



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

TESE DE DOUTORADO Nº 157

**LATERITIZAÇÃO E SEDIMENTAÇÃO CENOZOICA NA
EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DA SERRA DOS CARAJÁS**

Tese apresentada por:

CLÓVIS WAGNER MAURITY

Orientador: Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

**BELÉM-PA
2021**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

- M456l Maurity, Clovis Wagner.
Lateritização e sedimentação cenozoica na evolução da paisagem da Serra dos Carajás / Clovis Wagner Maurity. — 2021.
xx, 149 f. : il. color.
- Orientador(a): Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa
Coorientador(a): Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2021.
1. Terreno laterítico. 2. Aplainamento. 3. Duricrosta. 4. Pisólito. 5. Magnetização. I. Título.

CDD 550.7



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

LATERITIZAÇÃO E SEDIMENTAÇÃO CENOZOICA NA EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DA SERRA DOS CARAJÁS

TESE APRESENTADA POR:

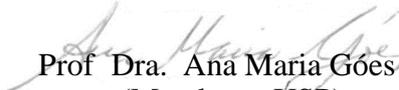
CLÓVIS WAGNER MAURITY

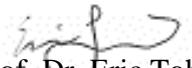
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA, na linha de pesquisa de MINERALOGIA E GEOQUÍMICA.**

Data de Aprovação: 01 / 04 / 2021

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa
(Orientador – UFPA)


Prof. Dra. Ana Maria Góes
(Membro – USP)


Prof. Dr. Eric Tohver
(Membro – USP)


Prof. Dr. Simone Patrícia Aranha da Paz
(Membro – UFPA)


Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica
(Membro – UFPA)

AGRADECIMENTOS

Aos familiares e amigos pelo grande incentivo e compreensão. Em especial a minha esposa Marcia Zenf e minhas filhas Gabriela, Mariana e Taiana, e minha neta Maria Flor.

Ao Instituto Tecnológico Vale pela liberação, disposição de recursos e incentivo ao estudo.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará, pela infraestrutura e apoio financeiro disponibilizados.

Ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - IAG/USP, especificamente ao Grupo de Paleomagnetismo e Magnetismo das Rochas do IAG/USP e equipe do Laboratório de Paleomagnetismo, pela disposição discussões nos seminários.

Ao meu orientador Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa por todo os ensinamentos, confiança e motivação em todos os momentos.

Ao meu coorientador Dr. Afonso Nogueira pelas valiosas orientações e incentivos a busca incessante do conhecimento.

Ao Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol coordenador do Grupo de Pesquisa de Geologia Ambiental e Recursos Hídricos que, através do Projeto Lateritas, houve a evolução para o desenvolvimento desta tese de doutorado.

Ao Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade e a Doutoranda Janine Araújo do Carmo no tratamentos dos dados, discussões e ensinamentos sobre as propriedades magnéticas das rochas.

Ao Prof. Dr. Guilherme Raffaeli pela grande ajuda na identificação das estruturas estromatolíticas.

Aos amigos do Grupo de Geoquímica e Mineralogia Aplicada do qual pertenço, assim como aos amigos do Grupo de Análise de Bacias sedimentares da Amazônia pelas calorosas discussões sobre as crostas lateríticas e “ironstones”. Em especial ao Argel Sodré por sua contribuição na identificação de minerais e estruturas sedimentares preservadas nas crostas lateríticas.

A todos que participaram, diretamente ou de alguma forma deste estudo, registro o meu muito obrigado.

RESUMO

A Serra dos Carajás localizada na porção sudoeste da Amazônia brasileira é um dos exemplos de terrenos lateríticos com couraças ferruginosas ou cangas sustentando platôs que formam altiplanos de até ~700 m. Dois conjuntos distintos de duricrostas são reconhecidos nesta região: 1) um mais antigo, desenvolvido durante o Paleógeno sobre formações ferríferas bandadas (BIF) e vulcânicas do Pré-cambriano; e 2) relacionados a uma sucessão de até 30 m de espessura ferruginizada previamente considerada como supergênica e reinterpretada aqui como de origem sedimentar. As análises geomorfológica, sedimentológica, paleomagnética e geoquímica destes depósitos ferruginizados em afloramentos e testemunhos de sondagem formados por brecha e ironstone constataram que estes registram fases recorrentes de denudação e aplainamento a partir do dismantelamento de perfis lateríticos. As brechas são cimentadas por goethita e oxi-hidróxidos de ferro e alumínio são representativos de fluxos de detritos subaéreos e em lençol relacionados a leques coluviais adjacentes a sistema lacustres rasos compreendendo deposição química de goethita e hematita. As rochas ricas em goethita apresenta camadas centimétricas a métricas com laminação plana alternadas com níveis de pisólitos/oncoides indicam atividade microbiana. Dados petrográficos e de difração de raios-x indicaram principalmente hematita (50%), goetita (47%) e gibbsita+Al-goetita+magnetita (3%). A alta suscetibilidade magnética, campos alternados e desmagnetização térmica destes depósitos indicaram uma magnetização remanescente fornecida principalmente pela hematita e goethita. A alta concentração de carbono presente nestes minerais sugere que a forte magnetização detectada pode resultar de antigos incêndios florestais. O padrão gráfico oblato da anisotropia da suscetibilidade magnética e a dispersão dos polos da magnetização remanescente natural indicam variáveis sin e pós-deposicionais relacionada à magnetização herdada presente nos fragmentos de BIF. Análise geoquímica destes depósitos mostram que os elementos pouco móveis têm relação incipiente com as unidades do substrato formadas pelos BIF e basaltos e os valores altos de titânio também corroboram concentração durante a sedimentação não relacionada com a lateritização. A formação de leques coluviais progradantes em direção aos lagos rasos químicos implantados nos vales foram recorrentes na Serra dos Carajás e atestam variações climáticas que ocorrem desde o Pleistoceno. Esta nova visão das duricrostas da Serra dos Carajás inicia uma nova leitura geológica que permite um melhor entendimento dos processos intempéricos e sedimentares relacionados a evolução da paisagem amazônica durante o Cenozoico.

Palavras-chave: Terreno laterítico. Aplainamento. Duricrosta. Pisólito. Magnetização.

ABSTRACT

The Serra dos Carajás, located in the southwestern portion of the Brazilian Amazon, is one example of lateritic terrains with crusts or “cangas” sustaining plateaus with up to ~ 700 m. Two distinct duricrusts are recognized in this region: 1) an older one, developed during the Paleogene over the Precambrian banded iron formation (BIF) and volcanic rocks; and 2) related to a succession of 30 m-thick of Pleistocene ferruginized deposits previously considered as supergenic and reinterpreted here as sediments. The facies, paleomagnetic, and geochemical analyses of these ferruginized deposits in outcrops and drill cores formed by breccia and ironstone found that they register recurrent planation phases associated with the dismantling of lateritic profiles. The breccia is cemented by goethite, and iron and aluminum oxyhydroxides are representative of subaerial debris flows related to colluvial fans adjacent to shallow lake systems comprising the chemical deposition of goethite and hematite. The goethite-bearing beds with even parallel lamination alternate with pisolites / oncolites laminae indicate microbial activity. Petrographic and X-ray diffraction data indicated mainly hematite (50%), goethite (47%) and gibbsite + Al-goethite + magnetite (3%). The high magnetic susceptibility, alternating fields, and thermal demagnetization of these deposits indicated a remaining magnetization provided mainly by hematite and goethite. The high concentration of carbon present in these minerals suggests that the strong magnetization detected may result from old forest fires. The oblate graphic pattern of the magnetic susceptibility anisotropy and the dispersion of the poles of the remaining natural magnetization indicates sin and post-depositional variables related to the inherent magnetization present in the BIF fragments. Geochemical analysis of these deposits shows that the little mobile elements have a limited relationship with the BIF and volcanic substrate. The high titanium values also corroborate concentration during sedimentation not related to lateritization. The progradation of colluvial fans on shallow chemical lakes implanted in the valleys was recurrent in the Serra dos Carajás landscape evolution, attesting to the climatic variations since the Pleistocene. This new insight about the Serra dos Carajás duricrusts initiates a new geological reading that allows a better understanding of the weather and sedimentary processes related to the Cenozoic Amazonian evolution landscape.

Keywords: Lateritic terrain. Planation. Duricrust. Pisolites. Magnetization.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

- Figure 1- Localização da região da Serra dos Carajás e platôs visitados nos estudos sobre as crostas lateríticas com destaque para a Serra Sul (SS), principal área de investigação. SF- Serra de São Félix; AS – Serra Arqueada, CA – Serra da Canela; SS – Serra Sul; TZ – Serra do Tarzan; SN – Serra Norte; SC – Serra do Cururú; SL- Serra Leste; BC- Serra da Bocaina e CT- Serra do Cristalino.....02
- Figure 2- Mapa geológico regional da Província Mineral de Carajás (Porto *et al.* 2014).....09
- Figure 3- Vista panorâmica do Corpo S11D, destacando a lagoa do Amendoim, situada em vale em forma de anfiteatro e as bordas do platô (cornijas) expondo as espessuras da duricrosta. Imagem aérea de João Marcos Rosa..... 13

CAPÍTULO 2 THE PLEISTOCENE LATERITIZED CONTINENTAL DEPOSITS FROM THE SERRA DOS CARAJÁS, NORTHERN BRAZIL

- Figure 1- The Serra dos Carajás, northern Brazil. A) Geology. B) Studied sections near the Amendoim Lake in the S11D iron mining, the Serra Sul. C- The section 9 location (detail of B), showing the interpretation of the Pre-Holocene colluvial fan-lake morphology (public domain images extracted from Google). Abbreviations in A), 1- Phanerozoic sediments; 2- mobile belts rocks; 3- felsic magmatic rock; 4 – orogenic magmatism, Post-Collisional units (Transamazônico Cycle); 5 – Complexes of Metamorphic rocks; 6 – Proterozoic sedimentary cover, 7 – Ultramafic-mafic magmatism rocks; 8 –high-K granitoids; 9 – greenstone belts; 10- TTG-Granitoid e Orthognaisses; 11- Basement assembly.....18
- Figure 2- Vertical sections illustrating the lateritic profile in the eastern section of the S11 D mine. A. Map of boreholes. B. & C. Distributions of continuous Pleistocene detrital laterite crust (DLC) and discontinuous structured laterite crust (SLC) on saprolites of Precambrian volcanic rock (green) and jaspilite (red). The correlation shows a paleosurface marked by lateritized deposits of DLC.....22

- Figure 3- Composite section of the Pleistocene ferruginized deposits in the Serra dos Carajás, S11 plateau. Section A is the typical colluvial deposit profile, while section B represents goethite-bearing sediments. The location of sections in the morphology is shown in the upper left draw. Sedimentary processes are inferred following the fining upward cycles. Note the sharp contact of facies associations in section B...23
- Figure 4- Morphology and sedimentary features of FA1. A) and B) Lineament interpretation of the Três Irmãs lake's satellite image, in the S11 plateau showing a concentric, discontinuous, interconnected semicircular geometry (Satellite image from google 2016). C) These lineaments reflect in the field low-angle planes (arrows). D) and E) These low-angle structures separate individual breccia packages, generally associated with collapse and rockfall features (F and D)26
- Figure 5- Faciologic aspects of FA1. A) Breccia formed exclusively by BIF clasts. B) Breccia interbedded with a pisolite bed. C) Pisolites. D) Pisolitic ironstone with ripple bedding between breccia beds. Notepisolitic ironstone with even parallel lamination (EPL) filling depression (gutter casts?) in the breccia substrate28
- Figure 6- Detail of Figure 5D. Different beds with specific structures. Dropstones occur on the top of the bedform.29
- Figure 7- Sedimentary facies of FA1. A) Laminated goethite-bearing rock-forming tabular beds in contact with the FA1. B. Facies Is interbedded with the facies Io organized in shallow upward cycles. C. Polished section showing stratiform stromatolitic texture and rounded to angulous intraclasts and extraclasts. D) light microscope micrographs of goethite-bearing chemical rock. E) Microstromatolite-like growth features expressed as ~50 to ~150 Micra-thick layers composed by goethite (Gth) alternate with lighter organic matter (biofilms) and microstromatolite-like bands forming oncoids. SEM image of microstromatolite with carbon detection (light band) content up to 28% (point 12). Abbreviations, M, microstromatolite, Om, organic matter, Hem, hematite, Mf, microstromatolite fragment, On, oncoid fragment.31

Figure 8- Landscape evolution of the Serra Sul in the Carajás Region, Amazonia. A) The lateritized basement rocks forming hills and valleys crossed by oriented drainage beheaded on the ancient lineaments. B) a dry phase promoted the implantation of colluvial fans developed on the lateritized basement providing fragments to the adjacent shallow lakes or ponds. C) Wet station with enlarging of lakes and microbially-induced chemical precipitation generating goethite-bearing sediments; the gravelly (debris flow) lobes are strongly cemented by iron oxides hydroxides. D) The cementation preserved the fan lobe and lake morphologies; a new phase of lobe progradation superpose the ancient lobes cause the barred-drainage and the gravel sediments spread in the inherited flat-bottom valley morphology. E) The recent configuration of the plateaus with development of barred lakes. The intense pluvial action during wet phase result in the accumulation of water in the confined space between the lateritized lobes.....36

CAPÍTULO 3 THE ORIGIN OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY AND ITS ANISOTROPY IN CENOZOIC LATERITIZED DEPOSITS FROM THE SERRA DOS CARAJÁS, NORTHERN BRAZIL

Figure 1- Geological and location maps of the Serra dos Carajás, northern Brazil. A) Geologic setting. B), C) Sites of sampling near the S11D iron mining, in the Serra Sul. C- Topographic cross-section along Amendoim lake, locating sites 3 and 7 (Public domain images extracted from Google). Abbreviations in A), 1- Phanerozoic sediments; 2- mobile belts rocks; 3- felsic magmatic rock; 4 – orogenic magmatism, Post-Collisional units (Transamazônico Cycle); 5 – Complexes of Metamorphic rocks; 6 – Proterozoic sedimentary cover, 7 – Ultramafic-mafic magmatism rocks; 8 –high-K granitoids; 9 – greenstone belts; 10- TTG-Granitoid e Orthognaisses; 11- Basement assembly.....43

Figure 2- Faciological aspects and paleoenvironmental interpretation of Cenozoic ferruginized deposits. A) even parallel stratified hematite-cemented breccia interbedded with pisolitic-oolitic layer dipping 24 degrees to the north. B) Detail of A, pisolitic-oolitic layer. C) and D) Contact between two finning upward cycles of breccia and laminated goethite. E) Laminated goethite-bearing rock with oncoids (arrows). ...47

- Figure 3- Textural and mineralogical aspects of ferruginized deposits in the Serra dos Carajás.
- A) Breccia in the drill core FR-548 (from 3.55 to 3.80 m) exhibiting angular to sub-rounded fragments of hematite and cement /matrix of goethite.. B) Photomicrography showing the hematite and goethite cement/matrix ratio and types of fragments. C) Scanning electron microscopy (SEM) image of hematite fragment with carbon (point 2 of the EDS), hematite contours in light gray (point 4 of the EDS), and dark gray goethite as a complex arrangement of cement. D – The x-ray diffractograms of the cement and fragment of the duricrust in the drill core FR-548. The cement contains hematite and goethite with a low count whereas the fragment contains only hematite with a high count due to its crystallinity.49
- Figure 4- Diffractograms of 08 samples around the Amendoim lake for mineralogical characterization. A - superimposed diffractograms of the samples where only in the Profile 4 sample magnetite peaks appear. B- Detailed diffractogram (a) between 2θ (38° to 44°) for detection of the maghemite (main peak) in the hkl position (311), d (A)= 2.5177.50
- Figure 5- Light microscope micrographs of goethite-bearing chemical rock. A) Microstromatolite-like growth features expressed as ~50 to ~150 Micra-thick layers composed by goethite (Gth) alternate with lighter organic matter (biofilms) and microstromatolite-like bands forming oncoids. B) Major mineralogical composition by X-diffraction diagram. B) SEM image of microstromatolite with detection of carbon (light band) content up to 28% (point 12). Abbreviations, M, microstromatolite, Om, organic matter, Hem, hematite, Mf, microstromatolite fragment, On, oncoid fragment, Fp, fenestral porosity.51
- Figure 6- Depositional settings of studied deposits representative of colluvial fans prograding on the lake chemical system. Conventions, 1-Cenozoic ferruginous sediments; 2- Lateritic crust (*in situ*); 3- Saprolite; 4 – Younger breccia; 5- Older breccia, 6- laminated goethite-bearing rock.52
- Figure 7- Textural variations of breccia samples selected for alternating field demagnetization measure. Yellowish ochre goethite form the matrix or cement in the clast- and matrix-supported breccia with hematite fragments. The reddish matrix consists mainly of hematite. Two cm is the diameter (\emptyset) of the circle for each sample image. Intergranular vug porosity is abundant in the breccia framework.....54

- Figure 8- A boxplot that summarizes the distribution numeric of susceptibility and anisotropy degree for sites investigated. Note that site 9 contrasts with the others. Pie graph for the mean susceptibility (Km) and degree of Anisotropy (P) of the sites. The dendrogram of the matrix of Table 1 with magnetic parameters data and Scatter plot (Anisotropy degree (P) versus Ellipsoid Shape Parameter of Magnetic Susceptibility (T) shows an oblate form for the majority of specimens.....57
- Figure 9- Stereograms of anisotropy shape with the axes plotted ($K_1 > K_2 > K_3$) characterized the oblate form for most sites where the k_3 axis of lower intensity is in the central position.58
- Figure 10- Zijderveld diagram showing orthogonal projections trajectories of the demagnetized sixteen samples by alternating fields60
- Figure 11- Orthogonal projection of the main components of demagnetization by alternating fields. Observe the high variation of poles in specimens by site and between sites61
- Figure 12- Average poles of the remaining magnetization of the sites (S) of the Amendoim lake area - S11D62
- Figure 13- Behavior of specimens submitted to magnetic field induction up to 1000 mT. (a) similar magnetic induction curve for eight sites containing magnetization of magnetite contrasting with the site nine without magnetite. (b), (c) and (d) logN field chart in (mT) versus.....63

CAPÍTULO 4 ORIGEM DOS PISÓLITOS DAS CROSTAS LATERÍTICAS DA SERRA DOS CARAJÁS- NORTE DO BRASIL

- Figura 1- Mapa geológico regional e imagem google das área visitadas e pontos de amostragem. Os litotipos relacionados aos eventos geológicos: 1- sedimentos fanerozoicos 2- rochas metamórficas Faixa Araguaia 3- rochas de magmatismo félsico 4 – rochas de do magmatismo (Ciclo Transamazônico); 5 – complex de rochas metamórficas; 6 – cobertura sedimentary Arqueana 7 – rochas do magmatismo máfico-ultramáfico; 8 – rochas granitoides com alto K; 9 – rochas volcano-sedimentares “greenstone belts”; 10-rochas granitoides e ortognaisses TTG; 11- rochas da assembléia do embasamento. Imagem google da Floresta Nacional de Carajás, áreas de mineração e locais de visitação e pontos de amostragem.74

Figura 2- Seção esquemática do perfil laterítico da Serra dos Carajás em diferentes ambientes.

1- saprolito de formação ferrífera bandada (minério de ferro); 2- crosta laterítica *in situ* sobre o minério de ferro; 3- crosta laterítica de textura detrítica; 4- saprolito de rocha vulcânica; 5 – crosta laterítica *in situ* sobre saprólitos de rocha vulcânica (bauxita); 6 – solo; 7- sedimentos orgânicos, argilosos ferruginosos; 8 – material detrítico tipo lag.....76

Figura 3- Diferentes formas de ocorrências de texturas pisolítica/oolíticas associadas com outras texturas nas crostas lateríticas. A- Camada inclinada l oolítica entre camadas de brechas hematíticas; B – detalhe da camada oolítica da imagem A; C- Pisólitos centimétricos com vários córtices misturados com fragmentos de brecha hematítica; D- Bolsões de pisólitos concentrados em meio as brechas hematíticas; E- Camadas contínuas de níveis de pisólitos no topo e material fino maciço a laminado para base constituídos de goethita; F- pisólitos goethíticos, alguns ocos, misturados com fragmento de brecha hematítica..... 79

Figura 4- Lagoa do Amendoim (AMD-01). A- Estratos cavalgantes de material oolítico goethítico principalmente, entre camadas de brecha hematítica; B- Camada oolítica com variedades de elementos: núcleos, córtices e poros parcialmente preenchidos pelos pontos brancos (gibbsita); C- Detalhe da textura oolítica com córtices de goethita escura e aspecto vítreo, núcleos arredondados com brilho (verniz), fibrosos, e ocos; D- imagem MEV de um núcleo fibroso do oólito entre outros; E – Detalhe da imagem do núcleo fibroso (área branca na imagem E) mostrando ser carvão com teor de 53 % de carbono pelas medidas pontuais (EDS)..... 81

Figura 5- Parede de crosta laterítica (3 metros) na borda da Lagoa do Amendoim – Perfil 01. A - camadas irregulares e descontínuas de brechas hematíticas principalmente, intercaladas com camadas de textura mais fina pisolítica. B- delineação dos contatos das camadas . C - As camadas com pisólitos com inclinações de 30 graus. D- corte polido na amostra PERFIL-01, expondo uma sequênci camadas irregulares centimétricas a milimétricas com diferentes granulometrias e texturas separadas por laminações escuras de goethita vitrificada. E - imagem negativa de (D), que ressalta os contatos entre as camadas irregulares82

- Figura 6- Amostra AMD-MAG-03, do morro da depressão da Lagoa do Amendoim. A- Textura pisolítica hematitizada com matriz intersticial, sombras das linhas de contato do o acamamento inclinado destacados pela gibbsita secundária. B- Detalhe da imagem A evidenciando os córtices e matriz hematíticos, e dois tipos de porosidade: uma preenchida por gibbsita e outra superinposta em forma de tubos recobertos por goethita deixados por raízes capilares.83
- Figura 7- A- Corte polido na amostra GC-02 mostrando 06 níveis centimétricos de pisólitos intercalados com material fino laminado, predominantemente goethítico, contendo finos fragmentos de hematita dispersos na trama textural. O difratograma de raio-x a amostra total mostra uma predominância de goethita sobre a hematita pela intensidade dos picos. B - detalhe das laminações crenuladas envolvendo fragmentos arredondados escuros e amarelados. C – Formas pisolítica dos níveis com córtices e núcleos laminados e goethíticos semelhantes as laminações da textura. D- Detalhe dos estratos crenulados preservados típicos da estruturação em estromatólito estratiforme. E – Cortes transversais nos moldes fósseis de parênquimas da matriz entre os pisólitos em imagem MEV85
- Figura 8- A- lago efêmero do platô N1 com ocorrências de plantas aquáticas da família Eriocaulaceae. B – Substrato de lama com matéria orgânica ferruginosa com um emaranhado de plantas mortas nas partes rasas do lago. C – Situação de vida da Eriocaulaceae em substrato lamoso. D – Sedimentos recentes esidratados da lama orgânica ferruginosa, detritos cobertos de lama seca e um emaranhado de raízes e restos de plantas.86
- Figura 9- Imagens de cortes na amostra CA-01. A- corte mostrando estruturas preservadas das texturas pisolítica em camadas concentradas e dispersas em matriz avermelhada maciça. B – corte mostrando superposição por alteração intempérica, por ação de raízes com formação de uma textura secundária. C – Detalhe das camadas com a textura primária pisolítica. D – detalhe do zoneamento de alteração com caulinita (branco), Al-goethita (ocre) e massa avermelhada caulínica e oxi-hidróxido de ferro. E – Detalhe da textura pisolítica empacotada, pisólitos com núcleos e córtices hemáticos em matriz maciça avermelhada intersticial. F – detalhe da textura secundária com zonas avermelhadas caulínica com vênulas de hematita+goethita e marca de pisólitos soltos reliquiares.87

Figura 10- A - Corte na amostra AC-SS-km 37 expondo uma textura pisolítica com alto grau de empacotamento. B-detalhe dos tipos de pisólitos e fragmentos em que todos possuem um córtex gibbsítico externo. C – Detalhe da matriz intersticial com cúmulo de bastonetes e grãos irregulares micrométricos de composição gibbsítica. D – Zonas de alteração ferruginosa (hematita + goethita) gerando porosidade, porém deixando esqueletos da textura original. E- Imagem MEV de um pisólitos mostrando um núcleo maciço e zonas porosas da alteração ferruginosa na matriz intersticial. F – Detalhe na imagem MEV da zona de alteração ferruginosa, com análise pontual por EDS de 10,27% de Fe e 4,84% de Al e, no córtice aluminoso com 0,33% e 30,49% de Al 89

Figura 11- A- Corte da amostra TAR-01 mostrando uma massa de textura oolítica micrométrica, com lentes de microbrechas hematíticas. B- Detalhe da imagem A mostrando o arranjo textural oolítico micrométrico, com núcleo amarelado de Al-goethita, fragmentos milimétricos de quartzo, poros parcialmente preenchidos por material esbranquiçado e grãos milimétricos de material semelhante aos dos núcleos, em um empacotamento fechado. C – Detalhe da textura brechoide onde alguns fragmentos mostram que são parte dos oólitos envolvidos por ferruginização hematítica, e externamente ao fragmento matriz mostrando relíquias da textura oolítica micrométrica. D – Imagem MEV mostrando a matriz intersticial porosa, entre os córtices ferruginosos, com preenchimento parcial pelo material esbranquiçado alumino fosfático. E – Detalhe da imagem D mostrando intercrescimentos dos cristais alumino fosfáticos. F- Detalhe em outro ponto na amostra com cristais de forma prismática que, pela forma características são cristais de augelita. 91

Figura 12- A- corte polido na amostra N5-01 com exposição da textura pisolítica em um empacotamento fechado com variedades de elementos quanto a composição, núcleos, quantidade de córtices, superimposto por ferruginização penetrativa sem apagar ou destruir significativamente a textura original. B- Detalhe de um pisólitos com septárias de gissita secundária cortando o núcleo e parte dos córtices internos. C- Variedade de núcleos na textura pisolítica indicativos de fontes de diferentes detritos. D- Parte da matriz intersticial ferro aluminosa sem ferruginização. E- Parte da matriz original afetada pela ferruginização secundária a goethita..... 93

Figura 13- A- estágio inicial onde há detritos em um substrato sujeito a ficar submerso por um período sazonal ou sujeitos fluxos hidrodinâmicos variáveis. São fragmentos de origens divesas B- Período de diminuição do fluxo com possibilidade de foenação de esteiras microbialicas. C- Período seco onde parte dos depósitos são desidaratados com desprendimento parcial de camadas. Possibilidade de rachaduras nos fragmentos e oncoides. D- Retoma dos fluxos de maior energia, arrastando materiais depositados ou translocando fragmentos envolvidos pelos depósitos. E – Repetição do ciclodeposicional98

CAPITULO 5 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DAS CROSTAS LATERÍTIICAS DOS PLATÔS DA SERRA DOS CARAJÁS

Figura 1- Mageológico da região da Serra dos Carajás modificado de (Vasques *et al.* 2008).

Litologias dos eventos geológicos: 1- Magmatismo félsico intracontinentais, 2- Magmatismo Orogênico Sin a Tardi-Colisional (Ciclo Transamazônico), 3- Complexo metamórfico, 4- Cobertura sedimentar, 5- Magmatismo máfico-ultramáfico, 6- Granitoides de alto K, 7- Greenstone belts, 8- Granitoides e ortognaisses TTG, 9- Assembléia do embasamento. Áreas visitadas: SF- Serra de São Félix, CA – Serra da Canela, AS – Serra Arqueada, S11- platô S11, IB- mina do Igarapé Bahia, AZ- mina de manganês do Azul, N1-platô N1, CU- Serra do Cururú, N5- platô N5, TZ- Serra do Tarzan, SB- Serra da Bocaina..... 107

Figura 2- Localização das áreas visitadas (platôs com coberturas de crostas lateríticas) e locais de amostragem. A – platô N5 em áreas florestadas. B- platô da Serra do Cururú com ilha de vegetação de canga. C- Serra de São Félix, platô SF1. D- Serra Sul, platô S11..... 109

Figura 3- Diferentes aspectos texturas das crostas lateríticas das áreas estudadas. A- São Félix (SF-01); B- Lagoa do Amendoim (AMD-01); C- Lagoa do Violão (VL-01); D – Grota das Camadas (GC-01); E - Serra do Cururu (CU-01); F - mina N5 (N5-01); G – Trilha da Mata (TM-01); H – Estrada Raymundo Mascarenhas (RM-01) e I – Estrada Raymundo Mascarenhas (RM-02)..... 112

- Figura 4- Seção vertical no setor leste da mina S11D mostrando o perfil laterítico com os furos FR-548 e FR560 projetado com os respectivos litotipos e composição mineralógica dos horizontes pelos difratogramas de raio-x. 115
- Figura 5- Amostras de CLD relativas aos furos FR-548 e FR560, constituídas de fragmentos de hematita essencialmente, podendo ter cristais de magnetita corroídas e matriz goethítica com alguma gibbsita, mostrando poucas diferenças texturais. 116
- Figura 6- Diagrama triangular $Fe_2O_3+TiO_2$; Al_2O_3 e SiO_2 mostrando separação dos grupos mais aluminoso dos menos aluminosos. Apenas as amostras VL-01 e FR-560 estão sobre substratos de formação ferrífera bandada). 120
- Figura 7- Análise de cluster dos elementos maiores mostrando a nítida separação dos grupos com base no teor de alumina. 121
- Figura 8- Perfil dos furos FR-548 em substrato de saprólito de rocha vulcânica e FR-560 em substrato de minério de ferro mostrando o comportamento do titânio. 1- Crosta laterítica detrítica; 2- crosta laterítica estruturada sobre saprólito de rocha vulcânica; 3- crosta laterítica estruturada sobre minério de ferro (saprólito de BIF); 4- saprólito de rocha vulcânica; 5- minério de ferro ou saprólito de BIF. 123
- Figura 9- Análise de cluster dos elementos traços mantendo a separação entre os grupos semelhante ao resultado do cluster para os elementos maiores, embora com alteração de posições entre as amostras. 125
- Figura 10- Distribuição dos elementos terras raras, normalizados com os teores médios da crosta da. Valores médios mostrando a separação dos grupos mais e menos aluminoso 126
- Figura 11- Análise de cluster dos elementos terras raras com total alteração de posições entre as amostras, evidenciando a falta de similaridade entre os grupos de acordo com o teor de alumina. 126

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2- THE PLEISTOCENE LATERITIZED CONTINENTAL DEPOSITS FROM THE SERRA DOS CARAJÁS, NORTHERN BRAZIL

Table 1- Table 1. Facies, sedimentary processes, and depositional settings.....24

CAPÍTULO 3 - THE ORIGIN OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY AND ITS ANISOTROPY IN CENOZOIC LATERITIZED DEPOSITS FROM THE SERRA DOS CARAJÁS, NORTHERN BRAZIL

Table 1- Anisotropy parameters are the average parameters for the sites are listed and the respective site, mean magnetic susceptibility, AMS parameters magnitudes, and axes orientations. Site-mean magnetic susceptibility (pie graphic) and AMS data where N= number of specimens; Km=mean susceptibility; P= anisotropy degree; T=elipsoid shape; L= magnetic lineation and F=magnetic foliation.....55

CAPÍTULO 5- CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DAS CROSTAS LATERÍTICAS DOS PLATÔS DA SERRA DOS CARAJÁS

Tabela 1- Técnicas e instrumentação usadas para as análises químicas multielementares das amostras de crosta laterítica..... 110

Tabela 2- Elementos químicos analisados nas crostas lateríticas da Serra dos Carajás..... 118

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	v
ABSTRACT	vi
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vii
LISTA DE TABELAS.....	xvii
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 OBJETIVOS.....	3
1.1.1 Geral	4
1.1.2 Específicos.....	4
1.2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	4
1.3 ANÁLISE DE FÁCEIS E COLETAS DE AMOSTRAS	4
1.3.1 A análise de fácies e coletas de amostras	4
1.4 ANÁLISES MINERALÓGICAS POR DIFRAÇÃO DE RAIOS X	5
1.5 ANÁLISES PETROGRÁFICAS	5
1.5.1 Microscopia ótica e eletrônica.....	6
1.6 ANÁLISES QUÍMICAS	6
1.7 ANÁLISE DAS PROPRIEDADES MAGNÉTICAS.....	7
1.8 ASPECTOS GEOLÓGICOS-GEOMORFOLÓGICOS-ESTADO DA ARTE	7
1.8.1 Geologia da Província Mineral de Carajás.....	7
1.8.2 Aspectos Geomorfológicos na Região do Sul do Pará.....	10
1.8.3 O Terreno Laterítico da Região	11
1.9 as crostas ferruginosas na área de estudo	12
1.10 ORGANIZAÇÃO DA TESE	13
CAPÍTULO 2 THE PLEISTOCENE LATERITIZED CONTINENTAL DEPOSITS FROM THE SERRA DOS CARAJÁS, NORTHERN BRAZIL	15
2.1 INTRODUCTION.....	17
2.2 GEOLOGIC SETTING	19

2.3 METHODS.....	20
2.4 FACIES ANALYSIS.....	21
2.4.1 Colluvial fan (FA1)	25
2.4.2 Shallow lake (FA2).....	29
2.5 Depositional model and discussion	32
2.6 CONCLUSIONS	37
CAPÍTULO 3 THE ORIGIN OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY AND ITS ANISOTROPY IN CENOZOIC LATERITIZED DEPOSITS FROM THE SERRA DOS CARAJÁS, NORTHERN BRAZIL.....	39
3.1 INTRODUCTION.....	41
3.2 GEOLOGIC SETTING	42
3.3 SAMPLING AND ANALYTICAL TECHNIQUES	44
3.4 SEDIMENTOLOGY AND MINERALOGY	46
2.5 ORIGIN OF ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY	53
3.5.1 AMS parameters	53
3.5.2 AMS results	55
3.5.3 Demagnetization.....	58
3.6 DISCUSSIONS	63
3.7 CONCLUSIONS	66
CAPÍTULO 4 ORIGEM DOS PISÓLITOS DAS CROSTAS LATERÍTICAS DA SERRA DOS CARAJÁS- NORTE DO BRASIL.....	69
4.1 Introdução.....	72
4.2 Aspectos geológicos da região	73
4.3 Materiais e Métodos	76
4.3.1 Mapeamento e coletas de amostras	76
4.3.2 Análises Petrográficas	77
4.3.3 Análises Mineralógicas por Difração de Raios X	77
4.4 Resultados.....	78
4.4.1 Ocorrências das texturas pisolítica/oolíticas.....	78

4.4.2 Caracterização, Petrográfia e mineralogia das texturas pisolítica/oolíticas na Serra dos Carajás	80
4.4.2.1 Platô S11	80
4.5 Discussões	94
4.6 Conclusões.....	99
CAPÍTULO 5 Caracterização Geoquímica das Crostas Lateríticas dos Platôs da Serra dos Carajás	102
5.1 Introdução.....	105
5.2 Aspectos Geológicos e Geomorfológicos da Serra dos Carajás.....	106
5.3 Materiais e Métodos	108
5.3.1 Mapeamento e coletas de amostras	108
5.3.2 Análises Petrográficas	109
5.3.3 Análises Mineralógicas por Difração de Raios X	110
5.3.4 Análises Químicas	110
5.4 Resultados.....	111
5.4.1 Caracterização das Crostas Lateríticas	111
5.4.2 Comportamento Geoquímico	118
5.5 Discussões	126
5.6 Conclusões.....	128
CAPÍTULO 6 Considerações finais	128
REFERÊNCIAS	131

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

A região da Serra dos Carajás está localizada no sul do estado do Pará (Fig. 1) e representa um dos terrenos lateríticos ferruginosos mais expressivos do Brasil com idade estabelecida de 70 Ma (Vasconcelos *et al.* 1994). Possui um relevo caracterizado por serras de topo plano sendo um dos maiores altiplanos do estado com coberturas lateríticas de aproximadamente 1600 km² distribuídas em diversos platôs de forma isolada ou conjunta. Ab'Saber (1986) descreveu que o Maciço de Carajás, é resultante de um aplainamento ocorrido no final do Mesozoico e início do Paleogeno. No relevo atual, platôs dissecados são, portanto, remanescentes de antigas planícies que passaram por vários ciclos erosivos induzidos por recorrência de soerguimentos tectônicos durante o Cenozóico. Parte desse processo é responsável pela formação de espessos perfis lateríticos e produtos resultantes de sua degradação. Os últimos ciclos de erosão do Cenozóico contribuíram em grande parte para o surgimento de cavernas nas cabeceiras dos vales da Serra dos Carajás, promovido pelo recuo de vertentes e disseção dos platôs (Maurity & Kotschoubey 1995). As couraças que sustentam o relevo da Serra dos Carajás representam superfícies de aplainamentos antigas e recentes, ainda preservadas e testemunham processos intempéricos ocorridos desde o Cretáceo até o final do Neógeno.

O interesse pelas lateritas surgiu no Século 19 quando o cirurgião inglês Francis Buchanan denominou “laterite” para o material que estava sendo extraído pelos nativos na costa ocidental do Sul da Índia (Schellmann 1983). Atualmente diversos artigos científicos sobre o assunto podem ser consultados, principalmente com referências a faixa tropical do planeta, cabendo destaque para: Buchanan (1807), Walther (1915), Harrassowitz (1930), Millot (1970), Valeton (1972), Goudie (1973), McFarlane (1976), Chauvel & Pedro (1978), Büdel (1982), Beauvais (1989), Lecomte & Colin (1987), Bardossy & Aleva (1990), Nahon (1991), Butt & Zeegers (1992), Thomas (1994), Tardy & Rocquim (1998), Tardy (1993), Schellmann (1980, 1983), Freyssinet (1993, 1994), Anand & Paine (2002), Freyssinet *et al.* (1989, 2005) entre outros.

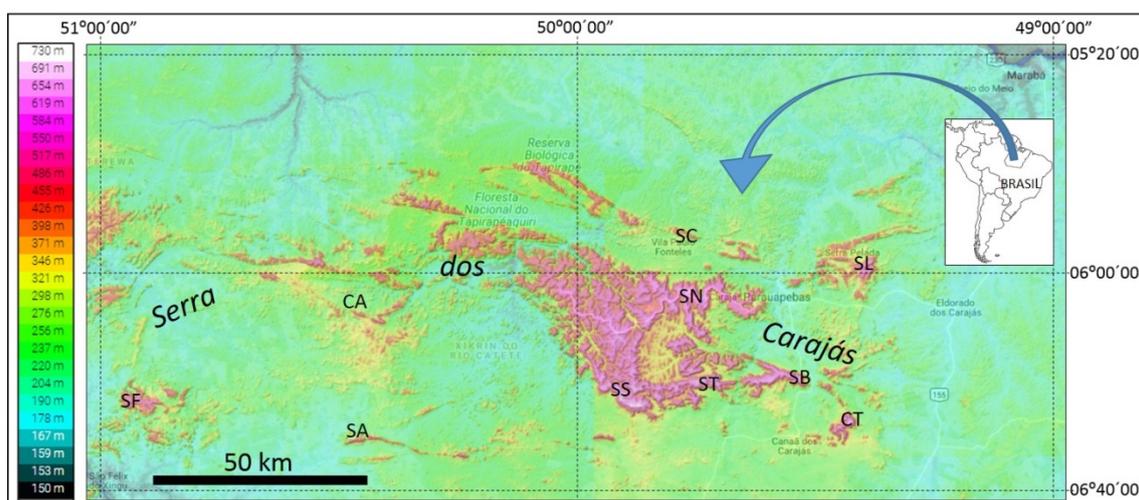


Figura 1- Localização da região da Serra dos Carajás e platôs visitados nos estudos sobre as crostas lateríticas com destaque para a Serra Sul (SS), principal área de investigação. SF- Serra de São Félix; AS – Serra Arqueada, CA – Serra da Canela; SS – Serra Sul; TZ – Serra do Tarzan; SN – Serra Norte; SC – Serra do Cururú; SL- Serra Leste; BC- Serra da Bocaina e CT- Serra do Cristalino.

Os terrenos lateríticos no Brasil foram formados em função da extensa faixa tropical em que a América do Sul permaneceu desde o final do Cretáceo. A considerável estabilidade tectônica desta região permitiu o intemperismo do substrato formando espessos perfis de alterações. Em particular a Amazônia é detentora das maiores ocorrências de depósitos minerais de origem laterítica em escala global o que desperta grande interesse científico. Diversos trabalhos foram realizados sobre as lateritas e bauxitas da Amazônia, tais com: Dennen & Norton (1977), Costa & Sá (1980), Kotschoubey & Truckenbrodt (1981), Beisiegel (1982), Truckenbrodt *et al.* (1982, 1991), Melfi *et al.* (1988), Costa (1991), Tardy *et al.* (1991), Angélica & Costa (1993), Ruffet *et al.* (1996), Vasconcelos (1996), Vasconcelos *et al.* (1994), Costa & Araújo (1996), Boulangé *et al.* (1997), Costa (1997), Kotschoubey *et al.* (2005) e Costa *et al.* (2005), que trazem importantes contribuições para o conhecimento dos processos supergênicos. Dentre eles cabe destacar a clássica distinção de perfis lateríticos maduros (mais antigos) e imaturos (mais novos) Costa (1991). Os perfis maduros abrangem os maiores depósitos bauxíticos e de minério de ferro de classe mundial além de depósitos menores de fosfatos e ouro, por vezes cobertos por um latossolo amarelo. Os perfis imaturos incluem lateritas ferruginosas mais recentes, e, portanto, menos evoluídos e sem a formação de um horizonte aluminoso, expostos principalmente em terrenos do Neógeno.

O estudo dos terrenos lateríticos que passaram por aplainamentos tem destacado o papel do intemperismo químico e dos sistemas de transformação da cobertura pedológica fornecendo informações importantes para a evolução da paisagem. Assim é importante entender os processos geoquímicos e pedogenéticos que atuam conjuntamente como

mecanismos da morfogênese e do aplainamento das formas de relevo (Summerfield 1991, Thomas 1994, Twidale & Vital-Ramani 1994 entre outros).

A origem das duricrostas tem sido atribuída principalmente aos processos de enriquecimento supergênico, indicados por seu aspecto textural rugoso e intenso cimento ferro-alumínio (Dennen & Norton 1977, Costa & Sá 1980, Kotschoubey & Truckenbrodt 1981, Beisiegel 1982, Truckenbrodt *et al.* 1982, 1991, Melfi *et al.* 1988, Costa 1991, Tardy *et al.* 1991, Angélica & Costa 1993, Ruffet *et al.* 1996, Vasconcelos, 1996; Vasconcelos *et al.* 1994, Costa & Araújo 1996, Boulangé *et al.* 1997, Costa 1997, Kotschoubey *et al.* 2005, Costa *et al.* 2005). Entretanto, fragmentos de arenito “laterítico” e ferruginizado, e de litotipos do embasamento da Serra dos Carajás, como de formações ferríferas bandadas (BIF) e rochas vulcânicas têm sido descritos nessas crostas. O colapso e desmantelamento do perfil laterítico desenvolvido em BIFs alterados e minério de ferro são processos que implicam transporte e deposição na gênese desses depósitos e têm sido usados para explicar a presença desses componentes em duricrostas ou lateritas detricas descritas pelo mundo (Shuster *et al.* 2012, Löhr *et al.* 2013, Butt & Bristow 2013, Monteiro *et al.* 2014, Gunn *et al.* 2018). Esta interpretação contrasta com uma origem *in situ*, causada pela migração lateral de fluxos de água subterrânea, colapso ou geração de detritos independente do leito rochoso ligados à evolução da paisagem (McFarlane 1976, McFarlane 1991, Morris 1994, Bestland *et al.* 1996, Costa & Araújo 1996, Boulangé *et al.* 1997, Costa 1997, Kotschoubey *et al.* 2005, Costa *et al.* 2005, Kneeshaw & Morris 2014).

Este estudo tem como proposta uma investigação dos genéticos das crostas lateríticas na tentativa de explicar os mecanismos evolutivos da morfogênese e aplainamentos das formas de relevo na Serra dos Carajás. As análises geomorfológica, sedimentológica, paleomagnética e geoquímica de afloramentos e testemunhos de sondagem de depósitos ferruginosos da Serra dos Carajás, denominados de “canga” constataram a ocorrência fases recorrentes de denudação e aplainamento a partir do desmantelamento de antigos perfis lateríticos enraizados nas rochas do embasamento. Os estudos concentrados principalmente na Serra Sul permitiram fornecer uma origem sedimentar para as couraças ou canga que sustentam o relevo de platôs dissecados da Serra dos Carajás (Fig. 1). Esta nova interpretação inicia um novo entendimento dos processos intempéricos e sedimentares relacionados a evolução da paisagem amazônica durante o Cenozoico.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Geral

Investigar os processos de formação das crostas lateríticas que capeiam o relevo da Serra dos Carajás para o entendimento da evolução da paisagem desta parte da Amazônia.

1.1.2 Específicos

(1) caracterizar composicional, textural e estruturalmente os perfis lateríticos que compõem as superfícies do relevo, identificando as principais fases minerais de alteração intempérica.

(2) determinar a geomorfologia e a origem primária das unidades lateríticas, reconstituindo as condições paleoambientais e paleoclimáticas.

(3) contextualizar os depósitos lateritizados na litoestratigrafia e evolução geológica/geomorfológica da Serra dos Carajás.

(4) propor uma evolução paleoambiental/geomorfológica para o intervalo Pleistoceno da Serra dos Carajás.

1.2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para suporte dessa pesquisa tem-se o apoio do Instituto Tecnológico Vale – Desenvolvimento Sustentável, através do projeto “Processos de formação das lateritas do platô S11 da Serra Sul de Carajás”. Foram realizadas 12 campanhas de campo com períodos de uma a duas semanas com incursões em diversos platôs da região, para o reconhecimento das crostas lateríticas; foram feitas coletas de amostras, observações geomorfológicas, faciológicas e mineralógicas, reunindo assim material suficiente para interpretações do modelado e tratamentos e análises em laboratórios dentro do plano proposto do doutoramento em curso. Cabe destacar o platô S11 onde se encontra o maior empreendimento da Vale em minério de ferro, é o local de maior detalhamento em função das informações geológicas disponíveis pelo novo projeto da Vale.

1.3 ANÁLISE DE FÁCIAS E COLETAS DE AMOSTRAS

1.3.1 A análise de fácies e coletas de amostras

A análise de fácies e estratigráfica utilizou a técnica de modelamento de fácies (Walker 1992) que envolve: i) a individualização e descrição de fácies, que procura caracterizar composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero

e padrões de paleocorrente; ii) a compreensão dos processos sedimentares, que revela como a fácies foi gerada; e iii) a associação de fácies, que agrupa fácies contemporâneas e cogenéticas, que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais.

A coletas de amostras de crostas lateríticas foram realizadas em afloramentos nos platôs visitados, com o objetivo de estudos petrográficos macroscópicos e microscópicos visando a identificação de texturas e composição mineralógica dos diferentes tipos de crostas. Para algumas coletas, as amostras estão sendo orientadas com o norte magnético, solar e horizontalizadas para estudos de proveniência. As amostras de testemunhos de sondagem foram coletadas obedecendo os critérios de georreferenciamento da boca dos furos, inclinação e profundidade da local identificação do litotipo e coleta de parte do testemunho de sondagem para estudos petrográficos e análise química multielementar nos furos de sondagem que puderam ser amostrados por completo. Foram descritos 58 testemunhos de furos de sondagem localizados no corpo de minério de ferro S11D, na Serra Sul, com o objetivo de separar os contatos e os diferentes tipos de horizontes lateríticos. Essas descrições permitiu a construção de perfis e seções verticais que auxiliaram o entendimento da origem e dos modelos evolutivos propostos para as crostas lateríticas. Os dados de sondagem foram disponibilizados de pela Vale no corpo S11D e foram setorizados em três áreas denominadas de Violão, Amendoim e Leste.

1.4 ANÁLISES MINERALÓGICAS POR DIFRAÇÃO DE RAIOS X

Estudos mineralógicos por difração de raios-X foram realizados no Laboratório de Caracterização Mineral (LMC) Setor Raios-X sob a coordenação da Prof.^a Dr^a Simone Patrícia Aranha da Paz. O difratômetro é da marca PANalytical modelo PW 3040, com tubo anodo de cobre [$k\alpha_1 = 0,154$ nm] ou de cobalto [$k\alpha_1 = 0,178$ nm], ajustado a 40 kV e 30 mA. As amostras foram analisadas pelo método do pó ou em lâminas orientadas pelo pipette-on-glass (Thorez 1976) para os argilominerais. Com as lâminas orientadas foram seguidas a preparação normal, saturada com etilenoglicol e sob aquecimento a 550 °C por 2 horas. As condições de operação do equipamento são especificadas para o intervalo de 5 a 75 ° 2 θ no caso de amostras em pó e, no intervalo 3 a 36 ° 2 θ para o caso dos argilominerais depositados em lâminas. A interpretação dos resultados é feita através do programa X'Pert HighScore 2.1 com banco de dados do ICDD (International Center for Diffraction Data) e apresentados como símbolos de acordó com Kretz (1983) fornecido pelo fabricante do equipamento.

1.5 ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Estudos petrográficos foram a principal ferramenta de investigação dos tipos de crostas lateríticas que, auxiliadas pelas observações das distribuições em campo, pode –se fazer inferências da sua gênese. Lâminas delgadas polidas e cortes polidos nas amostras para observação de texturas e identificação de minerais por suas propriedades ópticas a luz transmitida e refletida foram bases para esse estudo.

1.5.1 Microscopia ótica e eletrônica

As amostras coletadas seguem os procedimentos abaixo:

- Seção fotográfica das amostras com cortes para observação do arranjo textural, com algumas amostras orientadas na relação de topo e base;
- Seleção de áreas nos cortes para confecção de lâmina polida no tamanho de 46X26 mm;
- Descrições das lâminas ao microscópio petrográfico com critérios estabelecidos por Aleva (1986); Tardy (1993); Delvigne (1999) e Anand *et al.* (2002) entre outros;
- Seleção de pontos de investigação para a Microscopia eletrônica de varredura (MEV).

Algumas lâminas polidas e fragmentos das amostras foram analisadas no laboratório de Microanálise do Instituto de Geociências da UFPa, coordenado pelo Prof. Dr. Claudio Lamarão, com o microscópio eletrônico de varredura (MEV), marca Zeiss, modelo Sigma-VP com detector acoplado de EDS (energy dispersive spectroscopy), marca IXRF, modelo Sedona-SD. Os dados das imagens nas amostras foram obtidos por feixe de elétrons secundários com corrente de 80 μ A e voltagem de 10 Kv e distância de lente igual a 8,5 mm – o que permite uma visualização superficial das formas detectadas na varredura da amostra; e também, por feixe de elétrons retroespalhados que utiliza uma condição de voltagem maior de 20 kv, o que permite uma imagem em plano. Além disso microanálises semi-quantitativas da composição química no ponto focado pode ser obtida através do EDS acoplado com tempo de contagem para análise dos elementos de 30 segundos, o que permite uma boa resposta na identificação de compostos quando estes não são detectados por difração de raio x na sua forma mineral.

1.6 ANÁLISES QUÍMICAS

Os Serviços de análises químicas multi-elementares de amostras totais e fases

isoladas serão executados no laboratório da ALS Global. Os elementos maiores e menores serão medidos por “inductively coupled plasma optical emission spectrometry - ICP-OES”, enquanto que os elementos traços por “inductively coupled plasma optical mass spectrometry - ICP-MS”. A precisão e a acurácia das medidas serão avaliadas por meio de análises paralelas de padrões internacionais. As composições químicas das amostras serão analisadas tomando-se 0.2 g de material, com abertura em fusão com metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico diluído. Para as análises: enxofre total (ET) e carbono orgânico total (TOC), as leituras serão obtidas pelo analisador da combustão LECO CS-300.

1.7 ANÁLISE DAS PROPRIEDADES MAGNÉTICAS

A caracterização magnetoestratigráfica das crostas lateríticas foram realizadas no entorno da Lagoa do Amendoim. As amostras foram tratadas e mensuradas no laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo com a utilização da infraestrutura disponível no laboratório (magnetômetros, susceptibilímetros e fornos desmagnetizadores). A magnetoestratigrafia é uma técnica cronoestratigráfica utilizada em sequências sedimentares e vulcânicas usando a magnetização detrítica remanescente da rocha.

A aquisição de amostras de testemunhos de sondagem para análise paleomagnética foi realizada com o uso de uma perfuratriz portátil da marca Still, movida à gasolina (misturada com óleo de motor dois tempos), a qual possui uma broca diamantada. A orientação das amostras foi executada com o uso da bússola solar em função da forte interferência magnética que as crostas lateríticas possuem.

1.8 ASPECTOS GEOLÓGICOS-GEOMORFOLÓGICOS-ESTADO DA ARTE

1.8.1 Geologia da Província Mineral de Carajás

A Província Mineral de Carajás (Santos *et al.* 2003) é limitada a leste pelo Cinturão Araguaia, a oeste pela Província Amazônia Central e a norte pela Província Bacajá, estendendo-se a sul até o Domínio Rio Maria. Essa província faz parte do Escudo Brasil Central na porção sudeste do Cráton Amazônico (Hasui *et al.* 1984) e corresponde ao maior segmento de idade arqueana do Cráton. Inicialmente subdividiu-se em dois domínios (Vasquez *et al.* 2008): Domínio Carajás na porção norte; Domínio Rio Maria na porção sul. Posteriormente foi proposto outra subdivisão onde, a parte sul do Domínio Carajás, por apresentar acentuadas diferenças de evolução tectônica, passou a ser

denominada de Domínio Canaã dos Carajás e Domínio Sapucaia, sendo a porção norte designada como Bacia Carajás (Feio *et al.* 2013, Dall’Agnol *et al.* 2013).

Diversos estudos realizados na Província Mineral de Carajás permitiram esclarecer a sua complexa litoestratigrafia (Barbosa *et al.* 1966, Almeida *et al.* 1967, Hirata *et al.* 1982, Docegeo 1988, Araújo & Maia 1991, Oliveira *et al.* 2009, Almeida *et al.* 2011, Moreto *et al.* 2011, 2015, Feio *et al.* 2013, Santos *et al.* 2013, Teixeira *et al.* 2013, Gabriel & Oliveira 2014, Leite-Santos *et al.* 2014, Silva *et al.* 2014, Tavares 2015, entre outros). O embasamento arqueano, englobado originalmente no Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974), apresenta idade mesoarqueana e foi subdividido em sequências metavulcanossedimentares do tipo greenstone belt, em diversos tipos de granitoides, que incluem séries tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), granitoides ricos em Mg (sanukitoides), leucogranodioritos e leucogranitos com alto Ba e Sr e leucogranitos potássicos, e no Complexo Granulítico Xikrin-Cateté. As unidades neoarqueanas estão ausentes no Domínio Rio Maria, mas ocupam a maior parte da Bacia Carajás e são expressivas nos domínios Canaã dos Carajás e Sapucaia. São representadas pelo Supergrupo Itacaiúnas, que compreende predominantemente metavulcânicas máficas e intermediárias e formações ferríferas bandadas, por granitos subalcalinos associados com rochas charnockíticas, e por corpos máfico-ultramáficos. Coberturas sedimentares paleoproterozoicas recobrem parcialmente as unidades arqueanas e são muito expressivas na porção centro-norte da Serra dos Carajás. Granitos anorogênicos, também de idade paleoproterozoica, formam batólitos e plutons que seccionam as unidades mais antigas. Unidades sedimentares fanerozoicas, possivelmente correlacionáveis ao Grupo Serra Grande, ocorrem na parte nordeste da região de Carajás (figura 2).

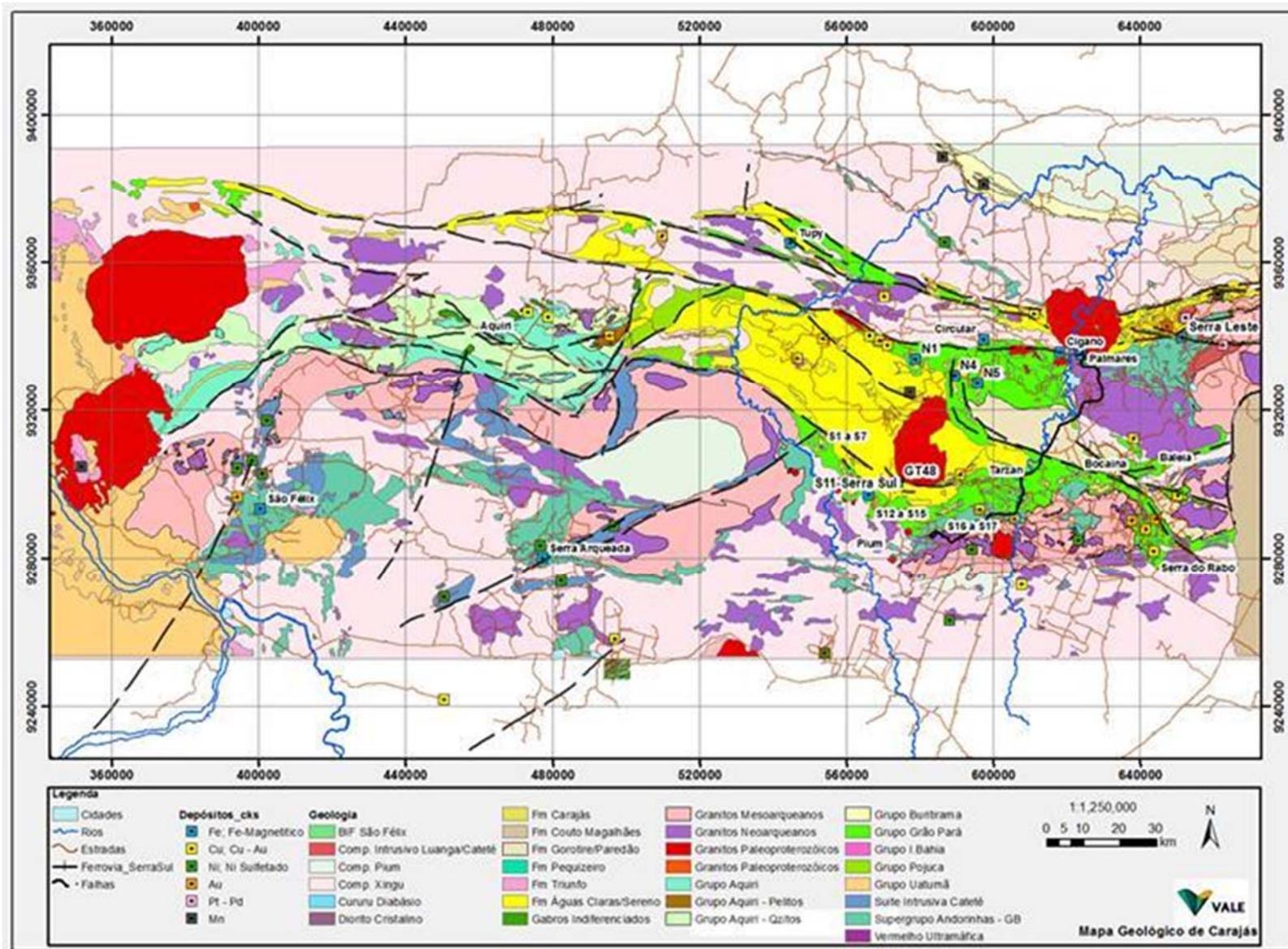


Figura 2- Mapa geológico regional da Província Mineral de Carajás (Porto *et al.* 2014).

