



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA NO CENOZÓICO DA REGIÃO ENTRE
AÇAILÂNDIA (MA) E LIGAÇÃO (PA)**

TESE APRESENTADA POR

JOSÉ MARIA CALAF CALAF

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação: 14.06.2000

Comitê de Tese:

.....
BASILE KOTSCHOUBEY (Orientador)

.....
MILTON LUIZ LAQUINTINIE FORMOSO

.....
WERNER TRUCKENBRODT

A meu pai, *in memoriam*

WENCESLAO CALAF CASTELLO

AGRADECIMENTOS

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (CPGG - UFPA).

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pela concessão de bolsa que possibilitou esta tese de mestrado.

Ao Professor Dr. Basile Kotschoubey pela valiosa orientação, estímulo, apoio e paciência dedicada a todas as fases do trabalho.

Ao Professor Dr. Werner Truckenbrodt pela co-orientação e valiosas sugestões apresentadas no campo e durante a elaboração da presente tese.

Ao Professor Dr. Milton Luiz Laquintine Formoso como membro da banca, pela avaliação do trabalho.

Ao Professor Dr. Bernard Hieronymus da *Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)*, França, pelas imagens de microscopia eletrônica de varredura.

À colega geóloga Walmeire Alves de Melo pela realização de análises difratométricas.

Ao geólogo Antônio Emídio de Araújo Santos Jr., pela ajuda na confecção de lâminas de minerais pesados.

Ao técnico de Laboratório de Sedimentologia João Lopes pela presteza no atendimento.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para a execução deste trabalho.

SUMÁRIO

	p.
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - GENERALIDADES.....	1
1.2 - OBJETIVOS DA TESE.....	3
1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DA TESE.....	3
1.4 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....	5
1.4.1- Clima	5
1.4.2- Vegetação	5
1.4.3- Solos	5
1.4.4- Hidrografia	6
1.5 - METODOLOGIA.....	6
1.6 - GLOSSÁRIO.....	7
2 - GEOLOGIA REGIONAL	11
2.1- ASPECTOS GERAIS.....	11
2.2- GEOMORFOLOGIA REGIONAL.....	13
2.3- ESTRATIGRAFIA REGIONAL.....	13
2.3.1 - Domínio Sul	14
2.3.2 - Domínio Norte	15
2.3.3 - Coberturas Alteríticas	15
2.3.3.1 - Cobertura antiga ferro-aluminosa.....	16
2.3.3.2 - Cobertura ferruginosa mais jovem.....	16
2.3.4- Quadro lito-estratigráfico regional	17
2.4- GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOTECTÔNICA.....	17
3 - FORMAÇÕES LATERÍTICAS	19
3.1 - TRABALHOS ANTERIORES.....	19

3.2 - GEOQUÍMICA DO ALUMÍNIO, FERRO, SILÍCIO E TITÂNIO NAS COURAÇAS FERRO-ALUMINOSAS.....	24
3.2.1 - Generalidades	24
3.2.2 - Geoquímica do Alumínio	25
3.2.3 - Geoquímica do Ferro	27
3.2.4 - Geoquímica da Sílica	28
3.2.5 - Geoquímica do Titânio	28
3.3 - LATERITAS SOBRE ROCHAS SEDIMENTARES SILICICLÁSTICAS- FORMAÇÃO E DEGRADAÇÃO	29
3.3.1- Introdução	29
3.3.2 - Formação das lateritas	32
3.3.2.1 - Primeiros estágios do intemperismo da alteração laterítica	32
3.3.2.2 - Formação do saprólito	34
3.3.2.3 - Formação das couraças lateríticas	34
3.3.3 - Degradação das couraças lateríticas	36
4. - FORMAÇÕES RESIDUAIS NA REGIÃO ENTRE AÇAILÂNDIA E LIGAÇÃO DO PARÁ	39
4.1 - GEOMORFOLOGIA LOCAL	39
4.2 - LATERITAS DA ÁREA	41
4.2.1. - Introdução	41
4.2.2. - Seqüência laterítica antiga	41
4.2.2.1 - Saprólito sobre a Formação Itapecurú ou “Depósitos Itapecurú”	41
4.2.2.2 - Couraça laterítica ferruginosa a ferro-aluminosa	42
4.2.2.3 - Capreamento argiloso: Argila de Belterra	55
4.2.2.4 - Discussão sobre a seqüência laterítica antiga	56
4.2.3 - Seqüência laterítica mais jovem	60
4.2.3.1 - Substrato	60
4.2.3.2 - Couraça laterítica mais jovem	66
4.2.3.3 - Capreamento argilo-arenoso	81
4.2.3.4 - Discussão sobre a seqüência laterítica mais jovem	90

4.2.4 - Depósitos sub-atuais e atuais.....	94
5 - DISCUSSÃO GERAL.....	95
5.1 - SEQUÊNCIA ALTERÍTICA ANTIGA.....	95
5.1.1 - Couraça laterítico-bauxítica.....	95
5.1.2 - Capeamento da couraça laterítico-bauxítica.....	97
5.2 - SEQUÊNCIA ALTERÍTICA MAIS JOVEM.....	98
5.2.1 - Sedimentos siliciclásticos não estruturados.....	98
5.2.2 - Couraça ferruginosa mais jovem/ <i>Stone-layer</i>	99
5.2.3 - Capeamento argilo-arenoso.....	100
5.3 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA ÁREA ESTUDADA.....	101
6 - CONCLUSÃO.....	103
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	105

RESUMO

A área estudada situa-se ao longo da Rodovia BR-010 (Belém-Brasília), entre as cidades de Açailândia (MA) e Ligação do Pará (PA), na parte sul da Província Bauxitífera de Paragominas e possui uma extensão de cerca de 115 km.

Nela foram distinguidas duas superfícies, cada uma sustentada por uma seqüência alterítico-sedimentar específica. A superfície mais elevada corresponde aos topos de vastos platôs residuais de 360 a 220 m de altitude e apresenta um leve declive para norte. A outra superfície, embutida na primeira, culmina entre 210 m, a sul, e 150 m, a norte, e mostra discreta ondulação.

A cobertura laterítico-bauxítica antiga que sustenta a superfície mais elevada é constituída por um horizonte saprolítico proveniente da alteração de arenitos argilosos ou arcoseanos e argilitos dos "Depósitos Itapecurú" do Cretáceo Superior. Sobre o saprolito repousa uma possante couraça essencialmente ferruginosa no extremo sul, a qual, em direção a norte, se enriquece progressivamente em gibbsita. Os primeiros sinais de níveis bauxíticos, ainda difusos, se encontram a cerca de 40 km a norte de Açailândia. Essa tendência se confirma para norte com a presença de horizontes bauxíticos cada vez mais nítidos e consistentes, acima e na base do horizonte ferruginoso. Sobreposto a essa cobertura e em contato extremamente brusco, ocorre um espesso capeamento argiloso, a Argila de Belterra.

A cobertura laterítico-bauxítica desenvolveu-se em três fases. Durante a primeira fase formou-se a couraça ferruginosa através da ferruginização dos sedimentos Itapecurú, durante o Terciário Inferior. A seguir a couraça foi afetada por degradação parcial e retrabalhamento físico dos produtos desta. Restos de alteritos mais antigos podem ter sido igualmente envolvidos nesse processo que resultou em deposição de cascalho nodular a pseudopisolítico e de argila arenosa. A terceira fase, de caráter essencialmente químico, consistiu em geração de bauxita nas áreas que apresentavam condições climáticas e geomorfológicas mais propícias. Este evento ocorreu provavelmente no final do Eoceno.

A couraça laterítica exclusivamente ferruginosa que sustenta a superfície mais baixa tem como substrato um arenito argiloso avermelhado contendo pequenos fragmentos lateríticos e seixos de quartzo. A própria couraça apresenta estrutura maciça, colunar ou nodular, e em vários

lugares encontra-se degradada a *stone-layer*. Seu capeamento é formado por um material argilo-arenoso amarelado, rico em grãos de quartzo e fragmentos lateríticos disseminados.

Esta laterita se formou provavelmente no final do Plioceno - início do Pleistoceno. Seu substrato pode ser correlacionado com o Grupo Barreiras,³⁰ enquanto seu capeamento corresponderia à unidade denominada Pós-Barreiras mais a norte, na região de Ipixuna-Aurora. Os *stone-layers* bastante freqüentes na área estão situados na mesma posição estratigráfica que a couraça laterítica mais recente e resultaram de degradação *in situ* dessa couraça, sem significativo retrabalhamento físico. No entanto, localmente, foram identificados depósitos colúviais de tipo glaciais ou pedimentos compostos de fragmentos da couraça antiga.

As seguintes etapas caracterizam a evolução das duas seqüências alterítico-sedimentares:

- 1- formação de uma couraça ferruginosa a partir dos Depósitos Itapecurú;
- 2- degradação parcial da couraça;
- 3- bauxitização no Paleógeno;
- 4- deposição de sedimentos que posteriormente se alteram para Argila de Belterra;
- 5- fase erosiva maior e individualização de vastos platôs;
- 6- preenchimento dos vales e zonas rebaixadas separando os platôs por sedimentos areno-argilosos correlacionáveis com o Grupo Barreiras e produtos de degradação da couraça antiga;
- 7- ferruginização dos sedimentos da etapa 6;
- 8- degradação mais ou menos acentuada da crosta ferruginosa da etapa 7 dando origem a *stone-layers*;
- 9- deposição de sedimentos argilo-arenosos correlacionáveis com o Pós-Barreiras sobre a couraça da etapa 7 e os *stone-layers*;
- 10- dissecação e estabelecimento da rede de drenagem atual.

