desses quatro grupos foram considerados anômalos.

À medida que as técnicas geoquímicas instrumentais avançaram e ganharam mais precisão e acuracidade analítica, essa classificação foi aprimorada por Wasson (1967, 1974), Wasson e Kimbrell (1967) e Scott e Wasson (1976), permitindo associar uma conotação genética a esses agrupamentos. O esquema classificatório também passou a considerar a distribuição e a morfologia dos minerais característicos, bem como a largura das bandas de kamacita (Scott e Wasson, 1975). Isso gerou subdivisões nos quatro grupos

principais (I, II, III, IV), e subgrupos representados por letras (A, B, C, D, E, F, G).

Assim, a classificação de meteoritos de ferro está fundamentada na concentração dos elementos Ga, Ge, Ir, Au, As e outros elementos-traço em relação ao conteúdo de Ni. Outra classificação agrupa os meteoritos de ferro em três classes estruturais com base no conteúdo de Ni e na largura das lamelas evidenciadas na liga Fe-Ni (padrão Widmannstätten) ao ser atacada pelo nital. São três os parâmetros químicos classificatórios principais:

- meteoritos de ferro consistem basicamente (~99%) de metais de Fe-Ni;
- o conteúdo de Ni é indispensável para classificar estrutural e quimicamente o meteorito;
- os elementos-traço Ga e Ge, quando plotados em relação ao Ni, têm distribuição não aleatória, delimitando áreas que definem os diversos grupos cogenéticos. Se a plotagem do Ga e Ge no tocante ao Ni não definir claramente os grupos cogenéticos, utilizam-se outros elementos-traço, tais como Ir, Au e As para resolver conflitos quanto à plotagem do Ga e Ge (Scott, 1972; Wasson 1974).

Com base nos critérios discutidos, os meteoritos de ferro são atualmente classificados em 14 grupos regulares (Scott e Wasson, 1975; Wasson et al., 2007), os quais contemplam 87% dos meteoritos de ferro conhecidos, e um grupo de anômalos, denominados de “não agrupados” (Tabela 3).

Esse agrupamento possui forte conotação genética, pois se advoga que cada grupo representa um corpo parental distinto. Essa diversidade química é o principal meio classificatório para meteoritos de ferro, sendo a classificação estrutural utilizada como um parâmetro secundário. Segundo Hutchison (2004), as diferenças químicas entre os grupos foram provavelmente determinadas pela condensação da nebulosa ou pela volatilidade. Já as diferenças químicas entre membros de um mesmo grupo são atribuídas a processos secundários, tais como a cristalização fracionada. Os grupos IAB/IIICD e IIE são não-magmáticos, enquanto os demais são magmáticos.

O meteorito Palmas de Monte Alto foi analisado por INAA na Universidade da Califórnia em Los Angeles (UCLA) por John Wasson, que repassou a Elizabeth Zucolotto as concentrações de Ni (9,40%), Ga (22 ppm), Co (0,54%), Ir (0,70 ppm), Au (1,70 ppm) e As (16 ppm). Esses resultados analíticos foram utilizados em sua classificação genética e registro no *Meteoritical Bulletin* (Weisberg et al., 2009). Por sua vez, Haack e McCoy (2005) apresentam as concentrações médias de Ni, Co, Re, Au, Ga e Ge encontradas nos principais grupos de meteoritos de ferro e mistos (Tabela 4), na qual foram incluídos os conteúdos do Palmas de Monte Alto para fins comparativos, verificando-se que são compatíveis com os dados compilados por Haack e McCoy (2005) para o grupo IIIAB e estão nos limites propostos por Scott e Wasson (1975; Tabela 3).

Na sequência de procedimentos para classificação química dos meteoritos de ferro, os diagramas da concentração de Ni em relação a Au e As (Figura 8) confirmaram o posicionamento do Palmas de Monte Alto nas áreas delimitadas pelos membros do grupo IIIAB. Nesses diagramas, as áreas de cada grupo de meteoritos de ferro foram determinadas pela plotagem de centenas de amostras conforme estudos de Wasson e colaboradores da UCLA citados ao longo deste artigo. As concentrações de Au, As e Ir de 26 meteoritos do tipo IIIAB aprovados pelo Comitê de Nomenclatura da Sociedade Meteorítica no período 2010–2016 (após o registro do Palmas de Monte Alto) foram plotados, posicionando-se na área delimitada para esse grupo (Tabela 5 e Figura 8).

