

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS – UFAM
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS – ICE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – PPGGEO**

A LATERITIZAÇÃO NO SUDESTE DO AMAZONAS

MÁRCIO FERNANDO DOS SANTOS ALBUQUERQUE

MANAUS – AM

2014



UFAM

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS – UFAM
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS – ICE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS –
PPGGEO**

MÁRCIO FERNANDO DOS SANTOS ALBUQUERQUE

Dissertação apresentada junto ao Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Regional

A LATERITIZAÇÃO NO SUDESTE DO AMAZONAS

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Adriana Maria Coimbra Horbe

MANAUS – AM

2014

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

A345I Albuquerque, Márcio
A lateritização no sudeste do Amazonas / Márcio Albuquerque.
2014
83 f.: il.; A4 cm.

Orientadora: Adriana Maria Coimbra Horbe
Dissertação (Mestrado em Geociências - Geologia Regional) -
Universidade Federal do Amazonas.

1. Intemperismo. 2. Lateritização . 3. manganês. 4. bauxita. I.
Horbe, Adriana Maria Coimbra II. Universidade Federal do
Amazonas III. Título

MÁRCIO FERNANDO DOS SANTOS ALBUQUERQUE

A LATERITIZAÇÃO NO SUDESTE DO AMAZONAS

Dissertação apresentada junto ao Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Regional

Aprovada em _____ de fevereiro de 2014

BANCA EXAMINADORA

PROF. Dra. ADRIANA MARIA COIMBRA HORBE (PRESIDENTE)

PROF. Dr. IVALDO RODRIGUES DA TRINDADE (MEMBRO)

PROF. Dr. MARCONDES LIMA DA COSTA (MEMBRO)

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela força e persistência, aos meus pais Antônio Albuquerque e Zenilda Albuquerque por serem a minha fortaleza e auxílio para todas as horas, aos meus irmãos Ricardo, Vitor e Vinicius pelos bons momentos e pela amizade, a minha namorada Érica Farias pela compreensão e força nas horas mais difíceis.

Não poderia deixar de agradecer a Prof. Dra. Adriana Horbe pelos ensinamentos, pela oportunidade e pela paciência infinita. Agradeço também ao amigo Rodrigo Tokuta Castro pelo auxílio nas difrações de Raios-x, aos amigos Isabela Leocádio e Pedro Val por revisarem os abstracts, ao Geólogo Marco Horbe pelo apoio e conselhos durante a campanha de campo, a Prof. Dra Carolina Michelin e ao Prof. Dr. Ivaldo Rodrigues pelas participações com críticas e sugestões nos exames de qualificação. A CAPES fica o meu salve!

Obrigado

Epígrafe

*We don't need no education
We don't need no thought control
No dark sarcasm in the classroom
Teachers leave us kids alone
Hey! Teachers! Leave us kids alone!
All in all it's just another brick in the wall
All in all you're just another brick in the wall*

(Another Brick in the wall- Part II- Pink Floyd)

LISTA DE FIGURAS (MANUSCRITO 1)

Figura 1: Mapa geológico da região estudada. Modificado de CPRM (2013).....	16
Figura 2: Classificação dos siltitos e arenitos segundo diagrama de Herron (1988).....	19
Figura 3: Mapa altimétrico da região estudada, com as respectivas amostras estudadas.....	20
Figura 4: Difratoformas de raios- X dos tipos de bauxitas descritas. K- caulinita, Gb- gibbsita, He-hematita, Gt- goethita, An- anatásio e R- rutilo.	21
Figura 5: Difratoformas de raios- X das crostas ferro-alumino-silicosas. K- caulinita, Gb- gibbsita, He-hematita, Gt- goethita, An- anatásio e R- rutilo.....	22
Figura 6: Difratoformas de raios- X das crostas ferruginosas. K- caulinita, Gb- gibbsita, He-hematita, Gt- goethita, An- anatásio e R- rutilo.	24
Figura 7: Aspectos macroscópicos das crostas lateríticas da região estudada. A- Bauxita maciça com geodos gibbsíticos. B- Bauxita pisolítica constituída por pisólitos de hematita (He), envolvidos por filme de goethita (Gt), recobertos por plasma de gibbsita (Gb) e caulinita (C). C- Crosta ferro-alumino-silicosa brechóide D- Crosta brechóide recoberta por matriz goethítica. E e F- Crosta ferro-alumino-silicosa brechóide, constituída por fragmentos de hematita e recoberto por matriz oolítica composta por quartzo (Q), hematita, caulinita (C) e gibbsita. G- crosta vermiforme ferro-alumino-silicosa. H e I- Crostas ferruginosas brechóides e nodulares. J- Crosta ferruginosa maciça a bauxita sobre a qual se desenvolveram. K- crosta ferruginosa vermiforme. L- Crosta ferruginosa laminada.....	25
Figura 8: Difratoformas de raios- X dos solos. K- caulinita, Gb- gibbsita, He- hematita, Gt- goethita, An- anatásio e R- rutilo.	26
Figura 9: Aspectos microscópicos das crostas lateríticas da região estudada. A- Agregados de cristais de gibbsita (Gb) na bauxita maciça. B e C- Cristais de anatásio (An) imersos em matriz gibbsítica na bauxita maciça. D- Resquício de feldspato potássio (FK) na bauxita maciça. E- Detalhe do contato entre a gibbsita e a matriz caulínítica nas bauxitas. F- Relação de contato entre a gibbsita, a matriz de goethita (Gt) e caulinita (C) com a cerianita (Ce). G, H, I e J- Detalhe da matriz oolítica da crosta ferro-aluminosa-brechóide, notar os oólitos de hematita (He) e caulinita e de núcleo gibbsítico com borda caulínítica, os oólitos estão envolvidos por plasma gibbsítico e hematítico. K- Detalhe do arcabouço da crosta ferruginosa (C3), onde coexistem grãos de quartzo (Q) e pisólitos de hematita envolvidos por goethita. L- Grão de quartzo corroído e com sinais de dissolução na crosta ferruginosa brechóide (C3). M- Cavidades preenchidas por goethita com aspecto de “couve flor”. N e O- Detalhe do arcabouço da crosta ferruginosa vermiforme com grãos de quartzo envolvidos por goethita e cavidades preenchidas por caulinita.....	27
Figura 10: Elementos traços normalizados pela média crustal de Taylor & McLennan (1985). Distribuição dos elementos traços: A- nas vulcânicas, B- nos siltitos, C- nos arenitos, D- nas bauxitas, E- nas crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas e F- nos solos.....	34
Figura 11: Elementos terras raras normalizados pelo condrito de Taylor & McLennan (1985). Distribuição dos elementos terras raras: A- nas vulcânicas, B- nos siltitos, C- nos arenitos, D- na bauxita maciça (B2) e na pisolítica (B1A), E- na crosta e ferro-alumino-silicosa vermiforme (C2), F- nas crostas ferruginosas, ferro-alumino-silicosas e na bauxita pisolítica B1C, G- na bauxita pisolítica B1B e na crosta ferro-alumino-silicosa C6 e H- nos solos.	37
Figura 12: Diferenciação dos litotipos estudados e associações geoquímicas por análise de componente principal.	39
Figura 13: Diagrama $[\text{TiO}_2(\%)/\text{Nb}_{(\text{ppm})}] * 1000$ vs ETRL indicador de proveniência das bauxitas e crostas lateríticas quando comparados a origem a partir de rochas sedimentares e vulcânicas .	41

LISTA DE FIGURAS (MANUSCRITO 2)

Figura 1: Mapa geológico da região estudada. Modificado de CPRM (2013).....	48
Figura 2: Mapa planialtimétrico da região estudada	53
Figura 3: Perfis esquemáticos das sete ocorrências selecionadas para este trabalho, bem como a disposição das amostras coletadas. Modificado de Silva et al. (2012).....	54
Figura 4: Aspectos macroscópicos das ocorrências manganêsíferas. A- Lâminas manganêsíferas em siltito avermelhado. B- Fragmento colúvionar com brilho metálico a submetálico. C- Fragmentos coluvionares angulosos com brilho terroso a submetálico. D- Detalhe do arenito manganêsífero que compõe a base do perfil do Holanda, notar o alto grau de dissolução dos grãos de quartzo. E- Crosta vermiforme que recobre o arenito manganêsífero do Holanda. F- Fragmentos coluvionares angulosos.....	56
Figura 5: Aspectos macroscópicos das ocorrências manganêsíferas. A- Crosta vermiforme rica em romanechita e quartzo, com caulinita preenchendo cavidades. B- Fraturas do arenito muito fino preenchidas por coronadita. C- Bolsões fosfáticos rosados em meio ao arenito muito fino compostos por crandalita e goyazita. D- Detalhe dos corpos tabulares de arenito manganêsífero. E- Crosta maciça pulverulenta composta por criptomelana, pirolusita e holandita. Notar a ocorrência de gibbsita, goethita e hematita em meio a crosta. F- Crosta protopisolítica composta de romanechita e pirolusita. G- Crosta vermiforme com esqueleto composto por criptomelana, pirolusita e holandita e cavidades preenchidas por gibbsita e hematita. H- Crosta pisolítica com pisólitos de gibbsita e hematita envolvidos por plasma manganêsífero de holandita, criptomelana e coronadita.	58
Figura 6: Mineralogia típica das ocorrências manganêsíferas obtidas por difratometria de raios-x. P- pirolusita, R- romanechita, Co- coronadita, C- criptomelana, H- holandita, Cd- crandalita, Gy-goyazita, Q- quartzo, He- hematita, Gt- goethita, Ca-caulinita e Gb-gibbsita.	59
Figura 7: Aspectos microscópicos dos arenitos manganêsíferos e crostas lateríticas estudadas. A- Arenito manganêsífero (AM2) com grãos de quartzo cimentados por romanechita. B- detalhe da romanechita acicular. C e D- Coronadita em fraturas e em cristais prismáticos (AMMn). E- Arenito manganêsífero (AM3) com grãos de quartzo cimentados por holandita. F- cristais de coronadita (AM3). G- coronadita vênular com a holandita e a criptomelana (AM3). H e I- Detalhe do arcabouço da crosta maciça com criptomelana acicular radial e holanditas maciças e pirolusitas botrioidais subordinadas (CM1). J e K- Arcabouço da crosta protopisolítica composta principalmente por romanechita e holandita acicular (CPP1 e CPP2). L- Cristais de cerianita, criptomelana e gibbsita na crosta vermiforme de Novo Natal (CVT e CVB). Obs: Gráficos de EDS estão no ANEXO II.	61
Figura 8: Digramas triangulares $SiO_2-Al_2O_3-MnO$ e $SiO_2-Fe_2O_3-MnO$	65
Figura 9: Distribuição dos elementos-traço após normalização pela média crustal de Taylor & McLennan (1985).....	68
Figura 10: Diagramas dos ETR nos litotipos estudados após a normalização pelo condrito de Taylor & McLennan (1985).	71
Figura 11: Principais associações geoquímicas identificadoras dos litotipos estudados.....	72

LISTA DE TABELAS (MANUSCRITO 1)

Tabela 1: Composição centesimal dos elementos maiores nos minerais que compõem as crostas	18
Tabela 2: Procedimento para quantificação dos minerais presentes nos litotipos. CC-composição centesimal.....	18
Tabela 3: Quantificação mineralógica dos siltitos, arenitos, bauxitas, crostas ferro-alumino-silicosas e ferruginosas.....	29
Tabela 4: Composição química dos elementos maiores, menores e da perda ao fogo em % e a razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ nas rochas, bauxitas, crostas e solos.	31
Tabela 5: Distribuição dos elementos traços nas rochas, crostas e solos em ppm. C.C – média crustal de Taylor & McLennan (1985).....	33
Tabela 6: Distribuição dos elementos terras raras em ppm nas rochas, crostas e solos. CC- média crustal de Taylor & McLennan (1985).....	36

LISTA DE TABELAS (MANUSCRITO 2)

Tabela 1: Composição centesimal dos minerais dos litotipos estudados (fonte: webmineral.com)	51
Tabela 2: Procedimento para quantificação dos minerais presentes nos litotipos. CC-composição centesimal.....	51
Tabela 3: Quantificação mineralógica dos litotipos estudados.	63
Tabela 4: Química dos elementos maiores, menores e da PF, expressos em %	64
Tabela 5: Composição química dos elementos-traço (em ppm) nos litotipos estudados.	67
Tabela 6: Concentração dos ETR nas rochas, crostas e colúvios. CC- condrito de Taylor & McLennan (1985).....	70

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS (MANUSCRITO 1)	7
LISTA DE FIGURAS (MANUSCRITO 2)	8
LISTA DE TABELAS (MANUSCRITO 1)	9
LISTA DE TABELAS (MANUSCRITO 2)	9
APRESENTAÇÃO.....	11
BAUXITAS DO SUDESTE DO AMAZONAS.....	12
RESUMO	12
ABSTRACT	13
1. INTRODUÇÃO	184
2. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DA REGIÃO DE APUÍ	15
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	17
4. RESULTADOS.....	18
4.1 <i>Geologia e petrografia</i>	18
4.2 <i>Relevo</i>	19
4.3 <i>Características das bauxitas, crostas e solos da área de Apuí</i>	20
4.4 <i>Quantificação mineralógica dos siltitos, arenitos, crostas e solos</i>	288
5. GEOQUÍMICA	29
5.1 Elementos maiores, menores e perda ao fogo	29
5.2 Elementos Traços	31
5.2 Elementos Terras Raras.....	34
6. DISCUSSÕES.....	38
6.1 Associações geoquímicas.....	38
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	41
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	42
OCORRÊNCIAS MANGANESÍFERAS DO SUDESTE DO AMAZONAS.....	45
RESUMO	46
ABSTRACT	46
1. INTRODUÇÃO	47
2. CONTEXTO GEOLÓGICO GEOMORFOLÓGICO	47
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	49
4. RESULTADOS.....	53
4.1 <i>Descrição dos perfis</i>	53
4.2 <i>Perfil Novo Natal</i>	56
5. QUANTIFICAÇÃO MINERAL DOS ARENITOS MANGANESÍFEROS, CROSTAS E SOLOS.....	62
6. GEOQUÍMICA	63
6.1 Elementos maiores, menores e perda ao fogo	63
6.2 Elementos-traço (ET)	66
6.3 Elementos Terras Raras (ETR)	69
7. DISCUSSÕES.....	71
7.1 <i>Associações geoquímicas</i>	71
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS	71
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71
10. INTEGRAÇÃO DAS ÁREAS.....	71
11. ANEXOS	71

APRESENTAÇÃO

Esta dissertação apresenta os resultados obtidos sob a forma de dois manuscritos:

1: BAUXITAS DO SUDESTE DO AMAZONAS

2: OCORRÊNCIAS MANGANESÍFERAS DO SUDESTE DO AMAZONAS

Ambos detalham o processo laterítico no município de Apuí, sobre as rochas do Grupo Colíder e as sedimentares dos Grupos Sumaúma e Alto Tapajós. Essa região é conhecida desde a década de 1950 pela extração do minério de manganês encontrado sob a forma de crosta laterítica, fragmentos coluvionares e pisólitos e, mais recentemente pelas ocorrências de ouro, fósforo e sulfetos. Essa diversidade geológica e o potencial mineral estão impressos nos produtos da lateritização da região.

BAUXITAS DO SUDESTE DO AMAZONAS

ALBUQUERQUE, M.F.S.¹; HORBE, A.M.C.²

1-Programa de Pós Graduação em Geociências, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Av. Gen. Rodrigo Otávio Jordão Ramos 3000 Japiim, 69070-000 Manaus, Brasil, mgeoroots@gmail.com; 2) Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas/Universidade de Brasília, Campus Universitário Darci Ribeiro 70910-900, Brasília, Distrito Federal, ahorbe@unb.br;

RESUMO

Este trabalho discute as características texturais, mineralógicas, geoquímicas e a situação topográfica das bauxitas, das crostas ferruginosas, das crostas ferro-alumino-silicosas e dos solos na região do Apuí, entre os rios Aripuanã e Sucunduri, sudeste do Amazonas. Nos vales, nas encostas íngremes e nas colinas com altitude entre 20 e 140 m predominam rochas sedimentares e vulcânicas, e nos platôs e colinas com altitude entre 200 a 320 m e 140 a 200 ocorrem às bauxitas, as crostas ferruginosas e as ferro-alumino-silicosas respectivamente. As bauxitas são maciças e pisolíticas, as crostas ferruginosas são maciças, vermiformes, pisolíticas e brechóides, e as ferro-alumino-silicosas são em sua maioria brechóides e vermiformes, com fácies pisolítica subordinada. A bauxita maciça foi formada a partir de rochas vulcânicas do Grupo Colíder, enquanto as bauxitas pisolíticas, as crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas a partir dos siltitos e arenitos do Grupo Alto Tapajós. Tal discriminação de origem foi o produto da integração de dados de campo e geoquímica (razões Eu/Eu^* , Ce/Ce^* e $[TiO_2(\%)/Nb_{(ppm)}]*1000$ vs ETRL). Foram reconhecidos três grupos de associações geoquímicas: 1. dividido no subgrupo que congrega os arenitos e o subgrupo das rochas vulcânicas e siltitos, ambos marcados pela associação entre Ba e Rb que reflete o maior conteúdo de feldspatos, micas, caulinita e illita; 2. agrupa as bauxitas e os solos caracterizados pela associação entre Al_2O_3 , PF, TiO_2 , Th, Ga, Ta, Hf, Zr, Nb, U, Y, Sr e ETR relacionados ao maior conteúdo de gibbsita, anatásio e zircão; 3. reúne a bauxita pisolítica, crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas. Neste terceiro grupo, o Fe_2O_3 está associado ao V, Pb, Cu, Ag, Sc e As principalmente pela abundância em hematita+goethita. A preservação dessas crostas no relevo altamente dissecado e a pouca espessura do solo no sudeste do Amazonas está, provavelmente ligada à proximidade dos grandes rios da região como o Aripuanã e Sucunduri afluentes do rio Madeira que devem ter facilitado a erosão, bem como a neotectônica que proporcionou a formação de perfis truncados e linhas de pedra.

Palavras chaves: Bauxitas, intemperismo, associações geoquímicas

ABSTRACT

This study discusses textural, mineralogical, and geochemical characteristics along with the topography of the bauxite, Fe-rich, and siliceous Fe-Al duricrusts and soils in the Apuí region between the Aripuanã and Sucunduri rivers, southeast Amazon. Between 20 and 140 masl, sedimentary and volcanic rocks are the dominant units in valleys, cliffs, and hills whereas in the 140-200 and 200-320 m contours, siliceous Fe-Al and bauxite, and Fe-rich duricrusts are respectively observed in plateaus and hills. Bauxites are massive and pisolitic; Fe-rich duricrusts are massive, pisolitic, vermiform (worm-like corrosion), and locally brecciated; siliceous Fe-Al duricrusts are predominately brecciated and vermiform with subordinate pisolitic facies. Based on Eu/Eu^* , Ce/Ce^* and $[\text{TiO}_2(\%)/\text{Nb}(\text{ppm})]*1000$ vs ETRL data, the parent units of the duricrusts were determined as: the Colíder Group's volcanics for the massive bauxite; the Alto Tapajós Group's siltstones and sandstones for the pisolitic bauxite, Fe-rich and siliceous Fe-Al duricrusts. Three main groups were identified based on textural and geochemical associations: 1) Ba and Rb association reflecting high contents of feldspar, micas, kaolinite, and illite - sandstone, siltstone, and volcanic subgroups; 2) Al_2O_3 , PF, TiO_2 , Th, Ga, Ta, Hf, Zr, Nb, U, Y, Sr e ETR association in soils reflecting high contents of gibbsite, anatase, and zircon - this is the bauxite group (except for B1C type); 3) Fe_2O_3 , V, Pb, Cu, Ag, Sc, and As association marked by high contents of hematite and goethite - this is the pisolitic bauxite (B1C), Fe-rich, and siliceous Fe-Al duricrusts group. Preservation of the duricrusts in highly dissected topography along with thin soils typical of southeast Amazon is possibly facilitated by proximity to large rivers, such as the Aripuanã and Sucunduri rivers, tributaries to the Madeira River, which promote erosion, and formation of truncated profiles and stone lines due to neotectonics.

Keywords: Bauxite, weathering, geochemical associations

1. INTRODUÇÃO

As paisagens lateríticas desenvolvidas ao longo do cinturão intertropical entre as latitudes 35° N e 35° S onde a temperatura em geral, é superior a 20° C e a umidade supera 1200 mm/ano, são interpretadas como o produto final de um longo tempo de exposição subaérea das rochas. Nelas se desenvolvem crostas lateríticas ferruginosas, bauxíticas, fosfáticas, manganesíferas entre outras (Bardossy & Aleva 1990, Costa 1980, Costa 1991, Lucas 1997, Boulangé & Carvalho 1997, Kostchoubey et al. 1997, Kostchoubey et al. 2005, Costa et al. 2005, Silva et al. 2012). Essas crostas são importantes marcadores morfo-estratigráficos e fornecem subsídios para correlação topográfica e evolutiva da paisagem (Tardy & Roquin 1998, Twidale & Bourne 1998). Além disso, por serem produtos de uma condição climática específica, são úteis nas reconstruções paleoclimáticas, paleoambientais e dos processos que levaram a sua formação ao longo do tempo geológico.

Na região amazônica, configuram relevos em serras e platôs. Quando não há crostas lateríticas ocorrem perfis truncados e se desenvolvem linhas de pedra com fragmentos de crostas em consequência da erosão (p. ex. Costa 1991, Lucas 1997, Boulangé & Carvalho 1997, Kostchoubey et al. 1999, Horbe & Costa 1999, Kostchoubey et al. 2005 e Costa 2007). Na Amazônia sobre as rochas mais antigas e expostas por mais tempo ao intemperismo desenvolveu-se bauxita, enquanto nas mais jovens do Neógeno há apenas crostas ferruginosas. Entretanto, perfis antigos podem ser erodidos e a retomada da lateritização desenvolver apenas crostas ferruginosas nas rochas mais antigas. Segundo esses autores, de modo geral, em áreas de floresta em condições tectônicas estáveis, há solo argiloso amarelado recobrimdo as crostas, enquanto em região de savana onde a erosão é facilitada pela menor cobertura vegetal, como em Roraima, crostas, normalmente ferruginosas, afloram (Santos 2011, Conceição 2011).

Neste trabalho é estudada a paisagem da região de Apuí, entre os rios Aripuanã e Sucunduri, sudeste do estado do Amazonas, onde há perfis com crostas lateríticas ferruginosas, ferro-aluminosas e aluminosas desenvolvidas a partir de rochas vulcânicas do Grupo Colíder e sedimentares do Grupo Alto Tapajós. São detalhadas as características mineralógicas, geoquímicas e topográficas com o objetivo de discutir a lateritização em escala local e regional, a gênese, e os processos que levaram a

formação e a posterior preservação ao longo do tempo geológico e, assim contribuir com a evolução do intemperismo em escala regional.

2. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DA REGIÃO DE APUI

A região de estudo está inserida nos domínios tectonoestratigráficos Juruena (1,85-1,75 Ga) e Roosevelt-Aripuanã (1,76-1,74 Ga) da Província Rondônia-Juruena (Santos et al. 2003, Santos et al. 2006, Lacerda Filho et al. 2006) no contato do embasamento Paleoproterozóico e a Bacia Alto Tapajós de idade siluro-devoniana (Reis 2006, Reis et al. 2013).

Afloram rochas vulcânicas do Grupo Colíder e vulcano-sedimentares e sedimentares do Supergrupo Sumaúma e do Grupo Alto Tapajós respectivamente (Figura 1). As rochas do Grupo Colíder (idade U-Pb 1,773-1,786 Ga) ocorrem a sul e na porção noroeste da área estudada, são predominantemente vulcânicas (riolitos, dacitos e riodacitos predominantemente), com alguns corpos subvulcânicos associados (Lacerda Filho et al. 2001, Santos et al. 2003) (Figura 1). Sobre essas rochas assentam as vulcano-sedimentares e sedimentares proterozóicas e paleozoicas, respectivamente. O mapeamento da região está em andamento e não há ainda integração dos resultados entre os mapas o que impede a apresentação de um mapa detalhado. Os dados disponíveis indicam que o Supergrupo Sumaúma é constituído pelos Grupos Vila do Carmo e Beneficente (Figura 1).

O Grupo Vila do Carmo possui idade mínima associada ao diabásio Mata-Matá (1,57 Ga) e reúne unidades vulcanoclásticas, piroclásticas e clásticas que ocorrem sob a forma de ritmitos e quartzos arenitos (Betiollo et al. 2009, Reis et al. 2013). O Grupo Beneficente sobrepõe o Grupo Vila do Carmo, é constituído da base para o topo pelas formações Manicoré, Cotovelo e Prainha/Tuiuié. A Formação Manicoré foi depositada em ambiente de leques e planícies aluviais e é representada por ortoconglomerados a quartzos arenitos maciços com argilitos subordinados. A Formação Cotovelo foi depositada em ambiente de planície de maré e canais fluviais e reúne quartzos arenitos silicificados, arroxeados a róseos. As formações Prainha e Tuiuié são indivisas e compostas por arenitos sublíticos e quartzos arenitos intercalados por siltitos e argilitos, depositados em ambiente de dunas eólicas e de *washover* (CPRM 2013, Reis et al. 2013).

A bacia do Alto Tapajós é constituída pelas rochas do Grupo Alto Tapajós (Siluriano), está depositado em não conformidade sobre as rochas do Grupo Colíder e

Vila do Carmo. Compreende arenitos finos a médios com lentes conglomeráticas e siltitos laminados com intercalações de arenitos finos, depositados em ambiente litorâneo e lagunar enquadrados nas formações Rio das Pombas e Juma, respectivamente (CPRM 2013, Reis et al. 2013).

Os depósitos neógenos da área são representados pela Formação Salva Terra (conglomerados, arenitos conglomeráticos, argilitos mosqueados) no alto rio Acari. Sobre as vulcânicas do Grupo Colíder, há coberturas lateríticas e colúvios formados por fragmentos de crostas lateríticas à sul da estudo e próximo a cidade de Apuí, há (CPRM 2006, Reis et al. 2013). Também há crostas e colúvios manganésíferos desenvolvidas no rio Aripuanã, ao longo da BR-230 e ao sul de Apuí (Silva et al. 2012). Os depósitos Quaternários são representados por aluviões desenvolvidos ao longo das drenagens comportando areia, cascalho, silte e argila (CPRM 2006).

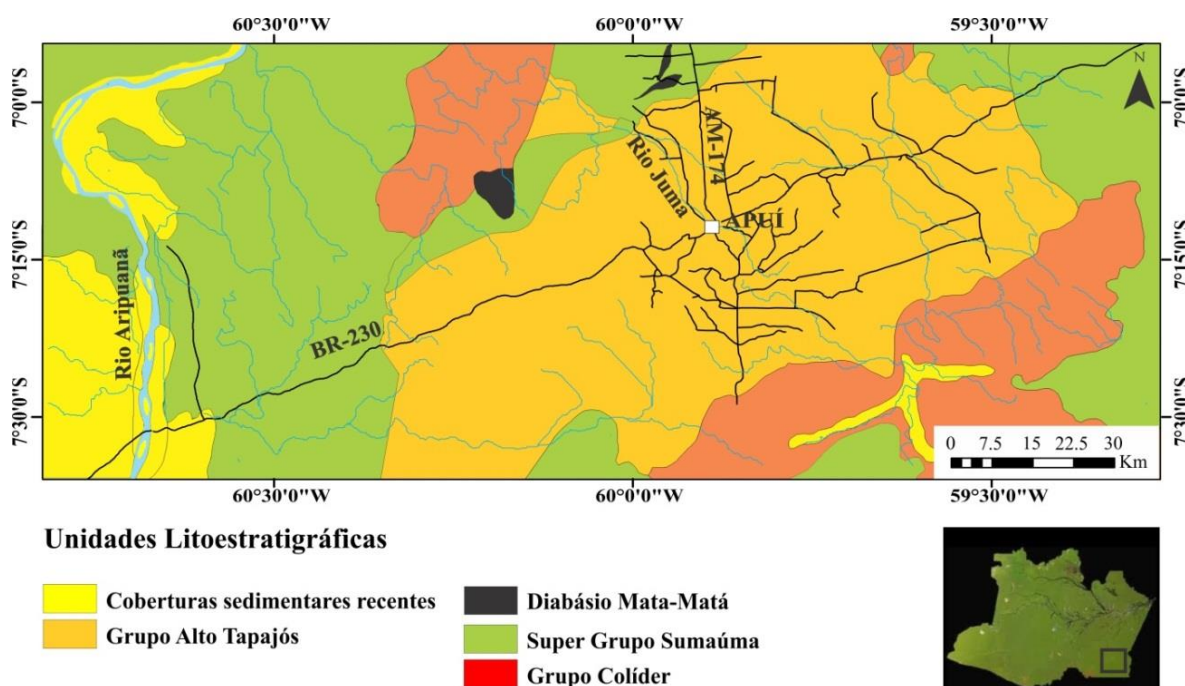


Figura 1: Mapa geológico da região estudada. Modificado de CPRM (2013).

Essas unidades constituem dois compartimentos geomorfológicos: as porções central e oriental englobam o Planalto Apuí e a ocidental a Depressão Marginal Sul-Americana (CPRM 2006). O Planalto Apuí é marcado por platôs, colinas e planícies com forte dissecação (140 a 320 m) pela incisão da rede de drenagem subdendrítica a dendrítica com padrões retangulares. As planícies de inundação, associadas aos grandes rios como o Aripuanã, o Acari, e o Sucunduri com 70 a 80 m de altitude, compõem a Depressão Marginal Sul-Americana (CPRM 2006).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

A descrição das rochas e a identificação dos tipos de perfis e crostas foram realizadas em campo. Foram percorridas a BR-230, entre os rios Aripuanã e Sucunduri e vicinais adjacentes. Foram coletadas, entre rochas vulcânicas, arenitos, siltitos, crostas lateríticas e solos um total de 86 amostras. A mineralogia foi determinada por microscopia ótica (vulcânicas), difração de raios-x (DRX) e por microscopia eletrônica de varredura (MEV) após metalização por Au-Pd no laboratório de Técnicas Mineralógicas no Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas.

Para análise química foram selecionados rochas vulcânicas (11 amostras, das quais 10 foram cedidas pela CPRM, projeto Folha Sumaúma), siltitos (5 amostras), arenitos (4 amostras), bauxitas (4 amostras), crostas ferruginosas (3 amostras), crostas ferro-alumino-silicosas (4 amostras) e solos (5 amostras). As análises químicas foram realizadas no laboratório Acmelab, Vancouver Canadá. Os elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 e MnO) foram determinados e quantificados por ICP-ES em fusão com metaborato de lítio e digestão com HNO_3 , a perda ao fogo por gravimetria, os traços (As, Ag, Ba, Be, Co, Cu, Ga, Hf, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Ta, Th, U, V, Y, Zn, Zr, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) por ICP-MS em fusão com metaborato/tetraborato de lítio.

O fracionamento dos ETR foi calculado em relação ao condrito de Taylor e McLennan (1985) e as razões Ce/Ce^* e Eu/Eu^* de acordo com as equações:

$$1: \text{Eu}/\text{Eu}^* = (\text{Eu}/0,087) / [(\text{Sm}/0,231) \times (\text{Gd}/0,306)]^{1/2}$$

$$2: \text{Ce}/\text{Ce}^* = (\text{Ce}/0,957) / [(\text{La}/0,367) \times (\text{Pr}/0,137)]^{1/2}$$

A quantificação mineralógica dos siltitos, arenitos, crostas e solos foi obtida por meio de cálculos estequiométricos com o auxílio dos difratogramas de raios-x e da composição química das amostras (Tabelas 1 e 2). O cálculo tem início estimando o percentual de quartzo com base na intensidade da reflexão principal do quartzo no difratograma de difração de raios-x. O valor estimado é multiplicado pelo percentual total de SiO_2 da amostra e dividido por 100. Os demais minerais são calculados segundo os procedimentos indicados na tabela 2. Soma-se o percentual calculado de cada mineral na amostra, se a somatória for diferente de 100 estima-se novamente a quantidade de quartzo, recalcula-se os demais minerais até obter o somatório mais próximo de 100. Os valores finais de cada mineral são finalmente corrigidos para 100%.

Para a análise estatística foi utilizado o software STATISTIC 9.0, tendo como princípio o método analítico PCCA (*Principal component and classification analysis*), onde são utilizados os fatores 1 e 2. O fator 1 foi atribuído aos elementos maiores, menores e PF, já o fator 2 descreve o comportamento dos elementos traços e ETR em função do fator 1. Neste trabalho o emprego da técnica analítica teve como objetivo reunir as principais associações geoquímicas e definir similaridades nos grupos de amostras. Para isto foram utilizados elementos como SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂, PF, Ag, As, Ba, Cu, Ga, Hf, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Pb, Ta, Th, U, V, Y, Zn, Zr e ETR. Elementos abaixo do limite de detecção na maioria das amostras (CaO, K₂O, MgO, MnO e Na₂O) ou muito homogêneos (P₂O₅, Co e Mo) não foram considerados pelo software.

Para a confecção de mapas geológicos, das formas de relevo e do sistema de drenagem foram utilizados os programas ArcGis 10 e Global Mapper 13.

Tabela 1: Composição centesimal dos elementos maiores nos minerais que compõem as crostas

Minerais	Composição Centesimal
Quartzo: SiO ₂	100 % SiO ₂
Caulinita: Al ₂ O ₃ (SiO ₂) ₂ .2H ₂ O	Al ₂ O ₃ = 39,5 %; SiO ₂ = 46,49 %; H ₂ O = 14,01 %
Gibbsita: Al(OH) ₃	Al ₂ O ₃ = 65,37 %; H ₂ O = 34,63 %
Hematita (Fe ₂ O ₃) + goethita (FeOOH)	100 % Fe ₂ O ₃
Anatásio: TiO ₂	100 % TiO ₂

Tabela 2: Procedimento para quantificação dos minerais presentes nos litotipos. CC-composição centesimal

Quartzo (Q)	$Q = \text{SiO}_2 \text{ total} - \text{SiO}_2 \text{ estimado para o } Q/100$
Caulinita (C)	$C = \text{SiO}_2 \text{ total} \times 100 / \text{SiO}_2(\text{CC}); \text{Al}_2\text{O}_3(\text{C}) = C \times \text{Al}_2\text{O}_3(\text{CC}) / 100;$ $C = \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ total} \times 100 / \text{Al}_2\text{O}_3(\text{CC})C; \text{SiO}_2(\text{C}) = \text{SiO}_2(\text{CC}) C \times C / 100$
Gibbsita (G)	$\text{Al}_2\text{O}_3(\text{G}) = \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ total} - \text{Al}_2\text{O}_3(\text{C}); G = \text{Al}_2\text{O}_3(\text{G}) \times 100 / \text{Al}_2\text{O}_3(\text{CC})G$
Goethita +Hematita (Goe+ hem)	$\text{Goe+ Hem} = \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total}$
Anatásio/Rutilo (An/Rut)	$\text{An/Ru} = \text{TiO}_2 \text{ total}$

4. RESULTADOS

4.1 Geologia e petrografia

As rochas vulcânicas do Grupo Colíder, restritas a porção centro sul da área, são de natureza tufácea e riolítica e compostas, feldspatos sericitizados, quartzo, opacos e titanita que estão sustentados por matriz. Os fragmentos líticos compreendem 20- 25%, são fraturados e possuem textura argilosa ou síltica. O feldspato encontra-se sericitizado, compreende 10-25%, a titanita compreende 3% da rocha e está

frequentemente substituída por opacos ou com inclusões dos mesmos. Os opacos são óxidos e hidróxidos de ferro e compreendem de 12-15%. A matriz é composta por fiamas, quartzo e muscovita (nos tufos) ou é quartzo feldspática (nos riolitos) e perfaz 30-34% das rochas. Os fiamas são aciculares preenchidos por quartzo criptocristalino. O quartzo constitui fenocristais ou a porção fina da matriz, possuem sinais de recristalização e estão associados à muscovita na matriz. O epidoto compreende 1-2 % das rochas e ocorre associado aos minerais opacos (magnetita e titano-magnetita identificados por MEV).