Cabe destacar que grande parte das áreas atualmente recobertas por lateritas está incluída no Grupo Grão-Pará, definido por Beisiegel *et al.* (1973) e pertencente ao Supergrupo Itacaiunas. O grupo Grão-Pará é constituído pela Formação Parauapebas – sequência basal de rochas metavulcânicas (Docegeo 1988), constituída por basaltos, basaltos andesíticos, shoshonitos e riolitos, cortados por corpos quartzo-dioríticos (Gibbs *et al.* 1986, Teixeira & Egger 1994) – pela Formação Carajás, que engloba as formações ferríferas bandadas e está diretamente relacionada com os depósitos de minério de ferro da província (Beisiegel *et al.* 1973), e uma sequência de topo de rochas metavulcânicas, a Sequência Paleovulcânica Superior (Beisiegel *et al.* 1973, Docegeo 1988, Gibbs *et al.* 1986), constituída de derrames basálticos, metagrauvas e tufos (Gibbs *et al.* 1986). A denominação Formação Igarapé Cigarra foi sugerida por Macambira *et al.* (1990) para essa sequência Vulcano-sedimentar superior.

1.8.2 Aspectos Geomorfológicos na Região do Sul do Pará

A região sul do Pará apresenta duas grandes unidades geomorfológicas, identificadas com base em análises morfoestruturais e morfoclimáticas: Planalto Dissecado do Sul do Pará e Depressão Periférica do Sul do Pará (Boaventura 1974). Trabalhos mais recentes elaboraram a caracterização dos compartimentos geomorfológicos existentes, onde a Serra dos Carajás foi individualizada como unidade e/ou domínio geomorfológico em função da amplitude regional que representa (IBGE 2008) e João *et al.* (2013).

O Planalto Dissecado do Sul do Pará é caracterizado por amplas regiões de superfície aplainada a ondulada, além de uma série de cristas e platôs escarpados remanescentes da dissecação ocorrida com diferenças de cotas de até 500 metros (Ab'Sáber 1986). A Serra dos Carajás é o melhor exemplo deste domínio geomorfológico. O aplainamento da superfície foi resultante da pediplanação ocorrida durante o Plioceno, e durante o Cretáceo (Boaventura 1974). A visualização de imagens orográficas da Serra Sul é possível destacar nas superfícies dos platôs um conjunto de morros convexo ou com topo aplainado – o que pode ser o testemunho das superfícies de aplainamentos mais antigas.

A depressão Periférica do Sul do Pará cobre uma ampla região do sudeste do Pará. Caracteriza-se por um relevo rebaixado em relação ao planalto dissecado e é composta por morros e colinas de formas convexas, desenvolvidos sobre terrenos granito-gnáissicos arqueanos e, subordinadamente, sobre rochas metavulcânicas e metassedimentares pré-cambrianas. Em algumas áreas da depressão se destacam superfícies intermediárias de aplainamentos com cobertura de crostas lateríticas detríticas mais recentes, como pode ser observado na localidade Água Boa e nos arredores da cidade de Canaã do Carajás a sul da

Serra Sul, próximos aos sopés dos planaltos dissecados. Esses níveis são resultantes de episódios de aplainamento durante a retomada dos ciclos erosivos que levaram à configuração dessa unidade geomorfológica. Em geral, os níveis com coberturas de crostas lateríticas detríticas são atribuídos à Superfície Velhas, estabelecida durante o Plioceno (King, 1956).

1.8.3 O Terreno Laterítico da Região

Os processos de lateritização observados no Sul do Pará estão ligados a evolução dos aplainamentos de superfície ocorridos desde o pré-Cretáceo (Ab'Saber, 1986). Nos platôs da Serra dos Carajás, tais processos se materializam na formação de terrenos lateríticos que foram, em parte, erodidos ficando apenas relictos preservados naquela região, principalmente em função da grande ocorrência de formações ferríferas bandadas, uma expressiva fonte de ferro, elemento primordial para a formação das duricrostas ferruginosas que capeiam boa parte daqueles platôs. As diversas superfícies de aplainamento, quando visualizadas em escala local, mostram-se descontínuas, em parte devido à influência de tectonismo epirogenético que causou lentas movimentações ascensionais do maciço de Carajás com interrupções e retomadas (Ab'Saber, 1986). Certamente, em determinadas fases, os processos evolutivos do relevo geraram condições favoráveis à formação de perfis lateríticos.

Diversos trabalhos discutiram os processos supergênicos e seu papel na origem dos depósitos de minério de ferro de Carajás (Tolbert et al. 1971, Beisiegel et al. 1973; Costa, 1991, Dardenne & Schobbenhaus 2001 entre outros. Porém, mais recentemente hipóteses de processos hidrotermais têm sido atribuída para formação do minério de ferro (Dalstra & Guedes 2004, Figueiredo & Silva *et al.* 2007, Lobato *et al.* 2005) sem levar em consideração os processos geomorfológicos e seus consequentes registros em Carajás.

A abordagem adotada para os terrenos lateríticos de Carajás leva em consideração que a evolução geomorfológica da região, relacionada com uma estabilidade tectônica ao longo de pelo menos 65 milhões de anos (Vasconcelos *et al.* 1994, Vasconcelos 1996) é responsável pela maturação de perfis de intemperismo. Durante este longo termo, foram gerados ciclicamente perfis de alteração intempérica que favoreceram a formação de crostas lateríticas que, de certo modo, sustentam aqueles relevos com amplitudes maiores que 400 metros acima do nível de base. Em regiões próximas, como no distrito bauxitífero de Paragominas no leste do estado do Pará, já foram registrados eventos policíclicos de lateritização (Kotschoubey & Truckenbrodt 1981, Kotschoubey *et al.* 2005).

As coberturas lateríticas dos platôs da Serra dos Carajás são, portanto, produto da evolução da paisagem em um ambiente de estabilidade tectônica, onde a dinâmica dos processos supergênicos atuaram desde o final do Cretáceo. O espessamento de perfis de intemperismo é um produto dessa interação. Daí o excepcional enriquecimento de ferro relacionado com a alteração supergênica das formações ferríferas bandadas do Arqueano, sejam elas itabiritos ou jaspelitos. Acredita-se que sem as couraças lateríticas que capeiam e sustentam os restos dos antigos aplainamentos, hoje vistos como planaltos dissecados, os grandes depósitos de minério de ferro não existiriam, pois, a velocidade da erosão não deixaria a atuação dos processos supergênicos dessa magnitude intemperizar as formações ferríferas bandadas arqueanas da Formação Carajás.

1.9 AS CROSTAS FERRUGINOSAS NA ÁREA DE ESTUDO

As superfícies de cimeira mapeadas na Serra Sul e os diversos altiplanos adjacentes estão sustentados em grande parte por Crostas Lateríticas Detríticas (CLD), termo proposto por Resende (1972). As CLD sobrepõem crostas lateríticas estruturadas (CLE) que são aquelas formadas sobre substratos de BIF e jaspilitos. O termo detrítico tem sido usado para processos de formação de crostas lateríticas superficiais (Goudie 1973 e McFarlane 1976). Características principais deste tipo de depósito detrítico de ferro foram descritas na Província de Hammesley – oeste da Austrália, atribuindo processos sedimentares fluviais com preenchimentos de vales (Morris 1994). Crostas lateríticas *in situ*, relacionadas com o substrato de rochas do Grupo Grão-Pará, são de ocorrência mais restritas. As distribuições desses tipos de crostas lateríticas foram mapeadas em praticamente todas as clareiras da Serra dos Carajás por

O mapeamento da superfície do Platô S11, no entorno das lagoas do Violão e Amendoim no corpo S11D na Serra Sul, constatou que a couraça laterítica ferruginosa de cobertura apresenta expressiva distribuição, cobrindo praticamente toda a superfícies daquele platô. O relevo em sua superfície é bastante diversificado onde se destacam morros tipo convexos, semelhante a um “mar de morros” suavizado, porém mantendo seus topos aplainados, e depressões de fundos chatos e côncavos. As lagoas do Violão e Amendoim estão alojadas no fundo de vales em forma de anfiteatros. Os morros e vales daquele altiplano apresentam amplitudes de relevo maior que 100 metros. Nas bordas do platô, as cornijas formadas deixam exposto as espessuras dessa couraça que variam de 5 a 15 m, uma evidência de que essa superfície era mais extensa que a atual (Fig. 3).

Nos afloramentos no entorno da borda das lagoas e de vales em forma de anfiteatros, é possível observar e medir os acamamentos diferenciados pelas variações

granulométricas das camadas de detritos com matriz ferruginosa planos de estratificação ou deslizamento. Os mergulhos estão voltados em geral para os centros das depressões, variando de 5 a 30° de mergulho. Algumas depressões possuem fundo chato, desenvolvendo as camadas dedríticas estão sub-horizontais, formando lajeiros com extensões maiores que 10 km². As demais áreas visitadas apresentam distribuições amplas semelhantes às encontradas nas superfícies do platô S11.

Figura 3- Vista panorâmica do Corpo S11D, destacando a lagoa do Amendoim, situada em vale



em forma de anfiteatro e as bordas do platô (cornijas) expondo as espessuras da duricrosta. Imagem aérea de João Marcos Rosa.

1.10 ORGANIZAÇÃO DA TESE

A estrutura desta tese está organizada na forma de 6 capítulos. O primeiro capítulo é introdutória e fornece uma abordagem geral sobre a região estudada e as crostas lateríticas, e apresenta os objetivos do trabalho de pesquisa. O segundo capítulo detalha os materiais e métodos utilizados na elaboração dos artigos científicos que compõe os capítulos 2, 3, 4 e 5. O capítulo 2 fornece os argumentos para a reinterpretação das crostas lateríticas da Serra dos Carajás como sendo de origem sedimentar compondo o artigo “*The Pleistocene lateritized continental deposits from the Serra dos Carajás, Northern Brazil*”. Essa origem primária é corroborada por dados paleomagnéticos mostrados no capítulo 3 que exhibe o manuscrito “*The origin of magnetic susceptibility and its anisotropy in Cenozoic lateritized deposits from the Serra dos Carajás, Northern Brazil*”. Partículas

ferruginosas como pisólitos previamente usadas como de origem supergênica são reinterpretadas como sedimentares no capítulo 4 no artigo “*Origem dos pisólitos das crostas lateríticas da Serra dos Carajás, Norte do Brasil*”. O capítulo 5 faz uma leitura geral da geoquímica das crostas lateríticas estudadas dentro do artigo “*Caracterização geoquímica das crostas lateríticas dos Platôs da Serra dos Carajás*”. O último capítulo apresenta as conclusões finais compreendidas a partir da análise global da tese.

CAPÍTULO 2 THE PLEISTOCENE LATERITIZED CONTINENTAL DEPOSITS FROM THE SERRA DOS CARAJÁS, NORTHERN BRAZIL

Clóvis Wagner Maurity^(1,2); Afonso Cesar Rodrigues Nogueira^(2,3); Argel Sodré⁽²⁾; Marcondes Lima da Costa^(2,3)

⁽¹⁾Instituto Tecnológico Vale – Desenvolvimento Sustentável (clovis.maurity@itv.org)

⁽²⁾Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brazil (anogueira@ufpa.br, argel.sodre@gmail.com; mlc@ufpa.br).

⁽³⁾Research Productivity of CNPq

ABSTRACT

Detrital lateritic crusts or "canga" have been used to name duricrusts exposed in northern South America, Australia, Africa, and Asia generally related to the planation surfaces. These crusts' origin has been attributable to the supergene processes, although many sedimentary components such as fragments, erosive surface, dismantling lateritic crust, pisolites and oncolites are frequently described. Here, the crusts exposed in the Serra dos Carajás, Amazonia, are reinterpreted as sedimentary in origin. These deposits consist of ~30-m-thick succession of laminated fine goethite precipitates and clast-supported flat-pebble breccia organized in chaotic to incipient finning- to coarsening-upward cycles. Hematite and volcanic fragments, pisolites, and oolites in these deposits are cemented by goethite and iron aluminum oxyhydroxides. These deposits overlie Precambrian banded iron formation and volcanic rocks intensely lateritized that represent the primary detrital source. Facies analyses indicate these ferruginous deposits as representative of colluvial fan and shallow lake deposits. The evolution of Serra dos Carajás goes back to the Paleogene when the Precambrian basement rocks were intensely lateritized. During the Pleistocene, the erosion and planation processes led to the erosion and dismantlement of these older lateritic profiles generating colluvial fans prograding on shallow lakes or ponds. Goethite chemical precipitation in this subaqueous environment was microbially-induced forming stromatolites and oncoids interbedded with laminated beds. These settings were recurrent and marked the Serra dos Carajás' landscape evolution until the Holocene plateau configuration. The successive progradation of colluvial fan lobes caused barred lakes filled by mud and chemical sediments during Upper Pleistocene to Holocene. Unrelated to those lateritization events previously interpreted for the Amazonia, distinct small-scale iron cementation phases were frequent along the Pleistocene. This process allowed the increase of preservation potential of these deposits demonstrated by the superposition of morphologies of colluvial lobe and lake in the studied area, highlighted in satellite images. It is not easy to estimate the period that led to model the relief and paleosurfaces in the Serra dos Carajás, mainly with the lack of precise ages. Notwithstanding, the observed recurrent sedimentation pattern suggests a recent history not older than Pleistocene. This work initiates a new understanding of the duricrust from the Serra dos Carajás, providing details about the evolution of the Amazonian landscape.

Keywords: Amazonia; Pleistocene, Canga; Colluvial fans, Shallow lake.

2.1 INTRODUCTION

Plateaus sustained by lateritic-bauxite profiles were relatively continuous during Cretaceous in the Amazon Region, and their main evolution occurred during Paleogene (Ab'Sáber 1986, Silva 1991, Mota *et al.* 2015, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Costa *et al.* 2010). This region's geomorphological history was marked by weathering processes combined with paleoclimatic events to promote denudation and planation that caused physical discontinuity of these plateaus (Ab'Sáber 1986, Silva 1991, Mota *et al.* 2015, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Costa 1991). Duricrust or detrital lateritic crusts are the weathering product that characterizes summit surfaces, generally capping iron deposits worldwide. The duricrust origin has been attributed to the supergene enrichment processes, indicated by their rugose textural aspect and intense iron-aluminum cement (Costa 1991). Therefore, laterite and ferruginized sandstone fragments have been described in these crusts, but their origin was never adequately addressed in the literature (Costa 1991). Collapse and dismantlement of the lateritic profile developed on altered BIFs and iron ore are processes that imply transport and deposition and has been used to explain the presence of these components in the duricrust or detrital laterite (Shuster *et al.* 2012, Löhr *et al.* 2013, Butt & Bristow 2013, Monteiro *et al.* 2014, Gunn *et al.* 2018). This interpretation contrast with an origin *in situ*, caused by lateral migration of groundwater flows, or landscape evolution with detritus generation independent of the bedrock (McFarlane 1976, McFarlane 1991, Morris 1994, Bestland *et al.* 1996, Kneeshaw & Morris 2014).

The duricrust in the Serra dos Carajás were evaluated in this study. The hardened ferruginous crust that covers the plateaus of this region also called "canga", occur between rupestrian vegetation, remnants of a razing land during Paleogene, adjacent to the soils and rainforest typically marking landscape phases (Ab'Sáber 1986, Silva 1991, Mota *et al.* 2015, Vasquez & Rosa-Costa 2008) (Fig. 1). Similarly, as other examples worldwide, these duricrust has been interpreted as developed *in situ*, and based on geochemistry studies, they were considered a product of supergenic processes (Théveniau & Freyssinet 1999 and 2002, Costa 1991, Horbe 2014). A sedimentary origin for these duricrusts has been overlooked in Carajás. The identification of detrital materials has been recorded in several continents as "detrital laterite" or lateritized debris (Bestland *et al.* 1996, Morris & Ramanaidou 2007, Beukes *et al.* 2008, Ghosh 2014, Kneeshaw & Morris 2014, Chardon *et al.* 2018, Gunn *et al.* 2018). Facies analysis combined with mineralogy and petrographic studies conducted on the S11 plateau of Serra Sul de Carajás were used to understand the genesis of the "canga," allowing, for the first time, the paleoenvironmental reconstruction for these deposits and providing new details about the Amazonian landscape evolution.

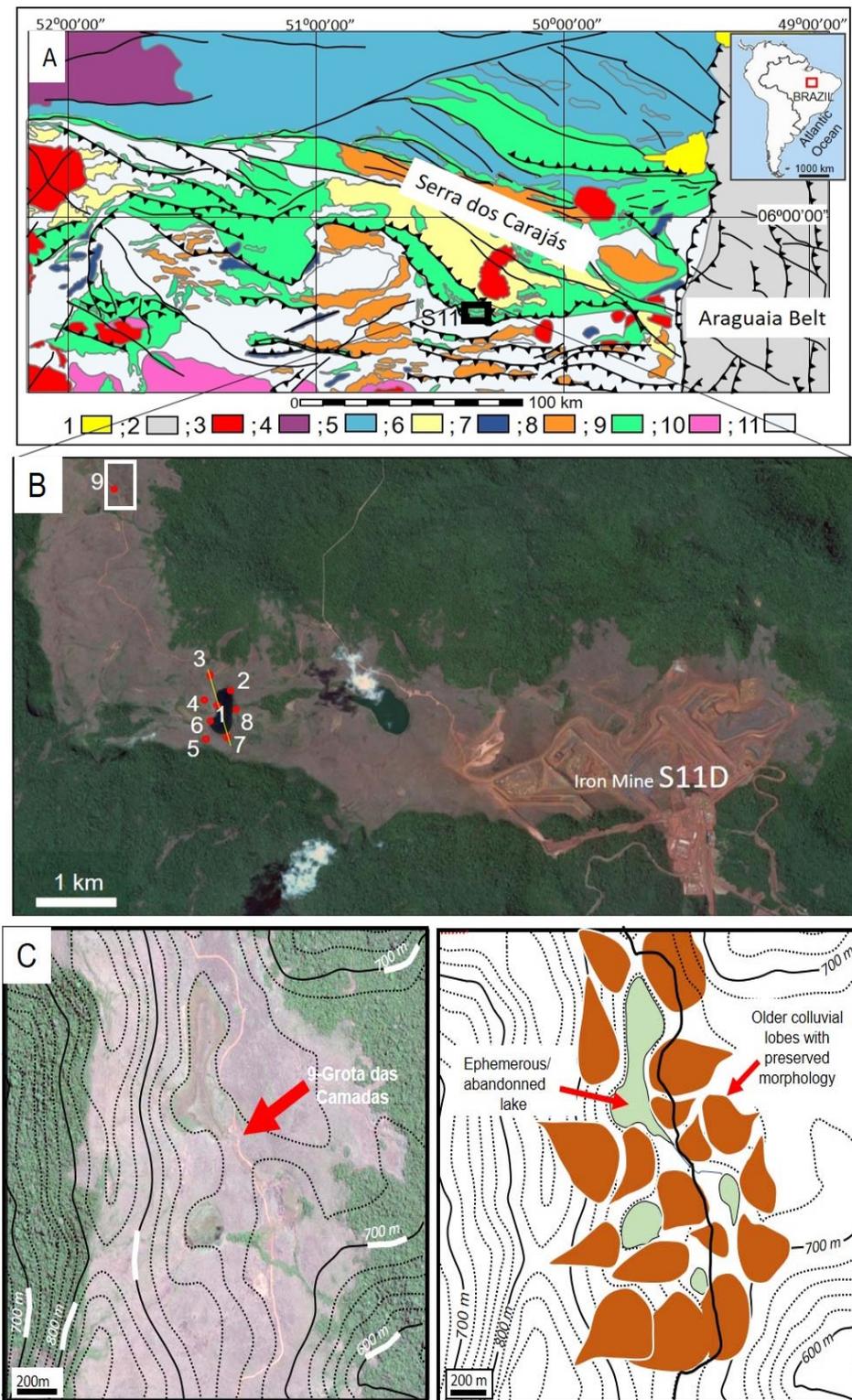


Figure 1 – The Serra dos Carajás, northern Brazil. A) Geology. B) Studied sections near the Amandoim Lake in the S11D iron mining, the Serra Sul. C- The section 9 location (detail of B), showing the interpretation of the Pre-Holocene colluvial fan-lake morphology (public domain images extracted from Google). Abbreviations in A), 1- Phanerozoic sediments; 2- mobile belts rocks; 3- felsic magmatic rock; 4 – orogenic magmatism, Post-Collisional units (Transamazônico Cycle); 5 – Complexes of Metamorphic rocks; 6 – Proterozoic sedimentary cover, 7 – Ultramafic-mafic magmatism rocks; 8 –high-K granitoids; 9 – greenstone belts; 10- TTG-Granitoid e Orthognaisses; 11- Basement assembly.

2.2 GEOLOGIC SETTING

The Serra dos Carajás region is the best example of a dissected plateau in Southeastern Amazonia, with 160 km long and 50 km wide (Fig. 1). It is characterized by vast and relatively high regions of flattened-to-wavy surfaces, in addition to a series of steep mountain ridges and plateaus. These are remnants of dissection with elevation differences of up to 500 m (Ab'Sáber 1986). The summits, covered with lateritic crusts, are on average, 650 m above sea level and resulted from pediplanation during the Pliocene about older pediplains, probably of Cretaceous or pre-Cretaceous age (Boaventura 1974).

The Serra dos Carajás plateaus is sustaining by lateritic hardened capping or duricrusts, resistant to erosional effects of ferruginous or ferro aluminous composition. Duricrusts are commonly known in Brazil as "cangas", a term introduced by the German geologist Wilhelm Ludwig von Eschwege (1777-1855), who originally named them "tapanhoacanga" given the famous name, later shortened to "canga" (Renger, 2005). Door (1964) recognized different canga lithotypes in the iron ores from Quadrilátero Ferrífero, Central Brazil, mentioning the detrital character of part of this capping. In the Serra dos Carajás, the term canga was adopted with adaptations according to observed texture in the region (Tolbert *et al.* 1971, Resende 1972).

The S11 plateaus in the Serra dos Carajás are characterized by a set of convex hills, amphitheatres with lakes, and broad flat bottom valleys covered by rainforests and developed on colluvial detrital crusts and volcanic rocks (Maurity & Kotschoubey 1995, Guimarães *et al.* 2014). The morphologies were molded on Neoproterozoic to Proterozoic metamorphic mafic and acid volcanic rocks (Fig. 1) associated with sedimentary rocks intruded by granitic granitoid bodies (Vasques & Rosa-Costa 2008). The S11 plateau is inserted in the Carajás Mineral Province, southeastern Amazonian Craton, that hosted iron ore such as BIF and manganese, besides copper-gold deposits (Tolbert *et al.* 1971, Grainger *et al.* 2008; Dall'Agnol *et al.* 2017). The geology is represented by the Itacaiúnas Supergroup composed of low- to intermediate grade mafic, intermediate and felsic metavolcanic rocks (Parauapebas Formation) and banded iron formations (BIFs, Carajás Formation) (Wirth *et al.* 1986, Olszewski *et al.* 1989, Machado *et al.* 1991). Volcanic and ironstone rocks are unconformably overlain by Archean/Paleoproterozoic volcanic and sedimentary rocks of the Bahia Group and the Águas Claras Formation (Nogueira *et al.*, 1995). Both units are intruded by A-type granite plutons (c. 1.8 -2.0 Ga, Dall'Agnoll *et al.* 1987, Machado *et al.* 1991). Polymictic conglomerates unconformably overlie all units and lithic arenites of the Meso- to Neoproterozoic Gorotire Formation, laid down in fault-controlled basin, besides Tertiary laterites, and Quaternary sediments (Costa *et al.* 2005). The regional tectonics

include sets of E–W and NE–SW sinistral strike-slip to reverse oblique faults and E–W faults (Pinheiro & Holdsworth 1997).

The Cenozoic colluvial detritic cover has been described by Maurity & Kotschoubey (1995) that identified iron–aluminous laterite, hematitic breccias, and both ortho□ and paraconglomerates, interpreting as supergenic duricrust. Several tentatives of age constraints in the Serra dos Carajás provide a significant resolution of ages since the Cretaceous to Holocene extrapolates the periods of classic planing events and lateritic crusts development. K-Ar and $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ dating of manganese minerals indicated ages of 72, 65-69, 51-56, 40-43, 33-35, 20, 24, 12 -17, and 0.2 ± 0.2 Ma attributed to K-Mn oxides precipitations linked to the climatic climate changes in the Amazon (Vasconcelos *et al.* 1994, Vasconcelos 1999). This age range has also been obtained in goethite by the (U-TH) / He method in the ferruginized deposits of the Serra dos Carajás (Shuster *et al.* 2012 and Monteiro *et al.* 2018). Although the landscape geomorphological evolution can be considered a key to indicating the older and younger surfaces, no age correlation was demonstrated adequately linked with these surfaces. In general, the rocks in the S11 region are deeply weathered, being part of this mantle preserved by lateritic crusts that sustain the plateaus. The sub-millimeter scale biological textures have been identified in the "canga" deposits of the Serra dos Carajás based on analysis of field emission scanning electron microscope (FE-SEM). These features are associated with goethite cement and suggest microorganisms' activities (Levett *et al.* 2016).

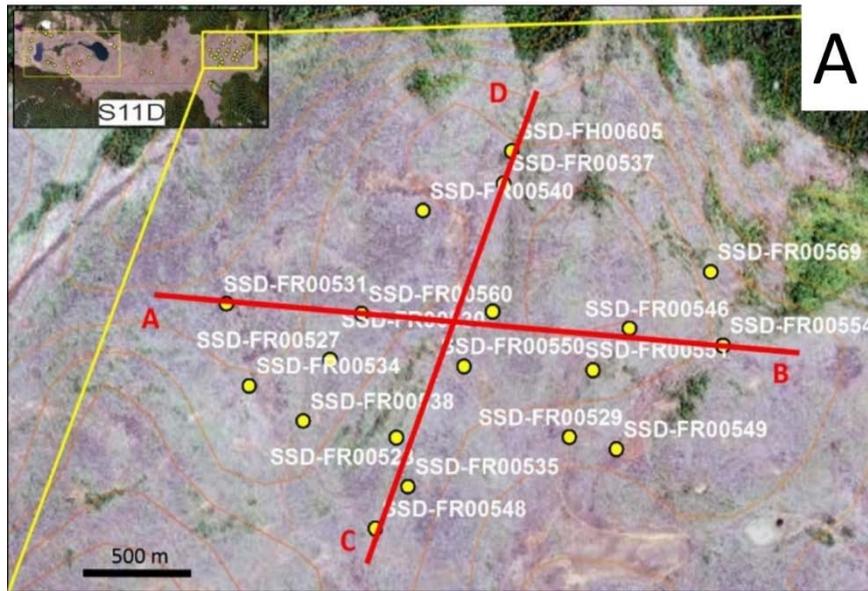
2.3 METHODS

The ferruginized succession was observed in outcrops and drill cores from the S11 plateau, Serra Sul of Carajás Region (Fig. 1). The field description considered the duricrust with detrital components as a sedimentary deposit cemented by iron cement and distinct topographic morphology (Figure 1). The facies and stratigraphic analysis used the facies modeling technique (Walker 1990 and 1992), which involves: i) the individualization and description of facies, characterizing the composition, geometry, textures, sedimentary structures, fossil content, and paleocurrent patterns; ii) the understanding of sedimentary processes, which reveals how the facies were generated; and iii) the association of facies, which groups contemporary and cogenetic facies, which reflect the different environments and depositional systems. The facies were grouped in associations indicative of depositional systems. The temporal relationship between the kind of duricrust was based on recognizing erosive surfaces, textures, and several mineral phases. Thin sections and polished plates were used to petrography using microscope and scanning electron (SEM)

microscopy. A Zeiss high-resolution stereomicroscope, model Discovery V8, was used and was coupled to an AxioCam ICc5 camera and 5-megapixel color images at 15 frames per second and in 1,920X1,080 pixels were acquired. The analysis was performed in the Microanalysis Laboratory of the Institute of Geosciences, the Federal University of Pará (Universidade Federal do Pará – UFPA), using a Zeiss Sigma-VP scanning electron microscope coupled to an IXRF Sedona-SD energy-dispersive spectroscopy (EDS) detector. Samples for x-diffraction were treated using the powder method (Thorez 1976) at the Mineral Characterization Laboratory (LCM), UFPA. A PANalytical PW 3040 diffractometer was used, with a copper [$k\alpha_1 = 0.154$ nm] or cobalt [$k\alpha_1 = 0.178$ nm] anode tube, adjusted to 40 kV and to 30 mA.

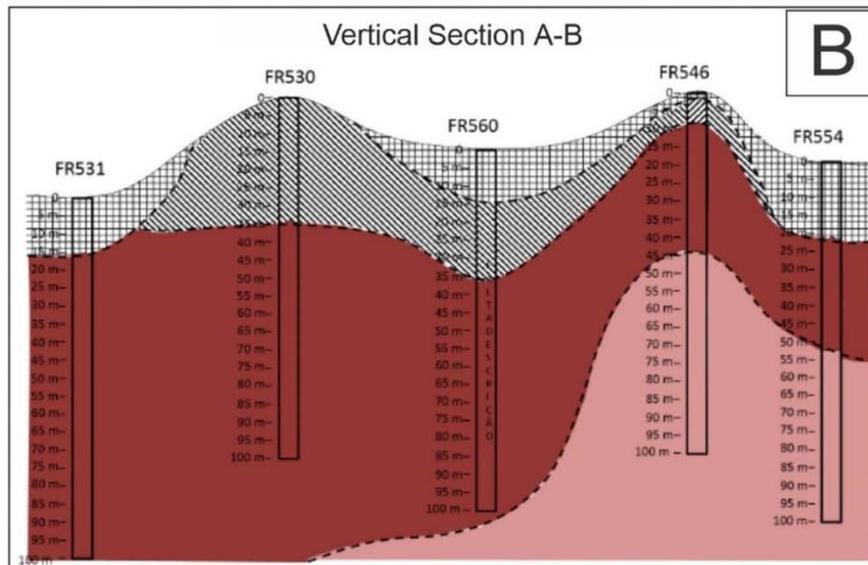
2.4 FACIES ANALYSIS

The ferruginized deposits have with best expositions around the Violão and Amendoim Lake, and Grota das Camadas, in the Serra Sul of Carajás Region (Fig. 1). The 15-m-thick succession comprises two facies associations: 1) Colluvial fan deposits composing massive to stratified hematite pebble-bearing breccia; and 2) Shallow lake sediments, including laminated goethite-bearing rock with oncoids and organic matter rich-mudrock (Figs. 2 and 3; Table 1). These deposits are organized in incipient fining-upward cycles se deposits overlies the irregular weathered substrate formed by BIF and volcanic rocks composing small hills and confined valleys (Figs. 2 and 3). Some flat-bottom valleys in the Serra dos Carajás plateaus were developed on older laminated fine-grained goethite-bearing deposits and are underlain by Upper Pleistocene-Holocene argillaceous material interbedded with soft laminated goethite-bearing precipitates constituting the filling of recent lakes (Guimarães *et al.* 2017, Souza-Filho *et al.* 2020) not studied in this work. The surfaces with high and low topography were previously used to indicate sedimentary deposits' relative age (Fig. 2).

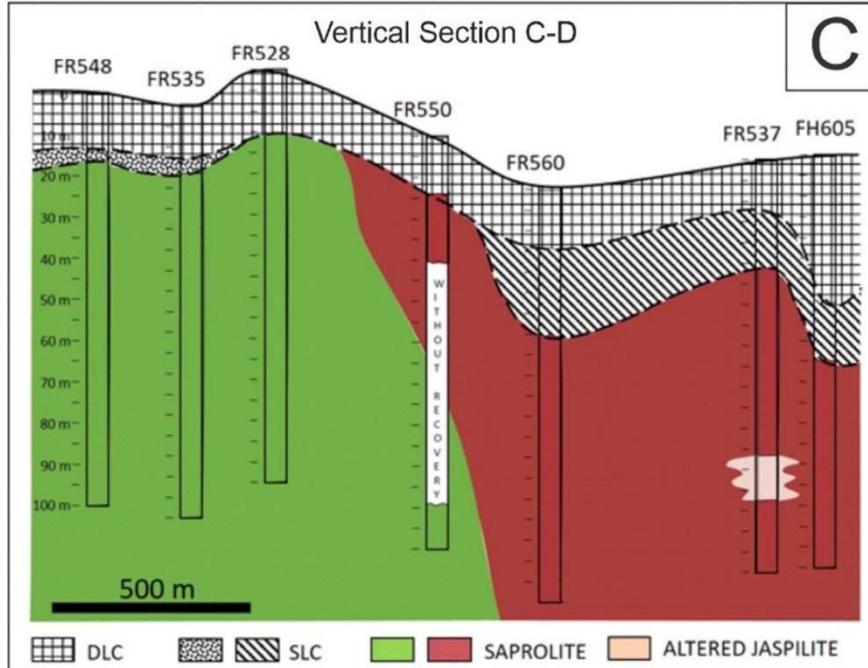


A

Figure 2- Vertical sections illustrating the lateritic profile in the eastern section of the S11 D mine. A. Map of boreholes. B. & C. Distributions of continuous Pleistocene detrital laterite crust (DLC) and discontinuous structured laterite crust (SLC) on saprolites of Precambrian volcanic rock (green) and jaspilite (red). The correlation shows a paleosurface marked by lateritized deposits of DLC.



B



C

DLC
 SLC
 SAPROLITE
 SAPROLITE
 ALTERED JASPILITE

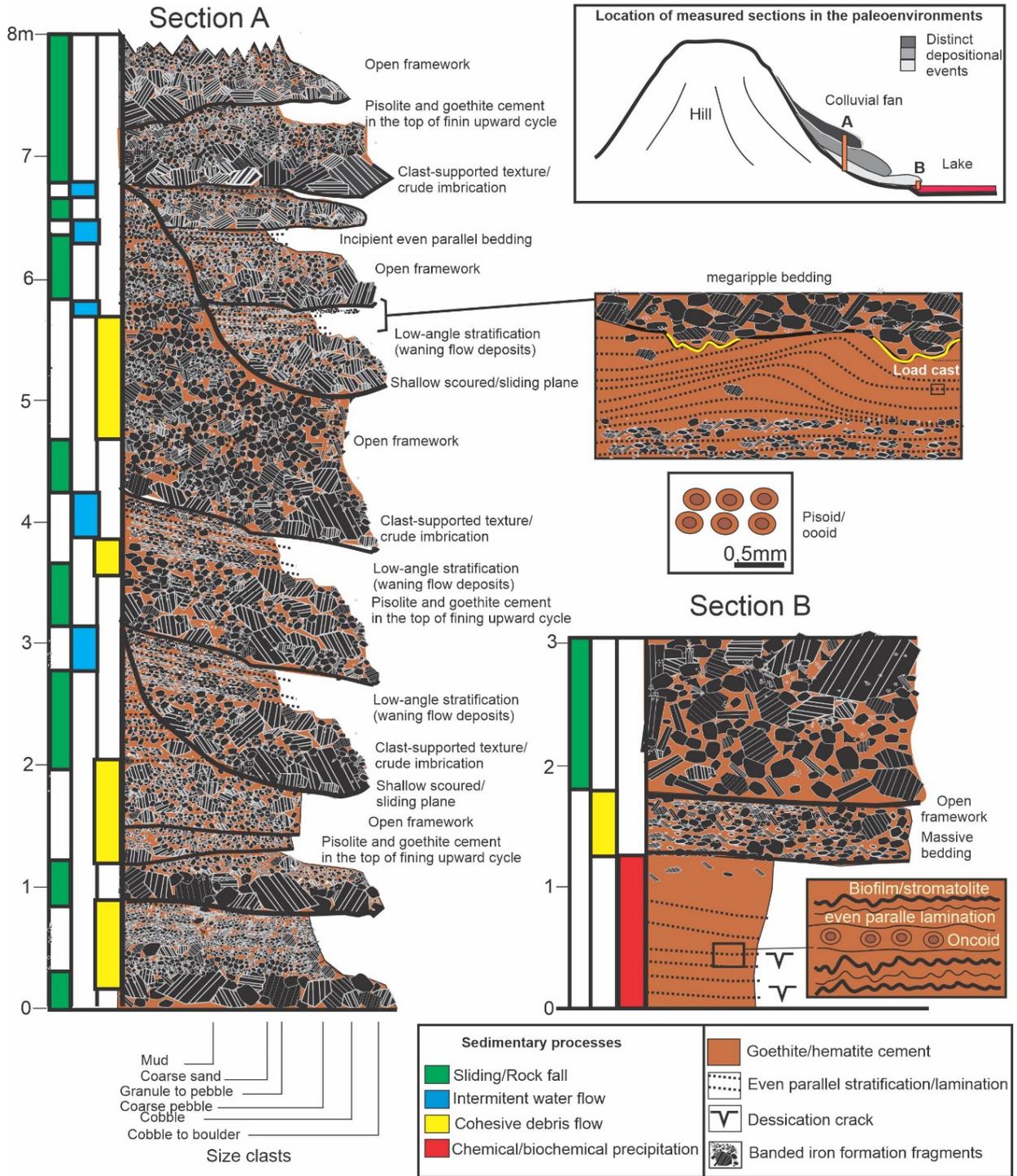


Figure 3- Composite section of the Pleistocene ferruginized deposits in the Serra dos Carajás, S11 plateau. Section A is the typical colluvial deposit profile, while section B represents goethite-bearing sediments. The location of sections in the morphology is shown in the upper left draw. Sedimentary processes are inferred following the fining upward cycles. Note the sharp contact of facies associations in section B.

Table 1- Facies, sedimentary processes, and depositional settings.

Facies associations/ Thickness	Lithology	Texture	Geometry, sedimentary structures, and paleocurrents	Interpretation
<i><u>Colluvial fan</u></i> (FA1) up to 10 m	Breccia (90–95%)	Clast-supported textures and angular hematite pebbles to cobbles cemented by goethite.	Tabular to massive lobed bodies up to 2 m-thick and locally irregular to channelized bases. Clast supported deposits are structureless or present incipient even parallel and low-angle cross-bedding.	Subaerial sedimentation with rockfall and rapid cohesive debris flow associated with dense and viscous fluids with minor contributions from hillside water flows. Accumulation of incipient lobes following sliding planes or collapse faults. Sporadic water flow propitiates the ripple migration. The stepper morphology of prograding lobes contrasts with the toe fans' flat morphology with widespread flow expansion to the valley.
	Pisolitic pebbly ironstone (5–10%)	Pebbly coarse-grained ironstones. Predominate scattered angulous hematite pebbles, poorly sorted.	Tabular or lenticular beds up to 60 cm-thick with incipient anisotropic rippled bedform and internal low-angle cross lamination filling a gutter cast. It shows incipient normal graded and finning upward cycles.	
<i><u>Shallow lake</u></i> (FA2) Up to 5m	Ironstone with Oncoids (Io) (50%–60%)	Spherical to angulous shaped oncoids. The nuclei show stratiform stromatolite intraclasts Internal structure, 1mm to 3 cm-diameter, rounded to angulous. The hematite/magnetite clasts are subangular up to 2 cm-diameter. Grey to black-colored stromatolitic cortex present continuous to discontinuous even-parallel to crenulated lamination texture of variable	Tabular beds up to 10 cm-thick, laterally continuous for dozen meters. It shows insipient laminae and reverse grading.	Low-energy subaqueous environment or extensive pond. This setting was possibly stagnated and sporadically alternate with moderate energy and perhaps had a stratified water column with predominantly anoxic bottom conditions. Flourishment of photoferotrophic organisms in the euphotic zone alternate with iron-oxyhydroxide precipitation resulting in the formation of goethite-hematite and organic matter-rich rhythmite.
	Stratiform stromatolite ironstone (Si) (40%–50%)	Micra to milimetric thickness. Grey to black-colored stratiform stromatolite texture of variable micra to millimetric thickness.	Tabular beds up to 10 cm-thick, laterally continuous for dozen meters. It shows plane-parallel and crenulated lamination, with discontinuous portions.	

2.4.1 Colluvial fan (FA1)

This facies association includes two sedimentary facies: Hematite pebble-bearing breccia (Hb) and pisolitic pebbly ironstone with ripple bedding (Ipr). These deposits are composed of red to black-colored ironstone (>15% of iron cf. Tucker 1994) that form layers exposed in lake margins and hills slopes that correspond to a tabular to lobed beds laterally continuous for dozens of meters. Generally, around the lake borders in the S11 plateau are observed lineaments with concentric, discontinuous, interconnected semicircular geometry interpreted as sliding planes separating breccia beds (Fig. 4).

2.4.1.1 Hematite pebble-bearing breccia (Hb)

The Hb facies displays red to black-colored tabular to lobate beds up to 2 meters-thick laterally continuous for dozen meters, along the endorheic basin's margins, oligomictic and closed to open-framework showing incipient even parallel and low-angle cross-bedding (Figs. 3, 4, and 5). The red to black-colored breccias present angular to subangular clasts from granules to cobbles grain size, exhibiting tabular, blade, and mainly prolate shapes. The low sphericity hematite and magnetite fragments contrast with the subrounded to rounded clasts are generally volcanic rocks (Figs. 3, 4 and 5). Iron cement fills the primary porosity commonly associated with pisoids and ooids particles (Figs. 3, 4, and 5). The breccias are separated by irregular planes associated with collapse feature and sporadically is observed blocks of volcanic and BIF deposits (Fig. 4). Under the microscope, a complex arrangement of various mineral phases overlaps textures and replacements, composed essentially of hematite and subordinate magnetite fragments and intragranular goethite. The fine crystalline cement develops secondary porosity or vugs generally filled by kaolinite. SEM and MEV images record organic carbon frequently associated with iron minerals.

The dismantling and erosion of the lateritic profiles generated breccias cemented by iron oxides/hydroxides covering as debris the convex or flat tops and hillslope, under subareal conditions. The transport mechanisms and the physicochemical subaerial and eodiagenetic conditions depend on the water chemistry and intrastratal dissolution that did not affect the degree of preservation of detrital grains composed mainly of hematite/magnetite and weathered volcanic rocks fragments. Particle shape depends on the type of source rock, weathering, distance and medium of transport, and burial history (Tucker 2001). In some cases, shape reflects erosional processes as also structures and fabrics present in the parent rock. Extraformational and compositional immature breccia consists of angular and prolate

clasts sourced from the hills constituted exclusively of lateritic profile developed in BIF's and volcanic rocks of the Grão-Pará Group.

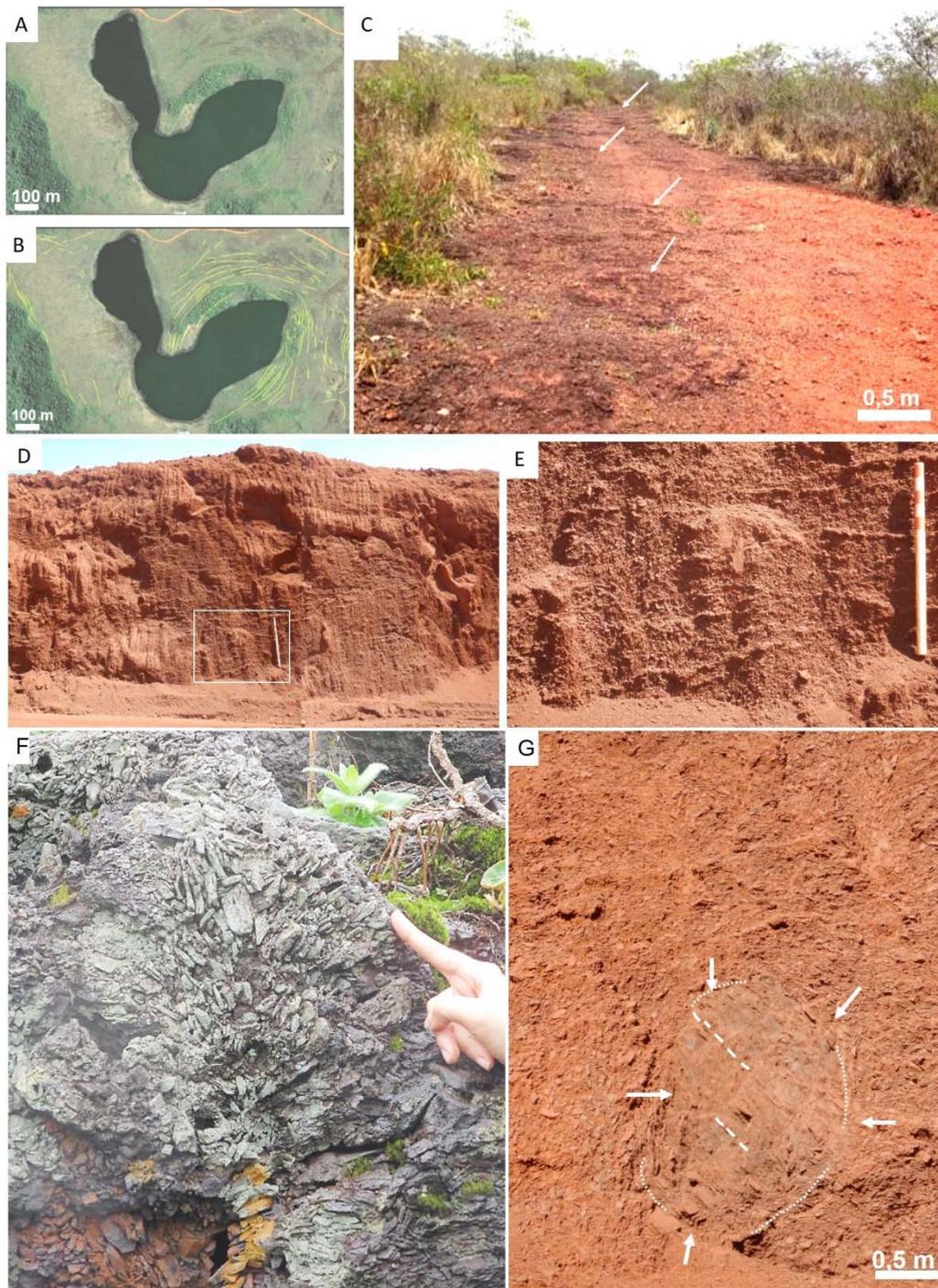


Figure 4 - Morphology and sedimentary features of FA1. A) and B) Lineament interpretation of the Três Irmãs lake's satellite image, in the S11 plateau showing a concentric, discontinuous, interconnected semicircular geometry (Satellite image from google 2016). C) These lineaments reflect in the field low-angle planes (arrows). D) and E) These low-angle structures separate individual breccia packages, generally associated with collapse and rockfall features (F and D).

The primary porosity was filled by several mineral phases of iron oxides and hydroxides, mainly hematite and goethite. It is not easy to estimate how long the cementation lasted since iron hydroxide oxides crystallize quickly, providing strong compaction to the deposit. The kaolinite is probably mechanically infiltrated soil during the proliferation of vegetation on the ferruginized sediments. The recurrence of these rooting processes could explain the presence of organic carbon in the iron minerals. Another explanation will be the accumulation of organic matter after wildfires.

2.4.1.2 Pisolitic pebbly ironstone with ripple bedding (Ipr).

This facies presents red to black-colored tabular to lenticular beds up to 1 m-thick with incipient anisotropic rippled bedform and internal even parallel to low-angle cross lamination filling a gutter cast (Figs. 5 and 6). The bedform is preserved and generally disturbed by disseminated BIF pebbles or dropstones (Figs. 3, 5, and 6). The red to black-colored ironstones present clasts of pebbles grain size, angulous to subangulous, tabular, blade, and mainly prolate, low sphericity of hematite/magnetite; subrounded to rounded clasts are generally volcanic rocks and disseminated cobbles. These rocks exhibit iron cement fills the primary porosity forming pisolites.

These deposits represent the sediment transportation by traction and migration of gravelly bedforms with sinuous crests and predominance of lower flow regimes in subaqueous conditions in lake margins. The preservation of bedform morphology suggests minimum suspension. The alternance of different beds with specific lithologies (breccia, pisolitic ironstone with ripple bedding, and pisolitic beds) indicates segregation of material by intermittent water flow. The dropstones suggest the proximity of fan lobe and continuous projection of clasts during sedimentation near to hill slope. The primary porosity was filled by several mineral phases of iron oxides and hydroxides, mainly hematite and goethite. It is not easy to estimate how long the cementation lasted since iron hydroxide oxides crystallize quickly, providing strong compaction to the deposit.

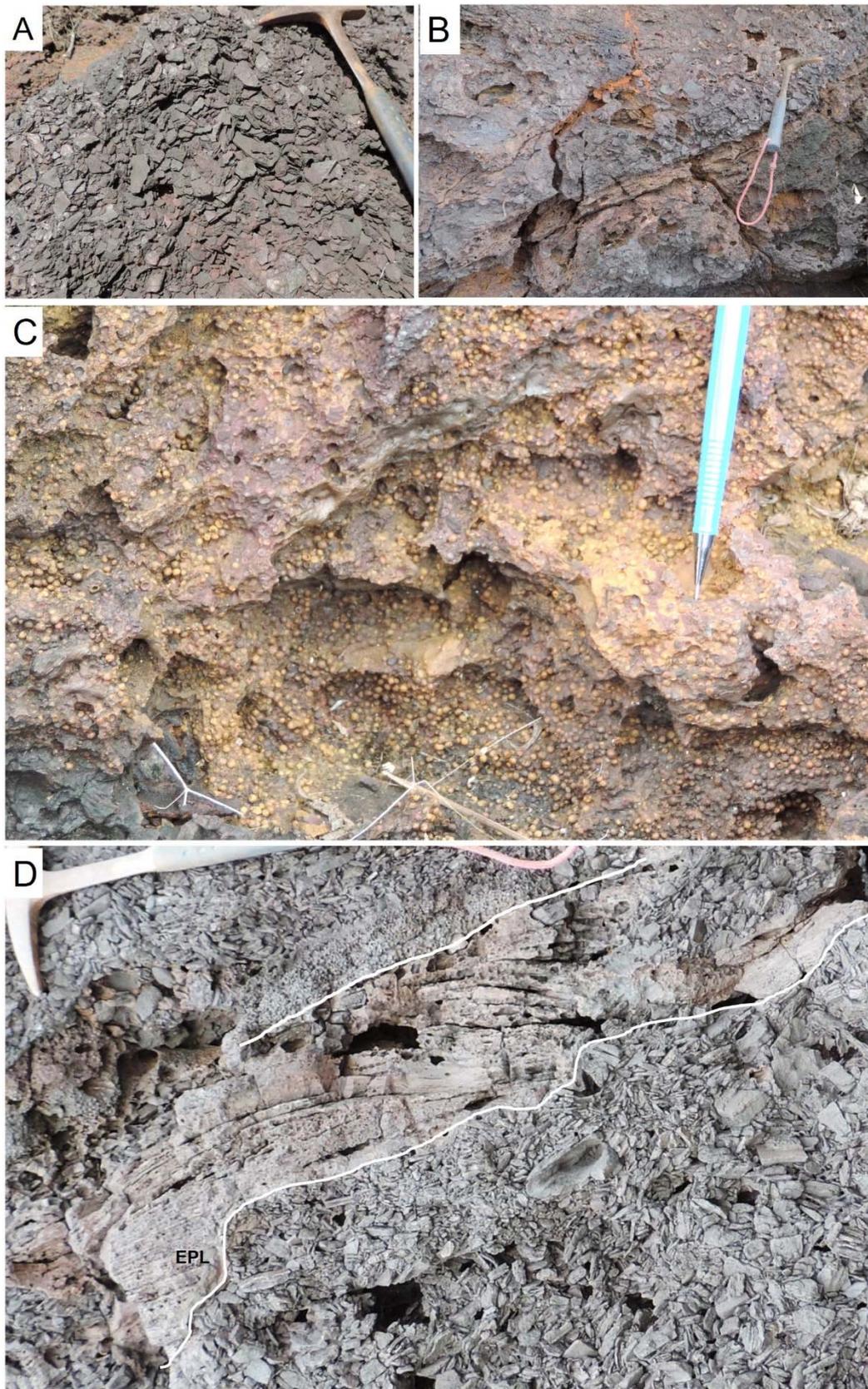


Figure 5- Faciologic aspects of FA1. A) Breccia formed exclusively by BIF clasts. B) Breccia interbedded with a pisolite bed. C) Pisolites. D) Pisolitic ironstone with ripple bedding between breccia beds. Notepisolitic ironstone with even parallel lamination (EPL) filling depression (gutter casts?) in the breccia substrate.

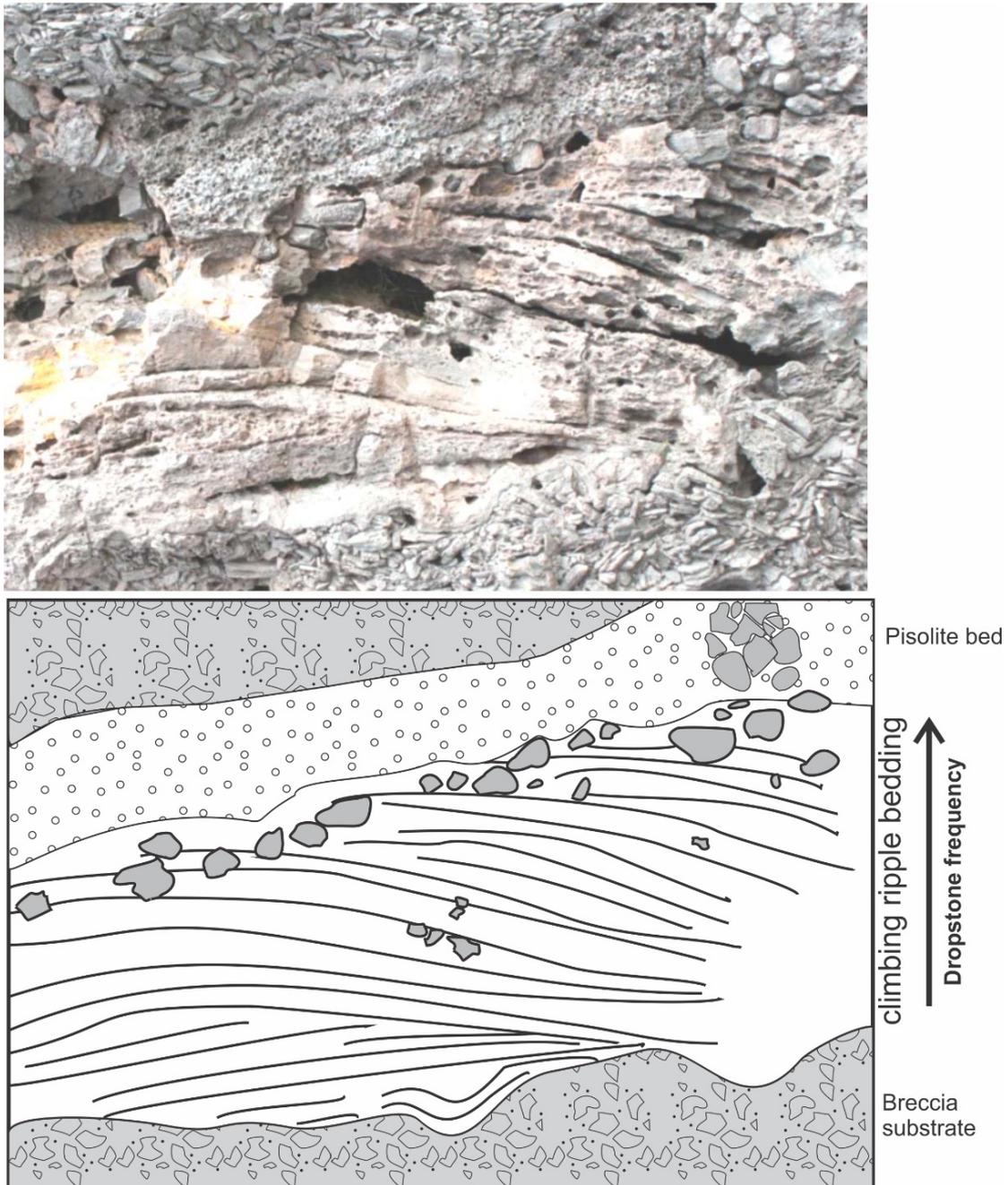


Figure 6- Detail of Figure 5D. Different beds with specific structures. Dropstones occur on the top of the bedform.