INDÍCIOS DE CHOQUE

De modo geral, os meteoritos do grupo IIIAB tais como o Palmas de Monte Alto possuem elevada microdureza (Buchwald, 1975) em razão de metamorfismo de choque evidenciado por alterações na kamacita, taenita e plessita. No teste de microdureza (HV — *vickers hardness*), a kamacita

do Palmas de Monte Alto, quando localizada em zona não afetada pelo calor durante a passagem pela atmosfera, apresenta média (N = 24) de 284 HV, com mínimo de 222 HV e máximo de 366 HV. Quatro medidas tomadas sobre taenita e plessita na mesma amostra registraram valores entre 366 e 411 HV, confirmando maior dureza da taenita e plessita comparativamente à da kamacita. Isso reflete o maior teor de Ni desses minerais. Tais valores de microdureza observados sugerem que esse siderito sofreu choque de alto grau. Segundo Buchwald (1975), a microdureza da kamacita varia de 110 a 165 HV em meteoritos de ferro, aumentando significativamente quando o mineral sofre deformação plástica ou choque de alta intensidade, podendo chegar a 350 HV.

Ainda de acordo com Buchwald (1975), os meteoritos que compõem o grupo IIIAB são os melhores representantes dos processos de diferenciação e composição do núcleo metálico de astros diferenciados. Estudos cronológicos (Voshage, 1967; Voshage e Feldmann, 1979), inferências sobre a taxa de resfriamento experimentada e feições de choque existentes nos meteoritos desse grupo indicam sua origem em um corpo parental com cerca de 50 km de diâmetro que sofreu ruptura total há cerca de 600 ± 100 Ma, expondo seu núcleo.

Tabela 3. Classificação química dos meteoritos férreos (*apud* Wasson, 1970). A linha em negrito indica o grupo classificatório do meteorito Palmas de Monte Alto.

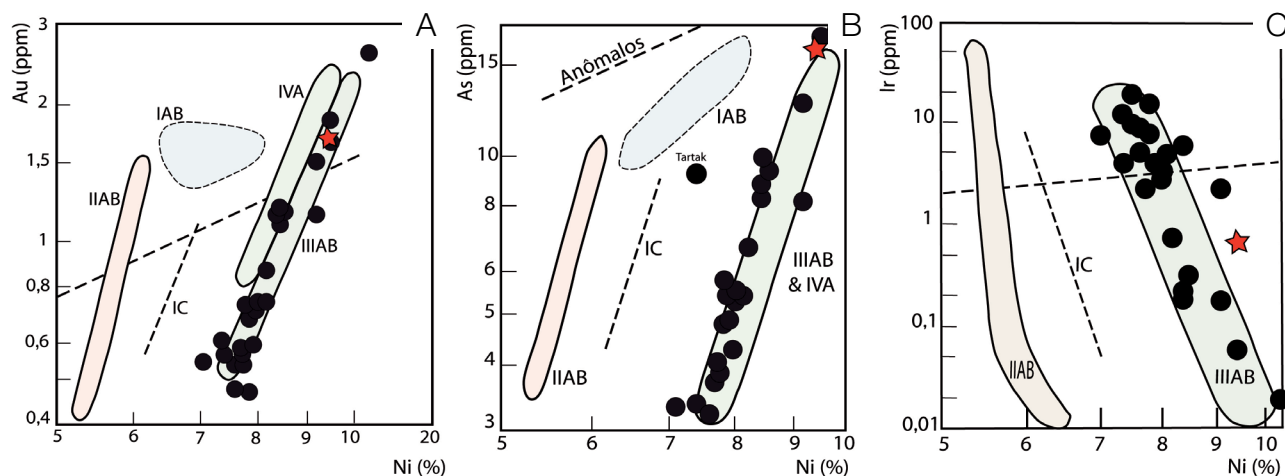
Grupos Químicos	Quantidade de Meteoritos	Percentual (%)	Níquel (%)	Gálio (ppm)	Germânio (ppm)	Iródio (ppm)	
I	AB	125	16,25	6,5 - 60,8	2 - 100	2 - 520	0,02 - 6
	C	11	1,43	6,1 - 6,8	49 - 55	212 - 247	0,07 - 2,1
II	AB	106	13,78	5,3 - 6,4	46 - 62	107 - 185	0,01 - 0,9
	C	8	1,04	9,3 - 11,5	37 - 39	88 - 114	4 - 11
	D	117	15,21	9,6 - 11,3	70 - 83	82 - 98	3,5 - 18
	E	18	2,34	7,5 - 9,7	21 - 28	62 - 75	1 - 8
	F	5	0,66	10,6 - 14,3	8,9 - 11,6	99 - 193	0,75 - 23
	G	5	0,66				
	AB	233	30,30	7,1 - 10,5	16 - 23	27 - 47	0,01 - 20
III	CD	42	5,46	6,5 - 60,8	2 - 100	2 - 520	0,02 - 6
	E	13	1,69	8,2 - 9,0	17 - 19	34 - 37	0,001 - 6
	F	8	1,04	6,8 - 8,5	6,3 - 7,3	0,7 - 1,1	0,006 - 7,9
IV	A	65	8,45	7,4 - 9,4	1,6 - 2,4	0,09 - 0,14	0,4 - 4
	B	13	1,69	16,0 - 18,0	0,17 - 0,27	0,003 - 0,07	13 - 38