As variações climáticas e periódicas reativações tectônicas (epirogenéticas) ao longo do Cenozóico foram os principais fatores responsáveis por esta evolução.

ABSTRACT

The study area is located along the Highway BR-010 (Rodovia Belém-Brasília) between Açailândia and Ligação do Pará, in the southern part of the Paragominas Bauxite Province, and has an extension of about 115 km.

In this area two surfaces were distinguished, each one sustained by a specific alteritic-sedimentary sequence. The highest surface corresponds to residual plateaus, 360 to 220 m high, and slightly dips to the north. The lower surface, 210 m high in the south and 150 m in the north represents a slightly rolling landscape.

The older alteritic mantle which sustains the higher surface is composed of a saprolitic horizon derived from clayey or arkosic sandstones and mudstones of the Upper Cretaceous Itapecurú Formation. The saprolite is overlain by a thick lateritic duricrust which is exclusively ferruginous in the southern part of the area but displays a progressive gibbsite enrichment northwards. The first indications of bauxite can be seen at about 40 km north of Açailândia. Further northwards more consistent bauxitic layers below and above the ferruginous horizon occur. Finally, a thick clayey deposit - the Belterra Clay - overlies in sharp contact the duricrust.

The laterite/bauxite duricrust underwent a threefold evolution. At first, a ferruginous duricrust formed by ferruginization of Itapecurú sediments during Lower Tertiary. After that the duricrust suffered partial dismantling and physical reworking. Older alterite remnants could also be involved in this process which resulted in nodular to pseudopisolitic and clayey deposits. The third phase of essentially chemical nature was responsible for the formation of bauxite in the areas which displayed more favorable climatic and geomorphologic conditions. This event probably occurred at the end of Eocene.

The ferruginous alteritic mantle which sustains the lower surface comprises from bottom to top reddish clayey sandstones containing lateritic fragments and small quartz pebbles; a massive, columnar or nodular ferruginous duricrust, and, a yellowish clayey overburden, rich in quartz and disseminated laterite fragments. In some places, the duricrust was disintegrated into a stone-layer.

The ferruginous duricrust likely formed during late Pliocene or early Pleistocene. Its substratum could be correlated to the Barreiras Group, while its overburden corresponds to Pós-Barreiras that occur to the north, in the Ipixuna-Aurora area. The stone-layers, which resulted from dismantling, *in situ* of this ferruginous duricrust without significant physical reworking, are placed in the same stratigraphical level as the duricrust. Locally, glacia or pediment deposits composed of fragments of the older duricrust were also identified.

The following stages characterize the evolution of the two alteritic sequences in the Açailândia-Ligação do Pará area: 1- formation of ferruginous duricrust; 2- partial dismantling of the duricrust; 3- bauxitization in Palaeogene; 4- deposition of sediments which later alter to Belterra Clay; 5- major erosive phase and individualization of plateaus; 6- filling of valleys and lower areas by clayey sand corresponding to the Barreiras Group and dismantling products from the older duricrust; 7- ferruginization of stage 6 sediments; 8- partial dismantling of the younger duricrust and formation of stone-layers; 9- deposition of sandy clay corresponding to Pós-Barreiras upon the younger duricrust and the stone-layers; 10- dissection of the landscape and establishment of the actual drainage system. ●

Climate variations and periodical tectonic reactivations along Cenozoic period were the main factors responsible for this geological evolution.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - GENERALIDADES

A Amazônia Oriental brasileira comporta provavelmente a maior parte dos depósitos minerais de origem residual do Brasil. Dentre estes se destacam as lateritas aluminosas/bauxitas das regiões do Baixo Amazonas e de Paragominas; os gigantescos depósitos de ferro, as coberturas lateríticas auríferas dos setores Salobo e Pojuca e as lateritas níquelíferas do Vermelho, localizados na Serra dos Carajás; as lateritas fosfáticas da região do Gurupi; as lateritas manganésíferas da Serra do Navio e do Igarapé Azul. Ademais, podem ser considerados como resultantes da alteração laterítica os depósitos de caulim das regiões do rio Capim e do rio Jari.

Apesar da grande variedade, abundância e importância econômica das formações lateríticas, o seu estudo mais aprofundado na Amazônia, após os ensaios pioneiros de Sombroek (1966), iniciou-se somente na década de 70.

Os primeiros artigos publicados sobre lateritas na Amazônia enfocaram essencialmente os depósitos de bauxita na região, devido ao seu interesse econômico. No entanto, esses estudos se limitaram, no início, a aspectos descritivos.

Este primeiro período foi marcado pelos trabalhos de Wolf (1972), Wolf & Silva (1973) e Assad (1973 e 1978).

A partir do final da década de 70 vários pesquisadores, notadamente da Universidade Federal do Pará, começaram a estudar em mais detalhe os aspectos genéticos das bauxitas da Amazônia, através da análise de perfis tanto no Baixo Amazonas como na região de Paragominas.

Nesta segunda fase das investigações foram produzidos muitos trabalhos, destacando-se os de Dennen & Norton (1977), Kronberg *et al.* (1979), Grubb (1979), Kotschoubey & Truckenbrodt (1981), Truckenbrodt & Kotschoubey (1981, 1982 e 1994), Aleva (1981 e 1989), Truckenbrodt *et al.* (1982 e 1991), Lemos & Villas (1983), Kotschoubey (1984 e 1988), Kotschoubey *et al.* (1984, 1987, 1989 e 1997), Sugden (1984), Kotschoubey & Lemos (1985), Costa (1988 e 1991), Lucas *et al.* (1989), entre outros.

Referente à evolução das lateritas ferruginosas, trabalhos fundamentais foram realizados nos últimos anos por diversos autores franceses que trabalharam tanto na África como no Brasil.

Nahon (1991) analisou as feições petrográficas das couraças lateríticas, utilizando-as como base para a interpretação dos processos supergênicos. Tardy (1993) e Tardy & Roquin (1998) apresentaram vastas compilações sobre as formações residuais no domínio tropical úmido. Tardy (1993) em particular, demonstrou que, *em clima tropical de estações contrastadas, a couraça ferruginosa se desagrega pelo topo e se reconstitui pela base*. No Brasil, Bigarella *et al.* (1994 e 1996), publicaram dois volumes sobre lateritas ferruginosas, descrevendo numerosos exemplos da Amazônia.

Trabalhos realizados sobre lateritas ferruginosas na Amazônia Oriental são ainda escassos. Kotschoubey *et al.* (1987) evidenciaram na Província Bauxitífera de Paragominas um zoneamento regional, marcado por 7 zonas entre Imperatriz (MA) e Mãe do Rio (PA). Dessas, a mais meridional comporta uma espessa couraça ferruginosa sem gibbsita. Em direção a norte, esta couraça diminui em espessura ou desaparece completamente, dando lugar a horizontes bauxíticos.

Nahon *et al.* (1989) estudaram, no sul do Pará, a degradação vertical e lateral de uma couraça ferruginosa para latossolo.

Por sua vez, Costa (1991) classificou as lateritas da Amazônia em dois grupos: as lateritas imaturas e as maduras, de acordo com seu grau de evolução. Segundo este autor, as primeiras estão amplamente distribuídas, possuem baixo grau de evolução e formam o relêvo jovem. As últimas são mais restritas geograficamente, compõem o relêvo mais elevado, sob forma de platôs ou morros e são mais complexas, revelando uma evolução policíclica. No mesmo trabalho, Costa (1991) fez também alusão às lateritas alóctones, ou seja, *stone-lines* e às pseudolateritas (grês do Pará).

Na região a sul de Paragominas, nenhum estudo detalhado foi por ora realizado referente à geração e posterior evolução das crostas ferruginosas, bem como sobre *stone-lines* e *stone-layers* desta região.

Pretende-se com o presente trabalho iniciar tal estudo e contribuir para o conhecimento dessas formações lateríticas e dos *stone-layers*, que correspondem, de fato, apenas a uma pequena parte das extensas coberturas residuais desenvolvidas em determinados períodos do Cenozóico.

1.2 - OBJETIVOS DA TESE

O propósito da presente tese é contribuir a um melhor conhecimento da evolução geológica, durante o Cenozóico, na região entre Açailândia (MA) e Ligação do Pará (PA), dando ênfase ao significado, em termos ambientais e evolutivos, das crostas lateríticas e dos *stone-layers*. Em detalhe, são tratados os seguintes aspectos:

- Evolução da cobertura laterítica mais antiga e a questão do seu enriquecimento em gibbsita de sul para norte.
- Evolução da cobertura laterítica mais jovem.
- Origem dos *stone-lines* e *stone-layers*.
- Natureza e origem dos capeamentos das formações lateríticas.

Propõe-se, no final do trabalho, um modelo evolutivo bem como uma coluna estratigráfica para a região em apreço e uma correlação estratigráfica com unidades geológicas da extremidade setentrional da Província Bauxitífera de Paragominas.

1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DA TESE

A área estudada situa-se no extremo sul da chamada Província Bauxitífera de Paragominas (Kotschoubey & Truckenbrodt, 1981), estende-se na direção norte-sul por cerca de 115 Km entre as cidades de Açailândia (MA) e Ligação do Pará (PA) (Figura 1). É delimitada pelos paralelos 4° e 5° Sul e acompanha a rodovia BR-010 (Belém-Brasília) que segue aproximadamente o meridiano 47° 30' Oeste.