Os siltitos e arenitos na região de Apuí são os litotipos mais abundantes, estão expostos ao longo da BR-230, vicinais e nas áreas rebaixadas, no leito de rios e igarapés. Os siltitos alternam lâminas acinzentadas com esbranquiçadas, são endurecidos, compostos majoritariamente por quartzo e caulinita e por goethita, illita e hematita subordinada. Os arenitos são finos a médios, bem selecionados, com grãos bem arredondados e subesféricos com a mesma composição mineral dos siltitos, mas com predomínio de quartzo. Localmente, há lentes milimétricas de todorokita e criptomelana. Segundo o diagrama de classificação de Herron (1988) que se baseia na relação $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ vs $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$, os siltitos foram enquadrados nos campos dos arcóseos e subarcóseos e os arenitos no do quartzo arenitos (Figura 2).

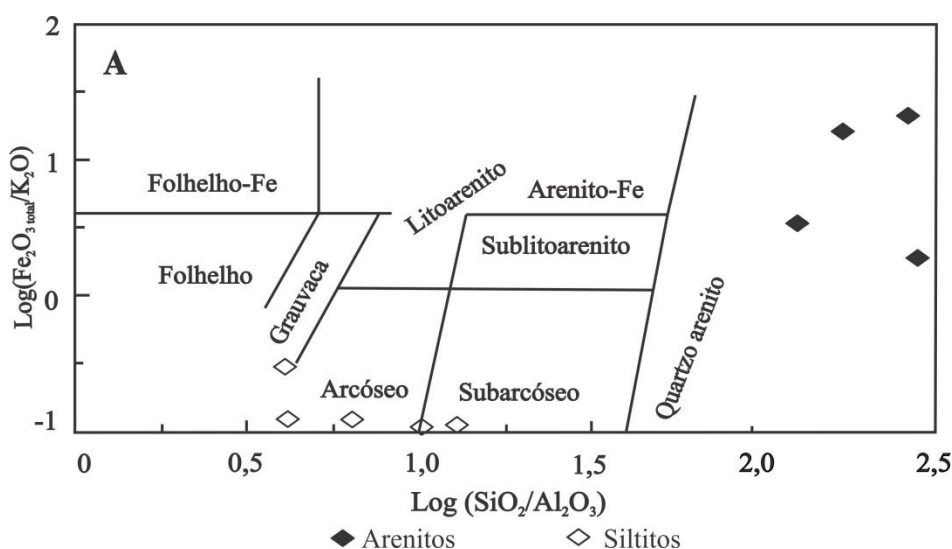


Figura 2: Classificação dos siltitos e arenitos segundo diagrama de Herron (1988)

4.2 Relevô

Na área estudada são identificadas as duas compartimentações geomorfológicas regionais, no centro e a leste o Planalto Apuí e a oeste a Depressão Marginal Sul-Americana (CPRM 2006). Os platôs, entre 4 e 21 km de extensão e entre 2 e 10 Km de

largura, alongados na direção NE-SW e NW-SE e com altitudes entre 200 e 320 m, e as colinas, com até 1km de extensão, por vezes alongadas nas mesmas direções dos platôs, têm altitude entre 140-200m, compõem o Planalto Apuí. Aos platôs e colinas estão associados às bauxitas e as crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas. Os vales, as encostas íngremes e as colinas do entorno de Apuí compõem a Depressão Marginal Sul-Americana, têm altitude entre 20 e 140 m e é onde predominam as rochas sedimentares, vulcânicas e as raras crostas manganésíferas (Figura 3).

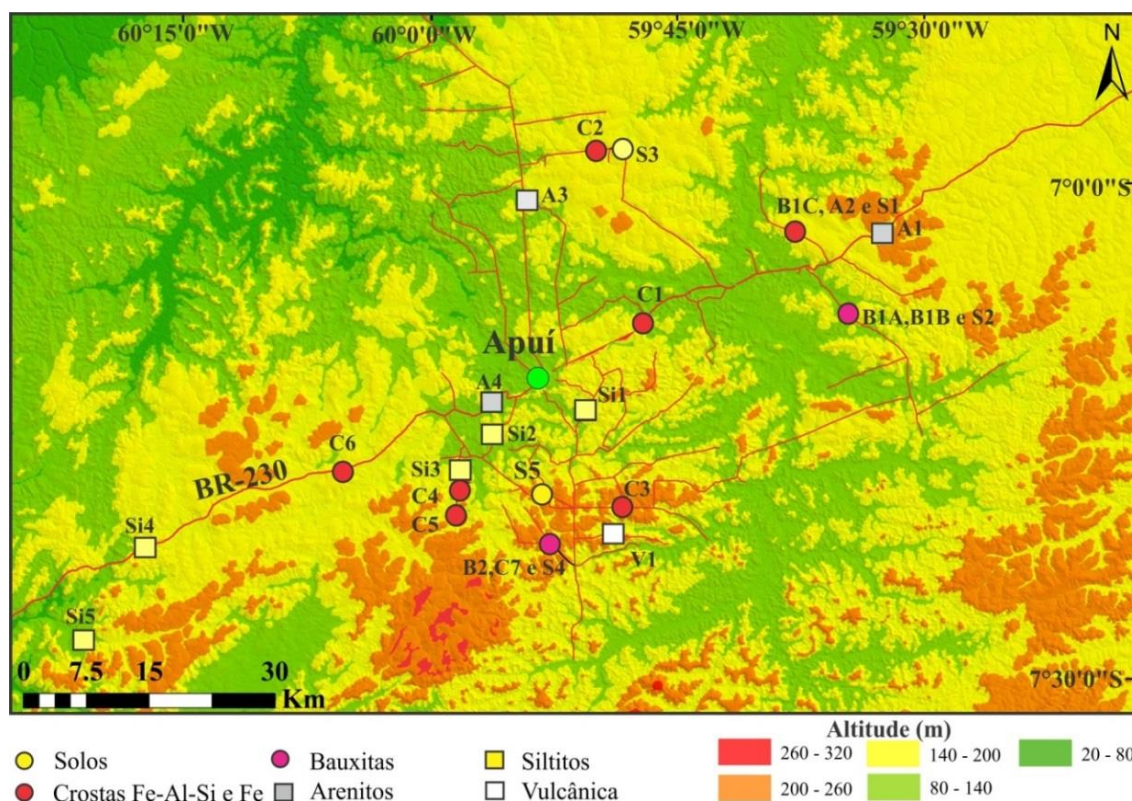


Figura 3: Mapa altimétrico da região estudada, com as respectivas amostras estudadas.

4.3 Características das bauxitas, crostas e solos da área de Apuí

As bauxitas e as crostas ferro-alumino-silicosas encontradas na região têm textura **maciça, pisolítica, brechóide e vermiforme**.

As bauxitas **maciças (B2)** são compactas, pouco porosas, marrom-avermelhadas ou rosa-avermelhadas, são compostas majoritariamente por gibbsita e hematita avermelhada a violeta como os minerais mais abundantes e com quartzo, rutilo e anatásio subordinados (1%) (Figura 4A, 7A, 9A, 9B e 9C). Na bauxita há cavidades com até 3 cm de diâmetro preenchidas por cristais de gibbsita de até 2 mm de diâmetro que formam pequenos geodos (Figura 7A), e por vezes ocorre material esbranquiçado, argiloso, constituído principalmente por illita e caulinita, com gibbsita,

quartzo, muscovita e anatásio subordinados. Nas bauxitas maciças desenvolvidas em contato direto com a rocha vulcânica há resquícios de ortoclásio (FK) caulinizado (Figura 9D).

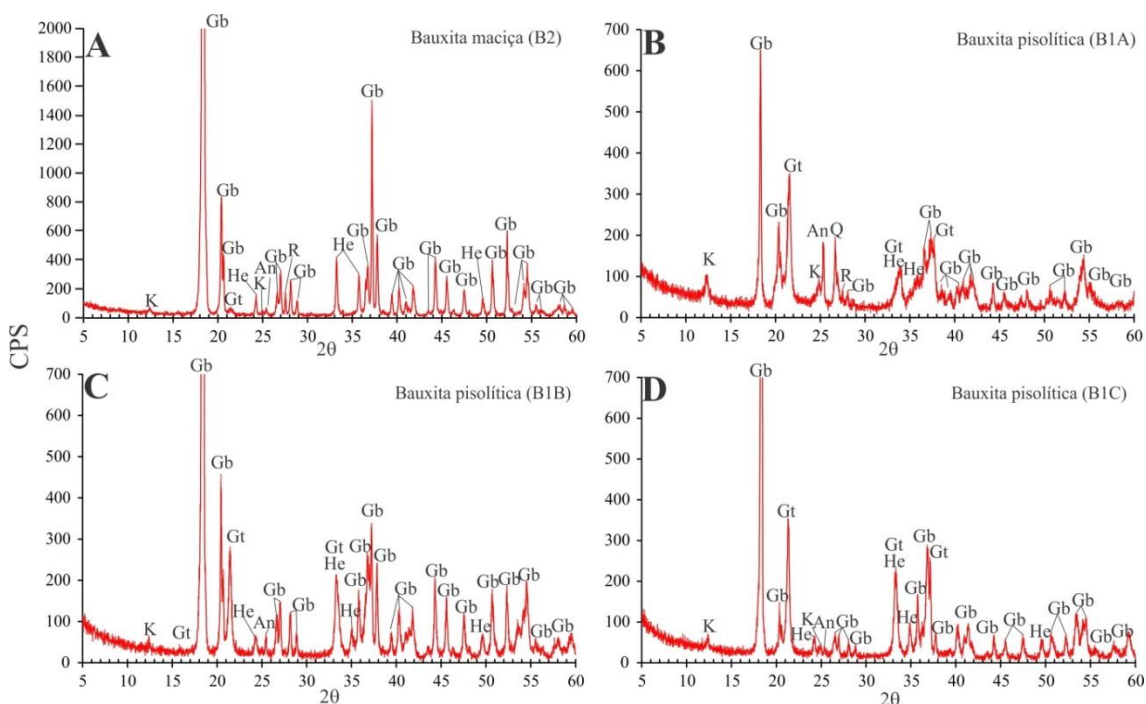


Figura 4: Difratomogramas de raios- X dos tipos de bauxitas descritas. K- caulinita, Gb- gibbsita, He- hematita, Gt- goethita, An- anatásio e R- rutilo.

As **bauxitas pisolíticas (B1A, B1B e B1C)** são compostas por pisólitos e nódulos hematíticos a goethíticos (goethita rica em Al) com gibbsita subordinada com até 2,5 cm de diâmetro e perfazem 40% da crosta (Figura 4B, 4C, 4D, 7B e 9E). Os pisólitos e nódulos apresentam cortéx goethítico e estão envolvidos por plasma gibbsítico poroso (60% da crosta), rosado, por vezes esbranquiçado com tons avermelhados. Há cavidades preenchidas por caulinita e grãos de quartzo tamanho areia fina.

Nas crostas **ferro-alumino-silicosas brechóides (C1, C6 e C5)** os fragmentos representam 35-40% da crosta, são avermelhados e avermelhados a violeta, variam de 0,5 a 3,5 cm de diâmetro e estão envolvidos por filmes goethíticos com até 2 mm de espessura de coloração alaranjada. Os fragmentos são de dois tipos: bauxítico-ferruginosos e ferruginosos. Os bauxítico-ferruginosos são avermelhados, apresentam gibbsita e hematita como fases principais e caulinita, quartzo e goethita como fases subordinadas, os ferruginosos são avermelhados a violeta, hematíticos com goethita e quartzo subordinados (Figura 5A, 5C, 5D, 7C e 7E). Envolvendo os fragmentos bauxítico- ferruginosos há matriz que constitui 45 a 55% dessas crostas. Ela tem textura

argilo-arenosa, é alaranjada, constituída por goethita, hematita e caulinita com quartzo e gibbsita subordinada. Em algumas crostas a matriz é constituída por diversas gerações de filmes de goethita (Figura 7D), que variam entre 1 a 2 cm de espessura e perfazem até 85 % da crosta. Nestes filmes foi identificado cerianita (Figura 9F). Envolvendo os fragmentos ferruginosos há matriz rosada, favelar, constituída de hematita e caulinita com grãos de quartzo tamanho seixo e areia média. Os grãos de quartzo são hialinos e leitosos, fraturados, corroídos, com sinais de dissolução e estão envolvidos por goethita e hematita. Em alguns poros (até 40 mm) da matriz, provavelmente os antigos moldes dos grãos de quartzo, há oólitos com 0,2 μm de diâmetro caulino-hematíticos ou gibbsíticos com borda caulínica (Figura 7F e 9G). Estão envolvidos por córtex goethítico com hábito acicular, externamente há plasma gibbsítico com impregnações de hematita com aspecto graxoso e hábito botrioidal (Figura 9H, I e J). Há, ainda cavidades com até 1cm de diâmetro que constituem 5 a 25% dessas crostas, preenchidas por materiais rosa-esbranquiçado e amarelado-esbranquiçados compostos por gibbsita, hematita e caulinita e caulinita, goethita, quartzo, hematita e rutilo, respectivamente.

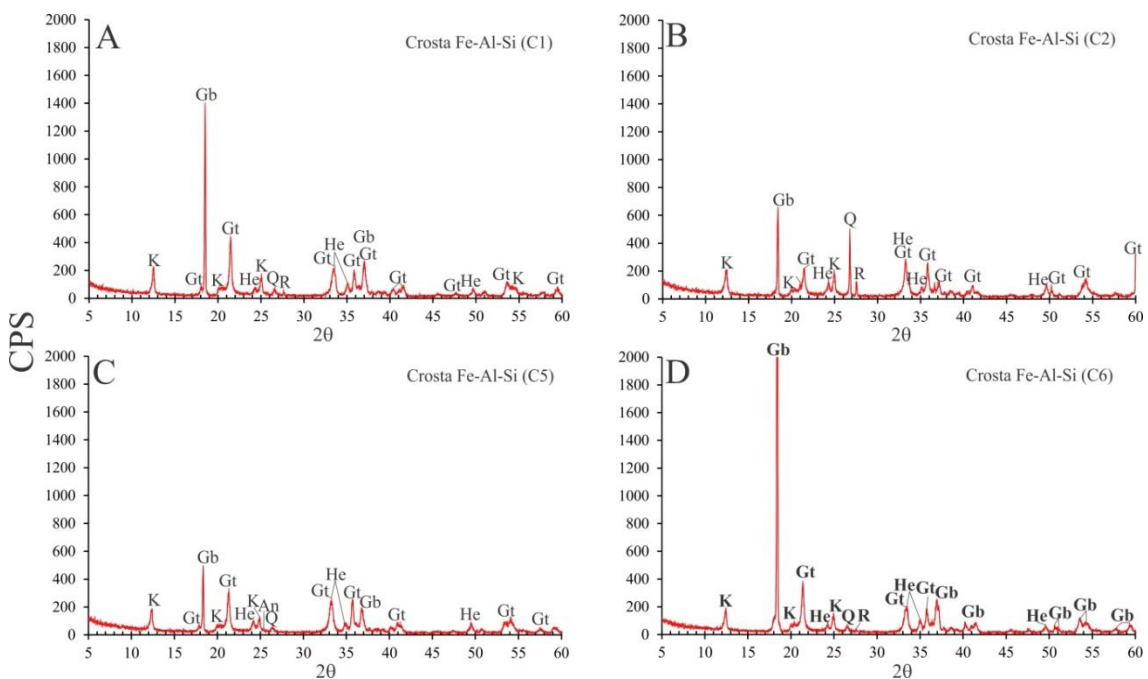


Figura 5: Difratoigramas de raios- X das crostas ferro-alumino-silicosas. K- caulinita, Gb- gibbsita, He- hematita, Gt- goethita, An- anatásio e R- rutilo.

Na crosta **ferro-alumino-silicosa vermiforme (C2)**, o esqueleto, que perfaz cerca de 80% da crosta, é formado por gibbsita, caulinita e hematita como fases principais e por quartzo subordinado. Nas cavidades (20% da crosta) é encontrada caulinita esbranquiçada e quartzo (Figura 5B e 7G).

As crostas ferruginosas exibem seis texturas distintas: **pisolítica, nodular, brechóide, maciça, vermiforme e laminada** (Figura 7H, I, J, K e L). As **pisolíticas, nodulares e brechoídes (C3)** têm hábito colunar, são porosas, têm arcabouço aberto preenchido por matriz. Os pisólitos, os fragmentos angulosos de menor diâmetro e os nódulos com até 4 cm de diâmetro da crosta nodular são vermelhos a violetas e perfazem até 35% da crosta. São hematíticos com quartzo, caulinita e goethita subordinados (Figura 9K). Envolvendo os pisólitos, nódulos e os fragmentos há córtex goethítico laranja amarelado com até 2 cm de espessura, por vezes zonado o que demarca mais de uma geração de goethita. A matriz alaranjada (60% da crosta) é porosa, semifriável, constituída por quartzo tamanho areia fina a média e, por vezes seixos de 2,5 cm de diâmetro que representam até 30 % da matriz e por goethita, hematita e caulinita (Figura 6A). Os seixos e grãos de quartzo são hialinos e leitosos, fraturados, corroídos, com sinais de dissolução e estão envolvidos por goethita e hematita (Figura 9L). Os poros e cavidades (até 2 mm) que representam os moldes de grãos de quartzo dissolvidos, estão preenchidos por caulinita, gibbsita esbranquiçada e, por vezes, por goethita e hematita com hábito botrioidal denominado “couve flor” (Figura 9M). Localmente, a hematita exhibe brilho metálico e iridiscência.

As crostas **ferruginosas maciças (C7)**, que ocorrem sobre a bauxita maciça (B2) desenvolvida a partir das rochas vulcânicas são porosas, constituídas por hematita, goethita e gibbsita como os principais minerais, e por quartzo, caulinita e anatásio subordinados (Figura 6B e 7J). Seixos de quartzo com até 2 cm de diâmetro são frequentes, estão fragmentados e corroídos indicativos de dissolução. As cavidades formam tubos com até 3 cm de diâmetro e são preenchidas por caulinita amarelada.

As crostas ferruginosas **vermiformes** são as mais friáveis, têm esqueleto marrom-alaranjado constituído por caulinita, quartzo, hematita e goethita com poros preenchidos por caulinita esbranquiçada a amarelada e se caracterizam pela ausência de gibbsita. Em algumas amostras o quartzo predomina no esqueleto o que lhes confere arcabouço ainda mais poroso e friável (Figura 7K). Os grãos de quartzo são tamanho areia fina, subarredondados a subsféricos com sinais de corrosão e estão cimentados por goethita e hematita (Figura 9 N). As cavidades, com até 2 cm, perfazem 25% da crosta e são preenchidas por caulinita esbranquiçada (Figura 9 O). Em um local (C4) foi encontrada próximo a um siltito, blocos ferruginosos compostos por goethita como fase principal e quartzo, caulinita e hematita como subordinadas e com estrutura laminada

(Figura 6C e 7L). Ao longo das fraturas há goethita e hematita com brilho iridescente a graxoso, além de criptomelana e holandita.

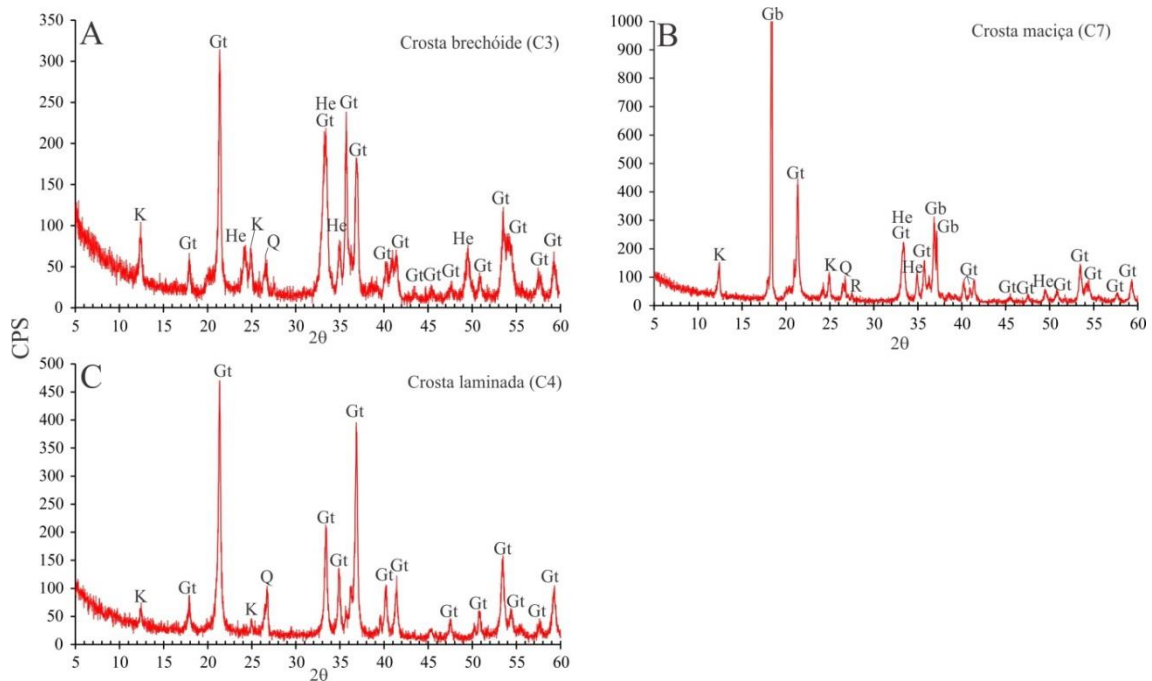


Figura 6: Difratoigramas de raios- X das crostas ferruginosas. K- caulinita, Gb- gibbsita, He-hematita, Gt-goethita, An- anatásio e R- rutilo.

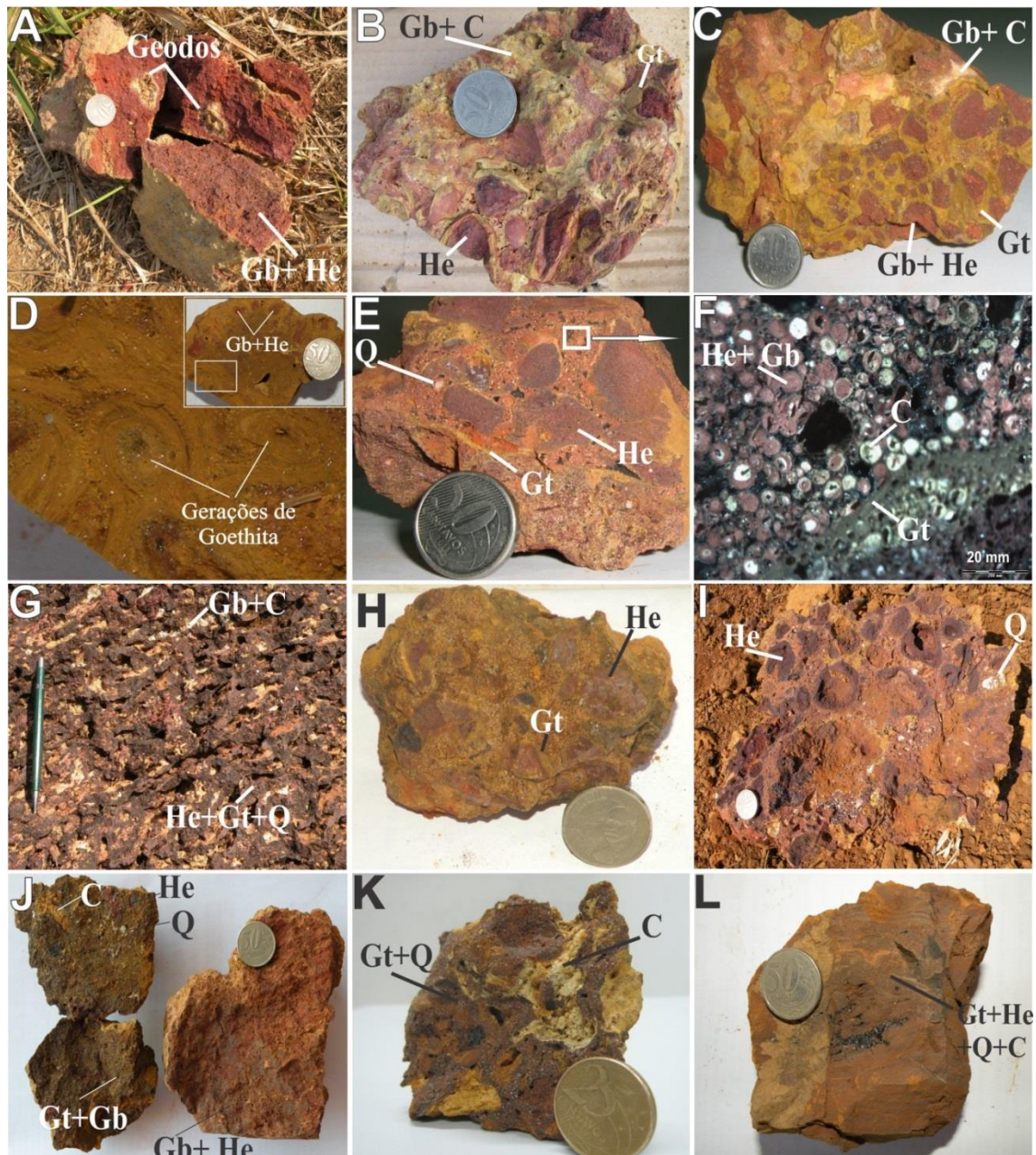


Figura 7: Aspectos macroscópicos das crostas lateríticas da região estudada. **A-** Bauxita maciça com geodos gibbsíticos. **B-** Bauxita pisolítica constituída por pisólitos de hematita (He), envolvidos por filme de goethita (Gt), recobertos por plasma de gibbsita (Gb) e caulinita (C). **C-** Crosta ferro-alumino-silicosa brechóide **D-** Crosta brechóide recoberta por matriz goethítica. **E e F-** Crosta ferro-alumino-silicosa brechóide, constituída por fragmentos de hematita e recoberto por matriz oolítica composta por quartzo (Q), hematita, caulinita (C) e gibbsita. **G-** crosta vermiforme ferro-alumino-silicosa. **H e I-** Crostas ferruginosas brechóides e nodulares. **J-** Crosta ferruginosa maciça a bauxita sobre a qual se desenvolveram. **K-** crosta ferruginosa vermiforme. **L-** Crosta ferruginosa laminada

Os solos recobrem todos os tipos de crostas, as amostras S2, S4 e S1 estão sobre as bauxitas e as S3 e S5 sobre as crostas ferruginosas a ferro-alumino-silicosas. São amarelados a avermelhados, argilosos a areno-argilosos, alcançam até 1 m de espessura e são compostos, principalmente por caulinita, quartzo e gibbsita como fases principais e por goethita, hematita e anatásio subordinados (Figura 8). São encontrados

fragmentos, pisólitos e oólitos dispersos na matriz argilosa a areno-argilosa. Os fragmentos são esbranquiçados, gibbsíticos com caulinita subordinada, alcançam até 1,5 cm de diâmetro e possuem hábito “pipoca”, já os pisólitos e oólitos são ocre, arredondados, goethíticos a hematíticos e alcançam até 1 cm de diâmetro.

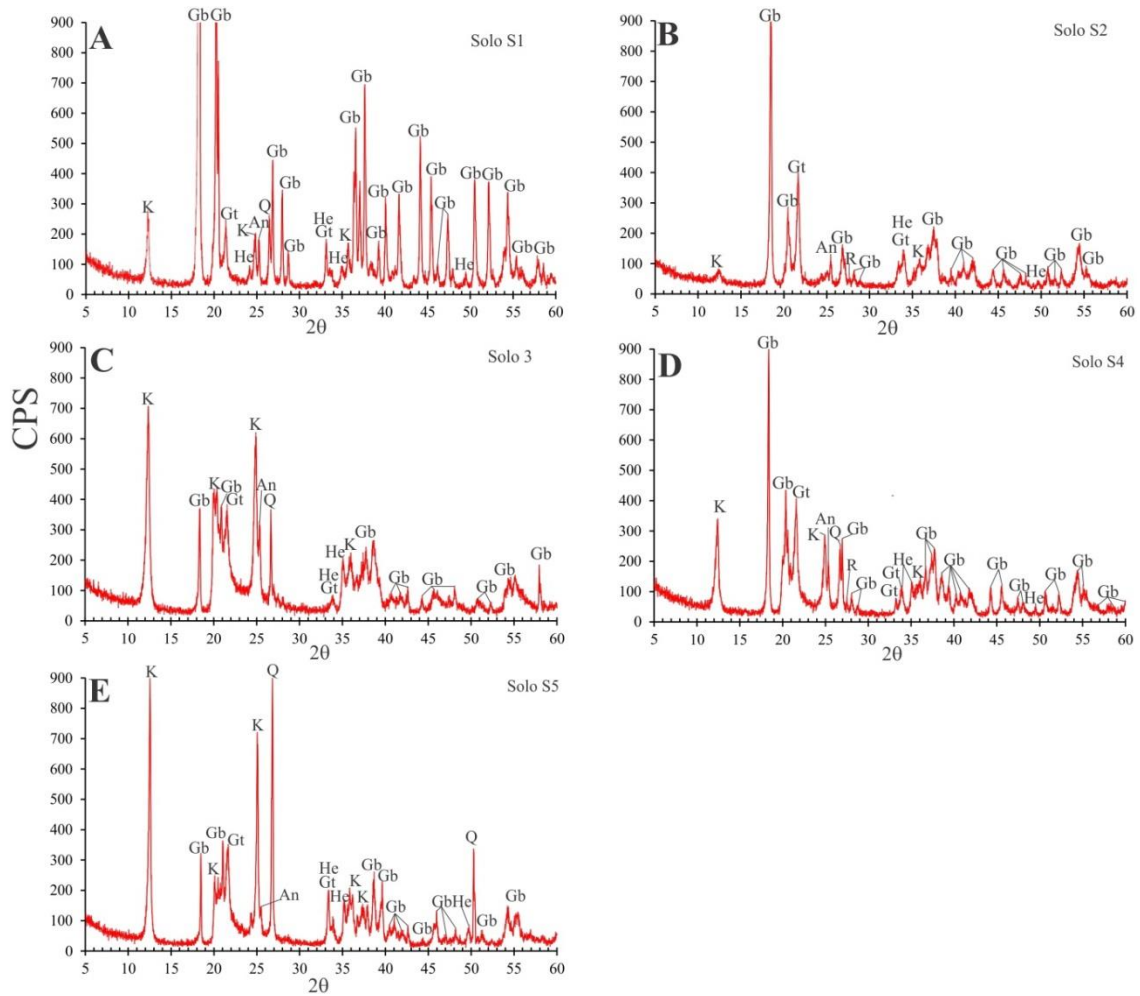


Figura 8: Difrato gramas de raios- X dos solos. K- caulinita, Gb- gibbsita, He- hematita, Gt- goethita, An- anatásio e R- rutilo.

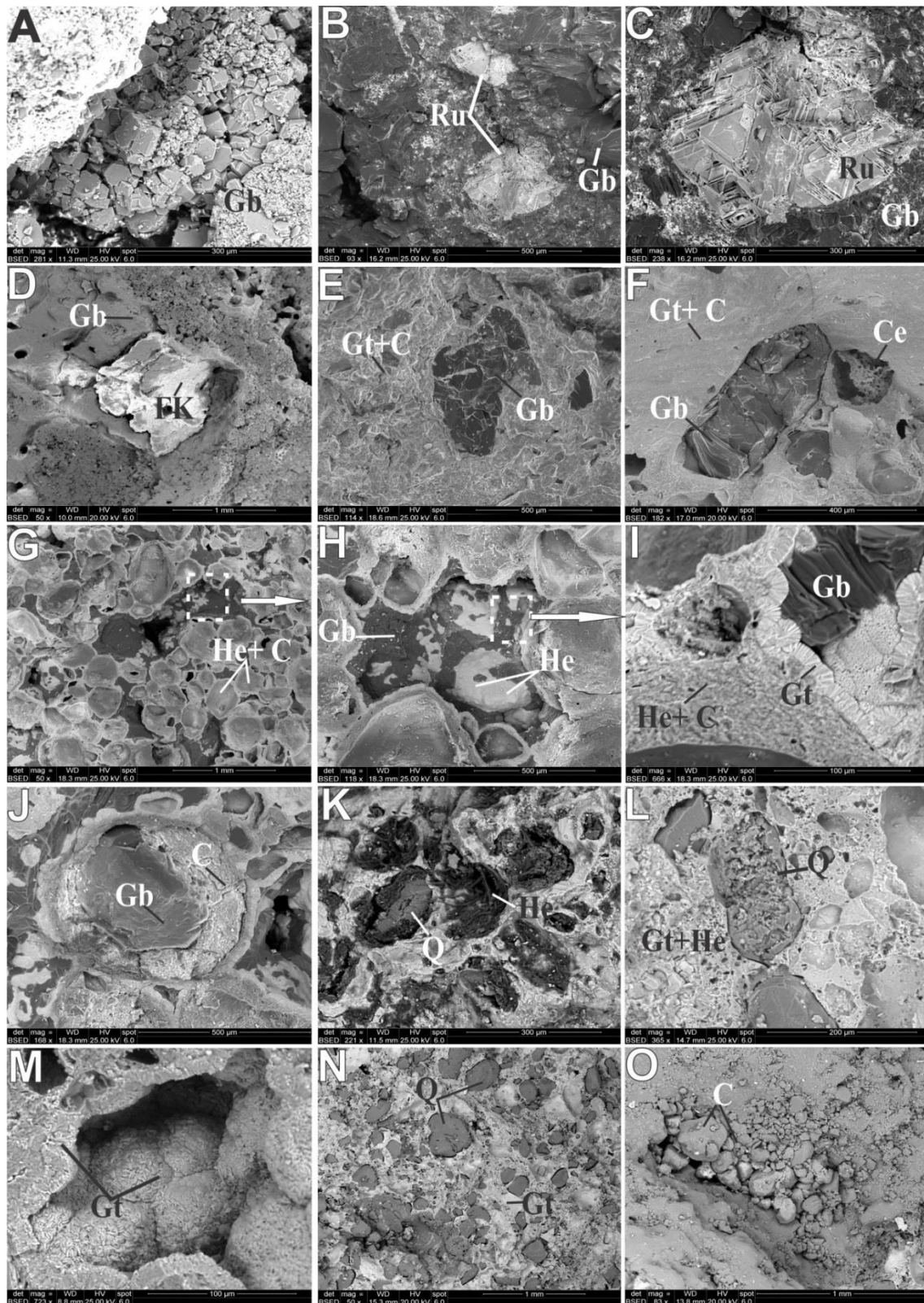


Figura 9: Aspectos microscópicos das crostas lateríticas da região estudada. **A**- Agregados de cristais de gibbsita (Gb) na bauxita maciça. **B e C**- Cristais de anatásio (An) imersos em matriz gibbsítica na bauxita maciça. **D**- Resquício de feldspato potássio (FK) na bauxita maciça. **E**- Detalhe do contato entre a gibbsita e a matriz caulínica nas bauxitas. **F**- Relação de contato entre a gibbsita, a matriz de goethita (Gt) e caulinita (C) com a cerianita (Ce). **G, H, I e J**- Detalhe da matriz oolítica da crosta ferroaluminosa-brechóide, notar os oólitos de hematita (He) e caulinita e de núcleo gibbsítico com borda caulínica, os oólitos estão envolvidos por plasma gibbsítico e hematítico. **K**- Detalhe do arcabouço da crosta ferruginosa (C3), onde coexistem grãos de quartzo (Q) e pisólitos de hematita envolvidos por

goethita. **L-** Grão de quartzo corroído e com sinais de dissolução na crosta ferruginosa brechóide (C3). **M-** Cavidades preenchidas por goethita com aspecto de ‘couve flor’. **N e O-** Detalhe do arcabouço da crosta ferruginosa vermiforme com grãos de quartzo envolvidos por goethita e cavidades preenchidas por caulinita.

4.4 Quantificação mineralógica dos siltitos, arenitos, crostas e solos

Nos arenitos o quartzo é o mineral essencial (98- 99%), enquanto nos siltitos representa entre 59 e 85% e é seguido pela caulinita (8-37%) e illita (4-9%) (Tabela 3).