Tabela 4. Composição média do meteorito Palmas de Monte Alto comparada aos principais grupos de meteoritos de ferro e mistos (dados de Haack e McCoy, 2005).

Grupo	Ni %	Co %	Au ppm	Ga ppm	Ir ppm	Ge ppm	Cu (ppm)	Re (ppm)
IAB	9,50	0,49	1,75	63,60	2,00	247,00	234,00	0,26
IIAB	5,65	0,46	0,71	58,63	12,50	174,00	133,00	1,78
IIIAB	8,33	0,51	1,12	19,79	3,20	39,10	156,00	0,44
IVA	8,51	0,40	1,55	2,14	1,80	0,12	137,00	0,23
IVB	17,18	0,76	0,14	0,23	18,00	0,06	<9	2,15
Palmas de Monte Alto	9,40	0,54	1,70	22,00	0,70	-	-	-

Tabela 5. Conteúdos de Fe, Ni, Co e elementos-traço nos meteoritos IIIAB registrados a partir de 2009 (Meteoritical Bulletin Database, 2017).

Meteorito	País	Ano Registro	Metbull	Ni (%)	Co(%)	As (ppm)	Au (ppm)	Ga (ppm)	Ir (ppm)
Apache Junction	Estados Unidos	2012	100	8,39	0,53	8,30	1,15	20,10	0,19
Apizaco	México	2015	104	8,55	0,53	9,35	1,17	21,40	0,32
Ariah Park	Austrália	2014	102	7,74	0,50	3,86	0,57	18,40	9,14
Burns	Estados Unidos	2014	102	10,37	0,57	23,40	2,59	14,40	0,02
Camp Wood	Estados Unidos	2010	98	7,40	0,50	3,40	0,57	18,40	12,10
Catalina 107	Chile	2015	104	8,00	0,50	5,55	0,74	20,00	3,34
Digor	China	2009	97	7,71	0,49	4,08	0,54	20,50	15,50
Domeyko	Chile	2014	102	9,48	0,57	16,70	1,85	19,20	0,06
High Island Creek	Estados Unidos	2015	104	7,86	0,51	5,42	0,73	21,20	2,25
Itaka	Rússia	2016	105	9,16	0,53	8,18	1,15	26,20	2,29
Javorje	Slovênia	2012	99	7,83	0,48	5,80	0,47	25,00	7,60
Las Cruces	Chile	2013	101	9,15	0,53	12,50	1,50	20,60	0,18
Llano River	Estados Unidos	2012	99	7,60	0,51	nd	0,54	17,00	9,70
New York	Desconhecido	2013	101	7,66	0,50	3,73	0,59	18,40	5,29
Northwest Africa 3208	Northwest Africa	2012	99	7,58	0,49	3,25	0,48	17,70	18,90
Northwest Africa 4707	Northwest Africa	2012	99	8,18	0,52	6,71	0,87	22,10	0,75
Northwest Africa 4708	Northwest Africa	2012	99	7,89	0,51	4,88	0,68	20,00	3,86
Northwest Africa 6903	Marrocos	2012	100	8,40	0,52	8,80	1,09	21,50	0,22
Northwest Africa 8370	Marrocos	2014	103	8,44	0,53	9,90	1,19	21,40	5,90
Northwest Africa 8442	Northwest Africa	2014	103	7,98	0,50	5,29	0,71	20,40	2,82
Northwest Africa 8444	Northwest Africa	2014	103	7,07	0,50	3,35	0,55	18,00	7,40
Northwest Africa 8719	Northwest Africa	2015	104	7,78	0,51	4,80	0,73	19,60	2,25
Palmas de Monte Alto	Brasil	2009	96	9,40	0,54	16,00	1,70	22,00	0,70
Pontes e Lacerda	Brasil	2015	104	8,10	0,49	5,43	0,74	20,80	4,84
Tartak	Polônia	2014	103	7,37	0,50	9,20	0,61	19,80	4,00
Villa Regina	Argentina	2014	100	7,93	0,50	4,30	0,60	19,30	4,32
Yarovoje	Rússia	2014	103	9,45	0,52	22,50	1,68	18,30	0,70