O acesso, a partir de Belém, é feito pela rodovia supracitada até a cidade de Ligação do Pará, numa distância cerca de 420 Km.

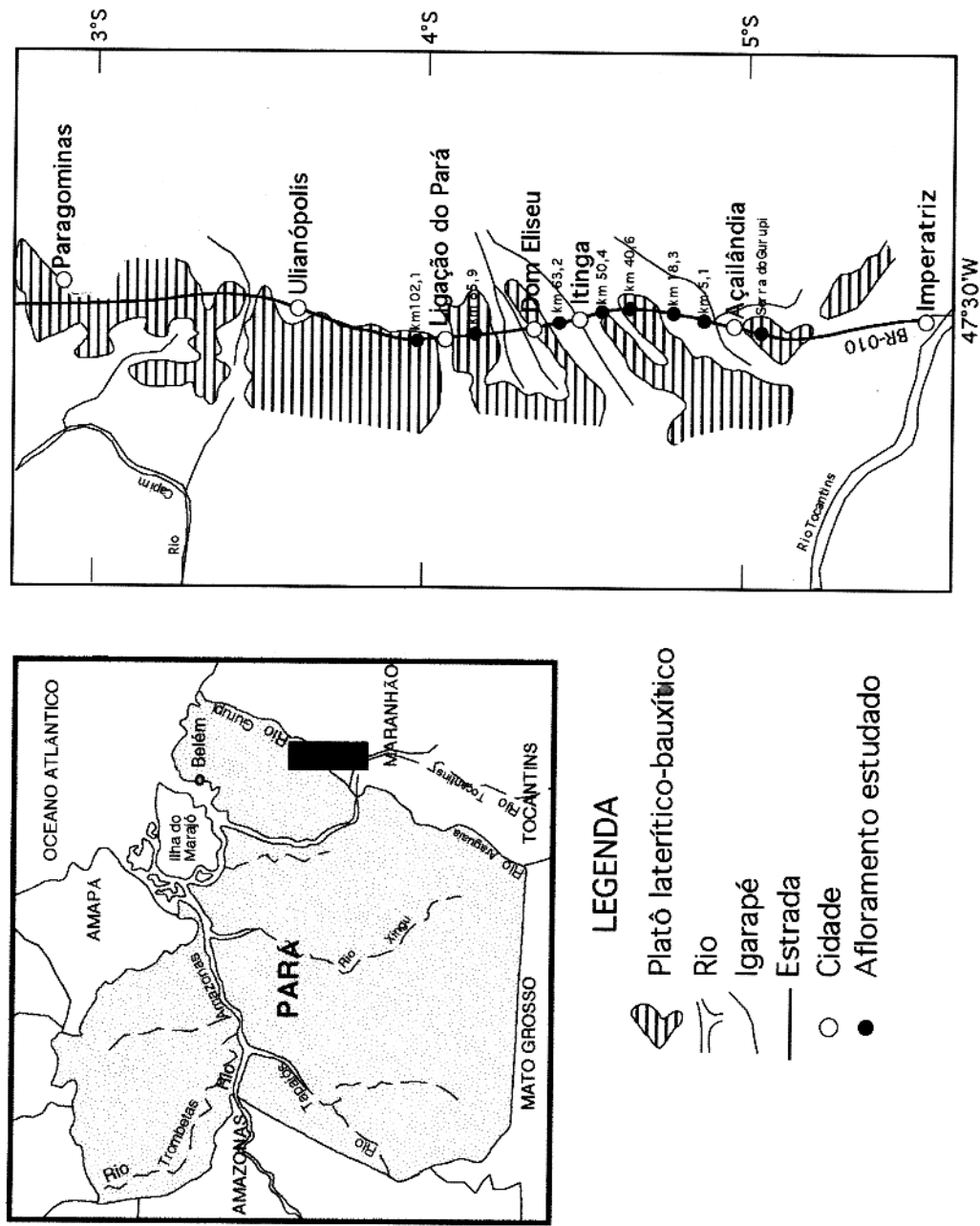


Figura 1 - Localização dos principais afloramentos da seqüência laterítico-bauxítica mais antiga e das lateritas ferruginosas mais jovens estudados entre Açailândia e Ligeirão do Pará. Modificado de Kotschoubey & Truckenbrodt (1981).

1.4 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

1.4.1- Clima

A região de Paragominas, conforme a classificação de Köppen, está incluída no tipo climático A w (Sombroek 1966). Trata-se de um clima úmido e quente com uma estação seca pronunciada.

A isoieta anual da região situa-se entre 1.750 e 2.000 mm. As precipitações pluviométricas se concentram entre os meses de Janeiro e Maio e a estação seca se estende entre Junho e Dezembro (IBGE 1977).

A temperatura média anual da região varia entre 23,5°C e 26,9°C e a umidade relativa do ar é elevada, acima de 80 % (IBGE 1977).

1.4.2- Vegetação

A vegetação predominante hoje em dia, na região, é de tipo pastagem, devido à instalação de inúmeras fazendas para criação de gado.

Observam-se resquícios de floresta densa, principalmente nos platôs. Nessas áreas encontram-se espécies arbóreas típicas tais como maçaranduba, faveira, angelim, entre outras. O babaçú ocorre nos vales (Nunes *et al.* 1973). Ocorrem também zonas de floresta secundária, como resultado do desmatamento da floresta nativa. Trata-se de vegetação de tipo “capoeira”, com árvores delgadas, de pequeno a médio porte e muito entrelaçadas por cipós.

1.4.3- Solos

Segundo Sombroek (1966) a área estudada comporta latossolos amarelos cauliniticos em quase toda a sua extensão, exceto no extremo sul onde predominam latossolos vermelhos cauliniticos. Os latossolos amarelos são divididos por Sommer *et al.* (1973) em duas fácies,

conforme a sua textura: a fácies argilosa e a fácies muito argilosa. Enquanto esta cobre o topo dos platôs, a primeira ocupa as vertentes dos vales e está associada a solos concrecionários lateríticos.

1.4.4 - Hidrografia

Na Província Bauxitífera de Paragominas a rede de drenagem é densa e exhibe padrões ortogonais. Esta província recebe tributários do rio Guamá, a norte, dos rios Tocantins e Araguaia a sul, do rio Gurupi a leste e do rio Capim a oeste. As bacias do rio Tocantins e do rio Gurupi estão separadas pela Serra do Gurupi (Barbosa *et al.* 1973).

1.5 - METODOLOGIA

Para a realização do presente trabalho, foram realizadas diversas etapas de campo e de laboratório, após uma pesquisa bibliográfica sobre todas as questões relacionadas ao tema.

Os trabalhos de campo consistiram essencialmente em levantamento dos afloramentos ao longo da rodovia BR-010 (Belém – Brasília) entre as cidades de Açailândia (MA) e Ligação do Pará (PA). Em seguida foram escolhidos os afloramentos de maior interesse e mais adequados para estudos de detalhe. Essas exposições, que correspondem aos perfis mais completos e mais característicos, foram descritas, sendo identificados os principais tipos litológicos, texturas e estruturas. Amostras representativas foram coletadas para estudos em laboratório.

Além da descrição dos perfis, foi feito o levantamento das feições geomorfológicas e dos dados topográficos disponíveis, em particular os apresentados por Sombroek (1966).

Os trabalhos de laboratório consistiram, em primeiro lugar, em descrição macroscópica das amostras coletadas. As amostras selecionadas foram submetidas às seguintes análises:

- Estudo granulométrico de produtos friáveis e/ou mal consolidados: argilas e arenitos alterados.

- Petrografia dos materiais consolidados: nódulos, couraças ferruginosas e concreções bauxíticas, para determinação das texturas e da composição mineralógica.

- Análise química: determinação dos óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 e perda ao fogo, por via úmida, e por espectrometria de absorção atômica os elementos menores Na, K, Mg e Ca, realizada em algumas amostras de concreções ferruginosas e aluminosas, para avaliação e comparação de resultados com amostras de outras regiões.

- Estudos mineralógicos através da difração de raios-X.

- Estudo dos minerais resistentes transparentes na fração 0,125 a 0,062 mm.

1.6 - GLOSSÁRIO

Devido à pouca clareza e à falta de consenso na definição dos termos usados na descrição das lateritas, faz-se conveniente conceituar os termos mais utilizados neste trabalho.

A maioria dos termos abaixo relacionados é baseada em Tardy (1993) e nos trabalhos de Souza (1989) e Souza (1993).

Cimento – termo usado em petrologia sedimentar para definir o material quimicamente precipitado em poros, fissuras e outras cavidades, e responsável pela coesão de grãos. Os principais elementos que atuam como cimento são sílica, carbonatos (sobretudo calcita) e oxi-hidróxidos de ferro, a diferentes graus de cristalização (Pettijohn 1957).

Neste estudo, o termo cimento é usado para produtos que preenchem poros e pequenas cavidades, têm composição gibbsítica e/ou goethítica e representam as fases mais tardias, precipitadas a partir de soluções verdadeiras, embora soluções coloidais possam igualmente ter contribuído na sua formação.

Córtex - envoltório endurecido de um pisólito. Pode-se formar por excreção em direção ao vazio, ou por incrustação em direção ao centro do pisólito. Sua evolução baseada na secreção do ferro, pode ser centrífuga em direção à matriz, ou centrípeta em direção ao pisólito (Tardy 1993).