As bauxitas possuem baixo percentual de quartzo (< 1- 9%), em contrapartida apresentam diferenças marcantes entre si. A maciça (B2) se destaca por apresentar maior conteúdo de gibbsita (82%). As bauxitas pisolíticas (B1A, B1B e B1C) se caracterizam por terem menos gibbsita (entre 31 e 72%) e por mais caulinita (3-15%), goethita+hematita (29-57%) e anatásio/rutilo (1-4%) que a bauxita maciça (Tabela 3).

As crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas apresentam características que permitem distingui-las entre si, nas ferruginosas predominam goethita+hematita (65-89%), nas ferro-alumino-silicosas há menos quantidade de goethita+hematita (51-62%), por outro lado há mais gibbsita (10-22%) e quartzo (4-17%) (Tabela 3). Há menos caulinita na crosta ferro-alumino-silicosas vermiforme (C2) e na ferruginosa laminada (C4) onde varia entre 9 e 8% respectivamente, nas demais amostras a caulinita oscila entre 20 e 27%. O anatásio/rutilo alcança até 1%.

Os solos são agrupados em três tipos segundo a proporção mineral: solos S1 e S2 que recobrem bauxitas pisolíticas se caracterizam por apresentar mais gibbsita (44-45%), goethita+ hematita (18-29%) e anatásio/rutilo (3-4%); os solos S3 e S4 que recobrem as crostas vermiformes (C2) e a bauxita maciça (B2) se distinguem por terem mais caulinita (39-57%); o solo S5 se notabiliza por ter mais quartzo (35%) e valores equiparáveis em caulinita e gibbsita (28 e 22 % respectivamente).

Tabela 3: Quantificação mineralógica dos siltitos, arenitos, bauxitas, crostas ferro-alumino-silicosas e ferruginosas

Litotipo	Sigla	Quartzo	Caulinita	Gibbsita	Goethita+ Hematita	Rútilo/Anatásio	Illita	Total
Siltitos								
Siltito	Si1	70	22	N.I	1	<1	7	100
Siltito	Si2	64	25	N.I	1	1	9	100
Siltito	Si3	85	8	N.I	1	<1	6	100
Siltito	Si4	60	33	N.I	1	1	5	100
Siltito	Si5	59	37	N.I	<1	<1	4	100
Arenitos								
Arenito	A1	99	1	N.I	<1	<1	N.I	100
Arenito	A2	98	1	N.I	1	<1	N.I	100
Arenito	A3	99	<1	N.I	1	<1	N.I	100
Arenito	A4	99	<1	N.I	1	<1	N.I	100
Bauxitas								
Pisolítica	B1A	9	15	43	29	4	N.I	100
Pisolítica	B1B	< 1	3	71	25	1	N.I	100
Pisolítica	B1C	< 1	10	32	57	1	N.I	100
Maciça	B2	< 1	4	82	13	1	N.I	100
Crostas ferro-alumino-silicosas								
Brechóide	C1	6	22	12	60	<1	N.I	100
Vermiforme	C2	17	9	22	51	1	N.I	100
Brechóide	C5	4	24	10	62	<1	N.I	100
Brechóide	C6	4	27	12	57	<1	N.I	100
Crostas ferruginosas								
Brechóide	C3	2	20	N.I	78	<1	N.I	100
Laminada	C4	3	8	N.I	89	<1	N.I	100
Maciça	C7	4	23	8	65	<1	N.I	100
Solos								
Solo	S1	11	24	44	18	3	N.I	100
Solo	S2	N.I	22	45	29	4	N.I	100
Solo	S3	12	57	21	7	3	N.I	100
Solo	S4	5	39	38	16	2	N.I	100
Solo	S5	35	28	22	14	1	N.I	100

5. GEOQUÍMICA

5.1 Elementos maiores, menores e perda ao fogo

A geoquímica dos óxidos maiores, menores e a perda ao fogo revelou que o conteúdo de SiO_2 é alto nas vulcânicas e nos siltitos (65-86,8%) e muito alto nos arenitos (98%) (Tabela 4). Nos siltitos, nos arenitos e nas vulcânicas os percentuais de CaO , Fe_2O_3 , MgO , MnO , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 e PF são baixos (< 8%), com exceção do siltito Si4, onde a PF alcança 9,3%. O Al_2O_3 é baixo nos arenitos (<4%) e similar nos siltitos e vulcânicas (6,45-16% e 6,61-14%, respectivamente). A razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, que é um modo indireto de medir a quantidade de quartzo em relação a feldspatos e argilominerais, é menor nos siltitos e nas vulcânicas (4,0-12,7 e 4,6-13,13 respectivamente), enquanto é muito mais elevada nos arenitos (126 a 280) (Tabela 4).

Nas bauxitas, nas crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas, onde os principais minerais são gibbsita, caulinita, hematita, goethita, quartzo e anatásio, a composição química reflete diretamente esta associação mineral e, portanto Al_2O_3 ,

Fe_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 e PF são mais concentrados, enquanto CaO, MgO, MnO, Na_2O e P_2O_5 alcançam até 1%, com exceção do P_2O_5 na crosta ferruginosa laminada (C4) com 3,1% (Tabela 4). O Fe_2O_3 é mais elevado nas crostas ferruginosas, dentre elas predomina na laminada (C4) e brechóide (C3) (72,6 e 70% respectivamente), enquanto nas ferro-alumino-silicosas e ferruginosa maciça (C7) o Fe_2O_3 é um pouco menor, varia de 49,3 a 59,8% (Tabela 4). Nas crostas onde o ferro é mais abundante (C4 e C3), os teores de SiO_2 (5,4 a 9,8 %) e Al_2O_3 (5,1 a 9,4%) são baixos, e nas demais crostas os valores estão entre 13,4 a 21% de SiO_2 e de 12,90 a 17,4% de Al_2O_3 (Tabela 4). Nas crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas a PF varia de 10,1 a 13,3%. O TiO_2 é menor que 1%, exceto na crosta ferro-alumino-silicosa vermiforme C2 onde alcança 1,43%. A razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ nas crostas ferro-alumino-silicosas e ferruginosas oscila entre 0,9 e 1,2.

Al_2O_3 e PF são mais elevados nas bauxitas maciças (54,6 e 29,0% respectivamente) e um pouco menores nas bauxitas pisolíticas (23-46,21% e 18,2-26,8%) (Tabela 4). A bauxita pisolítica B1A tem mais SiO_2 que as demais (14,5%), o que também ocorre com o TiO_2 (3,49%) e com a $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,46). Por outro lado na bauxita pisolítica B1C o Fe_2O_3 é mais abundante (53,3%) e similar ao das crostas ferro-alumino-silicosas.

Nos solos o conteúdo de SiO_2 é maior naqueles que recobrem as crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas (S3 e S5- 35,9-46,7%) e menor nos sobre as bauxitas (S1,S2 e S4- 9,40-21,7%). Por outro lado, o Al_2O_3 (35-38,1%), Fe_2O_3 (15,3-26,2%) e TiO_2 (2,2-3,7%) são maiores nos solos sobre as bauxitas (S1, S2 e S4), embora no solo S3 sobre as crostas ferro-alumino-silicosas os percentuais de Al_2O_3 (33,8%) e TiO_2 (3%) são equiparáveis aos dos solos S1, S2 e S3. A razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ é mais baixa nos solos S2 (0,3), S1(0,6) e S4 (0,6) sobre as bauxitas, enquanto nos demais varia de 1,1 a 1,9.

Tabela 4: Composição química dos elementos maiores, menores e da perda ao fogo em % e a razão SiO₂/Al₂O₃ nas rochas, bauxitas, crostas e solos.

Litotipo	Sigla	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	PF	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
Vulcânicas													
Vulcânica	V1	80.92	9.61	3.30	0.39	0.02	3.08	0.03	0.02	0.05	0.33	2.10	8.42
Vulcânica	V2	66.33	14.31	5.77	4.76	2.14	0.84	0.11	3.18	0.37	0.83	1.10	4.64
Vulcânica	V3	70.01	14.43	2.04	5.52	2.62	0.74	0.05	2.79	0.09	0.39	1.00	4.85
Vulcânica	V4	70.52	12.85	3.94	3.87	2.27	1.47	0.07	2.84	0.20	0.63	1.10	5.49
Vulcânica	V5	74.18	12.16	2.44	8.40	0.03	0.33	0.02	0.11	0.06	0.43	1.60	6.10
Vulcânica	V6	74.59	13.05	1.13	5.77	0.16	0.24	0.01	2.64	0.04	0.21	1.80	5.72
Vulcânica	V7	86.34	7.37	1.39	2.47	0.10	0.50	0.01	0.03	0.02	0.09	1.70	11.72
Vulcânica	V8	86.78	6.61	1.76	2.52	0.03	0.64	0.06	0.04	0.02	0.11	1.40	13.13
Vulcânica	V9	67.16	14.28	3.56	5.44	0.32	1.12	0.11	3.48	0.13	0.41	3.80	4.70
Vulcânica	V10	68.70	14.43	3.26	7.73	0.21	0.50	0.06	1.57	0.15	0.66	2.60	4.76
Vulcânica	V11	70.13	14.18	3.03	5.97	0.12	0.48	0.15	3.47	0.10	0.47	1.60	4.95
Média	M	74.15	12.12	2.87	4.80	0.73	0.90	0.06	1.83	0.11	0.41	1.80	6.77
Siltitos													
Siltito	Si1	75.12	11.85	0.75	6.10	0.30	0.42	<0.01	0.07	0.70	0.41	4.10	6.34
Siltito	Si2	66.90	16.43	1.04	8.46	0.02	0.68	<0.01	0.06	0.44	0.62	5.20	4.07
Siltito	Si3	81.80	8.10	0.54	5.07	0.63	0.13	0.01	0.06	0.89	0.22	2.40	10.10
Siltito	Si4	65.27	16.20	1.35	4.74	0.05	1.01	<0.01	0.07	1.12	0.66	9.30	4.03
Siltito	Si5	81.94	6.45	0.42	3.89	2.40	0.09	<0.01	0.04	2.26	0.21	2.10	12.70
Média	M	74.21	11.81	0.82	5.65	0.68	0.47	0.01	0.06	1.08	0.42	4.62	6.29
Arenitos													
Arenito	A1	98.73	0.35	0.11	0.06	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.04	0.05	0.60	282.09
Arenito	A2	97.46	0.57	0.75	0.05	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.17	0.04	0.02	170.98
Arenito	A3	98.03	0.37	0.97	0.05	0.01	0.01	0.03	<0.01	0.03	0.04	0.30	264.95
Arenito	A4	98.24	0.78	0.65	0.20	<0.01	0.04	0.01	<0.01	0.01	0.05	0.00	125.95
Média	M	98.12	0.52	0.62	0.09	0.01	0.02	0.02	<0.01	0.06	0.05	0.23	210.99
Bauxitas													
Pisolítica	B1A	14.53	31.34	27.02	0.01	0.01	<0.01	0.02	0.01	0.16	3.49	22.90	0.46
Pisolítica	B1B	1.40	46.21	23.83	<0.01	<0.01	0.01	0.13	<0.01	0.04	1.35	26.80	0.03
Pisolítica	B1C	4.39	22.96	53.28	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	<0.01	0.13	0.66	18.20	0.19
Média	M	6.77	33.50	34.71	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.11	1.83	22.63	0.20
Maciça	B2	1.86	54.59	12.95	0.11	0.02	0.02	0.07	<0.01	0.12	0.93	29.00	0.03
Crostas ferro-alumino-silicosas													
Brechóide	C1	14.91	15.23	56.41	0.05	0.02	<0.01	0.23	<0.01	0.04	0.57	12.20	0.98
Vermiforme	C2	20.77	17.42	49.25	0.32	0.02	<0.01	0.15	0.01	0.22	1.43	10.10	1.19
Brechóide	C5	13.90	14.65	58.73	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.07	0.58	12.00	0.95
Brechóide	C6	14.94	16.96	53.63	0.03	<0.01	<0.01	0.06	0.01	<0.01	0.72	13.30	0.88
Média	M	16.13	16.07	54.51	0.13	0.02	<0.01	0.15	0.01	0.11	0.83	11.90	1.00
Crostas ferruginosas													
Brechóide	C3	9.83	9.40	69.98	0.06	0.02	<0.01	0.02	0.02	<0.01	0.60	10.00	1.05
Laminada	C4	5.44	5.06	72.64	0.21	0.04	<0.01	0.19	0.01	3.10	0.31	12.80	1.08
Maciça	C7	13.35	12.90	59.80	0.07	0.02	<0.01	0.13	0.02	0.05	0.55	12.30	1.03
Média	M	9.54	9.12	67.47	0.11	0.03	<0.01	0.11	0.02	1.58	0.49	11.70	1.05
Solos													
Solo	S1	20.30	35.76	16.67	<0.01	<0.01	0.02	0.03	<0.01	0.13	2.58	24.20	0.57
Solo	S2	9.40	35.02	26.17	<0.01	<0.01	0.08	0.07	<0.01	0.10	3.66	25.20	0.27
Solo	S3	35.85	33.78	6.61	0.02	<0.01	0.02	0.04	<0.01	<0.01	2.95	20.30	1.06
Solo	S4	21.73	38.12	15.28	0.09	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.10	2.24	21.90	0.57
Solo	S5	46.66	24.93	13.80	0.12	0.01	0.04	0.10	<0.01	0.03	1.14	12.90	1.87
Média	M	34.75	32.28	11.90	0.08	0.01	0.03	0.05	<0.01	0.07	2.11	18.37	1.08

*As vulcânicas V2 à V11 foram cedidas pela CPRM (Projeto Folha Sumaúma)

5.2 Elementos Traços

Os elementos traços estão sumarizados na tabela 5. Dentre as rochas analisadas, as vulcânicas e os siltitos são em média mais ricas em Ba (772 e 461 ppm respectivamente) e Rb (157 e 136 ppm respectivamente), embora no arenito A2 o teor de Ba alcance 722 ppm. Nas bauxitas, crostas ferruginosas, ferro-alumino-silicosas e solos, o Zr é mais abundante nos solos (média de 1288 ppm), na bauxita maciça (820 ppm) e nas pisolíticas (média de 802 ppm), por outro lado o V se concentra nas crostas

ferruginosas (média de 1750 ppm), nas bauxitas pisolíticas (662 ppm) e nas crostas ferro-alumino-silicosas (557 ppm). Nas crostas ferro-alumino-silicosas brechóide (C1) e vermiforme (C2) destaca-se o Ba com teores entre 655 e 673 ppm.

Em relação à crosta continental a maioria das rochas vulcânicas analisadas são empobrecidas em Cu, Mo, Ni e Sr (Figura 10A). Os siltitos se caracterizam pelo enriquecimento em Zr. Há, contudo algumas particularidades entre os siltitos: As, Y, U e Pb são empobrecidos apenas no Si3, assim como Hf no Si2. O Si3 é o único que apresenta enriquecimento em Mo, assim como o Si4 em Cu, os Si2 e Si4 em Ga e Nb e os Si1 e Si5 em Co (Figura 10B). Os arenitos possuem maior grau de fracionamento, todavia apresentam diferenças diagnósticas. Os arenitos A1 e A2 são marcados pelo enriquecimento em Co, já o arenito A2 se destaca pelos teores de Ba e Cu superiores a média crustal, enquanto nos arenitos A3 e A4 o Mo é mais enriquecido (Figura 10C).

O maior empobrecimento em Ba é a característica que diferencia as bauxitas, crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas das rochas. As bauxitas são enriquecidas em Ag, As, Ga, Hf, Nb, Sc, Th, Ta, U, Y e Zr, entretanto as pisolíticas se distinguem das maciças pelo enriquecimento Cu, Mo e V (Figura 10D). O Pb mais elevado é a principal característica das crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas em relação as bauxitas e aos demais litotipos (Figura 10E). No entanto, a crosta ferruginosa laminada (C4) se destaca das demais pelo empobrecimento em Ga, Mo, Sc e Th e enriquecimento em Ni e Zn. Os solos possuem padrão de fracionamento semelhante às bauxitas pisolíticas, ainda que sejam empobrecidos em Mo (Figura 10F).

Tabela 5: Distribuição dos elementos traços nas rochas, crostas e solos em ppm. C.C – média crustal de Taylor & McLennan (1985).

Litotipo	Sigla	Ag	As	Ba	Be	Co	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	Ta	Th	U	V	Y	Zn	Zr
Vulcânicas																							
Vulcânica	V1	<0.1	0.7	179.0	4.0	1.7	1.4	10.0	8.7	4.0	15.7	8.4	5.5	57.0	7.0	32.7	0.9	14.1	2.4	12.0	30.3	2.0	326.0
Vulcânica	V2	<0.1	3.9	1287.0	3.0	11.1	6.3	19.3	9.3	0.2	17.3	4.3	6.9	148.8	14.0	242.0	1.1	14.3	3.7	30.0	52.5	92.0	327.8
Vulcânica	V3	<0.1	2.3	1015.0	3.0	4.2	1.5	15.8	8.6	0.1	17.2	4.9	7.6	211.7	6.0	235.5	1.3	24.0	6.0	19.0	109.9	50.0	298.9
Vulcânica	V4	<0.1	1.1	727.0	2.0	12.7	19.2	14.3	7.4	0.1	13.2	21.6	2.6	127.7	10.0	214.4	0.9	12.3	3.7	74.0	27.0	54.0	244.2
Vulcânica	V5	<0.1	0.5	1675.0	2.0	1.6	0.2	12.5	9.7	0.2	17.2	1.1	3.2	204.9	7.0	22.5	1.1	15.4	3.4	14.0	58.2	7.0	38.9
Vulcânica	V6	<0.1	0.5	633.0	3.0	0.9	5.9	14.6	8.8	0.2	16.8	0.5	6.3	178.5	5.0	71.3	1.3	22.2	8.4	5.0	75.6	10.0	240.9
Vulcânica	V7	<0.1	0.5	86.0	1.0	0.5	5.7	10.5	3.7	0.1	10.7	0.4	1.5	127.7	3.0	2.2	0.7	14.7	2.1	5.0	27.0	3.0	102.7
Vulcânica	V8	<0.1	0.5	338.0	3.0	2.5	3.9	9.3	3.7	0.1	11.4	1.1	1.3	103.4	2.0	5.4	0.6	9.5	2.9	5.0	40.3	7.0	107.4
Vulcânica	V9	<0.1	0.6	789.0	4.0	3.8	3.9	18.2	15.5	0.5	23.7	2.4	7.7	191.1	6.0	87.6	1.3	24.0	6.8	13.0	48.4	44.0	577.8
Vulcânica	V10	<0.1	1.2	637.0	3.0	6.5	0.4	18.9	14.3	0.2	23.1	1.3	6.4	191.9	8.0	9.4	1.4	16.3	3.9	5.0	60.6	13.0	569.7
Vulcânica	V11	<0.1	1.1	1131.0	3.0	17.4	0.7	17.6	11.6	0.3	19.8	3.3	6.8	178.8	8.0	10.7	1.4	18.0	4.2	17.0	85.9	34.0	430.8
Média	M	<0.1	1.2	772.5	2.8	5.7	4.5	14.6	9.2	0.5	16.9	4.5	5.1	156.5	6.9	84.9	1.1	16.8	4.3	18.1	56.0	28.7	296.8
Siltitos																							
Siltito	Si1	<0.1	3.6	499.0	<1.0	19.4	15.6	15.3	9.5	<0.1	10.2	7.7	20.1	131.7	6.0	61.6	0.9	13.4	3.8	34.0	25.0	19.0	382.0
Siltito	Si2	<0.1	8.9	545.0	3.0	9.9	22.9	21.8	5.1	<0.1	13.7	4.1	18.0	184.0	9.0	104.0	1.1	19.5	3.1	61.0	27.9	6.0	218.0
Siltito	Si3	<0.1	1.4	432.0	<1.0	1.6	9.5	8.6	6.2	2.5	5.1	7.2	6.2	98.3	3.0	53.9	0.5	7.1	2.2	19.0	16.0	7.0	217.0
Siltito	Si4	<0.1	4.8	550.0	4.0	2.7	38.8	20.9	8.3	0.2	15.8	5.7	16.8	192.1	10.0	83.9	1.2	19.4	4.5	56.0	61.2	42.0	295.0
Siltito	Si5	0.1	3.5	277.0	2.0	80.9	3.6	7.1	7.5	0.2	7.5	2.1	23.2	73.7	5.0	59.6	0.7	7.1	2.9	17.0	26.0	92.0	302.0
Média	M	0.10	4.4	460.6	3.0	22.9	18.1	14.7	7.3	1.0	10.5	5.4	16.9	136.0	6.6	72.6	0.9	13.3	3.3	37.4	31.2	33.2	282.8
Arenitos																							
Arenito	A1	<0.1	<0.5	23.0	<1.0	53.4	1.3	3.7	2.2	0.1	4.2	0.2	0.5	1.3	<1.0	18.7	0.4	<0.1	0.6	5.0	5.7	<1.0	104.0
Arenito	A2	<0.1	1.1	722.0	1.0	67.8	37.3	1.7	2.7	<0.1	1.6	3.9	4.6	2.5	1.0	31.4	0.4	2.9	1.6	25.0	13.6	<1.0	122.0
Arenito	A3	<0.1	0.7	125.0	<1.0	1.8	2.9	<0.5	1.3	5.4	1.5	13.6	0.7	1.2	<1.0	14.5	0.1	2.6	0.7	13.0	6.4	2.0	50.0
Arenito	A4	<0.1	<0.5	30.0	<1.0	0.9	1.2	1.4	1.4	4.0	1.7	8.2	2.1	5.3	<1.0	6.8	0.2	2.7	0.6	15.0	8.6	1.0	41.0
Média	M	<0.1	0.9	225.0	1.0	31.0	10.7	2.3	1.9	3.2	2.3	6.5	2.0	2.6	1.0	17.9	0.3	2.7	0.9	17.7	8.6	1.5	79.3
Bauxitas																							
Pisolítica	B1A	0.2	4.5	31.0	2.0	0.9	20.1	71.1	40.3	1.8	67.1	1.7	9.6	0.3	27.0	61.1	4.7	55.4	7.7	398.0	49.4	10.0	1594.0
Pisolítica	B1B	0.3	22.0	16.0	2.0	18.6	60.7	78.9	12.7	5.9	24.0	5.4	16.7	<0.1	29.0	29.3	1.7	54.2	4.9	456.0	40.0	31.0	520.0
Pisolítica	B1C	1.4	32.0	9.0	<1	9.5	46.8	58.9	7.7	6.2	13.4	4.2	11.9	0.2	41.0	22.5	1.0	30.5	6.8	1131.0	24.5	22.0	292.0
Média	M	0.6	19.5	18.7	2.0	9.7	42.5	69.6	20.2	4.6	34.8	3.8	12.7	0.3	32.3	37.6	2.5	46.7	6.5	661.7	38.0	21.0	802.0
Maciça	B2	0.2	6.8	234.0	3.0	2.8	1.5	40.1	21.6	0.4	41.2	1.0	13.5	24.5	13.0	94.2	2.5	36.8	5.1	42.0	39.3	20.0	820.0
Crostas ferro-alumino-silicosas																							
Brechóide	C1	1.4	51.6	673.0	2.0	7.0	94.8	25.7	7.2	3.7	16.4	1.8	134.1	49.6	29.0	32.5	1.3	20.1	5.2	628.0	12.5	8.0	266.0
Vermiforme	C2	0.7	8.0	655.0	4.0	5.5	12.8	30.4	6.4	1.2	8.5	4.3	27.1	28.9	29.0	123.5	0.5	8.6	3.4	630.0	9.4	5.0	248.0
Brechóide	C5	0.4	35.8	30.0	<1	21.0	34.9	20.4	6.8	2.1	12.4	0.7	30.0	0.1	17.0	34.0	0.9	14.9	1.8	212.0	9.0	3.0	286.0
Brechóide	C6	0.8	59.6	86.0	2.0	2.4	57.8	54.7	8.6	6.7	15.3	2.4	32.1	31.7	46.0	13.0	1.1	42.6	7.8	757.0	19.9	21.0	314.0
Média	M	0.8	38.8	361.0	2.7	9.0	50.1	32.8	7.3	3.4	13.2	2.3	55.8	27.6	30.3	50.8	1.0	21.6	4.6	556.8	12.7	9.3	278.5
Crostas ferruginosas																							
Brechóide	C3	0.1	23.8	201.0	2.0	3.5	15.1	32.7	4.7	1.4	12.7	2.4	30.0	42.9	30.0	14.7	0.7	18.7	2.6	725.0	13.9	13.0	174.0
Laminada	C4	0.4	20.4	247.0	7.0	18.2	129.8	7.4	6.8	0.8	7.3	108.1	19.6	22.8	6.0	16.0	0.4	6.4	4.0	85.0	13.2	121.0	261.0
Maciça	C7	4.9	102.8	258.0	<1	4.6	70.6	29.5	7.1	4.1	14.3	1.9	114.8	70.8	29.0	7.9	1.1	23.3	5.2	4443.0	9.5	9.0	247.0
Média	M	1.8	49.0	235.3	4.5	8.8	71.8	23.2	6.2	2.1	11.4	37.5	54.8	45.5	21.7	12.9	0.7	16.1	3.9	1751.0	12.2	47.7	227.3
Solos																							
Solo	S1	0.1	4.1	43.0	<1.0	13.8	8.4	56.7	28.9	1.0	50.8	3.2	5.7	0.4	25.0	108.3	4.2	48.6	7.6	294.0	61.6	6.0	1128.0
Solo	S2	<0.1	1.3	26.0	2.0	16.6	12.9	61.8	25.2	0.7	52.4	4.1	5.5	0.6	27.0	32.4	3.7	48.4	6.0	396.0	45.9	8.0	1020.0
Solo	S3	<0.1	0.8	71.0	<1.0	1.0	2.4	68.3	49.4	0.4	69.7	0.8	4.2	<0.1	18.0	32.5	5.8	53.7	6.0	109.0	37.7	2.0	1946.0
Solo	S4	<0.1	1.6	118.0	2.0	0.9	2.0	55.1	44.4	0.3	71.9	0.7	6.2	2.8	27.0	79.8	4.6	62.2	8.3	180.0	94.1	4.0	1751.0
Solo	S5	<0.1	3.1	105.0	<1.0	4.6	2.0	36.0	17.2	0.8	27.1	5.3	9.6	7.4	13.0	51.1	2.1	30.0	4.2	131.0	42.3	5.0	594.0
Média	M	0.1	2.2	72.6	2.0	7.4	5.5	55.6	33.0	0.6	54.4	2.8	6.2	2.8	22.0	60.8	4.1	48.6	6.4	222.0	56.3	5.0	1287.8
M.Crustal	C.C	0.05	1.5	550.0	3.0	17.0	25.0	17.0	5.8	1.5	12.0	44.0	17.0	112.0	13.6	350.0	0.9	10.7	2.8	107.0	22.0	71.0	190.0

* vulcânicas V2 à V11 foram cedidas pela CPRM (Projeto Folha Sumaúma)

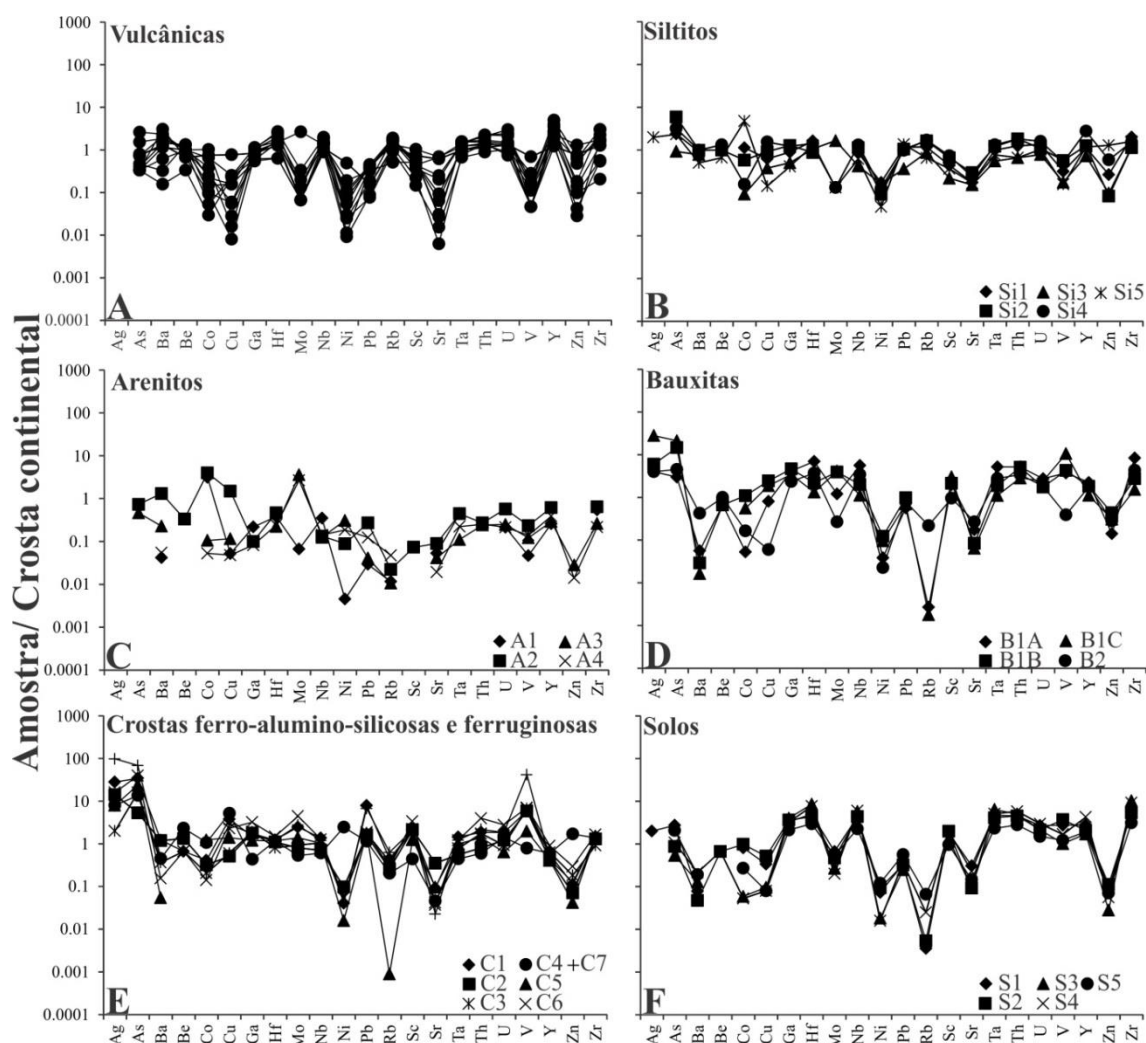


Figura 10: Elementos traços normalizados pela média crustal de Taylor & McLennan (1985). Distribuição dos elementos traços: A- nas vulcânicas, B- nos siltitos, C- nos arenitos, D- nas bauxitas, E- nas crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas e F- nos solos.

5.3 Elementos Terras Raras (ETR)

As concentrações dos ETR nas vulcânicas, siltitos, arenitos, bauxitas, crostas e solos estão sumarizados na tabela 6. Todos os litotipos estão enriquecidos em ETRL em relação aos ETRP, assim como possuem anomalia negativa em Eu (em média 0,5- 0,7 de Eu/Eu^*). Na bauxita pisolítica (B1B), na crosta ferro-alumino-silicosa brechóide (C6) e na ferruginosa laminada (C4) há anomalia positiva em Ce (Ce/Ce^* entre 1,3 e 2,0. Figura 11). As concentrações mais expressivas de ETRL estão no solo S4, na bauxita maciça sotoposta (B2) a ele (681 e 551 ppm respectivamente) e na crosta ferro-alumino-silicosa vermiforme (C2) (529,21 ppm, Tabela 6). As vulcânicas, as crostas ferro-alumino-silicosas e as bauxitas pisolíticas têm concentrações médias de ETRL um pouco menores (312, 250 e 244 ppm respectivamente), nos siltitos a média é de 150

ppm, com exceção do siltito Si3 onde os ETRL somam apenas 69 ppm, enquanto os arenitos e crostas ferruginosas são os menos concentrados (46 e 74 ppm respectivamente) (Tabela 6).

Em relação ao condrito de Taylor e McLennan (1985), as crostas são enriquecidas (Figura 11). As bauxitas pisolíticas (B1B e B1C), as crostas ferro-alumino-silicosas brechóides (C1, C5 e C6) e a ferruginosa laminada (C4) têm um padrão de fracionamento similar aos arenitos e siltitos, enquanto as bauxitas maciça (B2) e pisolítica (B1A), a crosta ferruginosa maciça (C7) e os solos são semelhantes às vulcânicas. A crosta ferro-alumino-silicosa vermiforme (C2) se diferencia das demais pelos elevados conteúdos de La e Ce (146 e 244 ppm) o que aumenta o fracionamento em ETRL e ETRP ($La_N/Yb_N = 18,83$), e não apresentam correlação com as vulcânicas, os arenitos e os siltitos estudados.