**Figura 8.** Diagramas binários com os campos de classificação química dos grupos de meteoritos de ferro (*apud* Scott e Wasson, 1975), incluindo a análise por ativação neutrônica instrumental (instrumental neutron activation analysis — INAA) do meteorito Palmas de Monte Alto (este trabalho), indicado por uma estrela, e os 27 meteoritos recentemente classificados como pertencentes ao grupo IIIAB (*Meteoritical Bulletin Database*, 2017, Tabela 5). (A) Au versus Ni, mostrando a correlação positiva dos IIIAB; (B) As versus Ni; (C) Ir versus Ni, demonstrando a correlação negativa e sua distinção do IIAB e IC.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A primeira menção de existência desse meteorito foi reportada por Orville Derby enquanto diretor do Museu Nacional (Derby, 1888a, 1888b, 1888c). Os fatos aqui investigados sugerem que esse siderito tenha permanecido no local de queda até a década de 1940, quando foi removido e transportado para a atual cidade de Palmas de Monte Alto, onde permaneceu esquecido e desconhecido do meio científico por mais de 100 anos, até que em 2009 foi resgatado em uma escola municipal e preliminarmente analisado para registro no Comitê de Nomenclatura da Sociedade Meteorítica (Weisberg et al., 2009).

Os estudos mineraloquímicos aqui apresentados levaram à identificação dos minerais acessórios troilita, schreibersita e cromita e a indícios da presença dos minerais secundários akaganeíta, goethita, trevorita, bonaccordita, aenigmatita, grafita, ferrihidrita, qandilita e ardenita em uma fase oxidada estudada. Adicionalmente, reporta-se a presença dos fosfatos — de ocorrência rara — da série heterosita-purpurita/sarcopsida-graftonita. O estudo mineraloquímico das zonas de corrosão possibilitou ainda a identificação de várias fases minerais secundárias, com implicações na compreensão do tipo de intemperismo/alteração às quais esse material foi submetido na superfície terrestre. É importante notar que a zona de oxidação/corrosão desse meteorito está concentrada e associada a fases minerais específicas que não simplesmente o metal. Os processos que atuaram em Palmas de Monte Alto resultaram na formação da trevorita, akaganeíta (absorção de cloro) e na solução sólida goetita-maghemita-bonaccordita (por reações completas de oxidação).

Associações mineralógicas similares são reportadas em rochas ultramáficas do depósito de Ni-Fe rico em elementos do grupo platina (*Platinum-group elements* PGEs) de Bon Accord, no complexo ofiolítico Arqueano Jamestown, Greenstone Belt de Barberton, África do Sul (Tredoux et al., 1989). Nesse ambiente, elas são consideradas como evidências de origem mantélica profunda, e as elevadas razões Ni/Fe e Ni/Co do depósito levaram esses autores a sugerir que tenha sido derivado de material rico em siderófilos — meteorito de ferro —, que permaneceu no manto inferior após formação ineficiente do núcleo.