Neste trabalho, córtex designa lâminas de espessura sub-milimétrica a milimétrica que envolvem total ou parcialmente pisólitos ou nódulos e que resultam de hidratação centrípeta. Sua composição é goethítica, enquanto os núcleos dos pisólitos são essencialmente hematíticos.

Cutane – feição pedológica semelhante ao córtex, resultante da organização do plasma na superfície de um grão, de um nódulo ou de um poro. Em uso restrito, cutane designa o material plásmico que reveste as paredes e os interiores dos vazios. Pode-se formar por deposição mecânica ou precipitação química (Tardy 1993).

Neste trabalho é denominado cutane o material secundário depositado nas paredes dos poros ou fissuras. Possui coloração amarelo-alaranjada e tem composição goethítica.

Fragmentos – componentes grossos e angulosos, de natureza laterítica ou ferruginosa geralmente soltos e diferentes da matriz que os envolve, responsáveis pelas texturas brechóide ou conglomerática.

Grânulos – muito semelhantes aos nódulos, diferem destes por apresentarem uma estrutura periférica, resultante da dissolução ou lixiviação seletiva de um dos minerais que constituem o núcleo de acumulação original. Formados por um plasma de caulinita e hematita, comportam na sua periferia uma franja desferrificada de caulinita e quartzo sendo portanto, elementos de degradação. (Tardy 1993).

Matriz - segundo Pettijohn (1957), nos sedimentos e rochas sedimentares a matriz é um material de granulação fina que envolve os grãos, ou preenche os espaços intersticiais dos grãos. Tardy (1993) redefiniu esse termo para o ambiente laterítico, como sendo formado pelo esqueleto (isto é, grãos de quartzo com tamanho superior a 20 μm , supostamente imóveis ou difíceis de serem deslocados), pelo plasma e pelos vazios organizados de maneira isotrópica.

Neste trabalho, matriz designa o material que envolve as concreções ferruginosas e/ou bauxíticas presentes nos alteritos. Este material geralmente possui composição ferro-aluminosa apresentando conteúdo variável de caulinita, goethita, hematita, gibbsita, e indícios de anatásio. Provém da alteração da rocha-matriz ou da iluviação do capeamento e preenche cavidades internodulares e túbulos.

Nódulos – acumulações de matéria endurecida, de forma arredondada a sub-arredondada que não exibem nenhuma diferenciação estrutural interna, nem apresentam córtex ou qualquer outra feição de degradação, quanto muito, um halo difuso. São, portanto, fundamentalmente elementos de agradação e endurecimento, formados a partir do material da matriz e cuja evolução se inicia com a incrustação de manchas hematíticas e prossegue até a formação de nódulos (Tardy 1993).

Pisólitos – elementos goethíticos ou gibbsíticos de forma mais ou menos arredondada que apresentam um córtex simples ou complexo (vários anéis concêntricos). Os pisólitos comportam um núcleo constituído por um plasma de caulinita e hematita envolto por um córtex goethítico. Sua formação decorre, geralmente, da degradação por hidratação de antigos nódulos no topo do perfil (Tardy 1993).

Plasma – fração de elementos capazes de se reorganizarem, deslocarem ou concentrarem. É constituído de partículas de tamanho inferior a 2 μm e de componentes solúveis capazes de precipitarem. Um plasma laterítico consiste normalmente em caulinita, hematita, goethita, eventualmente gibbsita e mais raramente em boehmita, pirolusita, manganita e criptomelana (Tardy 1993).

Aqui o plasma designa o material criptocristalino composto de goethita e/ou hematita e caulinita em proporções variadas que constitui normalmente a mesóstase dos produtos lateríticos.

Pseudopisólitos – diminutos nódulos ferruginosos sub-esféricos a fusiformes, não estruturados internamente, soltos e envoltos em variável quantidade de matriz argilosa. Compostos basicamente de hematita e caulinita, não apresentam córtex. (Tardy 1993).

No presente trabalho, para grânulos, nódulos, pisólitos e pseudopisólitos foram usados os mesmos conceitos de Tardy (1993).

Stone-line – Stone-layer - níveis de alguns centímetros a vários metros de espessura e de extensão lateral decimétrica a decamétrica (às vezes maior), constituídos principalmente por fragmentos lateríticos aos quais se associam raros seixos de quartzo, envoltos em pouca matriz argilosa. Esses níveis podem ser concordantes ou não com o relevo atual.

Textura criptocristalina – este termo se refere a produtos ferro-cauliníticos de granulação muito fina, os quais constituem o plasma. Seus cristais não podem ser identificados ao microscópio petrográfico.

Texturas micro, meso e macrocristalina - termos que se referem ao tamanho dos cristais de goethita, hematita ou gibbsita de acordo com a seguinte classificação (Souza 1993)

Textura microcristalina - cristais em torno de 3 μm

Textura mesocristalina - cristais entre 30 e 40 μm

Textura macrocristalina - cristais até cerca de 0,5 mm.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - ASPECTOS GERAIS

A região abrangida pelo presente trabalho situa-se na porção noroeste da Bacia do Grajaú, (Figura 2) anteriormente considerada como pertencente à porção norte da Bacia do Parnaíba (Góes 1995).

A Bacia do Grajaú é composta pelos depósitos eólicos e lagunares das formações Cretáceas Grajaú e Codó (Aptiano) (Petri & Fúlfaro 1983), pelos sedimentos fluviais da Formação Itapecurú (Albiano – Senoniano) (Góes 1981) e sedimentos flúvio-lacustres da Formação Ipixuna (Góes 1981).

Para sul, a Bacia do Grajaú estende-se aproximadamente até o paralelo 6° Sul, onde faz contato com a Anficlise das Alpercatas preenchida com sedimentos das formações Pastos Bons e Corda associados às rochas básicas das formações Mosquito e Sardinha, do Jurássico (Góes 1995).

A sudoeste, faz contato com as rochas pré-cambrianas do Cinturão Araguaia, enquanto a leste passa para a Bacia do Parnaíba formada por sedimentos silurianos a triássicos.

A Bacia do Grajaú, a noroeste e norte, passa para a Plataforma Bragantina (Urdinínea 1977), na qual se depositaram os sedimentos químicos (calcários) da Formação Pirabas, durante o Oligo-Mioceno, e os sedimentos continentais do Grupo Barreiras (Mioceno a Plio-Pleistoceno) (Góes 1981 e Costa & Hasui 1997). No Quaternário, sedimentos argilo-arenosos denominados sedimentos Pós-Barreiras por Sá (1969) e Rossetti *et al.* (1989) recobriram amplamente a região.

Durante o Terciário Inferior, a região meridional da Bacia do Grajaú permaneceu livre de sedimentação (Góes 1995) e, a partir dos sedimentos continentais das formações Itapecurú e Ipixuna formou-se uma ampla cobertura laterítica, ferruginosa e bauxítica, da qual o atual Distrito Bauxitífero de Paragominas (Grubb 1979; Truckenbrodt *et al.* 1982; e, Kotschoubey *et al.* 1996), é apenas um testemunho.

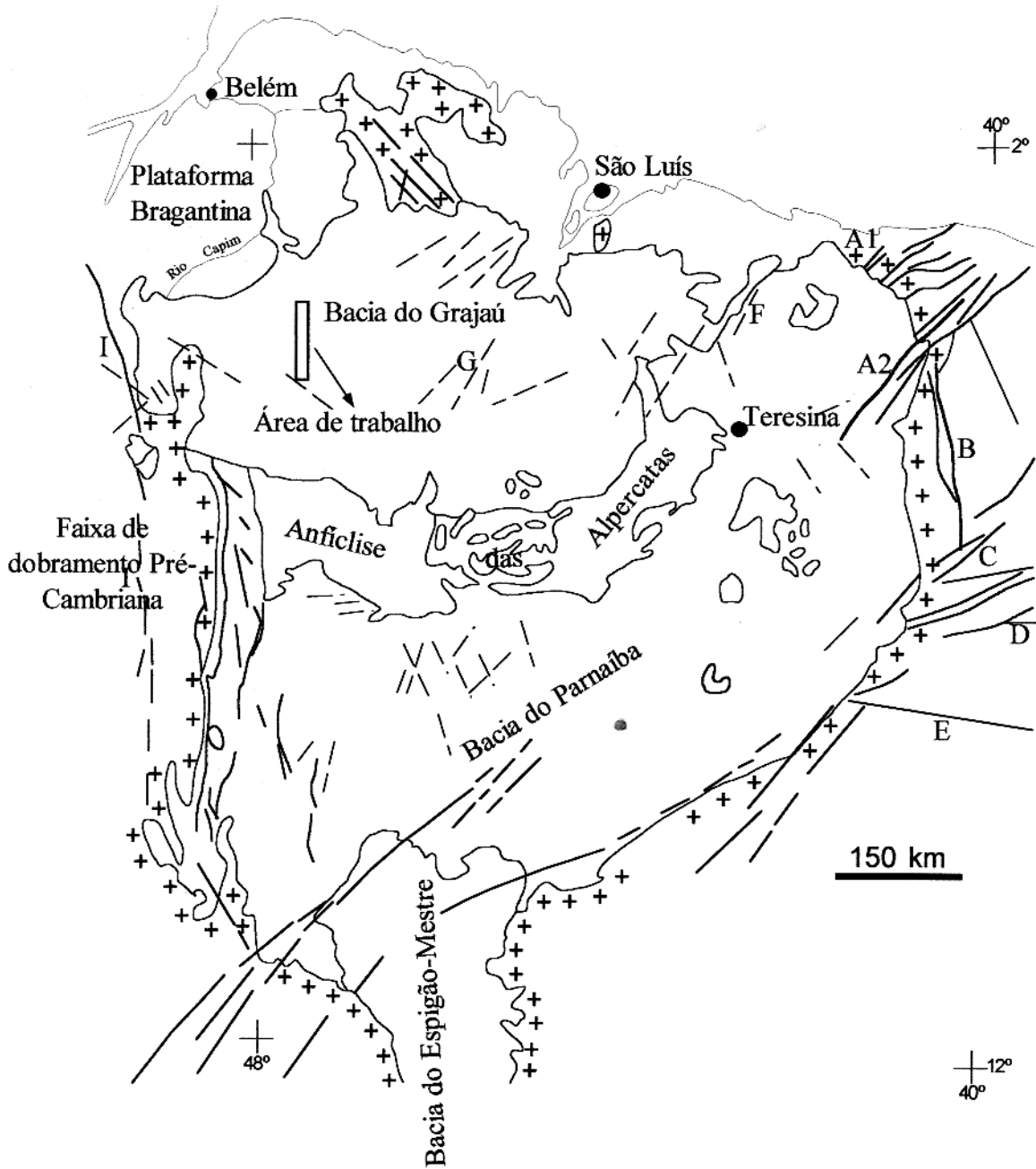


Figura 2 - Localização da área de trabalho, na parte noroeste da Bacia de Grajaú (Modificado de Góes, 1995).