2.4.2 Shallow lake (FA2)

These deposits comprise two facies: Stratiform stromatolites ironstones (Si) and Ironstones with oncoids. These red to black-colored ironstone (>15% of iron cf. Tucker, 1994) form compact layers exposed in modern lakes bottom, and the outcrops correspond to tabular beds laterally continuous for dozens of meters (Figs. 3).

2.4.2.1 Stratiform stromatolite ironstone (Is)

The Is facies display grey to black-colored tabular beds ~50 to ~150 Micra-thick-

layers laterally continuous for dozen meters along the margin of hills. The alternate of even parallel to crenulated lamination is composed of goethite and organic matter forming stratiform stromatolites growth features (Figs. 3 and 7). Microbialite tabular intraclasts, either rounded or angular, are characterized by sharp margins evolved by continuous crenulated lamination and are generally associated with Fe-pisoids and oncoids (Io facies). The XDR and SEM/EDS analysis confirms the goethite and subordinate hematite alternate with adsorbed carbon that reaches locally up to 28% of carbon.

Goethite organomineralization by microbial filaments is well addressed in the literature in the basin-scale mechanism, similar to Fe-rich Precambrian ironstone deposition (Chi Fru *et al.* 2012, 2013, 2015, Widdel *et al.* 1993, Konhauser *et al.* 2002, Beard *et al.* 2010). However, this precipitation represents the microfossils (e.g. filaments) absent in the goethite-bearing rocks interbedded with the relics level of organic-matter, likely, related to the degradation of organic matter. Nevertheless, microfossils occur in similar settings in the Carajás Region (Levett *et al.* 2016). Similar processes are recorded in modern marine sediments where interactions between Fe and free organic matter have been reported to enable the preservation of up to 21.5 wt % of total organic carbon over geological time scales (Lalonde *et al.* 2012). Moreover, Fe may trap and preserve organic matter at redox interfaces (Riedel *et al.* 2013). The data appear to suggest that the mechanism of Fe (III) hydroxide-oxides precipitation and preservation depend on photoferrotrophic-like organisms (Chi Fru *et al.* 2013). However, this does not rule out the potential role of microbial involvement in Fe (II) oxidation, as diverse microbial taxa carry out this process, several of which are nonfilamentous (Chi Fru *et al.* 2012). However, the data presented here are insufficient to quantify abiotic vs. biotic contribution to Fe (II) oxidation. Nevertheless, the inferred predominantly anoxic depositional conditions as explained above, together with the putative anaerobic bacteria (Levett *et al.*, 2016), can favor a significant contribution of anaerobic biological Fe (II) oxidation in the precipitation of primary Fe (III) hydroxide-oxides.

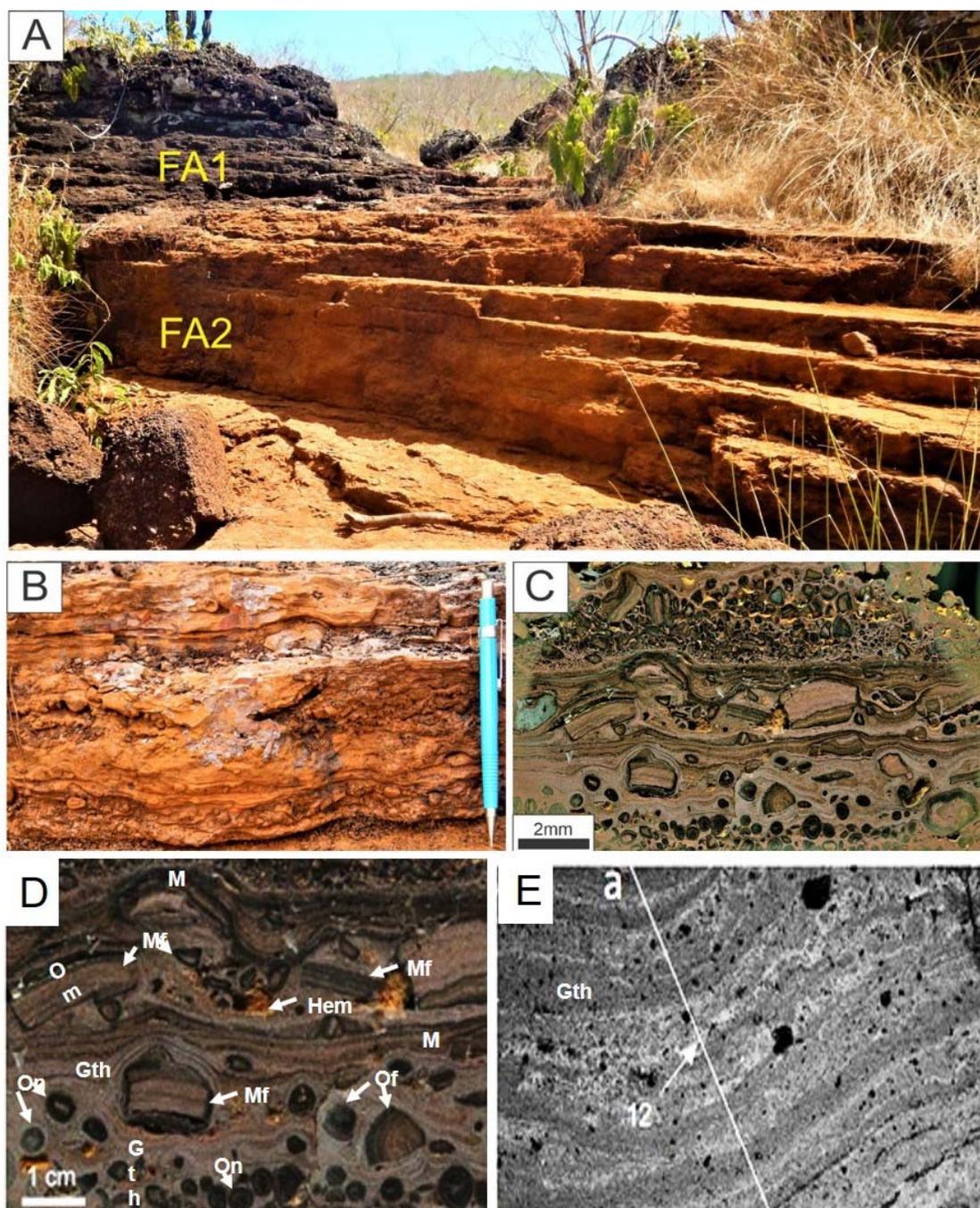


Figure 7- Sedimentary facies of FA1. A) Laminated goethite-bearing rock-forming tabular beds in contact with the FA1. B) Facies Is interbedded with the facies Io organized in shallow upward cycles. C) Polished section showing stratiform stromatolitic texture and rounded to angular intraclasts and extraclasts. D) light microscope micrographs of goethite-bearing chemical rock. E) Microstromatolite-like growth features expressed as ~50 to ~150 Micra-thick layers composed by goethite (Gth) alternate with lighter organic matter (biofilms) and microstromatolite-like bands forming oncoids. SEM image of microstromatolite with carbon detection (light band) content up to 28% (point 12). Abbreviations, M, microstromatolite, Om, organic matter, Hem, hematite, Mf, microstromatolite fragment, On, oncoïd fragment.

2.4.2.2 Ironstones with oncoids (Io)

This facies displays grey to black-colored tabular beds composed of oncoids,

pisoids, and ooids, up to 10 cm-thick laterally continuous for dozen meters, along the endorheic basins margins, and flat-bottoms, show incipient laminae and reverse grading (Figs. 3 and 7). The oncoids nuclei show stratiform stromatolite intraclast's internal structure, up to 3 cm-diameter, rounded to angulous, oblate, and bladed shaped clasts. The hematite/magnetite clasts are subangular and bladed shaped up to 2 cm-diameter. The Fe-ooids Micra-diameter are generally spheroidal in shape, but they vary from very rounded and spherical to ellipsoidal and irregularly shaped (Figs. 3 and 7). Grey to black-colored stromatolitic cortex presents continuous to discontinuous, concentric, irregular or scalloped, even-parallel to crenulated lamination texture ~50 to ~150 Micra-thick-layers (Fig. 7). Fe-oncoids consist of goethite, and more than 90% have a concentrically laminated cortex with no nucleus visible. Internally, the oncoids show variability in morphology and texture made up of alternate light and dark laminae with thin, nearly continuous concentric crenulated layers of goethite and organic matter, similar to the stratiform stromatolite bands.

The laminated and concentric cortex in oncoids reflects short-term continuous coated microbial encrustation indicative of constant agitation under relatively high energy conditions (Dahanayake 1977). Local irregular encrustation by microbes indicates temporary low energy conditions. The intraclasts are reworked fragments from previously deposited microbialites nearby in a shallow subaqueous environment. This interpretation confirms microbial features alternated with abiotic laminae of goethite cement by Levett *et al.* (2016) in the Serra dos Carajás and, for the first time, interpreted as a subaqueous biochemical precipitate related to a Cenozoic unit, unrelated to a primary supergene (canga) system. Similar to those documented in many other oolitic ironstone deposits in analogy with carbonate rocks and ironstones (Tucker 2001) and related to the freshwater or terrestrial origin (cf. Li *et al.* 2010, Mei & Gao 2012). Oolitic ironstone deposits of Tertiary age are widespread in northern Europe, northern Africa, and the southern United States, but most are minor dimensions (James 1966). The Middle Eocene ironstone deposits of El Bahariya Depression (Egypt) represent the only economic oolitic ironstone along the Tertiary paleo-Tethyan shorelines in northern Africa and southern Europe (Salama *et al.* 2012, 2013). Despite the term pisoid are adequate for particles of this size, in this work, we use "oncoid" due these particles have the laminae surrounding the nuclei of microbial origin (Riding 2011).

2.5 DEPOSITIONAL MODEL AND DISCUSSION

Models for the formation of detrital laterites related to the landscape evolution and

generation of flattened surfaces have been proposed and discussed, especially for Africa, India, and Australia (McFarlane 1976, Twidale & Bournet 1998, Anand 2005, Ollier & Sheth 2008, Grimaud *et al.* 2015, Anand 2015). Lateritic crust dismantling and recycling processes involve understanding the residual deposits formed by various fragments, known as lags. This process is a general term for deposits with granules ranging from 2 to 256 mm and resulted from the removal of the finer materials by rainwater, wind, or segregation caused by differential weathering, as is widely seen in various flattened surfaces in Australia (Robertson 1996, Alipour *et al.* 1997, Eggleton 2001 & Amand 2005). In these classical works, a sedimentary origin never was directly addressed.

The Cenozoic ferruginized deposits of the Serra dos Carajás, in the S11 plateau, are interpreted as colluvium or talus fans (colluvial fan) expected on the slopes of hills and mountains (slope fan), frequently accumulating at the base (Fig. 8). Breccia facies are related to rockfall and rapid cohesive debris flow associated with dense and viscous fluids with minor contributions from hillside water flows (Nilsen 1982, Collinson 1996). The gradient of these colluvium fans is 35-45 near the apex, 15-20 at the foot, and can reach up to <0.5 km wide (Blikra & Nemeč 1998). The occurrence of breccia fragments indicates recurrent erosion of these ferruginized deposits associated with the plateaus' denudation during the Cenozoic.

Colluvial fan deposits are laterally in contact with goethite-bearing deposits with oncoids precipitated in a low-energy shallow lake or extensive pond. This setting was possibly stagnated and sporadically alternate with moderate energy and perhaps resulted in developing a stratified water column with predominantly anoxic bottom conditions. The development of widespread dense anoxic photoferrotrophic biofilms in the euphotic zone was alternate with iron-oxyhydroxide precipitation resulting in the formation of goethite-hematite and organic matter-rich rhythmite comparable to those of Precambrian age (cf. Chi Fru *et al.* 2012, 2013, 2015, Konhauser *et al.* 2017, Kappler *et al.* 2005, Hanert *et al.* 2002). Microbial induction of iron oxide and hydroxide precipitation has also been suggested for Cenozoic deposits (Salama *et al.* 2013, 2014, Chi Fru *et al.* 2018). Moderate to high energy at the bottom of the lake is indicated by the occurrence of microstromatolite intraclast and Fe-oncoids particles (Fig. 5).

The S11 plateau was studied in detail by Souza-Filho *et al.* (2020) using basin morpho-structural analysis and seismostratigraphic studies. The authors suggest that the fault activities were coeval with wet climate conditions that allowed the deposition of clastic deposits organized in three main seismostratigraphic units associated with the

significant lake-level fluctuations. Collapse faults have been mapped in this place and are considered a component of the fault reactivation process. The authors suggest a fan delta's progradation on a basin related to the main drainage caused by fault reactivation. Also, it indicated that this process is responsible for the increase of the lake accommodation space, propitiating the deposition of fine-grained sediments until 36 000 cal year BP. The authors consider a decrease of lake water level with deposition of siderite under redox conditions. A last gravitational collapse episode enlarges the lake area and depth with clastic/organic deposition. Our data indicates that the inference of a deltaic system in an area of less than 1 km (hill to valley) is improbable. The deltaic system needs a large area to develop. Indeed, portions of this putative delta never were addressed by these authors. Similarly, the inference of slow (orogenic) fault reactivation coincident with rapid climate variations is improbable. Following this mechanism, the accommodation space generated in the lake was minimum, with accumulation in the maximum 20 m of sediments, not compatible with a tectonic lake.

The collapse faults mapped by Souza-Filho *et al.* (2020) observed all around the lake borders, always stepping down towards the lake, with a concentric, discontinuous geometry are reinterpreted here as sliding planes related to the progradation of colluvial fans towards the valley. Probably, many basement faults were included in these younger fault sets not related to the tectonics or Pleistocene fault reactivation. The substrate irregularities related to those Precambrian structures are frequently observed. Still, there is no evidence of reactivation of these structures during the Pleistocene, and probably they have not influenced the sedimentation of the lakes. The dissolution processes were other mechanisms inferred to explain the partial collapse of the weathered upper crust present in the Violão Lake region (Abreu *et al.* 2016, Cabral *et al.* 2016, Auler *et al.* 2019, Silva & Costa 2020). The collapse processes, rockfall, and rapid cohesive debris flow associated with dense and viscous fluids with minor contributions from hillside water flows are common in the colluvial fans. The bathymetry of these recent lakes reveals a flat-bottom washing basin shape mainly in its central part, while in its narrow area, a U-shaped profile prevails, bordered by laterites (Souza-Filho *et al.*, 2020). We considered that these lakes in SD11 were implanted on the flat surface formed in the toe of colluvial fans covering older laminated-bearing goethite lake deposits.

The colluvial fan-lacustrine depositional system was recurrent during the Cenozoic in the Serra dos Carajás, preserved mainly by the fast iron-oxide-hydroxide precipitation. The ferruginized succession was generated by the continuous erosion of plateaus and older

and sub-actual lateritic profiles. The flat morphological configuration of these pre-Quaternary deposits served as a substrate for the implantation of lakes with a maximum age of 36,000 AP (Guimarães *et al.* 2017, Souza-Filho *et al.* 2020) by the high rainfall that characterizes the Carajás region.

The landscape evolution and the development of the colluvial fan and lake system in the Serra dos Carajás plateaus are summarized in figure 8. During the Pleistocene, the erosion and planation processes led to the erosion of these older lateritic profiles generating colluvial fans prograding on shallow lakes or ponds (Fig.8). Goethite chemical precipitation in this subaqueous environment was microbially-induced forming stromatolites and oncoids interbedded with laminated beds. The successive progradation of colluvial fan lobes was recurrent during the Pleistocene, causing barred lakes with chemical precipitation during Upper Pleistocene to Holocene (Fig. 8). The dry climatic conditions resulted in the biochemical precipitation of iron oxide-hydroxide. In contrast, the increase of weathering and soil erosion from the surrounded plateaus under wet climate resulted in the siliciclastic deposition accompanied by the rainforest implantation.

The colluvial lobes were preserved by distinct intervals of lateritization, unrelated to those weathering events previously interpreted for the Amazonia. This process allowed the increase of preservation potential of these deposits demonstrated by the superposition of morphologies of colluvial lobe and lake in the studied area. It is not easy to estimate the period that led to model the relief and paleosurfaces in the Serra dos Carajás, mainly with the lack of precise ages. Notwithstanding, the observed recurrent sedimentation pattern suggests a recent history not older than Pleistocene (Fig. 8).

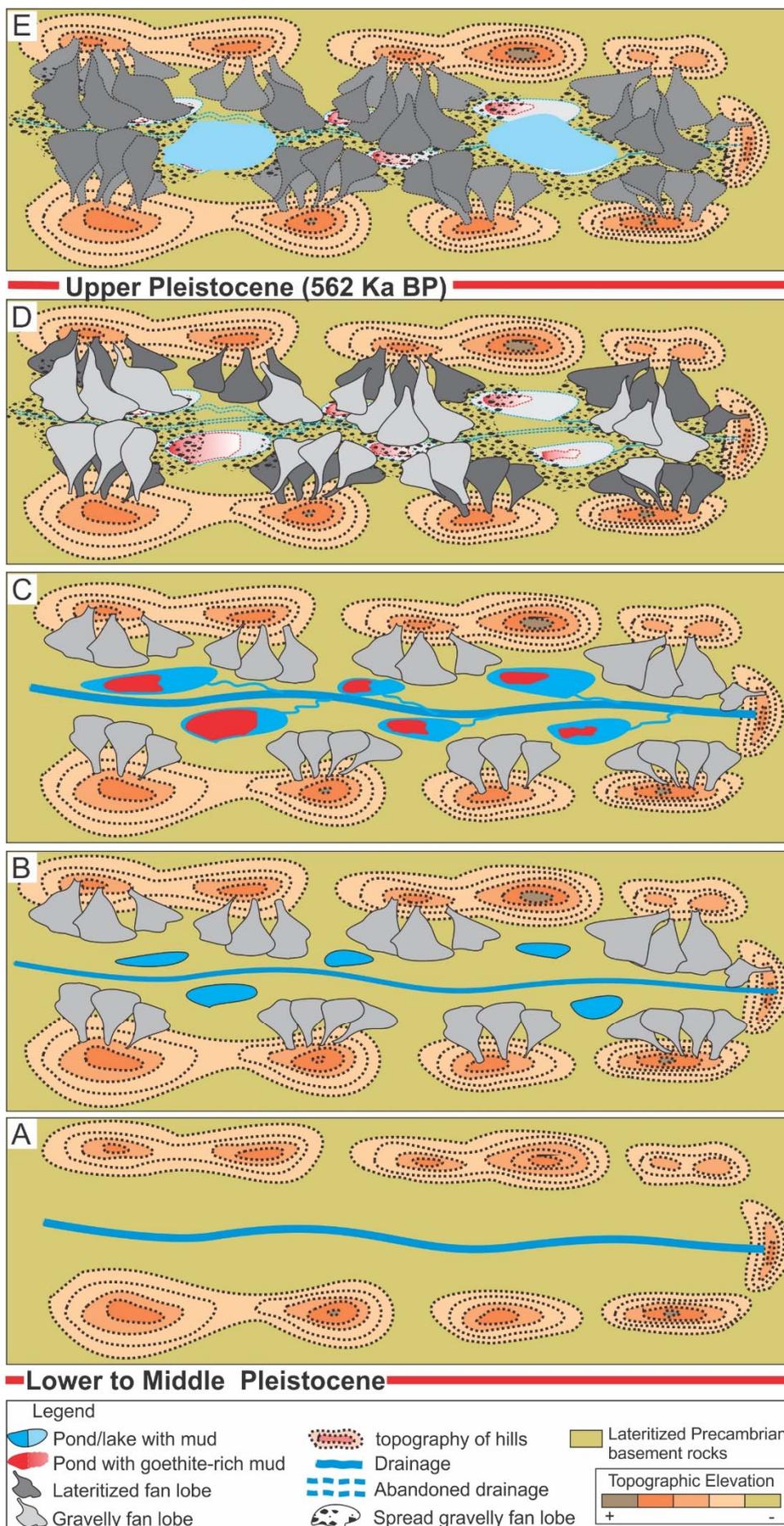


Figure 8- Landscape evolution of the Serra Sul in the Carajás Region, Amazonia. A) The lateritized basement rocks forming hills and valleys crossed by oriented drainage beheaded on the ancient lineaments. B) a dry phase promoted the implantation of colluvial fans developed on the lateritized basement providing fragments to the adjacent shallow lakes or ponds. C) Wet station with enlarging of lakes and microbially-induced chemical precipitation generating goethite-bearing sediments; the gravelly (debris flow) lobes are strongly cemented by iron oxides hydroxides. D) The cementation preserved the fan lobe and lake morphologies; a new phase of lobe progradation superpose the ancient lobes cause the barred-drainage and the gravel sediments spread in the inherited flat-bottom valley morphology. E) The recent configuration of the plateaus with development of barred lakes. The intense pluvial action during wet phase result in the accumulation of water in the confined space between the lateritized lobes.

2.6 CONCLUSIONS

The facies analysis of lateritic crusts informally called "canga" in the Serra dos Carajás, indicate that these deposits are Pleistocene lateritized sediments. These deposits comprise ~30-m-thick succession of laminated fine goethite-bearing precipitates and clast-supported flat-pebble breccia organized in chaotic to incipient fining-upward cycles. Hematite and volcanic fragments, pisolites, and oolites predominate in these deposits cemented by iron aluminum oxyhydroxides. These deposits overlie Precambrian banded iron formation and volcanic rocks intensely lateritized that represent the primary detrital source. These ferruginous deposits are representative of colluvial fan and shallow lake or pond settings. The evolution of Serra dos Carajás goes back to the Paleogene when the Precambrian basement rocks were intensely lateritized. The colluvial lobes were preserved by distinct intervals of lateritization, unrelated to those weathering events previously interpreted for the Amazonia. This process allowed the increase of preservation potential of these deposits demonstrated by the superposition of morphologies of colluvial lobe and lake in the studied area.

During the Pleistocene, the erosion and planation processes led to the erosion and dismantlement of these older lateritic profiles generating colluvial fans prograding on shallow lakes or ponds. Goethite chemical precipitation in this subaqueous environment was microbially-induced forming stromatolites and oncoids interbedded with laminated beds. The successive progradation of colluvial fan lobes was recurrent during Pleistocene, causing barred lakes with chemical precipitation to alternate with siliciclastic deposits during Upper Pleistocene to Holocene. The colluvial lobes were preserved by distinct intervals of lateritization, unrelated to those weathering events previously interpreted for the Amazonia. This process allowed the increase of preservation potential of these deposits demonstrated by the superposition of morphologies of colluvial lobe and lake in the studied area. It is not easy to estimate the period that led to model the relief and paleosurfaces in the Serra dos Carajás, mainly with the lack of precise ages.

Notwithstanding, the observed recurrent sedimentation pattern suggests a recent history not older than Pleistocene. The new interpretations presented here allow us initiates a new understanding of the duricrust from the Serra dos Carajás, providing details about the evolution of the Amazonian landscape. Ongoing stratigraphic studies in the Serra dos Carajás to the same detail as those reported here for the ferruginized deposits will potentially yield a more complete picture of the Pleistocene sedimentary record in the Amazon Plateaus.

ACKNOWLEDGMENTS

To the Technological Institute Vale- Sustainable Development, with support from the Lateritas Project and financial support. To the Institute of Geosciences of the Federal University of Pará for the technical support of laboratories. To the Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences of the University of São Paulo, specifically the Research Group on Paleomagnetism and Rock Magnetism. To Professor Dr. Rômulo Simões Angelica for the interpretations of mineralogical analyses. To the Prof. José Bandeira (UFPA) by the discussion about the evolutive model.

**CAPÍTULO 3 THE ORIGIN OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY AND ITS
ANISOTROPY IN CENOZOIC LATERITIZED DEPOSITS FROM THE SERRA
DOS CARAJÁS, NORTHERN BRAZIL**

Clóvis Wagner Maurity^(1,3); Ricardo Ivan Ferreira da Trindade⁽²⁾; Janine Araújo do Carmo⁽²⁾; Marcondes Lima da Costa⁽³⁾; Afonso Cesar Rodrigues Nogueira⁽³⁾; Lucieth Cruz Vieira⁽⁴⁾; Alessandro Sabá Leite⁽¹⁾; Augusto Cesar da Costa Lobato⁽¹⁾; Roberto Dall'Ágnol⁽¹⁾.

⁽¹⁾Instituto Tecnológico Vale – Desenvolvimento Sustentável (clovis.maurity@itv.org, alessandro.leite@me.com , augustolobato@yahoo.com.br , roberto.dallagnol@itv.org_)

⁽²⁾Universidade de São Paulo – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas(ricardo.trindade@iag.usp.br , janine.carmo@usp.br)

⁽³⁾Universidade Federal do Pará - Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em geologia e geoquímica. (anogueira@ufpa.br , marcondeslc@gmail.com)

⁽⁴⁾Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Asa Norte, 70910-900, Brasília, Distrito Federal, Brazil (lucieth@gmail.com).

ABSTRACT

Detrital lateritic crusts or "canga" have been used to name duricrusts exposed in northern South America, Australia, Africa, and Asia generally related to the planation surfaces. Here, these crusts exposed in the Serra dos Carajás, Amazonia, comprises ~16m-thick of ferruginized deposits of clast- and matrix-supported breccia and laminated goethite-bearing rock organized in chaotic to incipient fining-upward cycles. Breccia contains angular and subrounded pebbles (hematite) interbedded with pisolites/oolites levels cemented by goethite and iron aluminum oxy-hydroxides. These deposits products of erosion and deposition of older lateritic profiles developed on basement rocks afterward lateritized during the Cenozoic. They are representative of colluvial fan and lacustrine deposits associated with the landscape evolution of the Serra dos Carajás plateaus during the Cenozoic. Magnetic properties of these deposits were evaluated in samples collected in nine sites around the S11D iron Mine, the south hill of the Serra dos Carajás. The high magnetic susceptibilities, alternating fields, and samples' thermal demagnetization indicated a remnant magnetization provided mainly by iron minerals. The graphic pattern anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) showed an oblate shape for most of the specimens measured. Petrographic data and X-ray diffraction indicated hematite (50%), goethite (47%), and magnetite, gibbsite, and Al-goethite (3%). Although magnetite and maghemite were not observed in 43% of the analyzed samples, the deposits have high magnetic susceptibility. Scanning electron microscopy analysis showed significant amounts of carbon associated with hematite and goethite. Possibly, the strong magnetization detected can result from ancient wildfires indicated by the high carbon content on minerals. The oblate pattern of AMS and the poles dispersion of natural remnant magnetization indicate variables formed before and after the deposition. The size, disposition, mineral composition, and magnetization of fragments composing flat-pebble breccia are inherited from the reworked of lateritized banded iron formation and volcanic rocks. The recurrence of several mineral phases of goethite and hematite has preserved the open framework of alluvial breccia. It interferes with the magnetic data interpretation, although the stable chemical of lacustrine goethite precipitates is adequate for future studies with this emphasis. This detailed study on the mode of formation of these lateritized sediments provides a new clue on the interpretation of other similar deposits found in Amazonia.

Key-words: Amazonia; Cenozoic, Laterite, Ferruginous sediments; Anisotropy of magnetic susceptibility.

3.1 INTRODUCTION

The use of magnetic fabric techniques to understand weathering processes is less frequent when compared with the application of magnetic mineralogy and paleomagnetism on duricrust (Ozdemir & Banerjee 1982, Resende *et al.* 1986, Hus & Stiers 1987, Allan *et al.* 1988, Fontes 1992, Schmidt & Embleton 1976, Schmidt *et al.* 1976, 1983, Kumar 1986, Gehring *et al.* 1992). Duricrust or detrital lateritic crusts are the weathering product that characterizes summit surfaces, generally capping iron deposits worldwide (references). The duricrust origin has been attributed to the supergene enrichment processes, indicated by their rugose textural aspect and intense iron-aluminum cement (Costa 1991). Therefore, laterite and ferruginized sandstone fragments have been described in these crusts, but their origin was never adequately addressed in the literature (references). The erosion of the lateritic profile developed on altered BIFs and iron ore are processes that imply transport and deposition and has been used to explain the presence of these components in the duricrust (Shuster *et al.* 2012, Löhner *et al.* 2013, Butt & Bristow 2013, Monteiro *et al.* 2014, Gunn *et al.* 2018). This interpretation contrast with an origin in situ, caused by lateral migration of groundwater flows, or landscape evolution with detritus generation independent of the bedrock (McFarlane 1976, McFarlane 1991, Morris 1994, Bestland *et al.* 1996, Kneeshaw & Morris 2014). The sedimentary origin could be tested using magnetic susceptibility to verify the different signatures between the fragmented and cemented portions. The abundant iron oxyhydroxides in these deposits are appropriated to contain remnant magnetizations in ferromagnetic minerals such as goethite and hematite or form ferrimagnetic minerals such as magnetite and maghemite (Mullins 1977, Maher 1986, Schwertmann & Murad 1983). Ferrimagnetic minerals occur in low concentrations, less than 10 wt% (cf. Butler 1991).

The magnetic properties of the laterites have been used for dating and corroborate the continental drift since the Cretaceous, such as occurred in Australia and India (Schmidt & Embleton 1976, Hrouda 1982, Schmidt *et al.* 1983, Idnurm & Schmidt 1986, Kumar, 1986, Schmidt & Ollier 1988, Nott *et al.* 1991, Acton & Kettles 1996, among others). The paleomagnetic signal depends on the MRN poles' dispersion, and the lack of this parameter in the samples indicates fragmented and transported material (Gehring *et al.* 1992, Bourman 1996). These results contest the origin in situ for these duricrusts as a unique interpretation. Similar studies in iron ore deposits in the Quadrilátero Ferrífero, southeastern Brazil, revealed that canga has magnetic anomalies six times greater than the ore, even with a low percentage of magnetite (Davino 1974). In the Amazon,

paleomagnetic dating of laterite-bauxite profiles, except for the Carajás region, has coincided with the proposed lateritization events despite the minimum continental drift since the Paleogene (Théveniau & Freyssinet 1999 and 2002, Horbe 2014).

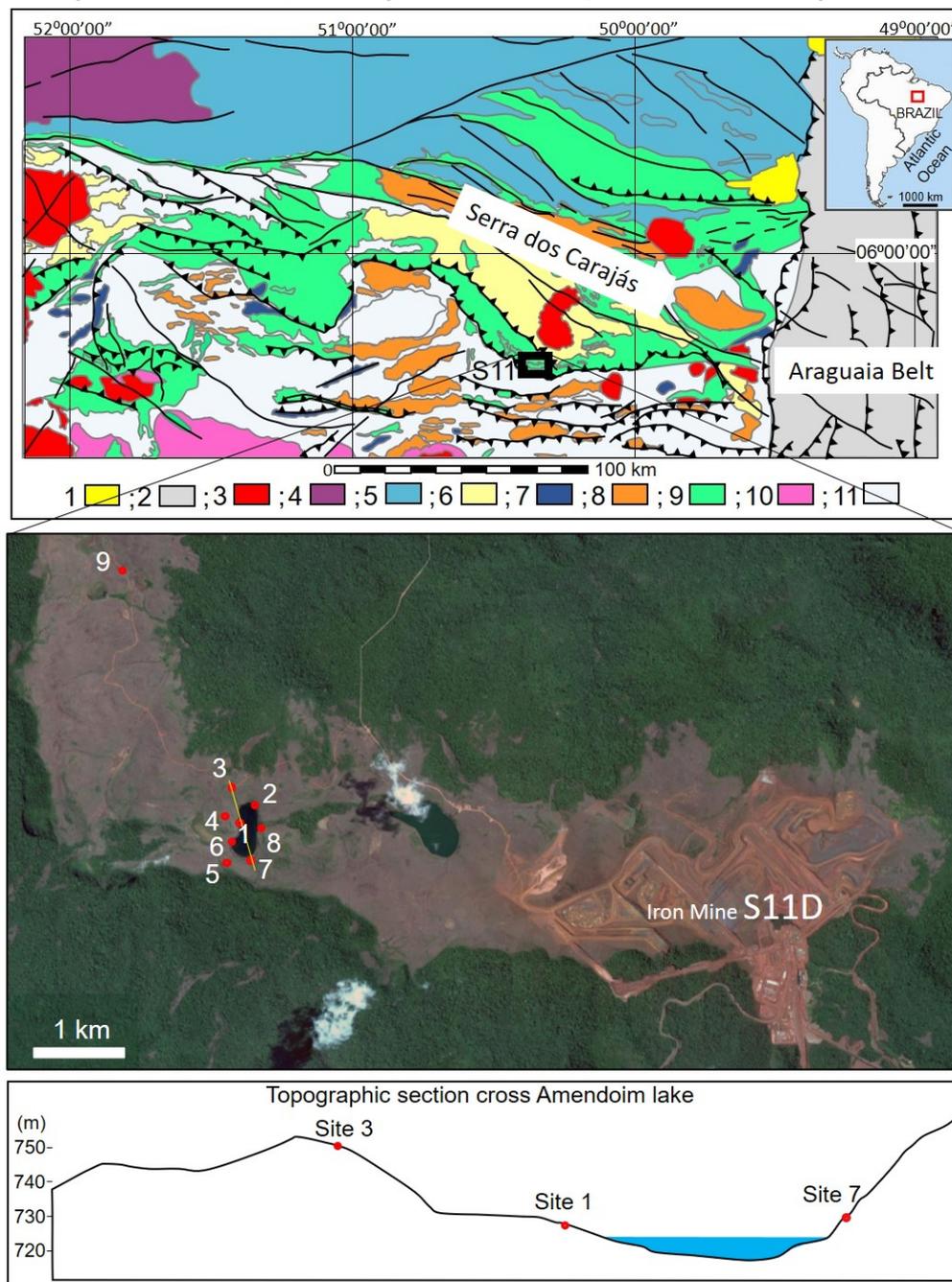
The Serra dos Carajás, the object of this study, represents a dissected plateaus presenting a hardened ferruginous cover, called "canga", exposed between rupestrian vegetation, remnants of a razing land during Paleogene, and sometimes covered by soils and rainforest developed during landscape changes (Ab'Sáber 1986, Silva 1991 and Mota *et al.* 2015, Vasquez & Rosa-Costa 2008) (Fig. 1). Like the other duricrusts described in several places, massive iron cementation has been interpreted as developed *in situ* and considered exclusively supergenic based mainly in the geochemical study (Théveniau & Freyssinet 1999 and 2002, Costa 1991, Horbe 2014). The no application of different methodologies has precluded a better understanding of its genesis, which remained inconclusive for decades. A primary sedimentary origin was attributed to these duricrusts, called "detrital laterite" or lateritized debris deposits recorded worldwide (Bestland *et al.* 1996, Ghosh 2014, Kneeshaw & Morris 2014, Chardon *et al.* 2018). Sedimentological observations and mineral identification were used to understand the genesis of ferruginized deposits previously called "canga" in the Serra dos Carajás. Additionally, this succession represents the prime candidate to evaluate the magnetic properties to test the sedimentary origin. The iron cementation magnetic signature allowed us to infer different precipitation phases linked to the Cenozoic lateritization events in Amazonia.

3.2 GEOLOGIC SETTING

The plateaus of Serra dos Carajás is characterized by a set of convex hills, amphitheatres with lakes, and broad flat bottom valleys. These morphologies were molded on Neoproterozoic to Proterozoic metamorphic mafic, and acid volcanic rocks associated with sedimentary rocks composing a greenstone belt sequence intruded by granitic and granitoid bodies (Vasques & Rosa-Costa 2008). Volcanic rocks and banded iron formation constitute the Neoproterozoic Grão-Pará Group overlain by the Proterozoic siliciclastic rocks of the Águas Claras Formation (Fig. 1). The banded iron deposits of the Carajás Formation are the most significant iron ores reserves of the region (Tolbert *et al.* 1971). In general, the rocks are deeply weathered, being part of this mantle preserved by lateritic crusts that sustain the kilometric plateaus. The weathering profile on these rocks is more than 300 m-deep classified with a high degree of evolution or mature stage (Costa 1997), including four horizons from the base to the top: lateritic crust, bauxitic horizon, and the saprolite formed by clayey, pale, and transitional horizons. The bauxitic horizon occurs

more frequently over a basic volcanic rock substratum of the Grão-Pará Group. Afterward, the ferruginous crust develops indiscriminately under all types of rock substratum in the region. In the Serra dos Carajás, the lateritic crust is often called "canga", especially those associated with iron ore.

Figure 1 – Geological and location maps of the Serra dos Carajás, northern Brazil. A) Geologic setting. B), C) Sites of sampling near the S11D iron mining, in the Serra Sul. C- Topographic cross-section along Amendoim lake, locating sites 3 and 7 (Public domain images extracted from



Google). Abbreviations in A), 1- Phanerozoic sediments; 2- mobile belts rocks; 3- felsic magmatic rock; 4 – orogenic magmatism, Post-Collisional units (Transamazônico Cycle); 5 – Complexes of Metamorphic rocks; 6 – Proterozoic sedimentary cover, 7 – Ultramafic-mafic magmatism rocks; 8 –high-K granitoids; 9 – greenstone belts; 10- TTG-Granitoid e Orthognaisses; 11- Basement assembly.

The topographic surfaces in the Serra dos Carajás plateaus have their origin correlated to the post-Cretaceous planing events in South America (King 1956, Ab'Saber 1986,

Ab'Saber 2000). Several tentatives of age constraints in the Serra dos Carajás provide a significant resolution of ages since the Cretaceous to Holocene extrapolates the periods of classic plaining events and lateritic crusts development. The K-Ar and $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ dating of manganese minerals indicated ages of 65-69, 51-56, 40-43, 33-35, 20, 24, 12 -17, and 0.2 ± 0.2 Ma attributed to K-Mn oxides precipitations linked to the climatic climate changes in the Amazon (Vasconcelos *et al.*, 1994). This age range has also been obtained in goethite by the (U-TH) / He method in the ferruginized deposits of the Serra dos Carajás (Shuster *et al.* 2012 e Monteiro *et al.* 2018). These authors suggested that the low erosion rates of these deposits through ^3He production ($\sim 0.16\text{-}0.54$ m / Myr) and attributed the age variations to an internal dynamics with material translocation; solution, and reprecipitation, on time scales of millions of years, through U depletion and Th enrichment over time. Although the landscape geomorphological evolution can be considered a key to indicating the older and younger surfaces, no age correlation was demonstrated adequately linked with these surfaces.

The sub-millimeter scale biological textures have been identified in the "canga" deposits of the Serra dos Carajás based on analysis of field emission scanning electron microscope (FE-SEM). These features are associated with goethite cement and suggest microorganisms activities (Levett *et al.* 2016). According to this author, the bacteria play an essential role in the origin and heterogeneous textures observed in the canga. Despite this exceptional discovery, this study lacks the geological context and does not provide significant elements to a more ample paleoenvironmental understanding of the ferruginized deposits.

3.3 SAMPLING AND ANALYTICAL TECHNIQUES

Nine sites were selected for sampling in the S11 plateau, Serra Sul. The field description considered the duricrust with detrital components, detailing the iron cement texture and its relation with topography (Fig. 1). The sampling was carried out in a hard lateritic substrate formed by breccia and goethite-bearing rock. Sites 3, 4, and 5 are in the highest elevations, while sites 1, 2, 6, 7, and 8 are inside the valleys. Sites 6 and 8 are positioned in perennial drainages that feed the recent lake in rainy periods. Site 9, in the Grota das Camadas, is an outcrop of laminated goethite-bearing rock with continuous beds for dozens of meters. Because the breccia contains components considered fragments, it was more used to demonstrate random remnant magnetic fields similar to rudaceous sedimentary rocks. The lithology, texture, and structures were used to interpret

depositional processes and paleoenvironment. Fabric parameters followed Pettijohn *et al.* (1987), verifying the grain contacts, sorting, roundness, textural and compositional maturity. The visible intergranular porosity and types of cement were estimated to acquire information about the compaction history. The temporal relationship between the kind of duricrust was based on recognizing erosive surfaces, textures, and several mineral phases.

X-ray diffractometry (XRD) was applied to determine the bulk and mineral composition of selected breccia and laminated goethite-bearing rock samples crushed in grain size fractions of $<2 \mu\text{m}$. This procedure was performed in the Mineralogical Characterization and Petrography Laboratories of the Institute of Geosciences (IG) of the Federal University of Pará, using the PANalytical model PW 3040 diffractometer. Grain size fractions $<2 \mu\text{m}$ were collected from particles $<63 \mu\text{m}$ by differential settling in distilled water, i.e., using the Atterberg method following Stoke's law. The sample was prepared by placing them onto ceramic plates, air-dried, and coated with ethylene glycol. The samples were measured at $2\theta = 2^\circ\text{--}35^\circ$ with 0.02° and 3 s per step. Thin-sections were prepared following procedures that sized billets of 10 mm thick were cut and lapped and mounted on glass with clear epoxy resin or samples cut in the sample for polished plates for visualization under an optical microscope and scanning electron microscopy (SEM). The used microscope was a Zeiss brand, Sigma-VP model with coupled EDS detector (energy dispersive spectroscopy), brand IXRF, Sedona-SD model.

Patterns for collecting and paleomagnetic treatment of the samples followed the literature's criteria (Collinson 1983). In the Paleomagnetism Laboratory of the Institute of Astronomy, Geophysics, and Atmospheric Sciences (IAG) of the University of São Paulo, 177 specimens were analyzed. The AGICO JR-6A saturation magnetometer was used with the electronic drive unit coupled to an operational computer for natural remain magnetization (NRM) measurements. Two procedures were used in the demagnetization technique: alternating magnetic field (AF) method subjecting the specimen to an alternating and symmetrical field, decreasing linearly to zero to a null field environment. In general, the demagnetization followed the steps: successive steps of 2.0 mT in the range of 0 to 20 mT; 5 mT steps in the field of 20 to 50 mT, and 10 mT in the range from 50 mT to 90 mT. The 0 mT step represents the MRN of the sample. The specimen was submitted to heating and cooling cycles in a null field environment using a TD-48 oven (ASC Scientific), with steps from 50°C to temperature of 500°C , following in steps 20°C to 600°C (magnetite) or 700°C (in the case of hematite). Magnetic susceptibility (ASM) anisotropy was determined using AGICO's MFK1 multifunctional 3D-Rotator, calibrated

to avoid the susceptibility bridge. The principles described by Jelinek (1977) were used to calculate the anisotropy stresses and error analysis. Also, the automated measures with the aid of the Safyr6 program are coupled to the equipment. The acquisition of induced remanent magnetization allowed obtaining magnetic induction curves. In this procedure, the sample was submitted to successive induction steps increasing magnetic fields measuring after each induction step using MMPM 10 pulse magnetizer.

3.4 SEDIMENTOLOGY AND MINERALOGY

The rocks exposed around the Amendoim Lake and Grota das Camadas, Serra Sul of Carajás, previously considered as canga, is considered here as sedimentary deposits comprising breccia and laminated goethite-bearing rock (Fig. 2). These deposits overlie the irregular weathered substrate formed by BIF and volcanic rocks composing small hills and confined valleys. The valleys were developed on the laminated goethite-bearing sediments and are underlaid by Holocene clay interbedded with soft laminated goethite-bearing sediments that fill the recent lakes (cf. Guimarães *et al.* 2017).

The analysis of 39 samples related to the ferruginized deposits revealed a weighted mean value of hematite (50%), goethite (47%), and others (3%) that include mainly the magnetite and subordinate gibbsite and Al-goethite. About 43% of the analyzed samples did not present magnetite identification peaks. Quantitative phase analysis by the Rietveld Method revealed that the sample contains: hematite (70.1%), Al-goethite (19.6%), magnetite (5.5%), goethite (4.3%), lepidocrocite (0.2%), anatase (0.1%), and quartz (0.02%). Rare fragments of hematite may contain magnetite inclusions, and this mineral was found only in 4 samples.

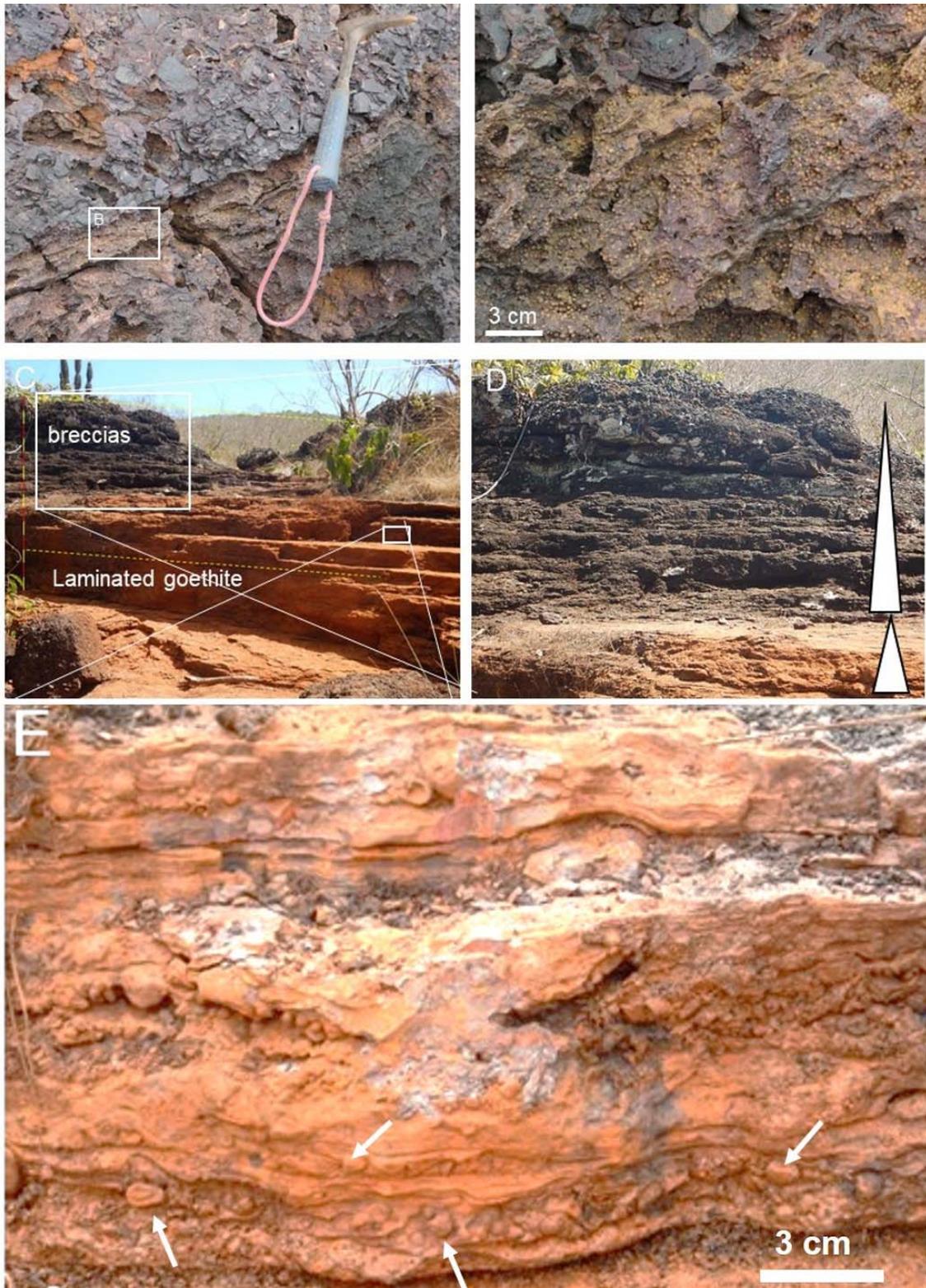


Figure 2- Faciological aspects and paleoenvironmental interpretation of Cenozoic ferruginized deposits. A) even parallel stratified hematite-cemented breccia interbedded with pisolitic-oolitic layer dipping 24 degrees to the north. B) Detail of A, pisolitic-oolitic layer. C) and D) Contact between two fining upward cycles of breccia and laminated goethite. E) Laminated goethite-bearing rock with oncoids (arrows).

The breccia has angular fragments composed mainly of BIF and weathered volcanic that indicate short transport associated with rapid iron cementation preserved from intrastratal dissolution and weathering (Fig. 3). Extraformational and immature

breccia consists of angular and prolate clasts sourced from the proximal hills constituted exclusively of lateritic profile developed in BIF and volcanic rocks Grão-Pará Group (Fig. 1). The primary porosity was filled by several mineral phases of iron oxides and hydroxides, mainly hematite and goethite. The kaolinite was mechanically infiltrated soil during the proliferation of vegetation on the ferruginized sediments (Fig. 3). The maghemite occurrence will explain the strong magnetization observed in these deposits, but this mineral was not found in the clasts and matrix. Specifically, in 08 samples, a detailed comparative analysis was performed to find the magnetite and maghemite peaks (Fig. 4). Refinement of 2θ (38° to 44°) for investigation of the prominent peak of maghemite in the hkl position (311), $d(A)=2.5177$ not identified this mineral (Fig. 4).

The laminated goethite-bearing rock with oncoids consists of microcrystalline goethite with limited Al-Fe substitution and subordinate hematite (Figs. 2 and 5). These ironstone (>15% of iron cf. Tucker 1994) are reddish to dark brown, forming very compact layers exposed in topographic lows or valleys in the Serra dos Carajás (Fig. 2). These beds comprising the flat-bottom of current lakes and the outcrops are characterized by tabular beds laterally continuous for dozens of meters (Fig. 2). The XDR and SEM/EDS analysis confirms the goethite and subordinate hematite alternate with adsorbed carbon that reaches locally up to 28% of carbon (Fig. 5). The alternance of crinkled lamination composed of goethite and organic matter (carbon) considered biofilms from stromatolite-like growth features expressed as ~50 to ~150 Micra-thick-layers (Fig. 5). The Fe-pisoids in the laminated goethite-bearing rock is larger than 2 mm, similar to those documented in many other oolitic deposits in analogy with carbonate rocks and ironstones (Tucker 2001). The pisoids are spherical, concentric, and coated grains, with >2 mm in diameter and commonly related to the freshwater or terrestrial origin (cf. Li *et al.* 2010, Mei & Gao 2012). Despite the term pisoid are adequate for these particles, it is adopted "**oncoïd**" **due these particles have a coating of microbial origin. The oncoïd is a spheroidal form of microbial stromatolite showing a series of concentric (often irregular or scalloped) laminations** (Scholle & Ulmer-Scholle 2003).

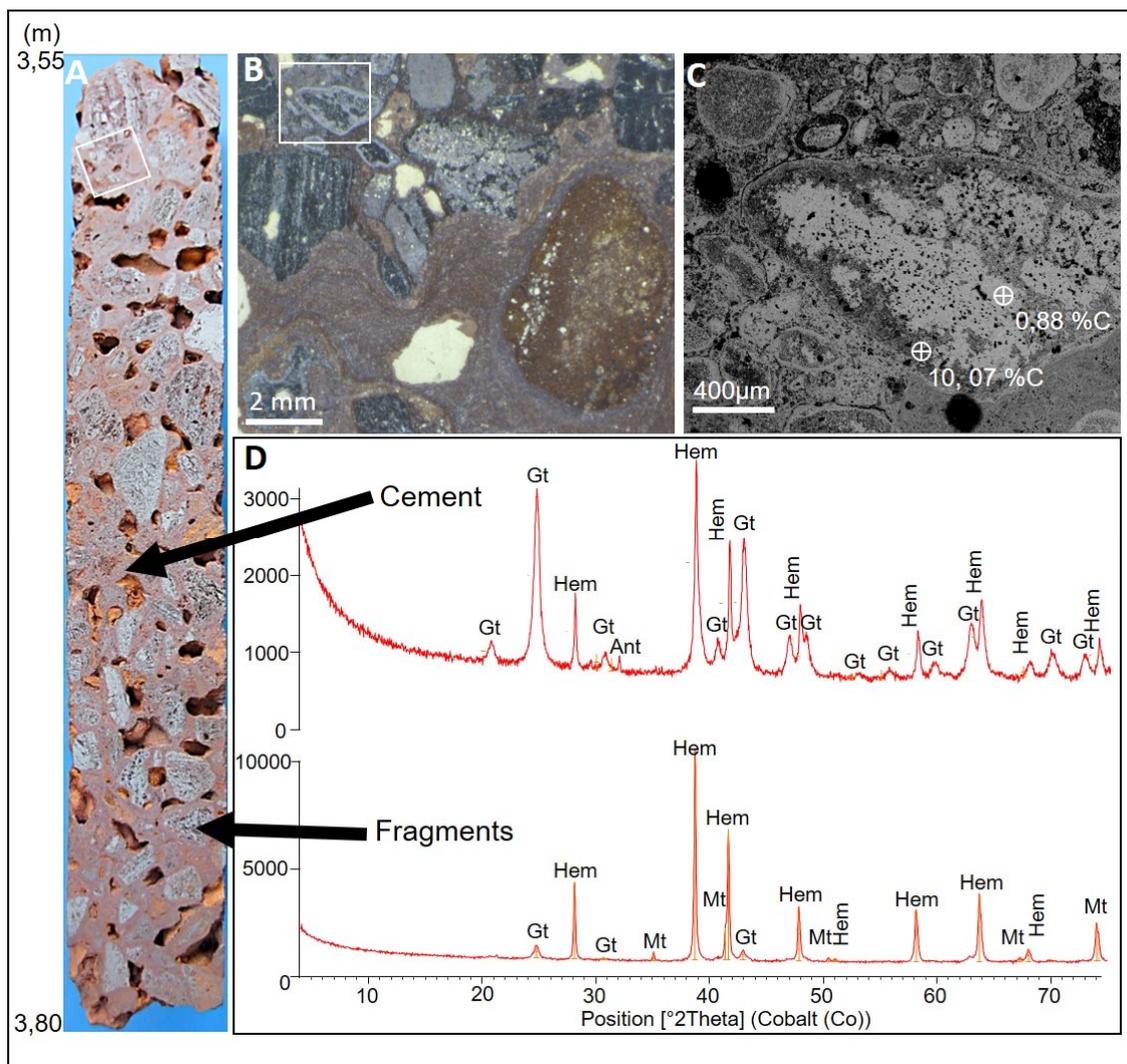


Figure 3 – Textural and mineralogical aspects of ferruginized deposits in the Serra dos Carajás. A) Breccia in the drill core FR-548 (from 3.55 to 3.80 m) exhibiting angular to sub-rounded fragments of hematite and cement /matrix of goethite.. B) Photomicrography showing the hematite and goethite cement/matrix ratio and types of fragments. C) Scanning electron microscopy (SEM) image of hematite fragment with carbon (point 2 of the EDS), hematite contours in light gray (point 4 of the EDS), and dark gray goethite as a complex arrangement of cement. D – The x-ray diffractograms of the cement and fragment of the duricrust in the drill core FR-548. The cement contains hematite and goethite with a low count whereas the fragment contains only hematite with a high count due to its crystallinity.

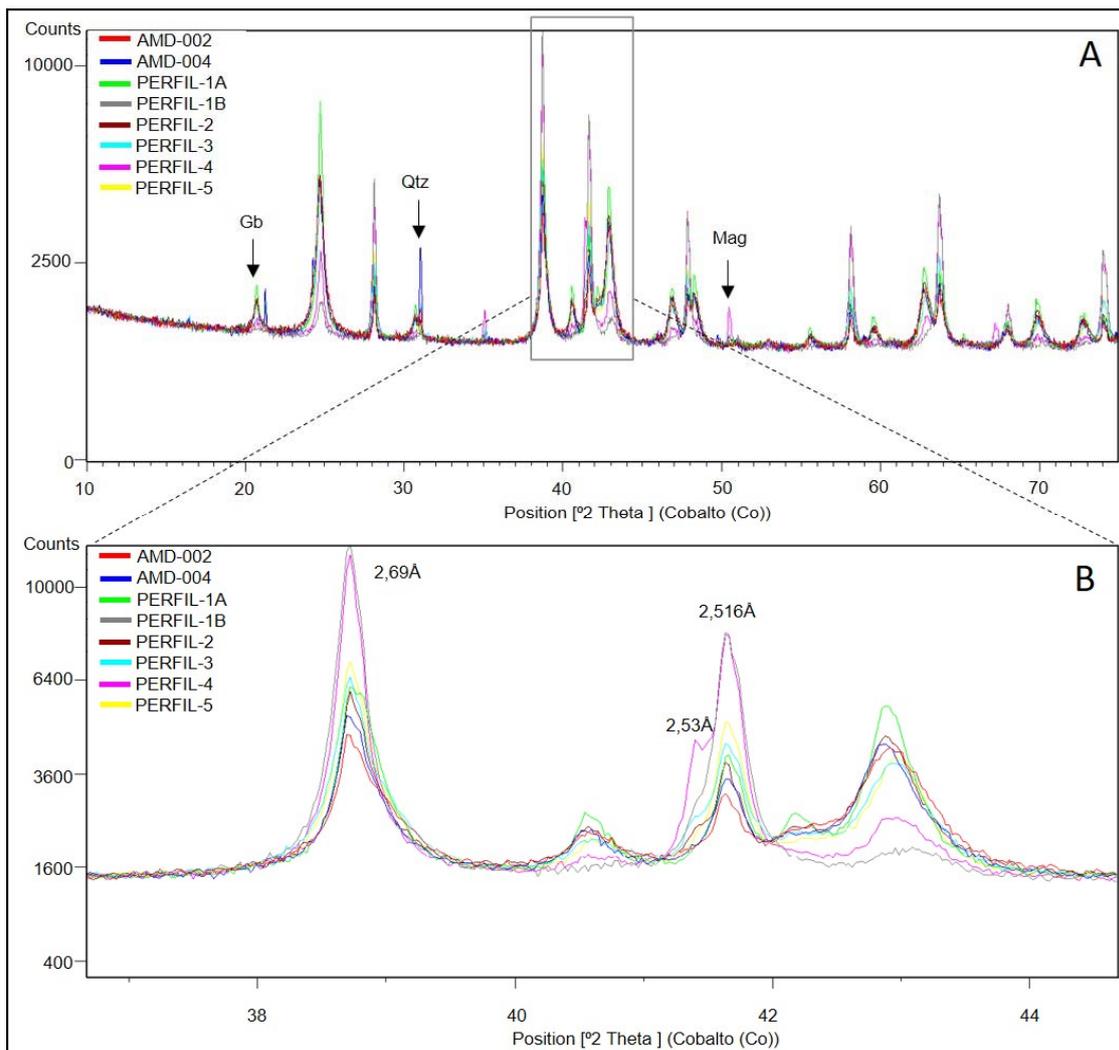


Figure 4 – Diffractograms of 08 samples around the Amendoim lake for mineralogical characterization. A - superimposed diffractograms of the samples where only in the Profile 4 sample magnetite peaks appear. B- Detailed diffractogram (a) between 2θ (38° to 44°) for detection of the maghemite (main peak) in the hkl position (311), $d(A)= 2.5177$.