As alterações estruturais presentes no mineral kamacita — que foram observadas petrograficamente e ratificadas por testes de microdureza — sugerem choque de alta intensidade sofrido pelo corpo parental desse meteorito quando ainda vagava no espaço.

A recuperação, a catalogação e o registro do meteorito Palmas de Monte Alto ratificam a importância de estudos com foco nos meteoritos do Brasil. Tais projetos de pesquisa precisam ser desenvolvidos em associação a um esforço contínuo pela educação e divulgação geocientífica, formação de pessoal especializado em nível de graduação e pós-graduação e ampliação do número de publicações que divulguem e tornem conhecidos os meteoritos da coleção brasileira.

As análises químicas e petrográficas aqui discutidas demonstram que, conforme a largura das bandas de kamacita presentes no padrão Widmanstätten e conteúdos de níquel encontrados, essa rocha representa um octaedrito médio do grupo IIIAB. De acordo com Hutchison (2004), alguns meteoritos do grupo IIIAB — tal qual o Palmas de Monte Alto — estão associados a várias crateras, a exemplo do Henbury, a meteoritos palasíticos e mesosideritos e à abundante chuva de meteoritos de Cape York. Essa possível associação entre o Palmas de Monte Alto, outros meteoritos IIIAB e/ou chuvas de meteoritos no Brasil ainda não foi investigada, contudo fato digno de nota foi a queda de um meteorito condrito L6 no mesmo município em 26 de maio de 2017 e que foi catalogado sob o nome oficial de Três Irmãos, designação de um geossítio da região bem próximo ao local dessa queda (Meteoritical Bulletin Database, 2017). Inexistem, também, estudos que avaliem possíveis crateras de impacto nos terrenos cratônicos da Bahia.

O aumento do conteúdo de Ni nesse grupo é acompanhado do aumento da quantidade de sulfetos e fosfetos. Os minerais acessórios e secundários identificados no meteorito Palmas de Monte Alto representam uma assembleia mineral rica em Ni que inclui óxidos de Fe-Ni (akaganeíta e bonaccordita), espinélios (trevorita, qandilita) e silicatos (grupo da aenigmatita) e seus equivalentes alterados, associados à presença de sulfetos, óxidos, fosfetos e fosfatos. A solução sólida de ortofosfatos de Fe-Mn identificada é de ocorrência rara e abre novas possibilidades ao estudo geocronológico (U-Pb) de rochas dessa natureza, demonstrando o potencial da amostra para o avanço e entendimento dos momentos iniciais da formação do nosso sistema solar.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos técnicos e pesquisadores do Labsonda/UFRJ, Laboratório Multiusuário/UFS, Laboratório de SEM/Universidade de Toronto, Laboratório de Microscopia Eletrônica (LAMUME), Instituto de Física da Universidade Federal da Bahia (UFBA), Museu Nacional, Museu Geológico da Bahia (MGB) e Laboratório de Preparação e Análise de Amostras da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) de Salvador. Este trabalho contou com recursos dos projetos Programa de Recuperação, Classificação e Registro de Meteoritos (ProMete), Ciências da Terra para a Sociedade (GeoLogar), (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico — CNPq — e Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Bahia — FAPESB). Débora Rios e Herbet Conceição agradecem ao CNPq as bolsas de produtividade em pesquisa. Agradecemos os comentários dos revisores anônimos, que muito colaboraram para o aperfeiçoamento deste artigo.