2.2 - GEOMORFOLOGIA REGIONAL

A área de trabalho se enquadra na unidade morfoestrutural denominada Planalto Setentrional Pará – Maranhão por Barbosa *et al.* (1973).

A geomorfologia da região caracteriza-se pela presença de vastas chapadas e de zonas rebaixadas de relevo ondulado cortadas por inúmeros cursos d'água dos quais os rios Gurupi e Pindaré são os principais.

As chapadas têm altitude crescente em direção a sul e seu topo plano, sustentado por camadas laterítico-bauxíticas do Terciário Inferior, corresponde à Superfície Sul Americana (IBGE 1977).

As zonas rebaixadas, também com altitude crescente para sul, se compõem de morros e pequenos platôs sustentados por formações lateríticas mais recentes.

2.3 - ESTRATIGRAFIA REGIONAL

A região comporta principalmente depósitos cretáceos pertencentes às formações Itapecurú e Ipixuna, sobre as quais se formou a couraça laterítico-bauxítica, sedimentos terciários da Formação Pirabas e do Grupo Barreiras, e sedimentos recentes (Pós-Barreiras).

Distinguem-se dois domínios. O domínio sul está localizado na Bacia do Grajaú e abrange as formações Grajaú e Codó do Cretáceo Inferior e formações Itapecurú e Ipixuna do Cretáceo Superior (Rossetti & Truckenbrodt 1999). O domínio norte corresponde à Plataforma Bragantina, onde se depositaram calcários da Formação Pirabas (Urdininea 1977) e sedimentos terrígenos do Grupo Barreiras (Góes 1981) e do Pós-Barreiras (Sá 1969 e Rossetti *et al.* 1989) durante o Terciário Superior/Quaternário.

2.3.1 - Domínio Sul

Formação Grajaú – é constituída na sua base por conglomerados oligomíticos com seixos de quartzo. Acima, ocorrem arenitos amarelados a brancos, essencialmente quartzosos exibindo abundante estratificação cruzada. Essa formação recobre discordantemente todas as unidades mais antigas (Petri & Fúlfaro 1983).

Formação Codó – superpõe-se à anterior com a qual tem contato concordante e gradacional. É composta de folhelhos cinza a pretos, betuminosos e calcíferos, intercalados por calcários, níveis de anidrita e arenitos (Petri & Fúlfaro 1983).

Formação Itapecurú – é formada sobretudo por arenitos caulíníticos finos com níveis argilosos e conglomeráticos, depositados em ambiente fluvial, sob condições climáticas semi-áridas. Os arenitos exibem abundante estratificação cruzada. Ocorrem igualmente siltitos e argilitos vermelhos subordinados contendo brechas intraformacionais e estruturas de corte e preenchimento (Góes 1981). Recentemente, Anaisse Jr. (1999) mudou a denominação desta formação para “Depósitos Itapecurú”.

Formação Ipixuna - compõe-se de sedimentos areno-argilosos caulíníticos, finos e bem selecionados com siltitos e argilitos vermelhos intercalados. Exibem abundante estratificação cruzada e contém brechas intraformacionais. Foram depositados em ambiente flúvio-lacustre (Góes 1981). Esta unidade poderia ser uma fácies da Formação Itapecurú (Góes 1981). Segundo Rossetti & Truckenbrodt (1999), esta formação é correlacionável com a Formação Cujupe da Bacia de São Luíz.

2.3.2 - Domínio Norte

Formação Pirabas - na parte norte da Plataforma Bragantina esta formação, constituída por calcários de várias origens, intercalados por fôlhelhos e arenitos calcíferos (Ferreira 1982), encontra-se amplamente distribuída. A sul, foi apenas detectada através de sondagens realizadas no município de Mãe do Rio (PA) que revelaram arenitos argilosos e níveis de argila cinza com margas e fósseis de ambiente marinho raso. A Formação Pirabas repousa sobre a Formação Ipixuna, sendo recoberta pelo Grupo Barreiras. A idade da Formação Pirabas está compreendida entre o Oligoceno Superior e o Mioceno Inferior (Ferreira *et al.* 1984).

Grupo Barreiras - consiste em sedimentos principalmente continentais de cores mosqueadas, cuja parte inferior caracteriza-se pela alternância de finas camadas argilosas e arenosas contendo pequenos fragmentos de argila semi-flint enquanto que a parte superior é constituída por areias argilosas com pequenos seixos de quartzo disseminados. Sua idade é miocênica a plio-pleistocênica (Góes 1981). A exposição mais meridional dos sedimentos Barreiras por ora assinalada encontra-se a cerca de 26 Km a norte da cidade de Ipixuna (Kotschoubey *et al.* 1996).

Pós-Barreiras - é constituído por sedimentos areno-argilosos, de granulação fina a grossa, sem estruturação perceptível e coloração amarelada. Contêm, em alguns locais, lentes ou finos leitos ferruginosos de tipo *ortstein* na sua base. Estes sedimentos repousam em discordância erosional sobre o Grupo Barreiras e têm idade quaternária (Sá 1969 e Rossetti *et al.* 1989).

2.3.3 - Coberturas alteríticas

Duas coberturas alteríticas ocorrem na região. Distinguem-se pela composição e natureza da rocha-matriz/substrato e do capeamento, e pela sua posição topográfica.

2.3.3.1 - Cobertura antiga ferro-aluminosa

Esta seqüência sustenta os platôs e chapadas de maior porte, cujos topos com altitude de 360 e 220 m corresponderiam à Superfície Sul Americana (IBGE 1977 e Aleva 1984). Nas imediações de Açailândia, mostra-se exclusivamente ferruginosa, porém para norte vai se tornando mais complexa devido à progressiva individualização de dois níveis bauxíticos, que alcançam a sua expressão máxima, na região de Paragominas (Serra de Miltonia). Segundo Truckenbrodt *et al.* (1982), sua formação ocorreu entre o Eoceno e o Oligoceno.

Contendo camadas bauxíticas ou não, essa couraça formou-se a partir dos sedimentos Itapecurú e Ipixuna e está sobreposta por um latossolo argiloso amarelo a avermelhado, sem estruturas sedimentares perceptíveis - a Argila de Belterra (Truckenbrodt & Kotschoubey 1981; Truckenbrodt *et al.* 1991). A composição deste capeamento é essencialmente caulínica e gibbsítica, com goethita subordinada e pouquíssima quantidade de grãos de quartzo e minerais pesados.

A bauxita constitui o principal bem mineral na região de Paragominas, havendo atualmente uma mina em atividade (Camoai), próximo da cidade de Ulianópolis.

2.3.3.2 - Cobertura ferruginosa mais jovem

Esta cobertura descrita por Kotschoubey *et al.* (1996) na região entre Ipixuna e São Miguel do Guamá e amplamente distribuída a norte desta cidade sustenta uma superfície mais baixa, embutida na Superfície Sul Americana. É menos espessa do que a cobertura antiga e consiste exclusivamente numa couraça ferruginosa. Na região acima citada, repousa sobre Sedimentos Barreiras e é recoberta por areias argilosas sem estruturas visíveis conhecidas como Pós-Barreiras (Sá 1969 e Kotschoubey *et al.* 1996). A couraça apresenta estrutura colunar, às vezes inclinada, a nodular, de acordo com o seu grau de degradação e, em certos locais, ocorre na forma de *stone-layer*.

2.3.4 - Quadro lito-estratigráfico regional

A estratigrafia regional é baseada em dados bibliográficos disponíveis.