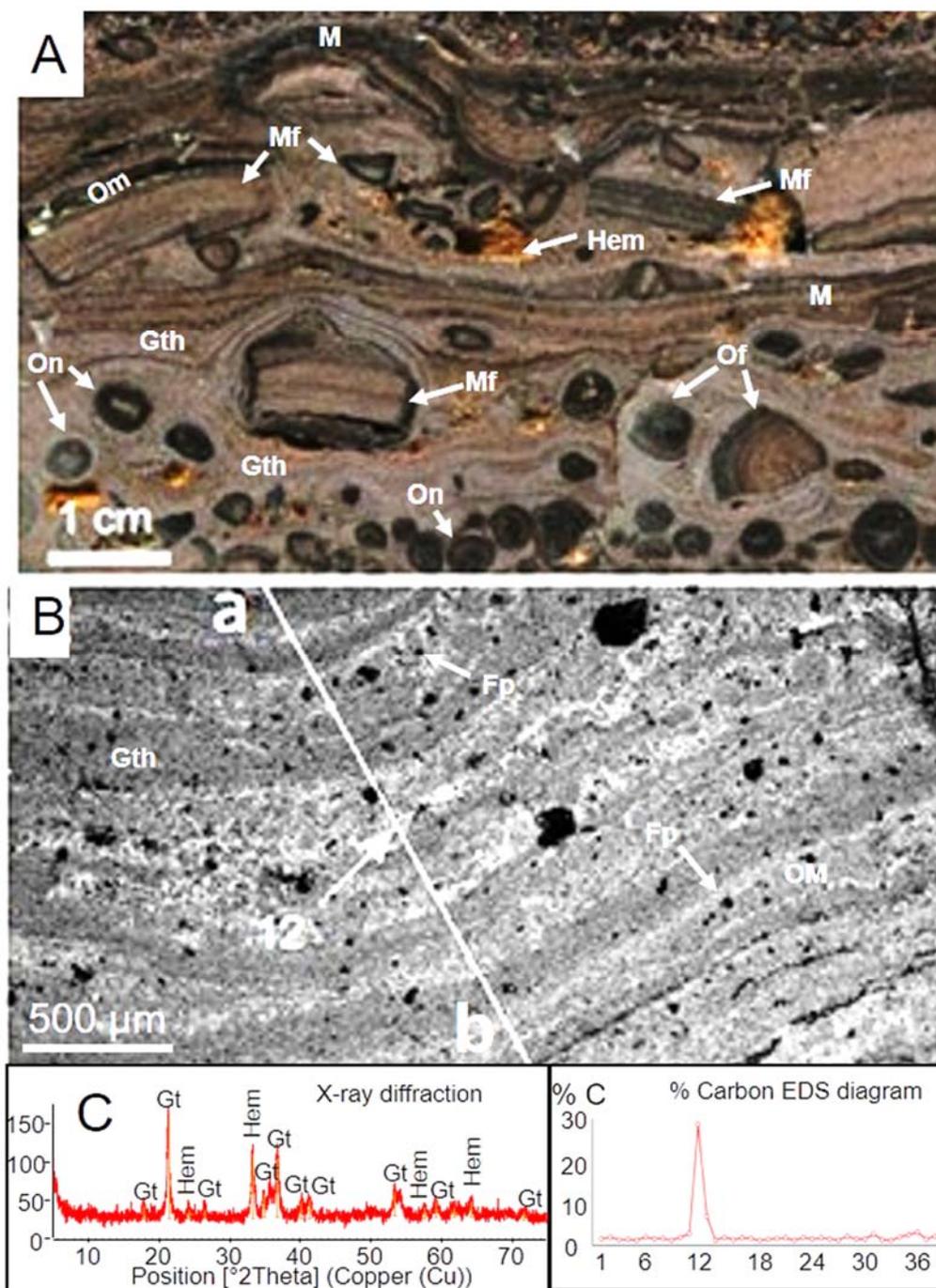


Figure 5 - Light microscope micrographs of goethite-bearing chemical rock. A) Microstromatolite-like growth features expressed as ~50 to ~150 Micra-thick layers composed by goethite (Gth) alternate with lighter organic matter (biofilms) and microstromatolite-like bands forming oncoids. B) Major mineralogical composition by X-diffraction diagram. B) SEM image of microstromatolite with detection of carbon (light band) content up to 28% (point 12). Abbreviations, M, microstromatolite, Om, organic matter, Hem, hematite, Mf, microstromatolite fragment, On, oncoid fragment, Fp, fenestral porosity.

The breccia was formed by the dismantling and erosion of older lateritic profiles cemented by iron oxides/hydroxides covering as debris the convex or flat tops and hillslope are associated with the plateaus' evolution during the Cenozoic (Fig. 6). In chemical rocks, Fe generally traps and preserves organic matter at redox interfaces (Riedel *et al.* 2013).

The data appear to suggest that the mechanism of Fe (III) hydroxide-oxides precipitation and preservation depend on photoferrotrophic-like organisms (Chi Fru *et al.* 2013). The intraclasts are reworked fragments from previously deposited microbialites nearby in a shallow subaqueous environment. This interpretation confirms microbial features alternated with abiotic laminae of goethite cement by Levett *et al.* (2016) in the Serra dos Carajás, interpreted as a subaqueous biochemical precipitate related to a Cenozoic unit, unrelated to a primary supergene (canga) system. The dismantling and erosion of older lateritic profiles cemented by iron oxides/hydroxides covering as debris the convex or flat tops and hillslope are associated with the plateaus' evolution during Cenozoic forming colluvial fans (Fig. 6). The recurrence of these rooting processes in these subaerial deposits could explain organic carbon in the iron minerals. Another explanation will be the accumulation of organic matter after wildfires. A depositional system that includes colluvial fans and shallow lakes dominated the landscape of Serra dos Carajás during Cenozoic (Fig. 6).

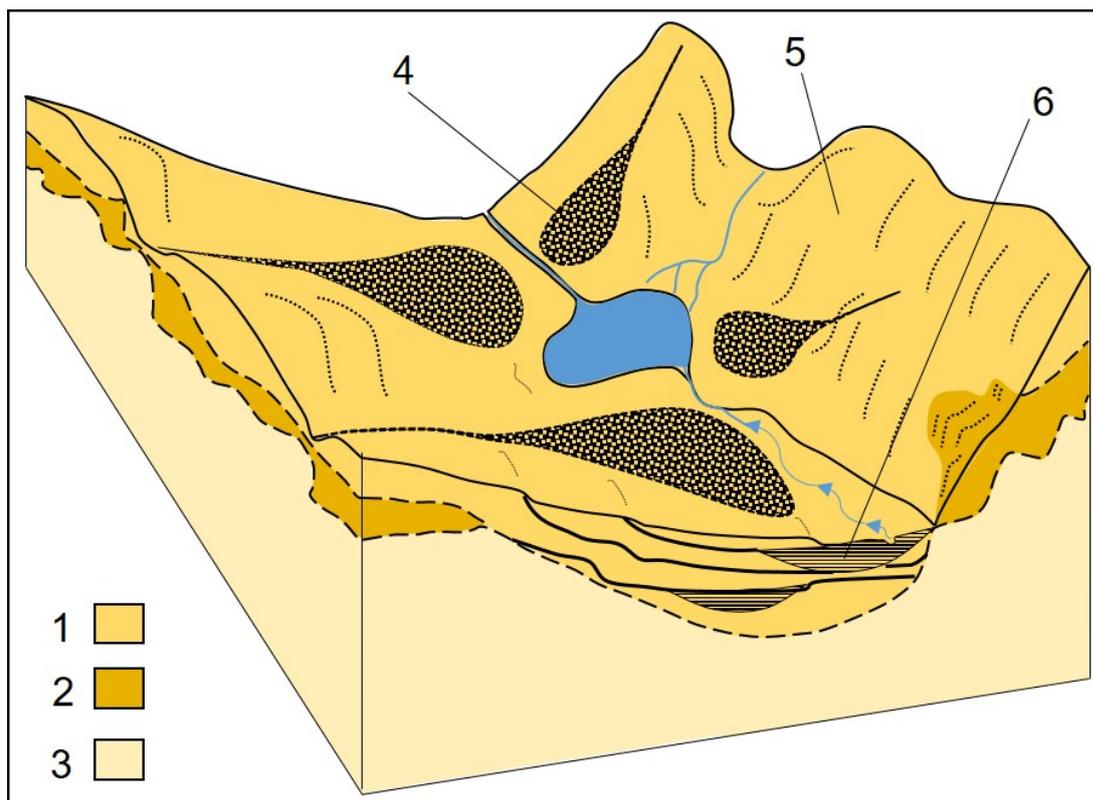


Figure 6 - Depositional settings of studied deposits representative of colluvial fans prograding on the lake chemical system. Conventions, 1-Cenozoic ferruginous sediments; 2- Lateritic crust (*in situ*); 3- Saprolite; 4 – Younger breccia; 5- Older breccia, 6-laminated goethite-bearing rock.

2.5 ORIGIN OF ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY

3.5.1 AMS parameters

The Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) theory assumes field-independent rock susceptibility in the low fields used by standard AMS meters. This premise is valid for rocks whose AMS is carried by diamagnetic and paramagnetic minerals and pure magnetite. In contrast, for rocks with pyrrhotite, titanomagnetite, and hematite, the AMS may be field-dependent, giving rise to measurement problems and mainly interpretation (Markert & Lehmann 1996; de Wall & Nano 2000, Hrouda 2002, 2010, Hrouda *et al.* 2006). Fortunately, practical measurements and mathematical modeling of the measuring process have been shown by the measuring process that the variations of the principal directions and the AMS ellipsoid shape with field are feeble, which is essential to solving some geological problems. In the case of studied lateritized deposits, the magnetic fabric not resembles the grain shape fabric. The paleomagnetic measures do not follow the primary structures marked for the orientation of grain shape. Massive rocks such as volcanic rocks, the magnetic foliation, and lineation are generally coincident with the flow plane reflecting the lava flow direction (Ernst & Baragar 1992, Raposo & Ernesto 1995, Hrouda *et al.* 2002). The field-dependent susceptibility due mainly to magnetite and hematite in these deposits is expected. The fragments have different AMS, indicating that the textural and mineralogical aspects strongly influenced the results.

The majority of the samples (Sites 1-8) used to obtain the paleomagnetic parameters belong to the breccia deposits (Figs. 3 and 7). The hematite fragments contained magnetite inclusions influencing the magnetization of rock directly. These clasts are smaller than 1 mm and comprise hematite, magnetite, quartz, gibbsite cemented by goethite, and elongated porosity (vugs) occurs in the matrix/cement (Figs. 3 and 7).

The sample of site 9 has the highest magnetic susceptibility concerning the other sites and belongs to the goethite-bearing rock. The x-ray diffraction showed no ferrimagnetic mineral composed predominantly by goethite and subordinately hematite, besides high carbon values (Fig. 5). Table 1 shows all specimens' magnetic properties from low-field AMS measurements and the AMS results and anisotropy parameters of 177 specimens samples where magnetic properties and statistical treatment were obtained.

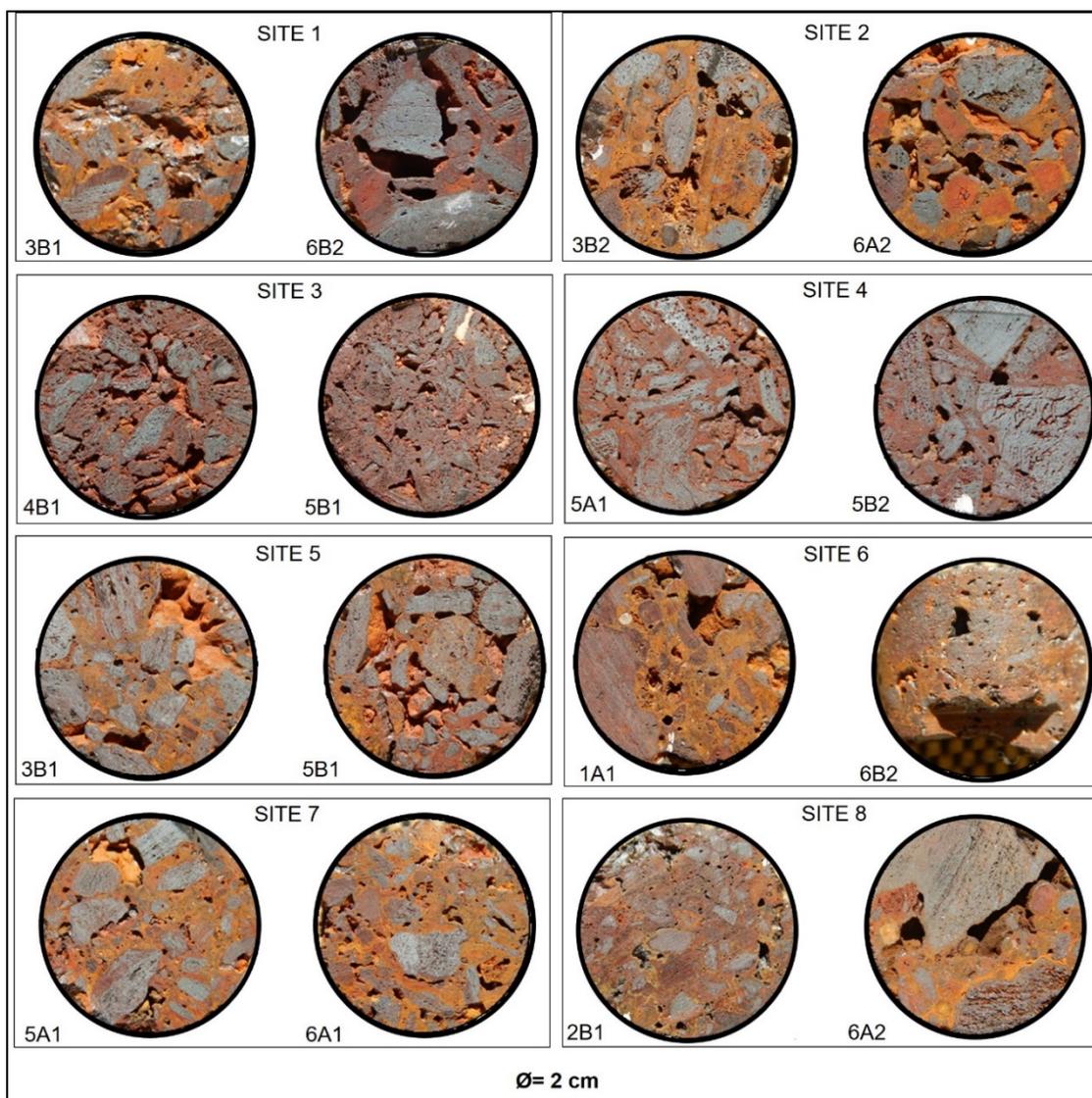


Figure 7 – Textural variations of breccia samples selected for alternating field demagnetization measure. Yellowish ochre goethite form the matrix or cement in the clast- and matrix-supported breccia with hematite fragments. The reddish matrix consists mainly of hematite. Two cm is the diameter (\emptyset) of the circle for each sample image. Intergranular vug porosity is abundant in the breccia framework.

Table 1- Anisotropy parameters are the average parameters for the sites are listed and the respective site, mean magnetic susceptibility, AMS parameters magnitudes, and axes orientations. Site-mean magnetic susceptibility (pie graphic) and AMS data where N= number of specimens; Km=mean susceptibility; P= anisotropy degree; T=elipsoid shape; L= magnetic lineation and F=magnetic foliation.

SITE	N	K _m (SI)	P	T	L	F	Magnetic susceptibility axes		
							K1	K2	K3
1	18	9,82E-02	0,9807	0,25	0,9712	1,0067	126/15	202/27	184/56
2	22	6,43E-02	0,9385	0,24	0,7956	0,9655	180/14	185/26	163/58
3	28	8,06E-02	1,0603	0,49	0,9106	0,9609	164/17	196/16	191/63
4	21	1,65E-01	1,0665	0,34	0,9317	0,8240	142/16	205/23	180/58
5	28	8,38E-02	1,0190	0,29	0,9207	0,9876	189/30	197/26	181/42
6	15	4,22E-02	0,9749	0,08	0,9762	1,0711	159/23	171/39	187/36
7	23	2,09E-02	0,9334	0,15	0,8661	1,0236	194/16	194/28	153/54
8	18	4,93E-02	0,9701	0,37	0,9058	0,9998	201/23	183/36	204/38
9	4	1,23E+00	1,0060	0,31	1,0020	1,0043	239/11	102/12	123/73

3.5.2 AMS results

The mean magnetic susceptibility has shown variable magnitudes among different sites that reflect a variation in the concentration and type of the ferromagnetic minerals or other processes that can cause anomalies. The high values of magnetic susceptibility to ferruginized deposits demonstrate anomalous behavior that is not related to iron ore. This behavior was also observed in the Quadrilátero Ferrífero-BR (Davino 1974). The mean susceptibility, not including the uncommon case of site 9, is 8.5E-02 SI which is considered very high when compared to sedimentary rocks (0.03E-02 SI) as specified by Hrouda (1982, 2010) and Clarck and Emerson (1991). Site 9 has a susceptibility 16 times higher than the overall average of other sites. This site is differentiated from the others by presenting horizontal layers in very thin laminations interspersed with pisolite lenses. Both laminations and pisolites are essentially made up of goethite and show low inclination values of the K1 and K2 axes, as observed in Table 1.

K_m and P data represented in the pie chart show that sites 6 and 8 are similar to others by susceptibility and anisotropy grade values (Fig. 8). Topographically these sites

are located inside the depression, at the mouth of the intermittent drainage channel that feeds the pond in periods of rainfall. However, the cluster analysis reveals a difference between sites. About site 9, a contrast is observed compared to the other sites analyzed concerning its high succession, which makes it completely isolated in the grouping (Fig. 8). Regarding the anisotropy degree (P) that characterizes the eccentricity of the ellipsoids of susceptibility to ferruginized deposits, the box plot chart for P highlights the characteristics of site 9 (Fig. 5). Jelinek's ellipsoid shape parameter expresses an oblate tendency ($T > 0$) for most analyzed specimens (72%) (Fig. 8). Sites 8 and 3 are the ones with the most remarkable tendency in an oblate way among sites (Fig. 8).

The rock's magnetic fabric is well defined for most sites where the foliation is higher than magnetic lineation, corresponding to 72 % of the specimens measured. The linear plot, where the k1 axis is well grouped, and the slightly more developed lining can be observed in site 6. In contrast, the flat plot shows a cluster of the k3 axis in the center of stereograms, and relatively dispersed k1 and k2 axes within a plane indicates the most prominent foliation for sites 1, 2, 3, 4, and 7. This characteristic was poorly marked in sites 5, 6, and 8 when the scattering of the lowest intensity succession (K3) plotted in the stereogram (Fig. 9) was observed. However, the most strongly oblate data are from sites 3 and 8, with the highest magnetic foliation values.

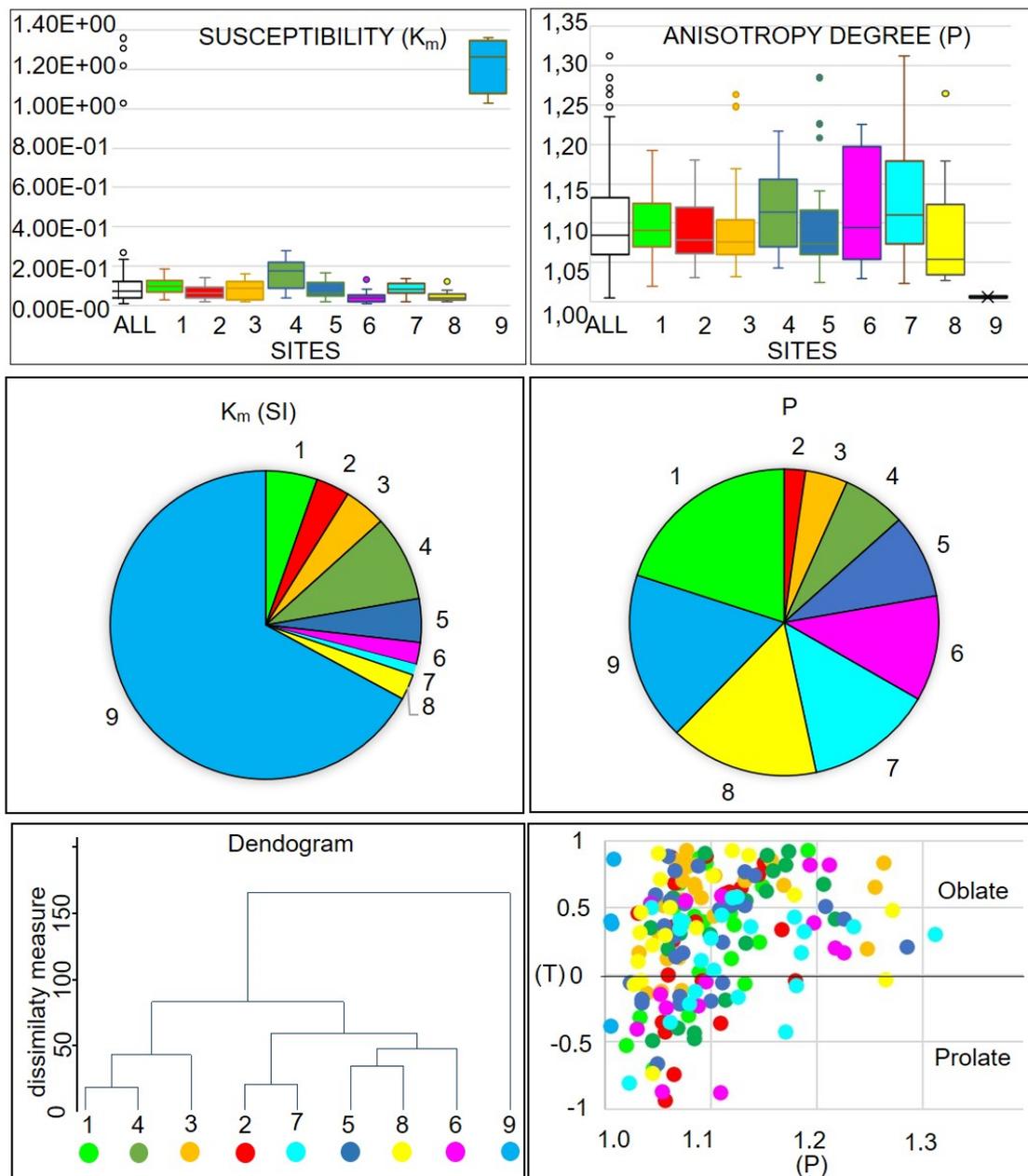


Figure 8 – A boxplot that summarizes the distribution numeric of susceptibility and anisotropy degree for sites investigated. Note that site 9 contrasts with the others. Pie graph for the mean susceptibility (K_m) and degree of Anisotropy (P) of the sites. The dendrogram of the matrix of Table 1 with magnetic parameters data and Scatter plot (Anisotropy degree (P) versus Ellipsoid Shape Parameter of Magnetic Susceptibility (T) shows an oblate form for the majority of specimens.

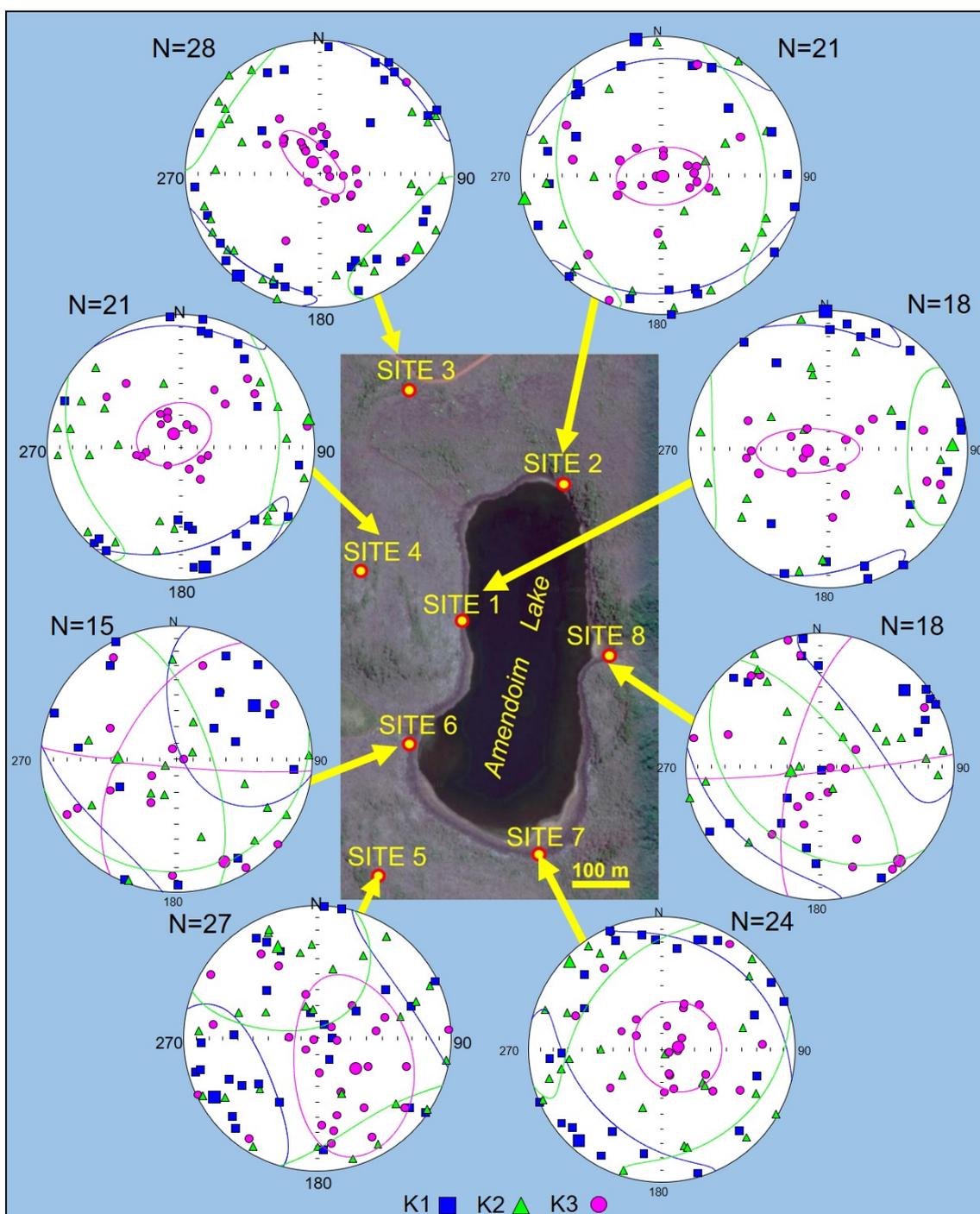


Figure 9 - Stereograms of anisotropy shape with the axes plotted ($K1 > K2 > K3$) characterized the oblate form for most sites where the $k3$ axis of lower intensity is in the central position.

3.5.3 Demagnetization

The analysis of components by alternating field demagnetization (AF) in the sixteen samples chosen showed that the sites present very diverse trajectories, both between the samples and between the sites when compared by orthogonal projection

diagrams (Zijderveld diagram) (Fig. 10). The samples of sites 1, 2, 4, and 5 show different trajectories between them and are discontinuous, which causes difficulties in the interpretation of this behavior. Some interference from the frequent electrical discharges that hit the plateau surface has likely affected these sites. Sites 3 and 7 show the most uniform behavior towards other sites, indicating data consistency. Overall, the trajectories of the measured specimens' main components initially demonstrate a sharp drop in magnetization, which suggests the presence of magnetic minerals such as magnetite and/or maghemite. However, this behavior of the intensity decay curve for sites 6 and 8 is subtly less pronounced. The specimens could not be utterly demagnetized by AF, indicating the presence of coercive minerals such as hematite and goethite. The determination of demagnetization by AF for some samples from the locations around Amendoim Lake confirms that it is impossible to obtain unidirectional paleomagnetic data that allows an assessment of the age of formation of consistent ferruginous deposits according to the remnant. (Fig. 11).

Sites 3 and 8 show the magnetic poles more consistent than the other sites, both by alternating field demagnetization (PA) and thermal demagnetization (Th). In these sites' specimens, they had good correlation results between minerals carrying magnetism for magnetite and hematite separately. The specimen of site 3 presents a pole in the SE quadrant, while the specimen of site eight closest to the north (Fig. 12).

Two different behaviors were observed in the MRI acquisition curve, allowing the identification of minerals carrying magnetization (Fig. 13). Sites 1 through 8, induction indicates the presence of magnetite by rapid induction in the field up to 300 mT, and hematite by gradual induction up to the field of 1000 mT. The other sites' isolate behavior is given from the specimen of site 9, where the trajectory of the curve caused by the slow magnetic induction characterizes goethite as the main mineral carrier of magnetization (dominant magnetic mineral). This behavior is quite evident in the analysis of the coercivity spectrum (Heslop *et al.* 2002 method), according to the measures of IMR as the sum of log-gaussian distributions (Fig. 10).

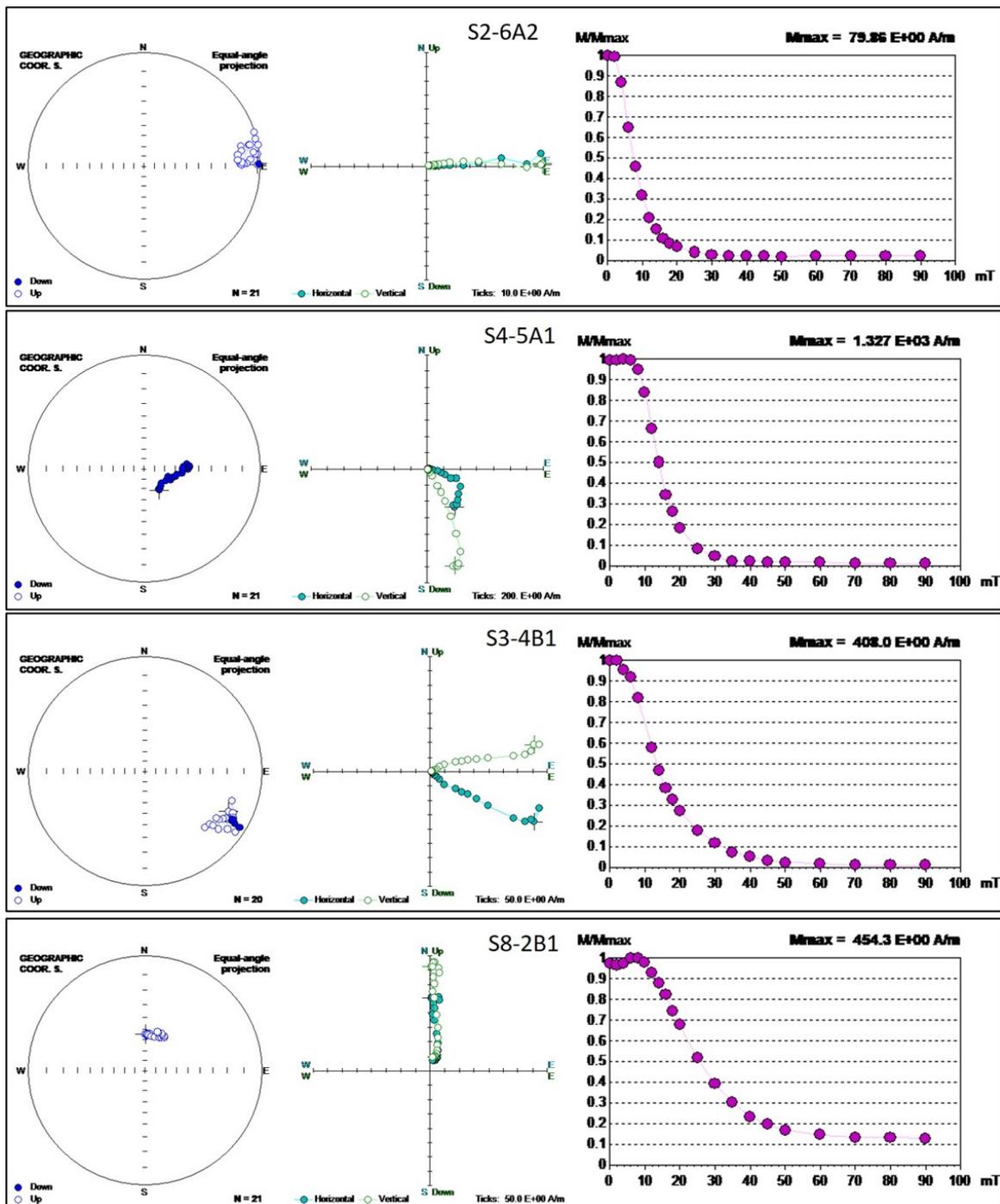


Figure 10- Zijderveld diagram showing orthogonal projections trajectories of the demagnetized sixteen samples by alternating fields.

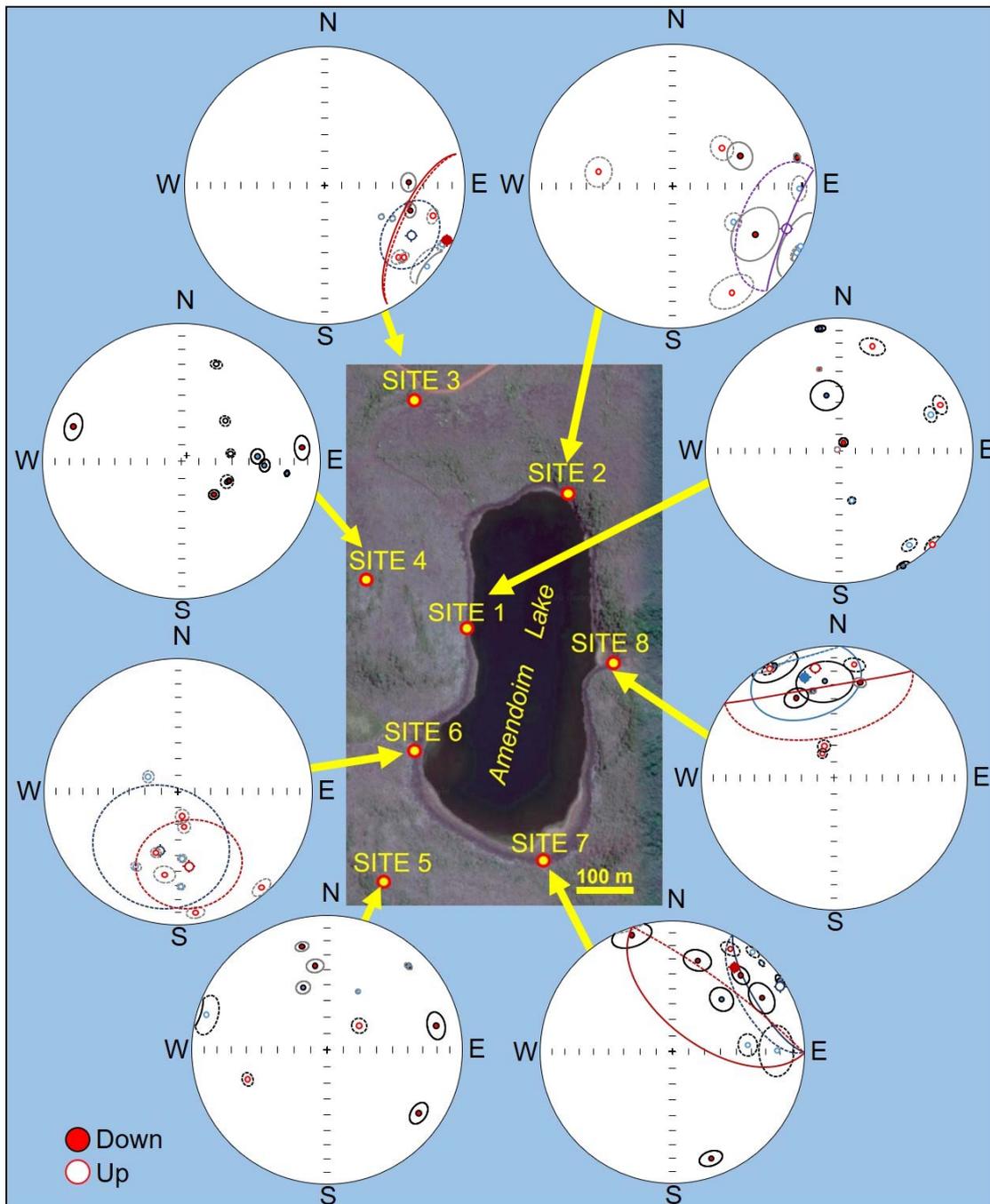


Figure 11 – Orthogonal projection of the main components of demagnetization by alternating fields. Observe the high variation of poles in specimens by site and between sites.

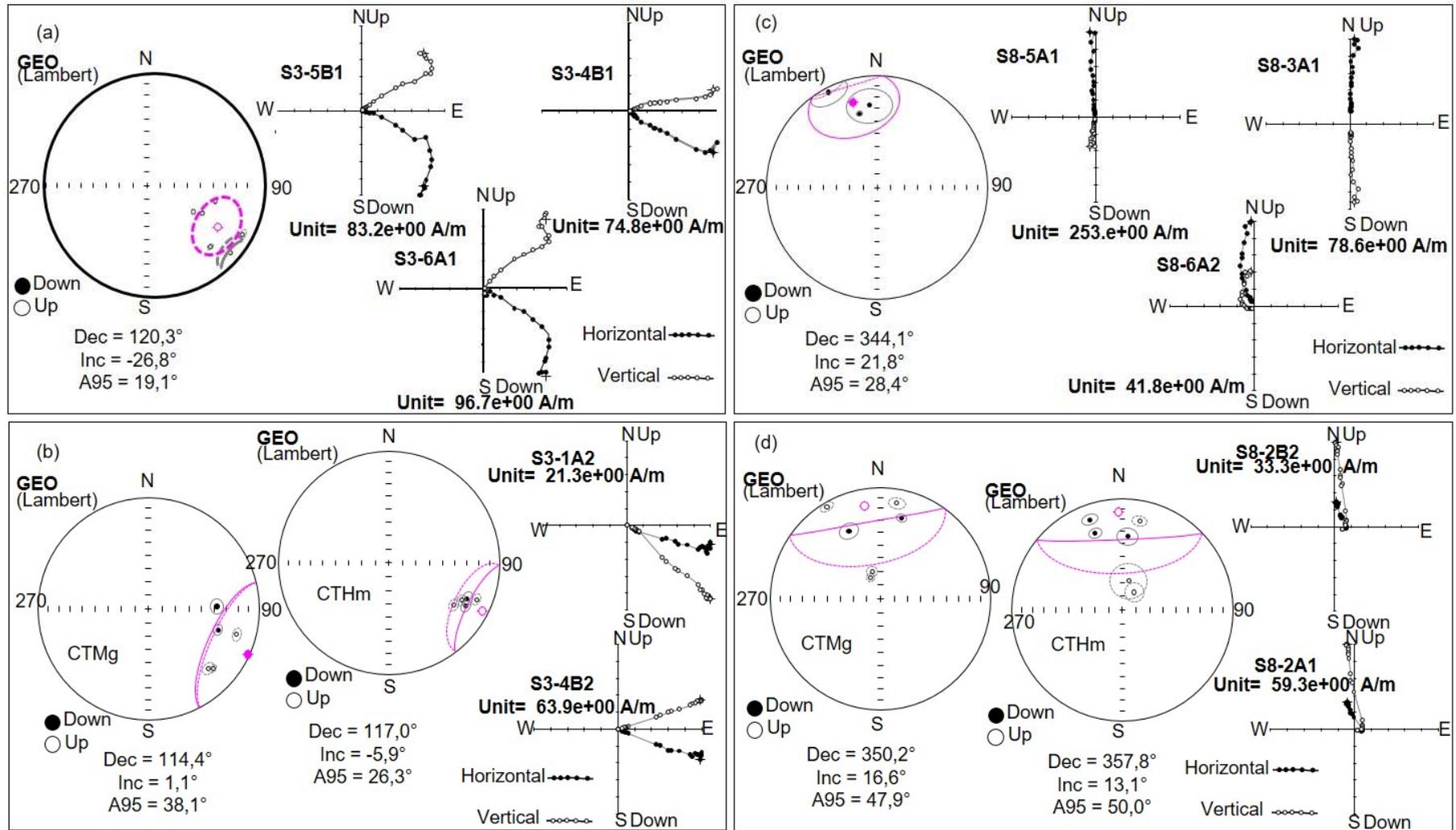


Figure 12- Average poles of the remaining magnetization of the sites (S) of the Amendoim lake area - S11D.

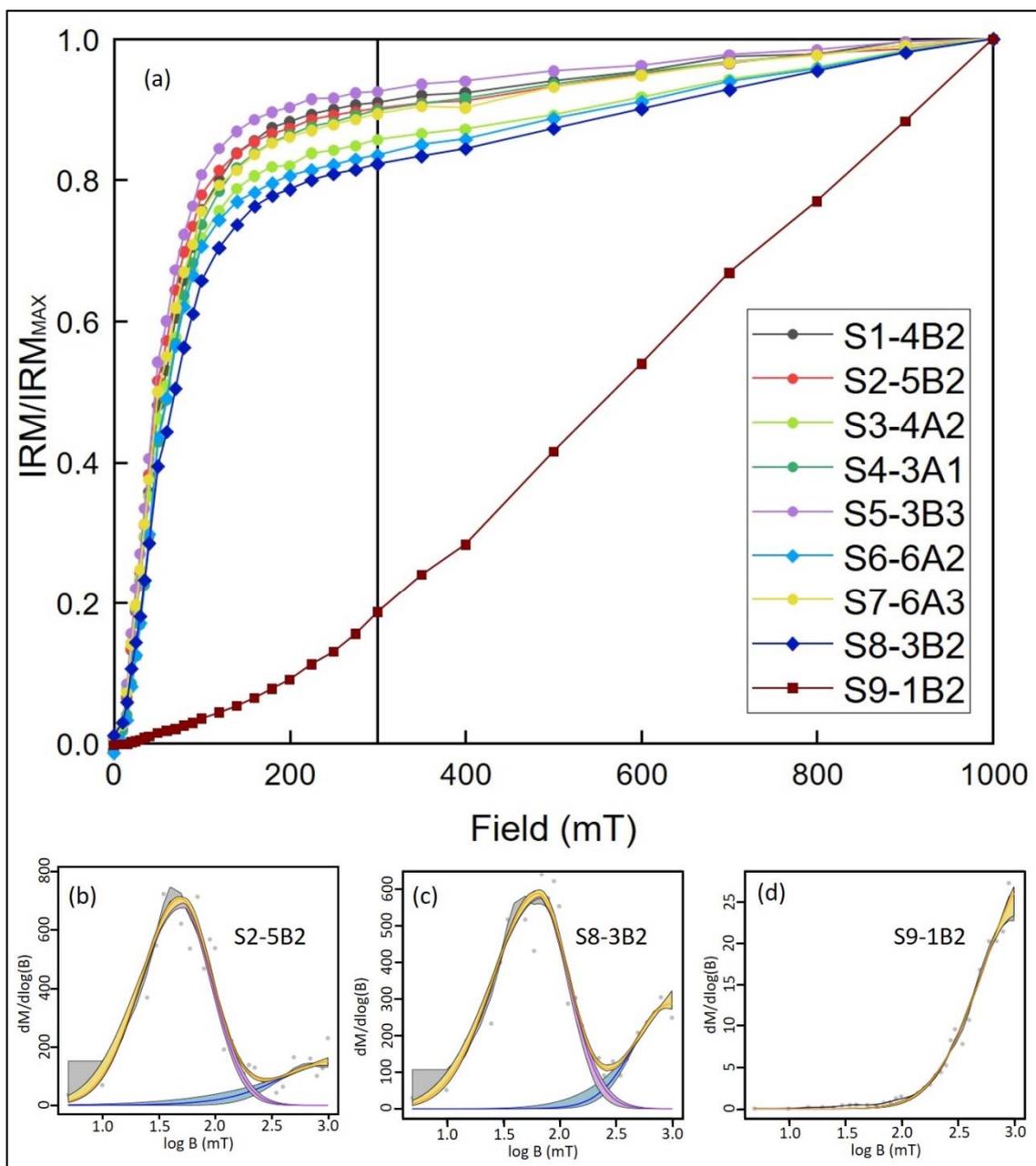


Figure 13 - Behavior of specimens submitted to magnetic field induction up to 1000 mT. (a) similar magnetic induction curve for eight sites containing magnetization of magnetite contrasting with the site nine without magnetite. (b), (c) and (d) logN field chart in (mT) versus.

3.6 DISCUSSIONS

The ferruginous deposits in the Serra dos Carajás present two characteristics of magnetic behavior that arouses knowledge interest. The first feature concerns the variations in the local magnetic field's direction when close to the outcrops, where the

compass points to several trends. The second characteristic is related to the very high values of magnetic susceptibility measured in the laboratory on the samples of ferruginous deposits. The magnetic field direction variations can be attributed to the very random textural arrangement in the deposits consisting of hematite fragments. These fragments may have acquired some magnetization of past events during the cycling of the formation processes and crusts' dismantling. The transport and gravitational deposition in colluvial deposits promoted the chaotic arrangement of the fragments. The Fe-rich matrix and cement caused rapid hardening in these deposits, simultaneous with the chemical remanent magnetization acquisition. Climatic factors over time have influenced the transport, deposition and reactions in sediments in order to alter or gain magnetism (Thompson *et al.* 1980, Thompson & Oldfield 1986, Oldfield 1991, Verosub & Roberts 1995, Maher & Thompson 1999). In the process of soil formation, the variability of the magnetic field has been observed mainly when natural vegetation fires occur in the land during a pedogenetic process (Mullins 1977 and Maher 1998). These processes were recurrent along the Cenozoic generating similar deposits that are formed until nowadays.

The anomalous values of magnetic susceptibility found in the samples are thousands of times higher than values found in lateritic material from occurrences worldwide (Hus & Stiers 1987, Mathé *et al.* 1997, Théveniaut & Freyssinet 2002, Safiuddini *et al.* 2011, Ananthapadmanabha *et al.* 2014, Horbe 2014). Indeed, the magnetic anomalies in Carajás could be attributed to large concentrations of ferrimagnetic minerals such as magnetite. This mineral can be primary and retained in ferruginous fragments and/or the maghemite as a product of supergenic alteration of magnetite. These ferrimagnetic minerals were not found in sufficient quantities to justify the high susceptibility in the ferruginous deposits, being hematite and goethite, the main iron minerals, which may be the carriers of this magnetization. Studies have shown that hematite and goethite can acquire strong magnetization through distortions in the crystalline structure, vacancies, particle size; crystals, among other properties (Banerjee 2006, Liu *et al.* 2010, Brok *et al.* 2014, Valezi *et al.* 2016 among others). This may be one of the justifications for explaining the strong magnetization present in the ferruginous deposits of the Serra dos Carajás.

Site 9 (Grota das Camadas) presents the highest magnetic susceptibility, but without the ferrimagnetic minerals, as shown in the graphic of figure 11. The lateritic crust in this site was formed from the hardening of fine ferruginous sediments deposited in shallow lakes. In the landscape evolution, these lake deposits were hardened by goethite

crystallization. This predominance of goethite over hematite is well evident in the x-ray diffractogram of figure 13. Scanning electron microscopy and dispersive energy analysis revealed frequent carbon in the sample matrix of site 9. This fact can be attributed to the accumulated organic matter contribution together with the fine ferruginous sediments or in the matrix that supports the debris. This carbon material is possibly from the ashes of vegetation burned in the past. In other samples collected from the ferruginous deposits, small fragments of coal were found in drill cores associated with pisolites, indicating the existence of natural fires in the past. More recently, it has been admitted that the ash from forest fires in soils and sediments may be the source of the strong magnetization acquired by surface soils (Jordanova *et al.* 2018). In this context, the acquisition of strong magnetic susceptibility on burned soil surfaces is not necessarily related to the formation of ferrimagnetic mineral phases. Magnetization may be associated with superparamagnetic (SP) ultrafine particles when formed at high temperatures in low and natural magnetic fields (Clement *et al.* 2010, Roman *et al.* 2013). In the case of ferruginous deposits, being a recycled and aged later crust, it isn't easy to find iron minerals' mineralogical transformations. However, it can be a point to be observed in the future in other areas of the Serra dos Carajás.

The duricrusts with micronodules of hematite, kaolinite, and quartz in southern Mali- Africa (Gehring *et al.* 1992) revealed some similarities with the ferruginous deposits concerning the random distribution of the poles, indicating that it is a transported detrital material that already carried a past magnetization. Although the XRD magnetite was identified in Mali's duricrusts, magnetization was attributed to the magnetite influence as a function of the variable contribution of low magnetization coercivity to the initial NRM. In the case of ferruginous deposits, in such a situation, together with the appearance of peaks related to the influence of magnetites (Fig. 11b and c), it becomes difficult to justify such a situation in the face of the facts presented, the almost absence of magnetite and the possibility that ferromagnetic minerals can cause magnetization under particular conditions. The remaining condition caused by magnetite and/or maghemite presents few good arguments for the case of ferruginous deposits, but more extensive investigations are necessary.

ASM data for ferruginous deposit samples showed an oblate pattern that is one of anisotropy characteristics for sedimentary deposits (Rees & Woodall 1975, Ellwood & Ledbetter 1979, Park *et al.* 2013, Novak *et al.* 2014; among others). The textural pattern of the ferruginous deposits is similar to a conglomerate, which is not advisable for ASM's

determination due to the random distribution of debris (Park *et al.* 2013). The fact that anisotropy is very evident in the ferruginous deposits is probably due to the hematite fragments are very close (clast-supported) in the textural plot. This effect was shown in sedimentary rocks of thick granulation with a higher concentration of ferromagnetic grains than others with few grains and dispersed (Hrouda 1982). It is possible that the disorganized anisotropy of sites 6 and 8 was caused by a greater dispersion of ferromagnetic fragments associated with the proximal paleochannels.

The wide dispersion of magnetization poles remaining in the ferruginous deposits does not allow a precise paleomagnetic age. However, possible environments of formation of the deposits of the lateritic crusts could be clarified by sites 3, 6, 8 and 9 and based on the field data. Thermal demagnetization showed that site three might be older, where the direction of the thermoremanence pole points to the SE quadrant. Possibly as part of the primary dismantling of lateritic crusts. Sites 6 and 8 are located in relatively lower topographic areas and lake water supply points of Amendoim Lake. This region partly coincided with the current magnetic poles, and younger channelized deposits hardened during the most recent lateritization event. Sites 6 and 8 have an open-framework with a more significant amount of matrix than the other sites around the Amendoim lake. Site 9 (Grota das Camadas), which proved to be more anomalous in magnetic susceptibility, is also differentiated from the other by its fine and laminated texture, resulting from the chemical accumulation in a lacustrine area. Indeed, these quiet areas of deposition must be favored the deposition of ash from the natural fires, which can be attributed to a strong anomaly. High incidences of electrical discharges and vegetation fires are widespread in the region, influencing the intensity of magnetization and the magnetic field's direction when close to the outcrop of the lateritic surface crusts. The Serra dos Carajás has one of the highest incidences of electrical discharges in the Amazon (Sodré *et al.* 2020). About wildland fires, several studies have evidenced their influence on the magnetization of soils and paleosols with or without the presence of ferrimagnetic minerals (Lu *et al.* 2000, Jordanova *et al.* 2018, Jordanova *et al.* 2019 and their references). In western Australia, iron detritic deposits feature kenomagnetite-maghemite to reduce goethite caused by fire (Ramanidou & Wells 2014).

3.7 CONCLUSIONS

The ferruginized deposits representative of colluvial fans and lake deposits record multiple iron cementation events linked to the Cenozoic lateritization. The lateritic profiles

were submitted to successive erosion events generating detrital fragments associated with the recurrent erosion and deposition succeeded by lateritization events. The debris-lateritic cover of the plateaus of the Serra dos Carajás presents strong magnetization that has no relation to the basement rocks as primary sources. It consists of a thin layer of coarse sediments, sometimes interbedded with finer sediments related to ferrous materials' deposition environment from the dismantling of old lateritic profiles. This configuration has been little addressed and accepted for the formation of lateritic crusts. The random magnetização observed in the breccia indicates that magnetization present in them is inherited and obtained during transport. The fine texture related mainly to the mineral phases acquired a magnetization that reflects the moment of cementation. In this way, the superimposition of cement types that can have different remaining magnetization also influences the identification of a random paleomagnetic signal that reflects different periods of magnetization. The ferruginous minerals formed in this process present inherited magnetization that, in a way, prevent the reaching of acceptable relative paleomagnetic ages. However, the known magnetic properties of ferruginous deposits allow a precise analysis of this type of lateritic crust's formation processes, which reinforced the knowledge of this type of crust's genesis related to the planning of geomorphological surfaces in a tropical environment.

There are still many doubts about iron's behavior about the anomalous magnetism observed in the ferruginous deposits, being an open question for further studies. This geological case brings the light of knowledge, forming lateritic crusts from the dismantling of ancient weathering profiles. The formation of new crusts in cyclical events involving sedimentary and weathering processes and their relationship with magnetization is still little discussed. This work initiates a debate about the common occurrence of ferruginous sedimentary deposits previously interpreted as supergene laterite in the Amazon region's plateaus.

ACKNOWLEDGEMENTS

To the Technological Institute Vale- Sustainable Development, with support from the Lateritas Project and financial support. To the Institute of Geosciences of the Federal University of Pará for the technical support of laboratories. To the Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences of the University of São Paulo, specifically the Research Group on Paleomagnetism and Rock Magnetism. To Professor Dr. Rômulo

Simões Angelica for the interpretations of mineralogical analyses. To the trainee of the Project Lateritas Argel Sodré for the treatment of samples and mineralogical identification.

CAPÍTULO 4 ORIGEM DOS PISÓLITOS DAS CROSTAS LATERÍTIICAS DA SERRA DOS CARAJÁS- NORTE DO BRASIL

Clóvis Wagner Maurity^(1,2); Marcondes Lima da Costa⁽²⁾; Afonso Cesar Rodrigues Nogueira⁽²⁾; Guilherme Raffaeli Romero⁽³⁾.

⁽¹⁾Instituto Tecnológico Vale –Desenvolvimento Sustentável (clovis.maurity@itv.org)

⁽²⁾Universidade Federal do Pará - Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em geologia e geoquímica. (mlc@ufpa.br , anogueira@ufpa.br)

⁽³⁾Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências, Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (graffaeli@gmail.com).

RESUMO

A Serra dos Carajás tem um histórico de longa estabilidade tectônica na América do Sul desde o Cretáceo. Essa estabilidade favoreceu a ação de processos intempéricos, desnudações, aplainamentos e eventos de lateritização. As elevadas superfícies aplainadas e dissecadas atualmente, com espesso substrato de regolito de rochas vulcânicas e formação ferrífera bandada, registra uma dinâmica cíclica de eventos de degradação de perfiz lateríticos, processos sedimentares e formação de novas crostas lateríticas por longo tempo. Entre as texturas encontradas nessas crostas, os pisólitos e oólitos ferruginosos e ferro-aluminosos são frequentes. Suas origens têm sido um assunto controverso quanto aos processos da formação ou da degradação dessas crostas. Observações de campo, estudos petrográficos e mineralógicos das áreas visitadas na Serra dos Carajás (S11, Tarzan, N1 e N5), puderam avaliar os mecanismos de formação dos pisólitos e oólitos que estão associados a brechas e/ou conglomerados ferruginosos. Os pisólito/oólitos podem estar suportados por matriz fina ferro-aluminosa, cimento ferruginoso ou até soltos nas superfícies dos platôs. Apresentam variados tipos de núcleos (hematita maciça, goethita formando laminações, material argiloso aluminoso, carvão vegetal e agregados pisolíticos ou oolíticos), com formas esféricas ou bastante irregulares e tamanhos variáveis de micrômetros a centímetros. Parte dos núcleos arredondados hematíticos mostram uma superfície brilhosa tipo veniz, sendo alguns soltos no envoltório de córtices. Os córtices descontínuos no entorno dos núcleos são constituídos de laminações micrométricas a milimétricas e constituição mineralógica variáveis (goethita, hematita, gibbsita, Al-goethita e caulinita). Apresenta números variáveis de laminações que podem intercalar a composição mineralógica. Quando são de goethita mostram uma vitrificação, cores escuras e fratura conchoidal. A diversificação da textura pisolítica/oolítica é indicativo de diferentes fontes e processos influenciados pela dinâmica cíclica de eventos por longo tempo. Alguns componentes pisolíticos registram mais de uma fase desses eventos identificados por suas fases minerais. Entre as áreas estudadas, na Grota das Camadas foi encontrado uma camada intacta de material fino e laminado com níveis pisolítico, composta de goethita, onde aparecem estruturas estromatolíticas nas laminações composta de goethita e, fósseis de restos de plantas aquáticas na matriz entre os pisólitos. Porém, a grande maioria dos pisólito/oólitos encontrados nas crostas lateríticas, são depósitos de acúmulos provenientes de processos erosivos e transportes de detritos diversos, com formação de depósitos que foram lateritizados posteriormente. Os dados petrográficos mostram que a formação de pisólitos/oólitos está relacionada a ambientes deposicionais

cíclicos de caráter bioquímico ferruginoso. As esteiras de biofilmes formadas em ambientes de baixo fluxo de energia tipo lagos, formam os oncoides e estromatólitos. A atuação de agentes erosivos e deposicionais acumulou e mesclou os pisólito/oólitos com outros fragmentos (brechas e seixos). A lateritização preservou parte das estruturas e texturas detríticas, contribuindo com as transformações mineralógicas relativas ao processo de lateritização. As crostas lateríticas formadas em superfície foram recicladas dinamicamente e a textura pisolítica/oolítica pode representar as diversas fases desse processo. Tanto em Carajás como nos diversos lugares onde essas texturas ocorrem, cabe uma reavaliação de conceitos sobre a origem dos pisólito/oólitos e das crostas lateríticas.