REFERÊNCIAS

- Anthony, J. W., Williams, S. A., Bideaux, R. A., Grant, R. W., Wilson, W. E. (1995). *Mineralogy of Arizona*. 3. ed. Arizona: University of Arizona Press. 508 p.
- Brezina, A. (1885). *Die Meteoritensammlung des k.k. mineralogischen Hofkabinetes in Wien am 1. Mai 1895*. Viena: Alfred Holder.
- Brezina, A. (1904). The arrangement of collections of meteorites. *Proceedings of the American Philosophical Society*, 43, 211-247.
- Buchwald, V. F. (1975). *Handbook of iron meteorites: their history, distribution, composition, and structure*. Berkeley: University of California Press. 3 v.
- Buchwald, V. F., Clarke, R. S. Jr. (1988). Akaganeite, not lawrencite, corrodes Antarctic iron meteorites (abstract). *Meteoritics*, 23, 261.
- Buchwald, V. F., Clarke, R. S. Jr. (1989). Corrosion of Fe-Ni alloys by Cl-containing akaganeite (B-FeOOH): The Antarctic meteorite case. *American Mineralogist*, 74, 656-667.
- Carvalho, W. P. (2017). *Mineralogia e texturas de meteoritos baianos*. Tese (Doutorado). Salvador: Programa de Pós-Graduação em Geologia – UFBA. 90p.
- Carvalho, W. P., Rios, D. C., Conceição, H., Zucolotto, M. E., D’Orazio, M. (2011). O Meteorito Bendegó: História, Mineralogia e Classificação Química. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(1), 141-156. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2011411141156>
- Chladni, E. F. F. (1794). *Über den Ursprung der von Pallas gefundenen und anderer ihr ähnlicher Eisenmassen, und über einige damit in Verbindung stehende Naturerscheinungen*. Riga and Leipzig: J. F. Hartknoch. 63p.
- Cosca, M. A., Rouse, R. R., Essene, E. J. (1988). Dorrteite $[\text{Ca}_2(\text{Mg}_2\text{Fe}^{+3}_4)(\text{Al}_4\text{Si}_2)\text{O}_{20}]$ a new member of the aenigmatite group from a pyrometamorphic melt-rock. *American Mineralogist*, 73, 1440-1448.
- Derby, O. A. (1888a). Notas sobre meteoritos brasileiros. *Revista do Observatório*, 1, 3-6.
- Derby, O. A. (1888b). Notas sobre meteoritos brasileiros. *Revista do Observatório*, 2, 17-20.
- Derby, O. A. (1888c). Notas sobre meteoritos brasileiros. *Revista do Observatório*, 3, 32-38.
- Dodd, R. T. (1986). *Thunderstones and shooting stars: the meaning of meteorites*. Cambridge, Massachusetts: Harvard University Press. 196 p.
- Farrington, O. C. (1907). *Analyses of Iron Meteorites compiled and classified by O.C Farrington*. Chicago: Field Columbian Museum. 51p.
- Faust, G. T., Fahey, J. J. (1962). *The serpentine group minerals. Geological Survey Professional Paper 384-A*. Washington, D.C.: United States Government Printing Office. 92 p.
- Fittipaldo, M. M., Jones, R. H., Shearer, C. K. (2005). Thermal histories of angrite meteorites: Trace elements partitioning among silicate minerals in Angra dos Reis, Lewis Cliff 86010, and experimental analogs. *Meteoritics and Planetary Science*, 40(4), 573-589. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2005.tb00964.x>
- Frost, M. T. (1965). Kamacite plate width estimation in octahedrites. *Mineralogical Magazine*, 35, 640-642. <https://doi.org/10.1180/minmag.1965.035.272.08>
- Goldberg, E., Uchiyama, A., Brown, H. (1957). The distribution of nickel, cobalt, gallium, palladium and gold in iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2, 1-25. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(57\)90088-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(57)90088-1)
- Gomes, C. B., Keil, K. (1980). *Brazilian Stone Meteorites*. Albuquerque: University of New Mexico Press. 161 p.
- Haack, H., McCoy, T. J. (2005). Iron and stony-iron meteorites. In: A. M. Davis (Ed.), *Meteorites, comets and planets, Treatise on Geochemistry*, 1, 325-345. Elsevier.
- Hutchison, R. (2004). *Meteorites: a petrologic, chemical and isotopic synthesis*. Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore e São Paulo: Cambridge University Press. 520 p.
- Ivanov, A. V., Kononkova, N. N., Yang, V. S., Zolensky, M. E. (2003). The Kaidun meteorite: Clasts of alkaline-rich fractionated materials. *Meteoritics e Planetary Science*, 38(5), 725-737. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2003.tb00037.x>
- Kracher, A., Willis, J., Wasson, J. T. (1980). Chemical classification of iron meteorites: IX A new group (IIF), revision of IAB and IIICD, and data on 57 additional irons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 773-787. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90259-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90259-8)