Unidades Estratigráficas	Idade	Referências
Pós-Barreiras	Quaternário	Rossetti <i>et al.</i> (1989)
Couraça ferruginosa/ <i>stone-layers</i>	Terciário Superior/Quaternário	Kotschoubey <i>et al.</i> (1996)
Grupo Barreiras	Mioceno a Plio-Pleistoceno	Góes (1981)
Formação Pirabas	Oligoceno sup.-Mioceno inf.	Ferreira <i>et al.</i> (1984)
Argila Belterra	anterior à Formação Pirabas	Kotschoubey <i>et al.</i> (1996)
Couraça laterítico-bauxítica	Eoceno- Oligoceno	Truckenbrodt <i>et al.</i> (1982)
Formação Ipixuna	Cretáceo Superior-Terciário Inferior ?	Rossetti & Truckenbrodt (1999)
“Depósitos Itapecurú”	Cretáceo Superior	Anaisse Jr. (1999)
Formação Codó	Cretáceo (Aptiano)	Petri & Fúlfaro (1983)
Formação Grajaú	Cretáceo (Aptiano)	Petri & Fúlfaro (1983)

2.4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOTECTÔNICA

Conforme Góes (1995), a Bacia do Grajaú que abriga o Domínio Sul, forma uma unidade geotectônica independente no contexto da Província Sedimentar do Meio Norte. Nela se depositaram aproximadamente 800 m de sedimentos, começando com as Formações Grajaú e Codó (Aptiano) e terminando com a Formação Itapecurú (Albiano – Senoniano).

Urdinínea (1977) e Kotschoubey *et al.* (1996) supõem ter ocorrido um basculamento regional devido ao qual a parte meridional da Bacia do Grajaú sofreu subsidência durante o Cretáceo, o que possibilitou a deposição da Formação Itapecurú e um pouco mais a norte a Formação Ipixuna.

A Plataforma Bragantina (Urdinínea 1977), na qual é inserido o Domínio Norte, localiza-se a norte da Bacia do Grajaú.

Durante o início do Terciário, a Plataforma Bragantina permaneceu emersa com baixíssima taxa de sedimentação até o Oligo-Mioceno, quando ocorrendo subsidência se depositaram os sedimentos marinhos (calcários) da Formação Pirabas (Urdininea 1977) e, em seguida, os sedimentos Barreiras (Mioceno ao Plio-Pleistoceno). Finalmente, no Quaternário, foram depositados os sedimentos Pós-Barreiras.

Segundo Costa & Hasui (1997), os sedimentos das Formações Ipixuna e Pirabas e do Grupo Barreiras, bem como a cobertura laterítica recente, foram afetados por falhamentos normais e transcorrentes durante o Quaternário.

3 - FORMAÇÕES LATERÍTIICAS

3.1 - TRABALHOS ANTERIORES

O primeiro reconhecimento de lateritas aluminosas nos platôs terciários da Amazônia é devido aos geólogos da Empresa Kaiser, Towse & Vinson (1959).

A publicação de artigos de cunho científico sobre as formações lateríticas na Amazônia iniciou-se na década de 70, acompanhando os trabalhos de prospecção de bauxita, particularmente intensivos naquele período.

Wolf (1972) e Wolf & Silva (1973), estudando as ocorrências de bauxita nas regiões do Trombetas e de Paragominas, interpretaram as seqüências bauxíticas como formações residuais geradas *in situ* a partir de sedimentos da Formação Barreiras do Terciário Superior. Tal origem também foi sustentada por Dennen & Norton (1977), Grubb (1979) e Aleva (1981). Entretanto, Greig (1977) foi o primeiro a observar que as lateritas e bauxitas situadas a sul de Paragominas formaram-se a partir de rochas sedimentares do Cretáceo, enquanto que as da região do Trombetas foram geradas a partir de rochas da Formação Alter do Chão.

Nesses trabalhos foram definidos os perfis-tipos dos principais distritos bauxíticos, quanto aos seus aspectos mineralógicos, estruturais e texturais. A caracterização geoquímica para elementos traço foi realizada principalmente por Dennen & Norton (1977) e Kronberg *et al.* (1979 e 1982), que constataram nas lateritas um enriquecimento em V, P, Ga, Mn e um empobrecimento em Pb, Sr, e Ba em relação ao saprólito. Salientaram também que esses elementos mostravam afinidade não com a gibbsita e sim com os óxidos de ferro e a caulinita.

As bauxitas da Amazônia foram consideradas monofásicas até que Dennen & Norton (1977) mostraram que a evolução das couraças ferro-aluminosas era mais complexa, devido à presença, na maioria dos perfis, de dois níveis gibbsíticos separados por um horizonte ferruginoso. Prosseguindo neste raciocínio, Grubb (1979) ressaltou a importância da migração de Fe e Al, da dissolução da caulinita e dos processos físicos na formulação de um modelo genético

polifásico para as bauxitas da Bacia Amazônica e da planície costeira das Guianas. De acordo com este modelo, ocorreram dois períodos de gibbsitização separados no tempo por uma fase de deposição de material arenoso que sofreu ferruginização em ambiente podzólico.

Kotschoubey & Truckenbrodt (1981), retomando as idéias da complexidade genética e da evolução polifásica das coberturas laterítico-bauxíticas de Dennen & Norton (1977) e de Grubb (1979), investigaram em mais detalhe essas formações entre Paragominas e Açailândia, e propuseram para as bauxitas um modelo poligenético em 5 fases, ou seja:

1. – lateritização inicial do saprólito.
2. – formação da crosta ferro-aluminosa e seu retrabalhamento parcial.
3. – primeira e principal fase de gibbsitização da crosta: formação do horizonte bauxítico inferior.
4. – segunda fase de retrabalhamento da crosta e deposição do cascalho ferruginoso.
5. – segunda fase de gibbsitização que afetou a parte superior da crosta.

Neste mesmo trabalho, além de ressaltar a origem complexa dos perfis laterítico-bauxíticos, Kotschoubey & Truckenbrodt (1981) mostraram também que as rochas matrizes dessas coberturas ferro-aluminosas foram arenitos caulíníticos e arcoseanos com níveis argilosos e conglomeráticos das Formações Itapecurú e Ipixuna do Cretáceo Superior (Góes 1981). Com base nestes fatos e outras considerações, Truckenbrodt *et al.* (1982) estabeleceram que as bauxitas não se formaram no Terciário Superior ou Quaternário como propunham Wolf & Silva (1973), Assad (1973 e 1978), Dennen & Norton (1977), Grubb (1979) e Aleva (1981) e sim no Terciário Inferior, provavelmente no mesmo período que as bauxitas da Guyana e do Suriname (Krook 1979).

Prosseguindo as investigações sobre as formações bauxíticas na região de Paragominas, Kotschoubey *et al.* (1984) evidenciaram, no setor Jabuti - Ipixuna, uma terceira fase de gibbsitização. Esta teria resultado na formação de gibbsita criptocristalina e na obliteração das estruturas anteriormente impressas na cobertura bauxítica.

Conforme constatado por Kotschoubey & Truckenbrodt (1981), na Província Bauxitífera de Paragominas ocorreu uma crescente gibbsitização de sul para norte. Investigações mais detalhadas, realizadas por Kotschoubey *et al.* (1987), evidenciaram um zoneamento regional das lateritas ferruginosas e das formações bauxíticas desta província, sendo definidas, numa extensão sul-norte de mais de 300 Km, sete zonas, em cada qual a cobertura laterítico-bauxítica exibe uma fácies bem distinta:

Sul								Norte
Zona 1		Zona 2	Zona 3	Zona 4	Zona 5	Zona 6	Zona 7	
Rodovia Belém-Brasília								
*	*	*	*	*	*	*	*	
Imperat.	Açailândia	Itinga	Ligação	Ulianópolis	Paragominas	Ipixuna	Mãe do Rio	

Zona 1 – A couraça ferruginosa é brechada a cavernosa, exibe uma estrutura grosseiramente colunar e possui espessura de até 6 m. Não ocorre gibbsita nesta zona.

Zona 2 – A couraça ferruginosa tem sua espessura reduzida para 2 a 3 m embora apresente a mesma composição e textura da couraça da zona anterior.

Observam-se os primeiros sinais de enriquecimento em gibbsita, que preenche cavidades na base da couraça. A gibbsitização torna-se mais conspícua na parte norte desta zona, com a individualização de um cimento gibbsítico na parte superior da couraça.

Zona 3 – Representa a transição para a cobertura bauxítica típica da Província de Paragominas.

A couraça ferruginosa fortemente degradada apresenta-se nodular com cavidades preenchidas por cimento gibbsítico porcelanado.

Na base da couraça ocorre um nível contínuo de bauxita composto de gibbsita microcristalina. Este nível aluminoso torna-se mais espesso para leste e constitui o principal horizonte bauxítico da Serra do Tiracambú.

Zona 4 – A couraça ferruginosa tem sua espessura fortemente reduzida, chegando inclusive a ser representada apenas por relictos isolados, envolvidos por cimento gibbsítico.

Nesta zona individualizam-se definitivamente os dois horizontes bauxíticos. No inferior, a bauxita é nodular e passa para um nível de aspecto maciço. No topo deste horizonte ocorrem os remanescentes da couraça ferruginosa envolvidos por cimento gibbsítico. O horizonte superior é constituído de um nível delgado de bauxita nodular e acima deste ocorrem pseudopisólitos cimentados por bauxita porcelanada.

Zona 5 – O horizonte ferruginoso diminui drasticamente ou desaparece, sendo substituído por um nível aluminoso maciço contendo inclusões ferruginosas envolvidas por cimento gibbsítico.