Tabela 6: Distribuição dos elementos terras raras em ppm nas rochas, crostas e solos. CC- média crustal de Taylor & McLennan (1985)

Litotipo	Sigla	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ETRL	ETRP	Eu/Eu*	Ce/Ce*	(La/Yb) _N
Vulcânicas																				
Vulcânica	V1	88.70	163.60	12.66	37.70	6.24	0.87	4.16	0.81	5.01	1.14	3.67	0.58	4.09	0.64	309.77	20.10	0.52	1.14	14.65
Vulcânica	V2	57.80	124.00	15.40	58.80	10.94	2.37	10.22	1.60	9.24	1.88	5.37	0.84	0.83	0.83	269.31	30.81	0.68	0.97	47.05
Vulcânica	V3	107.80	162.00	24.34	98.60	17.18	2.83	18.59	2.88	17.21	3.70	10.57	1.57	9.48	1.48	412.75	65.48	0.48	0.74	7.68
Vulcânica	V4	34.70	73.80	8.80	33.30	5.72	1.23	4.87	0.78	4.40	0.91	2.70	0.44	0.45	0.45	157.55	15.00	0.71	0.99	52.10
Vulcânica	V5	42.80	89.30	11.48	44.60	7.93	1.71	8.61	1.64	9.72	1.92	5.57	0.89	5.24	0.78	197.82	34.37	0.63	0.94	5.52
Vulcânica	V6	189.30	319.20	44.27	166.50	26.42	2.91	20.81	2.94	15.36	2.83	7.70	1.16	7.28	1.11	748.60	59.19	0.38	0.82	17.57
Vulcânica	V7	32.50	68.20	7.64	26.70	4.30	0.36	3.74	0.63	4.02	0.87	2.75	0.50	3.13	0.49	139.70	16.13	0.27	1.01	7.02
Vulcânica	V8	13.80	25.30	4.40	17.80	4.03	0.62	4.59	0.89	5.63	1.27	3.93	0.62	3.68	0.57	65.95	21.18	0.44	0.76	2.53
Vulcânica	V9	70.70	147.80	17.09	59.30	10.29	1.24	8.46	1.33	7.42	1.62	5.16	0.85	5.70	0.92	306.42	31.46	0.41	1.00	8.38
Vulcânica	V10	84.50	145.30	20.52	79.40	13.24	2.05	12.29	1.78	9.56	2.00	5.84	0.92	0.88	0.88	345.01	34.15	0.49	0.82	64.88
Vulcânica	V11	100.90	215.50	27.71	109.20	19.15	3.19	17.64	2.65	14.82	2.92	8.44	1.33	8.30	1.27	475.65	57.37	0.53	0.95	8.21
Média	M	74.86	139.45	17.66	66.54	11.40	1.76	10.36	1.63	9.31	1.91	5.61	0.88	4.46	0.86	311.68	35.02	0.51	0.92	21.42
Siltitos																				
Siltitos	Si1	33.60	69.70	8.47	31.20	6.08	1.16	5.27	0.81	4.27	0.91	2.54	0.39	2.32	0.39	150.21	16.90	0.63	0.97	9.79
Siltitos	Si2	50.30	97.50	10.96	39.30	6.78	1.28	6.06	0.88	4.79	1.01	3.01	0.43	2.81	0.44	206.12	19.43	0.61	0.97	12.09
Siltitos	Si3	12.50	30.10	4.19	17.50	4.30	0.85	3.62	0.56	3.24	0.59	1.66	0.22	1.36	0.22	69.44	11.47	0.66	0.97	6.21
Siltitos	Si4	53.00	104.20	12.17	45.10	8.10	1.54	8.42	1.38	8.44	1.95	5.58	0.79	4.44	0.65	224.11	31.65	0.57	0.96	8.07
Siltitos	Si5	22.20	47.80	5.34	20.20	3.99	0.81	3.80	0.61	3.36	0.79	2.31	0.33	2.20	0.34	100.34	13.74	0.64	1.03	6.82
Média	M	34.32	69.86	8.23	30.66	5.85	1.13	5.43	0.85	4.82	1.05	3.02	0.43	2.63	0.41	150.04	18.64	0.62	0.98	8.59
Arenitos																				
Arenitos	A1	12.10	23.90	2.32	9.00	1.75	0.32	1.45	0.20	1.09	0.22	0.59	0.09	0.58	0.10	49.39	4.32	0.61	1.06	14.10
Arenitos	A2	10.70	24.60	2.38	9.80	2.56	0.55	2.82	0.37	2.11	0.41	1.19	0.16	0.94	0.14	50.59	8.14	0.63	1.14	7.69
Arenitos	A3	7.60	15.30	2.04	8.30	1.39	0.27	1.30	0.21	1.15	0.24	0.62	0.12	0.65	0.10	34.90	4.39	0.61	0.91	7.90
Arenitos	A4	11.00	23.00	2.56	9.20	1.57	0.29	1.60	0.26	1.56	0.34	0.85	0.13	1.03	0.13	47.62	5.90	0.56	1.02	7.22
Média	M	10.35	21.70	2.33	9.08	1.82	0.36	1.79	0.26	1.48	0.30	0.81	0.13	0.80	0.12	45.63	5.69	0.60	1.03	9.23
Bauxitas																				
Pisolítica	B1A	81.60	131.10	14.86	50.80	7.92	1.43	6.43	1.26	8.38	1.90	6.10	1.09	7.17	1.23	287.71	33.56	0.61	0.88	7.69
Pisolítica	B1B	47.10	204.10	11.84	45.40	9.37	1.82	8.39	1.30	7.52	1.59	4.50	0.72	4.74	0.76	319.63	29.52	0.63	2.03	6.71
Pisolítica	B1C	28.70	55.10	7.09	24.90	6.13	1.25	5.51	0.85	6.28	1.17	3.28	0.53	3.32	0.51	123.17	21.45	0.66	0.91	5.84
Média	M	52.47	130.10	11.26	40.37	7.81	1.50	6.78	1.14	7.39	1.55	4.63	0.78	5.08	0.83	243.50	28.18	0.63	1.27	6.75
Maciça	B2	180.80	266.70	22.71	69.70	9.85	1.42	6.42	1.04	7.01	1.68	5.48	0.97	6.73	1.13	551.18	30.46	0.55	0.98	18.15
Crostas ferro-alumino-silicosas																				
Brechóide	C1	38.70	68.80	6.95	22.20	3.76	0.67	2.83	0.52	3.11	0.67	2.11	0.36	2.07	0.35	141.08	12.02	0.63	0.98	12.63
Vermiforme	C2	146.50	244.40	28.16	94.80	12.82	2.53	7.90	0.91	3.84	0.54	1.29	0.17	1.07	0.18	529.21	15.90	0.77	0.89	92.51
Brechóide	C5	61.30	88.40	8.37	24.20	3.13	0.53	2.29	0.30	1.80	0.39	1.16	0.20	1.24	0.24	185.93	7.62	0.60	0.91	33.40
Brechóide	C6	24.40	81.60	6.20	23.70	6.01	1.16	4.98	0.91	5.32	1.24	3.54	0.61	3.46	0.60	143.07	20.66	0.65	1.55	4.76
Média	M	67.73	120.80	12.42	41.23	6.43	1.22	4.50	0.66	3.52	0.71	2.03	0.34	1.96	0.34	249.82	14.05	0.66	1.08	35.83
Crostas ferruginosas																				
Brechóide	C3	19.10	38.50	4.76	18.40	4.29	0.94	3.65	0.66	4.35	0.81	2.53	0.39	2.42	0.33	85.99	15.14	0.73	0.95	5.33
Laminada	C4	17.20	46.00	4.19	17.10	3.12	0.57	2.43	0.39	2.56	0.41	1.34	0.22	1.22	0.23	88.18	8.80	0.63	1.27	9.53
Maciça	C7	13.70	22.90	2.15	7.60	1.48	0.26	1.41	0.32	2.39	0.57	1.85	0.26	1.80	0.26	48.09	8.86	0.55	0.99	5.14
Média	M	16.67	35.80	3.70	14.37	2.96	0.59	2.50	0.46	3.10	0.60	1.91	0.29	1.81	0.27	74.09	10.93	0.64	1.07	6.67
Solos																				
Solo	S1	92.20	180.00	20.43	75.40	11.92	2.02	10.31	1.63	10.52	2.21	6.73	1.13	7.66	1.22	382.00	41.41	0.56	0.97	8.13
Solo	S2	41.60	61.00	6.95	23.70	4.71	1.00	5.61	1.08	7.62	1.66	5.22	0.86	5.94	1.00	139.00	28.99	0.59	0.84	4.73
Solo	S3	40.50	62.50	7.19	24.50	3.79	0.78	4.26	0.90	6.00	1.61	5.16	0.91	6.76	1.14	139.30	26.74	0.59	0.86	4.05
Solo	S4	180.80	332.60	33.81	115.10	16.32	2.48	12.80	2.40	15.50	3.78	11.76	2.00	13.58	2.17	681.10	63.99	0.52	1.00	9.00
Solo	S5	57.60	85.90	8.23	20.90	4.16	0.86	5.04	1.03	7.18	1.52	4.49	0.73	5.10	0.74	177.70	25.83	0.57	0.92	7.63
Média	M	82.54	144.40	15.32	51.92	8.18	1.43	7.60	1.41	9.36	2.16	6.67	1.13	7.81	1.25	303.82	37.39	0.57	0.92	6.71
M. Crustal	C.C	0.37	0.96	0.14	0.71	0.23	0.09	0.31	0.06	0.38	0.09	0.25	0.04	0.25	0.04	2.50	1.40	1.03	0.99	1.00

* vulcânicas V2 à V11 foram cedidas pela CPRM (Projeto Folha Sumaúma)

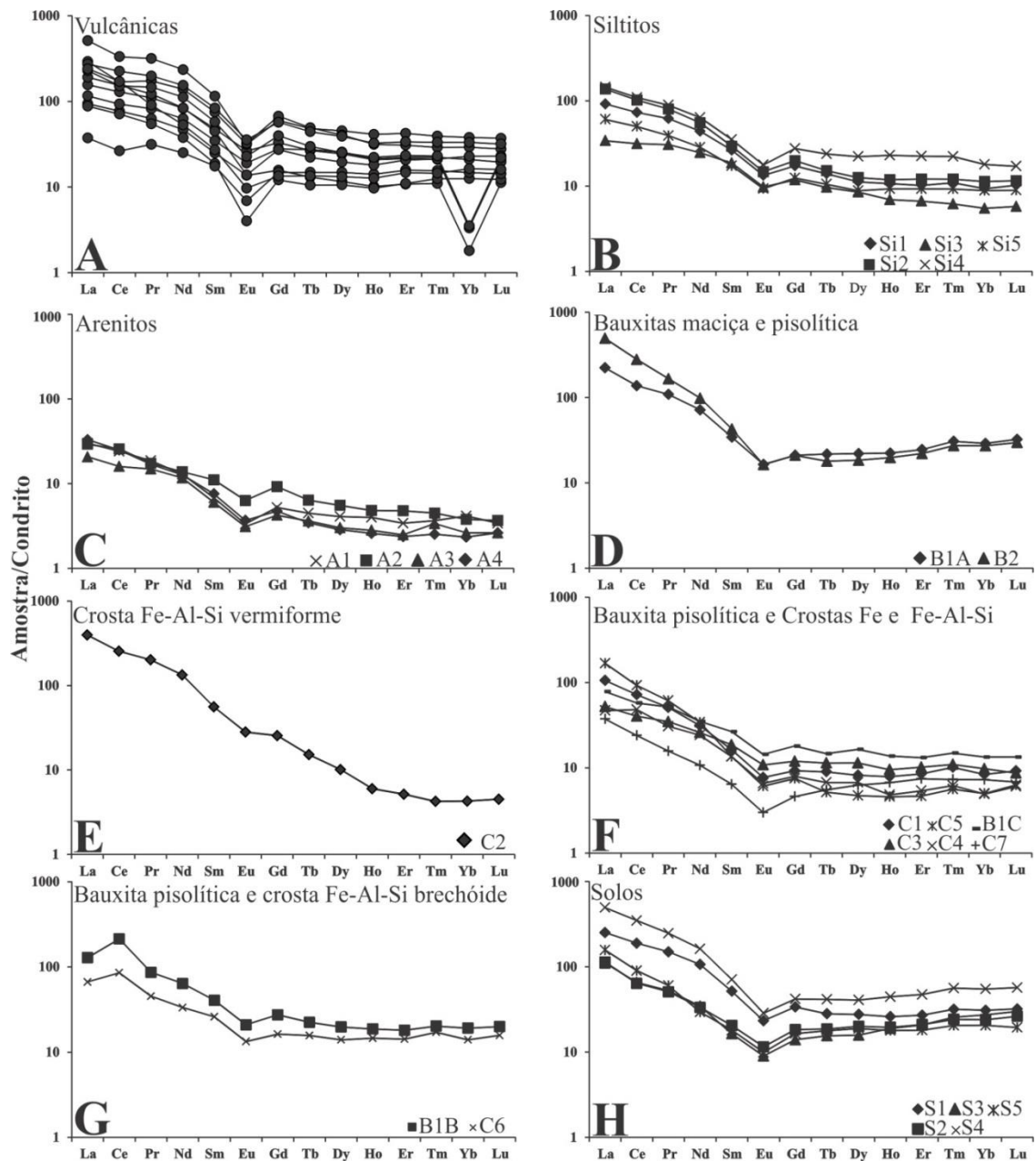


Figura 11: Elementos terras raras normalizados pelo condrito de Taylor & McLennan (1985). Distribuição dos elementos terras raras: A- nas vulcânicas, B- nos siltitos, C- nos arenitos, D- na bauxita maciça (B2) e na pisolítica (B1A), E- na crosta e ferro-alumino-silicosa vermiforme (C2), F- nas crostas ferruginosas, ferro-alumino-silicosas e na bauxita pisolítica B1C, G- na bauxita pisolítica B1B e na crosta ferro-alumino-silicosa C6 e H- nos solos.

6. DISCUSSÕES

6.1 Associações geoquímicas

A geoquímica dos litotipos estudados permitiu, segundo a análise por componente principal (PCCA), a identificação de três grupos de amostras em função dos fatores 1 e 2 que representam respectivamente 69,7 e 22,98% da variância: o primeiro agrupa as rochas, o segundo reúne as bauxitas (B1A, B1B e B2) e os solos mais aluminosos (S1, S2, S3, S4 e S5) e o terceiro as crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas e a bauxita pisolítica (B1C) (Figura 12A). Esses grupos refletem as associações identificadas entre a composição mineral e a composição química (Figura 12B).

O grupo das rochas é subdividido em dois subgrupos. O subgrupo 1 engloba os arenitos e é caracterizado pela alto SiO_2 atribuído à grande quantidade de quartzo. O subgrupo 2, no qual fazem parte as vulcânicas e os siltitos, é notabilizado pela associação entre Ba e Rb relacionados a presença de feldspatos, muscovita, illita e caulinita. A semelhança geoquímica entre as vulcânicas e os siltitos indica que as primeiras foram a principal fonte das segundas. A diferença em relação aos arenitos é atribuída a maior quantidade de argilominerais.

A correlação das bauxitas (B1A, B1B e B2) e solos (S1, S2, S3, S4 e S5) reflete o elevado conteúdo em Al_2O_3 , TiO_2 e PF, portanto mais gibbsita, rutilo e anatásio e os elementos a eles associados e com maior concentração de Y, Ta, Nb, U, Th, Ga, Hf, Zr e ETR. Além desses minerais, a presença de cerianita (CeO_2) identificada nas porções mais ferruginosas dominadas por goethita aluminosa (identificada pelo deslocamento da principal reflexão da goethita) como nas bauxitas pisolíticas, e de minerais residuais como zircão e columbita que tendem a se concentrar nas fases mais lixiviadas, também justificam a associação com Y, Ta, Nb, Hf e Zr. Prova disso são as excelentes correlações Hf, Nb, Ta com o Zr (+0,92 a +0,99) (ANEXO I). O Y apesar de não ser correlato ao Zr tende a acumular-se juntamente com os ETRP.

O elevado teor de TiO_2 nas bauxitas e solos está relacionado ao acúmulo de rutilo, ou ao anatásio formado a partir da dissolução da titanita e da titano-magnetita da vulcânica.

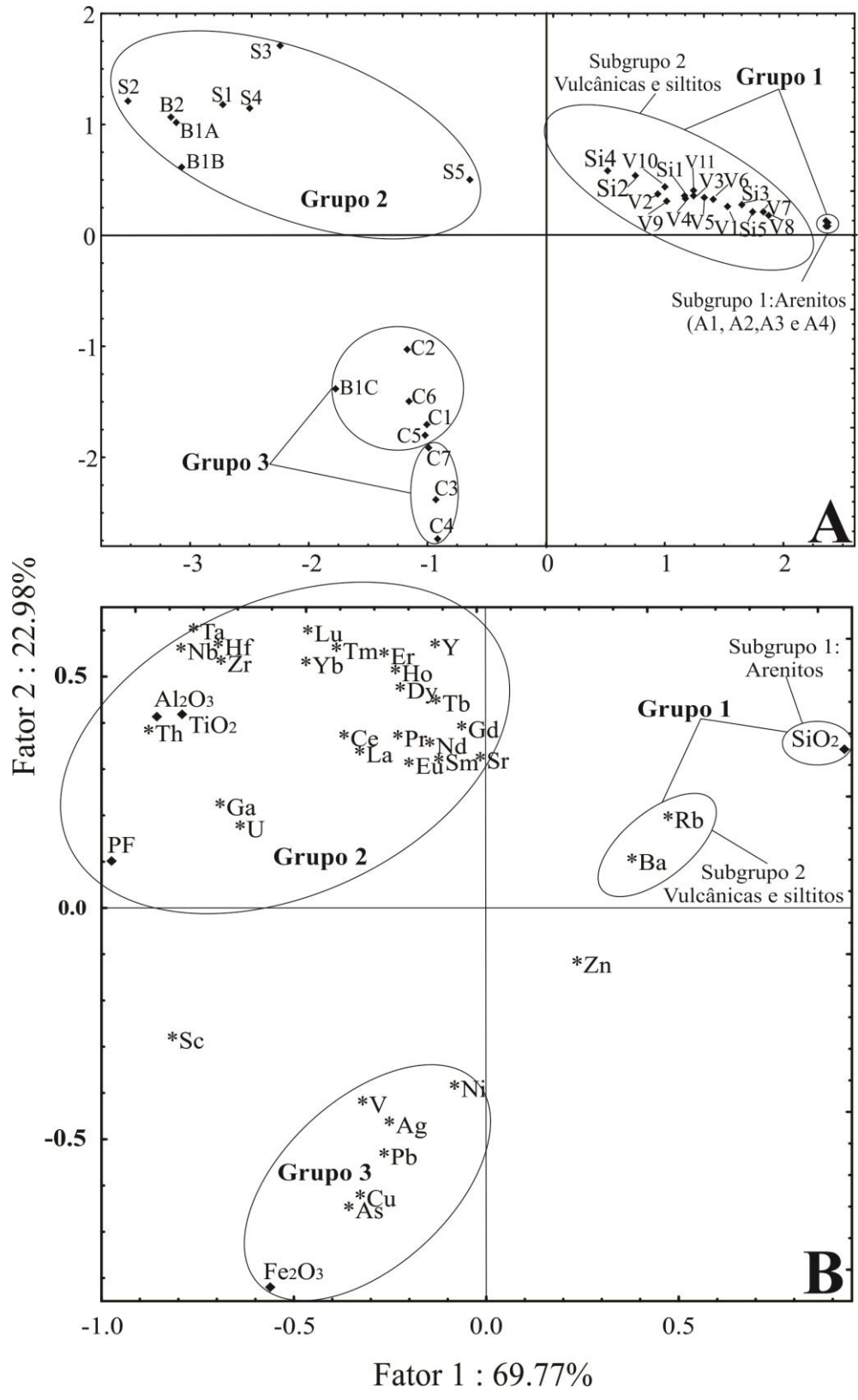


Figura 12: Diferenciação dos litotipos estudados e associações geoquímicas por análise de componente principal.

A associação entre as crostas ferruginosas (C3, C4 e C7), ferro-alumino-silicosas (C1, C2, C5 e C6) e a bauxita pisolítica (B1C) reflete o caráter ferruginoso e os teores similares em SiO_2 e Al_2O_3 , portanto com concentrações mais elevadas em Ag, As, Ni, Pb e V com afinidade com o Fe como mostra a Figura 12, uma vez que a goethita e a hematita são capazes de reter estes elementos em sua estrutura por adsorção ou por coprecipitação (Middelburg et al. 1988, Braun et al. 1990). O P_2O_5 não foi levado em consideração nas associações estatísticas, pois não mostrou correlação com os demais elementos e não foi identificado nenhum mineral desse elemento via difração de raios-x e MEV. Apesar disto, os teores entre 1,12 e 2,26% nos siltitos e de 3,1% na crosta laminada merecem destaque, uma vez que Araújo et al. (1976) e Reis (2006) descrevem rochas sedimentares da Formação Juma com colofana.

Apesar do método PCCA não agrupar as crostas com suas prováveis rochas geradoras, as razões Eu/Eu^* e Ce/Ce^* ratificam o observado em campo e relacionam a bauxita maciça B2 (0,55 e 0,98 de Eu/Eu^* e Ce/Ce^* respectivamente) com as vulcânicas do grupo Colíder (0,51 e 0,92 de Eu/Eu^* e Ce/Ce^* respectivamente). As bauxitas pisolíticas (0,63 e 1,27 de Eu/Eu^* e Ce/Ce^* respectivamente), as crostas ferruginosas (0,64 e 1,07 de Eu/Eu^* e Ce/Ce^* respectivamente) e as ferro-alumino-silicosas (0,66 e 1,08 de Eu/Eu^* e Ce/Ce^* respectivamente) se correlacionam com os siltitos e arenitos (0,62-0,6 e 0,98- 1,03 de Eu/Eu^* e Ce/Ce^* respectivamente). Tal fato também é demonstrado pela relação $[\text{TiO}_{2(\%)}/\text{Nb}_{(\text{ppm})}] * 1000$ vs $\text{ETRL}_{(\text{ppm})}$ (Figura 13).

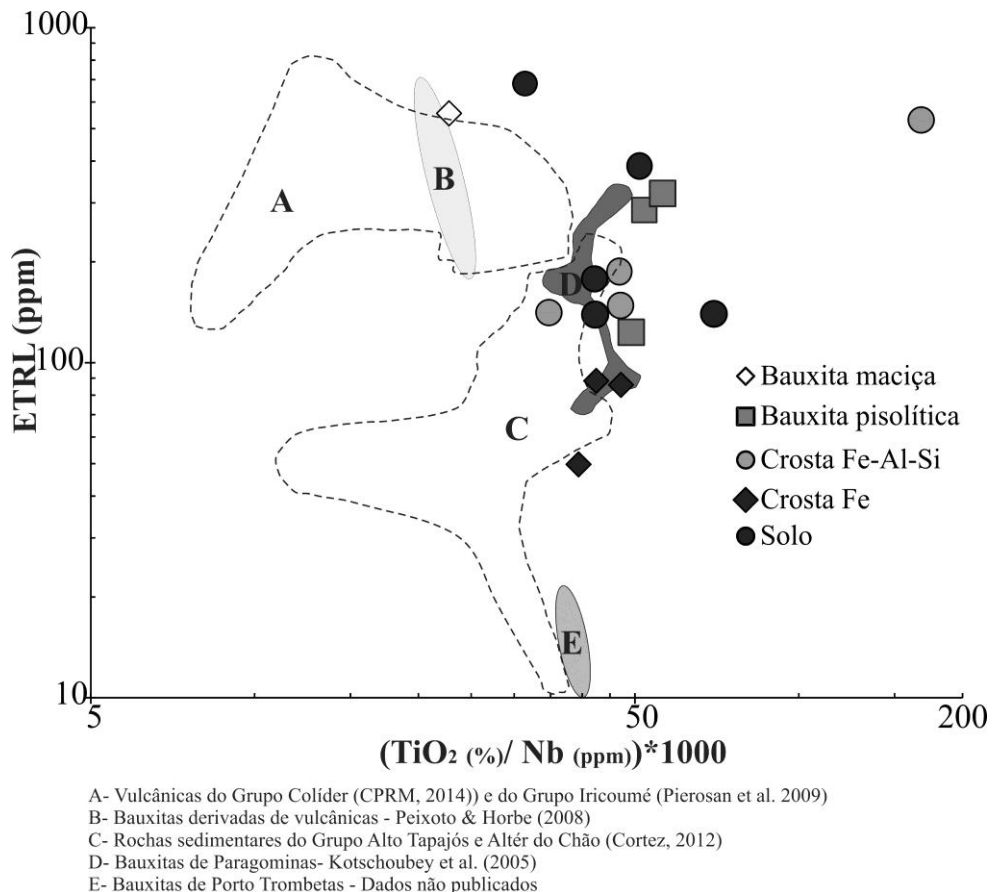


Figura 13: Diagrama $[\text{TiO}_2(\%)/\text{Nb}_{(\text{ppm})}] * 1000$ vs ETRL indicador de proveniência das bauxitas e crostas lateríticas quando comparados a origem a partir de rochas sedimentares e vulcânicas.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nos dados obtidos é possível concluir que a lateritização na região de Apuí gerou bauxitas e uma série de crostas ferro-alumino-silicosas e ferruginosas com texturas maciça, pisolítica, brechóide, vermiforme e laminada. A formação dessa variedade de crostas e texturas é atribuída ao longo processo intempérico necessário para o desenvolvimento de crostas lateríticas que permitiu a lixiviação dos elementos mais móveis e o enriquecimento em alumínio e ferro. Não há dados precisos sobre a evolução laterítica na Amazônia com exceção das idades obtidas por Vasconcelos et al. (1996) e Costa et al. (2005), mas por correlação com as rochas mães dos perfis, especialmente as do topo das bacias do Amazonas (Formação Alter do Chão) e Parnaíba (Formação Itapecuru) atribui-se ao final do Cretáceo e início do Paleoceno o início da lateritização. Contudo, esse processo pode ser muito mais antigo, pois o Cráton das Guianas e Brasil Central por terem sido fonte de sedimentos para as bacias paleozóicas do Amazonas e Solimões estavam expostos muito antes dessa época.

A preservação dessas crostas em relevos altamente dissecados e a pouca espessura do solo no sudeste do Amazonas está, provavelmente ligada à proximidade dos grandes rios da região como o Aripuanã e Sucunduri afluentes do rio Madeira que devem ter facilitado a erosão. A tectônica é outro fator a ser considerado, tendo em vista que a reativação de falhas e, principalmente a neotectônica proporcionam a formação de perfis truncados e linhas de pedra muito comuns na região. Nesse contexto, nas colinas e zonas mais rebaixadas estão preservadas crostas ferruginosas e nos platôs ou serras as bauxitas e crostas a ferro-alumino-silicosas.

As ocorrências de bauxitas descritas neste trabalho são alvos potenciais para a existência de jazida na região de Apuí, pois apresentam elevados teores de alumínio (até 23-54%), baixos de sílica (<5% com exceção da bauxita B1A) e titânio (<4%). Quimicamente são similares a aquelas estudadas por Peixoto & Horbe (2008) na região do Pitinga e Presidente Figueiredo no estado do Amazonas, e por Lucas (1997), Boulangé & Carvalho (1997) e Kotschoubey et al. (2005) nas minas de Juruti, Porto Trombetas e Paragominas no estado do Pará. Todavia, a escassez de afloramentos com perfis completos inviabiliza o estudo em detalhe das características e o comportamento geoquímico dos elementos ao longo dos horizontes.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Araújo J.F.V., Montalvão R.M.G. de, Lima M.I.C. de, Fernandes P.E.C.A., Cunha F.M.B. da, Fernandes C.A.C., Basei M.A.S. 1976. Geologia da Folha SA.21 – Santarém. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap.I - Geologia. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 19).
- Bardossy, G., Aleva. G.J.J. 1990. Lateritic bauxites. Amsterdam, Elsevier. 624 p
- Betiollo, L.M., Reis N.J., Almeida, M.E., Bahia, R.C., Splendor, F., Costa, U.P., Luzardo, R. 2009. Magmatismo Máfico ,Calimiano (Sill Mata-Matá), rio Aripuanã, Amazonas- Implicações Geológicas. In: SBG, Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, XI, *Resumos Expandidos*.
- Boulangé, B., Carvalho, A.1997. The Bauxite of Porto Trombetas. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y. Eds. Brazilian bauxites. USP/ FAPESP/ ORSTOM. Brazil. 55-73.
- Braun, J., Pagel, M., Muller, J., Bilong, P., Michard, A., Guillet, B. 1990. Cerium anomalies in lateric profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 54: 781-795.
- Conceição, D. A. 2011. Intemperismo na Serra do Tucano-RR. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Amazonas. Manaus, Amazonas.
- Costa, M. L. 2007. Introdução ao intemperismo latérico e a lateritização. Prospecção geoquímica: depósitos minerais metálicos, não metálicos, óleo e gás. 199-244.
- Costa, M. L., Choque, Fernandez O.J., Requelme, M. E. R. 2005. Depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica, In: J, Marini, E. T. Queiroz e B. W. Ramos (eds.). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. DNPM. FINEP. ADIMB. Brasília. 227-333.

- Costa, M.L. 1980. Geologia, mineralogia, geoquímica e gênese dos fosfatos de Jandiá, Cansa Perna, Itacupim no Pará e Trauíra e Pirocaua no Maranhão. Belém, 146 p. (Tese de mestrado, CG/UFPa).
- Costa, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2): 146-160
- CPRM. 2006. Mapa Geológico do Estado do Amazonas. Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas. Sistemas de Informações Geográficas – SIG, Programa Geologia do Brasil. Escala 1: 1.000.000, Ministério de Minas e Energia. Rio de Janeiro. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil.
- CPRM. 2013. Folha Sumaúma (SB.20-Z-D). Programa Geologia do Brasil. Carta geológica ao milionésimo-Escala 1:250.000. CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Manaus.
- Herron M.M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58:820-829.
- Horbe, A.M.C., Costa, M.L. 1999. Genetic relationship between lateritic duricrusts and soils in the Amazonian region - Brazil. In: Intern. Geochem. Expl. Symp., Vancouver, Abstracts Volume, p. 123-124.
- Kotschoubey B., Truckenbrodt W. & Hieronymus B. 1997. Bauxite deposits of Paragominas. In: A. Carvalho, B. Boulangé, A.J. Melfi & Y. Lucas (eds.) *Brazilian Bauxites*. USP/FAPESP/ORSTOM, São Paulo, p. 75-106.
- Kotschoubey, B., Duarte, A. L. de S., Truckenbrodt, W. 1999. Cobertura bauxítica e origem do caulim do Morro do Felipe, Baixo Jari, estado do Amapá. *Revista Brasileira de Geociência* 29: 443-450.
- Kotschoubey, B., Truckenbrodt, W., Calaf J. M. C. 2005. Evolução Geológica da Porção Meridional da Província Bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (Noroeste da Bacia do Grajaú, Nordeste do Pará e Extremo oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (2): 263- 272.
- Lacerda Filho, J.V., Brito, R.S.C., Silva, M.G., Oliveira, C.C., Moreton, L.C., Martins, E.G., Lopes, R.C., Lima T.M., Larizzatti J.H., Valente C.R. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Mato Grosso do Sul. Esc.1:1.000.000. Campo Grande: CPRM, 2006. 121p. il. Convênio CPRM/SEPROTUR/MS-EGRHP/MS.
- Lacerda Filho, J.V., Souza, J.O., Oliveira, C.C., Ribeiro, P.S.E., Villas Boas, P.F., Albuquerque, M.C., Frasca, A.A.S., Borges, F.R., Moreton, L.C., Martins, E.G., Camargo, M.A., Valente, C.R., Pimentel, M.M., Botelho, N.F. 2001. Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta). In. SBG. Simpósio de Geologia da Amazônia. 7. Belém. Sessão temática VII.
- Lucas, Y. 1997. The bauxite of Juriti, In: Carvalho, A., Boulangé, B., Melfi, A. J. and Lucas, Y. *Brazilian bauxites*. USP/FAPESP/ORSTOM. Brazil. 107-136.
- Middelburg, J.J., Van Der Weijden, C.H., Woittiez, J.R.M. 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chem. Geol.*, 68: 253- 273.
- Peixoto, S.F., Horbe, A.M.C. 2008. Bauxitas do nordeste do Amazonas. *Rev. Bras. Geoc.*, 38(2):406-422.
- Reis, N.J. 2006. Rochas carbonáticas da região de Apuí – Amazonas. *Informes de Recursos Minerais. Série Insumos minerais para agricultura*, 12. Serviço Geológico do Brasil- CPRM, Manaus, 60p.
- Reis, N.J., Bahia, R.B.C., Almeida, M.E., Costa, U.A.P., Betiollo, L.M., de Oliveira A.C., Splendor F. 2013. O supergrupo Sumaúma no contexto geológico da Folha SB.20-Z-D (SUMAÚMA), sudeste do Amazonas: modo de ocorrência, discussão de idades em zircões detríticos e correlações no SW do Cráton do Amazonas. *Contribuições à Geologia da Amazônia*. 8(1): 199- 222.
- Santos, F.V. 2011. Crostas lateríticas da região central de Roraima, Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Amazonas. Manaus, Amazonas.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S.G. de, Riker S.R.L., Souza, M.M. de, Almeida, M.E., McNaughton, N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG- Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, PA, *Resumos Expandidos*. CD-Rom.

- Santos, J.O.S.2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM- Serviço Geológico do Brasil. Cap.4, p 169-226.
- Silva, P.J.M, Horbe, A.M.C, Horbe, M.A. 2012. Mineralogia e geoquímica de ocorrências manganíferas da bacia Alto Tapajós, sudeste do Amazonas, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, 7 (1):11-28.
- Tardy, Y., Roquin, C. 1998. Dérive des continents Paléoclimats at alterations tropicales. Éditions BRGM. 473p
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. 1985. The continental Crust: its composition and evolution. An Examination of The Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Blackwell Scientific Publ. 312p.
- Twidale, C.R. & Bourne, J.A. (1998). Origin and age of bornhardts, southwest Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*. 45. 903-914.
- 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 58: 1635-1665.

OCORRÊNCIAS MANGANESÍFERAS DO SUDESTE DO AMAZONAS

ALBUQUERQUE, M.F.S; HORBE, A.M.C; SILVA, P.M

1-Programa de Pós Graduação em Geociências, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Av. Gen. Rodrigo Otávio Jordão Ramos 3000 Japiim, 69070-000 Manaus, Brasil, albuquerqueIII@hotmail.com; 2) Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas/Universidade de Brasília, Campus Universitário Darci Ribeiro 70910-900, Brasília, Distrito Federal, ahorbe@unb.br;

RESUMO

Este trabalho apresenta a síntese do conhecimento geológico das ocorrências manganésíferas na região de Apuí, NE do Amazonas. O manganês ocorre associado à siltitos, arenitos e a crostas lateríticas desenvolvidas em relevo colinoso fortemente dissecado. A romanechita e a holandita são os principais minerais, embora criptomelana predomine nas crostas das Fazendas Silva e Floresta e a coronadita em Novo Natal. Foram identificadas três associações: 1°. SiO₂, Rb, Pb; 2°. Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, ETR-Eu, Hf, Nb, Zr, Sc, U, Th, Y; 3°. MnO, Ga, Zn, Sr, Cu, Eu, Mo, Ba, Co, Ni. A primeira relacionada ao riolito, quartzo-arenito e arenito muito fino, a segunda as crostas e solos pobres em Mn e a terceira aos arenitos e crostas manganésíferas. As ocorrências têm características minerais e químicas distintas: a) Zé Julião, com mais romanechita e holandita é marcado pela associação MnO, Mo, Cu, Co, Zn, Tl, V, K₂O e P₂O₅; b) Holanda, onde predomina romanechita se caracteriza pela associação MnO, Co, Cu, Mo e Zn; c) Beneficente, em que a romanechita é o principal mineral o MnO está associado à Ag, Pb e Ga e d) Em Novo Natal há maior diversidade de fases mineralógicas, dentre as quais destacam-se pirolusita, holandita, romanechita e coronadita e por isso há correlação do MnO com Ag, As, K₂O, Cu, Pb, Eu e Sr. Exclusivamente em Novo Natal há registros de ação hidrotermal precedente a atuação do intemperismo, que explica as anomalias em Pb e Cu e a formação de coronadita de origem hidrotermal e laterítica. Estas crostas e seus resquícios se preservam no relevo mais rebaixado o que leva a crer que a incisão do rio Aripuanã, bem com a atuação da neotectônica erodiu a maior parte dos produtos lateríticos.

Palavras Chaves: Intemperismo, crostas manganésíferas, associações geoquímicas

ABSTRACT

This paper presents the synthesis of the geological knowledge of manganese occurrences in Apuí region, NE of Amazonas state. Manganese occurs associated to siltites, sandstones and lateritic crusts developed on strongly dissected hilly relief. Romanechite and hollandite are the main minerals, however cryptomelane dominates Fazendas Silva's and Floresta's crusts and coronadite is dominant in Novo Natal. Three associations were identified: 1st. SiO₂, Rb, Pb; 2nd. Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, ETR-Eu, Hf, Nb, Zr, Sc, U, Th, Y; 3rd. MnO, Ga, Zn, Sr, Cu, Eu, Mo, Ba, Co, Ni. The first one, related to riolite, quartz sandstone and very fine sandstone, the second related to crusts and soils with low manganese contents and the third to Mn-rich sandstones and crusts. The occurrences have mineral and chemical characterizations distinct from each other: a) Zé Julião, with high contents of romanechite and hollandite, is defined by the association of MnO, Mo, Cu, Co, Zn, Tl, V, K₂O and P₂O₅; b) Holanda, where romanechite dominates, is characterized by the association of MnO, Co, Cu, Mo and Zn; c) Beneficente, where romanechite is the main mineral, MnO is associated to Ag, Pb and Ga and d) In Novo Natal there is a large diversity of mineralogical phases, among which pyrolusite, hollandite, romanechite and coronadite are more expressive, therefore MnO is correlated to Ag, As, K₂O, Cu, Pb, Eu and Sr. In Novo Natal, exclusively, there are records of prior hydrothermal action to weathering, which explains the anomalies in Pb and Cu and the formation of coronadite originated from hydrothermal and lateritic actions. These crusts and their remnants are preserved in the lower relief, which suggests that as the incision of Aripuanã River, as the neotectonic events eroded most of the lateritic products.

Keywords: Weathering, manganese crusts, geochemical associations;

1. INTRODUÇÃO

Hidrotermalismo ligado a ascensão de plumas mantélicas em ambiente de separação dos continentes são a fonte de Mn para as águas oceânicas que em condições de eventos transgressivos e regressivos, levaram à formação de depósitos de Mn em oceanos oxigenados estratificados (Force & Cannon 1988, Roy 2000, Varentsov 2002, Roy 2006). Nesse ambiente a estabilidade do Mn, bem como do Fe, é governada pela oxidação e redução e, por isso o Eh e o pH desempenham papel importante na formação dos óxidos, hidróxidos, silicatos e carbonatos de manganês. Além disso, as subunidades octaédricas de MnO_6^{8-} dispostas em cadeias ou folhas, tal como nos silicatos, pode levar à formação de túneis onde se abrigam cátions com raio iônico grande, tais como K^+ , Ca^{2+} ou Ba^+ o que propicia a formação de outras variedades minerais como a romanechita, holandita e criptomelana (Burns & Burns 1979, Maynard 2003). Essa grande variedade de minerais de manganês é bem distribuída na crosta terrestre e em diversos contextos geológicos (Maynard 2003, Roy 2006). Assim, o Mn além de ocorrer em rochas sedimentares marinhas, também está associado a rochas sedimentares lacustres e a eventos hidrotermais (Roy 1992, O'Reilly 1992, Nicholson 1992).