- Kunzmann, T. (1999). The aenigmatite-rhonite mineral group. *European Journal of Mineralogy*, 11(4), 743-756. <https://doi.org/10.1127/ejm/11/4/0743>
- 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*, 11, 263-278. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(57\)90099-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(57)90099-6)
- Malvin, D. J., Wang, D., Wasson, J. T. (1984). Chemical Classification of iron Meteorites: X. Multielement studies of 43 irons, resolution of group-IIIE from group IIIAB and evaluation of Cu as a taxonomic parameter. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 785-804. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90101-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90101-7)
- Meteoritical Bulletin Database. (2017). Disponível em: <<https://www.lpi.usra.edu/meteor/>>. Acesso em: 13 jan. 2017.
- Nielsen, H. P., Buchwald, V. F. (1981). Roaldite, a new nitride in iron meteorites. *12th Lunar and Planetary Science Conference*, 12B, p. 1343-1348. Houston, TX.
- Norton, O. R. (1994). *Rocks from space: meteorites and meteorite hunters*. Missoula, Montana: Mountain Press Pub. 447 p.
- Nriagu, O. N., Moore, P. B. (1984). *Phosphate Minerals*. Berlin, Heidelberg, Nova York, Tóquio: Springer-Verlag. 450 p.
- Olsen, E., Fredriksson, K. (1966). Phosphates in iron and pallasite meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30, 459-470. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(66\)90057-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(66)90057-3)
- Romig, A.D., Goldstein, J.I. (1980). Metallurgical Transactions Acta 11: 1151. <https://doi.org/10.1007/BF02668139>
- Rubin, A. E. (1997). Mineralogy of meteorite groups. *Meteoritics and Planetary Science*, 32, 231-247. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1997.tb01262.x>
- Sawicki, J. (2011). Hydrothermal synthesis of Ni₂FeBO₅ in near-supercritical PWR coolant and possible effects of neutron-induced ¹⁰B fission in fuel crud. *Journal of Nuclear Materials*, 415, 179-188. <https://doi.org/10.1016/j.jnucmat.2011.05.050>
- Scott, E. R. D. (1972). Chemical fractionation in iron meteorites and its interpretation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36, 1205-1236. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(72\)90046-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(72)90046-4)
- Scott, E. R. D., Wasson, J. T. (1975). Classification and properties of iron meteorites. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 13, 527-546. <https://doi.org/10.1029/RG013i004p00527>
- Scott, E. R. D., Wasson, J. T. (1976). Chemical classification of iron meteorites: VIII. Groups IC, IIE, IIIF and 97 other irons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 103-115. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(76\)90198-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90198-8)
- Scott, E. R. D., Wasson, J. T., Buchwald, V. F. (1973). Chemical classification of iron meteorites – VII. A reinvestigation of irons with germanium concentrations between 25 and 80 ppm. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 1957-1983. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90151-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90151-8)
- Schaudy, R., Wasson, J. T., Buchwald, V. F. (1972). The chemical classification of iron meteorites: VI. A reinvestigation of irons with Ge concentrations lower than 1 ppm. *Icarus*, 17, 174-192. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(72\)90053-X](https://doi.org/10.1016/0019-1035(72)90053-X)
- Tasso, M. A. L., Chang, M. R. C. (2013). Análise Erosional da Serra de Monte Alto entre Palmas de Monte Alto e Sebastião Laranjeiras, BA. *Acta Geográfica*, 7(14), 107-121. <http://dx.doi.org/10.5654/acta.v7i14.1116>
- Tredoux, M., Wit, M. J., Hart, R. J., Armstrong, R. A., Lindsay, N. M., Sellschop, J. P. F. (1989). Platinum group elements in a 3.5 Ga nickel-iron occurrence: Possible evidence of a deep mantle origin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94, 795-813. <https://doi.org/10.1029/JB094iB01p00795>
- Tschermak, G. (1883). Beitrag zur Classification der Meteoriten. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien. Math-Naturw. Kl.*, 88, 347-371.
- Voshage, H. (1967). Bestrahlungsalter und Herkunft der Eisenmeteorite. *Z. Naturforsch.*, 22a, 477-506.
- Voshage, H. (1978). Investigations on cosmic-ray-produced nuclides in iron meteorites, 2. New results on 41K/40K/21Ne exposure ages and the interpretation of age distributions. *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 83-90. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90076-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90076-6)
- Wasson, J. T. (1967). The chemical classification of iron meteorites: I. A study of iron meteorites with low concentrations of gallium and germanium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31, 161-180. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(67\)80043-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(67)80043-7)