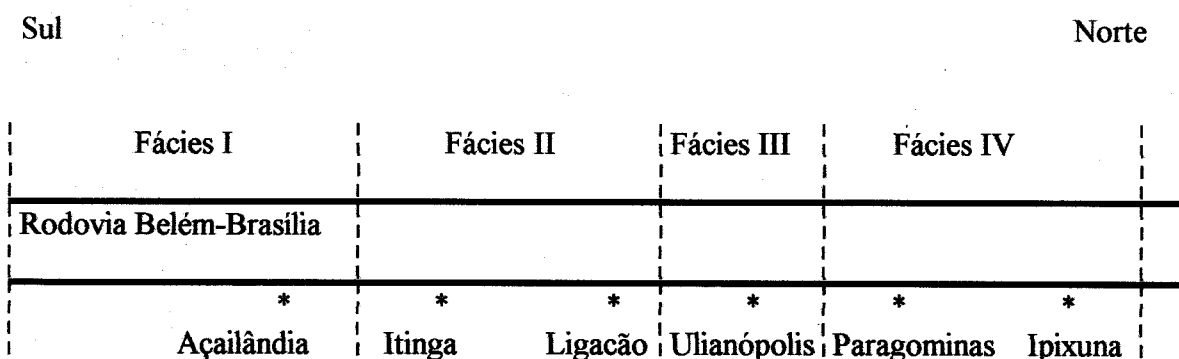
Nessa zona, a bauxitização chega à sua expressão máxima com desenvolvimento considerável do horizonte bauxítico inferior.

Zona 6 - Nesta zona, o perfil bauxítico sofre total homogeneização, distinguindo-se estruturas subverticais anastomosadas e colunares. Essas transformações seriam devidas a uma terceira fase de gibbsitização.

Zona 7 - Esta zona não foi atingida pela ferruginização inicial e muito pouco pela bauxitização. Nos perfis lateríticos desta zona a caulinita é o mineral predominante, embora normalmente a gibbsita esteja presente.

Mais recentemente, os mesmos autores (Kotschoubey *et al.* 1997), reconsiderando a origem das bauxitas, propuseram um novo modelo evolutivo baseado no reconhecimento de quatro fácies, ou seja, de sul para norte:

- I – fácies laterítica ferruginosa de Açailândia.
- II – fácies de transição entre Itinga e Ligação.
- III – fácies bauxítica com horizontes perfeitamente individualizados de Ulianópolis.
- IV – fácies bauxítica com horizontes anastomosados e colunares de Paragominas-Ipixuna.



Em todos os modelos genéticos propostos por Kotschoubey & Truckenbrodt (1981) e Kotschoubey *et al.* (1987 e 1997), a evolução da cobertura laterítico-bauxítica foi principalmente controlada por fenômenos químicos e secundariamente por retrabalhamentos mecânicos. Variações climáticas teriam tido grande influência na formação dos diversos horizontes do perfil laterítico, enquanto que a influência de movimentos tectônicos teria sido relevante apenas nos últimos estágios. Outro fator certamente significativo foi o fator biológico (atividade de raízes, acúmulo de matéria orgânica, ação de cupins).

O zoneamento regional e as diferentes fácies seriam o resultado de zoneamento climático. Neste contexto, no sul da região (fácies I) não teria havido condições propícias para bauxitização (Kotschoubey *et al.* 1987 e 1997).

Referente às lateritas ferruginosas propriamente ditas na região amazônica, os trabalhos publicados são muito escassos. Costa (1988, 1990 e 1991) faz menção a tais formações quando trata das diferentes mineralizações associadas às lateritas. O mesmo autor (Costa 1991) classifica as lateritas da Amazônia em maduras e imaturas conforme o seu grau de evolução e chama atenção nas lateritas alóctones ou *stone-lines* distribuídas nessa região. Na região entre Ipixuna e São Miguel do Guamá, Kotschoubey *et al.* (1996) apresentam uma coluna estratigráfica incluindo uma crosta feruginosa mais nova.

3.2 - GEOQUÍMICA DO ALUMÍNIO, FERRO, SILÍCIO E TITÂNIO NAS COURAÇAS FERRO-ALUMINOSAS

3.2.1 - Generalidades

De acordo com Norton (1973), o fator mais importante na formação das lateritas e/ou bauxitas é a natureza das águas subterrâneas no que concerne o pH, o Eh e os compostos ou solventes orgânicos que entram em contato com a rocha mãe.

O processo de formação das lateritas inicia-se após a remoção seletiva dos elementos alcalinos, alcalino-terrosos e do silício, em tais condições de pH e Eh que a solubilidade do hidróxido de alumínio e dos oxi-hidróxidos de ferro é menor que a do quartzo.

A gênese das lateritas e das bauxitas está ligada principalmente ao problema de separação do ferro, do alumínio e do silício, elementos normalmente tidos como relativamente insolúveis (Norton 1973). O mesmo autor, baseando-se nos estudos de diversos pesquisadores tais como Wolfenden (1961), Harden & Bateson (1963), Grubb (1970), entre outros, lançou seu modelo de formação de couraças ferro-aluminosas, considerando como fatores principais:

1 – a solubilidade preferencial de um dos três elementos dentro de uma determinada faixa de pH.

2 – a disponibilidade de oxigênio nas águas subterrâneas que permita o ajuste de Eh, dependendo do qual, a solubilidade desses elementos sofre mudanças.

3 – as águas subterrâneas evoluem conforme suas propriedades, e portanto, o processo de formação da couraça varia com o tempo e profundidade.

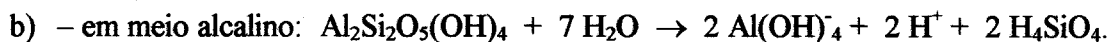
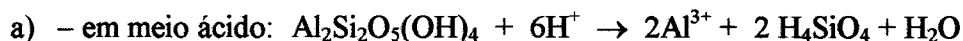
Carvalho (1995), baseando-se em diversos trabalhos, registrou as variações da solubilidade do Al, Fe e Si, em função de variação de pH, (Figura 3).

3.2.2 - Geoquímica do Alumínio

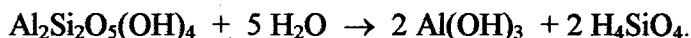
O alumínio é um elemento abundante nas rochas e nos solos. Devido à sua baixa solubilidade a pH entre 4 e 9, ou seja, na maioria dos ambientes exógenos, encontra-se em teores baixos nas águas naturais (Yariv & Cross 1979).

Existem diferentes íons solúveis de Al em diversas proporções nas soluções aquosas, de acordo com o pH dessas: abaixo de pH 4,5 o cátion dominante é Al^{3+} e acima de pH 8 é o ânion $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ (Butty & Chapallaz 1984). Entre estes dois casos extremos ocorrem menores concentrações de: $\text{Al}(\text{OH})^{2+}$; $\text{Al}_2(\text{OH})^{4+}_2$ e $\text{Al}(\text{OH})^+_2$ (Yariv & Cross 1979).

Segundo Norton (1973), a liberação de íons de Al através da dissolução congruente da caulinita se efetua da seguinte maneira, dependendo do pH:



Conforme o mesmo autor, a dissolução incongruente da caulinita que permite a formação *in situ* de gibbsita é independente de pH, ocorrendo da seguinte forma:



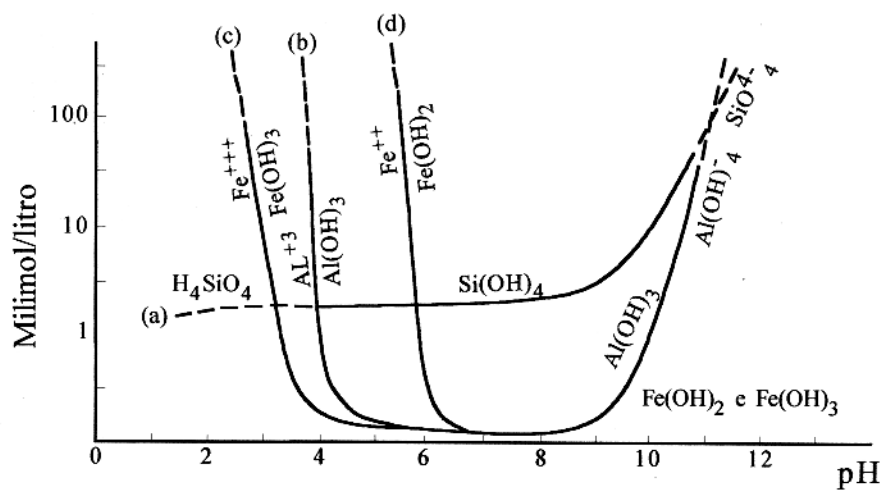
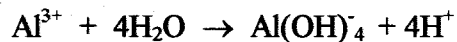
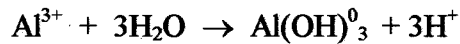
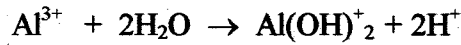
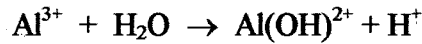


Figura 3 - Carvalho (1995). Variações de solubilidade em função de variação de pH, de : (a) sílica amorfa, (b) alumínio, (c) ferro férrico, (d) ferro ferroso.

Drever (1988), analisando a solubilidade da gibbsita, mostrou as várias formas em solução que esta assume. A baixo pH, o íon Al^{3+} predomina. À proporção que o pH aumenta, há formação de íons cujo comportamento controla a solubilidade da gibbsita. Esses íons, segundo Drever (1988), são os seguintes:



O mesmo autor conclui que, crescendo o valor de pH a solubilidade da gibbsita diminui quando predominam formas catiônicas, e o contrário no caso de formas aniônicas.

Acima de $\text{pH}=9,61$, ocorre a seguinte reação: $\text{Al(OH)}_4^- \rightarrow \text{AlO}_2^- + 2\text{H}_2\text{O}$ (Carvalho 1995), porém esse valor de pH não pertence mais ao ambiente supergênico.