Na região sudeste do Amazonas, onde ocorrem arenitos e siltitos do Supergrupo Samaúma e do Grupo Alto Tapajós há arenitos crostas lateríticas e colúvios manganésíferos. Este trabalho envolve a compilação e a reinterpretação das informações sobre as seis ocorrências estudadas por Silva *et al.* (2012) e a comparação com uma nova ocorrência localizada na margem direita do rio Aripuanã, denominada de Novo Natal.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO GEOMORFOLÓGICO

A região de estudo está inserida nos domínios tectono-estratigráficos Juruena (1,85-1,75 Ga) e Roosevelt-Aripuanã (1,76-1,74 Ga), da Província Rondônia-Juruena (Santos et al. 2003, Santos et al. 2006, Lacerda Filho et al. 2006), no contato do embasamento paleoproterozóico e a Bacia Alto Tapajós, de idade siluro-devoniana (Reis 2006, Reis et al. 2013).

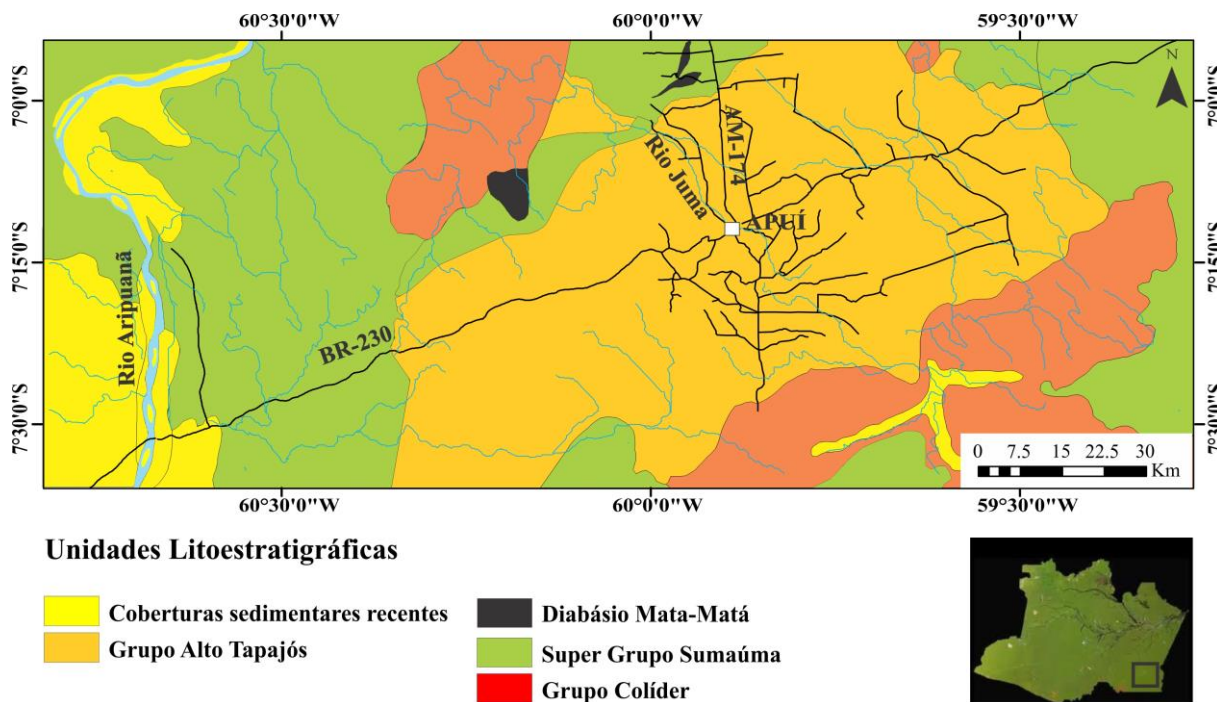


Figura 14: Mapa geológico da região estudada. Modificado de CPRM (2013)

Na área avaliada afloram rochas vulcânicas do Grupo Colíder e sedimentares do Supergrupo Sumaúma e do Grupo Alto Tapajós (Figura 1). As rochas do Grupo Colíder (idade U-Pb 1,773-1,786 Ga) ocorrem a sul e na porção noroeste da área estudada, são predominantemente vulcânicas (riolitos, dacitos e riodacitos, predominantemente), com alguns corpos subvulcânicos (Lacerda Filho et al. 2001, Santos et al.2003) (Figura 1). Na localidade de Novo Natal, na cachoeira do igarapé Jatuaraninha aflora riolito rosado, porfirítico com matriz afanítica e fenocristais de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Subordinadamente, ocorrem epidoto e zircão e, localmente, há geodos de quartzo com até 2 cm de diâmetro, em porções caulinizadas da rocha.

Sobre essas rochas assentam as sedimentares proterozóicas e paleozóicas. A CPRM está aprimorando o mapeamento da região e não há ainda integração dos resultados, o que impede a apresentação de um mapa detalhado. Os dados disponíveis indicam que o Supergrupo Sumaúma na região é constituído pelos Grupos Vila do Carmo e Beneficente (Figura 1).

A idade mínima do Grupo Vila do Carmo está associada à intrusão do diabásio Mata-Matá (1,57 Ga) e reúne unidades vulcanoclásticas, piroclásticas e clásticas, que ocorrem sob a forma de ritmitos e quartzo-arenitos (Betiollo et al. 2009, Reis et al. 2013). O Grupo Beneficente sobrepõe o Grupo Vila do Carmo, é constituído, da base para o topo, pelas formações Manicoré, Cotovelo e Prainha/Tuiuié. A Formação Manicoré foi depositada em

ambiente de leques e planícies aluviais e constitui ortoconglomerados a quartzo-arenitos maciços, com argilitos subordinados. A Formação Cotovelo foi depositada em ambiente de planície de maré e canais fluviais e reúne quartzo-arenitos silicificados, arroxeados a róseos, além de pelitos subordinados. As formações Prainha e Tuiuié são indivisas e compostas por arenitos sublíticos e quartzo-arenitos intercalados por siltitos e argilitos (Reis et al. 2013).

A bacia do Alto Tapajós agrupa as rochas do Grupo Alto Tapajós (Siluriano), está depositado em não-conformidade sobre as rochas do Grupo Colíder e Vila do Carmo. Compreendem arenitos finos a médios com lentes conglomeráticas e siltitos laminados com intercalações de arenitos finos, depositados em ambiente litorâneo e lagunar, enquadrados nas formações Rio das Pombas e Juma, respectivamente (CPRM 2013, Reis et al. 2013).

Os depósitos neógenos, na região do alto rio Acari pertencem a Formação Salva Terra (conglomerados, arenitos conglomeráticos e argilitos mosqueados). Coberturas lateríticas ocorrem sobre as vulcânicas do Grupo Colider no setor sul da área de pesquisa, próximo ao município de Apuí (CPRM 2006, Reis et al. 2013). Também há crostas e colúvios manganésíferos desenvolvidos sobre os grupos Beneficente e Alto Tapajós, no rio Aripuanã (Holanda e Beneficente); ao longo da BR-230 (Fazendas Silva e Floresta) e ao sul de Apuí (Zé Julião) (Silva et al. 2012). Depósitos Quaternários, representados por aluviões ao longo das drenagens, são compostos por areia, cascalho, silte e argila (CPRM 2013).

A região compreende dois compartimentos geomorfológicos: as porções central e oriental englobam o Planalto Apuí e a oeste a Depressão Marginal Sul-Americana (CPRM 2006). O Planalto Apuí compreende platôs, colinas e planícies com forte dissecação (140 a 320 m) pela incisão da rede de drenagem subdendrítica a dendrítica com padrões retangulares. As planícies de inundação, associadas aos grandes rios como o Aripuanã e o Acari, com 70 a 80 m de altitude, compõem a Depressão Marginal Sul-Americana (CPRM 2006) e ocupam cerca de 30% da área.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para este estudo foram utilizados os dados de Silva et al. (2012), além de nova coleta de amostras em Beneficente e amostrada a ocorrência de Novo Natal que está localizado no rio Aripuanã na confluência com o igarapé Jatuaraninha.

Foram coletados riolito, quartzo-arenito, arenitos manganésíferos, crostas manganésíferas e solo, num total de 12 amostras. Assim, como Silva et al. (2012), as amostras foram descritas com base no modo de ocorrência, cor, textura e estruturas e composição

mineralógica. No laboratório de Geoquímica da Universidade Federal do Amazonas, as amostras foram secas à temperatura ambiente, quarteadas e pulverizadas e submetidas à identificação mineralógica com o auxílio de microscopia óptica, microscópio petrográfico, difração por raios-x (DRX) e microscopia eletrônica de varredura (MEV) após metalização por Au-Pd.

Para análise química foram selecionados riolito (1 amostra), quartzo-arenito (1 amostra), arenitos com Mn (3 amostras), crostas manganesíferas e ferro-mangano-aluminosas (7 amostras) e solo (1 amostra). As análises químicas foram realizadas no laboratório Acmelab, em Vancouver no Canadá. Os elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 e MnO) foram determinados e quantificados por ICP-ES em fusão com metaborato de lítio e digestão com HNO_3 ; a perda ao fogo, por gravimetria; os elementos traços (As, Ag, Ba, Be, Co, Cu, Ga, Hf, Mo, Nb, Rb, Sr, Ta, Pb, Zn, Ni, Tl, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), por ICP-MS em fusão com metaborato/tetraborato de lítio.

O fracionamento dos ETR foi calculado em relação ao condrito de Taylor e McLennan (1985) e as razões Eu/Eu^* , Ce/Ce^* e Tb/Tb^* de acordo com as equações:

$$1: \text{Eu}/\text{Eu}^* = (\text{Eu}/0,087)/[(\text{Sm}/0,231) \times (\text{Gd}/0,306)]^{1/2}$$

$$2: \text{Ce}/\text{Ce}^* = (\text{Ce}/0,957)/[(\text{La}/0,367) \times (\text{Pr}/0,137)]^{1/2}$$

$$3: \text{Tb}/\text{Tb}^* = (\text{Tb}/0,06)/[(\text{Gd}/0,31) \times (\text{Dy}/0,38)]^{1/2}$$

A quantificação mineralógica de todas as amostras foi obtida por meio de cálculos estequiométricos com o auxílio dos difratogramas, da química dos óxidos maiores e traços como Pb e Ba sob a forma de óxidos e da composição centesimal dos minerais (Tabela 1). Em amostras onde há ocorrência de quartzo, gibbsita, caulinita, hematita e anatásio, é estimado o percentual de quartzo com base na intensidade da reflexão principal do quartzo no difratograma de difração de raios-x. O valor estimado é dividido pelo percentual total de SiO_2 da amostra, deste modo é estimado o percentual de quartzo na amostra. Caulinita, hematita, gibbsita e anatásio são calculados segundo os procedimentos indicados na tabela 2. Soma-se o percentual calculado de cada mineral na amostra, e os valores finais de cada mineral são finalmente corrigidos para 100%. Quando ocorre caulinita e quartzo, a SiO_2 é atribuída ao quartzo e a Al_2O_3 à caulinita.

Tabela 1: Composição centesimal dos minerais dos litotipos estudados (fonte: webmineral.com)

Minerais	Composição Centesimal
Quartzo (Q): SiO ₂	100 % SiO ₂
Caulinita(C): Al ₂ O ₃ (SiO ₂) ₂ ·2H ₂ O	Al ₂ O ₃ = 39,5%; SiO ₂ = 46,49%; H ₂ O = 14,01%
Gibbsita (Gb): Al (OH) ₃	Al ₂ O ₃ = 65,37%; H ₂ O = 34,63%
Hematita (Fe ₂ O ₃) + Goethita (FeOOH) (He+Gt)	100% Fe ₂ O ₃
Romanechita (Rom)	BaO = 19,72%, MnO ₂ = 76,65%, SiO ₂ = 1,1% e H ₂ O = 3,94%
Holandita (Hol)	BaO = 14,38%, MnO ₂ = 62,17%, SiO ₂ = 0,7%, Al ₂ O ₃ =1,2%, Fe ₂ O ₃ = 12,17%, PbO = 5,23% e Na ₂ O = 0,36%
Criptomelana (Cri)	MnO ₂ = 71,01% e K ₂ O = 6,41%
Coronadita (Cor)	BaO = 1,64%, MnO ₂ = 67,05%, Al ₂ O ₃ = 0,55%, PbO = 26,30% e V ₂ O ₅ = 1,95%
Pirolusita (Pi)	100% MnO ₂
Anatásio (An)	100% TiO ₂

Tabela 2: Procedimento para quantificação dos minerais presentes nos litotipos. CC-composição centesimal

Quartzo (Q)	$Q = \text{SiO}_2 \text{ total} - \text{SiO}_2 \text{ estimado para o Q} / 100$
Caulinita (C)	$C = \text{SiO}_2 \text{ total} \times 100 / \text{SiO}_2 (\text{CC}); \text{Al}_2\text{O}_3 (\text{C}) = C \times \text{Al}_2\text{O}_3 (\text{CC}) / 100;$
	$C = \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ total} \times 100 / \text{Al}_2\text{O}_3 (\text{CC})C; \text{SiO}_2 (\text{C}) = \text{SiO}_2 (\text{CC}) C \times C / 100$
Gibbsita (Gb)	$\text{Al}_2\text{O}_3(\text{G}) = \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ total} - \text{Al}_2\text{O}_3 (\text{C}); \text{G} = \text{Al}_2\text{O}_3 (\text{G}) \times 100 / \text{Al}_2\text{O}_3 (\text{CC}) \text{Gb}$
Hematita + Goethita (Gt+Hm)	$\text{Gt} + \text{Hm} = \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total}$
Anatásio/Rutilo (An/Rut)	$\text{An} / \text{Rut} = \text{TiO}_2 \text{ total}$

A quantificação dos minerais de manganês é mais complexa e obedece aos seguintes critérios:

1. Transformar o percentual de MnO em MnO₂, Ba em BaO e Pb em PbO.
2. Quando ocorrer criptomelana, holandita/ romanechita, coronadita e pirolusita obedecem-se às equações:
 - Criptomelana: (Equação 1) MnO_2 (necessário para sua formação na amostra) = $[\text{K}_2\text{O} (\text{amostra}) \times \text{MnO}_2 (\text{presente na estrutura cristalina})] / \text{K}_2\text{O} (\text{presente na estrutura cristalina})$, a partir disto, calcula-se o percentual de criptomelana na amostra: (Equação 1.1) $C_{(\text{criptomelana})} = [\text{MnO}_2 (\text{necessário para sua formação na amostra}) \times \text{MnO}_2 (\text{presente na estrutura cristalina})] / 100$. Todo o conteúdo de K₂O é atribuído ao calculo da criptomelana
 - Holandita (H)/ romanechita (R): (Equação 2) MnO_2 (necessário para sua formação de R ou H na amostra) = $[\text{BaO} (\text{amostra}) \times \text{MnO}_2 (\text{presente na estrutura cristalina de R ou H})] / \text{BaO} (\text{presente na estrutura cristalina de R ou H})$, feito isto, calcula-se o percentual de holandita ou

romanechita: (Equação 2.1) H ou $R = \frac{[MnO_2 \text{ (necessário para sua formação na amostra)} \times MnO_2 \text{ (presente na estrutura cristalina de R ou H)}]}{100}$.

- Coronadita: (Equação 3) $MnO_2 \text{ (necessário para sua formação na amostra)} = \frac{[PbO \text{ (amostra)} \times MnO_2 \text{ (presente na estrutura cristalina)}]}{PbO \text{ (presente na estrutura cristalina)}}$, em seguida calcula-se o percentual de coronadita: (Equação 3.1) $C_{o(\text{coronadita})} = \frac{[MnO_2 \text{ (necessário para sua formação na amostra)} \times MnO_2 \text{ (presente na estrutura cristalina)}]}{100}$. Admite-se que todo PbO é relacionado à coronadita.
- (Equação 4) $P \text{ (pirolusita)} = MnO_2 \text{ (total)} - MnO_2 \text{ (criptomelana)} - MnO_2 \text{ (holandita ou romanechita)} - MnO_2 \text{ (coronadita)}$

3. Quando há romanechita e holandita como os principais minerais, o percentual de MnO_2 na romanechita e holandita obedece ao seguinte sistema:

4. Equação 5:
$$\begin{cases} 14,38 H + 19,72 R = BaO \text{ amostra} \\ 62,17 H + 76,65 R = MnO_2 \text{ amostra} \end{cases}$$

Após determinar o percentual de MnO_2 , o cálculo do percentual de romanechita e holandita obedece as equações 2 e 2.1. Em amostras onde o percentual de MnO_2 é $> 70\%$ e o de $BaO > 15\%$ como na amostra Cpp1, a determinação do percentual de MnO_2 da romanechita e holandita é obtida pela Equação 6:

$$\begin{cases} 14,38 H + 19,72 R = BaO \text{ amostra} \\ 0,7 H + 1,1 R = SiO_2 \text{ amostra} \end{cases}$$

Para a análise estatística foi utilizado o software STATISTIC 9.0, tendo como princípio o método analítico PCCA (*Principal component and classification analysis*), onde são utilizados os fatores 1 e 2. Ao fator 1 foi atribuído aos elementos maiores, menores e PF, já o fator 2 descreve o comportamento dos elementos traços e ETR em função do fator 1.

Neste trabalho o emprego da técnica analítica teve como objetivo reunir as principais associações geoquímicas e definir similaridades nos grupos de amostras. Para isto foram utilizados elementos como SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , Hf, Th, Zr, Zn, Sc, Nb, Cu, Sr, Mo, Ga, Ni, Co, Ba e ETR. Elementos abaixo do limite de detecção na maioria das amostras (CaO , MgO e Na_2O) ou muito homogêneos (K_2O , Tl, P_2O_5 , Ag e As) não foram considerados pelo software.

A confecção de mapas geológicos, das formas de relevo e do sistema de drenagem foi realizada utilizando o programa ArcGis 10 e Global Mapper 13.

4. RESULTADOS

4.1 Descrição dos perfis

No sudeste do Amazonas o manganês ocorre associado a uma ampla variedade de ambientes geológicos e geomorfológicos, estando as ocorrências posicionadas em porções de relevo fortemente dissecado, os arenitos manganíferos estão nas porções mais rebaixadas (20 a 80m), enquanto as relacionadas a depósitos resultantes do intemperismo (crostas manganíferas, dismantelados e colúvios associados) posicionadas via-de-regra em relevo colinoso (80 a 140m) ou também na borda de platôs (até 200m de altitude) (Figura 2).

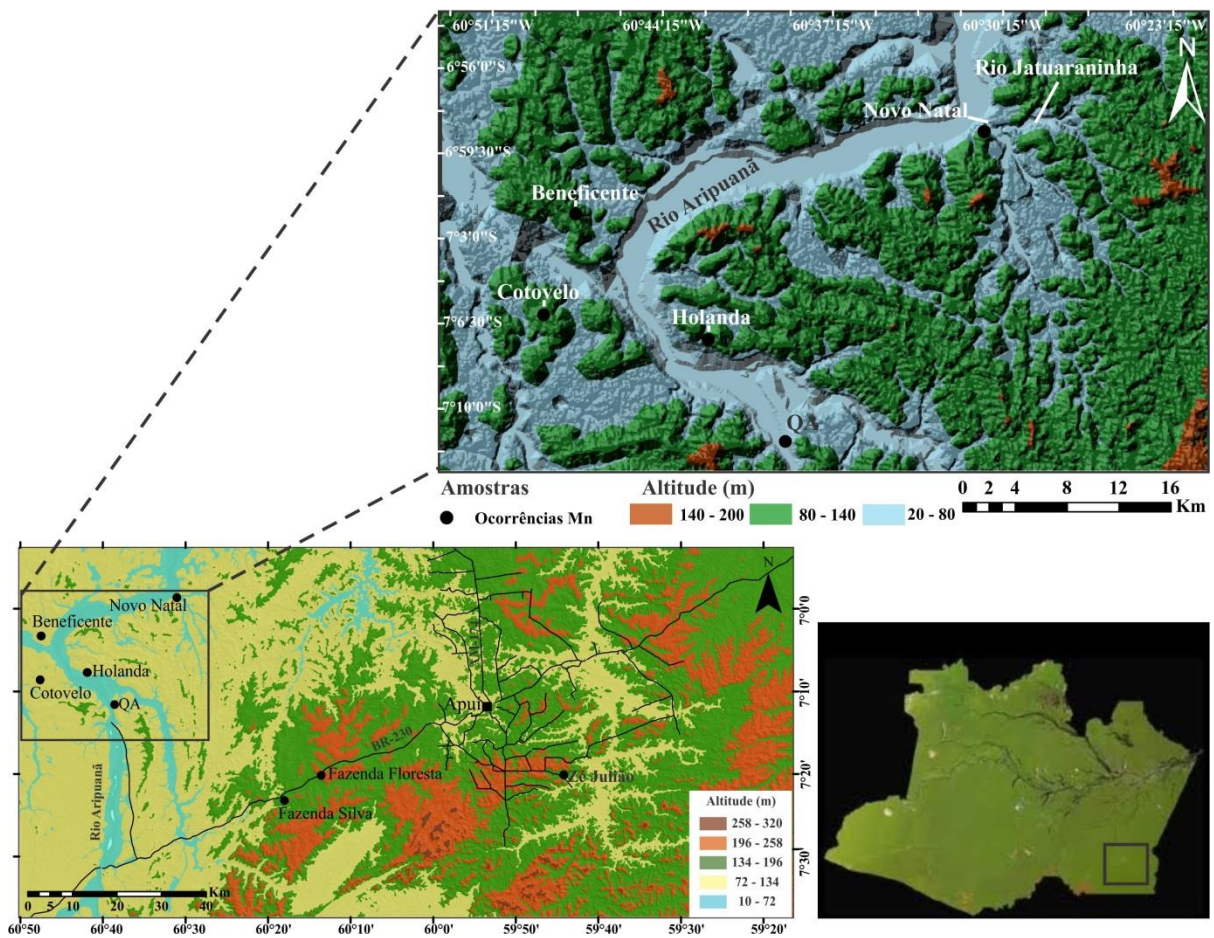


Figura 15: Mapa planialtimétrico da região estudada

As ocorrências de Mn estão associadas a arenitos e siltitos que sobrepõem vulcânicas do Grupo Colíder como verificado em Novo Natal. Segundo Silva et al. (2012) as ocorrências de Zé Julião, Fazendas Silva/Floresta e Cotovelo representam os colúvios e Holanda, Beneficente os perfis mais completos (Figura 3). A seguir são sumarizadas as características desses perfis.

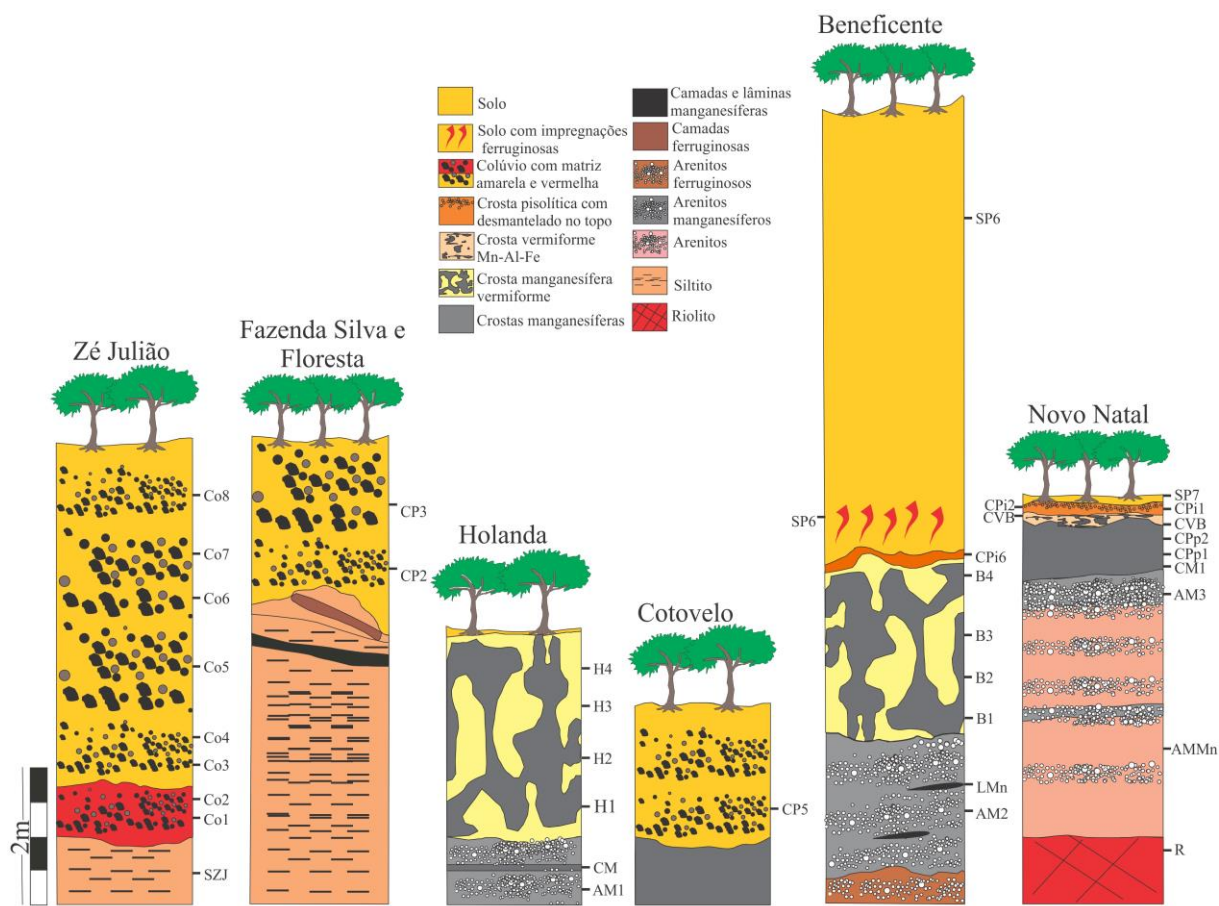


Figura 16: Perfis esquemáticos das sete ocorrências selecionadas para este trabalho, bem como a disposição das amostras coletadas. Modificado de Silva et al. (2012).

O colúvio (Co 1 a 8- Zé Julião, CP2/CP3- Fazenda Silva e Floresta e CP5- Cotovelo) apresenta até 6,3m de espessura, está desenvolvido sobre siltito avermelhado, friável, com laminação plano-paralela incipiente, constituído por quartzo, caulinita, hematita, goethita, illita e rutilo (Figuras 3, 4A). Lâminas e camadas (até 0,3 m) de criptomelana e pirolusita sob a forma de acículas, além de goethita e hematita que por vezes constituem camadas centimétricas. A base do colúvio é formada por pisólitos e fragmentos angulosos imersos em matriz argilo-arenosa avermelhada composta por caulinita, hematita e goethita. Os pisólitos entre 0,6 a 2 cm de diâmetro, são envolvidos por córtex milimétrico de romanechita e possuem núcleo de romanechita e/ou de caulinita e goethita. Os fragmentos angulosos alcançam até 40 cm de diâmetro, compostos por pirolusita, criptomelana e holandita são de dois tipos: 1- acinzentados, com arcabouço areno-argiloso, friável, poroso, pulverulento, brilho fosco a terroso e densidade moderada a alta; 2- cinza azulados, enrijecidos, brilho metálico, mais denso e duro que o tipo 1 (Figura 4B,4C,4E, 4F). As cavidades de dois tipos de

fragmentos estão preenchidas por caulinita e a sua morfologia lembra as das crostas vermiformes manganésíferas. Quartzo, caulinita, goethita, hematita e gibbsita ocorrem preenchendo fraturas e fissuras dos fragmentos, ou constituem parte da matriz.

Os arenitos manganésíferos (AM1- Holanda e AM2- Beneficente) têm entre 1,0 e 2,5 m de espessura, são porosos, friáveis, tabulares com estratificação plano-paralela incipiente, com cimento de romanechita e criptomelana localmente botroidais e/ou aciculares e têm coloração cinza-azulada (Figura 6A, 7A e 7B). Os grãos de quartzo variam de areia média a grânulos, e por vezes seixos, são subarredondados, subesféricos com grau de seleção boa à moderada e frequentemente encontram-se fraturados e com sinais de dissolução (Figura 4D). São delimitados por camadas com até 8 cm de espessura de romanechita (CM) com caulinita, goethita e hematita subordinados. Disseminadas no arenito ocorrem camadas descontínuas, com até 6 cm constituídas por romanechita e criptomelana, além de bolsões argilosos esbranquiçados de caulinita e quartzo. Sotoposto ao arenito manganésífero do Beneficente há arenito ferruginoso goethítico.

As crostas são vermiformes a maciças (H1 a H4- Holanda, B1 a B4- Beneficente) entre 1 e 2 m de espessura são sustentada por esqueleto de romanechita, holandita (Figura 4D, 5A) e quartzo com pirolusita e criptomelana subordinadas, são cinza azuladas, com brilho submetálico a terroso, poroso, duro e denso. Localmente, preservam incipientes estruturas de acamamento sedimentar e lateralmente gradam para porções mais ferruginosas. Cavidades que perfazem 20% da crosta estão preenchidas por caulinita, goethita e hematita. No topo da crosta do Beneficente há horizonte com 10 cm de espessura (CPi6), composto por oólitos e pisólitos de goethita e hematita imersos em matriz amarelada constituída por quartzo, caulinita e gibbsita. O solo (S6- Beneficente) alcança até 8m de espessura, é amarelado, composto por caulinita e quartzo, e na sua base ostenta manchas subverticais avermelhadas, que por vezes são endurecidas e ricas em hematita.

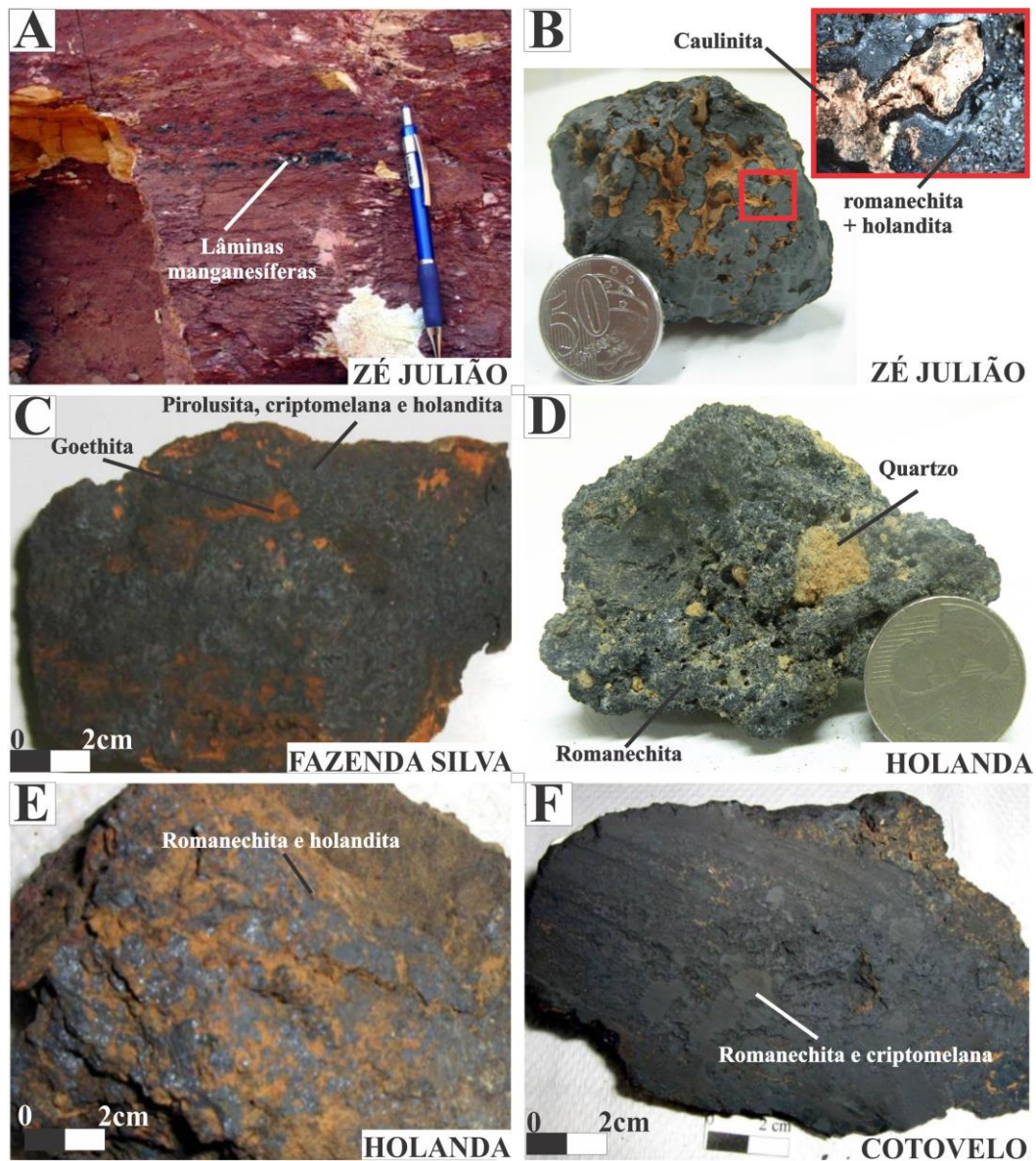


Figura 4: Aspectos macroscópicos das ocorrências manganêsíferas. **A-** Lâminas manganêsíferas em siltito avermelhado. **B-** Fragmento colúvionar com brilho metálico a submetálico. **C-** Fragmentos colúvionares angulosos com brilho terroso a submetálico. **D-** Detalhe do arenito manganêsífero que compõe a base do perfil do Holanda, notar o alto grau de dissolução dos grãos de quartzo. **E-** Crosta vermiforme que recobre o arenito manganêsífero do Holanda. **F-** Fragmentos colúvionares angulosos.

4.2 Perfil Novo Natal

O perfil de Novo Natal é constituído, da base para o topo, por arenito muito fino, arenito manganêsífero e crosta laterítica manganêsífera, que está desmantelada no topo da colina. No topo da colina ocorre solo e na encosta colúvio (Figura 3). Esse arenito descrito com sendo da Formação Cotolevo assenta-se em não conformidade com o riolito do Grupo Colíder.

O arenito muito fino é rosado, apresenta sinais de recristalização, possui textura brechóide e fraturas e fissuras preenchidas por coronadita com holandita e criptomelana

subordinadas (Figura 5B e 6B). A coronadita se apresenta na forma de micro-veios e como bastonetes imersos na matriz quartzosa (Figura 7C e 7D). Há bolsões rosados de caulinita, crandalita e goyazita (Figura 5C, 6C).

O arenito manganésífero sobreposto é acinzentado, fino a médio, maciço, poroso, com grãos de quartzo bem selecionados, subarredondados a subangulosos, fraturados e com sinais de corrosão (Figuras 5D). O cimento destes grãos é composto por holandita e criptomelana com hematita e goethita subordinadas e perfaz 35% da rocha. Disseminada no cimento há coronadita com aspecto cristalino e vênular (Figuras 7E, 7F e 7G) e lentes de pirolusita e holandita com brilho metálico e mais endurecido que o cimento.