Palavras- chave: pisólito, oólito, oncoides, estromatólitos, crosta laterítica, lateritização

4.1 INTRODUÇÃO

A Serra dos Carajás é uma região com aproximadamente 1 milhão de quilômetros quadrados e alta diversidade ecossistêmica entre os vários ambientes no Brasil (Carmo & Kamino 2015, Schaefer *et al.* 2018). Apresenta uma compartimentação de planaltos e depressões originadas por processos erosivos que ocorreram em um substrato rochoso de idade pré-cambriana. A superfície de aplainamento foi soerguida tectonicamente por movimentações epirogenéticas lentas e interrompidas, seguidas de dissecações com registros geomorfológicos a partir do Cretáceo (Boaventura 1974, Ab'Sáber 1986, Bemerguy *et al.* 2000). Atualmente, essa elevada superfície está coberta por uma densa floresta com enclaves de campos rupestres que, na maior parte, coincidem com as áreas dos maiores depósitos de minério de ferro do mundo.

Os platôs da Serra dos Carajás, assim como em outras superfícies de aplainamento no Brasil, geralmente apresentam um capeamento de depósitos detríticos ferruginosos, de pequena espessura, endurecidos ou não, que sustentam o relevo. Esses detritos ferruginosos encontrados em diversas regiões aplainadas no Brasil, recebem variadas denominações tais como: cascalhos, pedriscos, nódulos, piçarras, glacis, canga, duricrosta, ferricretes entre outras (Almeida 1951, Ab'Sáber 1960, Bigarella *et al.* 1965, Kotschoubey *et al.* 1997, Ab'Sáber 1982, Varajão 1991, Peuvast *et al.* 2008, Riffel *et al.* 2015, Rosolen *et al.* 2017, Monteiro *et al.* 2014). Neste contexto as texturas pisolítica/oolíticas são registradas, por vezes como pisólitos e oólitos soltos nas superfícies ou solos, com matriz suportada ou não, e como agregados endurecidos como parte das crostas lateríticas.

Nos perfis lateríticos estudados na região de Carajás, os pisólitos/oólitos ferruginosos e/ou ferro-aluminosos são parte da crosta laterítica. Via de regra são chamados de pisólitos como componentes arredondados > 2 mm e oólitos como componente < 2 mm. Em geral são descritos quanto à forma, mineralogia e composição química, com atribuição de sua origem aos processos de degradação das crostas (Souza 1993, Araújo 1994, Maurity & Kotschoubey 1995, Horbe 1995, Angélica 1996, Silva 1996, Costa *et al.* 1997, Medeiros Filho 2003, Horbe & Costa 2005, Porto 2016). Essa tendência deve-se em parte a influência dos trabalhos detalhados de Nahon (1991) e Tardy (1993) sobre a origem dos pisólitos em crostas lateríticas. O postulado sobre os pisólitos ganhou muitos adeptos pelo mundo em função, provavelmente, da complexidade do assunto e da falta de oportunidade de encontrar bons afloramentos de crostas lateríticas, sem interferências de processos pedogenéticos, que pudessem esclarecer esse tipo de

textura e seu ambiente de formação.

A hipótese dos pisólito/oólitos formados *in situ* em crostas lateríticas, parte do princípio da formação de glébulas nos horizontes inferiores do perfil de intemperismo, que evolui formando córtices em sentido centrípeto, chegando até ao desaparecimento do núcleo glebular (Nahon 1991, Tardy 1993 entre outros). Esse conceito de formação de pisólitos nas crostas lateríticas é contrário aos descritos e definidos nos processos sedimentares que envolve crescimento em meio aquoso e ambientes de baixo fluxo de energia. Autores adeptos da hipótese de Nahon (1991) e Tardy (1993) denominam pseudo pisólitos para esse tipo de textura encontrada nas crostas lateríticas, no sentido de diferenciar dos pisólitos definidos na clássica sedimentologia.

Recentemente novas hipóteses para a formação de pisólitos ferruginoso tem surgido, como por exemplo a participação de microrganismos (biomineralização) na precipitação do ferro em diferentes ambientes tais como, fluvial/lacustrino (Fernández-Remolar & Knoll 2008, Preston *et al.* 2011, Thorne *et al.* 2014); marinho (Dahanayke & Krumbein 1986, Wang *et al.* 2009, Collin *et al.* 2005, Salama *et al.* 2012); e intemperismo (Tanner & Kahlifa 2010, Anand & Verrel 2011, Murru *et al.* 2011, Levett *et al.* 2016).

Este trabalho tem como base a descrição das variadas texturas pisolítica/oolíticas que estão associados a outras texturas contidas nas crostas lateríticas de cobertura dos platôs da Serra dos Carajás. As hipóteses sobre o processo de formação e sua relação com o paleoambiente são relevantes para compreensão destas estruturas no contexto das cangas, o que pode auxiliar as pesquisas experimentais voltadas para recuperação de áreas de canga em reconciliação com áreas de mineração de ferro.

4.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO

As áreas investigadas na Serra dos Carajás encontram-se no Domínio tectônico Carajás, constituída por um substrato de *Greenstone Belts* Neoarqueanos (Vasques *et al.* 2008). São rochas metavulcano-sedimentares reunidas nos Grupos Grão-Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca, Rio Novo, Aquiri, São Félix e São Sebastião. Os metabasaltos são predominantes com porções menores de rochas metavulcanoclásticas félsicas a intermediárias, formações ferríferas bandadas (Formação Carajás) e rochas metassedimentares clásticas (Formação Águas Claras) (Figura 1).

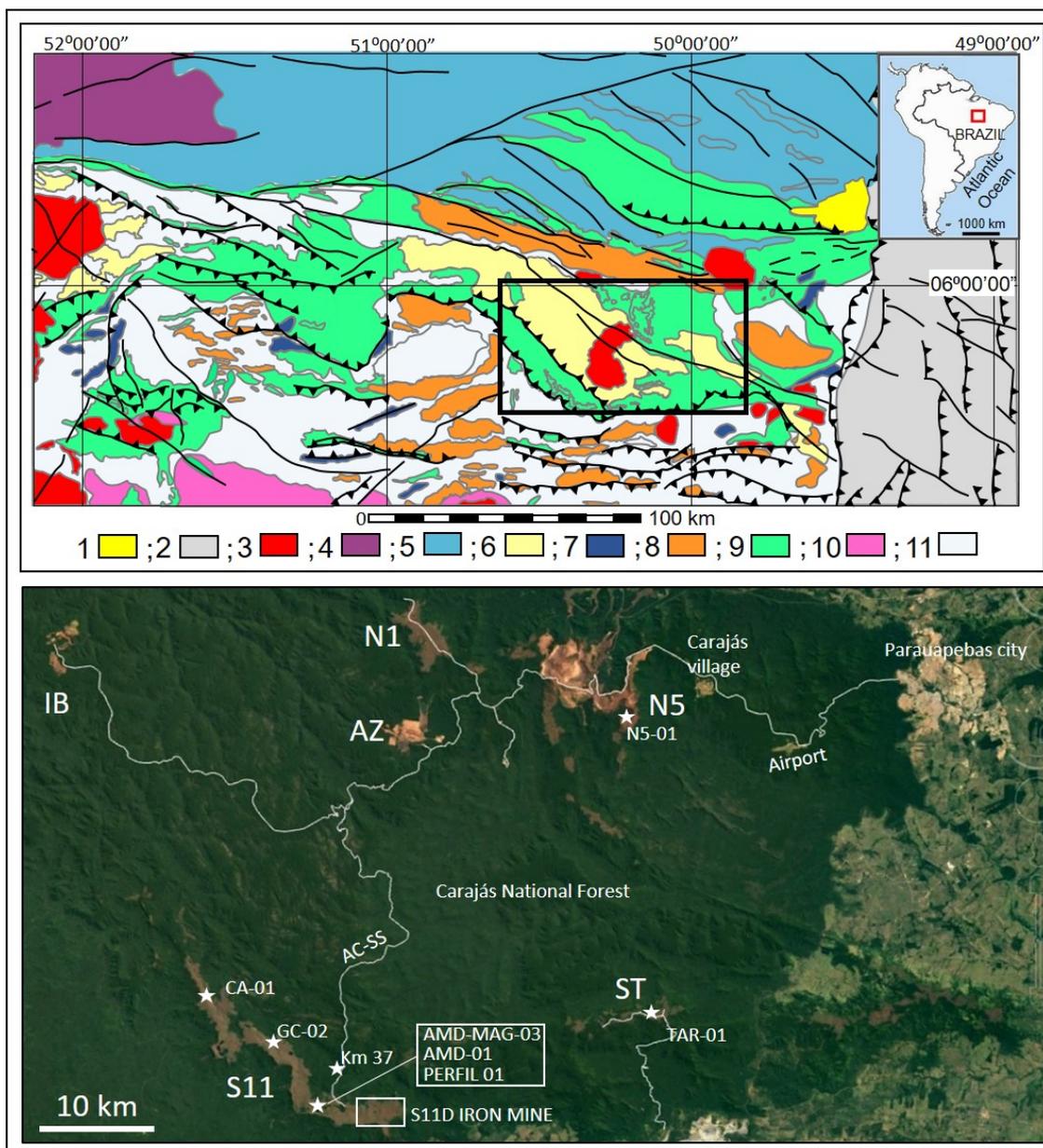


Figura 1- Mapa geológico regional e imagem google das áreas visitadas e pontos de amostragem. Os litotipos relacionados aos eventos geológicos: 1- sedimentos fanerozoicos 2- rochas metamórficas Faixa Araguaia 3- rochas de magmatismo félsico 4 – rochas de do magmatismo (Ciclo Transamazônico); 5 – complex de rochas metamórficas; 6 – cobertura sedimentary Arqueana 7 – rochas do magmatismo máfico-ultramáfico; 8 – rochas granitoides com alto K; 9 – rochas volcano-sedimentares “greenstone belts”; 10-rochas granitoides e ortognaisses TTG; 11- rochas da assembléia do embasamento. Imagem google da Floresta Nacional de Carajás, áreas de mineração e locais de visitação e pontos de amostragem.

A geomorfologia da região, está representada por duas unidades geomorfológicas correspondentes as amplas superfícies de aplainamento: O Planalto Dissecado do Sul do Pará estabelecido entre o Paleoceno (66 a 56 Ma) e o final do Plioceno (2,58 Ma) e a Depressão Periférica do Sul do Pará formada a partir dos eventos tectônicos do Pleistoceno com dissecção da pediplanação pliocênica (Boaventura 1974). O Planalto Dissecado do Sul do Pará foi formado sobre um terreno aplainado anteriormente no Pré-cretáceo (Boaventura 1974). Essa superfície é identificada pelo capeamento de crosta laterítica

ferruginosa, em parte coberta por latosolos e que sustenta os platôs da região. Essa unidade geomorfológica, quando observada em detalhes, apresenta uma complexa compartimentação de superfícies aplainadas e dissecadas com formas convexas e planas associadas, como feições reliquias de uma evolução epirogenética lenta desde o Cretáceo (Ab'Sáber 1986). Nossas observações do conjunto de platôs a distâncias maiores que 3 km, identificam elevações de topo plano com inclinação de até 3° em direções não preferenciais. Quando observados em seu interior apresentam uma variada morfologia constituída de morros suaves com amplitudes de até 100 m; vales suspensos em V, vales suspensos de fundo chato, depressões fechadas rasas podendo conter lagos e superfícies planas a levemente onduladas em patamares

O perfil de intemperismo da Serra dos Carajás apresenta espessuras de até 400 m e é caracterizado por sua maturidade, com vários horizontes, incluindo bauxitas e depósitos manganésíferos (Costa 1991). O horizonte saprolítico predomina sobre os demais em espessura, podendo ter um horizonte de transição com até 50 metros de espessura entre a crosta laterítica e o saprólito. A crosta laterítica ferruginosa a ferro-aluminosa apresenta 15 metros em média de espessura. As texturas pisolítica/oolíticas nos vários platôs percorridos da Serra dos Carajás ocorrem associadas a brechas e seixos, sendo as melhores exposições localizadas nas áreas com rala vegetação onde pode ser observado afloramentos com estruturas sedimentares preservadas. Porém nas áreas com a densa cobertura florestal tais como o platô N5, a mina de ouro do Igarapé Bahia (IB) e a mina de manganês do Azul (AZ) (Figura 1), também são encontrados pisólitos nas crostas endurecidas ou soltos no solo (Horbe 1995, Horbe & Costa 2005, Costa *et al.* 2005 Porto 2016).

Embora a distribuição em área de substrato predomina as rochas vulcânicas e sedimentares, excluindo as formações ferríferas bandadas, nas crostas lateríticas há uma grande dispersão de fragmentos hematíticos reciclados, com diferentes tamanhos e formas, provenientes dos produtos de alteração das camadas de formação ferrífera bandada (Formação Carajás). Poucas áreas com crostas lateríticas formadas *in situ* são observadas. Por vezes estão soterradas por crostas lateríticas de textura detrítica sobrepostas ou erodidas completamente. Em geral, um perfil generalizado em Carajás pode conter dois tipos de crosta laterítica; um horizonte de transição e o saprólito, dependendo dos tipos de rocha ou da disposição dos eventos de erosão e aplainamentos ocorridos desde o Cretáceo. A maior parte do perfil de intemperismo nos platôs de Carajás apresenta uma cobertura de solo com uma espessura de até 10 metros e uma cobertura florestal, em parte responsável

pelos processos pedogenéticos e degradativos das crostas lateríticas de cobertura dos platôs (Figura 2).

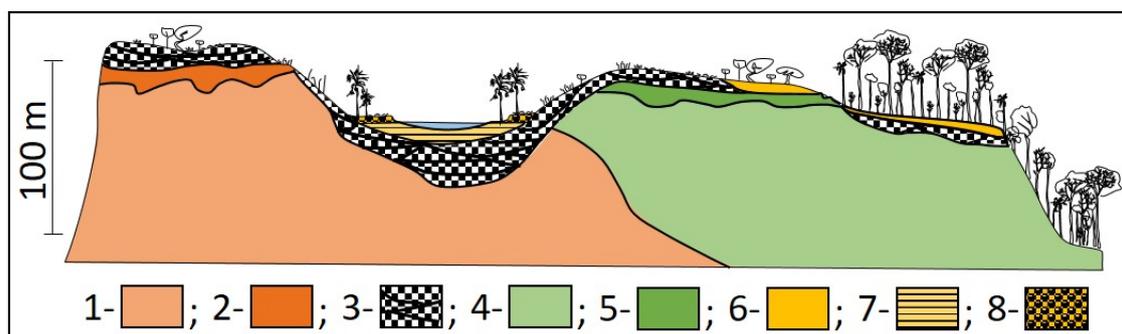


Figura 2- Seção esquemática do perfil laterítico da Serra dos Carajás em diferentes ambientes. 1- saprolito de formação ferrífera bandada (minério de ferro); 2- crosta laterítica *in situ* sobre o minério de ferro; 3- crosta laterítica de textura detrítica; 4- saprolito de rocha vulcânica; 5 – crosta laterítica *in situ* sobre saprolitos de rocha vulcânica (bauxita); 6 – solo; 7- sedimentos orgânicos, argilosos ferruginosos; 8 – material detrítico tipo lag.

4.3 MATERIAIS E MÉTODOS

4.3.1 Mapeamento e coletas de amostras

Trabalhos de campo tiveram a duração de dez dias, duas vezes por ano, durante 4 anos. Vários platôs da região foram visitados, tanto em períodos de seca como em período de chuva, com o objetivo de observar os fluxos das águas das chuvas, sedimentos carreados e o comportamento da vegetação nas superfícies dos platôs. Entre os platôs visitados região: Serra de São Félix, Serra da Canela, Serra Arqueada, Serra do Cristalino, Serra do Cururú, Serra Leste, platô N1, platô S11, Serra do Tarzan (ST) e platô N5, amostras representativas foram coletadas nos três últimos locais citados (Figura 1). Análises petrográficas e identificações mineralógicas das texturas pisolítica/oolítica são mostradas nos próximos itens. O contexto geológico em detalhe e os perfis com o posicionamento destas amostras são descritos e discutidos em outro capítulo.

Nos locais visitados com coleta de amostras: platô S11 (Lagoa do Amendoim (AMD-01, PERFIL-01, AMD-MAG-03), Grota das Camadas (GC-02). Corpo A (CA-01) e estrada Águas Claras-Serra Sul (AC-SS - km 37)); Serra da Tarzan –ST (TAR-01) e N5 (N5-01) (Figura 1), mostram uma variedade das texturas pisolítica/oolítica e mineralogia representativas das ocorrências nas crostas lateríticas que cobrem os platôs da região. Na Lagoa do Amendoim e seu entorno pode-se verificar a amplitude dessas texturas nas crostas em relação ao relevo, onde foi observado e feito amostragens na depressão e no topo dos morros circundantes, com diferença de cota altimétrica em torno de 40 metros.

Observações geomorfológicas, mapeamento das variedades de crostas lateríticas, descrições de testemunhos de sondagem também foram realizadas com a intenção de verificar as ocorrências das texturas pisolítica/oolíticas nas crostas lateríticas. As investigações detalhadas no platô S11, onde existe a mina de ferro S11D próxima das áreas preservadas de canga, foram executadas prevendo estudos futuros de sua recuperação em áreas mineradas.

4.3.2 Análises Petrográficas

Amostras com 10 cm³ foram cortadas, polidas e fotografadas com scanner de mesa de alta resolução para auxiliar na observação das texturas e estruturas maiores em escala macroscópica. Com essa técnica também pode-se observar as relações entre os minerais na textura das crostas lateríticas. Após esse passo foram selecionadas áreas para confecção de lâminas delgadas para observações em microscópio a luz refletida e incidida.

Seções polidas e fragmentos milimétricos das amostras foram analisadas no Laboratório de Microanálise do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), utilizando um microscópio eletrônico de varredura Zeiss Sigma-VP com espectrômetro dispersivo de energia (EDS) Sedona-SD IXRF acoplado. As imagens das amostras foram adquiridas por um feixe de elétrons secundário com corrente de 80 µA, voltagem de 10 KkvV e distância de lente de 8,5 mm, o que possibilitou a visualização das formas detectadas durante o escaneamento da superfície das amostras. Além disso, um feixe de elétrons retroespalhados com voltagem > 20 kvVe também foi usado para adquirir imagens nas superfícies planas das seções polidas das amostras. Microanálises semiquantitativas das fases selecionadas foram realizadas com o EDS, com tempo de 30 segundos, o que proporcionou uma boa visualização das composições químicas pontuais dos principais minerais presentes nas crostas lateríticas.

4.3.3 Análises Mineralógicas por Difração de Raios X

Para a identificação mineralógicas por difração de raios-X no Laboratório de Caracterização Mineral (LMC) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, foi utilizado o difratômetro da marca PANalytical modelo PW 3040, com tubo anodo de cobre [$k\alpha_1 = 0,154$ nm] ou de cobalto [$k\alpha_1 = 0,178$ nm], ajustado a 40 kV e 30 mA. As amostras foram analisadas pelo método do pó conforme técnica estabelecida (Thorez 1976). As condições de operação do difratômetro foram fixadas para o intervalo de 5 a 75° 2 θ . Para a interpretação dos resultados utilizou-se do programa X'Pert HighScore 2.1

que contêm o banco de dados do ICDD (International Center for Diffraction Data). As abreviações dos nomes dos minerais identificados seguem o padrão estabelecido por Kretz (1983).

4.4 RESULTADOS

4.4.1 Ocorrências das texturas pisolítica/oolíticas.

As texturas pisolíticas/oolíticas encontradas nas crostas lateríticas da superfície dos platôs, apresentam uma variada disposição estrutural. São encontradas em camadas centimétricas contínuas e descontínuas, em posição sub-horizontal, principalmente nos vales de fundo chato. Nas áreas de meia encosta dos morros, essa textura é geralmente encontrada na forma de lentes intercaladas com camadas de brecha hematítica principalmente, ou em forma de bolsões que concentras a textura ou misturadas a textura brechoide da crosta laterítica. ta as texturas pisolítica/oolíticas podem estar autos suportadas ou envolvidas por matriz ou cimento ferruginoso constituído principalmente de goethita. Muitos elementos individualizados, tantos pisólitos quanto oólitos podem aparecer misturados nas camadas com texturas brechoides e conglomeráticas, por vezes como matriz do arcabouço. Assim as texturas pisolítica/oolíticas ocorrem em variadas escalas e formas que podem compor camadas expressivas (Figura 3).

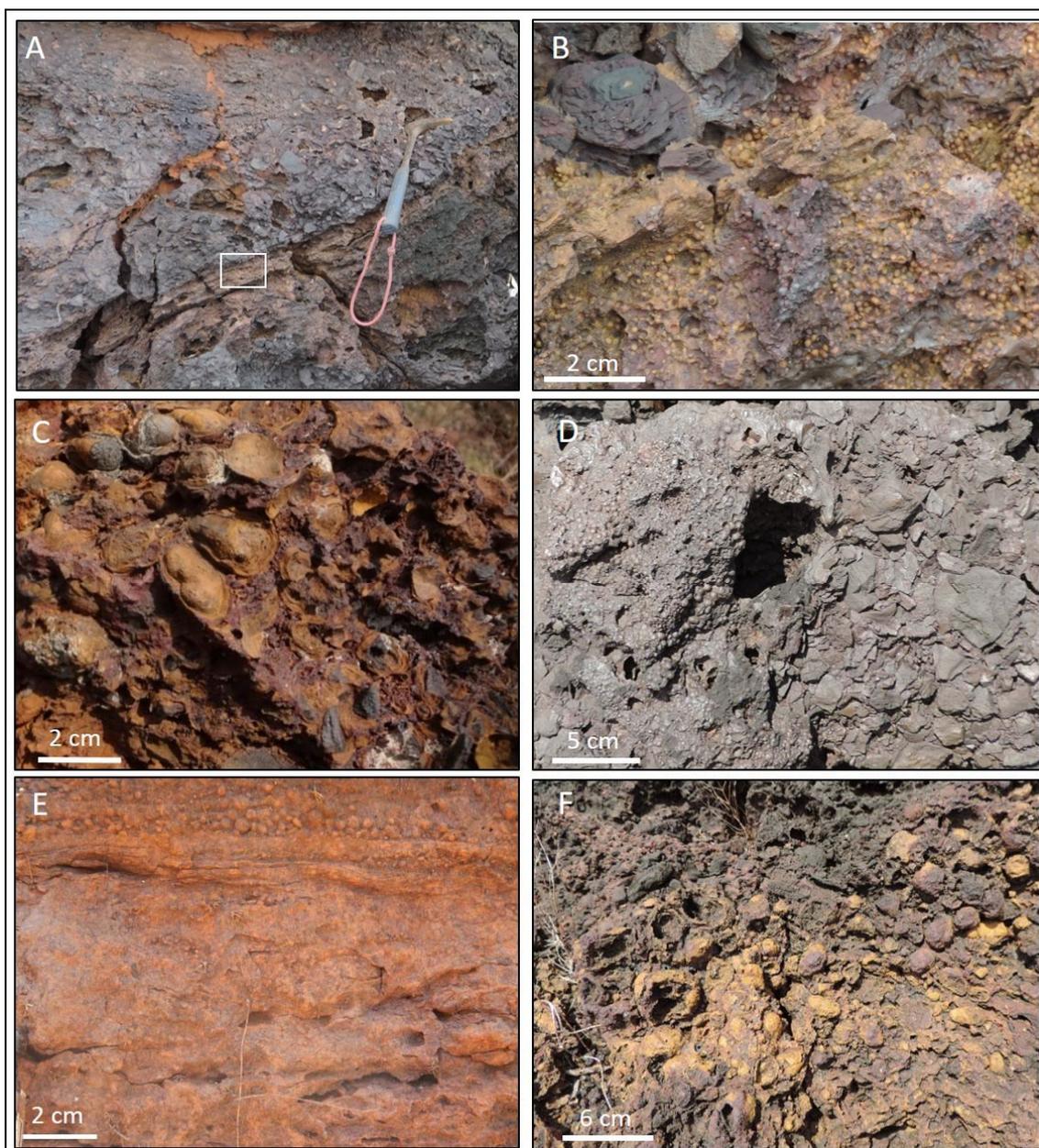


Figura 3- Diferentes formas de ocorrências de texturas pisolítica/oolíticas associadas com outras texturas nas crostas lateríticas. A- Camada inclinada l oolítica entre camadas de brechas hematíticas; B – detalhe da camada oolítica da imagem A; C- Pisólitos centimétricos com vários córtices misturados com fragmentos de brecha hematítica; D- Bolsões de pisólitos concentrados em meio as brechas hematíticas; E- Camadas contínuas de níveis de pisólitos no topo e material fino maciço a laminado para base constituídos de goethita; F- pisólitos geothíticos, alguns ocos, misturados com fragmento de brecha hematítica.

4.4.2 Caracterização, Petrográfia e mineralogia das texturas pisolítica/oolíticas na Serra dos Carajas

4.4.2.1 Platô S11

- Lagoa do Amendoim (AMD-01, PERFIL-01, AMD-MAG-03).

Na borda da lagoa no local da amostra AMD-01, a crosta laterítica apresenta como estrutura camadas centimétricas com textura oolítica ferruginosa dispostas entre camadas de brecha hematítica mais espessas. Nas camadas oolíticas são observadas laminações cruzadas cavalgantes, uma estruturação de migração de leitos que cavalgam umas sobre as outras por variações da hidrodinâmica do fluxo (Figura 4A). O tamanho dos oólitos variam de micrômetros a menos de 2 milímetros que, na maioria, ocorrem dispersos em um cimento de goethita de aspecto vítreo e fratura conchoidal e, coloração escura que envolvem, no geral, núcleos hematíticos (Figura 4B)

A trama textural oolítica apresenta alguns indivíduos com superfície polida ou envernizada causada pela exposição. Parte dos oólitos estão soltos dentro dos córtices envolventes devido a redução de volume por desidratação. Os poros na textura estão parcialmente preenchidos por gibbsita tardia (Figura 4C). Em imagens MEV/EDS encontrou-se também núcleos com textura fibrosa com alto teor de carbono, chegando a 50% na análise pontual, indicando, por sua textura que se trata de fragmentos de carvão como sítio de nucleação na formação do oólito (Figura 4 D e E).

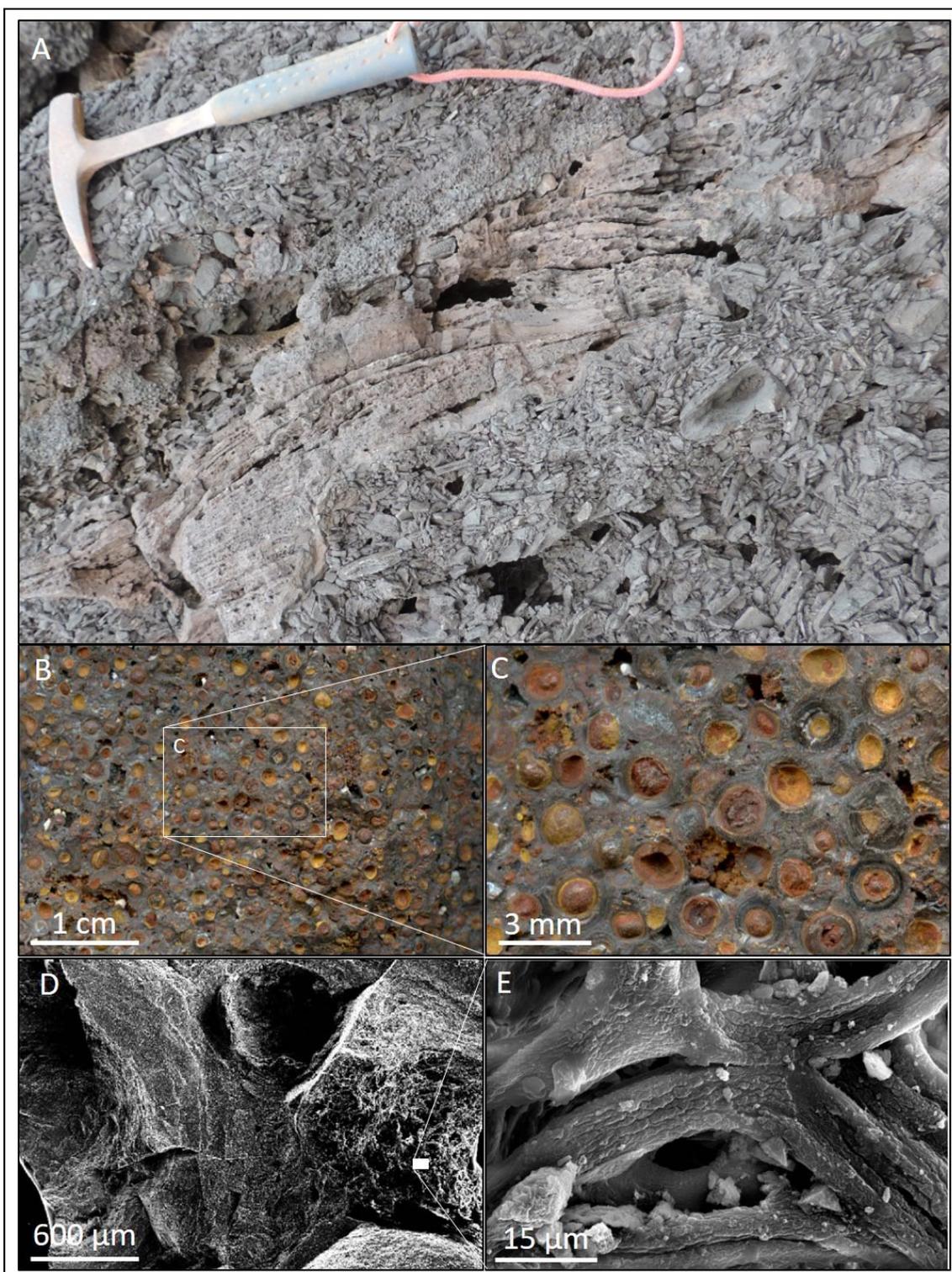


Figura 4 – Lagoa do Amendoim (AMD-01). A- Estratos cavalgantes de material oolítico goethítico principalmente, entre camadas de brecha hematítica; B- Camada oolítica com variedades de elementos: núcleos, córtices e poros parcialmente preenchidos pelos pontos brancos (gibbsita); C- Detalhe da textura oolítica com córtices de goethita escura e aspecto vítreo, núcleos arredondados com brilho (verniz), fibrosos, eocos; D- imagem MEV de um núcleo fibroso do oólito entre outros; E – Detalhe da imagem do núcleo fibroso (área branca na imagem E) mostrando ser carvão com teor de 53 % de carbono pelas medidas pontuais (EDS).

No outro local no entorno da lagoa do Amendoim, denominado Perfil 01, uma parede de crosta laterítica com 3 m aproximadamente, é observado um arranjo de camadas

dispostas em ângulos, formas e espessura variadas de brechas hematíticas principalmente, intercaladas com camadas com texturas pisolítica/oolíticas (Figura 5 A). Esta forma irregular de camadas de grossos fragmentos, é em parte causada pelas interrupções de deposição, seguida de erosões e retomada da deposições de detritos (Figura 5B), formando camadas com até 30 graus de inclinação (Figura 5C), em uma sequência de finas camadas de pisólitos e brechas intercaladas com material fino escuro, goethítico e rico em matéria orgânica como observado na amostra AMD-01 (Figura 5D e E).

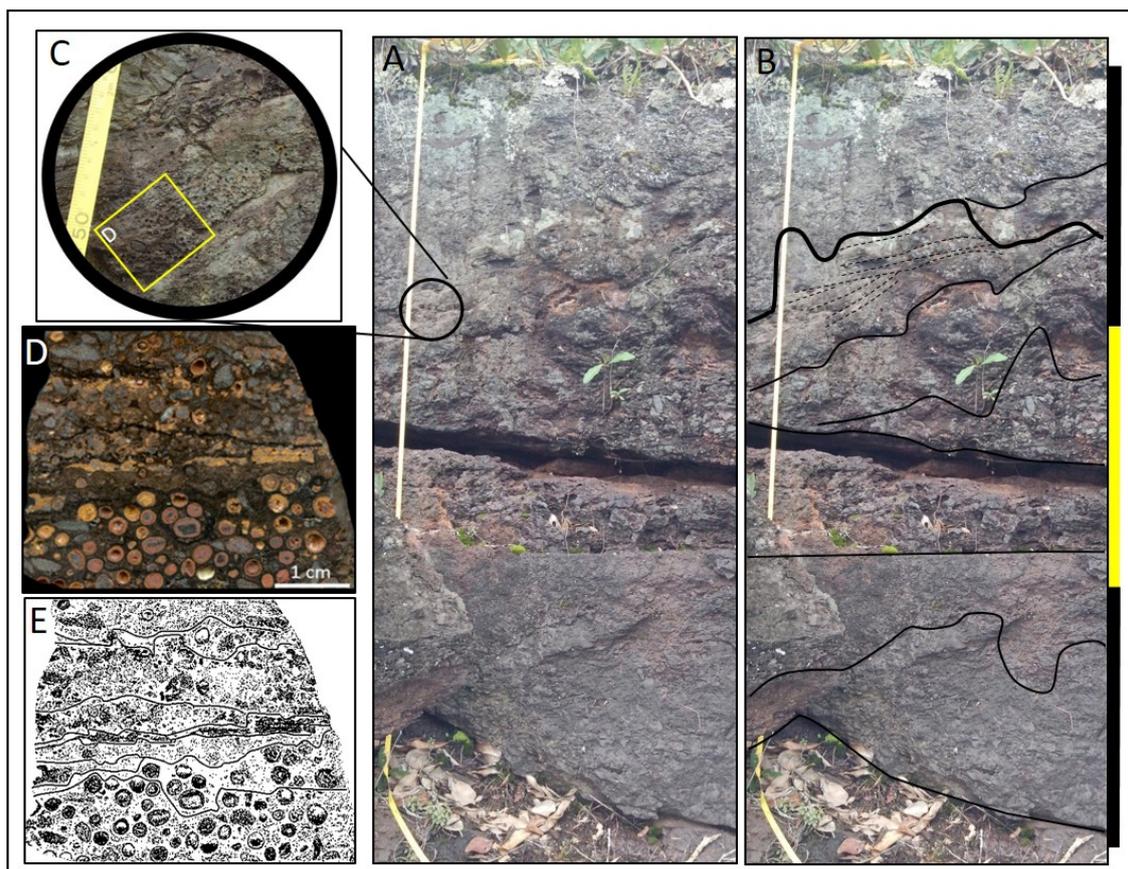


Figura 5 - Parede de crosta laterítica (3 metros) na borda da Lagoa do Amendoim – Perfil 01. A - camadas irregulares e descontínuas de brechas hematíticas principalmente, intercaladas com camadas de textura mais fina pisolítica. B- delineação dos contatos das camadas . C - As camadas com pisólitos com inclinações de 30 graus. D- corte polido na amostra PERFIL-01, expondo uma sequência camadas irregulares centimétricas a milimétricas com diferentes granulometrias e texturas separadas por laminações escuras de goethita vitrificada. E - imagem negativa de (D), que ressalta os contatos entre as camadas irregulares.

No topo do morro do entorno da depressão da lagoa do Amendoim afloram crostas com estruturas em camadas preservadas semelhante aos exemplos anteriores, porém a textura pisolítica encontra-se completamente tomada por hematita, como possível substituição integral dos minerais pretéritos, porém mantendo a textura. O corte na amostra AMD-MAG-03 expõe sombras dos contatos inclinados de acamamento em meio a textura, perceptível pelo material esbranquiçado secundário na matriz (Figura 6A). Na textura, tanto a matriz quanto os pisólitos, estão hematizados, com a coloração vermelha escura

característica (Figura 6B).

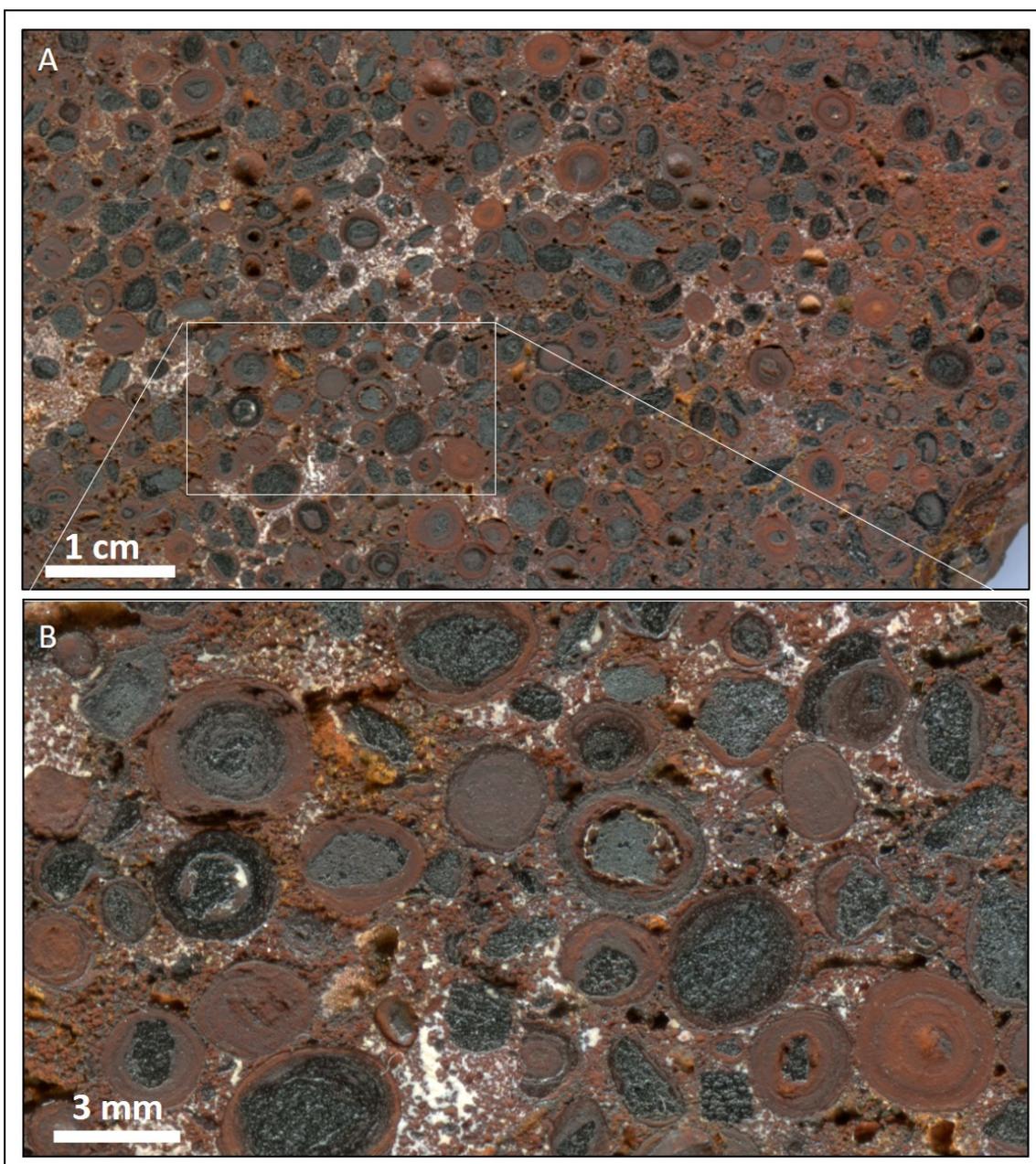


Figura 6- Amostra AMD-MAG-03, do morro da depressão da Lagoa do Amendoim. A- Textura pisolítica hematitizada com matriz intersticial, sombras das linhas de contato do acamamento inclinado destacados pela gibbsita secundária. B- Detalhe da imagem A evidenciando os córtices e matriz hematíticos, e dois tipos de porosidade: uma preenchida por gibbsita e outra superinposta em forma de tubos recobertos por goethita deixados por raízes capilares.

Parte dos poros que estão preenchidos por gibbsita secundária esbranquiçada, sugerem uma precipitação posterior a formação da hematita. A textura pisolítica da amostra é semelhante as descritas anteriormente, porém sem a presença marcante de goethita nos córtices. Nessa trama textural ocorrem também poros tubulares de tamanho milimétrico que são revestidos por uma camada submilimétrica de goethita secundária, semelhantes a marcas de raízes capilares.

- Grota das Camadas (GC-02).

Os afloramentos de crostas lateríticas nesta área mostram uma estruturação preservada em camadas sub-horizontais de brecha hematíticas intercaladas com camadas de material fino, laminado, com níveis de texturas pisolítica. Essa camada entre as brechas, com espessura de 1 m, é constituída predominantemente de goethita, contendo ainda finos grãos de hematita de acordo com análise por DRX da amostra total (Figura 7). A amostra GC-02 apresenta uma sequência de pelo menos 6 níveis pisolíticos e com alguns fragmentos hematíticos sem córtices, intercalados com material fino e laminado (Figura 7 A). A porção lateralmente contínua em extratos apresenta laminações submilimétricas alternando em laminações crenuladas claras e escuras (Figura 7B), onde visto em MEV/EDS os contatos entre as laminações contínuas são nítidos, com destaque para as microestruturas tipo colunas ou domos e poros fenestrais, feições encontradas nos estromatólitos estratiformes (Figura 7C). Os córtices dos pisólitos são descontínuos e com a mesma composição das laminações, com porções crenuladas que, em conjuntos dão a forma aos pisólitos (Figura 7 D). Os núcleos dos pisólitos são compostos por castos de forma irregular em que partes mostram a textura semelhante à dos estromatólitos estratiformes.

A matriz entre esses pisólitos contém grânulos milimétricos que vistos em MEV revelou serem moldes fósseis de parênquima de plantas aquáticas, possivelmente da família Eriocaulaceae (Figura 7 E). Observações nas lagoas do platô N1 durante os levantamentos de campo, mostraram a predominância das espécies de Eriocaulaceae nas bordas das lagoas, enraizadas na lama orgânica e ferruginosa que, quando secas viram um emaranhado de raízes e outras partes mortas dessas plantas (Figura 8). Essas plantas de vida anual formam depósitos de matéria orgânica morta na lama que ressecam nos períodos de seca da região.

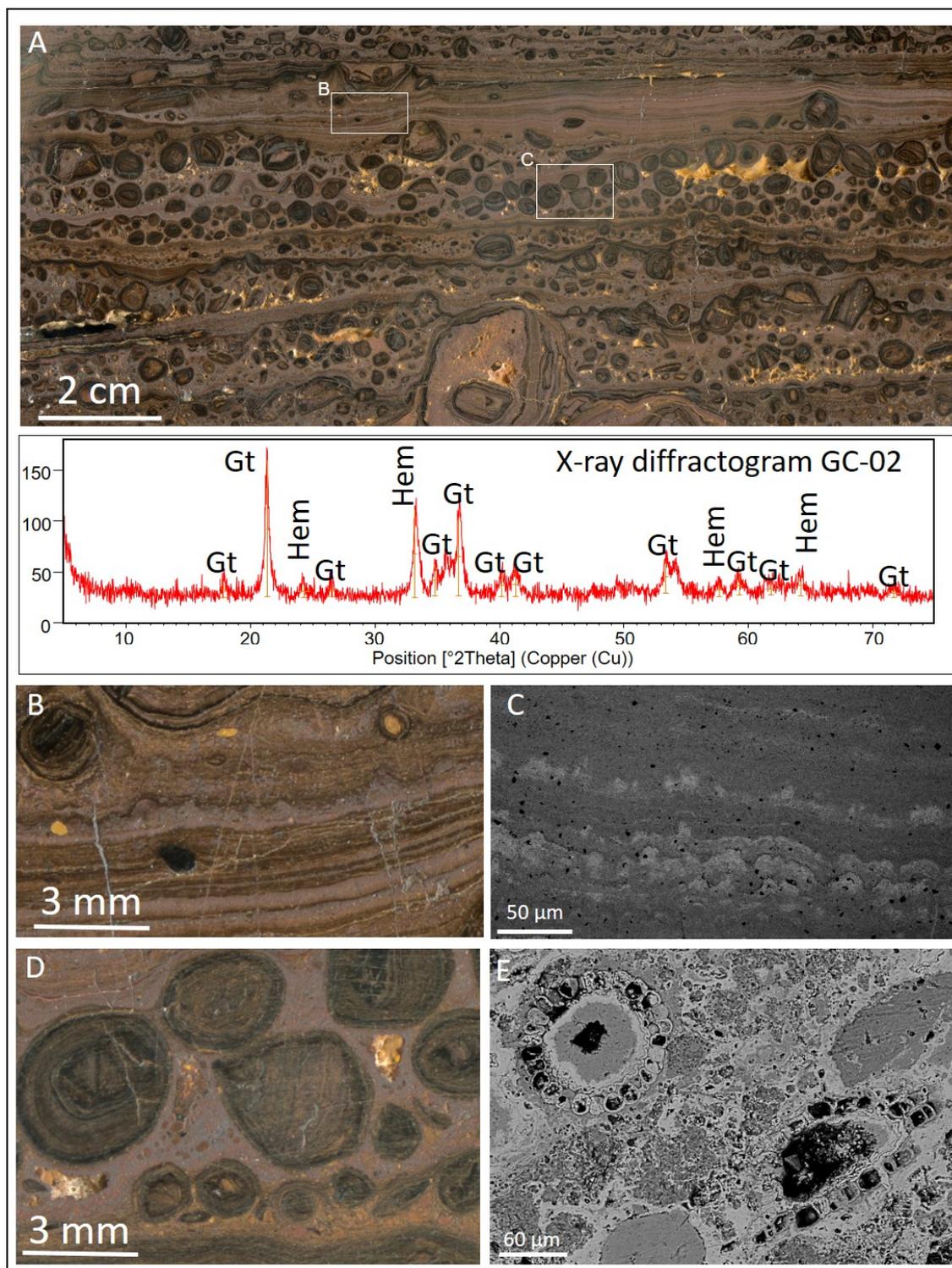


Figura 7- A- Corte polido na amostra GC-02 mostrando 06 níveis centimétricos de pisólitos intercalados com material fino laminado, predominantemente goethítico, contendo finos fragmentos de hematita dispersos na trama textural. O difratograma de raio-x a amostra total mostra uma predominância de goethita sobre a hematita pela intensidade dos picos. B - detalhe das laminações crenuladas envolvendo fragmentos arredondados escuros e amarelados. C - Formas pisolítica dos níveis com córtices e núcleos laminados e goethíticos semelhantes as laminações da textura. D- Detalhe dos estratos crenulados preservados típicos da estruturação em estromatólito estratiforme. E - Cortes transversais nos moldes fósseis de parênquimas da matriz entre os pisólitos em imagem MEV.



Figura 8 – A- lago efêmero do platô N1 com ocorrências de plantas aquáticas da família Eriocaulaceae. B – Substrato de lama como matéria orgânica ferruginosa com um emaranhado de plantas mortas nas partes rasas do lago. C – Situação de vida da Eriocaulaceae em substrato lamoso. D – Sedimentos recentes esidratados da lama orgânica ferruginosa, detritos cobertos de lama seca e um emaranhado de raízes e restos de plantas.

- Corpo A (CA-01).

Na extremidade do platô S11 no corpo A, uma área plana e elevada apresenta um piso de crosta laterítica constituída de camadas sub-horizontais de pisólitos hematíticos, onde a vegetação arbustiva é mais densa. A amostra CA-01 apresenta textura com pisólitos e fragmentos agregados com matriz intersticial fina ferruginosa, intercalados com pisólitos dispersos na mesma matriz, formando camadas centimétricas (Figura 9 A). A amostra apresenta, em sua porção superior, alterações/degradações recentemente devido ação das raízes das plantas (Figura 9 A e B). Na porção não alterada pisólitos e fragmentos hematíticos estão concentrados em matriz como camadas centimétricas sub-horizontais (Figura 8C). A matriz maciça, avermelhada, é composta por hematita, goethita+ gibbsita. Na zona degradada pela ação das raízes, as faixas centimétricas irregulares e verticalizadas, sobrepõe a textura original, com outras fases mineralógicas: caulinita (branca), Al-goethita (ocre) e vênulas de hematita+goethita tardia cortando o material caulínítico avermelhado, como parte de ressecamentos e precipitações secundárias de ferro (Figura 9D). Nesse material decomposto aparecem alguns pisólitos e fragmentos ainda preservados, que ficam

dispersos e praticamente soltos no material alterado gerando texturas secundarias com características pedogenéticas (Figura 9E).

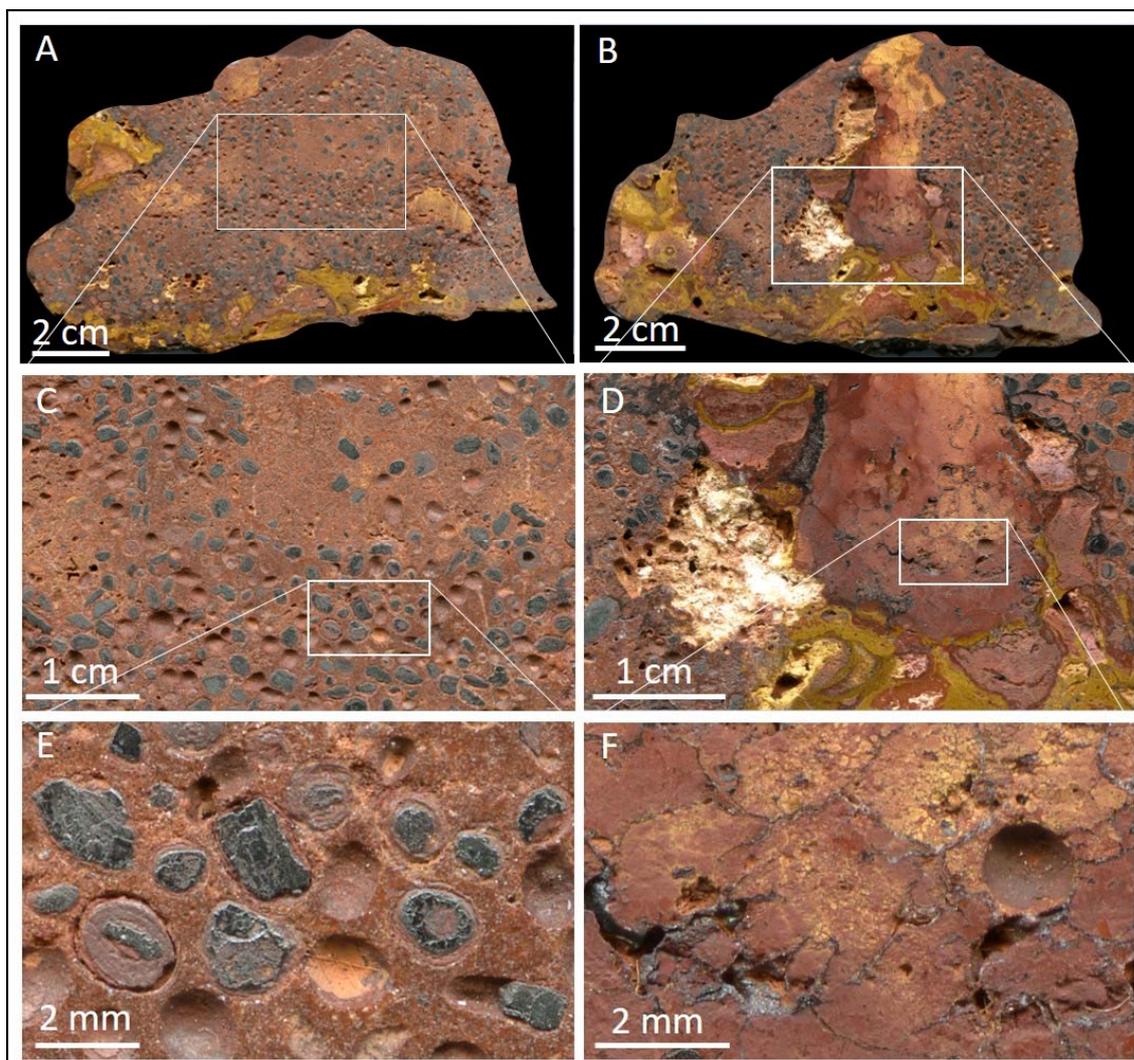


Figura 9 – Imagens de cortes na amostra CA-01. A- corte mostrando estruturas preservadas das texturas pisolítica em camadas concentradas e dispersas em matriz avermelhada maciça. B – corte mostrando superposição por alteração intempérica, por ação de raízes com formação de uma textura secundária. C – Detalhe das camadas com a textura primária pisolítica. D – detalhe do zoneamento de alteração com caulinita (branco), Al-goethita (ocre) e massa avermelhada caulínica e oxi-hidróxido de ferro. E – Detalhe da textura pisolítica empacotada, pisólitos com núcleos e córtices hemáticos em matriz maciça avermelhada intersticial. F – detalhe da textura secundária com zonas avermelhadas caulínica com vênulas de hematita+goethita e marca de pisólitos soltos reliquiares.

- Estrada AC-SS (km 37)

Essa área está sob a densa floresta, com uma cobertura de solo avermelhado de até 5 m de espessura. O corte na estrada expôs parte da crosta laterítica ferro aluminosa com texturas brechoide e conglomerática, em camadas irregulares contendo lentes ou bolsões de textura pisolítica endurecida. A amostra AC-SS-km 37 apresenta uma textura composta

de pisólitos e fragmentos arredondados, em empacotamento fechado, envolvidos por uma laminação micrométrica esbranquiçada gibbsítica e, uma matriz intersticial de mesma composição (Figura 10A). Essa amostra é semelhante em textura com a bauxita pisolítica cimentada (CP) do platô de Gove, na Austrália, com 1,5 m de espessura média (Ferenczi 2001). Tanto os fragmentos quanto os núcleos de pisólitos são de composição ferro-aluminosa o que infere um predomínio fontes mais aluminosas próximas. O mapa geológico regional indica a ocorrência de rochas vulcânicas, abaixo do perfil de intemperismo nesta área. Os núcleos apresentam formas variáveis, podendo ser de pisólitos com córtices avermelhados e septárias gibbsíticas, pisólitos quebrados, fragmentos arredondados avermelhados maciços e outros, sugerindo um acúmulo de diversas origens (Figura 10B). A matriz intersticial gibbsítica apresenta uma textura particular constituída de finos agregados endurecidos, tipo bastonetes e grãos subarredondados a angulosos, de tamanho micrométrico, possivelmente resultado do desprendimento de parte dos córtices gibbsíticos dos pisólitos. (Figura 10C). Por outro lado, uma ferruginização secundária da matriz é observada na forma bolsões porosos, porém mantendo lembranças das formas originais dos bastonetes e grãos gibbsíticos (Figura 10D). Imagens MEV no córtex gibbsítico, mostram uma borda maciça para o interior do núcleo, além de e uma matriz porosa externa, constituídas de diminutos glóbulos ferro-aluminoso como parte da alteração da ferruginização (Figura 9E). No detalhe da imagem MEV, análises pontuais com EDS na matriz, possui cerca de 10 % de Fe e 14% de Al, enquanto no córtice aluminoso com 0,33 % de Fe e 30 % de Al (Figura 10F).