- Wasson, J. T. (1969). The chemical classification of iron meteorites: III Hexahedrites and other irons with germanium concentrations between 80 and 200 ppm. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33, 859-876. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(69\)90032-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(69)90032-5)
- Wasson, J. T. (1970). The chemical classification of iron meteorites: IV. Irons with Ge concentrations greater than 190 ppm and other meteorites associated with group I. *Icarus*, 12, 407-423. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(70\)90009-6](https://doi.org/10.1016/0019-1035(70)90009-6)
- Wasson, J. T. (1974). *Meteorites: Classification and Properties*. Berlin: Springer. 316 p.
- Wasson, J. T., Choi, B. G., Jerde, E. A., Ulff-Moller, F. (1998). Chemical classification of iron meteorites: XII. New members of the magmatic groups. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 715-724. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00379-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00379-7)
- Wasson, J. T., Huber, H., Malvin, D. J. (2007). Formation of IIAB iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 760-781. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.09.032>
- Wasson, J. T., Kallemeyn, G. W. (2002). The IAB iron-meteorite complex: A group, five subgroups, numerous grouplets, closely related, mainly formed by crystal segregation in rapidly cooling melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(13), 2445-2473. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00848-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00848-7)
- Wasson, J. T., Kimbrell, J. (1967). The chemical classification of iron meteorites: II. Iron and pallasites with germanium concentrations between 8 and 100 ppm. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31, 2065-2093. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(67\)90143-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(67)90143-3)
- Wasson, J. T., Ouyang, X., Wang, J., Jerde, E. (1989). Chemical classification of iron meteorites: XI. Multi-element studies of 38 new irons and the high abundance of ungrouped irons from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 735-744. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90016-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90016-1)
- Wasson, J. T., Schaudy, R. (1971). The chemical classification of iron meteorites: V Groups IIIC and IIID and other irons with germanium concentrations between 1 and 25 ppm. *Icarus*, 14, 59-70. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(71\)90102-3](https://doi.org/10.1016/0019-1035(71)90102-3)
- Weisberg, M. K., Smith, C., Benedix, G., Herd, D. K., Righter, K., Haack, H., Yamaguchi, A., Righter, K., Haack, H., Yamaguchi, A. Y., Aoudjehane, H. C., Grossman, J. N. (2009). The Meteoritical Bulletin, No. 96, September 2009. *Meteoritics and Planetary Science*, 44(9), 1355-1397. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2009.tb01227.x>
- Zucolotto, M. E., Antonello, L. L. (2004). The São João Nepomuceno IVA Stony Iron. *67th Annual Meteoritical Society Meeting*. Meteoritics & Planetary Science. v. 39.
- Zucolotto, M. E., Antonello, L. L., Varela, M. E., Scorzelli, R. B., Munayco, P., dos Santos, E., Ludka, I. P. (2012). Varre-Sai: The Recent Brazilian Fall. *Earth Moon Planets*, 109, 43-53. <https://doi.org/10.1007/s11038-012-9401-3>
- Zucolotto, M. E., Fonseca, A. C., Antonello, L. L. (2013). *Decifrando os Meteoritos*. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, Museu Nacional. 160 p.
- Zucolotto, M. E., Riffi, D. (2009). Two new iron meteorites from Bahia, Brazil. *72nd Annual Meteoritical Society Meeting*. Meteoritics & Planetary Science, v. 44, p. 5380.