A crosta manganésífera superpõe-se aos arenitos manganésíferos, é semi aflorante, tem até 3,0 m de espessura e estende-se por uma área de aproximadamente 10 ha. Variações entre a meia encosta e o topo da colina permite subdividi-la em 4 fácies: maciça Mn (CM1), protopisolítica Mn (CPp1e 2), vermiforme (CVB e CVT) e pisolítica (CPi1 e 2). A crosta maciça possui arcabouço pulverulento, poroso, friável, constituído por criptomelana acicular radial, pirolusita botrioidal e holandita (Figuras 5E, 6D, 7I e 7J). Há porções endurecidas rosadas com predomínio de gibbsita, caulinita, hematita e goethita. Nas fraturas e cavidades ocorre caulinita amarelada. Nas superfícies expostas da crosta há filme manganésífero botrioidal de mesma composição que o arcabouço, porém mais duro e denso.

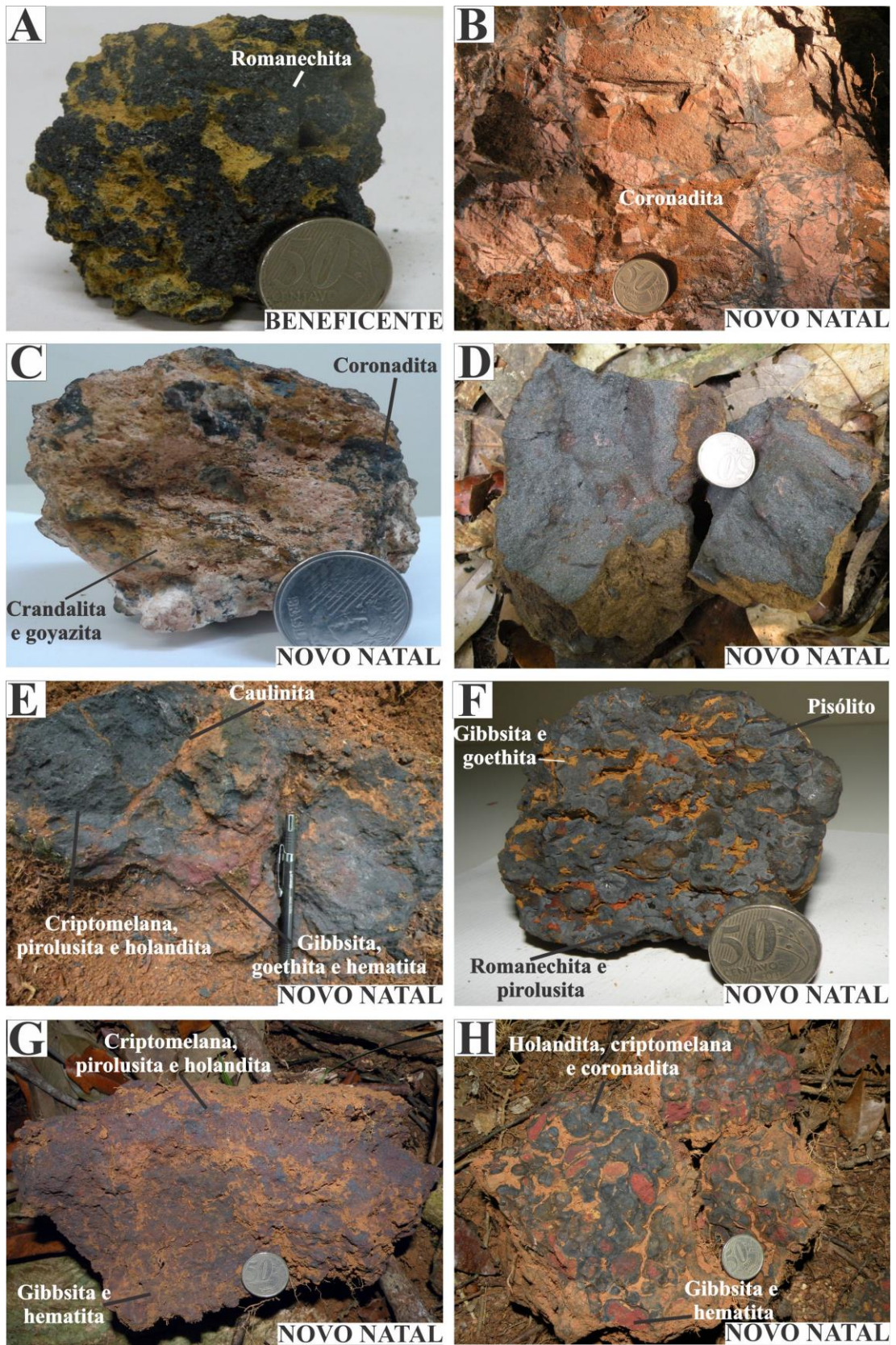


Figura 17: Aspectos macroscópicos das ocorrências manganíferas. **A-** Crosta vermiforme rica em romanechita e quartzo, com caulinita preenchendo cavidades. **B-** Fraturas do arenito muito fino preenchidas por coronadita. **C-** Bolsões fosfáticos rosados em meio ao arenito muito fino compostos por crandalita e goyazita. **D-** Detalhe dos corpos tabulares de arenito manganífero. **E-** Crosta maciça pulverulenta composta por criptomelana, pirolusita e holandita.

Notar a ocorrência de gibbsita, goethita e hematita em meio a crosta. **F-** Crosta protopisólítica composta de romanechita e pirolusita. **G-** Crosta vermiforme com esqueleto composto por criptomelana, pirolusita e holandita e cavidades preenchidas por gibbsita e hematita. **H-** Crosta pisólítica com pisólitos de gibbsita e hematita envolvidos por plasma manganésífero de holandita, criptomelana e coronadita.

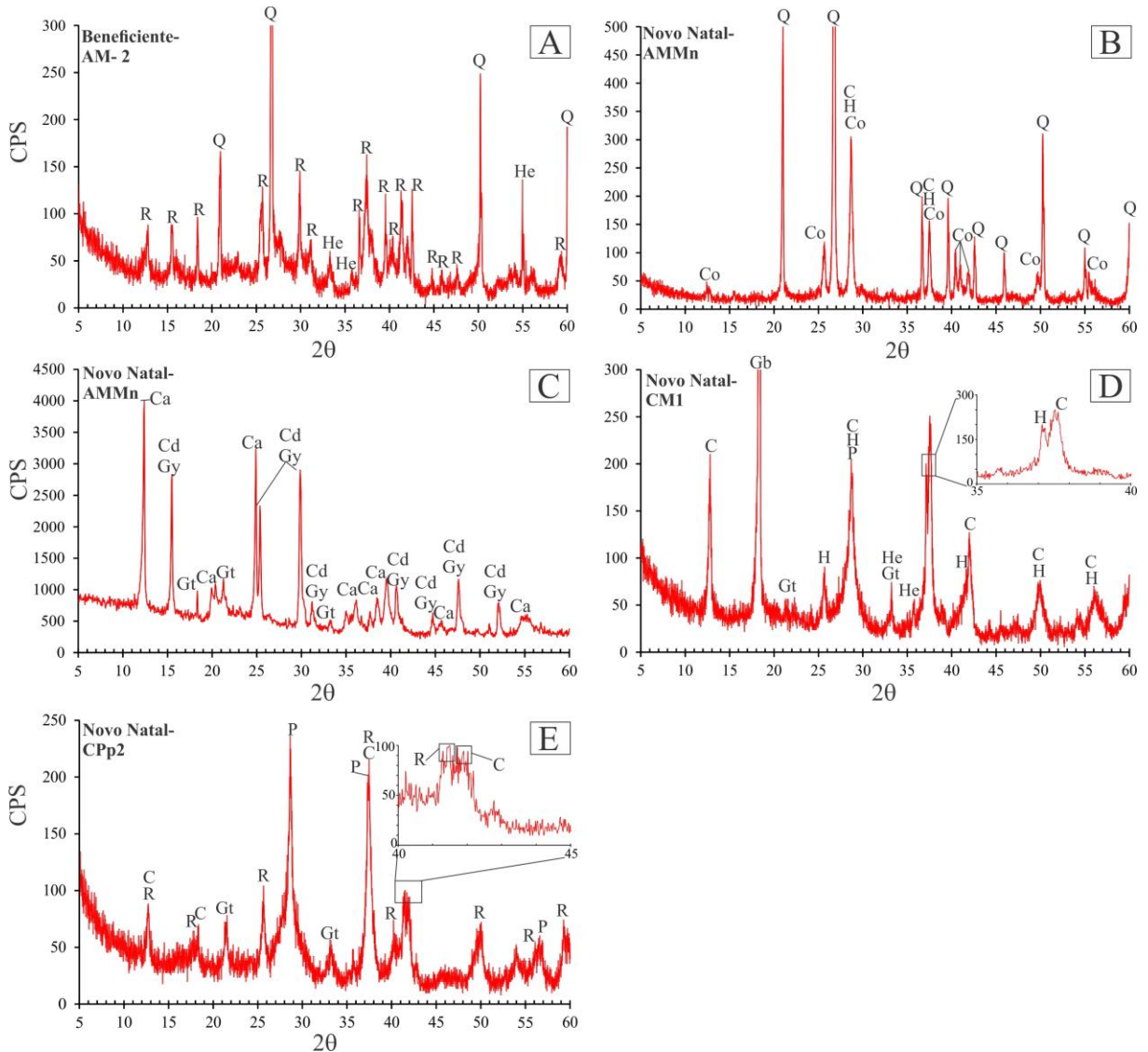


Figura 18: Mineralogia típica das ocorrências manganésíferas obtidas por difratometria de raios-x. P- pirolusita, R- romanechita, Co- coronadita, C- criptomelana, H- holandita, Cd- crandalita, Gy-goyazita, Q- quartzo, He-hematita, Gt- goethita, Ca-caulinita e Gb-gibbsita.

A crosta protopisólítica (CPp1 e CPp2) é cinza-azulada, dura, compacta e brilho fosco a submetálico (Figura 5F). O arcabouço composto por criptomelana, romanechita graminosa e pirolusita maciça e botrioidal (Figuras 6E) perfaz 60 a 80% da crosta. Há sutis variações na mineralogia, na crosta CPp1 ocorre holandita (Figura 7K) e na CPp2 pirolusita. No arcabouço, há pisólitos com até 1,5 cm de diâmetro, têm núcleo com brilho submetálico e cortéx manganésífero com brilho fosco, semelhante ao que recobre a superfície dos fragmentos da crosta. O núcleo dos pisólitos e os filmes são constituídos pelos mesmos minerais do

esqueleto da crosta. As cavidades perfazem 20 a 40% das crostas e são preenchidas por gibbsita, quartzo, caulinita, goethita e hematita.

A crosta vermiforme (CVB) apresenta, na sua base, esqueleto marrom-azulado com hábito dendrítico a acicular-radial, composto por criptomelana, holandita e pirolusita. Preenchendo o esqueleto há plasma de gibbsita e caulinita com goethita, hematita e cerianita subordinadas, que perfaz 50-60% da crosta (Figuras 5G e 7L). No topo (CVT) desta crosta, hematita e goethita assumem maior proporção em relação aos minerais de manganês e o percentual de plasma gibbsítico decresce para 30-40%.

A crosta pisolítica (CPi 1 e 2) é formada por pisólitos avermelhados de hematita e gibbsita envolvidos por plasma gibbsítico rosado, com hematita, caulinita e goethita subordinadas. Preenchendo poros e fraturas ocorre plasma manganésífero, geralmente com brilho metálico a fosco, escuro, composto de holandita, coronadita, criptomelana e goethita.

O horizonte dismantelado acima da crosta pisolítica tem cerca de 0,3 m de espessura (Figura 3), é formado por pisólitos e fragmentos angulosos com núcleo goethítico-caulinítico, com gibbsita e hematita subordinadas. O manganês na forma de holandita, criptomelana e coronadita ocorre disseminado no núcleo dos pisólitos e fragmentos (Figura 5H). Há também concreções com até 3 cm de diâmetro de gibbsita, hematita e goethita. Nas encostas afloram colúvios com a mesma composição mineral das crostas maciças. O solo (S6) tem 0,5 m de espessura, é amarelado, areno-argiloso, composto principalmente por quartzo e caulinita, com hematita, gibbsita e anatásio subordinados.

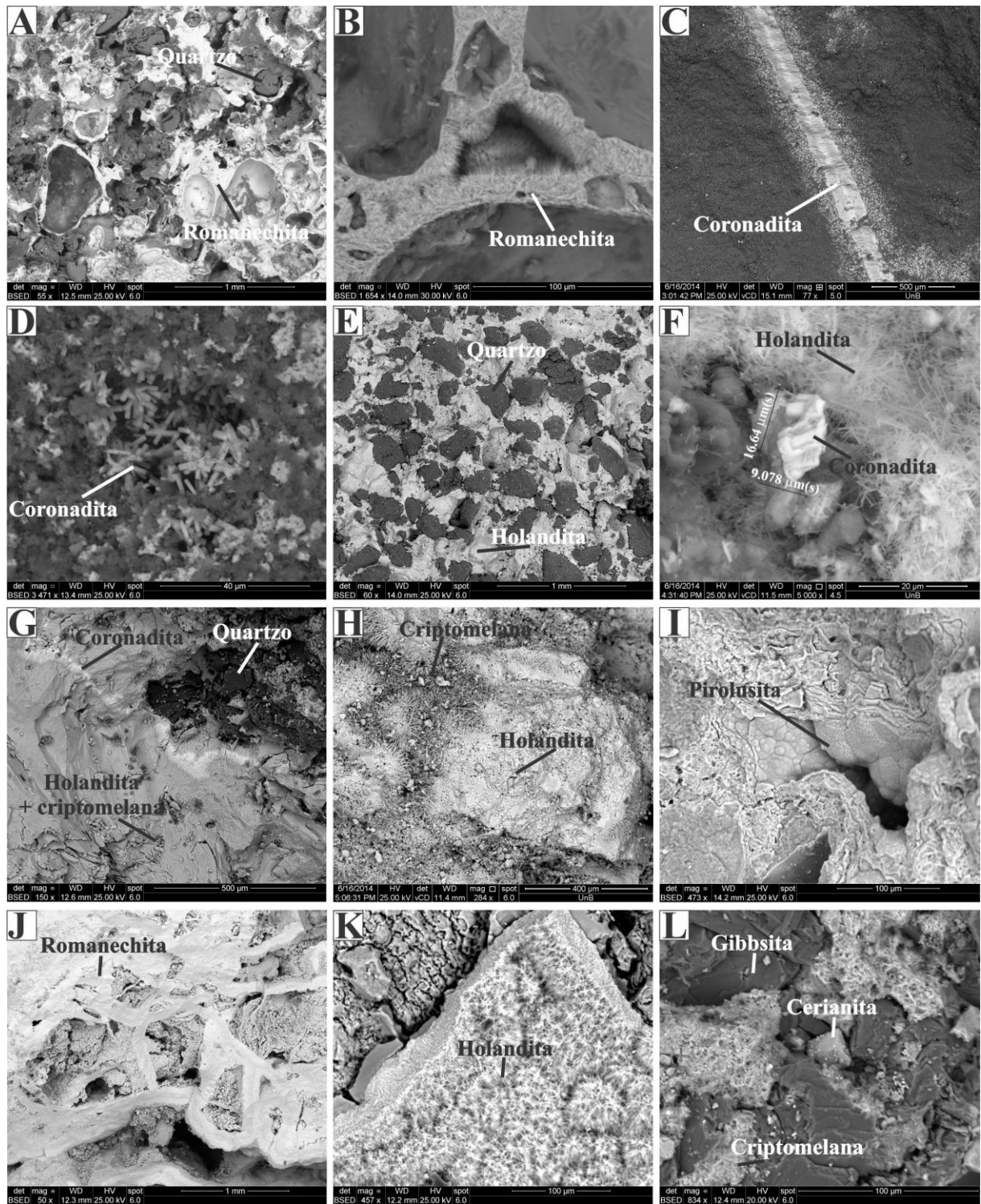


Figura 19: Aspectos microscópicos dos arenitos manganésíferos e crostas lateríticas estudadas. **A-** Arenito manganésífero (AM2) com grãos de quartzo cimentados por romanechita. **B-** detalhe da romanechita acicular. **C** e **D-** Coronadita em fraturas e em cristais prismáticos (AMMn). **E-** Arenito manganésífero (AM3) com grãos de quartzo cimentados por hollandita. **F-** cristais de coronadita (AM3). **G-** coronadita vênular com a hollandita e a criptomelana (AM3). **H** e **I-** Detalhe do arcabouço da crosta maciça com criptomelana acicular radial e hollanditas maciças e pirolusitas botrioidais subordinadas (CM1). **J** e **K-** Arcabouço da crosta protopitolic composta principalmente por romanechita e hollandita acicular (CPP1 e CPP2). **L-** Cristais de cerianita, criptomelana e gibbsita na crosta vermiforme de Novo Natal (CVT e CVB). Obs: Gráficos de EDS estão no ANEXO II.

5. QUANTIFICAÇÃO MINERAL DOS ARENITOS MANGANESÍFEROS, CROSTAS E SOLOS

Os principais minerais de manganês descritos nos arenitos manganesíferos, fragmentos coluvionares e crostas manganesíferas são: romanechita, holandita, criptomelana e pirolusita. A coronadita (até 9%) é exclusividade de Novo Natal e constitui a principal diferença mineral em relação às ocorrências descritas por Silva et al. (2012) e reavaliadas neste trabalho. O predomínio de romanechita ((Ba, H₂O)₂(Mn⁴⁺, Mn³⁺)₅O₁₀) nas crostas e fragmentos coluvionares do Holanda (25- 96%), Beneficente (56- 90%) e Cotovelo (84 %), além de boa parte do colúvio do Zé Julião (Co2 ao Co5) (23- 67%) é outra diferença em relação a Novo Natal onde esta é o principal mineral apenas na crosta protopisolítica CPp2 (55%). Das ocorrências estudadas por Silva et al. (2012) a holandita é mais abundante em parte do colúvio do Zé Julião (entre 7 a 56%, Co1 e Co 6, Co7 e Co8) e em apenas numa amostra da crosta vermiforme de Holanda (30%, H1), enquanto no Novo Natal este mineral compõe boa parte das amostras, entre 3 e 63%. A criptomelana (K_{1-1,5}(Mn⁴⁺, Mn³⁺)₈O₁₆) está presente na maioria das ocorrências estudadas, com exceção do Beneficente, onde alcança apenas 2% na lente manganesífera (LMn) do arenito (AM2) e é majoritária nos fragmentos coluvionares da fazenda Floresta (24%).

Uma característica de Novo Natal, é o predomínio de pirolusita nas crostas vermiformes (CVT e CVB, 10 a 11%) e na pisolítica (CPi2, 6%) da parte superior do perfil, e na crosta maciça (CM1) (37%). Essa característica também marca o colúvio da fazenda Silva (51%).

Os minerais não manganesíferos, goethita+hematita, caulinita, gibbsita e anatásio/rutilo tendem a se concentrar próximo à superfície à medida que os minerais de manganês perdem espaço. Novo Natal é marcado por ter até 53% de goethita+hematita e 51% de gibbsita, enquanto o Zé Julião por 47% de caulinita e o quartzo decrescente para o topo dos perfis. A abundância de gibbsita na crosta de Novo Natal se reflete no solo de Novo Natal que é caulino-gibbsítico (66 e 15% respectivamente), enquanto o do Beneficente é quartzo-caulinítico (40- 43 e 29% respectivamente). O anatásio é um mineral traço (até 2%).

Tabela 3: Quantificação mineralógica dos litotipos estudados.

Litotipo	Amostra	Pi	R	H	Cri	Co	Gt+He	An/Rut	Q	C	Gb	Total
Zé Julião												
Colúvio	Co8	N.I	N.I	10	1	N.I	30	<1	N.I	47	12	100
Colúvio	Co7	N.I	N.I	20	1	N.I	45	1	N.I	14	19	100
Colúvio	Co6	N.I	N.I	7	1	N.I	50	1	N.I	18	23	100
Colúvio	Co5	N.I	23	15	2	N.I	28	1	14	17	N.I	100
Colúvio	Co4	N.I	24	15	2	N.I	30	1	13	15	N.I	100
Colúvio	Co3	N.I	67	N.I	3	N.I	15	1	8	6	N.I	100
Colúvio	Co2	N.I	47	10	2	N.I	27	<1	8	6	N.I	100
Colúvio	Co1	N.I	13	56	2	N.I	18	<1	6	5	N.I	100
Fazendas Silva e Floresta												
Colúvio	CP2	51	N.I	9	22	N.I	15	N.I	N.I	1	2	100
Colúvio	CP3	19	N.I	3	24	N.I	50	N.I	N.I	2	2	100
Holanda												
Crosta vermiforme	H4	N.I	48	N.I	1	N.I	24	<1	N.I	19	8	100
Crosta vermiforme	H3	N.I	42	1	1	N.I	19	<1	N.I	26	11	100
Crosta vermiforme	H2	N.I	25	N.I	1	N.I	19	1	41	13	N.I	100
Crosta vermiforme	H1	N.I	4	30	<1	N.I	24	1	30	11	N.I	100
Set maciço	SM	N.I	96	N.I	N.I	N.I	2	N.I	1	1	N.I	100
Arenito manganêsífero	AM1	N.I	58	N.I	1	N.I	2	N.I	31	8	N.I	100
Cotovelo												
Colúvio	CP5	N.I	84	N.I	2	N.I	3	N.I	N.I	5	6	100
Beneficente												
Solo	SP6	N.I	N.I	N.I	N.I	N.I	27	1	43	29	N.I	100
Solo	SP6	N.I	N.I	N.I	N.I	N.I	30	1	40	29	N.I	100
Crosta pisolítica	CPi6	1	N.I	N.I	N.I	N.I	43	1	25	20	10	100
Crosta vermiforme	B4	10	62	N.I	N.I	N.I	8	N.I	15	4	N.I	100
Crosta vermiforme	B3	22	56	N.I	N.I	N.I	4	N.I	17	2	N.I	100
Crosta vermiforme	B2	N.I	83	N.I	N.I	N.I	3	N.I	13	1	N.I	100
Crosta vermiforme	B1	12	62	N.I	N.I	N.I	5	N.I	20	2	N.I	100
Lente manganêsífera	LMn	N.I	90	N.I	2	N.I	1	N.I	5	1	N.I	100
Arenito manganêsífero	AM2	N.I	56	N.I	N.I	N.I	3	N.I	38	2	N.I	100
Novo Natal												
Solo	SP7	N.I	N.I	N.I	<1	N.I	11	2	6	66	15	100
Crosta pisolítica	CPi2	6	N.I	N.I	N.I	N.I	53	1	N.I	7	33	100
Crosta pisolítica	CPi1	1	N.I	17	5	3	20	1	N.I	3	51	100
Crosta vermiforme	CVT	10	N.I	3	1	1	53	<1	N.I	2	30	100
Crosta vermiforme	CVB	11	N.I	7	5	N.I	32	1	N.I	6	39	100
Crosta protopisolítica	CPp2	23	55	N.I	10	1	9	N.I	N.I	N.I	2	100
Crosta protopisolítica	CPp1	N.I	18	63	5	N.I	12	N.I	N.I	N.I	2	100
Crosta maciça	CM1	37	N.I	19	21	1	6	N.I	N.I	1	15	100
Arenito manganêsífero	AM3	N.I	N.I	28	1	4	4	N.I	62	N.I	N.I	100
Arenito muito fino	AMMn	N.I	N.I	5	1	9	2	N.I	83	N.I	N.I	100

*Pi- pirolusita, R- romanechita, H-holandita, Cri- criptomelana, Co- coronadita, He+Gt- Hematita+ goethita, An/Ru- anatásio/rutilo, Q- quartzo, C-caulinita, Gb- gibbsita

6. GEOQUÍMICA

6.1 Elementos maiores, menores e perda ao fogo

Dentre as rochas analisadas, o SiO₂ é o constituinte mais abundante, é seguido pelo Al₂O₃. O siltito é marcado por apresentar mais Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂ e PF (31,27%, 13,96%, 0,97% e 12,3%, respectivamente) e o riolito têm mais K₂O (9,83%). Já os arenitos manganêsíferos com 32,82-68,95% de MnO são os que têm mais P₂O₅ (e 0,24-0,71%, respectivamente). A razão SiO₂/Al₂O₃ é maior nos arenitos manganêsíferos de Novo Natal (66,71) e menor na camada manganêsífera do Holanda (0,97) (Tabela 4).

Enquanto o teor de MnO é mais homogêneo nas crostas vermiformes do Beneficente (54,49 a 58,99%) e do Holanda (22,51 a 38,88%) ele varia bastante nas de Novo Natal (13,13

a 62,66%) que apresentam texturas e estruturas mais diversificadas (protopisolítica, vermiforme, maciça e pisolítica manganésifera) (Figura 8). Em relação aos colúvios do Zé Julião, do Cotovelo e das Fazenda Silva e Floresta os teores de Mn variam bastante (8,32 a 61,78%). Fe₂O₃, Al₂O₃, SiO₂ e PF tendem a serem elevados nas crostas mais próximas à superfície, especialmente nas pisolíticas e vermiformes de Novo Natal (Figura 8). O K₂O, que marca a presença de criptomelana e holandita, é mais abundante na crosta maciça (CM1) de Novo Natal e nos colúvios das fazendas Silva e Floresta (2,13 a 2,49%). TiO₂ e P₂O₅ têm menos de 2% e a razão SiO₂/Al₂O₃ nas crostas é em geral < 1 (Tabela 4).

O solo de Novo Natal tem menos Fe₂O₃, SiO₂ e P₂O₅ e mais Al₂O₃, TiO₂, MnO e PF e a razão SiO₂/Al₂O₃ é maior nos solos do Beneficente (2,5-3,3).

Tabela 4: Química dos elementos maiores, menores e da PF, expressos em %

Litotipo	Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	PF	Total	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
Zé Julião														
Colúvio	Co8	39.43	10	25.03	0.06	0.02	<0.01	11.27	<0.01	0.31	0.43	10.5	97.05	3.94
Colúvio	Co7	10.12	14.23	33.88	0.11	0.03	<0.01	20.69	<0.01	0.41	0.49	15.1	95.06	0.71
Colúvio	Co6	14.88	18.8	40.28	0.07	0.02	<0.01	8.32	<0.01	0.16	0.72	14.7	97.95	0.79
Colúvio	Co5	10.58	12.66	20.63	0.16	0.05	<0.01	32.95	<0.01	0.33	0.5	13.2	91.06	0.84
Colúvio	Co4	9.33	10.88	21.3	0.22	0.07	<0.01	34.86	0.01	0.37	0.47	13.2	90.71	0.86
Colúvio	Co3	5.14	3.8	9.76	0.25	0.09	<0.01	47.9	0.01	0.43	0.18	11.5	79.06	1.35
Colúvio	Co2	5.28	4.33	18.74	0.14	0.06	<0.01	45.8	<0.01	0.55	0.29	12	87.19	1.22
Colúvio	Co1	4.95	4.21	14.46	0.18	0.05	<0.01	49.58	<0.01	0.55	0.35	12.7	87.03	1.18
Siltito	SZJ	40.44	31.27	13.96	0.66	0.01	0.13	0.04	0.02	0.17	0.97	12.3	99.97	1.29
Fazendas Silva e Floresta														
Colúvio	CP2	0.95	1.21	11.32	2.21	0.12	<0.01	61.78	0.02	0.41	0.04	17.9	95.96	0.79
Colúvio	CP3	1.85	2.01	40.62	2.49	0.12	0.17	36.7	0.01	1.41	0.04	13.8	99.22	0.92
Holanda														
Crosta vermiforme	H4	14.22	5.99	18.21	0.07	0.2	<0.01	38.88	<0.01	0.42	0.28	11.9	90.17	2.37
Crosta vermiforme	H3	19.56	7.8	14.33	0.13	0.06	<0.01	35.86	<0.01	0.34	0.36	11.5	89.94	2.51
Crosta vermiforme	H2	33.19	10.93	15.58	0.08	0.02	<0.01	22.51	<0.01	0.35	0.56	10.7	93.92	3.04
Crosta vermiforme	H1	21.38	7.68	17.52	0.04	0.05	<0.01	32.38	<0.01	0.44	0.46	11.5	91.45	2.78
Camada manganésifera	CM	0.75	0.77	1.54	0.17	0.11	<0.01	68.95	0.01	0.41	0.03	11.2	83.94	0.97
Arenito manganésifera	AM1	23.59	5.81	1.37	0.07	0.06	<0.01	46.93	<0.01	0.27	0.22	10.6	88.92	4.06
Cotovelo														
Colúvio	CP5	4.68	5.38	3.08	0.28	0.08	<0.01	53.32	0.02	0.43	0.17	12.5	79.94	0.87
Beneficente														
Solo	SP6	46.42	18.27	22.66	0.01	0.02	<0.01	0.05	<0.01	0.75	1.04	10.6	99.82	2.54
Solo	SP6	46.54	14.07	26.42	<0.01	0.02	<0.01	0.05	<0.01	0.81	0.78	11.2	99.89	3.31
Crosta pisolítico	CPi6	33.1	13.97	40.92	0.02	0.01	<0.01	0.53	<0.01	0.54	0.73	9.1	98.92	2.37
Crosta vermiforme	B4	10.88	2.8	6.09	0.07	0.07	<0.01	54.49	<0.01	0.77	0.19	10.7	86.06	3.89
Crosta vermiforme	B3	12.73	1.73	2.83	0.07	0.06	<0.01	58.99	<0.01	0.43	0.15	9.9	86.89	7.36
Crosta vermiforme	B2	10.48	1.18	2.17	0.05	0.05	<0.01	55.55	<0.01	0.35	0.09	9.3	79.22	8.88
Crosta vermiforme	B1	14.6	1.62	3.41	0.04	0.05	<0.01	55.95	<0.01	0.4	0.11	9.8	85.98	9.01
Lente manganésifera	LMn	4	1	1	0.16	0.06	<0.01	61	<0.01	0.8	0.06	11	79.08	4
Arenito manganésifera	AM2	25.33	1.35	2.28	0.06	0.09	<0.01	39.55	<0.01	0.71	0.08	9.1	78.55	18.76
Novo Natal														
Solo	SP7	34.59	33.83	9.94	0.05	0.01	0.01	0.57	<0.01	0.26	1.51	18.6	99.37	1.02
Crosta pisolítico	CPi2	6.06	22.54	48.37	0.01	0.02	<0.01	4.83	<0.01	0.1	0.88	16.7	99.51	0.27
Crosta pisolítico	CPi1	2.4	27.87	15.68	0.52	0.09	<0.01	25.82	0.02	0.32	0.47	19.8	92.99	0.09
Crosta vermiforme	CVT	1.64	19.35	50.02	0.14	0.03	<0.01	13.13	0.01	0.15	0.28	12.7	97.45	0.08
Crosta vermiforme	CVB	5.81	25.2	28.34	0.54	0.1	<0.01	20.7	0.03	0.16	0.55	17	98.43	0.23
Crosta protopisolítica	CPp2	0.23	1	5.33	0.73	0.14	<0.01	54.1	0.02	0.31	0.09	11.7	73.65	0.23
Crosta protopisolítica	CPp1	0.68	1.1	5.95	0.34	0.11	<0.01	53.11	0.01	0.35	0.06	11.4	73.11	0.62
Crosta maciça	CM1	0.72	8.42	5.28	2.13	0.03	<0.01	62.66	0.07	0.13	0.04	14.9	94.38	0.09
Arenito manganésifera	AM3	46.7	0.7	3.3	0.07	0.06	<0.01	32.82	<0.01	0.24	0.02	6.1	90.01	66.71
Arenito muito fino	AMMn	73.39	1.91	2	0.15	0.02	<0.01	12.96	<0.01	0.34	0.05	3.2	94.02	38.42
Riolito	R	67.67	13.58	5.98	9.83	0.04	0.13	0.04	0.16	0.11	0.57	1.6	99.71	4.98
Arenito médio	QA	91.95	3.71	1.7	0.22	<0.01	<0.01	0.2	<0.01	<0.01	0.22	2	100	24.78

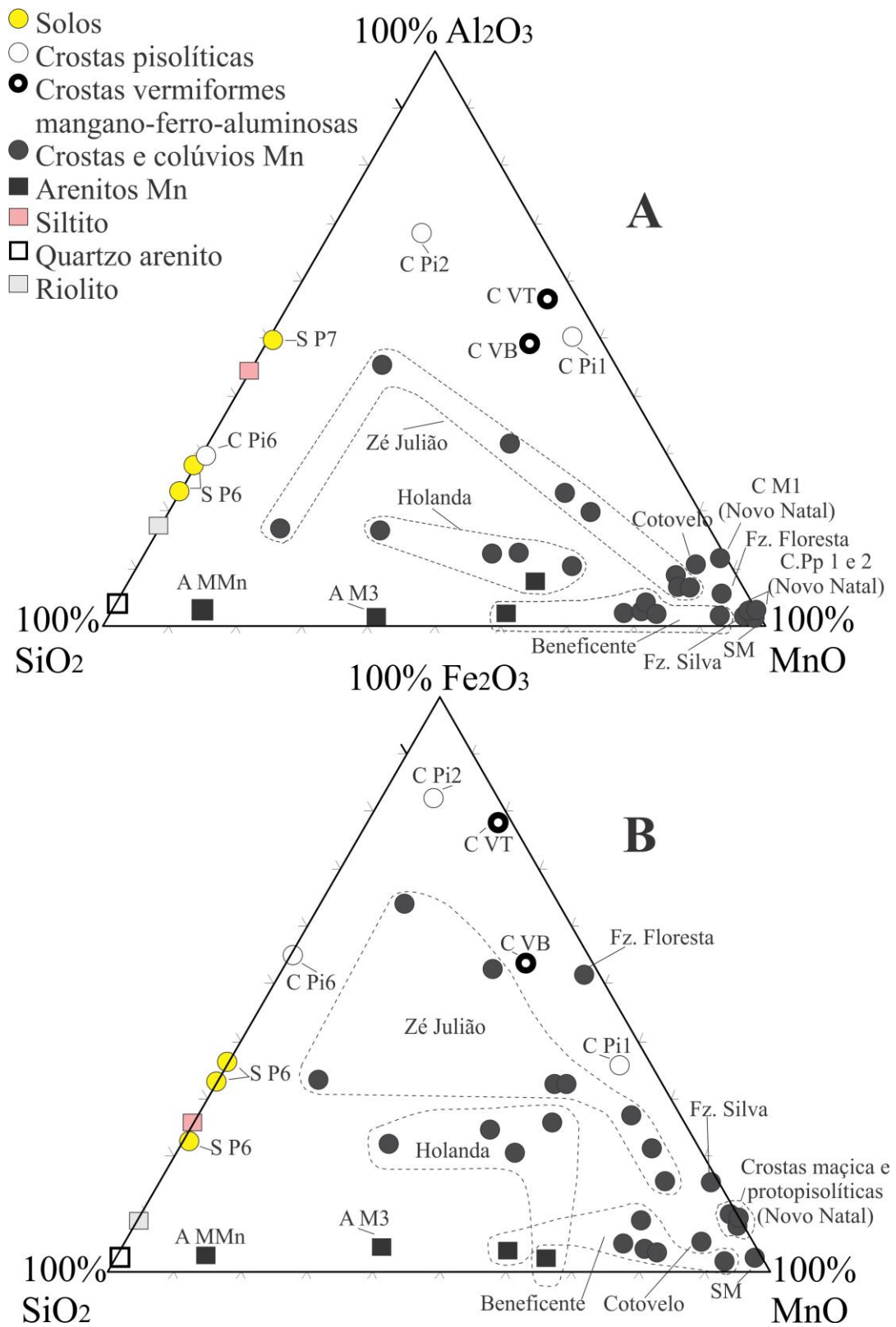


Figura 8: Digramas triangulares SiO₂-Al₂O₃-MnO e SiO₂-Fe₂O₃-MnO.

6.2 Elementos-traço (ET)

As concentrações dos elementos-traço nas rochas, crostas e nos solos estão sumarizadas na Tabela 5. Dentre as rochas analisadas, o quartzo-arenito é o mais empobrecido em relação à crosta continental e apresenta enriquecimento apenas em Mo. O siltito e o riolito se assemelham por concentrarem mais Ag, As, Hf, Mo, Nb, Th, U, Y e Zr, entretanto o riolito é mais rico em Ba e Rb e o siltito em Be, Cu, Ga e Pb (Figura 9A).