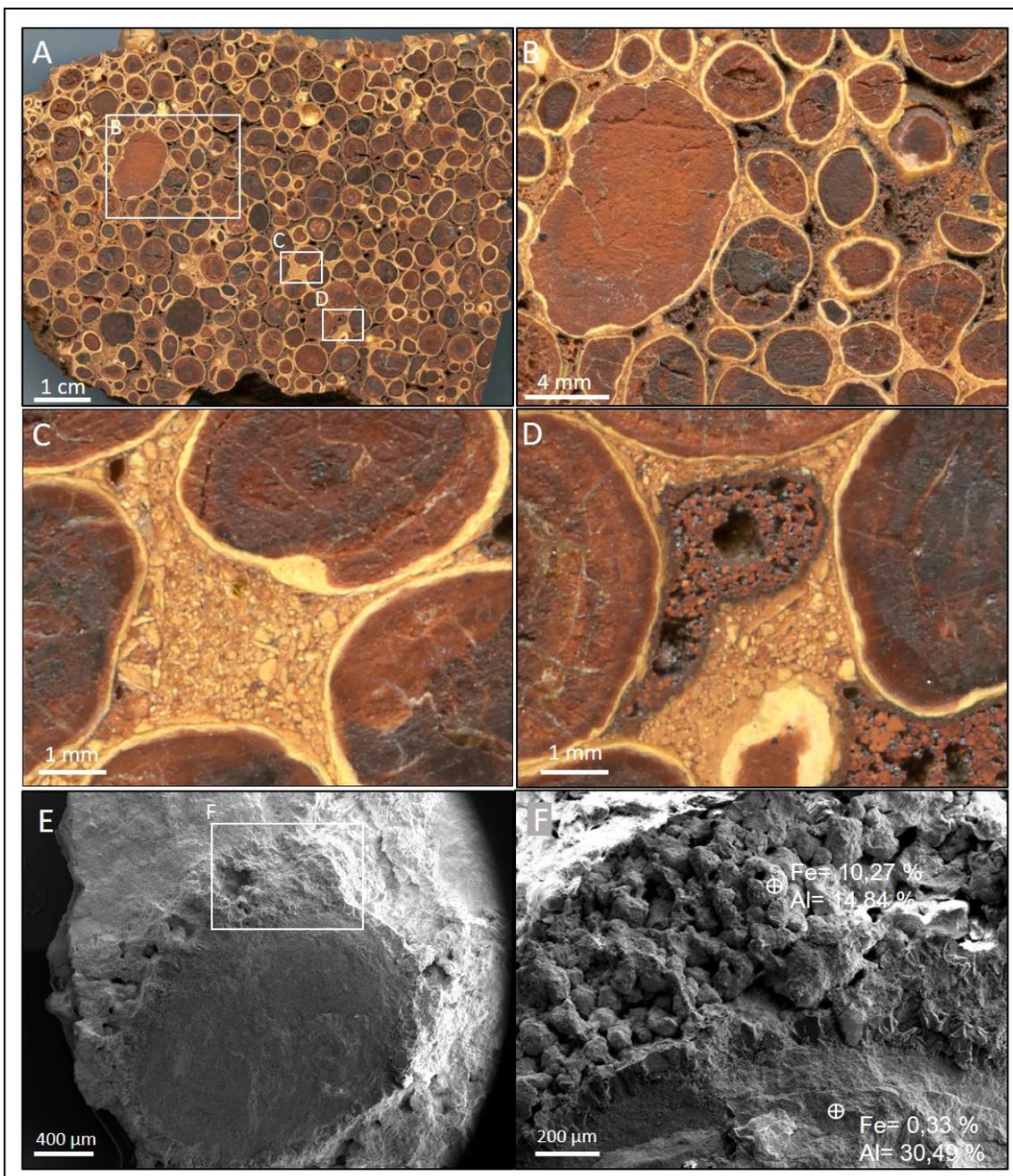


Figura 10 - A - Corte na amostra AC-SS-km 37 expondo uma textura pisolítica com alto grau de empacotamento. B-detalhe dos tipos de pisólitos e fragmentos em que todos possuem um córtex gibbsítico externo. C – Detalhe da matriz intersticial com cúmulos de bastonetes e grãos irregulares micrométricos de composição gibbsítica. D – Zonas de alteração ferruginosa (hematita + goethita) gerando porosidade, porém deixando esqueletos da textura original. E- Imagem MEV de um pisólitos mostrando um núcleo maciço e zonas porosas da alteração ferruginosa na matriz intersticial. F – Detalhe na imagem MEV da zona de alteração ferruginosa, com análise pontual por EDS de 10,27% de Fe e 4,84% de Al e, no córtice aluminoso com 0,33% e 30,49% de Al.

4.4.2.2 Serra do Tarzan

A Serra do Tarzan tem uma superfície de topo plana com poucas ondulações abrigando alguns lagos rasos. Na parte oeste da serra, foi encontrado uma superfície semi-

circular com raio em torno de 30 m de crosta laterítica em forma de bacia rasa, possivelmente uma paleolagoa ou parte dela. A crosta laterítica nessa área apresenta estruturas em camadas de microbrechas hematíticas intercaladas com camadas oolíticas micrométricas. A amostra TAR-01 apresenta uma textura de oolíticos micrométricos empacotados, com partes das lentes de microbrechas com matriz avermelhada (Figura 11 a). Os oólitos apresentam poucos córtices avermelhados que envolvem núcleos amarelados, maciços, constituídos Al-goethita em grande parte, e raros núcleos de hematita (Figura 11b), em uma trama com pouca matriz intersticial. Menos frequente são encontrados grãos de quartzo, massas amareladas arredondadas e agregados oolíticos como fragmentos milimétricos inclusos na trama oolítica micrométrica. Na parte onde predomina brecha hematítica com matriz ferruginosa avermelhada, alguns fragmentos possuem núcleos oolíticos micrométricos, semelhantes ao da camada de textura oolítica, envolvidos por córtices de hematita (Figura 11c), separados por matriz ferruginosa com sombras da textura oolítica com moldes de hematita. A matriz intersticial mostra uma porosidade revestidos por microcristais hialinos a esbranquiçados, com elevados teores de alumínio e fósforos (Figura 11 D). Em MEV os cristais são intercrescimentos que preenchem parcialmente os poros da matriz (Figura 11 E). Em outra parte da amostra, com cristais melhor formados, são de augelita pelo seu hábito prismático característico, aliados a composição analisada por EDS (Figura 11 F).

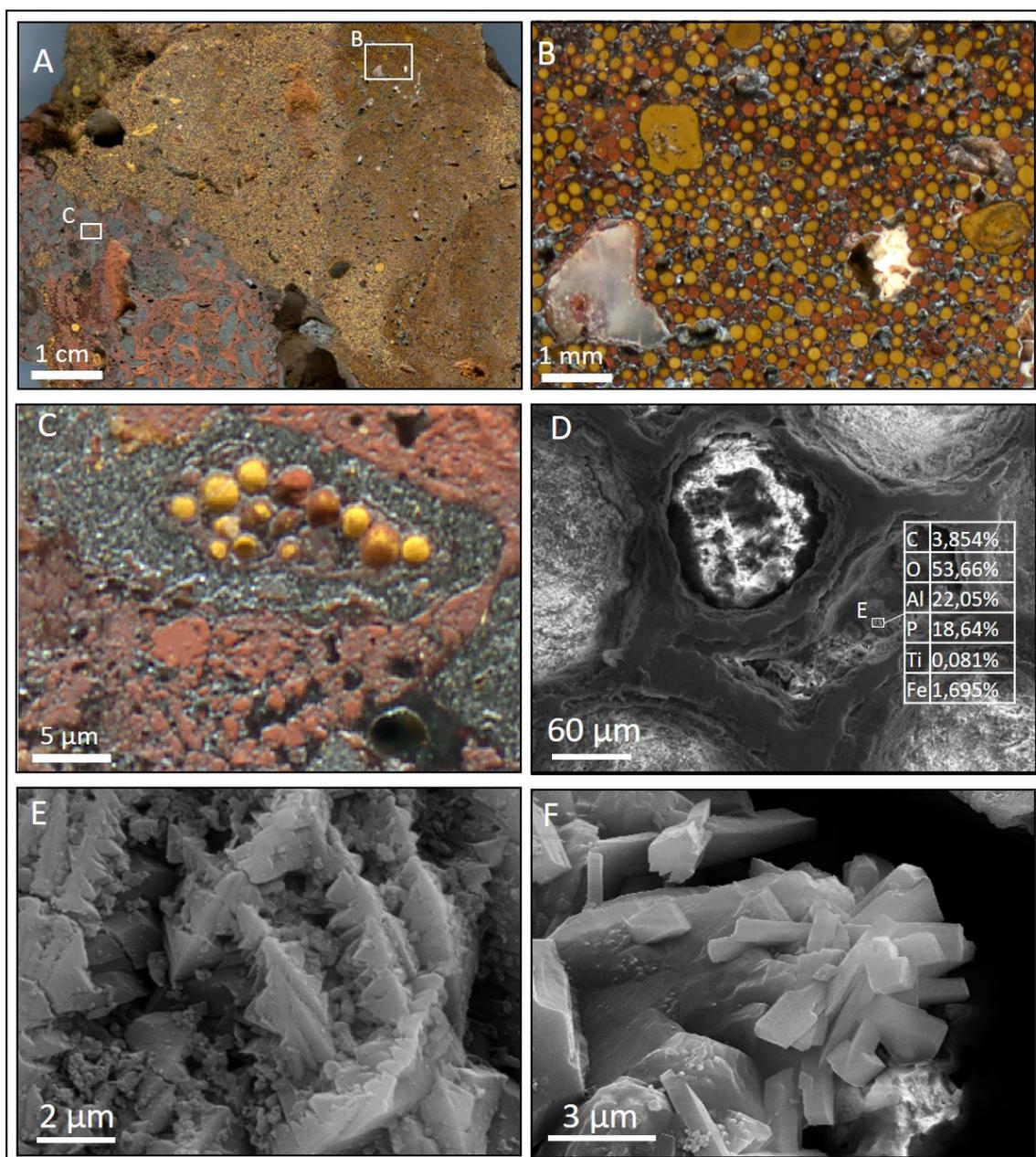


Figura 11 – A- Corte da amostra TAR-01 mostrando uma massa de textura oolítica micrométrica, com lentes de microbrechas hematíticas. B- Detalhe da imagem A mostrando o arranjo textural oolítico micrométrico, com núcleo amarelado de Al-goethita, fragmentos milimétricos de quartzo, poros parcialmente preenchidos por material esbranquiçado e grãos milimétricos de material semelhante aos dos núcleos, em um empacotamento fechado. C – Detalhe da textura brechoide onde alguns fragmentos mostram que são parte dos oólitos envolvidos por ferruginização hematítica, e externamente ao fragmento matriz mostrando relíquias da textura oolítica micrométrica. D – Imagem MEV mostrando a matriz intersticial porosa, entre os córtices ferruginosos, com preenchimento parcial pelo material esbranquiçado alumino fosfático. E – Detalhe da imagem D mostrando intercrescimentos dos cristais alumino fosfáticos. F- Detalhe em outro ponto na amostra com cristais de forma prismática que, pela forma características são cristais de augelita.

4.4.2.3 Mina N5E sul

Na borda sul da cava da mina de ferro em N5 (Figura 1), uma camada de crosta laterítica expõe uma camada contínua sub-horizontal de 1 a 2 metros de espessura com a

textura pisolítica cujos os elementos apresentam semelhanças as descrições anteriores, porém mostrando um grau de maturidade da lateritização por uma ferruginização generalizada. . A amostra N5E-01 apresenta uma faixa sobreposta ferruginosa destacada no fundo textural ferro aluminoso, mantendo o padrão pisolítico (Figura 12A). Os núcleos dos pisólitos são milimétricos, constituídos de fragmentos angulosos de hematita, ou arredondados com hematita, goethita e gibbsita, podendo ter septárias preenchidas por gibbsita secundárias que não ultrapassam os córtices mais externas do pisolito (Figura 12b). Por outro lado, é observado também vários pisólitos diferenciados pela constituição e forma do núcleo, assim como pela quantidade de córtices envolventes, em um empacotamento fechado (Figura 12C). A superposição ferruginosa, com predomínio de goethita, é realçada na matriz intersticial com as diferenças entre as zonas ferro aluminosas e ferruginosas (Figuras 12D e 12E). Essa ferruginização mostra ser mais ampla que a encontrada na amostra AC-SS-(km37 com uma frente de avanço para a parte mais aluminosa na matriz, englobando dos pisólitos, como uma fase tardia goethítica. (Figura 12 F).

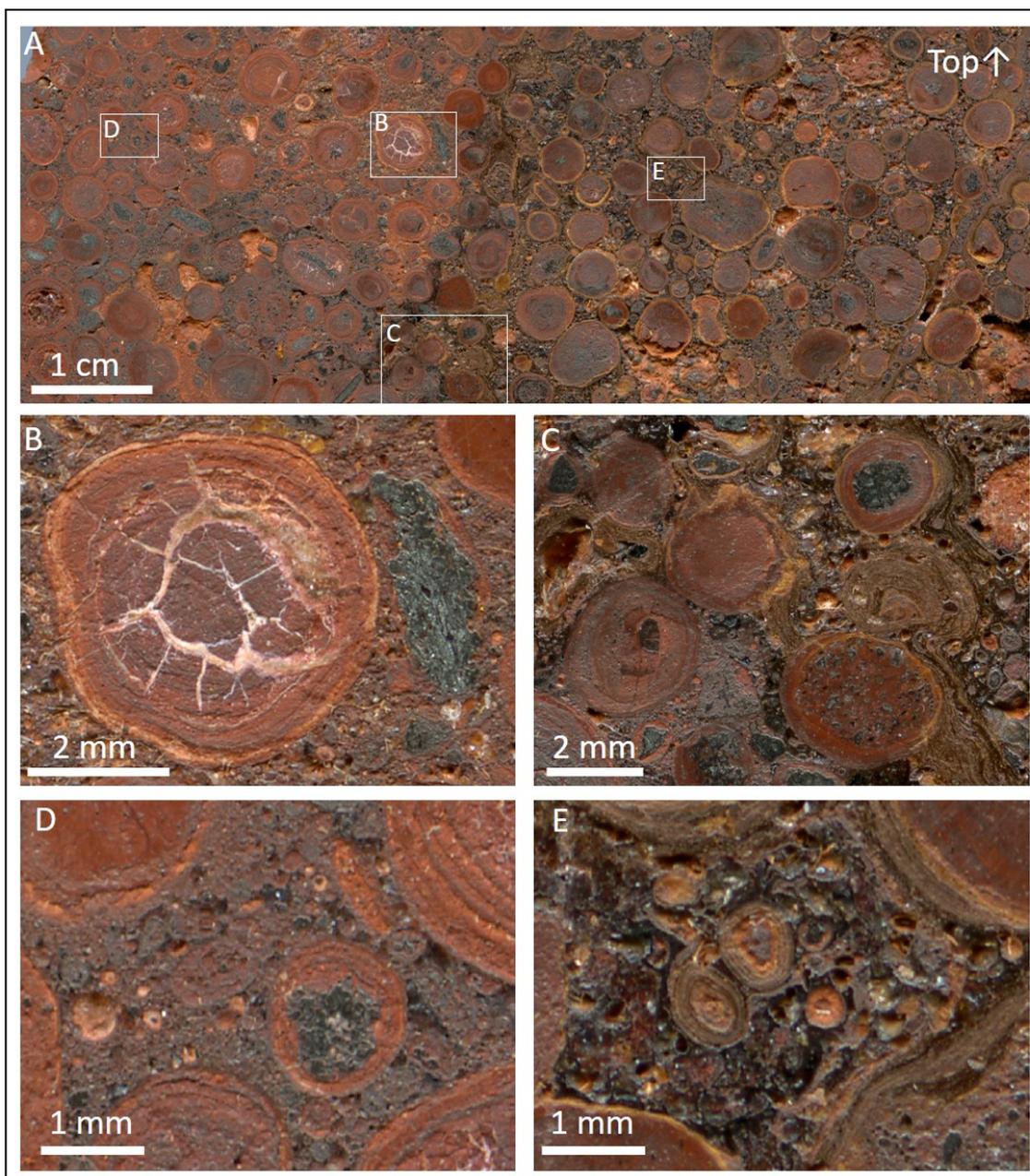


Figura 12 – A- corte polido na amostra N5-01 com exposição da textura pisolítica em um empacotamento fechado com variedades de elementos quanto a composição, núcleos, quantidade de córtices, superimposto por ferruginização penetrativa sem apagar ou destruir significativamente a textura original. B- Detalhe de um pisólitos com septárias de gissita secundária cortando o núcleo e parte dos córtices internos. C- Variedade de núcleos na textura pisolítica indicativos de fontes de diferentes detritos. D- Parte da matriz intersticial ferro aluminosa sem ferruginização. E- Parte da matriz original afetada pela ferruginização secundária a goethita.

4.5 DISCUSSÕES

As texturas pisolítica/oolíticas encontrada em crostas lateríticas da Serra dos Carajás apresentam os seguintes aspectos gerais:

- Apresentam um núcleo com intraclastos que variam entre centímetros e milímetros, irregulares, angulosos, arredondados e de diferentes composição mineral: hematita predominantemente, gibbsita+Al-goethita+caulinita e goethita;
- Os núcleos estão revestidos por camadas ou córtices finamente laminados, descontínuos principalmente, que foram acrescidas durante a formação até atingir uma forma quase esférica. Os córtices são heterogêneos em quantidade e composição e revestem fragmentos mantendo sua forma irregular;
- São encontrados em estruturas tipo bolsões, lentes, camadas intercaladas com brechas ou material muito fino e laminado, dispostas inclinadas ou sub-horizontais;
- Podem estar dispersos em matriz de textura maciça ou misturados aos fragmentos (brechas e seixos);
- Podem estar concentrados e soltos em matriz argilosa desagregada nas superfícies dos platôs em pequenos depósitos ou como lags.

As descrições petrográficas e identificação mineralógica das variedades texturais encontradas nas crostas lateríticas, aliadas as estruturações e associações com camadas de brechas e conglomerados, são fortes evidências da origem sedimentar dos componentes detriticos das crostas lateríticas predominantes sobre os platôs. Porém, cada variedade de texturas pisolítica/oolíticas necessita de esclarecimentos do próprio modo de formação até ao processo de formação de crostas lateríticas que foram regidas pelas condições paleoambientais.

Os níveis pisolítico encontrados na Grota das Cavernas são elementos chave que esclarecem uma parte da origem dessas feições, em acordo com um processo organosedimentar responsável pelos aparecimentos dessas texturas denominadas de oncoides (Cf. Corsetti *et al.* 2003). São texturas que indicam ambientes propícios para a precipitação e crescimento deste tipo de estruturas. Na Grota das Camadas esses oncoides são encontrados sobrepostas e sotopostas por estromatólitos estratiformes, que comumente ocorrem em ambientes de baixa energia hidrodinâmica. Os oncólitos, por sua vez, formam

em ambientes hidrodinamicamente ativos (Riding 2011). Portanto este tipo de ocorrência pode indicar mudanças sazonais da energia do ambiente. O núcleo de alguns oncoides é composto de fragmentos dos estromatólitos estratiformes, o que indica que uma mudança ambiental fragmenta estas estruturas que são posteriormente recolonizadas por esteiras microbianas, formando assim os oncólitos.

A descoberta dos moldes fósseis ferruginizados de parênquimas de Eriocaulaceae corrobora para um ambiente aquático de formação dos oncoides encontrados nas crostas lateríticas. Isso auxilia a interpretar o ambiente em que foram formados. Atualmente é possível observar o comportamento de vida das espécies de Eriocauláceas, uma planta de habito aquático, cuja a distribuição nas regiões tropicais e subtropicais do mundo é ampla (Giulietti & Hensold 1990). Levantamentos botânicos nos platôs da Serra dos Carajás registram a ampla distribuição dessas espécies nas bordas das lagoas perenes ou temporárias que, em período seco (julho e agosto), ficam parcialmente enterradas na lama ferruginosa, com desintegração parcial, chegando a formar novas raízes para um outro ciclo de vida (Watanabe *et al.* 2017).

Microfósseis foram encontrados nas crostas lateríticas de outros lugares e associados as texturas pisolítica/oolítica (Tanner & Kahlifa 2010, Anand & Verrel 2011, Murru *et al.* 2011, Thorne *et al.* 2014) porém ainda com incertezas se esses microfósseis são formas preservadas ou se foram parte do processo de lateritização. Nas crostas lateríticas da Serra dos Carajás foram encontrados microfósseis (Levett *et al.*, 2016), porém sem uma relação stratigráfica clara, em que os autores sugerem a participação dos microfósseis no processo de formação da duracrosta. A forma intacta em que se encontra os estromatólitos estratiformes e oncoides na Grotta das Camadas, é provável que estes fósseis poderiam ser organismos que compunham o arcabouço organosedimentar e seriam um componente para a precipitação mineral ferruginosa e o trapeamento de grãos através do EPS (substância polimérica extracelular) anterior ao processo de lateritização. Apesar de poucos trabalhos que fazem referência a preservação de estromatólitos e oncoides ferruginosos em crostas lateríticas, as ocorrências de ironstones lateritizados na depressão El Bahariya no Egito, apresentam estruturas estromatolíticas preservadas (Salama 2012) que podem sugerir a contribuição para a precipitação mineral. Além disso, em sistemas de ferricretes recentes e antigos, com substratos de lama rica em ferro ocorre a preservação de restos de plantas, evidenciando o potencial de preservação dos fósseis nestes ambientes (Fernández-Remolar & Knoll 2008).

Outros fatores que exemplificam o processo de formação dos pisólitos podem ser interpretados nas ocorrências de septárias gibbsíticas nos pisólitos. Essas septárias ou rachaduras, raramente ultrapassam os córtices mais externos. Provavelmente foram formadas pela desidratação por exposição subaérea, evidenciando um processo superficial. O preenchimento posterior por gibbsita, pode ocorrer durante a evolução dos processos de lateritização. A gibbsita pode ter sua origem da transformação das argilas, disponibilizando alumina, cristalizando nos espaços vazios da trama, inclusive entre os córtices. Porém existem pisólitos cujos núcleos são partes ou metades contendo septárias gibbsíticas ou parte delas. Nesses casos as fontes de material desses tipos de núcleos podem ser de terrenos lateritizados em fases anteriores que sofreram retrabalhamento. A formação das septárias ou espaços vazios por desidratação de oncoides é exemplificada na formação de pisólitos ferruginosos recentes no rio Odra – Polônia que, apresentam essas rachaduras (Maciag *et al.* 2019).

Os empacotamentos de pisólitos, com diversidade dos núcleos, variação de tamanho e número de córtices heterogêneos, indicam ser alóctones, onde alguns elementos podem ser de fontes lateritizadas, como alguns núcleos constituídos de agregados com textura pisolítica/oolítica, inclusive com alguns clastos já passados por mais de um evento de laterização, mostrando várias fases minerais, em função da dinâmica cíclica de eventos é a situação mais comum nos afloramentos estudados.

A uniformidade na composição dos núcleos de pisólitos, como o caso da amostra AC-SS (km 37), que está sobre um terreno saprolítico de rochas vulcânicas, sugere que os pisólitos foram originados a partir do substrato por glibulização (Nahon 1987 e Tardy 1993). Há casos em que se recorre a correlações geoquímicas para justificar os pisólitos como de origem direta do substrato. O estudo petrográfico deste trabalho mostra, nesses casos, que se deve levar em consideração outros fatores indicativos das características alóctones das formas pisolítica e suas associações com outras texturas detrítica. Alguns depósitos lateríticos, por sua amplitude pode conduzir a interpretações equivocadas que são fortemente influenciadas pelo substrato. Existem registros de até 40 m de espessura de camadas de pisólitos manganésíferos com essa diversidade (Costa *et al.* 2005). Do mesmo modo, nas minas de bauxita de Gove – Austrália, a bauxita pisolítica endurecida mostra esse padrão de textura (Ferenczi 2001).

Com relação a textura oolítica micrométrica e empacotada na Serra do Tarzan, onde com núcleos de Al-Goethita e diminutos fragmentos de hematita apontam para fontes

distintas, aparentam semelhanças quanto ao processo de formação, relacionadas a contínuas erosões e transportes, acumulando em depósitos. Quanto ao tamanho micrométrico dos oólitos é possível que estejam relacionado a desidratação de lamelas orgânicas argilosas, que podem ressecar e quebrar em diminutos fragmentos, servindo de núcleos para a deposição de biofilmes. As observações nos lagos e brejos atuais na superfície dos platôs, contem esses depósitos de matéria orgânica morta e argilas. Depósitos de gyttja ou sapropel, caracterizado como um material plástico de textura fina e geralmente gelatinoso em seu estado úmido, rico em nutrientes e, quando seco, tornam-se duro e quebradiço (Wetsel 1993, Kroetsch *et al.* 2011), pode ser uma alternativa para explicar os diminutos oólitos. Os altos teores de fósforo e alumínio encontrados nos espaços porosos da matriz, na forma de augelita, podem ser provenientes da lama com nutrientes e argila caulínica em que, a lateritização poderia ter produzido essa fase mineral encontrada.

A participação da matéria orgânica na formação dos córtices dos oólitos, como os observados na amostra AMD-01, está expressa na variação de tonalidades da goethita de aspecto vitrificado e com a presença de carbono. Este aspecto vitrificado pode estar relacionado a matéria orgânica adsorvida a goethita com coloração mais escura do que o normal. Essa vitrificação tem sido observada em depósitos de lama endurecidas e quebradiças gerando fraturas concoidais (Stolt & Lindbo 2010).

A ocorrência de pisólitos em material argiloso nas crostas lateríticas é interpretada como produto de degradação das crostas. E foram observados, principalmente nas áreas com cobertura florestal, contatos bruscos entre o possível solo pisolítico e a crosta laterítica de textura detrítica. Isto sugere que juntamente com as diversas estruturas sedimentares encontradas uma relação de contato entre camadas do que um processo degradativo da crosta laterítica e gerador de um solo pisolítico. A atuação dos processos pedogenéticos nessas camadas ocorre, principalmente, pela implantação da cobertura florestal que degradada tanto física quanto quimicamente uma camada pisolítica ou uma crosta laterítica pisolítica.

Os exemplos mostrados da diversidade das texturas pisolítica/oolíticas nas crostas lateríticas são bastantes heterogêneos com diversos fatores participantes no seu processo de formação. Porém, os dados petrográficos apontam que as texturas pisolíticas/oolíticas, de modo geral são feições reliquias que estão nas crostas lateríticas, por mais complexa que seja a história evolutiva específica de cada constituinte da textura. Neste contexto, uma

parte da evolução inicial dessas formas pode ser esclarecida em função dos achados texturais encontrados. Os pisólitos e oolitos e outros depósitos detríticos tem sua origem em ambientes sedimentares aquosos que permitiu a deposição de biofilmes sobre substratos detríticos gerando os oncoides, por uma condição hidrodinâmica que, por suas variações, possibilitou a formação de estromatólitos estratiformes em um fluxo de energia menor. As intercalações com períodos secos, capazes de degradar os depósitos organosedimentares, pode deixar os oncoides soltos ou remover as películas de biofilme pela ação do vento ou, quanto do retorno do período chuvoso, de modo cíclico. A formação de camadas de poucos centímetros a milímetros podem ser empilhadas em função de condições favoráveis do meio (Figura 13). Mudanças no fluxo de energia, provavelmente causadas por chuvas torrenciais, removem em parte dos oncoides e detritos, vindo a depositar, num empacotamento fechado, uma miscelânea de detritos que, dependendo da fonte podem ser apenas pisólitos.

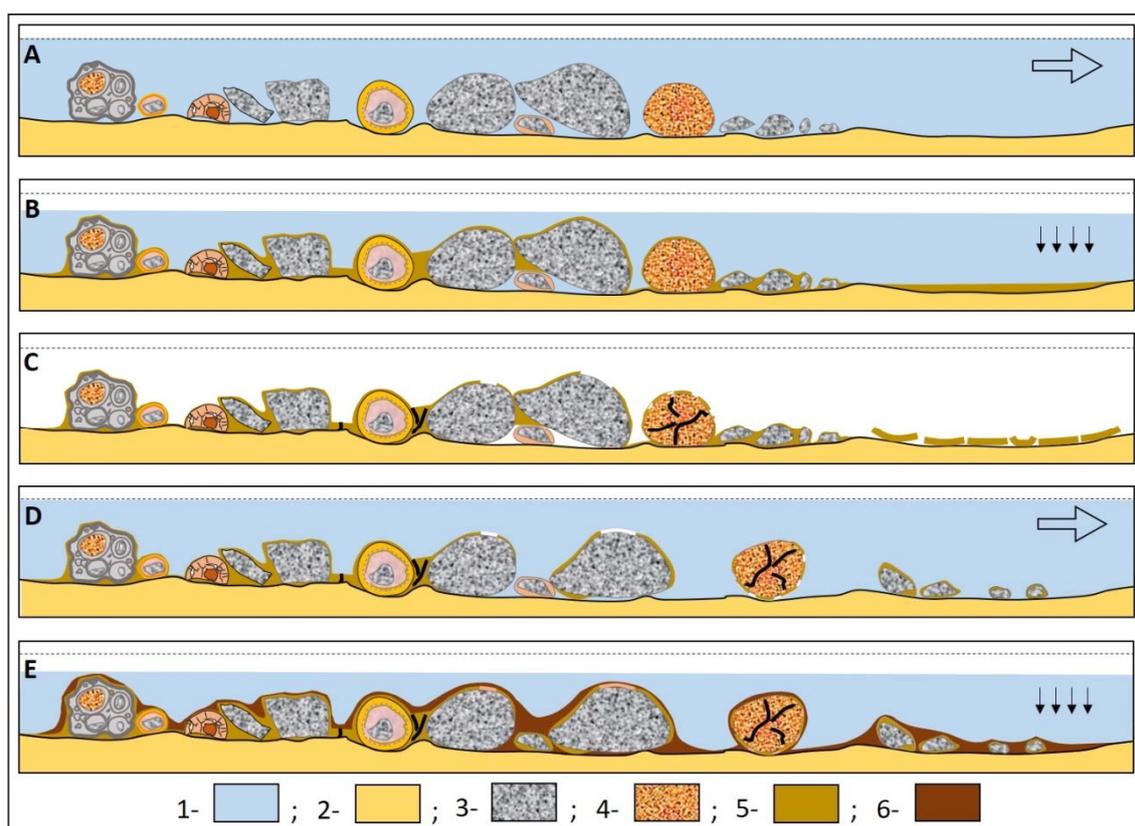


Figura 13 – A- estágio inicial onde há detritos em um substrato sujeito a ficar submerso por um período sazonal ou sujeitos fluxos hidrodinâmicos variáveis. São fragmentos de origens diversas B- Período de diminuição do fluxo com possibilidade de formação de esteiras microbianas. C- Período seco onde parte dos depósitos são desidratados com desprendimento parcial de camadas. Possibilidade de rachaduras nos fragmentos e oncoides. D- Retoma dos fluxos de maior energia, arrastando materiais depositados ou translocando fragmentos envolvidos pelos depósitos. E – Repetição do ciclo deposicional.

A possibilidade de uma dinâmica cíclica de eventos, envolvendo desmantelamentos de perfiz lateríticos, geração de materiais sem coesão, transportes, sedimentações detrítica e bioquímica e lateritizações, seja a melhor forma de interpretar o que a textura pisolítica/oolítica pode mostrar. A dificuldade de compreensão desses processos, talvez seja a estreita relação entre os eventos camuflando seus limites, como parte de um processo dinâmico no modelamento da paisagem. Por essa ótica, boa parte das texturas e estruturas encontradas, apontam para um contexto em que a lateritização fez parte apenas da preservação.

Sobre o processo de lateritização, podemos exemplificar alguns estágios ou fases independentes de ferruginização. Na amostra AC-SS-km 37 pode-se observar alterações parciais ferruginosas que ocorreram nos pisólitos e fragmentos empacotados bauxitizados. Na amostra N5-01, faixas de ferruginização a goethita estão superpostas no pisólitos e matriz intersticial de composição ferro aluminosa. Na amostra AMD-MAG-03 é observado uma ferruginização total da textura a hematita e um posterior preenchimento de poros por gibbsita. Na amostra TAR-01, relacionado a depósitos de paleolagoas, a brecha milimétrica hematítica possui um complexo arranjo de fragmentos hematíticos porém com hematitas envolventes de núcleos de pisólitos micrométricos indicando superposições de processos de hematitização. Por esses exemplos comentados, é possível que esses complexos processos de ferruginização e aluminização sejam assincronismo em função de efeitos climáticos, cobertura vegetal e até do tempo de maturação da lateritização que, em grande parte da Serra dos Carajás, deixou preservados estruturas primárias dos processos sedimentares simultâneos na evolução da superfície de aplainamento.

A compreensão conjunta dos eventos geomorfológicos e intempéricos, é importante para esclarecer os fatos, em que os agentes atuantes, tais como o clima e a tectônica influenciam no desaparecimento das evidências ou camuflagem delas. As texturas pisolíticas frequentemente intercaladas com texturas detríticas grossas, do tipo brechas ou conglomerados, indicam a formação de depósitos sedimentares de pequena espessura, de eventos cíclicos ocorridos durante os aplainamentos ocorridos.

4.6 CONCLUSÕES

O assunto sobre a origem das texturas pisolítica/oolíticas nas crostas lateríticas trouxe para discussões um tema que era praticamente consenso em atribuir essas texturas como parte do processo de lateritização e formação das crostas ferruginosas, manganésíferas e aluminosas.

A avaliação petrográfica, com as descrições dos elementos que compõem a textura pisolítica encontrada nos platôs da Serra dos Carajás, mostra o modo, talvez menos complexo ou mais esclarecido, a formação dessas texturas reliquiárias que estão preservadas nas crostas lateríticas, concluindo que o processo de formação das crostas lateríticas que contém as texturas detríticas, entre elas as pisolítica/oolítica, foram formadas em superfície a partir da desidratação de detritos e sedimentos orgânicos, endurecimento e transformações mineralógicas relacionadas ao processo de maturação causado pela longa exposição em ambiente tropical. A dinâmica dos eventos superficiais, promoveram nas crostas superficiais reciclagens que, através dos registros geocronológicos, são atuantes desde o Cretáceo.

As interpretações dos dados, influenciadas pelas observações dos eventos atuais acompanhados por mais de 20 anos, que permitiu entender parte dos processos de agregação de sedimentos, os agentes climáticos tais como chuvas, insolações, queimadas naturais e ciclo vegetal nas superfícies desses platôs. São observações estão auxiliando as pesquisas experimentais de recuperação de áreas de canga em curso.

Em função da ampla ocorrência deste tipo de crosta laterítica, se faz necessário uma reflexão do que tem se pensado sobre os processos de formação dessas crostas e a dinâmica de aplainamentos de superfícies registradas desde o Cretáceo.

AGRADECIMENTOS

A Vale e Gerências da Vale pelo apoio com a autorização de acesso a dados e áreas de mineração, ao Instituto Tecnológico Vale pelo apoio financeiro através do Projeto Lateritas do S11D, ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, junto estrutura do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) que deu todo o suporte e, a todas os pesquisadores e técnicos que deram apoio para o desenvolvimento deste estudo.

CAPÍTULO 5 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DAS CROSTAS LATERÍTIICAS DOS PLATÔS DA SERRA DOS CARAJÁS

Clóvis Wagner Maurity^(1,2); Marcondes Lima da Costa⁽²⁾

⁽¹⁾Instituto Tecnológico Vale –Desenvolvimento Sustentável (clovis.maurity@itv.org)

⁽²⁾Universidade Federal do Pará - Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em geologia e geoquímica. (mlc@ufpa.br , clovis.maurity@gmail.com)

RESUMO

A região de Carajás possui as maiores elevações dos planaltos residuais sul-amazônicos. Representam antigas superfícies de aplainamentos formadas a partir do Cretáceo. São superfícies resistentes a erosão pelas coberturas detríticas endurecidas e lateritizadas. As elevadas superfícies representadas por formas de platôs, são atribuídas ao Ciclo Sul-Americano, com mais de 650 metros de altitude e, apresentam um espesso substrato de regolito. Diversos platôs de região foram visitados para caracterização geoquímica dessas ocorrências de crostas lateríticas contínuas: Serra de São Félix; Serra Sul; Serra Norte e Serra do Cururú, onde a maior e menor distância entre os platôs são 170 e 26 km respectivamente. Esses locais apresentam substratos diferenciados quanto a litologia, tais como rochas vulcânicas básicas e intermediárias, formação ferrífera bandada e sedimentos siliciclasticos. As crostas lateríticas das superfícies apresentam características texturais que diferenciam sua natureza autóctone ou alóctone. Foram coletadas amostras de crostas lateríticas de cada local para avaliar as características geoquímicas e suas relações com o substrato de regolito e rochoso. As amostras apresentam altas concentrações de ferro pelo comportamento geoquímico e sua natural abundância nos ambientes superficiais. Embora com a predominância do ferro sobre os outros elementos maiores, dois grupos puderam ser individualizados com base no teor de alumina: o mais aluminoso com teor médio 17,75 % de Al_2O_3 (CU-01; N5-01, TM-01; RM-01 e RM-02) tem uma relação com os substratos de basaltos e sedimentos. O grupo menos aluminoso, com teor médio de 2,54% de Al_2O_3 (GC-01, SF-01, VL-01, AMD-01, FR-548 e FR-560), está relacionado à formação ferrífera bandada. O comportamento do titânio permite inferir que houve uma mobilidade física do material detrítico das crostas em torno de 1 km pelos os dados das amostras FR-548 e FR-560 quando comparado com o substrato de regolito. A avaliação de alguns elementos traços aponta para alguns tipos de ambientes deposicionais dos detritos da crosta. Os elementos terras raras seguem no mesmo agrupamento obtido pela alumina. O comportamento geoquímico dos elementos maiores nas crostas lateríticas detríticas, principalmente Fe e Al, mostram forte manutenção da assinatura com as rochas-mães, porém não se pode afirmar sua formação *in situ*. O Ti mostra uma dispersão induzida pela mobilidade física dos detrítico componentes desse tipo de crosta que está relacionado aos ciclos de pedimentação ocorridos durante o Paleógeno. As características texturais e mineralógicas são importantes ferramentas que auxiliam a interpretação dos dados geoquímicos, e devem ser utilizadas frequentemente, já que somente a geoquímica, neste contexto, sempre indicará um processo formado *in situ* praticamente.

Palavras- chave: canga, regolito, superfícies de aplainamento, crosta laterítica.

5.1 INTRODUÇÃO

A Serra dos Carajás é uma região de reconhecida diversidade geomorfológica e ecossistêmica no Brasil (Carmo & Kamino 2015). Possui um relevo na forma de platôs dissecados e depressões periféricas construídos a partir da fase de degradação do ciclo geomorfológico relacionados as movimentações epirogenéticas (Meshesricov 1968). As formas tabulares denominadas Serra dos Carajás, encontram-se capeadas por crostas lateríticas interpretadas como coberturas da pediplanação pliocênica que superpôs o pediplano pré-cretácico existente (Boaventura 1974). Essas crostas lateríticas apresentam estruturas e texturas de elementos que demonstram uma reciclagem de material detrítico laterítico (Maurity *et al.* em preparação). Essa cobertura endurecida e resistente as erosões é um testemunho do retrabalhamento ocorrido no pediplano pré-Cretáceo, onde o concrecionamento ferruginoso representa os resíduos desse pediplano mais antigo (Boaventura 1974).

Outros trabalhos de contexto geomorfológico sobre as superfícies de aplainamentos no Brasil, geralmente encontram depósitos de detritos ferruginosos, endurecidos ou não, como capeamentos que sustentam o relevo tabular. Esses detritos de cobertura têm recebido variadas denominações tais como: cascalhos, pedriscos, piçarras, lateritas, cangas, ferricretes entre outras (Almeida 1951, Ab'Sáber 1960, Bigarella *et al.* 1961, Ab'Sáber 1982, Varajão 1991, Peuvast *et al.* 2008, Riffel *et al.* 2015, Rosolen *et al.* 2017, Monteiro *et al.* 2014). Parte dessas denominações provocam problemas conceituais quanto aos processos de formação, demonstrando uma complexidade de entendimento, sem poder mensurar qual processo foi responsável por sua formação, tanto do ponto de vista físico quanto químico.

Diversos trabalhos sobre o perfil laterítico nos platôs de Carajás abordam a questão se as crostas lateríticas são produtos de uma alteração intempérica *in situ*, tornando o assunto controverso. Tentativas de esclarecimentos foram feitas, com base no comportamento geoquímico dos elementos, uma justificativa para relacionar o substrato rochoso com o regolito disposto acima (Assad & Beisiegel 1978, Lemos, 1981, Lemos & Villas 1983, Kotschoubey & Lemos 1985, Kotschoubey *et al.* 1989, Souza 1993, Costa *et al.* 1997, Horbe & Costa 2005, Porto 2016). O uso de diversas terminologias de conotação genética, as interpretações dos dados mineralógicos e geoquímicos ainda trazem dúvidas quanto a uma definição clara das condições de formação dessas crostas. É o caso do uso da terminologia “canga”, bastante difundida no Brasil que, em trabalhos mais recentes tem sido usada como o capeamento do minério de ferro subjacente – o que não se traduz quando

observado em área sem o minério de ferro ou sua rocha correspondente. O termo “canga” foi adotado para Carajás, com adaptações de acordo com os levantamentos dos tipos texturais encontrados na região. Na sua essência, é uma cobertura de superfície não ligada exclusivamente ao minério de ferro (Tolbert *et al.* 1971, Beiseigel *et al.* 1973).

Diferentes propostas sobre o processo de formação de lateritas detriticas relacionados à geração de superfícies de aplainamentos vem sendo apresentados a tempo, principalmente na África, Índia e Austrália (McFarlane 1976, Twidale & Bournet 1998, Anand 2005, Ollier & Sheth 2008, Grimaud *et al.* 2015, Anand 2015, Morris & Ramanaidou 2007, Beukes *et al.* 2008; Chardon *et al.* 2018; Gunn *et al.* 2018). Geralmente são materiais de origem continental depositados sobre um substrato rochoso ou regolítico, cimentado por oxi-hidróxidos de ferro, sílica ou carbonatos, podendo ter alguma ou nenhuma relação com o substrato (Anand & Paine 2002, Anand & Butt 2010). A dispersão geoquímica nessas coberturas regolíticas chega a mascarar depósitos minerais em subsuperfície, devido as mudanças mineralógicas que acontecem neste tipo de cobertura (Cohen & Howell 2014).

Embora a importância da formação deste tipo de crosta a partir de materiais detriticos teve um avanço em outros continentes, em Carajás ainda é palco de discussões e esclarecimentos de sua evolução. Este trabalho pretende trazer a luz do conhecimento a existência destas crostas de cobertura dos platôs da região, na tentativa de caracterizá-las quanto ao comportamento geoquímico dos elementos contidos nas crostas e sua relação com o substrato que estão capeando.

5.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA SERRA DOS CARAJÁS

A Serra dos Carajás encontra-se no Domínio tectônico Carajás, constituída por um substrato de Greenstone Belts Neoarqueanos (Vasques *et al.* 2008). São rochas metavulcano-sedimentares reunidas nos Grupos Grão-Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca, Rio Novo, Aquiri, São Félix e São Sebastião. Os metabasaltos são predominantes com porções menores de rochas metavulcanoclásticas félsicas a intermediárias, formações ferríferas bandadas (Formação Carajás) e rochas metassedimentares clásticas (Formação Águas Claras) nas áreas visitadas (Figura 1).

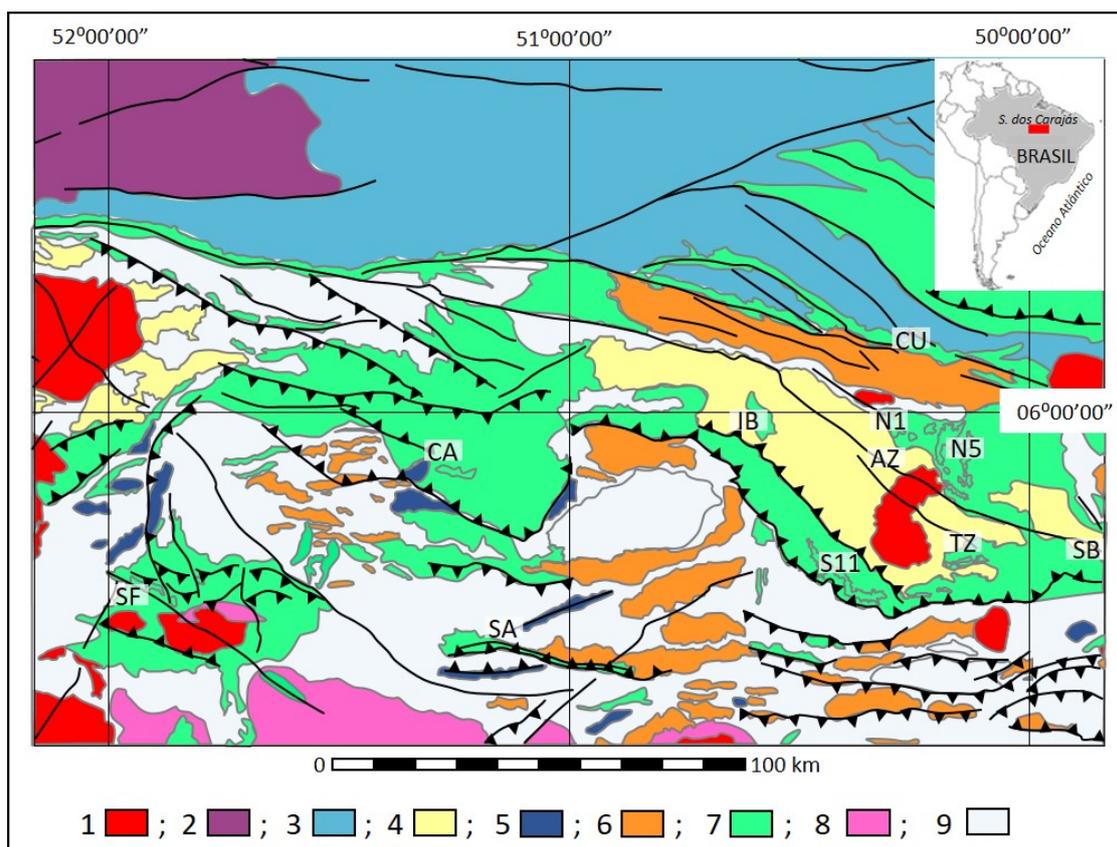


Figura 1 – Mapeamento geológico da região da Serra dos Carajás modificado de (Vasques *et al.* 2008). Litologias dos eventos geológicos: 1- Magmatismo félsico intracontinentais, 2- Magmatismo Orogênico Sin a Tardi-Colisional (Ciclo Transamazônico), 3- Complexo metamórfico, 4- Cobertura sedimentar, 5- Magmatismo máfico-ultramáfico, 6- Granitoides de alto K, 7- Greenstone belts, 8- Granitoides e ortognaisses TTG, 9- Assembléia do embasamento. Áreas visitadas: SF- Serra de São Félix, CA – Serra da Canela, AS – Serra Arqueada, S11- platô S11, IB- mina do Igarapé Bahia, AZ- mina de manganês do Azul, N1- platô N1, CU- Serra do Cururú, N5- platô N5, TZ- Serra do Tarzan, SB- Serra da Bocaina.

A geomorfologia nessa região, está representada por duas unidades geomorfológicas correspondentes as amplas superfícies de aplainamento: O Planalto Dissecado do Sul do Pará estabelecido durante o Paleógeno e, da Depressão Periférica do Sul do Pará como resultado da pediplanação Pleistocênica (Boaventura 1974). O Planalto Dissecado do Sul do Pará desperta interesse dos estudos das coberturas lateríticas por representar as maiores elevações de relevo, sendo considerada a superfície mais antiga da região, e correlacionada com a Superfície Sul Americana do Paleógeno em uma escala subcontinental (King 1956). A Serra dos Carajás é o melhor exemplo do Planalto Dissecado do Sul do Pará com uma extensão de 160 km de comprimento por 50 km de largura. Os topos estão a 650 metros acima do nível do mar em média, capeados por crostas lateríticas endurecidas. Essas crostas lateríticas são interpretadas geomorfológicamente como resultado de um pediplano Pliocênico resultante do retrabalhamento de superfícies aplainadas mais antigas do Pré-Cretáceo (Boaventura 1974). Essas interpretações demonstram possibilidade de ocorrência de diversos eventos de lateritização durante o

longo tempo estimado para esses aplainamentos. A superfície da Serra dos Carajás, mantida por cangas ferruginosas, é um dos raros remanescentes de aplainamentos paleogênicos preservados e pouco deformados no Brasil (Ab'Saber 1986).

5.3 MATERIAIS E MÉTODOS

5.3.1 Mapeamento e coletas de amostras

Para estudo das crostas lateríticas da Serra dos Carajás, foram realizadas diversas campanhas de campo de curtos períodos de duração de uma a duas semanas, com incursões nos platôs da região, entre eles na Serra de São Félix, na Serra Sul no platô S11, na Serra Norte no platô N5 e na Serra do Cururú, onde foram coletadas amostras representativas dos tipos de crostas lateríticas para comparação geoquímica, em um total 11 amostras com as siglas: SF-01, GC-01, VL-01, AMD-01, FR-548 e FR-560, CU-01 N5-01, TM-01 RM-01 e RM-02. (Figura 2).

Em campo foram efetuadas observações geomorfológicas, mapeamento dos tipos de crostas lateríticas, descrições de testemunhos de sondagem e coletas de amostras. Maiores investigações foram realizadas no platô S11, onde existe a mina de ferro S11D da Vale e áreas preservadas como o entorno das lagoas do Violão (VL) e Amendoim (AMD), e a Grota das Camadas (GC) (Figura 2).

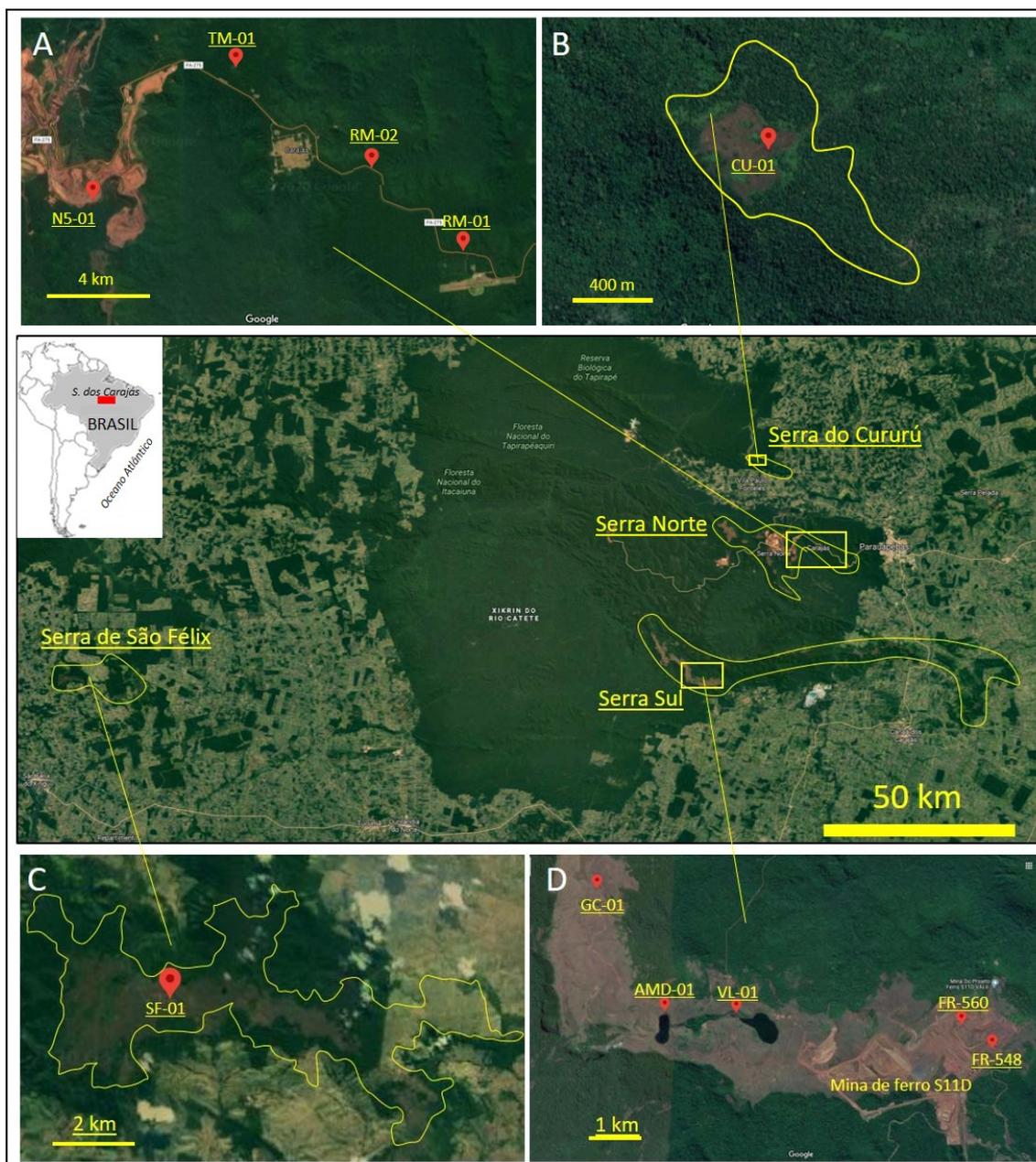


Figura 2- Localização das áreas visitadas (platôs com coberturas de crostas lateríticas) e locais de amostragem. A – platô N5 em áreas florestadas. B- platô da Serra do Cururú com ilha de vegetação de canga. C- Serra de São Félix, platô SF1. D- Serra Sul, platô S11.

5.3.2 Análises Petrográficas

Para as análises petrográficas, amostras maiores que 10 cm^3 foram cortadas, polidas as faces e imageadas a luz visível (branca) com scanner de alta resolução para auxiliar na observação das texturas e estruturas maiores em escala macroscópica. A partir dessa técnica foram marcadas áreas para confecção de laminas delgadas para observação em microscópio a luz refletida e incidida. Nos pontos selecionados, as laminas foram metalizadas para as observações em MEV.

Para descrições dos tipos de texturas, identificação mineralógica e triagem de áreas

nas amostras para investigação macroscópica, o empregado scanner de mesa da marca Epson modelo Perfection V750 Pro, permite uma imagem digitalizada de elevada qualidade, com até 6400 pontos por polegada. As faces planas das amostras, permite uma ampla visualização das texturas e identificação mineralógica por seus aspectos e propriedades físicas. Uma lupa binocular de alta resolução da marca Zeiss, modelo Discovery V8, com câmara acoplada marca/modelo AxioCam ICc 5 com captura de imagens coloridas de 5 megapixel em 15 frames por segundo e em 1920X1080 pixels também foi utilizada para detalhamentos.

Lâminas polidas e fragmentos de amostras selecionadas foram estudadas no laboratório de Microanálise do Instituto de Geociências da UFPA, com microscópio eletrônico de varredura (MEV), marca Zeiss, modelo Sigma-VP, com detector acoplado de EDS (energy dispersive spectroscopy), marca IXRF, modelo Sedona-SD. As imagens das amostras foram obtidas por feixe de elétrons secundários com corrente de 80 μA e voltagem de 10 Kv e distância de lente igual a 8,5 mm permitiram uma visualização das formas detectadas na varredura superficial da amostra. Além disso, também, foi empregado feixe de elétrons retroespalhados que utiliza uma condição de voltagem maior que 20 kve permite obter imagens em superfícies planas com polimento adequado. Complementarmente, foram realizadas microanálises semi-quantitativas pontuais de fases selecionadas por meio do EDS acoplado ao MEV. O tempo de contagem para análise dos diferentes elementos foi de 30 segundos. Com isso se obteve uma boa visualização da composição química e da forma dos principais minerais presentes nas crostas lateríticas.

5.3.3 Análises Mineralógicas por Difração de Raios X

Para a identificação mineralógicas por difração de raios-X no Laboratório de Caracterização Mineral (LMC) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, foi utilizado o difratômetro da marca PANalytical modelo PW 3040, com tubo anodo de cobre [$k\alpha_1 = 0,154 \text{ nm}$] ou de cobalto [$k\alpha_1 = 0,178 \text{ nm}$], ajustado a 40 kV e 30 mA. As amostras foram analisadas pelo método do pó conforme técnica estabelecida (Thorez 1976). As condições de operação do difratômetro foram fixadas para o intervalo de 5 a 75° 2 θ . Para a interpretação dos resultados utilizou-se do programa X'Pert HighScore 2.1 que contém o banco de dados do ICDD (International Center for Diffraction Data). As abreviações dos nomes dos minerais identificados seguem o padrão estabelecido por Kretz (1983).

5.3.4 Análises Químicas

Desde a preparação da amostra até as análises químicas multielementar foram realizadas no Laboratório ALS Minerals de acordo com os seguintes procedimentos analíticos e equipamentos mostrados na tabela 1.

Tabela 1 – Técnicas e instrumentação usadas para as análises químicas multielementares das amostras de crosta laterítica

DESCRIÇÃO	EQUIPAMENTO
Carbono Total (Leco)	LECO
Enxofre Total (Leco)	LECO
Ultra Traços – Água Régia ICP-MS	ICP-MS
Fusão Li-Borato ICP-MS (U Pkg)	ICP-MS
Fusão Cl – KOH e IC	ICP-MS
Fusão F – KOH e IC	ICP-MS
Fusão total para XRF	XFR
LOI para XRF	WST-SEQ

Os elementos maiores e traços foram analisados com técnicas de ICP-MS após fusão de metaborato/tetraborato de lítio e digestão por água régia diluída. O equivalente a 0,2 g de pó da amostra foi analisado com ICP-MS. A perda por calcinação (LOI) foi medida pelo cálculo da diferença de peso após a ignição das amostras a 1000°C. O teor total de carbono (TOT/C) e sulfúrico total (TOT/S) foram determinados pela queima das amostras em um forno por indução e medição das concentrações de CO₂ e SO₂ no gás de combustão com células de radiação infravermelha (análise de Leco).

5.4 RESULTADOS

5.4.1 Caracterização das Crostas Lateríticas

As áreas levantadas na Serra dos Carajás: platô SF1 na Serra de São Félix, platô S11 na Serra Sul, platô N5 na Serra Norte e o platô da Serra do Cururu, apresentam crostas lateríticas de textura e composição variadas que apontam para uma história complexa de formação, envolvendo diferentes ambientes, fenômenos e processos geológicos superficiais (figura 3). Essas crostas estão expostas em clareiras de vegetação rala ou sob uma cobertura florestal que podem ser visualizadas em cortes de estrada ou áreas

escavadas. Nesse capeando de crosta laterítica predomina uma textura de aspecto detrítico, com fragmentos diversos, autosuportados ou com matriz suportada, denominada neste trabalho de crosta laterítica detrítica (CLD). São raras as exposições de crostas lateríticas formadas in situ, com textura reliquiar correspondentes as rochas do substrato. Esse tipo de crosta denominada de crosta laterítica estruturada (CLE), em geral estão em subsuperfície, são descontínuas e dsispostas sobre os saprólitos correspondentes a substratos de rochas vulcânicas, formação ferrífera bandada e sedimentos siliciclásticos. Esse tipo de crosta pode ser melhor observado por sondagem ou escavação de mina. O substrato rochoso também não está exposto em função da espessa camada de regolito. Por vezes, afloramentos rochosos são encontrados nos fundos dos vales que recortam os platôs. Frequentemente, o acesso a essas rochas se faz através de sondagens de pesquisa que atingem profundidades maiores que 150 m em média para intercepta-las.

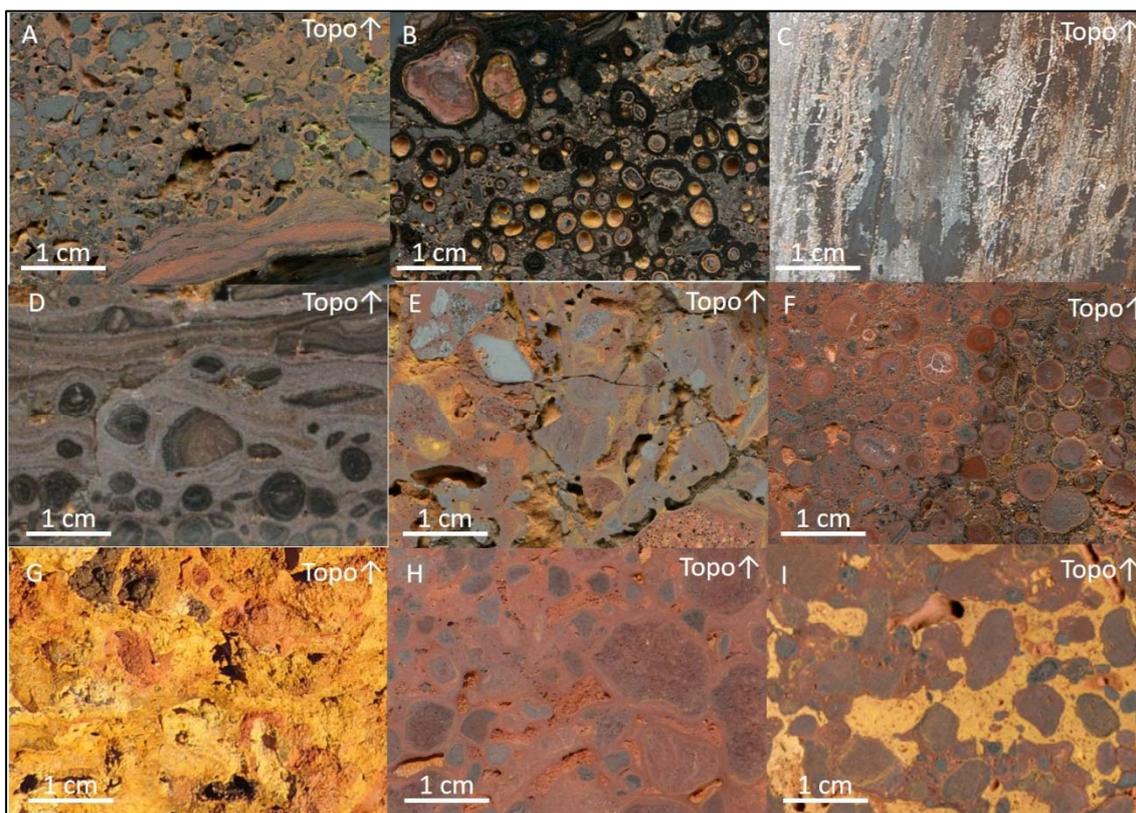


Figura 3 – Diferentes aspectos texturas das crostas lateríticas das áreas estudadas. A- São Félix (SF-01); B- Lagoa do Amendoim (AMD-01); C- Lagoa do Violão (VL-01); D – Grota das Camadas (GC-01); E - Serra do Cururu (CU-01); F - mina N5 (N5-01); G – Trilha da Mata (TM-01); H – Estrada Raymundo Mascarenhas (RM-01) e I – Estrada Raymundo Mascarenhas (RM-02).

5.4.1.1 Serra de São Félix

A Serra de São Félix possui 03 clareiras principais que foram denominados com as siglas SF1, SF2 e SF3 durante a pesquisa para minério de ferro em Carajás na década de 60 (Resende 1972). O local é representado por sequências de rochas metavulcano-sedimentares pelo Grupo São Félix, metaultramáficas, metamáficas, metavulcânicas ácidas e metassedimentares, com deformação heterogênea. Nos platôs predominam as rochas metavulcânicas e formações ferríferas bandadas mostrados nos mapeamentos geológicos realizados naquele local (Resende 1972, Macambira & Vale 1997, Vasques *et al.* 2008).

Foram realizadas 11 sondagens no platô SF1 revelando que o material superficial descrito como canga, apresenta em média 5 m de espessura (Resende 1972). Uma revisão das descrições dos testemunhos de sondagem, encontrou-se intervalos descritos que demonstram características detríticas para o material, podendo-se estimar uma espessura média em torno de 37 metros de material de cobertura, embora não foram denominados de canga. Terminologias usadas como: fragmentada, placoide, arredondado, rolado, granular, argilosa, limonitizada, pulverulenta e laterita, permitiu suspeitar que o material descrito seja de origem detrítica.

No levantamento de campo na superfície do platô SF1 pode-se observar um relevo de áreas planas intercaladas com morros alongados e alinhados em forma de arco com concavidade voltada para sul. A superfície do terreno está inteiramente capeada por crostas lateríticas de textura detrítica, tipo brecha auto suportada com fragmentos de hematita, tipo conglomerado com matriz suportada ferro-aluminosa e fragmentos mistos, intercalados com níveis de granulação menor e pisolítico. Os dados de sondagem revelam em profundidade que a camada de minério de ferro e formação ferrífera bandada, apresenta uma espessura em torno de 100 metros, mergulhando 20-25° para sul, onde parte dos morros coincidem com esse substrato encaixado por rochas vulcânicas.

A amostra de CLD (SF-01) foi coletada na parte central do platô, em uma área plana, próximo borda de uma lagoa rasa. Foi observado no local estruturas em camadas horizontais separadas por diferenciações granulométricas de fragmentos e material ferruginoso muito fino laminado, intercalado entre os níveis de fragmentos anguloso hematíticos e pouco material ferro-aluminoso deformado, como se fosse bolas de argila entre os fragmentos (figura 3A). Próximo da amostragem, o substrato está no contato de formação ferrífera bandada e rochas vulcânicas ou seus regolitos correspondentes de acordo com o mapeamento e sondagens realizadas na clareira SF1 (Resende 1972).

5.4.1.2 Serra Sul

A Serra Sul é a maior expressão de platô com a canga exposta na região. Apresenta um total de 45 clareiras mapeadas por uma faixa de 120 km de extensão (Resende 1972). Entre esses platôs o S11 foi objeto dessa pesquisa com uma extensão aproximada de 40 km. A superfície tem o relevo mais acidentado que as outras áreas, com morros convexos alinhados e poucas áreas planas. As bordas escarpadas formam cornijas com fronts côncavos, dando uma forma de anfiteatros, que estão sustentadas pela cobertura de CLD. Toda a superfície do platô está coberta por esse tipo de crosta. Algumas exceções como fundos de vales suspensos, encostas ou topos de morros desse grande platô, a CLE está exposta. As rochas do substrato nesse platô são metavulcânicas e formação ferrífera bandada pertencentes ao Grupo Grão-Pará (Resende 1972, Vasques *et al.* 2008). Cinco locais foram alvos de amostragem da crosta laterítica superficial (VL-01, AMD-01, GC-01, FR-548 E FR560).

Nas áreas preservadas, um ponto na lagoa do Violão (VL-01) onde está exposto o minério de ferro endurecido, classificado como CLE (figura 3C), é um local no fundo do vale embutido, onde a erosão expôs parte do minério de ferro endurecido, tratando-se de um bandamento de finas camadas de hematita de cor cinza escuro, intercalado com finas camadas ou preenchimento secundário de goethita em possíveis espaços deixados por conta da lixiviação de sílica. No entorno da lagoa do Amendoim (AMD-01), a CLD amostrada apresenta uma textura pisolítica a oolítica formando camadas diferenciadas pela granulometria e ligeiramente inclinadas (5 a 15°), onde os córtex e/ou cimento envolvente é constituído de goethita. Por vezes pode-se observar uma superfície polida nesse pisólitos, semelhante a pátina de verniz, quando a crosta é quebrada. Os núcleos desses pisólitos são fragmentos angulosos a subarredondados de hematita principalmente, além de alguns subarredondados de composição ferro-aluminosa de aspecto maciço, o que indica fontes de diferentes composições (figura 3B). Na Grota da Camadas pode-se observar uma estruturação em camadas métricas a centimétricas, sub-horizontais, por vezes em uma sequência de granulação, com camadas de textura grossa de fragmentos hematíticos angulosos tendo ou matriz como suporte. Dessa camada passa bruscamente para outra constituída de material fino, laminado, essencialmente goethítica, intercalada com níveis de pisolíticos e oolíticos. A amostra CG-01 apresenta a textura fina laminada com os níveis milimétricos a centimétricos de pisólitos. Os núcleos dos pisólitos são de fragmentos da mesma constituição das camadas laminadas e de fragmentos angulosos de hematita em menor proporção (figura 3D). Esse tipo de sequência é em parte semelhante os ambientes

terrestres lacustres ou fluviais (Lemoalle & Dupont 1973, Siehl & Thein 1989, Thorne *et al.* 2014) ou marinho raso (Salama *et al.* 2012, Salama 2014) em camadas de ironstones.

No setor leste da mina de ferro S11D, duas amostras de testemunhos de sondagem, correspondentes aos furos FR-548 e FR-560, foram coletadas para análise. O FR-548 está localizado sobre um substrato de rochas vulcânicas, enquanto que o FR-560 sobre um substrato de formação ferrífera bandada, com os correspondentes regolitos até 100 metros de profundidade. Esses furos estão afastados por cerca de 1000 metros, sendo o contato entre as litologias projetadas para 500 metros aproximadamente. Os perfis regolítico dos furos, a partir da superfície do terreno contém os horizontes de CLD sobreposto ao horizonte de CLE e os saprólitos correspondentes. A mineralogia de cada horizonte mostra-se diferenciada com exceção a da CLD muito semelhante para os dois perfis (figura 4). A CLD desses furos apresenta diferenciações petrográficas porém não deixam de ser caracterizadas com material detrítico transportado, depositado e endurecido posteriormente pelos oxí-hidróxidos de ferro principalmente em diferentes fases de cristalização (figura 5).

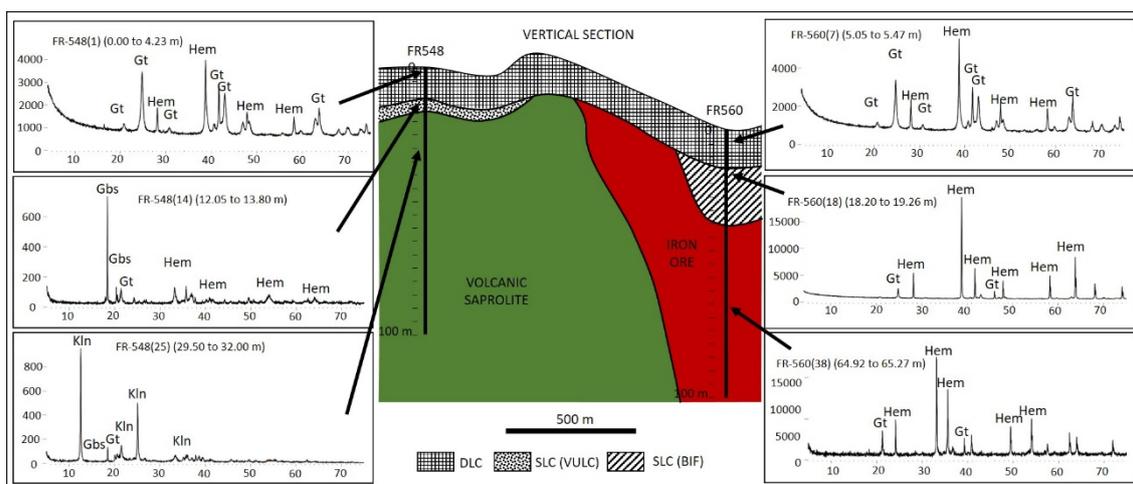


Figura 4 - Seção vertical no setor leste da mina S11D mostrando o perfil laterítico com os furos FR-548 e FR-560 projetado com os respectivos litotipos e composição mineralógica dos horizontes pelos difratogramas de raio-x.

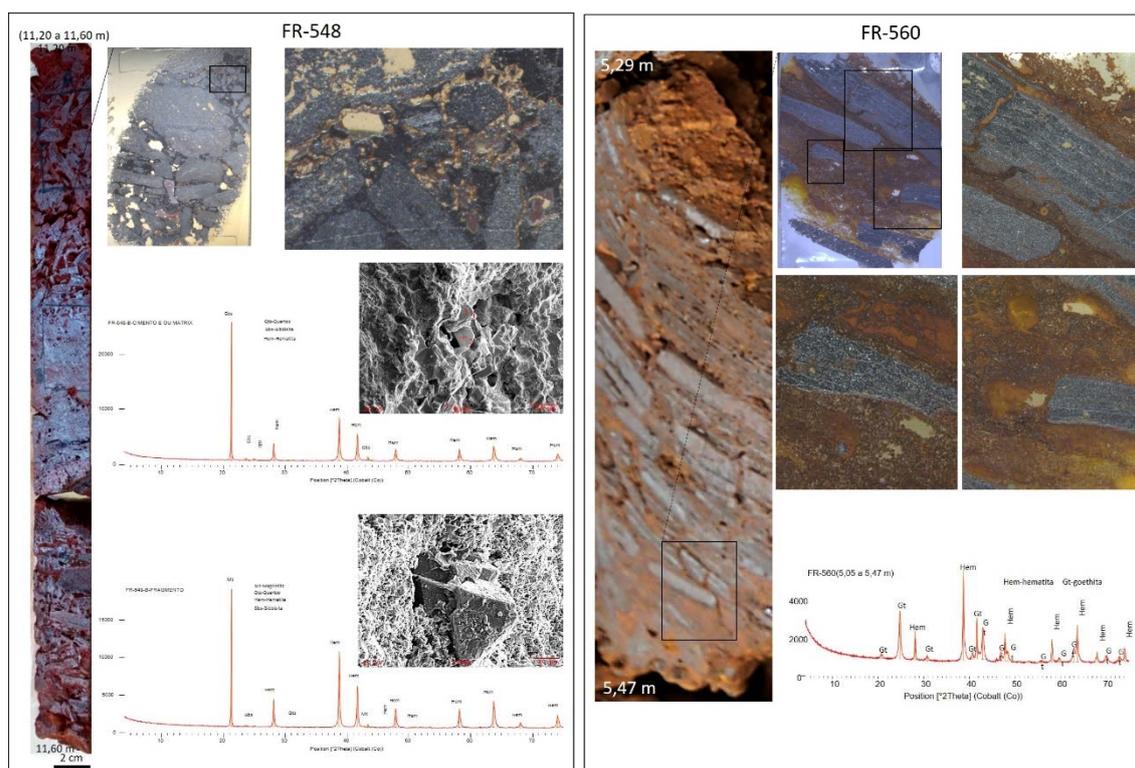


Figura 5 – Amostras de CLD relativas aos furos FR-548 e FR560, constituídas de fragmentos de hematita essencialmente, podendo ter cristais de magnetita corroídas e matriz goethitica com alguma gibbsita, mostrando poucas diferenças texturais.

5.4.1.3 Serra Norte

A Serra Norte é parte de um conjunto de platôs fortemente escarpados com superfícies mais planas que as da Serra Sul. Apresenta 09 clareiras denominadas N1 a N9 (Resende 1972). A área objeto de estudo foi concentrada no setor leste da Serra Norte no platô N5, com dois locais em áreas não florestadas: mina de ferro N5E borda sul (N5-01) e uma pequena clareira na Trilha da Mata (TM-01). Outros dois locais na parte florestada, nas margens da rodovia Raymundo Mascarenhas (RM-01 e RM-02) em cortes onde expõe a crosta laterítica, coberta por solo de espessura variável de 5 a 1 metro de espessura. O substrato litológico nessa parte da Serra Norte é predominantemente de rochas metavulcânicas do Grupo Grão-Pará (Vasques *et al.* 2008). Todas as amostras coletadas apresentam uma textura detrítica constituída de fragmentos arredondados de um mesmo litotipo ou misto, envolvido por matriz ferro-aluminosa ou, com textura pisolítica.

No local de coleta da amostra N5-01, na borda da cava da mina de ferro, está mais próxima do minério de ferro ou formação ferrífera bandada subjacente, há cerca de 300 m de acordo com o mapeamento realizado naquele depósito (Resende 1972). Trata-se de uma camada de 1 a 2 metros de espessura de pisólitos endurecidos. A textura da amostra apresenta núcleos milimétricos de fragmentos angulosos de hematita, ou arredondados

com hematita, goethita e gibbsita, podendo ter septárias de gibbsita secundária que não ultrapassa as camadas mais externas de córtex goethítico. Observa-se também diferenças na composição da matriz com zonas mais ferruginosas a goethita, e zonas mais aluminosa a (hematita + goethita + gibbsita) (Figura 3F). É possível que as variabilidades texturais e mineralógicas estejam associadas a ciclicidade da lateritização ocorrida na região.

Na Trilha da Mata, a amostra TM-01 foi coletada próximo do poço de pesquisa ACP1 (Lemos 1981), onde não há ocorrências de formação ferrífera bandada por um raio de 5 km de acordo com os mapas geológicos do local (Resende 1972, Vasques *et al.* 2008). Trata-se de uma bauxita exposta com textura detrítica. Observa-se com pouca nitidez a relação fragmento e matriz, em função da superposição da bauxitização da textura, assim como pela degradação pedogenética posterior atribuída a ação das raízes. Porém, as cores mais avermelhadas podem ser distinguidas como fragmentos na massa aluminosa (figura 3G).

Na rodovia Raymundo Mascarenhas duas amostras com texturas diferenciadas foram coletadas. A amostra RM-01 apresenta uma textura de aspecto detrítico, aspecto brechoide com fragmentos menores que 2 cm, alguns angulosos a subarredondados, poucos pisólitos em uma matriz fina aluminosa, com poros e canais de raízes parcialmente preenchidos por cristais finos de gibbsita (figura 3H). A outra amostra, RM-02, apresenta o mesmo padrão textural que a RM-01, porém, com fortes sinais de degradação pedogenética provocadas possivelmente pela ação de raízes, formando zonas amareladas mais aluminosas, trazendo maiores dificuldades de interpretação da textura pretérita (figura 3I).

5.4.1.4 Serra do Cururu

Entre as áreas estudadas essa é a menor delas. É uma serra alinhada na direção WNW-ESE de topo plano com uma pequena clareira de vegetação baixa em meio a floresta, em que expõe a canga. O substrato é de rochas metassedimentares do Grupo Rio Novo (Vasques *et al.* 2008). Nos vales afloram quartzitos supondo-se que seja o substrato para esse platô. Na área florestada, abaixo da camada de solo tem-se uma crosta laterítica desmantelada por processos pedológicos, enquanto que na clareira a canga exposta está endurecida. A textura da crosta nessas dois locais é praticamente a mesma embora na área florestada há evidências de processos degradativos de caráter pedogenético.

A crosta apresenta uma textura detrítica constituída predominantemente de fragmentos de diversas composições, formas e textura, considerada uma trama polimítica, com pouca matrix de suporte (figura 3E). A textura mostra uma composição de fragmentos

mistos. No canto superior esquerdo da figura 2E pode-se observar um fragmento de brecha hematítica, enquanto que no canto inferior direito tem um fragmento de textura interna oolítica com córtex mais ferruginoso e núcleos mais aluminosos. Esses diferentes tipos de fragmentos, quanto a sua textura interna e sua composição evidenciam as fontes variadas de material, assim como ciclos de lateritização diferenciados.

5.4.2 Comportamento Geoquímico

5.4.2.1 Elementos Maiores

Entre os elementos químicos analisados (Tabela 2), os elementos maiores são os que melhor representam uma melhor relação das CLDs de cobertura dos platôs com o substrato litológico. As amostras analisadas apresentam uma alta concentração média de Fe₂O₃ (72,6 %) com um máximo de 90,44% correspondente a amostra FR-548 e um mínimo de 35,20% correspondente a amostra TM-01. Essa alta concentração de ferro mascara, de certo modo, a influência de outros elementos ou grupos de elementos quanto a uma provável fonte da crosta laterítica detritica. Os fragmentos podem apresentar composição química heterogênea, e a matriz em quantidades muito variáveis, também pode apresentar uma heterogeneidade composicional. Embora com essas variações, os dados dos elementos maiores podem separar em 02 grupos de amostras, com base no aporte maior e menor de alumina. O grupo mais aluminoso (CU-01; N5-01, TM-01; RM-01 e RM-02) correspondente a uma concentração média de 17,75 % de Al₂O₃ e, o outro menos aluminoso (GC-01, SF-01, VL-01, AMD-01, FR-548 e FR-560) com uma concentração média menor que 2,54% de Al₂O₃. Esses grupos são melhor visualizados no diagrama triangular Fe₂O₃+TiO₂; Al₂O₃ e SiO₂ (Figura 6). O grupo mais aluminoso encontra-se em terrenos que predominam as rochas vulcânicas e os sedimentos siliciclásticos como substratos, enquanto que a localização do grupo menos aluminoso encontra-se mais próximo das ocorrências de formação ferrífera bandada.

Tabela 2 – Elementos químicos analisados nas crostas lateríticas da Serra dos Carajás.

components	GC-01	SF-01	CU-01	TM-01	N5-01	ERM-01	ERM-02	VL-01	AMD-01	FR-548	FR-560	CROSTA T.
SiO2 (%)	0,5	0,8	1,69	1,86	0,61	11,45	11	0,94	0,47	0,71	0,51	61,5
TiO2 (%)	0,21	0,11	1,19	2,74	1,05	1,56	1,41	0,35	0,42	0,39	0,47	0,68
Al2O3 (%)	4,44	3,26	11,25	33,3	16,2	15,1	12,9	2,54	5,63	2,44	2,98	15,1
Fe2O3 (%)	77,6	78,8	71,4	35,2	69,8	58,5	63,2	85,6	83,2	90,44	85,72	6,28
CaO (%)	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	5,5
MgO (%)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07	0,07	3,7
Na2O (%)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,08	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	3,2
K2O (%)	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	2,4
Cr2O3 (%)	0,008	0,006	0,08	0,053	0,022	0,141	0,166	0,018	0,016	0,01	0,01	-
MnO (%)	0,01	0,01	0,04	0,03	0,06	0,05	0,05	0,02	0,06	0,01	0,01	0,1
P2O5 (%)	1,27	1,02	0,85	0,76	0,28	0,12	0,11	1,15	0,6	0,73	1,10	0,18
C (%)	0,43	0,53	0,59	0,74	0,13	0,24	0,22	0,33	0,45	0,2	0,29	0,19
S (%)	0,05	0,07	0,03	0,01	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,07
LOI (%)	13,95	14,5	12,25	24,4	10,35	10,45	8,19	9,83	11,3	5,45	9,28	-
Total(%)	98,48	99,13	99,42	99,12	98,45	97,82	97,38	100,84	102,23	100,49	100,47	-
Ba (ppm)	4,7	2,3	6,5	11,7	9,5	5,6	5,3	9,2	7,1	10	10,00	584
Co (ppm)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0,6	0,25	24
Cr (ppm)	60	40	570	410	200	1170	1400	150	130	26	24,92	126
Ga (ppm)	7	6,4	32,4	60,7	25,2	61,9	67,7	13,3	12,9	8,02	8,26	15
Ge (ppm)	5	5	5	5	6	5	5	5	5	0,97	0,75	1,4
Hf (ppm)	2,4	1	7,8	16,2	10	7,6	7,6	2,9	2,9	0,21	0,27	4,9
Nb (ppm)	4,5	1,6	14,6	33,5	16	12,8	12,1	7,3	8,2	1,01	1,87	19
Rb (ppm)	0,2	0,2	0,3	0,5	0,4	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,10	78
Cs (ppm)	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,03	0,04	0,01	<0,05	<0,05	3,4
Sc (ppm)	3	1	18	4	9	29	47	3	4	3,8	2,21	16
Sn (ppm)	1	1	3	6	3	3	4	2	2	1,5	1,23	2,3
Sr (ppm)	4,3	0,3	5	8,1	0,8	2,5	2,8	5,3	6,6	0,2	0,34	333
Li (ppm)	10	10	10	10	10	10	10	10	10	0,1	0,10	18
Ta (ppm)	0,1	0,1	0,7	2,4	1,3	0,8	1	0,6	0,6	0,07	0,09	1,1
Th (ppm)	3,9	1,66	23,2	30,3	18,65	17,8	21	5,3	9,68	3	2,29	8,5
U (ppm)	0,73	0,38	2,39	3,68	3,89	1,72	1,93	0,73	0,83	0,82	0,54	1,7
V (ppm)	56	132	547	761	175	1305	1275	90	82	45	38,59	98
W (ppm)	1	1	5	5	6	4	3	3	2	0,87	0,46	1
Y (ppm)	2	1,5	11,4	18,5	9,9	11	10,2	4	6,8	0,36	0,44	24
Zr (ppm)	98	50	303	615	365	242	239	98	92	8,2	10,67	203
As (ppm)	0,7	1,8	3,5	3,8	1,5	3,2	1,8	3,4	1,1	2,4	2,63	1,7
Cu (ppm)	14	7	55	26	26	97	43	11	12	12,5	10,44	25
Mo (ppm)	1	1	4	3	1	3	1	1	1	0,82	0,76	1,1
Ni (ppm)	1	1	2	4	1	2	7	17	17	1	0,54	56
Pb (ppm)	10	18	2	2	26	15	21	8	9	2,9	2,67	14,8
Zn (ppm)	28	2	2	23	2	2	2	2	2	9	6,44	65
Sb (ppb)	0,2	0,46	0,42	0,53	0,26	0,44	0,31	0,3	0,4	0,4	0,43	300
Se (ppb)	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,20	120
In (ppb)	0,041	0,017	0,093	0,166	0,076	0,151	0,208	0,033	0,088	0,027	0,03	50
Re (ppb)	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,00	0,4
Te (ppb)	0,1	0,1	0,18	0,12	0,15	0,22	0,22	0,12	0,11	0,06	0,06	5
Tl (ppb)	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	520
Cd (ppb)	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,01	0,01	100
Ag (ppb)	0,9	0,5	0,8	0,8	1	1,4	0,9	0,9	0,8	0,04	0,02	70
Bi (ppb)	0,13	0,11	0,6	0,33	0,12	0,4	0,38	0,49	0,2	0,13	0,18	85
Hg (ppb)	0,064	0,005	0,162	0,024	0,026	0,594	0,277	0,01	0,037	0,11	0,11	40
La (ppm)	7,6	1,3	6,1	14,2	4,7	6,7	6	5,8	8,4	0,4	10,03	30
Ce (ppm)	14,8	3,5	9,5	19,2	17,4	11,5	12,8	17	22,9	7,3	19,21	60
Pr (ppm)	1,18	0,42	0,97	2,04	0,8	1,26	1,17	1,16	1,33	0,71	1,90	6,7
Nd (ppm)	4	1,4	3	6,6	2,8	3,9	3,8	3,9	4	2,2	6,34	27
Sm (ppm)	0,45	0,31	0,61	1,38	0,73	0,84	0,86	0,58	0,59	0,47	1,09	5,3
Eu (ppm)	0,13	0,05	0,2	0,38	0,2	0,23	0,21	0,14	0,17	0,12	0,25	1,3
LREE												
Gd (ppm)	0,52	0,23	0,97	2,06	0,83	1,11	1,14	0,62	0,74	0,43	0,73	4
Dy (ppm)	0,36	0,31	1,8	2,78	1,22	1,32	1,42	0,6	0,81	0,53	1,68	3,8
Er (ppm)	0,28	0,27	1,53	2,41	1,08	1,4	1,35	0,4	0,63	0,36	0,43	2,1
Yb (ppm)	0,39	0,18	1,47	2,81	1,45	2,03	1,93	0,51	0,66	0,45	0,45	2
Ho (ppb)	0,07	0,06	0,41	0,64	0,34	0,38	0,38	0,13	0,21	0,13	0,14	800
Tb (ppb)	0,06	0,05	0,24	0,38	0,17	0,21	0,22	0,11	0,13	0,07	0,12	650
Lu (ppb)	0,05	0,04	0,22	0,51	0,22	0,31	0,31	0,06	0,08	0,07	0,08	350
Tm (ppb)	0,05	0,03	0,21	0,45	0,19	0,25	0,22	0,06	0,11	0,06	0,06	300

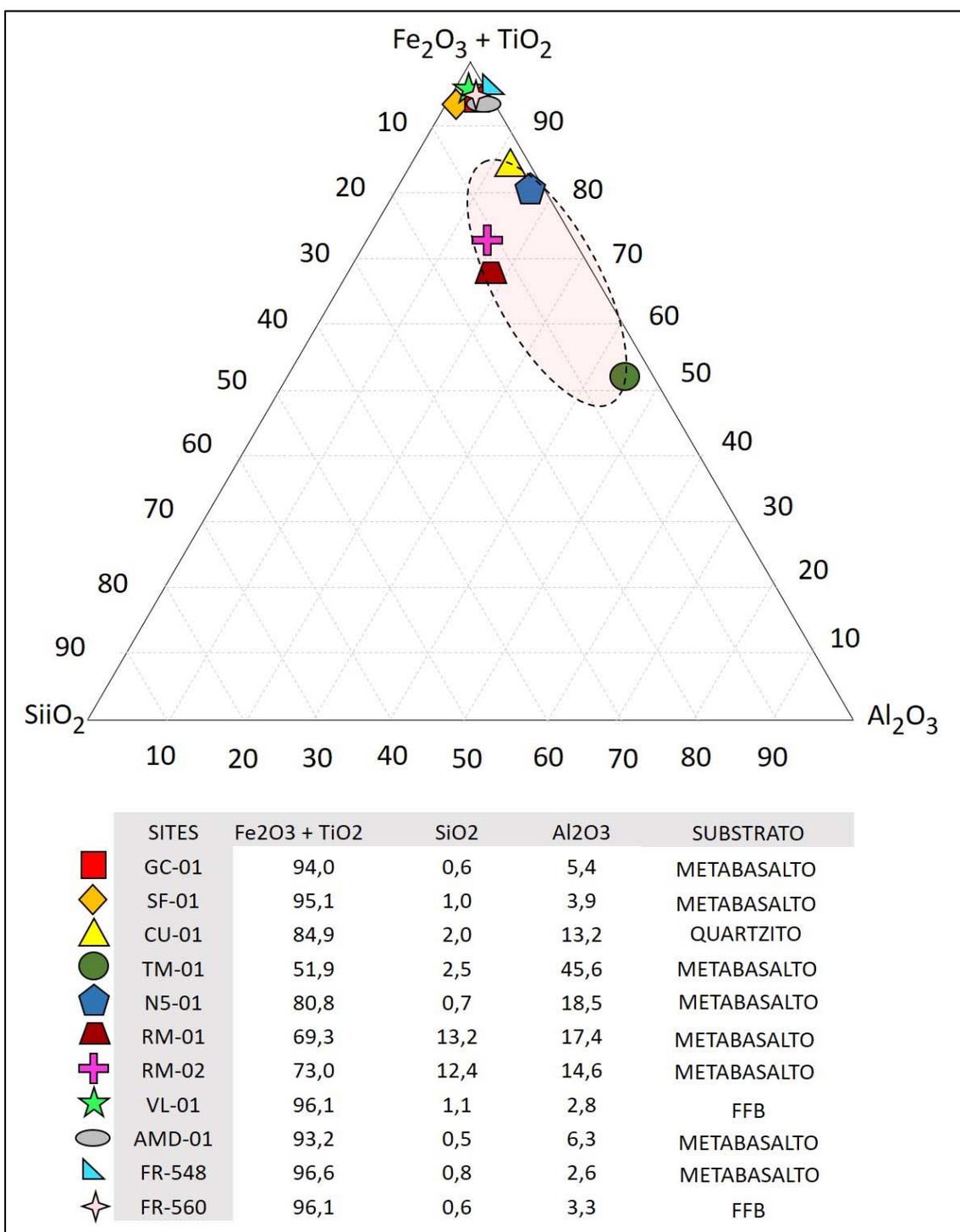


Figura 6- Diagrama triangular $Fe_2O_3+TiO_2$; Al_2O_3 e SiO_2 mostrando separação dos grupos mais aluminoso dos menos aluminosos. Apenas as amostras VL-01 e FR-560 estão sobre substratos de formação ferrífera bandada.

Uma análise de similaridades entre as amostras também individualiza os dois grupos e auxilia na interpretação da diversidade de ambientes geológicos, relativo a deposição do material detrítico que constitui a CLD (figura 7). O cluster caracterizou 3 agrupamentos de sites ou amostras correspondentes. Os sites CG-01 e SF-01 apresentaram similaridades pelas características texturais e estruturas observadas em campo tratando-se de possíveis depósitos de preenchimento de depressões rasas, um ambiente mais provável

para formação de camadas de pisólitos. No agrupamento (VL-01, FR-560, AMD-01 e FR-548), o site VL-01, caracterizado por um vale interno do platô que expõe a crosta *in situ*, está relacionada a alteração intempérica da formação ferrífera bandada. Pode-se observar no cluster que a amostra VL-01 é fortemente relacionada com a amostra FR-560 que é CLD disposta sobre minério de ferro. Os sites AMD-01 e FR-548 formam outro par por uma influência mais aluminosa proveniente de material relativo da alteração das rochas vulcânicas. O site FR-548, apesar de ter sido agrupado como menos aluminoso, a análise de cluster aponta para a maior influência da proximidade de materiais provenientes da alteração das rochas vulcânicas. No grupo mais aluminoso, o site N5-01 é o que se encontra mais próximos das ocorrências de minério de ferro, porém, pelos pisólitos apresentarem maior quantidade de núcleos ferro-aluminoso, com septárias de gibbsita, prevaleceu a influência mais aluminosa dos materiais de alteração das rochas vulcânicas.

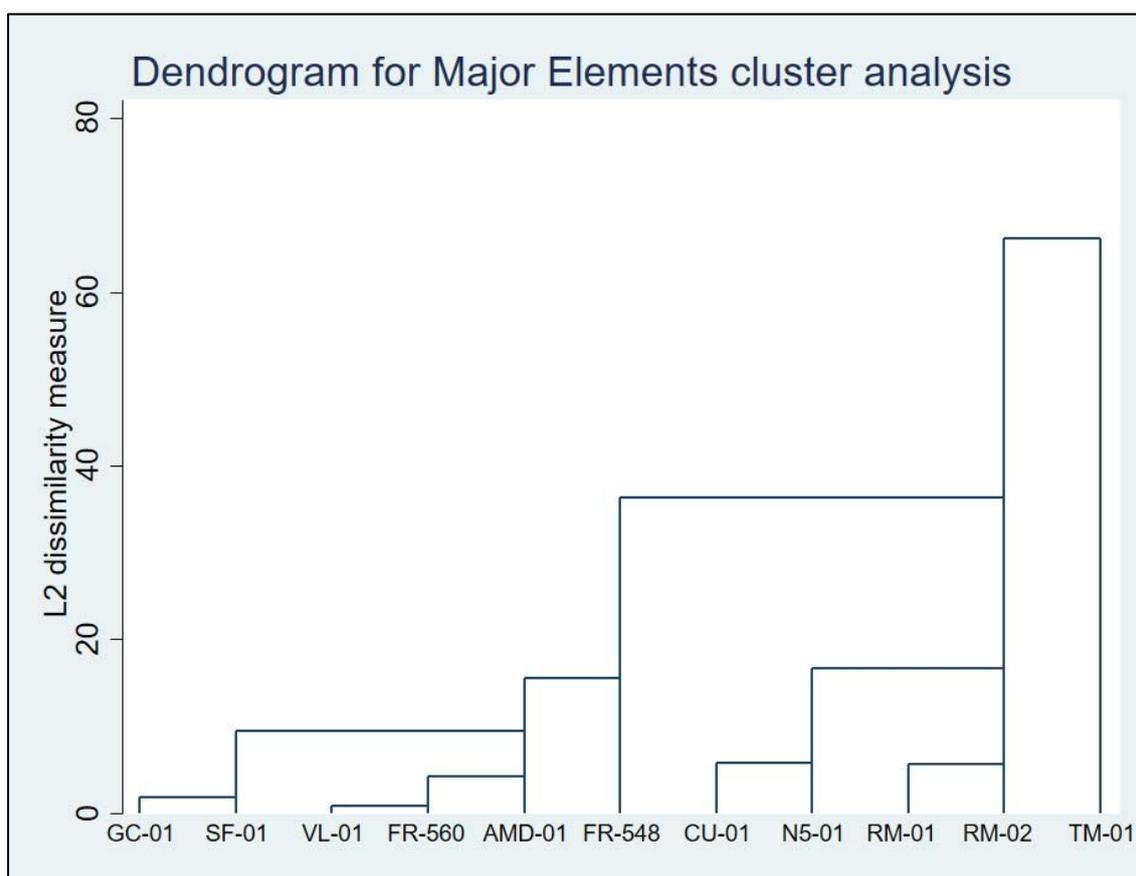


Figura 7 - Análise de cluster dos elementos maiores mostrando a nítida separação dos grupos com base no teor de alumina.

O local da amostra TM-01, com os teores mais alto em alumina, encontra-se no depósito de bauxita referente aos trabalhos anteriores (Assad & Beisiegel (1978), Lemos (1981); Lemos & Villas (1983, Kotschoubey & Lemos (1985); Kotschoubey *et al* (1989); Souza (1993); Costa *et al.* (1997); Horbe & Costa (2005)). Nesse local não há ocorrências de formação ferrífera bandada ou minério de ferro por um raio de 5 km.

Dentre os elementos maiores, o titânio, por ter características de elemento imóvel em regolitos (Brinhall *et al.* 1991, Hill *et al.* 2000, Costa *et al.* 2014), apesar de valores baixos em relação ao ferro e alumínio, corrobora para a individualização dos grupos. Os locais (CU-01; N5-01, TM-01; RM-01 e RM-02) onde os substratos tem muito pouco ou quase nada relacionados a ocorrência de formação ferríferas bandadas, apresentam valores acima de 1% de TiO_2 . Exceção é feita para a amostra N5-01, a cerca de 300 metros da área onde o substrato é o minério de ferro e a formação ferrífera bandada que pode influenciar pelos teores baixos apresentados em vários trabalhos (Lindermayer *et al.* 2001, Macambira & Scrank 2002, Halder 2017). Nas áreas onde a CLD cobre o minério de ferro ou muito próximas das ocorrências, a expectativa seria encontrar titânio muito baixo ou inexistente. Os teores de TiO_2 observados nos perfis dos furos FR-548 e FR-560, mostram picos de titânio no horizonte de CLD, indicando, neste caso, a pouca influência dos substratos sobre o comportamento geoquímico deste elemento para uma relação mais próxima (Figura 8).

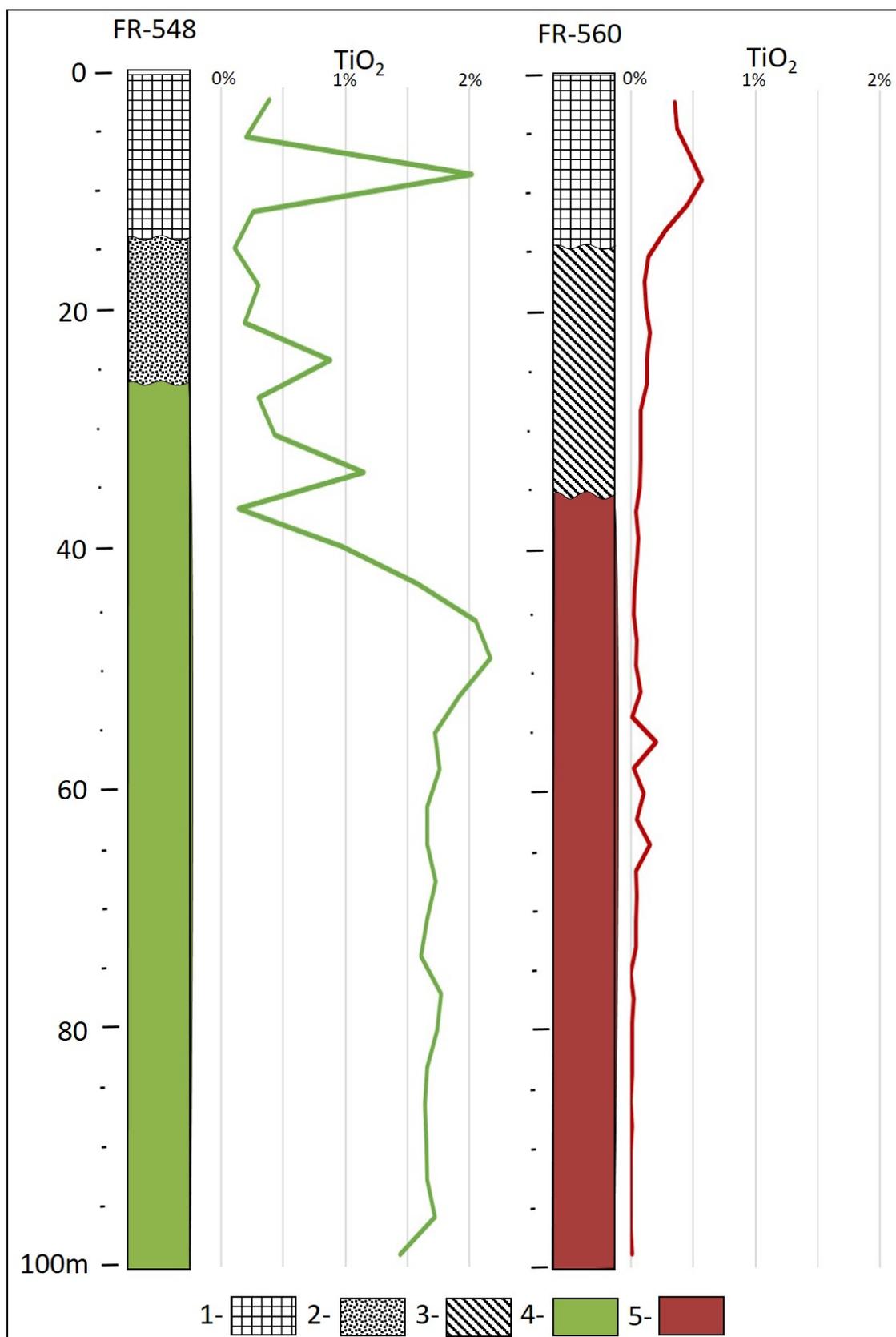


Figura 8- Perfil dos furos FR-548 em substrato de saprólito de rocha vulcânica e FR-560 em substrato de minério de ferro mostrando o comportamento do titânio. 1- Crosta laterítica detritica; 2- crosta laterítica estruturada sobre saprólito de rocha vulcânica; 3- crosta laterítica estruturada sobre minério de ferro (saprólito de BIF); 4- saprólito de rocha vulcânica; 5- minério de ferro ou saprólito de BIF.

5.4.2.2 Elementos Traços

Os elementos Ba, Rb, Sr, W, As, Pb, Sb, In, Te, Ag, Bi, e Hg pouco apresentam contrastes significativos que possam auxiliar na separação de algum grupo, em comparação aos dois grupos obtidos em relação aos elementos maiores. Uma análise de cluster envolvendo todos os elementos traços analisados (Figura 9), demonstra uma baixa clareza nessa individualização.

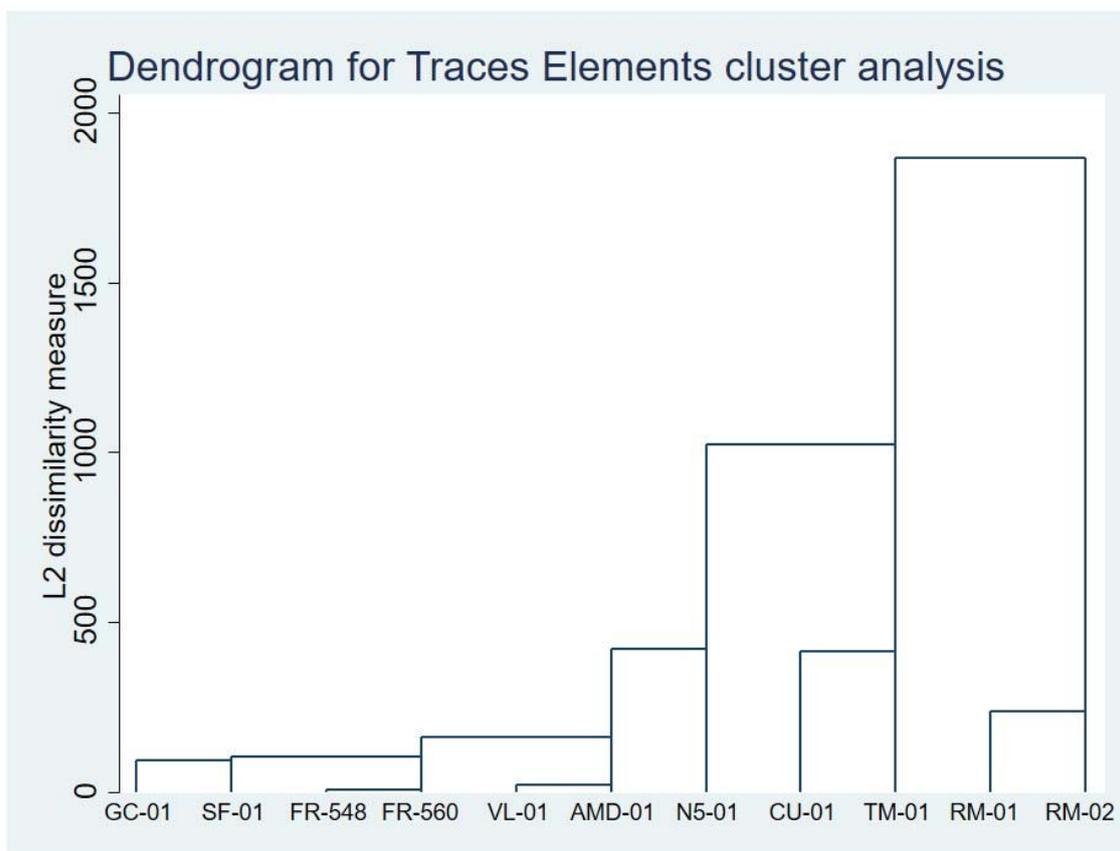


Figura 9 - Análise de cluster dos elementos traços mantendo a separação entre os grupos semelhante ao resultado do cluster para os elementos maiores, embora com alteração de posições entre as amostras.

Embora não seja expressiva sua contribuição, alguns elementos se destacam evidenciando os dois grupos separados pelos elementos maiores. A maioria dos resultados analíticos estão abaixo da média da crosta terrestre, cerca de 50%, como parâmetro de comparação.

O vanádio e o cromo mostram a separação dos grupos em relação a alumina. O Cr se destaca nas amostras de áreas muito próximas de minério de ferro, como nos locais GC-01 e SF-01, caracterizados como áreas de preenchimento de lagoas rasas por detritos, sendo uma possibilidade de interpretação deste tipo de ambiente que, em hipótese, poderia aumentar valores de Cr. Porém, na amostra FR-548 disposta sobre substrato de rochas vulcânicas, assim a amostra FR-560 sobre substrato de formação ferrífera bandada, apesar

de se agruparem em relação ao Cr, não poderiam ser relacionados em função do tipo de substrato, como semelhante ao comportamento do Ti.

O teor de Nb na amostra TM-01 (33,5 ppm) é praticamente duas vezes maior que a média do grupo aluminoso com média de 17,8 ppm Nb. São valores considerados baixos quando comparado com as bauxitas da Amazônia (Kostchoubey *et al.* 2005, Horbe & Anand 2011, Costa *et al.* 2014). O grupo menos aluminoso possui uma média de 1,2 ppm Nb, ainda menor, não havendo enriquecimento significativo em relação ao minério de ferro (média 1,3 ppm N=26) ou formação ferrífera bandada (média 0,9 ppm N=10) (Halder 2017).

O Sc consegue diferenciar no grupo mais aluminoso as amostras CU-01; ERM-01 e ERM-02 com teor médio de 31,3 ppm, das amostras N5-01 e TM-01 com média de 6,5 ppm de Sc. É possível que essas diferenças estejam associadas a maturação das crostas nos sites N5-01 e TM-01, perdendo este elemento pelo grau de aluminização adquirido.

5.4.2.3 Elementos Terras Raras

Os elementos Terras Raras foram normalizados com os valores médios da crosta terrestre e se mostraram inferiores aos valores de referência (Wedepohl, 1995). Uma exceção é feita ao Gadolínio, Itérbio e Túlio na amostra TM-01 um pouco acima da média crustal mas sem consideração de anomalias. Em geral o grupo mais aluminoso (N5-01, TM-01, RM-01, RM-02 e CU-01) apresenta concentrações médias mais altas em relação ao grupo menos aluminoso (figura 10).

A análise de cluster com os elementos Terras Raras não mostra um agrupamento favorável a separação dos grupos mais e menos aluminosos. Os quatro agrupamentos resultantes: (GC-01, N5-01 e VL-01), (CU-01, RM-01 e RM-02), (TM-01, AMD-01 e FR-560) e (SF-01 e FR-548) não demonstram alguma afinidade em relação ao caráter aluminoso ou que permita uma interpretação do ambiente geológico de formação das CLDs de acordo com as descrições dos locais de amostragem (figura 11).

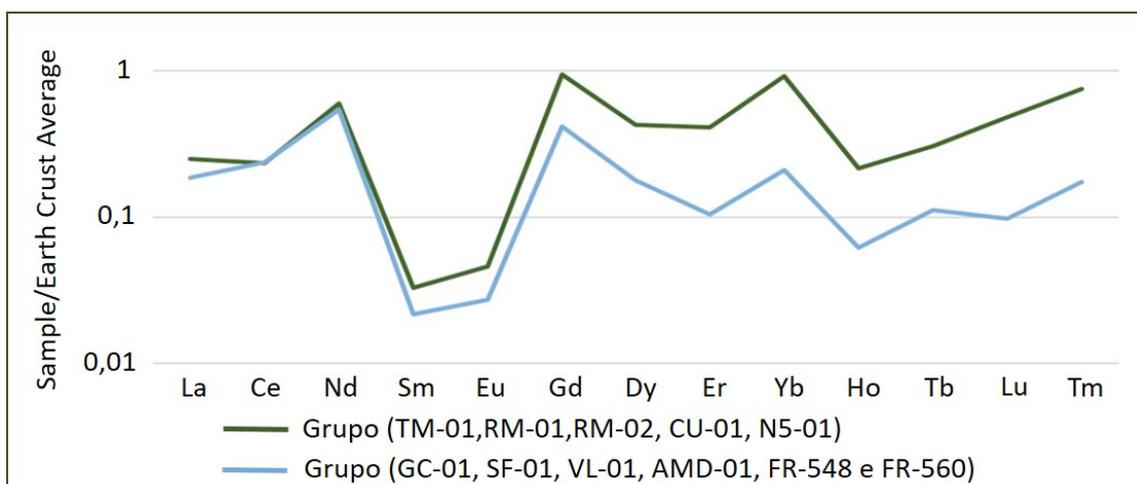


Figura 10 – Distribuição dos elementos terras raras, normalizados com os teores médios da crosta da. Valores médios mostrando a separação dos grupos mais e menos aluminoso.

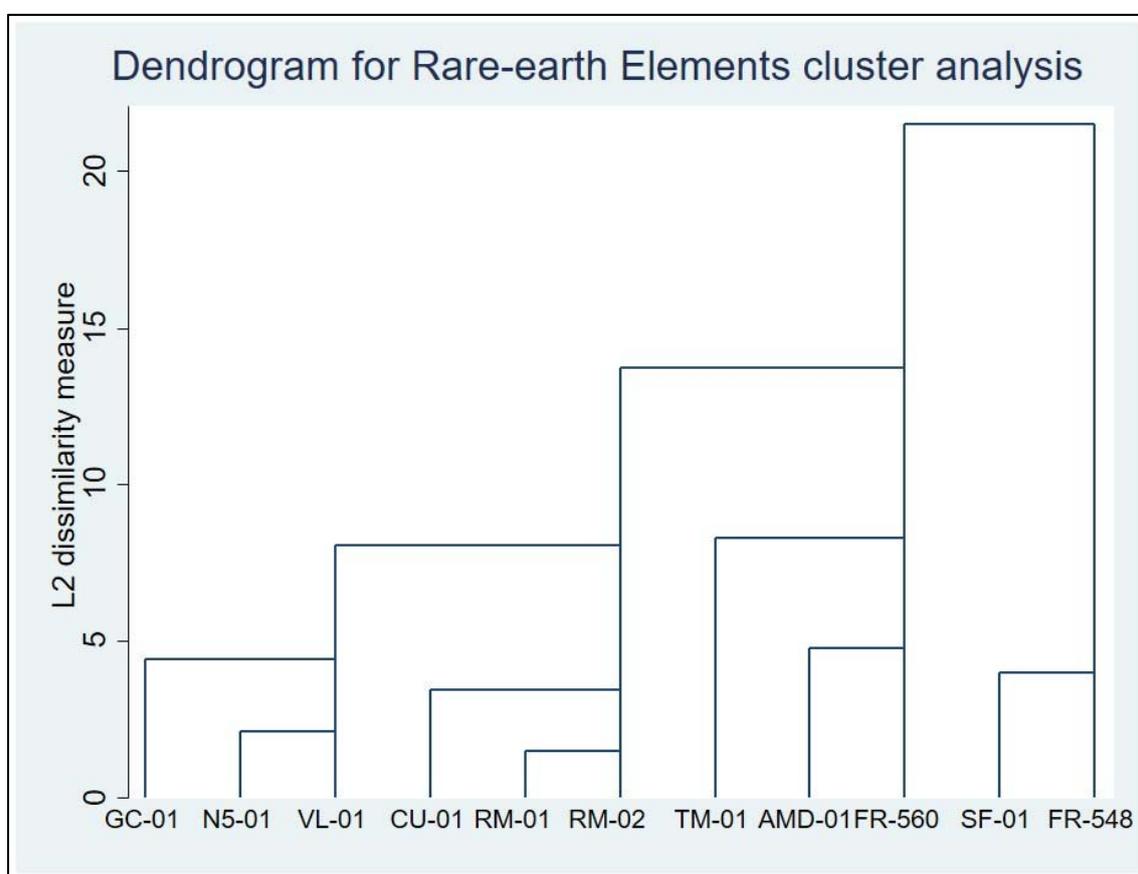


Figura 11 - Análise de cluster dos elementos terras raras com total alteração de posições entre as amostras, evidenciando a falta de similaridade entre os grupos de acordo com o teor de alumina.

5.5 DISCUSSÕES

Uma das grandes questões que tem sido abordada sobre os perfis lateríticos na Amazônia, são os processos de formação de crostas lateríticas e o seu caráter autóctone ou alóctone dos materiais compostos. Sejam eles fragmentos, matriz ou cimento, por vezes não individualizados devido a processos pedogenéticos ou retomada de lateritização superimposta, dificultando assim uma caracterização clara sobre a origem dessas crostas lateríticas de superfície.

Nos platôs da região da Serra dos Carajás há um manto de crostas lateríticas com espessura variável, mas distribuídas uniformemente nos platôs da região e relacionadas aos processos de aplainamentos acontecido no Paleógeno. São muito raras as exposições de crostas com textura reliquiar correspondentes às rochas de origem, porém podem ser descontinuamente encontradas abaixo das CLDs, quando observado em testemunhos das sondagens ou nas cavas das minas.

O entendimento do caráter autóctone ou alóctone da CLD por vezes fica mascarado por fatores de degradação pedológicas dos perfis, bem como da pouca variação de unidades litológicas, causando assim a manutenção de assinatura geoquímica das rochas-mães. Essa condição é muito mais perceptível no comportamento dos elementos maiores do que elementos traços e/ou terras raras. As dificuldades de relacionar as CLD's com o substrato rochoso aumentam quando se avalia o comportamento dos elementos menores e terras raras. Certamente há uma indução natural para interpretar a manutenção da assinatura geoquímica das rochas-mães ou regolitos correspondentes. Essa característica é bem marcante na região de Carajás onde predominam poucos tipos litológicos: basaltos e sedimentos siliciclasticos na maior parte e, em menor quantidade, a formação ferrífera bandada. A formação ferrífera bandada é capaz de produzir materiais ferruginosos e resistentes capazes de suportar vários ciclos de desmantelamento e o conseqüente espalhamentos de detritos, podendo ou não se reconfigurar em novas crostas lateríticas. O exemplo do comportamento do titânio nas CLDs dos furos FR-548 e FR-560, afastados em 1 km, demonstra uma mobilidade dos produtos detríticos das CLDs. As rochas vulcânicas apresentam teores de TiO₂ entre 0,36 e 1,69 % (Meireles & Dardene 1991, Zucchetti 2007, Halder 2017, Martins 2017) enquanto que na FFB os teores estão abaixo dos limites de detecção ou muito baixos (Lindermayer *et al.* 2001, Macambira 2003, Costa 2007, Halder 2017, entre outros), que não justifica um enriquecimento supergênico de Ti nas CLD sobrepostas ao minério de ferro.

As relações de campo o posicionamento das CLDs, em contínuo horizontes no topo dos perfis ou logo abaixo dos solos é um forte fator para justificar um caracter alóctone na formação dessas crostas, embora haja ainda uma forte assinatura geoquímica das rochas-mães em função, provavelmente, da falta de heterogeneidade dos tipos litológicos da região, assim como do processo de homogeneização geoquímica que o processo de lateritização pode construir.

Pelo que se observa na Amazônia e em outros continentes, são diversos os exemplos de crostas lateríticas ferruginosas que trazem características texturais que

apontam para a formação de extensos pedimentos. A Província Bauxitífera de Paragominas, com uma extensão aproximada de 50000 km², apresenta crostas lateríticas ferruginosas de caráter alóctone e sobre um substrato uniforme de sedimentos siliciclásticos do Cretáceo (Kotschoubey *et al.* 1997, Kotschoubey *et al.* 2005).