Comparativamente os arenito manganésíferos de Novo Natal são o que têm maior enriquecimento em Cu e Pb e são empobrecidos em Ni relação à média crustal, enquanto Ga mais elevado é diagnóstico do Beneficente e o enriquecimento em Y e V caracteriza o arenito manganésífero do Holanda (Figura 9B). A característica comum a todas as ocorrências manganésíferas é o enriquecimento em Ag, As, Ba, Co, Ga, Mo, Pb, Tl, U, Y e Zn. As crostas manganésíferas herdaram em parte as características dos arenitos (Figura 9C), contudo há pequenas diferenças, por exemplo, as crostas vermiformes manganésíferas do Beneficente são mais ricas em Ni; por outro lado, as vermiformes do Holanda e o topo do colúvio do Zé Julião, há enriquecimento em V, Th, Sc, Hf e Zr com aparente relação com Al_2O_3 e Fe_2O_3 . O Sr é mais concentrado nas crostas protopisólíticas de Novo Natal e no topo do colúvio Zé Julião, já o Ba é menos abundante nos colúvios das Fazendas Silva e Floresta (Figura 9D).

As crostas pisolíticas do Beneficente e de Novo Natal e o topo das vermiformes de Novo Natal (CVT) se assemelham as vermiformes do Holanda e aos fragmentos do colúvio do Zé Julião, exceto pelo fato da pisolítica do Beneficente ser empobrecida em Tl, Co e Be (Figura 9E). O topo das vermiformes de Novo Natal (CVT) difere pelo enriquecimento em Th e V em relação às sotopostas. Os solos se diferenciam das crostas, pois são mais ricos em Nb. O solo sobre as crostas do Beneficente é marcado pelo enriquecimento em V, e o de Novo Natal é mais rico em Y, Co, Cu e Pb (Figura 9F).

Tabela 5: Composição química dos elementos-traço (em ppm) nos litotipos estudados.

Litotipo	Amostra	Ag	As	Ba	Be	Co	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	Tl	Th	U	V	Y	Zr	Zn
Zé Julião																							
Colúvio	Co8	0.7	78.6	20413	8	453.3	386.1	38	11.5	10.1	10	57.1	529.3	2.3	16	50.7	5.2	38.9	5.9	284	18	389.4	88
Colúvio	Co7	1.6	137	33348	10	782.4	565.6	50.6	13.8	11.1	12.2	72.2	237.8	2	40	103.4	10.1	39.5	11.5	467	26	490	130
Colúvio	Co6	1.4	30.1	14632	4	317.7	330.4	70.5	10.2	5.6	17.8	26.4	168.7	1.2	38	58.8	5.4	39.4	8.3	668	20.2	356.9	66
Colúvio	Co5	2.1	27.3	85230	12	1203	743.3	59.9	10.9	11.3	8.4	42.5	196.5	2	34	328.2	16.7	31.1	9.3	508	27	411.6	165
Colúvio	Co4	2.2	43.2	88741	15	1236	712.5	61.9	9.5	12.4	8	62.7	184.8	3.1	30	390.1	14.9	26.9	10.9	479	26.7	354.1	185
Colúvio	Co3	2.2	40.6	204315	21	1941	1333	72.1	4.4	20.1	2.8	70.7	109.2	3.6	24	579.7	25.1	9.9	12.8	260	17.5	129.5	228
Colúvio	Co2	2.1	53.1	122954	19	1713	753.9	88.6	7.3	22.7	6.6	82.1	367.7	5.3	26	998.9	19.3	16.3	12.4	249	25.1	253.6	199
Colúvio	Co1	1.8	37.4	125533	20	1603	855	86.7	9.5	20.8	7	80.9	244.1	6.2	23	131	16	16.1	12.8	215	25.1	331.9	196
Siltito	SZJ	0.1	31.7	518	4	13.7	56.7	40.5	14.5	3.2	24.2	18.6	33.1	27.2	14	112.3	0	29.5	7.4	81	35.5	512	7
Fazendas Silva e Floresta																							
Colúvio	CP2	5	46.9	23891	11	440.3	52.7	51.7	1.7	6.5	0.7	109.7	367.4	18.8	5	327	194.4	6.6	1.8	73	5.3	55.2	2504
Colúvio	CP3	2.4	62.7	3251	5	547.4	11.7	44.8	0.8	5.5	1.1	79.2	153.9	26.2	3	66.4	57.2	1.7	2.9	63	12.9	24.5	1782
Holanda																							
Crosta vermiforme	H4	0.8	44	96627	14	446	23.6	63.9	6.6	3.8	5.7	47.3	23.2	3	16	94.9	8.5	9.6	4	229	14.5	242.3	153
Crosta vermiforme	H3	0.6	33.7	97619	14	1047	20.3	62.6	8.3	8.7	7.2	64.2	49.5	5.5	15	102.1	18.5	16.9	6.8	674	20.9	296.4	213
Crosta vermiforme	H2	0.4	31.7	47531	7	668.5	16	39.6	11.5	5.2	11.6	42.3	39.8	4.5	18	30.6	14.9	15.6	5.5	608	17.8	415.6	208
Crosta vermiforme	H1	0.6	29.7	82187	17	1290	20.8	61.5	9.3	6	10.8	38.6	28.3	1.7	19	47	10.2	12.1	5	749	18.8	344.4	270
Set manganêsífero	SM	0.3	11.8	155748	21	2696	52.9	69.4	0.6	17	0.8	188.1	12.3	4.1	3	125	23.4	1.4	4.1	522	39	17.7	712
Arenito manganêsífero	AM1	0.4	9.8	107479	22	1756	28.4	63.1	4.9	8.8	3.2	59.6	9.5	2.5	12	67	10.9	6.8	4.5	427	19.8	169.2	274
Cotovelo																							
Colúvio	CP5	7.1	18.4	196029	10	2597	59	56	3.4	19.7	4.1	223.2	188.1	5.3	20	183.6	49.8	10.4	7.8	83	42.8	117	602
Beneficente																							
Solo	SP6	<0.1	41	768	1	2.2	9.3	45.1	15.8	3.9	18.7	6.1	7.3	0.3	19	42.2	<0.01	15.6	10.7	328	19.9	583.6	5
Solo	SP6	<0.1	28.5	1038	1	1.6	7.9	36.9	20.3	2.2	24.7	3.4	10.3	0.2	19	57	<0.01	20.8	10.9	233	26	733	4
Crosta pisolítico	CPi6	1	26.1	1536	1	14.6	8.5	46.3	14.8	4.2	16.7	11.8	39.1	0.5	22	81.5	0.2	28.7	8.9	445	21.9	547.2	9
Crosta vermiforme	B4	1.7	86.1	136475	12	1266	50.8	61	6.7	26.3	4.3	61.8	42.8	1.3	9	74.4	12.8	4.6	5.2	478	24.2	239.9	258
Crosta vermiforme	B3	2.4	114.9	128400	13	1310	30.9	57	4.1	29.6	2.7	112.2	27.4	1.2	5	46.7	24.6	3.8	4.7	363	10.4	157.5	320
Crosta vermiforme	B2	1.8	83.9	205341	10	1356	31.5	65.7	2.7	24.5	1.8	83.6	15.6	0.9	4	32.3	18.5	2.4	2	268	8.7	95.1	296
Crosta vermiforme	B1	1.9	101.5	137727	12	1331	34.6	61.3	3	26	2.7	105.7	15.4	1	5	37.4	16.4	3	2.8	242	9.9	102.1	298
Lente manganêsífera	LMn	1.7	127	205823	16	838	91	33	10	25	1	173	19	2.2	6	54	16	2	5	164	13	63	429
Arenito manganêsífero	AM2	4.9	101.7	111200	14	842	78	104.5	3.3	27.6	2.2	110.4	67	2.2	6	64	21.2	2.8	3.7	119	18	104	320
Novo Natal																							
Solo	SP7	0.6	50.7	1713	<1.0	46	166	47.9	29.4	4	44.9	8.2	401	2.1	23	61	0.6	38.5	10	61	104	1065	10
Crosta pisolítico	CPi2	1.2	95	612	3	259	261	70.1	15.4	19.3	21.1	17.2	495	7.3	28	45	7.9	50.7	5	535	28	545	23
Crosta pisolítico	CPi1	19.1	141.7	44690	9	878	2702	62.5	11.3	27.3	5.3	47.8	14100	10.9	11	610	61.8	15.4	4.8	119	22	452	246
Crosta vermiforme	CVT	0.8	22.6	9541	4	254	11	66	6	3	11.9	55.8	2180	14	19	95	8.2	22.3	5.7	144	20	223	81
Crosta vermiforme	CVB	0.7	20.9	19954	11	389	80	39.8	3.5	3.3	6.7	90	1141	12.6	11	39	5.1	12.5	4.5	149	11	125	165
Crosta protopisolítica	CPp2	25	80.2	99500	21	1786	3579	117.3	4.1	65.9	3.2	56.7	4391	7.2	5	990	96.8	20.4	10.5	90	66	119	248
Crosta protopisolítica	CPp1	19.7	63.5	120300	21	1918	3412	121.9	1.8	89.8	1.7	51.7	292	4.5	4	507	57.8	4.5	9.5	107	54	52	224
Crosta maciça	CM1	84.1	75.7	44794	7	1036	1643	96.2	1.2	23.6	0.1	27	5001	20.7	5	168	45.4	1.8	5.2	65	26	47	148
Arenito manganêsífero	AM3	4.7	74.9	71100	2	522	2016	63.4	1	56.8	1.7	13	17200	1.6	3	51	6.7	1.7	4.6	80	5	32	117
Arenito muito fino	AMMn	1.7	39.6	14055	6	359.8	1446	14.3	2.2	26.9	1	9.5	43638	4.1	2	18.8	1.6	1.4	2.3	<8	4.8	15.6	38
Riolito	R	<0.1	3.5	1320	3	5	7	15.5	9.5	2.4	19.6	4.9	7	189.5	9	18	0.1	16.3	4.3	28	57	408	8
Arenito médio	QA	<0.1	<0.5	115	<1.0	2	2	3.3	2.9	3.8	5.8	8.1	5	7	3	25	<0.2	5.1	1	25	13	108	3
Condrito	C.C	0.1	1.5	550	3	17	25	17	5.8	1.5	12	44	17	112	13.6	350	0.8	10.7	2.8	107	22	190	71

CC- média crustal de Taylor & McLennan (1985)

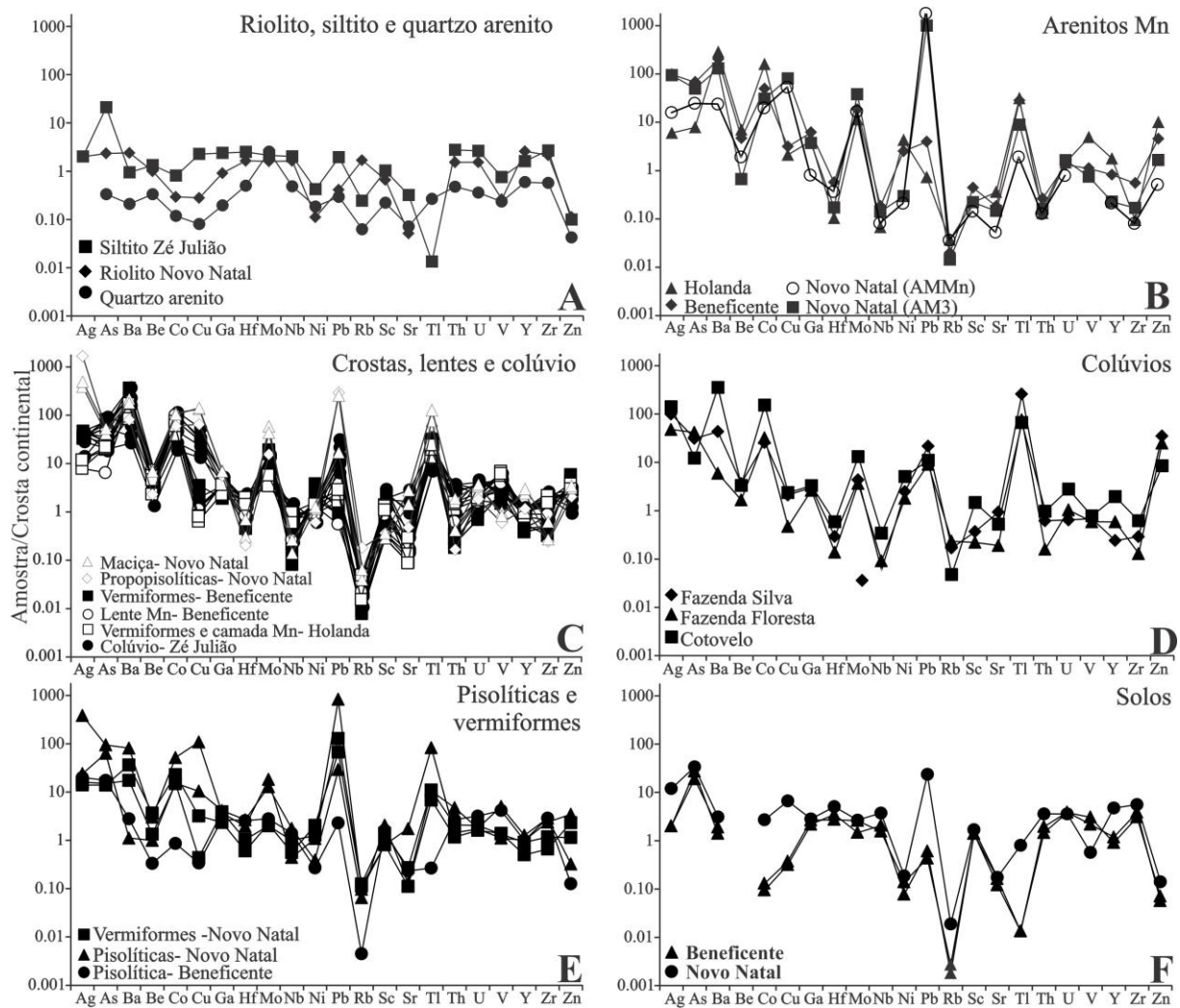


Figura 9: Distribuição dos elementos-traço após normalização pela média crustal de Taylor & McLennan (1985)

6.3 Elementos Terras Raras (ETR)

As concentrações dos elementos terras raras nas rochas, crostas e solos estão sumarizadas na Tabela 6. Em relação aos condritos (Taylor e McLennan 1985) a característica geral é o enriquecimento em ETR com maiores concentrações de ETRL quando comparados aos ETRP, e por isso apresentam La_N/Yb_N elevados (1 a 75,81) (Figuras 10 A, B, C, D, E e F). Dentre as ocorrências o siltito do Zé Julião e o solo de Novo Natal (SP7) têm as maiores concentrações de ETR (625 e 491 ppm) e o quartzo-arenito a menor (121 ppm).

Dentre os arenitos manganésíferos, os de Novo Natal apresentam padrão de fracionamento em relação aos condritos (Taylor e McLennan 1985) distinto. No arenito manganésífero (AM3) há menor enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP e no arenito muito fino (AMMn) anomalia negativa em Eu (0,38 de Eu/Eu^*). Outras diferenças são as anomalias positivas em Eu (0,38 de Eu/Eu^*) nas crostas do Beneficente (2,53 a 3,09 de Eu/Eu^*) e no Zé Julião (1,28 a 2,08 de Eu/Eu^*) e as negativas em Tb no Beneficente (Tb/Tb^* de 0,21 a 0,79) e na Fazenda Floresta (Tb/Tb^* de 0,06). Uma característica típica é a anomalia positiva em Ce nas crostas, especialmente nas vermiformes de Novo Natal (Ce/Ce^* de 10,96 a 26,35) (Figura 10)

Tabela 6: Concentração dos ETR nas rochas, crostas e colúvios. CC- condrito de Taylor & McLennan (1985)

Litotipo	Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ETR	ETRL	ETRP	(La/Yb) _N	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Tb/Tb*
Zé Julião																						
Colúvio	Co8	47.5	121.5	11.43	39.9	7.1	1.31	5.09	0.78	4.11	0.7	2.06	0.36	2.26	0.36	244.46	228.74	15.72	14.2	0.67	1.22	0.98
Colúvio	Co7	33.9	203.9	8.43	29.7	6.05	1.25	5.3	1	5.85	1.13	3.34	0.55	3.56	0.54	304.5	283.23	21.27	6.43	0.67	2.83	1.03
Colúvio	Co6	34.8	100.5	7.34	26	4.84	1.12	4.26	0.75	4.68	0.88	2.76	0.45	2.99	0.48	191.85	174.6	17.25	7.86	0.75	1.47	0.96
Colúvio	Co5	31.1	227.6	7.71	27.1	5.56	1.35	5.31	1.04	6.49	1.11	3.38	0.54	3.45	0.53	322.27	300.42	21.85	6.09	0.76	3.44	1.01
Colúvio	Co4	40.3	172.7	10.6	37.1	7.47	1.15	6.28	1.13	6.73	1.14	3.38	0.55	3.36	0.5	292.39	269.32	23.07	8.1	0.51	1.96	0.99
Colúvio	Co3	18.8	110.9	5.37	20.8	4.54	3.24	4.98	0.74	5.31	0.68	1.91	0.31	1.83	0.26	179.67	163.65	16.02	6.94	2.08	2.59	0.82
Colúvio	Co2	31	128.3	7.95	29	6.27	3.15	5.87	0.99	6.9	0.99	2.93	0.46	3.01	0.42	227.24	205.67	21.57	6.96	1.59	1.91	0.89
Colúvio	Co1	34.8	122.8	8.75	32.7	6.58	2.63	5.99	0.95	7.1	0.94	2.9	0.44	2.93	0.42	229.93	208.26	21.67	8.03	1.28	1.65	0.83
Siltito	SZJ	138.9	288.5	31.6	110.2	18.8	3.49	14.1	1.82	7.31	1.22	3.67	0.61	4.11	0.63	624.96	591.49	33.47	22.83	0.66	1.02	1.03
Fazendas Silva e Floresta																						
Colúvio	CP2	4.8	31.4	1.44	5	1.04	0.16	0.84	0.16	1.24	0.21	0.87	0.15	0.86	0.12	48.29	43.84	4.45	3.77	0.52	2.8	0.90
Colúvio	CP3	4.5	9.8	0.98	3.7	0.71	0.14	0.81	0.01	1.23	0.31	1.01	0.14	0.53	0.1	23.97	19.83	4.14	5.74	0.56	1.09	0.06
Holanda																						
Crosta vermiforme	H4	25.1	246.1	6.84	23	4.89	1.52	4.03	0.73	4.92	0.75	2.55	0.4	2.59	0.4	323.82	307.45	16.37	6.55	1.05	4.4	0.94
Crosta vermiforme	H3	30.5	104.3	7.29	23.7	4.4	0.77	3.4	0.61	4.12	0.71	2.14	0.38	2.45	0.39	185.16	170.96	14.2	8.41	0.61	1.64	0.93
Crosta vermiforme	H2	40.9	173.5	11.43	41.5	7.7	1.7	5.76	0.93	6.42	0.9	2.83	0.44	2.84	0.43	297.28	276.73	20.55	9.73	0.78	1.88	0.87
Crosta vermiforme	H1	20.1	148.6	7.06	24.5	5.2	1.47	3.71	0.62	4.59	0.59	1.85	0.29	1.94	0.28	220.8	206.93	13.87	7	1.02	2.92	0.86
Camada manganêsfera	CM	32.8	126	18.95	82.7	18.19	4.92	16.09	2.12	14.7	2.15	5.78	0.86	5.25	0.7	331.21	283.56	47.65	4.22	0.88	1.18	0.79
Arenito manganêsifero	AM1	36.9	247.5	10.74	38.2	7.74	2.05	5.88	0.89	5.9	0.8	2.33	0.37	2.23	0.33	361.86	343.13	18.73	11.18	0.93	2.91	0.86
Cotovelo																						
Colúvio	CP5	27.4	160.2	7.15	27.6	7.78	3.6	11.25	1.17	12.13	1.97	5.03	0.75	4.23	0.63	270.89	233.73	37.16	4.38	1.18	2.68	0.57
Beneficente																						
Solo	SP6	49.7	101.4	11.87	42.4	7.32	1.35	5.8	0.93	4.97	1	2.97	0.53	3.73	0.6	234.57	214.04	20.53	9	0.63	0.98	0.99
Solo	SP6	37.7	76.8	8.95	31.9	5.5	1.04	4.54	0.73	3.96	0.75	2.2	0.41	2.76	0.46	177.7	161.89	15.81	9.23	0.64	0.98	0.98
Crosta pisolítica	CPi6	52.9	110.4	12.9	45.9	7.09	1.31	5.13	0.8	4.28	0.87	2.58	0.45	3.2	0.52	248.33	230.5	17.83	11.17	0.66	0.99	0.98
Crosta vermiforme	B4	10	20.5	3.25	15	3.34	2.88	2.43	0.11	2.81	0.3	1.15	0.21	1.09	0.19	63.26	54.97	8.29	6.2	3.09	0.84	0.24
Crosta vermiforme	B3	8.1	18.3	2.94	13.8	2.77	1.97	2.05	0.09	2.89	0.3	1.02	0.18	0.94	0.16	55.51	47.88	7.63	5.82	2.53	0.88	0.21
Crosta vermiforme	B2	10.8	23	2.69	10.9	2.34	2	2.19	0.17	4.02	0.53	1.6	0.27	1.62	0.22	62.35	51.73	10.62	4.5	2.7	1	0.33
Crosta vermiforme	B1	23.4	76.5	10.53	48.2	9.83	3.69	10.29	1.28	8.33	0.96	2.6	0.45	2.91	0.54	199.51	172.15	27.36	5.43	1.12	1.14	0.79
Lente manganêsfera	LMn	29.1	118.9	9.23	31.6	6.05	1.48	3.67	0.5	2.19	0.55	1.81	0.28	1.56	0.2	207.12	196.36	10.76	12.6	0.96	1.7	1.01
Arenito manganêsifero	AM2	15.8	45.2	4.3	17	3.4	0.9	2.8	0.4	1.4	0.2	0.6	0.1	0.5	0.1	92.7	86.6	6.1	21.35	0.89	1.28	1.16
Novo Natal																						
Solo	SP7	99.3	207.2	19.46	75.3	15.99	3.13	16.99	3.06	19.07	3.79	11.55	1.85	11.96	1.97	490.62	420.38	70.24	5.61	0.58	1.1	0.97
Crosta pisolítica	CPi2	79.4	147.7	14.8	49.2	7.1	1.3	6	1	5.2	1	3.3	0.5	3.4	0.6	320.5	299.5	21	15.78	0.61	1.01	1.02
Crosta pisolítica	CPi1	61	120.5	14.8	55.6	7.5	1.7	6.4	0.8	4	0.8	2.2	0.4	2.4	0.4	278.5	261.1	17.4	17.17	0.75	0.94	0.90
Crosta vermiforme	CVT	21.6	451	4.3	16.4	2.9	0.6	4.3	0.5	2.7	0.6	1.6	0.3	1.9	0.3	509	496.8	12.2	7.68	0.52	10.96	0.84
Crosta vermiforme	CVB	25.8	1327.5	5.4	19.2	3.6	0.8	6.8	0.7	4.5	1	2.8	0.5	3	0.5	1402.1	1382.3	19.8	5.81	0.49	26.35	0.72
Crosta protopisólítica	CPp2	20.1	65.1	11.8	69.2	25.4	5.9	26	4	19.5	3	8	1.1	6.9	1	267	197.5	69.5	1.97	0.7	0.99	1.02
Crosta protopisólítica	CPp1	9.3	19.3	3.7	21.9	10	2.8	17.4	2.9	15.1	2.8	6.5	1	6	0.8	119.5	67	52.5	1.05	0.65	0.77	1.02
Crosta maciça	CM1	20.8	141.5	13.6	69.8	26.7	5.5	20.3	3.3	14	2.2	5.2	0.8	5	0.7	329.4	277.9	51.5	2.81	0.72	1.97	1.12
Arenito manganêsifero	AM3	7.7	14	1.4	6.1	1.3	0.9	8.2	1.2	5.5	1	2.7	0.4	2.4	0.3	53.1	31.4	21.7	2.17	0.84	1	1.02
Arenito muito fino	AMMn	46	69.8	9.31	28.1	3.51	0.35	2.2	0.23	1.08	0.17	0.47	0.06	0.41	0.05	161.74	157.07	4.67	75.81	0.38	0.79	0.85
Riolito	R	59.6	122	13.9	49.8	9.7	1.8	9.5	1.6	9.1	2.1	6.4	1	5.8	1	293.3	256.8	36.5	6.94	0.57	0.99	0.98
Quartzo arenito	QA	25.1	49.1	7	24.8	4.3	0.8	3.1	0.5	2.7	0.5	1.5	0.2	1.5	0.2	121.3	111.1	10.2	11.31	0.67	0.87	0.99
Condrito	CC	0.37	0.96	0.14	0.71	0.23	0.09	0.31	0.06	0.38	0.09	0.25	0.04	0.25	0.04	3.92	2.5	1.42	1	1.03	0.99	1.00

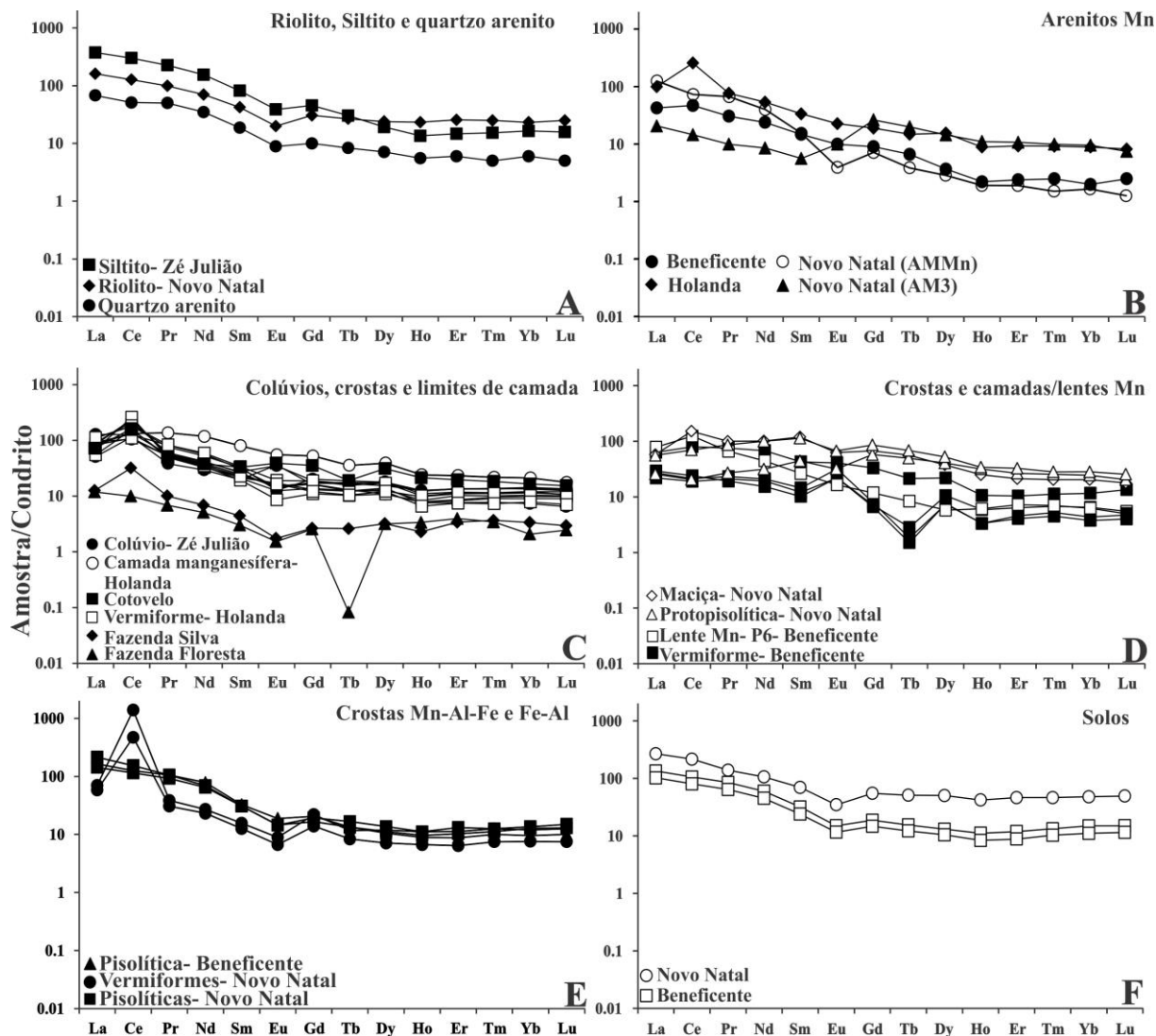


Figura 20: Diagramas dos ETR nos litotipos estudados após a normalização pelo condrito de Taylor & McLennan (1985).

7 DISCUSSÕES

7.1 Associações geoquímicas

A geoquímica de todas as amostras incluindo as de Silva et al. (2012) permitiu, segundo a análise de componente principal (PCA), a identificação de três grupos de amostras em função dos fatores 1 e 2 que representam 51,65 e 34,07% da variância, respectivamente (Figura 11).

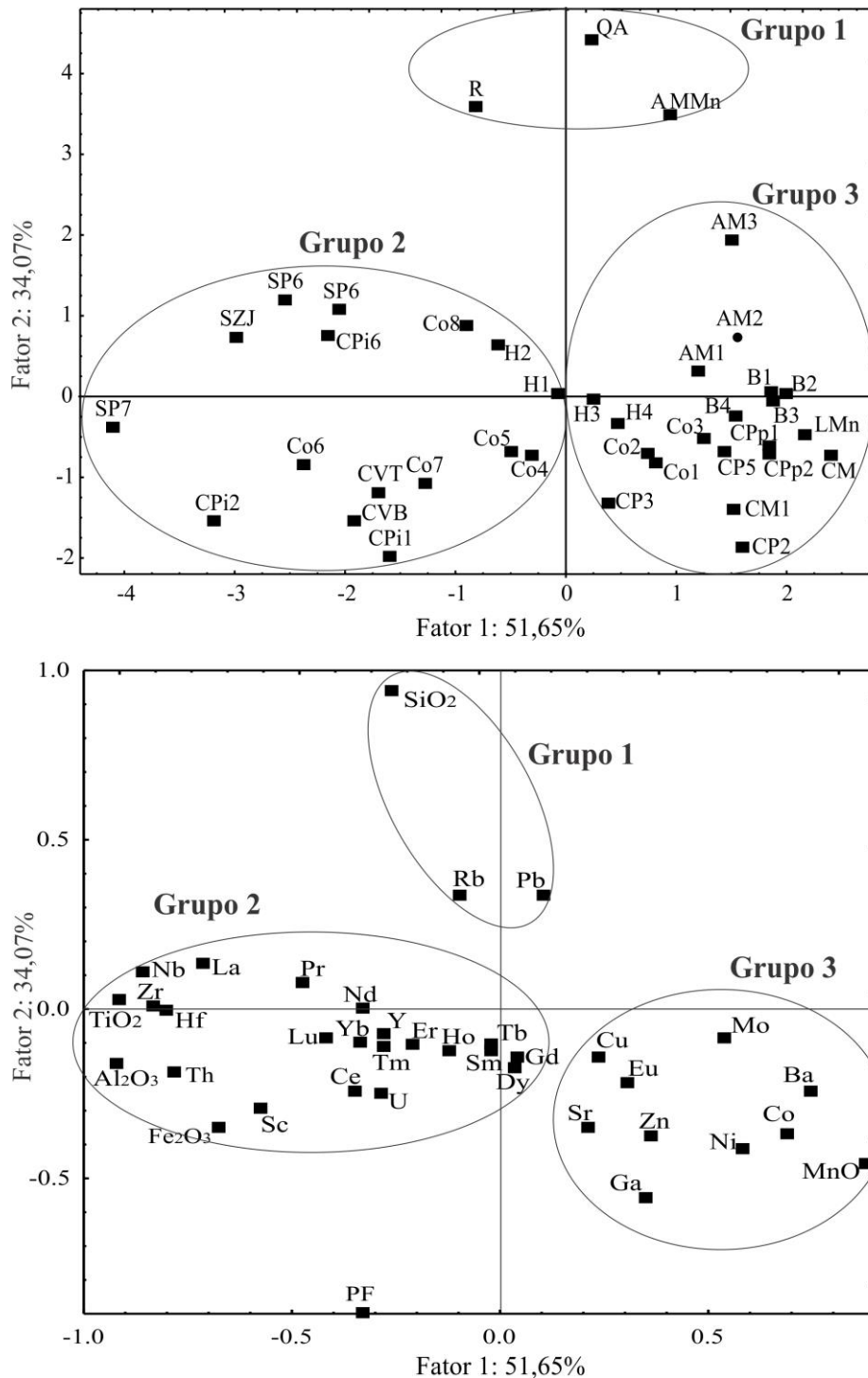


Figura 11: Principais associações geoquímicas identificadoras dos litotipos estudados.

Foram identificados três grupos de amostras: 1°. riolito (R), quartzo-arenito (QA) e arenito muito fino (AMMn); 2°. siltito avermelhado (SZJ), as crostas pisolíticas (CPi1, CPi2 e CPi6), as vermiformes de Novo Natal e as da base do Holanda (CVB, CVT, H1 e H2), o topo do colúvio Zé Julião (Co5 ao Co8) e os solos (SP6 e SP7); 3°. arenitos manganésíferos, lente e camada manganésíferas (AM1, AM2, AM3, LMn e CM) e as crostas do Beneficente

(B1,B2, B3 e B4), as protopisolíticas e maciça de Novo Natal (CPp1, CPp2 e CM1), o topo das vermiformes do Holanda (H3 e H4), os colúvios das fazendas Silva e Floresta (CP2 e CP3) e a base do colúvio do Zé Julião (Co1ao Co3). Essas amostras foram agrupadas respectivamente em função de três associações de elementos: 1°. SiO₂, Rb, Pb; 2°. Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, ETR-Eu, Hf, Nb, Zr, Sc, U, Th, Y; 3°. MnO, Ga, Zn, Sr, Cu, Eu, Mo, Ba, Co, Ni.

A correlação entre o riolito, o arenito muito fino manganífero e o quartzo arenito em função da associação SiO₂, Rb, Pb deve-se à abundância de quartzo nestas amostras concomitante com o Rb, provavelmente associado a micas e feldspatos do riolito e o Pb no arenito muito fino relacionado a coronadita. Neste último o teor de Pb é de 43638 ppm.

A correlação entre o silito avermelhado e parte das crostas pisolíticas, vermiformes, parte do colúvio do Zé Julião e os solos deve-se ao Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂ mais elevados. Esse grupo também se caracteriza pelos mais baixos teores de MnO (até 33%). O predomínio de Fe₂O₃ como goethita e hematita (16 a 58%) pode reter grandes quantidades de U, Ce e Sc, seja por adsorção ou por coprecipitação (Middelburg et al. 1988, Braun et al. 1990, Laveuf & Cornu 2009) e justifica formação de cerianita e as anomalias de Ce (1,2 a 26,4 de Ce/Ce*), especialmente nas crostas vermiformes de Novo Natal. A cerianita e resistatos como o zircão são os principais sequestradores de ETR, Hf e Y, e segundo Costa et al. (2005) as anomalias em Ce reforçam o caráter laterítico destas ocorrências. O TiO₂ reflete o conteúdo de rutilo e anatásio (< 1 a 2%), o último funciona como barreira geoquímica para o Hf, Zr e Nb, devido à alta correlação entre eles (+0,82; +0,81 e +0,88, ver anexo 1) e sugere a substituição de Ti⁴⁺ por Hf⁴⁺, Zr⁴⁺ e Nb⁴⁺ na estrutura do anatásio. O Th pode estar associado a zircão, goethita e hematita como afirmam Middelburg et al. (1988) e Kotschoubey et al. (2005), ou simplesmente ter se concentrado residualmente.