Há muitas dificuldades de entendimento para predizer com dados geoquímicos se uma crosta laterítica é de natureza autóctone ou alóctone sem levar em consideração os aspectos texturais que as cercam.

5.6 CONCLUSÕES

As feições estruturais das crostas lateríticas superficiais e suas texturas em arranjo detrítico de caráter polimitico e polifásico apontam para material que sofreram algum transporte e foram estabelecidos/depositados e endurecidos posteriormente pelo endurecimento da matriz ou cristalização de um cimento ferro-aluminoso das crostas lateríticas.

O comportamento geoquímico dos elementos nas crostas lateríticas apontam para uma estreita relação com o substrato predominante de uma vasta área. Porém áreas próximas de contatos litológicos em alcance menor que 1km, mostrou a influência de diversas fontes ou origens do material detrítico que compõe a CLD.

A interpretação dos dados geoquímicos deve ser auxiliada por uma importante descrição e observação dos aspectos estruturais e texturais contidos nas crostas. Isso ajuda na construção de hipóteses consistente sobre a evolução das crostas lateríticas auxiliando o entendimento da geodiversidade e evolução da paisagem detríticas.

AGRADECIMENTOS

Este estudo contou com o apoio do Instituto Tecnológico Vale (ITV), através do Projeto Lateritas do S11D; do convênio formado entre o ITV-DS e Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (IPRO). 305015/2016-8; processo: 442871/2018-0 do qual somos muito gratos. Especial agradecimentos à Vale e seus departamentos que deram todo apoio necessário de campo. Ao corpo técnico dos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA) pelas análises realizadas. Aos pesquisadores e técnicos do ITV-DS, Valente Matlaba, Ana Paula Corrêa e Ana Carolina Siravenha; assim como da UFPA, Argel Sodré, Pablio Santos, Joelma Lobo e Bruno Veras pelo apoio dado.

CAPÍTULO 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As investigações sedimentológicas e estratigráficas do Platô S11 da Serra dos Carajás, permitiram identificar dois conjuntos distintos de duricrostas: 1) um mais antigo, desenvolvido durante o Paleógeno sobre formações ferríferas bandadas (BIF) e vulcânicas do Pré-cambriano; e 2) uma sucessão de até 30 m de espessura ferruginizada de idade Pleistocena, previamente considerada como supergênica e reinterpretada como de origem sedimentar. Esta sucessão formada por brecha e *ironstone* foram gerados por fases recorrentes de denudação e aplainamento do platô que causou do desmantelamento de perfis lateríticos durante o Pleistoceno. Estes depósitos podem atingir espessuras de até 50 m dependendo da profundidade da bacia de deposição relacionadas aos vales da região. As brechas são cimentadas por goethita e oxi-hidróxidos de ferro e alumínio geradas por fluxos de detritos subaéreos e em lençol relacionados a leques coluviais adjacentes a sistema lacustres rasos químicos com precipitação de goethita e hematita. As camadas centimétricas a métricas ricas em goethita com laminação plana e crenulada, alternadas com níveis de pisólitos/oncoides indicam atividade microbiana. Os estudos petrográficos mostram variações de texturas do material detrítico das brechas indicando múltiplos retrabalhamentos e repetidas fases de cimentação por óxidos/hidróxidos de ferro. Texturas pisólíticas destes depósitos foram formadas em ambiente organosedimentar de baixa energia cujo aumento propiciou a formação de oncoides.

As investigações das propriedades magnética desses depósitos ferruginizados indicaram alta suscetibilidade magnética, campos alternados e desmagnetização térmica típico de magnetização remanescente fornecida principalmente pela hematita e goethita. Este comportamento é semelhante às rochas siliciclásticas grossa, cujos fragmentos possuem magnetização herdada da rocha-fonte. Esta característica é também uma limitação para a obtenção de idades paleomagnéticas e possivelmente explica a dispersão de idades encontradas na literatura. A alta concentração de carbono presente nestes minerais sugere que a forte magnetização detectada pode resultar de antigos incêndios florestais. Este fenômeno que causa o aumento da magnetização nos minerais de ferro, como a goetita, é ainda pouco conhecido cientificamente.

A comparação geoquímica de 11 amostras distribuídas por dezenas de quilômetros pelos platôs da Serra dos Carajás, revelou que a mobilidade de elementos nos depósitos ferruginizados não são tão evidentes apesar da expressiva influência dos minerais de ferro, confirmando a dispersão das áreas fonte e sua correlação com o substrato.

Os processos coluviais foram recorrentes ao longo do Pleistoceno. Os lobos coluviais foram preservados por fases de cimentação não relacionadas aos períodos clássicos de lateritização do Cenozoico na Amazônia. A formação de leques coluviais progradantes em

direção aos lagos rasos químicos implantados nos vales atestam variações climáticas que ocorrem desde o Pleistoceno. Esta nova interpretação das crostas lateríticas da Serra dos Carajás inicia um novo entendimento dos processos intempéricos e sedimentares relacionados a evolução da paisagem amazônica durante o Cenozoico.

REFERÊNCIAS

- Ab'Sáber A. N. 1954. O relevo do Brasil: introdução e bibliografia. *Revista da Universidade Católica de São Paulo*, São Paulo, v. 8, n. 16, p. 40-54.
- Ab'Sáber A. N. 1982. Domínios morfoclimáticos atuais e quaternários na região dos cerrados. *Paleoclimas*, São Paulo, (10): 1-31.
- Ab'Sáber A. N. 1986. Geomorfologia da região. In: Almeida Jr. J. M. G. (org.). *Carajás: desafio político, ecologia e desenvolvimento*. São Paulo, Brasiliense. Cap. 5, p 88-124.
- Ab'Sáber A. N. 1998. Participação das depressões periféricas e flattened surfaces na Compartimentação do Planalto Brasileiro – considerações finais e conclusões. *Rev. IG São Paulo*, **19**(1/2): 51-69.
- Ab'Sáber A.N. 1960. Posição das superfícies aplainadas no Planalto Brasileiro. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, **3** (5): 52-54.
- Ab'Sáber A. N. 1970. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. *Geomorfologia*, São Paulo, (20): 1-26.
- Ab'Sáber A. N. 2000. Summit surfaces in Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (3): 515-516.
- Abreu S.S., Macambira J.B., Cabral E.S. 2016. Geologia e petrografia de formações ferríferas com ênfase na gênese de cavidades em Serra Norte, Carajás-PA. *Espeleo-Tema* **27**: 33–44.
- Achyuthan H. & Fedoroff N. 2008. Ferricretes in Tamil Nadu, Chennai, South-Eastern India: From Landscape to Micromorphology, Genesis, and Paleoenvironmental Significance. In: Apur S. & Stoops G. (eds.). *New trends in soil micromorphology*. Berlin, Heidelberg, Springer, p. 111-136. 10.1007/978-3-5
- Aleva G.J.J. 1986. Classification of laterites and their textures. In: Banerji P.K. (ed.). *Lateritisation processes* (final report on IGCP project 129). [S.l., s.n]. p. 8-28. (Geol. Sur. Ind. Mem. v. 120).
- Alipour S., Dunlop A.C., Cohen D.R. 1996 Morphology of lag in the Cobar region, New South Wales. *Journal of Australian Geology & Geophysics*. **16** (3): 253-262.
- Almeida F.F.M.de 1951. A propósito dos "relevos policíclicos na tectonica do Escudo Brasileiro". *Boletim Paulista de Geografia*, (9):3-18
- Almeida F. F. M. de. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. República Federativa do Brasil, Ministério de Minas e Energia, Depto. Nacional de Produção Mineral, *Divisão de Geologia e Mineralogia*. Rio de Janeiro.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011 Zircon geochronology, geochemistry, and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**: 201–221.
- Anand R., Verral M. 2011. Biological origin of minerals in pisoliths in the Darling Range of Western Australia. *Aust. J. Earth Sci.*, **58** (7): 823–833.

Anand R.R. 2005. Weathering history, landscape evolution and implications for exploration. In: Butt C.R.M., Robertson I.D.M., Scott K.M., Cornelius M. (ed). *Regolith expression of Australian ore systems: a compilat.* Western Australia, Cooperative Research Centre for Landscape Environments and Mineral Exploration. p. 15-45.

Anand R.R. 2015. Regolith-landform processes and geochemical exploration for base metal deposits in regolith-dominated terrains of the Mt Isa regio. *Ore Geol. Rev.* **73**:451-474. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.08.014>.

Anand R.R. & Butt C. R. M. 2010. A guide for mineral exploration through the regolith in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **57**(8): 1015-1114. 1015-1114, DOI: 10.1080/08120099.2010.522823.

Anand R.R. & Paine M. 2002. Regolith geology of Yilgarn Craton, Western Australia: Implication for Exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, **49**(1): 3-162.

Anand R.R., Paine M., Smith R.E. 2002. Genesis, classification and atlas of ferruginous materials. Yilgarn Craton. CRC LEME open file report 73. Apr. 2002.

Ananthapadmanabha A. L., Shankar R., Sandeep K. 2014. Rock magnetic properties of lateritic soil profiles from southern India: evidence for pedogenic processes. *J. Appl. Geophys.*, **111**: 203-210

Andrade W.O., Machesky M.L., Rose A.W. 1991. Gold distribution and mobility in the surficial environment, Carajas region, Brazil. *J Geochem. Explor.*, **40**(1-3): 95-114.

Angélica R. S. 1996. *Mineralogia e geoquímica de gossans e lateritos auríferos na região de Carajás*: depósitos de Igarapé Bahia e Aguas Claras. PhD Theses, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 138 p.

Angélica R.S. & Costa M.L. 1993. Geochemisty of rare-earth elements in surface lateritic rocks and soils from the Maicuru complex, Pará, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, **47**: 165-182.

Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás: Subprojeto Recursos Minerais, Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A. Brasília, DNPM/Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais-CPRM, 152 p.

Assad R. & Beisiegel W. R. 1978. Deposito de Bauxita na Serra dos Carajás. In: SBG, 30° Cong. Bras. de Geol., Recife. 1978. *Anais[...]* Recife., v.4, p. 1385-1391.

Auler AS, Parker CW, Barton HA, Soares GA. 2019. Iron formation caves: genesis and ecology. In: White W.B., Culver D.C., Pipan T. (eds). *Encyclopedia of caves*. 3rd edn. New York, Academic Press, p. 559–566.

Beard B. L., Handler R. M., Scherer M. M., Wu L., Czaja A. D., Heimann A., Johnson C. M. 2010. Iron isotope fractionation between aqueous ferrous iron and goethite. *Earth and Planetary Science Letters*, **295**(1-2): 241–250. d

Beauvais A. 1989. Etude pétrographique et géochimique de profils d'altération latéritique cuirassée dans le Sud-Est de la République Central Africaine. *Géodynamique*, **4**: 71-91.

Beisiegel V.R., Bernardelli A.L., Drummond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973.

Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**(4): 215-242.

Bemerguy R. L., Santo C. V. E., Costa J. B. S., Rozal E. O. 2000. Aspectos Morfoestruturais E Neotectônicos Da Região Da Serra Dos Carajás (Sudeste do Estado do Pará). *Geociências*, São Paulo, **19** (01): 32-46.

Bestland E.A., Retallack G.J., Rice A.E., Mindszenty A. 1996. Late Eocene detrital laterites in central Oregon: Mass balance geochemistry, depositional setting, and landscape evolution. *GSA Bulletin*, **108**(3): 285–302.

Beukes N.J., Mukhopadhyay J., Gutzmer J. 2008. Genesis of high-grade iron ores of the Archean Iron Ore Group around Noamundi, India. *Economic Geology*, **103**(2): 365–386.

Bigarella, J.J. & Ab'Sáber A.N. 1964. Paläogeographische und Paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Berlin. **8**(3): 286-312.

Bigarella J.J., Mousinho M.R., Silva J.X. 1965. Pediplains, Pedimentos e seus Depósitos Correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*. Curitiba, (16/17): 117-151.

Blikra L.H. & Nemeč W. 1998. Postglacial colluvium in Western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, **45**(5):909–959

Boaventura R. S. 1974. Geomorfologia da Folha Tocantins. In: Brasil. Departamento Nacional de Produção Mineral. *Projeto Radam Folha SB.22 Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins*: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso. Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Naturais, v.4).

Boulangé B., Carvalho A., Varajão C.A.C., Varajão A.F. 1997. The bauxite of the Quadrilátero Ferrífero. In: A. Carvalho, B. Boulangé, A.J. Melfi, Y. Lucas (eds) – *Brazilian bauxites*. USP/FAPESP/ORSTOM, Sao Paulo/Paris, p.161- 194.

Bourman R.P. 1996. Towards distinguishing transported and in situ ferricretes: data from southern Australia. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. **16** (3): 23 1- 24.

Braun O.P.G. 1971. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, IBGE, **32** (3):3-39.

Brimhall G.H., Lewis C.J., Ford C., Bratt J., Taylor G., Warin O. 1991. Quantitative geochemical approach to pedogenesis: importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolian influx in lateritization. *Geoderma*, 51:51-91.

Brok E., Frandsen C., Madsen D., Jacobsen H., Birk J., Lefmann K., Bendix J., Pedersen K., Boothroyd C., Berhe A., Simeoni G., Mørup S. 2014. Magnetic properties of ultra-small goethite nanoparticles. *Journal of Physics D Applied Physics*. 47. 365003-13. 10.1088/0022-3727/47/36/365003.

Büdel J. 1982. *Climatic geomorphology*. Princeton, Princeton University Press, 144 p.

Butler R. F. 1992. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Boston: Blackwell, 319 p.

Butt C.R.C. & Zeegers H. 1992. Climate, geomorphological environment and geochemical

dispersion models. In: Butt, C.R.M., Zeegers, H. (eds.), *Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains*. Vol.4 Handbook of exploration geochemistry. Elsevier, Amsterdam. 607p. p. 3-24.

Butt C.R.M. & Bristow A.P.J. 2013. Relief inversion in the geomorphological evolution of sub-Saharan West Africa. *Geomorphology*, **185**: 16–26. 10.1016/j.geomorph.2012.11.024.

Cabral E.S., Macambira J.B., Abreu S.S. 2016. Geologia e petrografia de formações ferríferas bandadas em cavernas da Serra Sul, Carajás- PA. *Espeleo-Tema*, **27**(1): 45–56.

Carmo F.F. & Kamino L.H.Y. 2015. Geossistemas ferruginosos do Brasil. In: Carmo F. F. & Kamino L. H. Y. (org.). *Geossistemas ferruginosos do Brasil: áreas prioritárias para conservação da diversidade geológica e biológica, patrimônio cultural e serviços ambientais*. Belo Horizonte, Prístino. p. 23- 46.

Chardon D., Grimaud J-L., Beauvais A., Bamba O. 2018 West African lateritic pediments: Landform-regolith evolution processes and mineral exploration pitfalls. *Earth-Science Reviews*, Elsevier, **179**: 124-146.

Chauvel A., Pedro G. 1978. Genèse des sols beiges (ferrugineux tropicaux lessivés) de Casamance (Senegal). Cah. ORSTOM, serie *Pédologie*, 16: 231-249.

Chi Fru E., Piccinelli P., Fortin D. 2012. Insights into the global microbial community structure associated with iron oxyhydroxide minerals deposited in the aerobic biogeosphere. *Geomicrobiol. J.*, **29**(7): 587–610.

Chi Fru E., Ivarsson M., Kiliass S. P., Bengtson S., Belivanova V., Marone F., Fortin D., Broman C., Stampanoni M. 2013. Fossilized iron bacteria reveal a pathway to the origin banded iron formations. *Nat. Commun.*, **4** (2050): <https://doi.org/10.1038/ncomms3050>.

Chi Fru E., Ivarsson M., Kiliass S. P., Frings P. J., Hemmingsson C., Broman C., Bengtson S., Chatzitheodoridis E. 2015. Biogenicity of an Early Quaternary iron formation, Milos Island, Greece. *Geobiology*, **13**(3): 225–44.

Chi Fru E., Stephanos Kiliass S., Ivarsson M., Rattray J.E., Gkika K., McDonald I., He Q., Broman C. 2018. Sedimentary mechanisms of a modern banded iron formation on Milos Island, Greece. *Solid Earth*, **9**:573–598.

Clark D. A. & Emerson D. W. 1991. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Exploration Geophysics*, **22**(3): 547–555. doi:10.1071/EG991547

Clement B.M., Javier J., Sah J.P., Ross M.S. 2011. The effects of wildfires on the magnetic properties of soils in the Everglades. *Earth Surf. Process., Landf*, **36** (4): 460–466.

Cohen D. R. & Bowelli R. J. 2014. Exploration geochemistry. In: Turekian K. & Hollan H. (ed.). *Treatise on geochemistry*. [S.l., Elsevier Science.]. p.623–650. doi:10.1016/b978-0-08-095975-7.01127-x.

Collin P.Y., Loreau J.P., Courville P. 2005. Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian–Oxfordian, south-eastern Paris basin, France). *Sedimentology*, **52**(5): 969–985.

Collinson D. W. 1983 *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism*, Chapman and Hall, London, 503 p.

Collinson J.D. 1996. Alluvial sediments. *In: Reading H.G. (ed.). Sedimentary environments and facies.* Oxford, Blackwell Scientific Publications, p.20-62.

Corsetti F.A., Awramik S.M., Pierce D. 2003. "A complex microbiota from snowball earth times: microfossils from the Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, USA". *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **100** (8): 4399–4404. Bibcode:2003PNAS..100.4399C. doi:10.1073/pnas.0730560100. PMC 153566. PMID 12682298. Retrieved 2007-06-28.

Costa M.L. & Sá J.H.S. 1980. Os fosfatos lateríticos da Amazônia Oriental: geologia, mineralogia, geoquímica e correlação com as bauxitas da Amazônia. *In: SBG, 31º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú-SC, Anais[...]*, v. 3, p. 1459-1472.

Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geologia*, **21**(2): 146–160.

Costa M.L. & Araújo E.S. 1996. Application of multi-element geochemistry in Au-phosphate-bearing lateritic crusts for identification of their parent rocks. *Journal of geochemical exploration*, **57**: 257-272.

Costa M.L. 1997. Lateritization as a major process of ore deposit formation in the Amazon region. *Explor. Mining. Geol.*, **6**(1): 79-104.

Costa M.L. 2007. Introdução ao intemperismo laterítico e à lateritização. *In: Licht O.A.B., Mello C.S.B., Silva C.R. (org.). Prospecção geoquímica-depósito minerais metálicos, não-metálicos, óleo e gás.* Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geoquímica–SBGq, p. 299–344.

Costa M.L., Angélica R. S., Costa N. C. 1999. The geochemical association Au-As-B-(Cu)-Sn-W in latosol, colluvium, lateritic iron crust and gossan in Carajas, Brazil: importance for primary ore identification. *J Geochem. Explor.*, **67**(1-3): 33-49.

Costa M.L., Choque Fernandez O.J., Requelme M.E.R. 2005. Depósito de manganês do Azul, Carajás: estra-tigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. *In: Marini O. J., Queiroz E. T., Ramos B.W. (eds.). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia.* Brasília,DF, DNPM, FINEP, ADIMB, p. 227-333.

Costa M.L., Lemos V.P., Villas R.N.N. 1997. The bauxite of Caraja's mineral province. *In: Carvalho A., Boulange B., Melfi,A.J., Lucas Y. (eds.). Brazilian bauxites.* [S.l.], USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil, p. 137–159.

Costa M. L., Cruz G. S., Almeida H. D. F., Poellmann H. 2014. On the geology, mineralogy and geochemistry of the bauxite-bearing regolith in the lower Amazon basin: Evidence of genetic relationships. *Journal of Geochemical Exploration*, **146**: 58–74. doi:10.1016/j.gexplo.2014.07.021.

Costa, J.B.S., Igreja H.L.S., Borges M.S., Hasui Y. 1991. O Quadro Tectônico regional do Mesozóico na Região Norte do Brasil. *In:SBG, 3º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Pará. Anais[...]*, p. 166-178.

Dahanayake K. 1977. Classification of oncooids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura. *Sediment Geol.* **18**:337-353

Dahanayke K. & Krumbein W.E. 1986. Microbial structures in oolitic iron formations. *Mineralium Deposita*, **21**(2): 85–94.

- Dall'Agnol R., Cunha I. R.da, Guimarães F., Oliveira D., Teixeira M., Feio G., Lamarão C. 2016. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoproterozoic ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: the origin of hydrated granites associated with charnockites. *Lithos*, **277**: 3-32. 10.1016/j.lithos.2016.09.032.
- Dall'Agnol R., Bettencourt J. S., João X. S. J., Medeiros H., Costi H. T., Macambira M. J. B. 1987. Granitogenesis In Northern Brazilian Region: A Review. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **17**(4): 382-403.
- Dardene M.A., Schobbenhaus C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Editora Universidade de Brasília, 392p.
- Davino A. 1974. Magnetismo Anômalo de alguns depósitos de ferro supérgenos de Minas Gerais. *Boletim IG*, Instituto de Geociências, USP, **5**: 57 – 64.
- De Wall H. & Nano L. 2004. The use of field dependence of magnetic susceptibility for monitoring variations in titanomagnetite composition – a case study on basanites from the Vogelsberg 1996 Drillhole, Germany. *Studia Geophys Geod.*, **48**:767–776.
- Delvigne J. E. 1998. *Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering*. Ottawa, Ontario, Mineralogical Association of Canada, 495 p. (*The Canadian Mineralogist*, Special Publication n. 3).
- Dennen W.H. & Norton H.A. 1977. Geology and geochemistry of bauxite deposits in the Lower Amazon basin. *Economic Geology*, **72**: 82-89.
- Dixon J.C. 2014. *Lag deposits. encyclopedia of planetary landforms*. New York, Springer Science; Business Media. DOI 10.1007/978-1-4614-9213-9_214-1 #.
- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, PA. *Anexo dos Anais*, Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, 165p.
- Door J. V. N. II. 1964. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, **59** (7): 1203-1240.
- Dorn R.I. 2007. Rock varnish. In: Nash D.J. & McLaren S.J. (eds.). *Geochemical sediments and landscapes*. London, Blackwell, p. 246–297.
- Eggleton R. A. 2001. *The regolith glossary*. [S.l.], CRC LEME Perth, 144p.
- Eggleton R.A. & Taylor G. 1998. Selected thoughts on ‘laterite’. New approaches to an Old Continent. In: 3rd Australian Regolith Conference Proceedings, Regolith '98, p. 209–226.
- Ellwood B.B. & Ledbetter M.T. 1979. Paleocurrent indicators in deep-sea sediment. *Science*, **203**: 1335–1337.
- Ernst R.E. & Baragar W.R.A. 1992. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm. *Nature*, **356**(6369):511–513.
- Feio G. R. L., Dall'Agnol R., Dantas E. L., Macambira M. J. B., Santos J. O. S., Althoff F. J., Soares J. E. B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil.

Precambrian Research **227**: 157-185.

Ferenczi P.A. 2001. *Iron ore, manganese and bauxite deposits of the Northern Territory*. [S.l., s.n]. (Northern Territory Geological Survey Report 13).

Fernández-Remolar D. C. & Knoll A. H. 2008 Fossilization potential of iron-bearing minerals in acidic environments of Rio Tinto, Spain: implications for Mars exploration. *Icarus*, **194**(1): 72–85.

Freyssinet P. 1993. Gold dispersion related to ferricrete pedogenesis in South Mali: application to geochemical exploration. *Chron. Rech. Min.* **510**: 25-40.

Freyssinet P. 1994. Gold mass balance in lateritic profiles from savanna and rain Forest zones. *Catena*, **21**: 159-172.

Gabriel E.O. & Oliveira, D.C., 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* 9 (3). Ciências Naturais, Belém, p. 533–564.

Gehring A. U., Keller P., Heller F. 1992. Magnetic evidence for the origin of lateritic duricrusts in southern Mali (Western Africa). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **95**(1-2): 33-40.

Ghosh S. 2014. Palaeogeographic significance of ferruginous gravel lithofacies in the Ajay – Damodar interfluvium, West Bengal, India. *International Journal of Geology, Earth & Environmental Sciences*, **4**(3): 81-100.

Giulietti A.M. & Hensold N. 1990. Padrões de distribuição geográfica dos gêneros de Eriocaulaceae. *Acta Botanica Brasilica*, **4**(1): 133- 159.

Goudie A. 1973. *Duricrust in tropical and Subtropical Landscapes*. Oxford: Clarendon Press, 1973. 174p.

Goudie A. 2004. Colluvium. In: *Encyclopedia of geomorphology*. International Association of Geomorphologists: Routledge, New York

Grimaud J-L., Chardon D., Metelka V., Beauvais A.F., Bamba O. 2015. Neogene cratonic erosion fluxes and landform evolution processes from regional regolith mapping (Burkina Faso, West Africa). *Geomorphology*, **241** : 315–330.

Guimarães J.T.F., Sahoo P.K., Souza-Filho P.W.M., Figueiredo M.M.J.C., Reis L.S., Silva M.S., Rodrigues T.M. 2017. Holocene history of a lake filling and vegetation dynamics of the Serra Sul dos Carajás, southeast Amazonia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **91**: <http://dx.doi.org/10.1590/0001-3765201720160916>.

Gunn A.G., Dorborb J.K., Mankelowa J.M., Lustya P.A.J., Deady E.A., Shawa R.A., Goodenough K.M. 2018. A review of the mineral potential of Liberia. *Ore Geology Reviews*, **101**: 413–431.

Halder S. 2017. *Genesis of BIF-hosted iron ore deposits in the Carajás mineral province, Brazil: constraints from in-situ Fe isotope analysis and whole-rock geochemistry*. Doctoral

Thesis, Dissertation, Faculty of Energy and Management Science, Clausthal University of Technology, Lindenberg im Allgäu, Germany, 131p.

Hanert H. H. 2002. Bacterial and chemical iron oxide deposition in a shallow bay on Palaea Kameni, Santorini, Greece: microscopy, electron probe microanalysis, and photometry of in situ experiments. *Geomicrobiol. J.*, **19**(3): 317–342.

Harder E.C. 1914. The “Itabirito” Iron Ore of Brazil. *Economic Geology*, **9**: 101-111.

Harrassowitz H. 1930. Böden der tropischen region. Laterit und allitischer (lateriticher) Roetlelm. In: Blank E. (ed.). *Handbuch der Bodelehre*. Berlin, Springer Verlag, 3, p. 387-436.

Hasui Y., Haraly N.L.E., Schobbenhaus C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SBG, 2º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Anais[...]*, p.129-148.

Hill I., Worden R., Meighan I. 2000. Geochemical evolution of a palaeolaterite: the Interbasaltic Formation, Northern Ireland. *Chemical Geology*, **166**(1-2): 65–84. doi:10.1016/s0009-2541(99)00179-5.

Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.A., 1982, Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG, 1st, Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais[...]*, p. 100–110.

IBGE. 2008 *Mapa geomorfológico do Estado do Pará*. Rio de Janeiro, IBGE, 2008. 1 mapa, color., escala 1:1.800.000.

Horbe A.M.C. 1995. *Evolução mineralógica e geoquímica multi-elementar de perfis de solos sobre lateritos e gossans na Amazônia*. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 213p.

Horbe A. M. C. 2014. Idades paleomagnéticas de crostas lateríticas da Amazônia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Ciências Naturais, **9**:93-104.

Horbe A. M. C. & Anand R. R. 2011. Bauxite on igneous rocks from Amazonia and Southwestern of Australia: Implication for weathering process. *Journal of Geochemical Exploration*, **111**(1-2), 1–12. doi:10.1016/j.gexplo.2011.06.003

Horbe A.M.C. & Costa M.L. 2005. Lateritic crusts and related soils in eastern Brazilian Amazonia. *Geoderma*, **126**(3-4): 225–239.

Hrouda F. 2011. Anisotropy of magnetic susceptibility in variable low-fields: a review. In: Petrovský E. et al. (eds.). *The earth's magnetic interior*. [S.l.], Springer Science & Business Media; IAGA Special Sopron Book Series 1. DOI 10.1007/978-94-007-0323-0_19.

Hrouda F. 2002. Low-field variation of magnetic susceptibility and its effect on the Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. *Geophys J Int* **150**(3):715–723.

Hrouda F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, **5**: 37–82.

Hrouda F. 2010. Modelling relationship between bulk susceptibility and AMS in rocks consisting of two magnetic fractions represented by ferromagnetic and paramagnetic

minerals –implications for understanding magnetic fabrics in deformed rocks. *J Geol Soc India*, **75**(1):254–266.

Hrouda F., Chlupáčová M., Mrázová Š. 2006. Low-field variation of magnetic susceptibility as a tool for magnetic mineralogy of rocks. *Phys Earth Planetary Inter* **154**(3-4):323–336.

Hus J. J. & Stiers W. 1987. The magnetic properties of an ironcrust in SE Belgium and syntetic Mn-substituted Goethites. *Phys. Earth Planet. Inst.*, **46**(1-3): 247-258.

Iidnurm M. & Schmidt P. W. 1986. Palaeomagnetic dating of weathered profiles. *Geol. Surv. India Mem.* **120**: 79-88.

James H.L. 1966. *Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks*. U.S., Geological Survey Professional Papers 440-W1-W61.

Jelinek V. 1977. *The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application*. Czechoslovakia, Geofyzika Brno.

João X. S. J., Teixeira S. G., Fonseca D. D. F. 2013. *Geodiversidade do estado do Pará / Organização Xafi da Silva Jorge*. Belém, CPRM, 258 p.: il.

Jordanova D., Jordanova N., Barrón V., Petrov P. 2018. The signs of past wildfires encoded in the magnetic properties of forest soils. *Catena* **171**: 265–279.

Jordanova N., Jordanova D., Mokreva A., Ishlyamsk, D., Georgieva B. 2019. Temporal changes in magnetic signal of burnt soils—a compelling three years pilot study. *Science of the Total Environment*, **669**: 729–738. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.03.173>.

Kappler A., Pasquero C., Newman D. K. 2005. Deposition of banded iron formations by anoxygenic phototrophic Fe(II)- oxidizing bacteria. *Geology*, **33**: 865–868.

Karunakaran C. & Sinha Roy S. 1981. Laterite profiles development linked with polycyclic geomorphic surface in south Kerala. *In: Int. Seminar. Lateritisation processes, 1979, Trivand rum, Oxford and IBH Publishing Co. New Delhi, Conference Paper.*

King L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **2**:147-265.

Kneeshaw M. & Morris R.C. 2014. The Cenozoic detrital iron deposits of the Hamersley Province, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **61**(4): 513–586, <http://dx.doi.org/10.1080/08120099.2014.898408>.

Konhauser K.O., Hamade T., Raiswell R., Morris R.C., Ferris F.G., Southam G., Canfield D.E. 2002. Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations? *Geology* **30**(12): 1079–1082.

Konhauser K. O., Planavsky N. J., Hardisty D. S., Robbins L. J., Warchola T. J., Haugaard R., Lalonde S. V., Partin C. A., Oonk P. B. H., Tsikos H., Lyons T. W. 2017. Iron formations: a global record of Neoproterozoic to Palaeoproterozoic environmental history. *Earth Sci. Rev.*, **172**: 140–177.

Kotschoubey B. & Truckenbrodt W. 1981. Evolução poligenética das bauxites do distrito

de Paragominas-Açailândia (Estados do Pará e Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, **11**(3): 192-202.

Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Hieronimus B. 1997. Bauxite deposits of Paragominas. In: Carvalho A., Boulangé B., Melf A.J., Lucas Y. (eds.). *Brasiliam Bauxites*. São Paulo, USP, FADESP; Paris, ORSTOM, p. 75-106.

Kotschoubey B. & Lemos VP. 1985. Considerações sobre a origem e a gênese das bauxitas da Serra dos Carajas. In: SBG Núcleo Norte 2º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1985. *Anais[...]*. Belém v.3, p.48-61.

Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Hieronimus B., Alaves C.A 1989. Preliminary study of aluminous laterites and bauxites from the Serra Norte (Carajas Mineral Province), Northern Brazil. *Travaux ICSOBA*, **19**(22):95-103.

Kotschoubey B., Calaf M.J.C., Lobato A.C.C., Leite A.S., Azevedo C.H.D. 2005. Caracterização e gênese dos depósitos de bauxita da provincial bauxitífera de Paragominas, Noroeste da Bacia do Grajaú, Nordeste do Pará/Oeste do Maranhão. In: Marini O. J., Queiroz E. T., Ramos B. W. (eds.). *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília-DF, CT-MINERAL/FINEP, ADIMB.. p. 691-782.

Krapf C. B.E. & Sheard M. J. 2018. *Regolith hand specimen atlas for South Australia*, Report Book 2018/00001. South Australia, Adelaide, Department of the Premier and Cabinet,

Kretz R. 1983. Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**(1-2): 277–279.

Kroetsch D. J., Geng X., Chang S. X., Saurette D. D. 2011. Organic order - Part 1. Wetland Organic soils. *Canadian Journal of Soil Science*, **91**(5): 807-822. 10.4141/CJSS10043.

Kumar A. 1986. Palaeolatitudes and the age of Indian laterites. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **53**(2-3): 231—237.

Lalonde K., Mucci A., Ouellet A. Gelinas Y. 2012. Preservation of organic matter in sediments promoted by iron. *Nature*. **483**(7388): 198-200. 10.1038/nature10855.

Lamoalle J. & Dupont B. 1973. Iron-bearing oolites and the present conditions of iron sedimentation in Lake Chad (Africa). In: Amustutz G.C. & Bernard A.G. (eds.). *Ore in sediments*. New York, Springer, p. 167–178.

Lemos V.P. & Villas R.N.N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão-Pará, implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N5, Serra dos Carajas. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**(3):165-77.

Lemos V.P. 1982. *Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão-Pará: implicações sobre a gênese do Depósito de bauxita de N5-Serra dos Carajas*. MS Dissertation, CPGG, UFPA, Belém-Pa, 97p.

Levett A., Gagen E., Shuster J., Rintoul L., Tobin M., Vongsvivut J., Bambery K.,

Vasconcelos P., Southam G. 2016. Evidence of biogeochemical processes in iron duricrust formation. *Journal of South American Earth Sciences*, **71**:131-142, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.06.016>.

Li F., Wang X., Xue W., Yan J. 2010. Origin and environmental significance of giant ooids in the Early Triassic: a new kind of anachronistic facies. *Acta Sedimentol Sin* **28**(3):585–595.

Lindeemayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.T. 2001. Considerações sobre a origem das Formações Ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás, Pará. *Rev. Bras. Geociências*, **30** (1): 21-28.

Liu Q., Barrón V., Torrent J., Qin H., Yu Y. 2010. The magnetism of micro-sized hematite explained. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **183**(3-4): 387–397.

Lobato L.M., Figueiredo e Silva R.C., Rosière C.A., Zucchetti M., Baars F.J., Pimentel M., Rios F. J., Seoane J.C.S., Monteiro A.M. 2005. Hydrothermal origin for the iron mineralization, Carajás Province, Pará state, Brazil. In: *Iron Ore 2005*, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publication Series No 8/2005, Perth, Australia, 99-110.

Löhr S. C., Grigorescu M., Cox M. E. 2013. Iron nodules in ferric soils of the Fraser Coast, Australia: relicts of laterisation or features of contemporary weathering and pedogenesis? *Soil Research*, **51**(2): 77–93 <http://dx.doi.org/10.1071/SR12372>.

Löhr G.M., Grigorescu A., Cox M. 2010. Genesis of ferruginous concretions in a ferric soil and implications for past and present iron mobility. In: Gilkes R. & Prakongkep N. (eds.). *Soil solutions for a Changing World*. Brisbane, Australia. Published on DVD.

Lu H., Liu T., Gu Z., Liu B., Zhou L., Han J., Wu N. 2000. Effect of burning C3 and C4 plants on the magnetic susceptibility signal in soils. *Geophys. Res. Lett.*, **27** (13): 2013–2016.

Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. *São Félix do Xingu*: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000. Texto Explicativo. Brasília,DF, CPRM, 344 p., il. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB).

Macambira J.B. 2003. *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão-Pará*. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 217p.

Macambira J. B. & Schrank A. 2002. Químico-estratigrafia e evolução dos jaspilitos da Formação Carajás (PA). *Rev. Bras. Geoc.*, **32**(4):567-578.

Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.*, **49**(3-4): 329-354.

Maciąg Ł., Rydzewka U., Skowronek A., K., Salwa S. 2019. Mineralogy and Geochemistry of Fluvial-Lacustrine Pisolith Micronodules from the Rostoka Odrzańska, Odra River, NW Poland. *Geosciences*, Switzerland, **10**(1): 1-27. [10.3390/geosciences10010003](https://doi.org/10.3390/geosciences10010003).

Maher B. 1986 Characterisation of soils by mineral magnetic measurements. *Phys. Earth*

Planet. Inter. **42**(1-2): 76-92.

Maher B. 1998 Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, **137**(1-2): 25-54.

Maher B.A. & Thompson R., 1999. Paleomonsoons, I. The paleoclimatic record of the Chinese loess and palaeosols. In: Maher B.A., Thompson, R. (eds.). *Quaternary climates, environments and magnetism*. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications, Cambridge University Press, p. 81-125.

Markert H. & Lehmann A. 1996. Three-dimensional Rayleigh hys-teresis of oriented core samples from the German Continental deep drilling program: susceptibility tensor, Rayleigh ten-sor, three-dimensional Rayleigh law. *Geophys J Int.*, **127**(1):201–214.

Martins P. L. G. 2017. *Petrologia e geoquímica dos basaltos da Formação Parauapebas: implicações para o ambiente tectônico da Bacia Grão Pará, Província de Carajás*. MS Dissertation, Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília,DF, 93p.

Mathé P.-E., Rochette P., Colin F. 1997. The origin of magnetic susceptibility and its Anisotropy in some weathered profiles. *Physics and Chemistry of the Earth*, **22**(1-2): 183–187. doi:10.1016/s0079-1946(97)00100-6.

Maurity C.M. & Kotschoubey B. 1995. Evolução Recente na Cobertura de Alterações do Platô N1- Serra dos Carajás-PA. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, Sér. Ciênc. da Terra*, **7**: 331-362.

McFarlane M. J. 1991. Some sedimentary aspects of lateritic weathering profile development in the major bioclimatic zones of tropical Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **12** (1/2): 267-282.

McFarlane M. J. 1976. *Laterite and landscape*. London. 151 p.

McLennan S. M., Giles D., Hill S. M. 2017. Late Miocene-Pliocene coastal acid sulphate system in southeastern Australia and implications for genetic mechanisms of iron oxide induration. *Geoderma*, **294**: 1–18. doi:10.1016/j.geoderma.

Medeiros Filho C. A. 2003. *Prospecção geoquímica e mapeamento de regolito na região de Carajás, Estado do Pará*. MD Dissertation, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 140 p.

Mei M. & Gao J. 2012. Giant Induan oolite: a case study from the Lower Triassic Daye Formation in the western Hubei Province, South China. *Geosci Front* **3**(6):843–851.

Meirelles M.R. & Dardenne M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, Pará. In: 4th, Congresso Brasileiro de Geoquímica, Poços de Caldas-MG, *Extended abstract*, p. 131-132.

Mescherikov Y.A. 1968. Plains. In: Fairbridge R.W. *Encyclopedia of geomorphology*: New York, Berlin, Heidelberg, Springer; Reinhold Book Corporation, https://doi.org/10.1007/3-540-31060-6_287.

Monteiro H. S., Vasconcelos P. M. P., Farley K. A. 2018. A combined (U-Th)/He and

cosmogenic ^3He record of landscape armoring by biogeochemical iron cycling. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **123**(2): 298-323. <https://doi.org/10.1029/2012JF002488>.

Monteiro H. S., Vasconcelos P. M., Farley K. A., Spier C. A., Mello C. L. 2014. (U-Th)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of cangas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **131**: 267-289.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., Dufrane S.A., Tassinari C.C.G., Sato K., Kemp A.I.S., Amaral W.S., 2015. Neoproterozoic and Paleoproterozoic Iron Oxide-Copper-Gold Events at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb Geochronological Evidence. *Economic Geology* **110**, 809-835.

Morris, R. C. 1994. AMIRA Project P75G—Detrital iron deposits of the Hamersley Province. *In: CSIRO Exploration and Mining Restricted Report*, v.76R.

Morris R. C. & Kneeshaw M. 2011. Genesis modelling for the Hamersley BIF-hosted iron ores of Western Australia—a critical review. *Australian Journal of Earth Sciences* **58**(5): 417–451.

Morris R. C. & Ramanaidou E. R. 2007. Genesis of the channel iron deposits (CID) of the Pilbara region, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **54**(5): 733–756.

Moscariello A. 2017. Alluvial fans and fluvial fans at the margins of continental sedimentary basins: geomorphic and sedimentological distinction for geo-energy exploration and development. *In: Ventra D. & Clarke L. E. (eds). Geological Society, London, Special Publications*, v. 440, n. 1. 215-243. p. <https://doi.org/10.1144/SP440.11>.

Mota N. F. O., Silva L. V. C., Martins F. D., Viana P. L. 2015. Vegetação sobre sistemas ferruginosos da Serra do Carajás. *In: Carmo F. F. & Kamino L. H. Y. (org.). Geossistemas ferruginosos do Brasil: áreas prioritárias para conservação da diversidade geológica e biológica, patrimônio cultural e serviços ambientais*. Belo Horizonte, Prístino. p. 289-315.

Mullins C. 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science a review. *J. Soil Sci.*, **28**(2): 223-246.

Murru M., Ferrara C., Matteucci R., Pelo, S. da, Sarria E., Vacca A. 2011. Pisolithic ferricretes around the Cretaceous–Palaeocene boundary in southern Sardinia (Italy) as palaeoenvironmental proxies. *Comptes Rendus Geosciences*, **343**(1): 72–81.

Nahon D. B. 1991. *Introduction to the petrology of soils and chemical weathering*. New York, A Wiley-Interscience Publication. John Wiley & Sons, Inc. 313p.

Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-cambriano da Serra do Carajás: redescritção e redefinição litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, **7**: 177-197.

Nott J. F., Young R. W., Idnurm M. 1991. Sedimentology, weathering, age and geomorphological significance of Tertiary sediments on the far south coast of New South Wales, *Australian Journal of Earth Sciences: na International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*, **38**(3): 357-373, DOI: 10.1080/08120099108727978.

Novak B., Housen B., Kitamura Y., Kanmatsu T., Kawamura K. 2014. Magnetic fabric analyses as a method for determining sediment transport and deposition in deep sea sediments. *Mar. Geol.* **356**: 19-30.

- Oldfield F. 1991. Environmental magnetism- a personal perspective. *Quat. Sci. Rev.*, **10**(1): 73-85..
- Oliveira M. A., Dall'Agnol R., Almeida J. A. C. 2011. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite and the discrimination of sanukitoid series. *Lithos* **127**(1-2): 192-209.
- Ollier C. D. & Sheth H. C. 2008. The high deccan duricrusts of India and their significance for the 'laterite' issue. *J. Earth Syst. Sci.* **117**(5): 537–551, Oct.
- Olszewski W.J., Wirth K.R., Gibbs A.K., Gaudette H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grao Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean Continental Volcanism and rifting. *Precambrian Res.*, **42**(3-4): 229-254.
- Palmer E. 2002. *Feasibility and implications of a rock coating catena: analysis of a desert hillslope*. M.A. Thesis. Department of Geography, Arizona State University, Tempe.
- Park M. E., Cho H., Son M., Sohn Y. K. 2013. Depositional processes, paleoflow patterns, and evolution of a Miocene gravelly fan-delta system in SE Korea constrained by Anisotropy of magnetic susceptibility analysis of interbedded mudrocks. *Mar. Petrol. Geol.*, **48**: 206-223.
- Peter A., Scholle P. A., Ulmer-Scholle D.S. 2003. "Grains: non-skeletal grains: ooids, pisoids, and other coated grains", a color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. *AAPG Memoir*, v.77, <https://doi.org/10.1306/M77973>.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. 1987. Sand and sandstone. New York, Springer, Province, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **61**: 513–586, <http://dx.doi.org/10.1080/08120099.2014.898408>.
- Peuvast J.-P., Sales V. C., Bétard F., Gunnell Y. 2008. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Global Planet. Change*, **62**(1-2):39–60.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, **154**: 99-103.
- Porto C. G. 2016. Geochemical exploration challenges in the regolith dominated Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Ore Geology Reviews* **73** : 432–450.
- Porto F., Romano R., Schiley R. 2014. *Geologia do Corpo Leste do depósito de Serra Arqueada - Projeto Serra Arqueada*. FEL 1-fase 4. Relatório inédito, 104p.
- Preston L.J., Shuster J., Fernandez-Remolar D., Banarjee N.R., Osinski G.R., Southam G. 2011. The preservation and degradation of filamentous bacteria and biomolecules within iron oxide deposits at Rio Tinto, Spain. *Geobiology*, **9**(3): 233–249.
- Pugh J.C. & King L. 1952. Outline of the Geomorphology of Nigeria. *South African Geographical Journal*, **34**(1): 30-37. DOI: 10.1080/03736245.1952.10559286.
- Ramanaidou E. R., Morris R. C., Horwitz R. C. 2003. Channel iron deposits of the Hamersley Province, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **50**(5): 669–690. doi:10.1111/j.1440-0952.2003.01019.x.
- Ramanaidou R. & Wells A. 2014. Sedimentary hosted iron ores. *In: Treatise on*

Geochemistry. London, Newnes. p. 313–355.

Raposo M.I.B. & Ernesto M., 1995. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil) and its relationship with magma flow direction. *Phys Earth Planetary Inter*, **87**(3-4):183–196.

Rees A.I. & Woodall W.A. 1975. The magnetic fabric of some laboratory-deposited sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **25**(2): 121–130.

Renger F. E. 2005. O Quadro Geognóstico do Brasil de Wilhelm Ludwig von Eschwege: Breves Comentários à sua Visão da Geologia no Brasil. *Geonomos*, **13**(1- 2): 91-95

Resende N. P. 1972. *Distrito ferrífero da Serra dos Carajás – estado do Pará-Brasil*. Relatório Final de Pesquisa. Texto. 252p.

Riding R. 2011. Microbialites, stromatolites, and thrombolites. In: Reitner J. & Thiel V. (ed.). *Encyclopedia of geobiology*. Amsterdam, Springer, p. 635-654. 10.1007/978-1-4020-9212-1_196.

Riffel S.B., Vasconcelos P.M., Carmo I.O., Farley K.A. 2015. Combined $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U–Th)/He geochronological constraints on long-term landscape evolution of the SecondParaná Plateau and its ruiniformsurface features, Paraná, Brazil. *Geomorphology*, **233**:52–63.

Robertson D.M. 1996. Interpretation of fabrics in ferruginous lag. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, **16** (3): 263-270.

Roman S.A., Johnson W.C., Geiss C.E. 2013. Grass fires—an unlikely process to explain the magnetic properties of prairie soils. *Geophys. J. Int.*, **195**(3): 1566–1575.

Safiuddin L.O., Haris V., Wirman R.P., Bijaksana S. 2011. A preliminary study of magnetic properties on laterite soils as indicators of pedogenic processes. *Latinmag Lett.*, **1** (1): 1-15.

Rosolen V., Bueno G. T., Melfi A.J., Montes C. R., Coelho C. V. S., Ishida D. A., Govone J. S. 2017. Evolution of iron crust and clayey Ferralsol in deeply weathered sandstones of Marília Formation (Western Minas Gerais State, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **79**: 421-430.

Salama W., El Aref M., Gaupp R. 2012. Mineralogical and geochemical investigations of the Middle Eocene ironstones, El Bahariya Depression, Western Desert, Egypt. *Gondwana Research*, **22**(2): 717–736.

Salama W., El Aref M.M., Gaupp R. 2013. Mineral evolution and processes of ferruginous microbialite accretion – an example from the Middle Eocene stromatolitic and ooidal ironstones of the Bahariya Depression, Western Desert, Egypt. *Geobiology*, **11**(1): 15–28.

Santo C. V. E. 1999. *Caracterização morfoestrutural e morfotectônica de áreas transpressivas; Serra dos Carajás e Serra do Tiracambú*. MS Dissertation, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 177 p.

Santos E.A. 1994. *Geoquímica multi-elementar de crostas e solos lateríticos da Amazônia*

Oriental. PhD Theses, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 241 p.

Schmidt P.W. & Ollier C.D. 1988. Palaeomagnetic dating of late Cretaceous to early Tertiary weathering in New England, N.S.W., Australia. *Earth Sci. Rev.* **25**(5-6): 363-371.

Schmidt P.W., Prasad V., Ramam P.K. 1983. Magnetic ages of some Indian laterites. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **44**(3-4): 185-202.

Schwertmann U. & Murad E. 1983. Effect of pH on the formation of goethite and hematite from ferrihydrite. *Clays and Clay Mineral*, **31**(4): 277–284.

Shuster D. L., Farley K. A., Vasconcelos P. M., Heim J. A., Balco G., Monteiro H. S., Waltenberg K., Stone J. O. 2012. Cosmogenic ³He in hematite and goethite from Brazilian “canga” duricrust demonstrates the extreme stability of these surfaces. *Earth and Planetary Science Letters*, **329**: 41-50.

Siehl A. & Theein J. 1989. Minette-type ironstones. Geological Society, London, Special Publications, **46**(1): 175–193. doi:10.1144/gsl.sp.1989.046.01.16,

Silva A.C.S. & Costa M.L. 2020. Genesis of the soft iron ore at S11D deposit, in Carajás, Amazon Region, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* **50**(1): e20180128. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020180128>.

Silva M.F.F. 1991. Análise Florística da Vegetação que cresce sobre a Canga Hematítica em Carajás-PA (Brasil). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Especial*, **7**(1): 79-108.

Sodré E, G. R.C., Ferreira D. B. S., Ventura J. O., Costa C. P. W., Souza E. B., Moraes B. C. 2020. Relação entre o total de raios e os raios nuvem-solo sobre o Leste da Amazônia. *Revista Brasileira de Geografia Física*, **13**(2): 782-797

Souza C. I. J. 1993. *Estudo da cobertura laterítica ferro-aluminosa da Aba Norte da Serra dos Carajás (PA)*. MS DISSERTATION, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 152 p.

Souza Filho P.W., Pinheiro R.V.L., Costa F., Guimarães J. T., Sahoo P., Silva M., Silva C. 2020. The role of fault reactivation in the development of tropical montane lakes. *Earth Surface Processes and Landforms.*, **45**(14): 732-3746. 10.1002/esp.4997.

Stolt M. H. & Lindbo D.L. 2010. Soil organic matter. In: Stoops G., Marcelino V, Mees F. (eds.). *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. [S.l., s.n], p. 369–396. doi:10.1016/b978-0-444-53156-8.00017-9.

Summerfield M.A. 1991. *Global geomorphology*. NY, John Wiley & Sons. 245p.

Tanner L.H. & Kahlifa M.A. 2010. Origin of ferricretes in fluvial-marine deposits of the Lower Cenomanian Bahariya Formation, Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Science* **56**: 179–189.

Tardy Y. 1993. *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Paris, Masson, 459p.

Tavares F. M. 2015. *Evolução geotectônica do Nordeste da Província Carajás*. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 143 p.

Texeira M.F.B., Dall'Agnol R., Silva A.C., Santos P.A., 2013. Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área de Sapucaia, Província Carajás, PA: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Série Ciências Naturais 8 pp. 291–323.

Théveniaut H. & Freyssinet P. 1999. Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes: the example of the Mont Baduel profile (French Guiana). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **148**(4): 209-231.

Théveniaut H. & Freyssinet P. 2002. Timing of lateritization on the Guiana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoeco.*, **178**: 91 - 117.

Thomas 1994. *Geomorphology in tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. NY, John Wiley & Sons. 443p.

Thompson R. & Oldfield F. 1986. *Environmental magnetism*. London, Allen and Unwin, 227 p.

Thompson R., Stober J. C., Turner G. M., Oldfield F., Bloemendal J.; Dearing J. A., Rummery T. A. 1980. Environmental applications of magnetic measurements. *Science*, **207**(4430): 481-486.

Thorez J. 1976. *Practical identification of clay minerals*. Belgique, Ed. G. Lelotte.

Thorne R., Anand R., Suvorova A. 2014. The formation of fluvio-lacustrine ferruginous pisoliths in the extensive palaeochannels of the Yilgarn Craton, Western Australia. *Sedimentary Geology* **313**: 32–44.

Tolbert G.E., Tremaine J.W., Melcher G.C., Gomes C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, northern Brazil. *Economic Geology*, **66**(7): 985-994.

Truckenbrodt W., Kotschoubey B., Góes A.M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxites nap arte leste da região Amazônica. In: SBG, 1º Simp. Geol. Amazônia, Belém, *Anais*[...], p. 201-209.

Truckenbrodt W., Kotschoubey B., Schellmann W. 1991. Composition and origin of the clay cover on north Brazilian laterites. *Geologische Rundschau*, **80**(3): 591-610.

Tucker M. E. 2014. *Rochas sedimentares*. Second Edition. [S.l.], Jonh Wiley & Sons.. 153p.

Tucker M.E. 2001. *Sedimentary petrology*—revised. Oxford, Blackwell Science Inc.,

Twidale C. R. & Bourne J. A., 1998. The use of duricrusts and topographic relationships in geomorphological correlation: conclusions based in Australian experience. *Catena*, **33**(2): 105–122.

Valenton I. 1972. *Bauxites. Development in Soils Sciences*. [S.l.], Elsevier, 1, 226p.

Valezi D. F., Piccinato M. T., Sarvezuk P. W. C., Ivashita F. F., Paesano A., Varalda J., Moscac D. H., Urbanod A., Guedes C. L. B., Di Mauro E. 2016. Goethite (α -FeOOH) magnetic transition by ESR, Magnetometry and Mössbauer. *Materials Chemistry and*

Physics, **173**: 179–185.

Varajão C.A.C. 1991. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(2):138-145, jun.

Vasconcelos P. M. 1999. K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of weathering processes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **27**(1): 183–229.

Vasconcelos P.M., Renne P.R., Brimhall G.H., Becker T.A. 1994. Direct dating of weathering phenomena by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochim Cosmochim Acta*, **58**(6): 1635-1665.

Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L. 2008. Litoestratigráficas. In: Vasquez M. L. & Rosa-Costa L. T. da (org.). *Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará*. 3 Unidade, p. 113-215 .

Verosub K. L. & Robert A. P., 1995. Environmental magnetism: past, present, and future. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **100**(B2): 2175-2192.

Verplank P.L., Yager D., Church S.E., Stanton M.R. 2007. Ferricrete classification, morphology, distribution and carbon-14 age constraints. *US Geol. Surv. Prof. Paper*. (1651): 721-744.

Walker R.G. 1992. Facies, Facies Models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R. & James N.P. (eds). *Facies models: response to sea level change*. 1 ed. [Canada], St John's: Geological Association of Canada, p.1–14.

Wang X., Schröder H.C., Schloßmacher U., Müller W.E.G. 2009. Organised bacterial assemblies in manganese nodules: evidence for a role of S-layers in metal deposition. *Geo-Marine Letters* **29**(2): 85–91.

Watanabe M. T. C., Chagas E. C. O., Giulietti A. M. 2017. Flora das cangas da Serra dos Carajás, Pará, Brasil: Eriocaulaceae. *Rodriguésia*, Rio de Janeiro, **68**(3spe): 965-978. <http://dx.doi.org/10.1590/2175-7860201768332>.

Wedepohl K.H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59** (7): 1217–1232.

Wetzel R.G. 1993. *Limnologia*. Trad. Boavid, M.J. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian. Limnology. 2 ed. 1983. Philadelphia: Saunders College. 760 p.

Widdel F., Schnell S., Heising S., Ehrenreich A., Assmus B., Schink B. 1993. Ferrous iron oxidation by anoxygenic phototrophic bacteria. *Nature*, **362**(6423): 834–836.

Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(2): 195-200.

Zucchetti M. 2007. *Rochas máficas do Grupo Grão Pará e sua relação com a mineralização de ferro dos depósitos N4 e N5, Carajás, PA*. PhD Theses, Pós-Graduação em Geologia Instituto de Geociências, UFMG, 165p.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

PARECER

Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de CLÓVIS WAGNER MAURITY

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **CLÓVIS WAGNER MAURITY**, orientado pelo Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa (UFPA) e coorientado pelo Pro. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA), composta pelos professores doutores Ana Maria Góes (USP), Eric Tohver (USP), Simone Patrícia Aranha da Paz (UFPA) e Rômulo Simões Angélica (UFPA), após apresentação da sua tese intitulada “**LATERITIZAÇÃO E SEDIMENTAÇÃO CENOZOICA NA EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DA SERRA DOS CARAJÁS**”, emite o seguinte parecer:

O candidato realizou sua apresentação de forma clara, bem organizada e segura no tempo estipulado. Na arguição mostrou domínio da temática abordada e respondeu às perguntas formuladas pela banca.

A tese foi apresentada na forma de quatro artigos, sendo os dois primeiros já submetidos. A banca levantou vários pontos e questionamentos relacionados ao documento, sua estruturação e aspectos de forma e redação. Em especial, chamou à atenção sobre problemas conceituais em relação às terminologias sobre os materiais superficiais ferruginosos estudados, que devem ser melhorados na versão final dos artigos. Não obstante, considera que o tema é de grande importância para a região e para a compreensão tanto dos processos do intemperismo laterítico como dos depósitos minerais supergênicos relacionados.

Finalmente, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado.

Belém, 01 de abril de 2021

Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa
(Orientador, UFPA)

Profa. Dra. Ana Maria Góes
(Membro Externo, USP)

Prof. Dr. Eric Tohver
(Membro Externo, USP)

Profa. Dra. Simone Patrícia Aranha da Paz
(Membro Interno, UFPA)

Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica
(Membro Interno, UFPA)