Todos os arenitos manganíferos, a lente e as crostas manganíferas do Beneficente e as crostas protopisolíticas e maciça de Novo Natal, acamada manganífera no topo da crosta vermiforme do Holanda, os colúvios das fazendas Silva e Floresta e a base do Zé Julião se agruparam em função da associação MnO, Ga, Zn, Sr, Cu, Eu, Mo, Ba, Co e Ni. Essa associação é decorrência das concentrações elevadas de Ba e do consequente predomínio de romanechita (até 61%) e holandita (até 73%) e seu maior enriquecimento supergênico na base das crostas. Considerando a correlação simples entre os elementos (ANEXOS III a VI) é possível melhor discriminar as ocorrências, o Zé Julião pela sub associação MnO, Mo, Cu, Co, Zn, Tl, V, K₂O e P₂O₅; b) Holanda pela MnO, Co, Cu, Mo e Zn; c) Beneficente: MnO, Ag, Pb e Ga e d) Novo Natal: MnO, Ag, As, K₂O, Cu, Pb, Eu e Sr.

As boas correlações entre MnO, Mo, Cu, Co e Zn são consequência do predomínio da romanechita e holandita com criptomelana subordinada, deste modo à assimilação Mo, Cu, Co e Zn além de V, Tl e K₂O (do Zé Julião) estaria relacionada à capacidade de adsorção destes minerais, apesar de Pracejus & Bolton (1992) indicarem que a romanechita é empobrecida em elementos traços. Esses autores ainda indicam que P₂O₅ pode se associar ao MnO, contudo a correlação com o Sr pode indicar a presença de fosfato de alumínio (crandalita e goyazita).

No Beneficente assim como no Holanda, a romanechita é quem comanda a geoquímica, pois a pirolusita (até 22%) por apresentar estrutura em túnel mais fechada que a holandita e criptomelana, tem pouco espaço para acomodação de outros elementos (Post 1999), e desta forma Ag e Pb estariam subordinados a ocorrência de romanechita. O Ga mantém forte correlação com o MnO, mas este por ser imóvel e concentrado no arenito manganésífero (AM2) pôde acumular-se nas crostas manganésíferas à medida que a lixiviação removeu os elementos mais móveis. O P₂O₅ nestas ocorrências governa o comportamento geoquímico do Sr, o que indica a presença de fosfatos de Al como crandalita e goyazita identificada em Novo Natal.

A coronadita que diferencia Novo Natal das demais ocorrências é, provavelmente responsável, além da concentração de Pb, de adsorver Cu, As e Ag. Os teores elevados em Pb sugerem associação com galena e calcopirita decorrentes de prováveis processos hidrotermais relatados por Carvalho & Figueiredo (1982) em mineralizações de Cu, Pb, Zn e Au associadas a rochas vulcanossedimentares e a gossans no rio Sucunduri. A associação K₂O, Eu e Sr é atribuída a holandita e criptomelana como nas demais ocorrências.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A exposição ao processo laterítico de arenitos e siltitos mesoproterozóicos de ambiente litorâneo (Reis et al. 2013), localmente manganésíferos da região de Apuí desenvolveu crostas manganésíferas vermiformes, pisolíticas, protopisolíticas e maciças. O estudo da ocorrência de Novo Natal e a correlação com outras estudadas por Silva et al. (2012), mostrou que há diferenças mineralógicas e químicas entre elas. Essas diferenças são consequência de eventos hidrotermais pós deposicionais mais evidentes em Novo Natal. Tais eventos precipitaram manganês que na presença de Pb e subordinadamente Cu, formou coronadita ao longo das fraturas dos arenitos manganésíferos. A lateritização sobre essas rochas remobilizou os elementos químicos e formou coronadita supergênica. Essa é a característica diagnóstica em relação às estudadas por Silva et al. (2012). Os elevados teores de Zn atribuídos à calcofanita, além da presença de todorokita e nsutita, diferenciam Novo Natal do manganês da mina do Azul (Vasconcelos et al. 1994 e Costa et al. 2005) em relação aos de Apuí.

A preservação das crostas manganésíferas em relevo altamente dissecado e mais baixo quando comparados à região central de Apuí está, provavelmente relacionada à incisão de grandes rios como o Aripuanã, que promoveram maior erosão e as movimentações neotectônicas evidenciadas pela presença de grandes lineamentos como verificados por Costa et al. (1996).

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Betiollo, L.M., Reis N.J., Almeida, M.E., Bahia, R.C., Splendor, F., Costa, U.P., Luzardo, R. 2009. Magmatismo Máfico Calimiano (Sill Mata-Matá), rio Aripuanã, Amazonas-Implicações Geológicas. In: SBG, Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, XI, *Resumos Expandidos*.
- Braun, J., Pagel, M., Muller, J., Bilong, P., Michard, A., Guillet, B. 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 54: 781-795.
- Burns, R.G. & Burns, V.M. 1979. Oxides manganese. In: R.G. Burn (ed.) *Marine Minerals. Reviews in Mineralogy*, 6, Mineralogy Society of America, pp.: 1-46
- Carvalho M.S. de, Figueiredo A.J. de A. 1982. Caracterização Litoestratigráfica da Bacia de Sedimentação do Grupo Beneficente no Alto Rio Sucundurí-AM. In: SBG/Núcleo Norte, *Simp. Geol. Amaz.*, 1, Belém, Anais: 26-44.

- Costa, J.B.S., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., Borges, M.S., Ferreira Junior, C.R.P., Bezerra, P.E.L., Fernandes, J.M.G., Costa, M.L. 1996. NEOTECTÔNICA NA REGIÃO AMAZÔNICA: ASPECTOS TECTÔNICOS, GEOMORFOLÓGICOS E DEPOSICIONAIS. GEONOMOS. Revista de Geociências. Belo Horizonte, 4.
- Costa, M. L., Choque Fernandez, O.J., Requelme, M. E. R. 2005. Depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica, In: J, Marini, E. T. Queiroz e B. W. Ramos (eds.). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. DNPM. FINEP. ADIMB. Brasília. 227-333.
- CPRM. 2006. Mapa Geológico do Estado do Amazonas. Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas. Sistemas de Informações Geográficas – SIG, Programa Geologia do Brasil. Escala 1: 1.000.000, Ministério de Minas e Energia. Rio de Janeiro. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil.
- CPRM. 2013. Folha Sumaúma (SB.20-Z-D). Programa Geologia do Brasil. Carta geológica ao milionésimo-Escala 1:250.000. CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Manaus.
- Force, E.R. & Cannon, W.F. 1988. Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black shale basins. *Economic Geology*. 83, 93-117.
- Kotschoubey, B., Truckenbrodt, W., Calaf J. M. C. 2005. Evolução Geológica da Porção Meridional da Província Bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (Noroeste da Bacia do Grajaú, Nordeste do Pará e Extremo oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (2): 263- 272.
- Lacerda Filho, J.V., Brito R.S.C., Silva M.G., Oliveira C.C., Moreton L.C., Martins E.G., Lopes R.C., Lima T.M., Larizzatti J.H., Valente C.R. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Mato Grosso do Sul. Esc.1:1.000.000. Campo Grande: CPRM, 2006. 121p. il. Convênio CPRM/SEPROTUR/MS-EGRHP/MS.
- Lacerda, Filho, J.V., Souza, J.O., Oliveira, C.C., Ribeiro, P.S.E., Villas Boas, P.F., Albuquerque, M.C., Frasca, A.A.S., Borges, F.R., Moreton, L.C., Martins, E.G., Camargo, M.A., Valente, C.R., Pimentel, M.M., Botelho, N.F. 2001. Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta). In. SBG. Simpósio de Geologia da Amazônia. 7. Belém. Sessão temática VII.
- Laveuf, C., Cornu, S. 2009. A review on the potentiality of Rare Earth Elements to trace pedogenetic processes. *Geoderma* 154 (2009) 1–12
- Maynard, J.B. 2003. Manganiferous Sediments, Rocks, and Ores. In H.D. Holland e K.K. Turekian (eds.) *Treatise on Geochemistry*, 7, Elsevier, 289-308.
- Middelburg, J.J., Van Der Weijden, C.H., Woittiez, J.R.M. 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chem.Geol.*, 68: 253- 273.
- Nicholson, K. 1992. Genetic Types of Manganese Oxide Deposits in Scotland: Indicators of Paleo-Ocean-Spreading Rate and a Devonian Geochemical Mobility Boundary. *Economic Geology*. 87. 1301-1309.
- O'Reilly, G.A. Petrographic and Geochemical Evidence for a Hypogene Origin of Granite-Hosted, Vein Type Mn Mineralization at the New Ross Mn Deposits, Lunenburg County, Nova Scotia, Canada. 1992. *Economic Geology*. 87. 1275-1300.
- Post, J.E. 1999. Manganese oxide minerals crystals structures and economic and environmental significance. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 96, Colloquium paper.3447-3454.
- Pracejus, B., Bolton, B.R. 1992. Geochemistry of supergene manganese oxide deposits, Groote Eylandt, Australia. . *Economic Geology*. 87. 1310-1335.
- Reis, N.J. 2006. Rochas carbonáticas da região de Apuí – Amazonas. *Informes de Recursos Minerais. Série Insumos minerais para agricultura*, 12. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Manaus, 60p.
- Reis, N.J., Bahia, R.B.C., Almeida, M.E., Costa, U.A.P., Betiollo, L.M., de Oliveira, A.C., Splendor, F. 2013. O supergrupo Sumaúma no contexto geológico da Folha SB.20-Z-D (SUMAÚMA), sudeste do Amazonas: modo de ocorrência, discussão de idades em zircões detriticos e correlações no SW do Cráton do Amazonas. *Contribuições à Geologia da Amazônia*. 8(1): 199- 222.

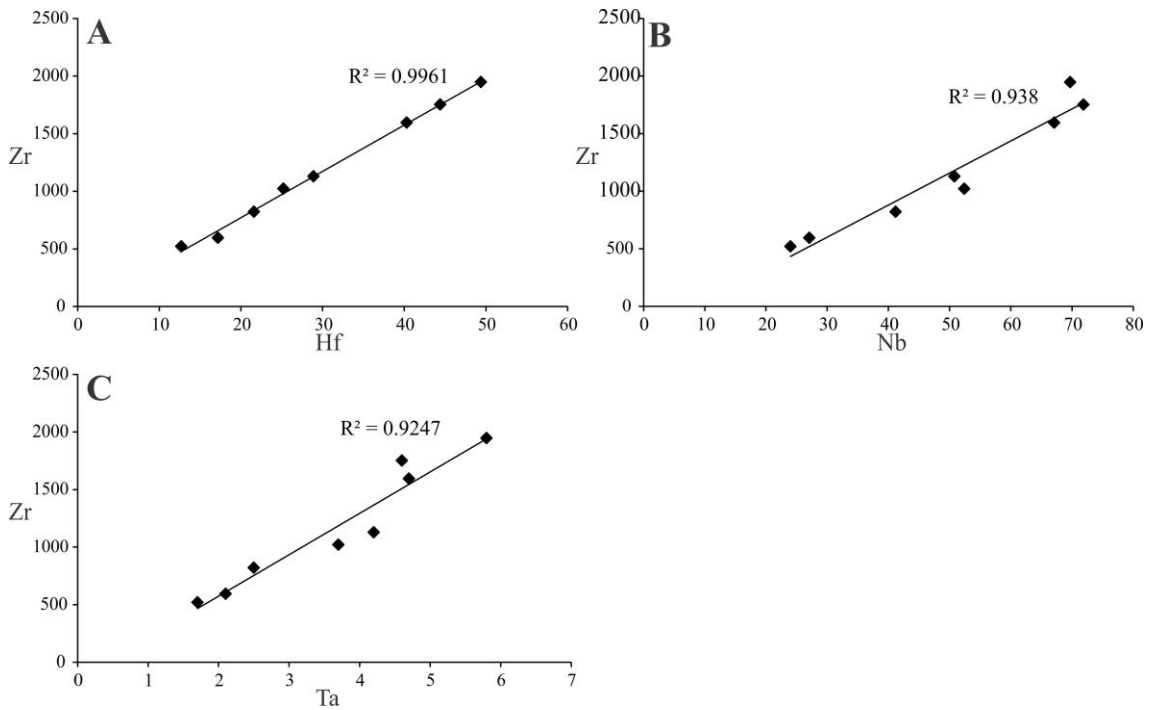
- Roy, S. 1992. Environments and Process of Manganese Deposition. . *Economic Geology*. 87. 1218-1236.
- Roy, S. 2000. Late Archean initiation of manganese metallogenesis: its significance and environmental controls. *Ore Geology Reviews*. 17. 179-198.
- Roy, S. 2006. Sedimentary manganese metallogenesis in response to the evolution of the Earth system. *Earth-Science Reviews* 77, 273–305.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S.G. de, Riker, S.R.L., Souza, M.M. de, Almeida, M.E., McNaughton, N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. *In: SBG- Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, PA, Resumos Expandidos*.CD-Rom.
- Santos, J.O.S.2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. *In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM- Serviço Geológico do Brasil. Cap.4, p 169-226.
- Silva, P.J.M, Horbe, A.M.C, Horbe, M.A. 2012. Mineralogia e geoquímica de ocorrências manganíferas da bacia Alto Tapajós, sudeste do Amazonas, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Ciências Naturais, 7 (1):11-28.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. 1985. The continental Crust: its composition and evolution. An Examination of The Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Blackwell Scientific Publ. 312p.
- Varentsov, I.M. 2002. Genesis of the Eastern Paratethys manganese ore giants: impact of events at the Eocene/Oligocene boundary. *Ore Geology Reviews*. 20, 65–82
- 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 58: 1635-1665.

10 INTEGRAÇÃO DAS ÁREAS

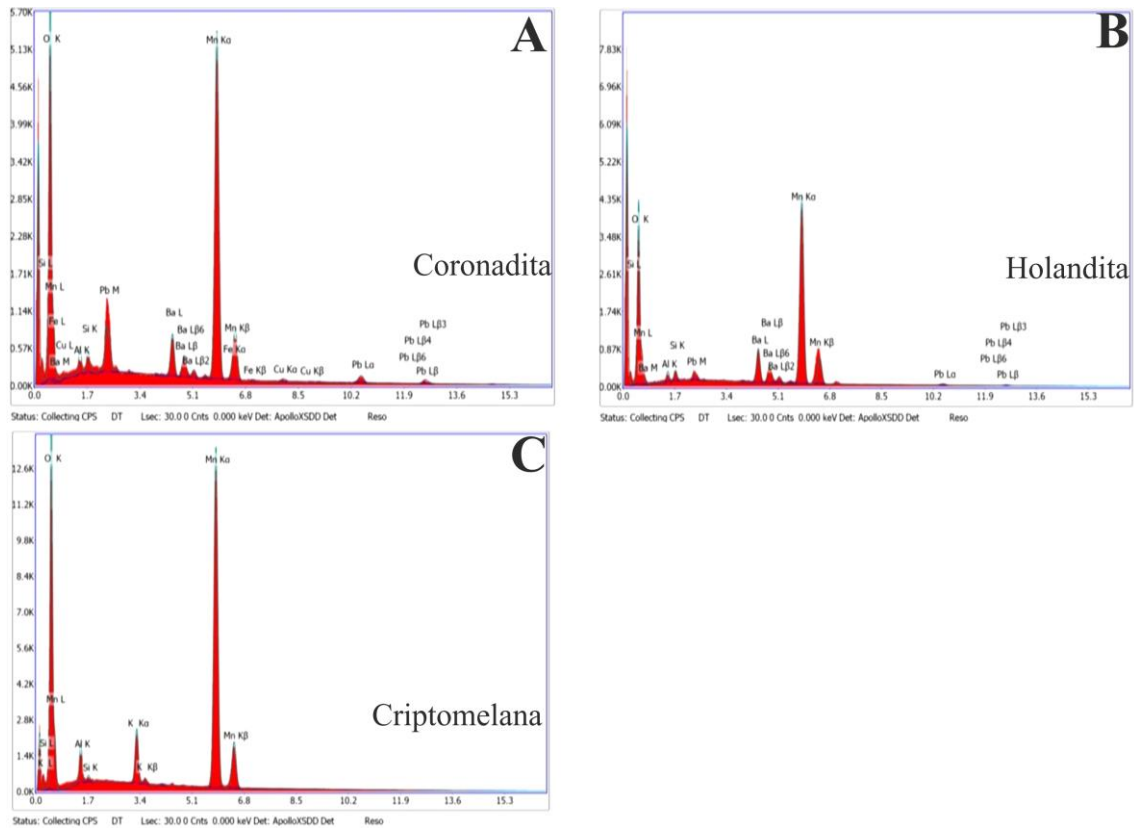
A diversidade geológica e a intensidade da lateritização na região de Apuí formaram crostas ferruginosas, manganésíferas e bauxitas. As crostas manganésíferas posicionam-se em relevos mais rebaixados, com altitude entre 80 a 140 m, por outro lado as crostas ferruginosas e bauxíticas ocupam colinas (140- 200m de altitude) e platôs (200- 320 m de altitude) respectivamente (ANEXO VII). Essa diferença de altitude pode estar relacionada à incisão de grandes rios como o Aripuanã, ou mesmo a neotectônica que gerou na região perfis truncados com linhas de pedra de até 0,5 m de espessura. A soma destes fatores pode ter contribuído para a aceleração do processo de erosão.

O estudo da lateritização na região sudeste do Amazonas, apontou promissor potencial metalogenético, tendo em vista a ocorrência de bauxita e crostas manganésíferas. Fosfatos de alumínio encontrados associados ao manganês e em crostas ferruginosas laminadas sugerem a presença de crostas fosfáticas. O Pb é outro elemento anômalo nas crostas manganésíferas, e sob a forma de coronadita reforça a presença de mineralização primária sulfetada.

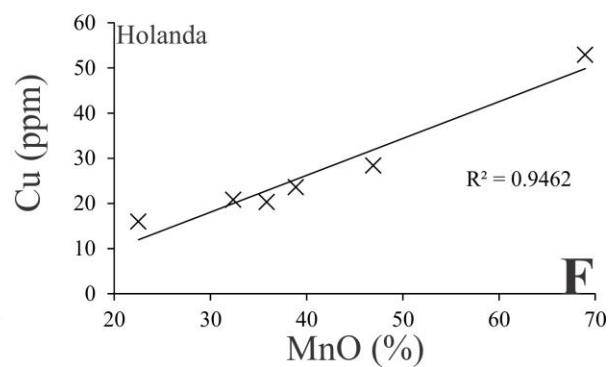
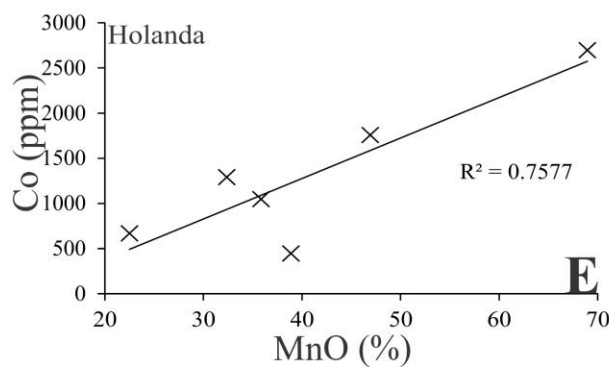
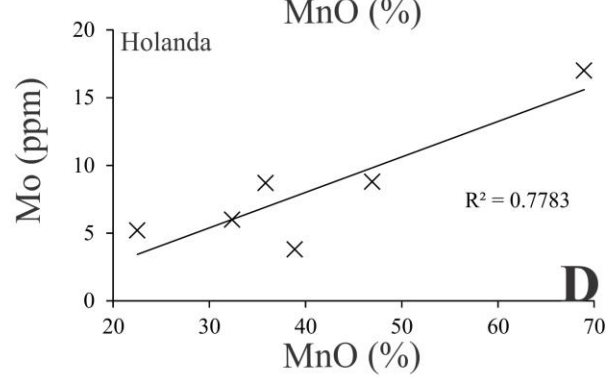
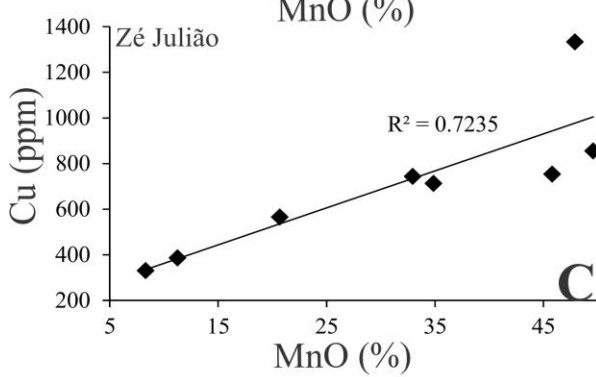
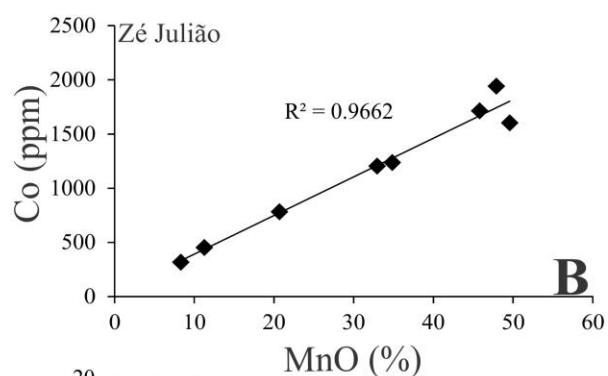
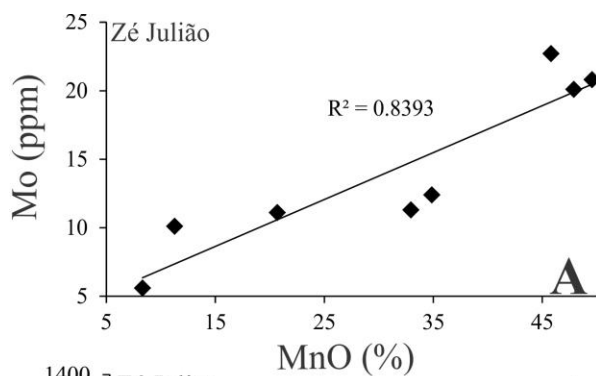
11 ANEXOS



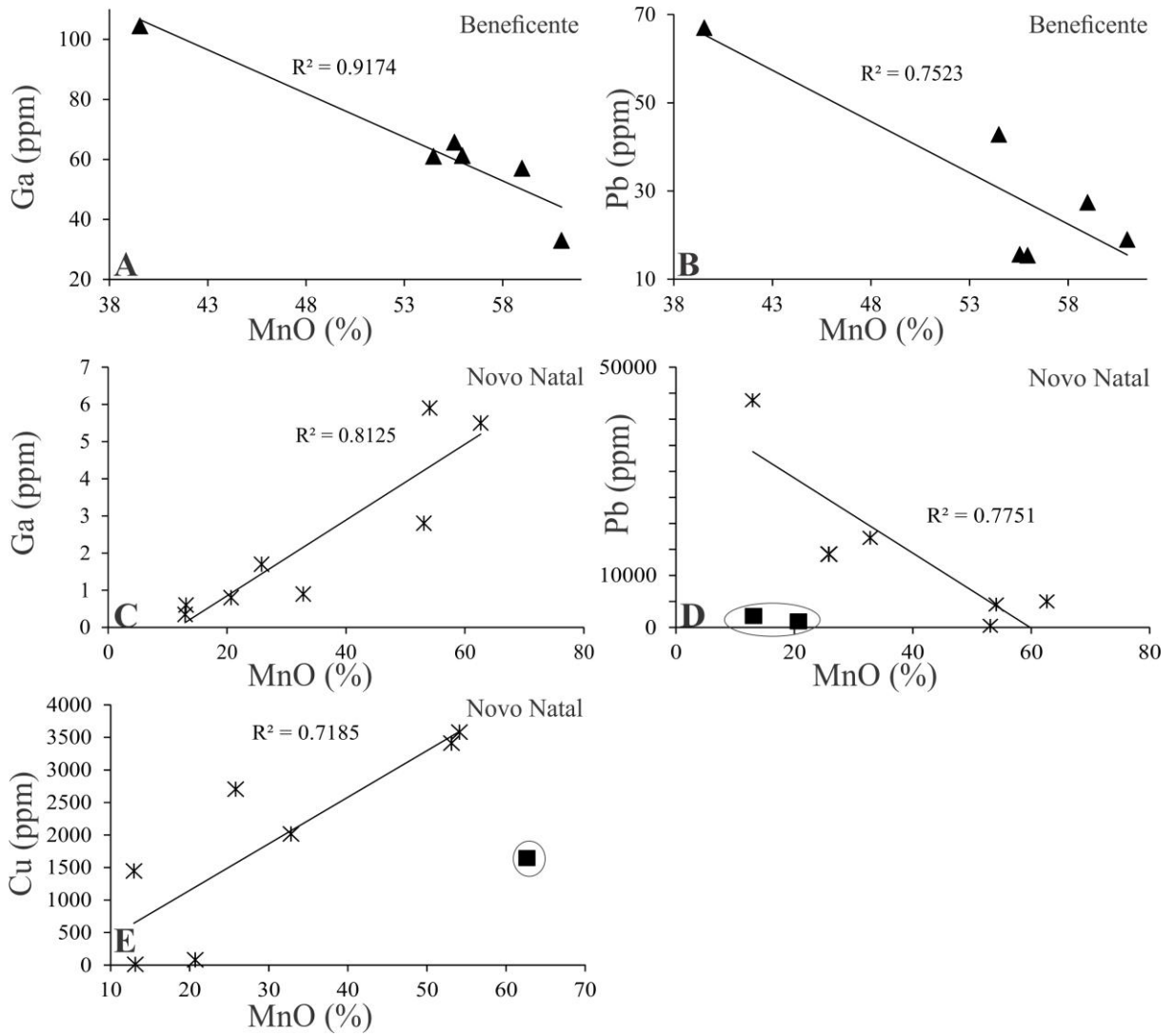
ANEXO I: Diagramas de dispersão Zr vs Hf, Zr vs Nb e Zr vs Ta.



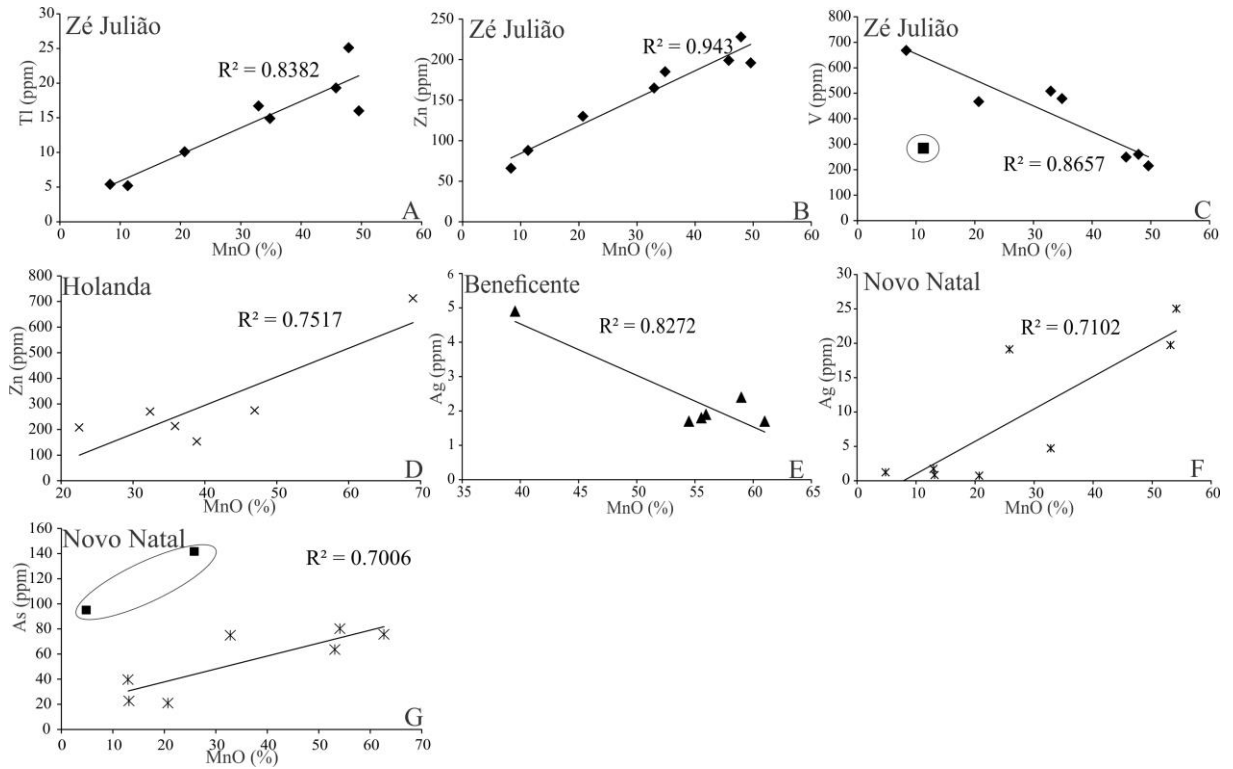
ANEXO II: Composição obtida em EDS por microscopia eletrônica de varredura (MEV).



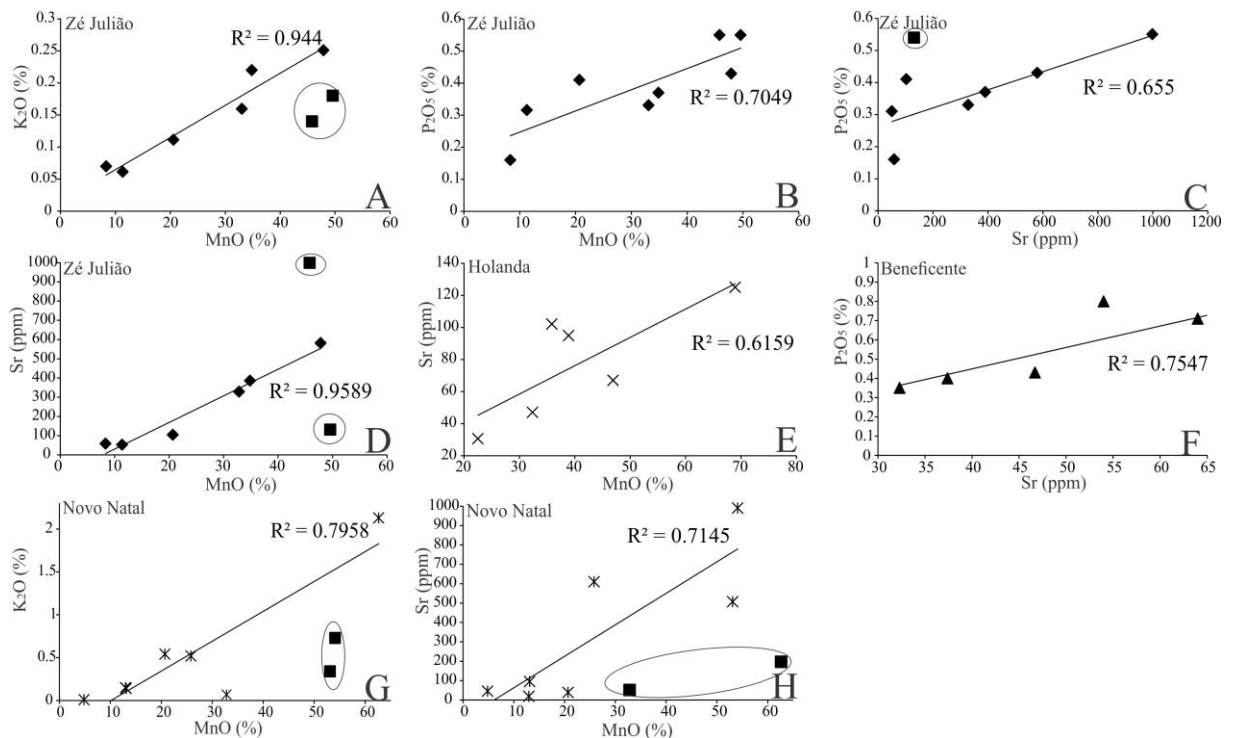
ANEXO III: Diagramas de dispersão MnO vs Mo, Co e Cu.



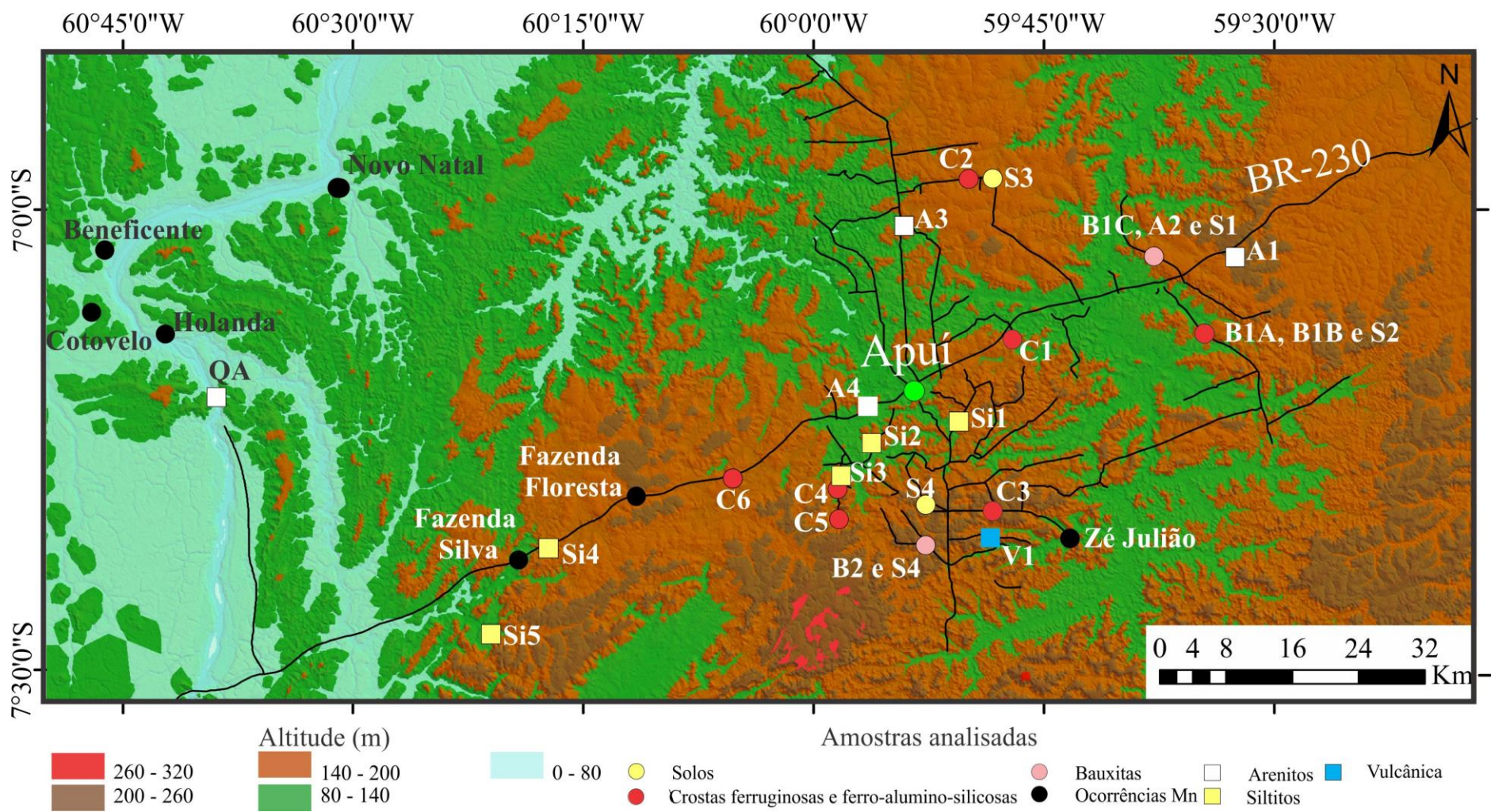
ANEXO IV: Diagramas de dispersão MnO vs Ga, Pb e Cu.



ANEXO V: Diagramas de dispersão MnO vs Tl, Zn, V, As e Ag



ANEXO VI: Diagramas de dispersão MnO vs K_2O , P_2O_5 e Sr e P_2O_5 vs Sr.



ANEXO VII: Mapa planialtimétrico e de pontos amostrados