3.2.3 - Geoquímica do Ferro

O elemento ferro possui a particularidade de ter duas valências: Fe^{3+} e Fe^{2+} .

De acordo com Yariv & Cross (1979), Fe^{3+} precipita geralmente sob a forma de hidróxido amorfo a pH maior do que 3, ao passo que Fe^{2+} é solúvel até o pH igual a 8,5 e precipita acima deste valor na forma de mineral cristalizado.

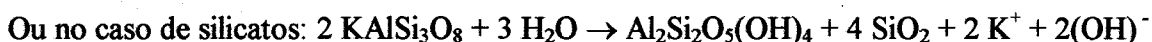
Em trabalho mais detalhado, Michard (1989) expõe que a forma iônica Fe^{3+} é solúvel em condições de pH inferior a 2,43. A pH entre 2,43 e 3,3 o ferro é solúvel na forma de Fe(OH)^{2+} . A pH acima de 3,3 o ferro precipita na forma de Fe(OH)_3 . Por sua vez, os íons Fe^{2+} permanecem em solução e se mantêm solúveis até pH 8,95. Acima desse valor precipitam como Fe(OH)_2 .

Independentemente dos valores de pH e Eh, a solubilização do ferro pode se efetuar através da formação de quelatos (Butty & Chapallaz 1984).

3.2.4 - Geoquímica da Sílica

O silício é o segundo elemento mais abundante na crosta terrestre depois do oxigênio e possui sempre a valência +4 (Mason 1971). Em contrapartida, o teor de silício nas águas superficiais é muito baixo (entre 10 e 60 ppm) devido à sua fraca solubilidade nas condições intempéricas (Carvalho 1995).

A maior parte do silício nas águas provém dos silicatos em processo de decomposição e transformação. O silício é liberado na forma de H_4SiO_4 , conforme a reação:



Em razão do caráter fracamente ácido de H_4SiO_4 , a solubilidade de SiO_2 depende do pH (Michard 1989). Essa dependência, contudo, se aplica somente para $pH > 8$, quando a solubilidade da sílica aumenta sobremaneira (490 mg/l a pH 10,26) (Butty & Chapallaz 1984). Com efeito, em ambiente ácido a levemente alcalino a solubilidade da sílica se mantém quase constante (120 a 150 mg/l).

Por outro lado, entre pH 5,5 e pH 9,5 a sílica é trinta vezes mais solúvel do que o alumínio (Wedepohl 1971).

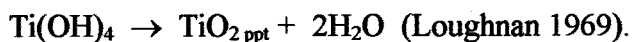
3.2.5 - Geoquímica do Titânio

O titânio apresenta duas valências +4 e +3, porém apenas a primeira deve ser considerada no ambiente laterítico. Os compostos que envolvem Ti^{3+} são muito instáveis.

O titânio liberado pelo intemperismo se recombina com oxigênio e radicais hidroxila para formar óxidos e hidróxidos (Loughnan 1969). São assim gerados:



No ambiente laterítico, TiO_2 é insolúvel a pH acima de 2,5. Contudo, a forma $\text{Ti}(\text{OH})_4$ mantém uma solubilidade moderada até pH menor que 5, ou também pode se desidroxilizar conforme a reação:



Os outros compostos são muito instáveis. Na presença de água, Ti_2O_3 se decompõe conforme a reação: $\text{Ti}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{TiO}_{2\text{ ppt}} + 2\text{H}^+$, enquanto $\text{Ti}(\text{OH})_3$ é menos solúvel do que a alumina além de ser muito raro e instável (Loughnan 1969).

As condições de dissolução e precipitação de Ti são muito similares às do alumínio (Valeton 1972). Embora a mesma autora cite que a concentração de TiO_2 possa alcançar, em lateritas e bauxitas, 33 % em peso (Katsura *et al.* 1962 apud Valeton 1972), o teor de TiO_2 nas lateritas amazônicas situa-se geralmente acima de 1 % porém abaixo de 5 %.

Segundo Loughnan (1969), dos 3 polimorfos do TiO_2 o rutilo e o anatásio são os mais abundantes nos produtos de intemperismo laterítico, enquanto a brookita é muito rara. O rutilo é considerado como mineral residual de origem primária, ao passo que o anatásio é autigênico nas formações laterítico-bauxíticas.

3.3 -LATERITAS SOBRE ROCHAS SEDIMENTARES SILICICLÁSTICAS - FORMAÇÃO E DEGRADAÇÃO

3.3.1 - Introdução

As lateritas são produtos de intenso intemperismo em clima quente e úmido, e ocorrem sobre uma grande variedade de rochas. São formações pedogenéticas muito lixiviadas e empobrecidas em substâncias nutritivas e fertilizantes. Nelas se assenta uma vegetação exuberante, porém, frágil (Thomas 1994). No tempo presente, ocorrem principalmente na parte

norte da América do Sul, no centro e na região sudeste da África, na Índia e na parte norte da Austrália (Tardy 1993). Em termos gerais, as lateritas são enriquecidas em ferro e alumínio e empobrecidas em sílica, em relação às rochas matrizes. Suas principais características composicionais são:

a) - abundância de óxidos e hidróxidos de ferro e/ou alumínio, tais como: hematita, goethita, gibbsita e boehmita. Óxidos e hidróxidos de Mn e óxidos de Ti (sobretudo anatásio) em quantidades variáveis. Comportam argilo-minerais, principalmente caulinita. Podem estar enriquecidas em elementos traço, principalmente: V, Cr, Ni, Co, Ga, em relação à rocha matriz.

b) - ausência ou quantidade mínima de húmus e baixos teores de bases (Na, K, Mg, Ca). O conteúdo de sílica é baixo.

c) - conteúdo variável geralmente limitado de minerais residuais como quartzo e minerais pesados.

As couraças lateríticas são fundamentalmente constituídas pelos seguintes minerais (Tardy 1993)

Goethita	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	•	
Goethita aluminosa	$x (\text{Al}_2\text{O}_3) \cdot (1 - x) \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$		para $x < 0,4$
Hematita	Fe_2O_3		
Hematita aluminosa	$y (\text{Al}_2\text{O}_3) \cdot (1 - y) \text{Fe}_2\text{O}_3$		para $y < 0,1$
Caulinita	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		
Caulinita ferruginosa	$z (\text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot (1 - z) \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		para $z < 0,02$
Quartzo	SiO_2		
Gibbsita	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$		

No contexto geral das formações lateríticas, a associação hematita-caulinita representa o meio menos hidratado, enquanto a associação goethita-gibbsita corresponde ao meio mais hidratado (Tardy 1993).

Alguns autores como Beauvais & Mazaltarim, citados por Tardy (1993) afirmam que as couraças mais recentes e portanto menos evoluídas contêm mais goethita do que hematita, são ricas em caulinita e ligeiramente quartzosas. As couraças mais antigas e mais evoluídas seriam ricas em hematita e relativamente pobres em goethita, teriam o mesmo conteúdo de caulinita e praticamente não conteriam quartzo.

Os principais fatores que controlam a formação de lateritas, são os seguintes:

1 – Fatores climáticos: a lateritização ocorre em clima tropical úmido de estações contrastadas a equatorial, caracterizado por precipitações pluviométricas médias anuais de 1.450 mm, temperatura média anual de 28°C e umidade relativa média do ar de 70 %, (Tardy 1993).

2 – Fatores hidrológicos: velocidade de escoamento da água superficial determina a quantidade de água infiltrada enquanto a taxa de drenagem subterrânea determina a intensidade da lixiviação dos elementos solúveis.

3 – Condições de pH e Eh: estes fatores controlam a mobilidade de Al, Fe e Si no horizonte saprolítico.

4 – Fatores biológicos: a cobertura vegetal, a atividade dos microorganismos, a troca iônica a nível de raízes, a ação da matéria orgânica acumulada, entre outros, são fatores fundamentais. Eles influenciam o comportamento de Si, Fe e Al na frente de intemperismo (Thomas 1994).

5 - Fatores tectônicos e geomorfológicos: as lateritas se formam em áreas tectonicamente estáveis, embora lentos movimentos epirogenéticos favoreçam o seu crescimento. Elas se desenvolvem normalmente melhor em regiões de relevo suavemente ondulado que favorece o escoamento das águas.

6 - Composição da rocha matriz: qualquer tipo de rocha contendo alguma quantidade de Fe e/ou Al pode originar uma cobertura laterítica.

7 - Fator tempo: a formação de uma cobertura laterítica é um processo lento e complexo, normalmente descontínuo devido às variações climáticas no tempo geológico. Numa avaliação

geral, Thomas (1994) estimou que uma espessura de 2 a 9 metros de cobertura laterítica devia se formar a cada milhão de anos. Kronberg *et al.*(1982) estimaram entre 10 a 100 milhões de anos a formação dos depósitos de bauxita da região de Paragominas.

Nahon (1986) e Tardy (1993) estudaram em detalhe a atuação do intemperismo, chegando a interpretações semelhantes. A figura 4 mostra o perfil laterítico, idealizado por Tardy (1993).

3.3.2 - Formação das lateritas

3.3.2.1 - Primeiros estágios da alteração laterítica

Conforme Nahon (1986), sob clima tropical úmido ou equatorial e em condições de drenagem eficiente, a hidrólise é muito intensa. Inicialmente, a alteração ocorre sem destruição das estruturas e texturas, com preservação do volume original da rocha mãe. No decorrer do processo, os elementos alcalinos e alcalino-terrosos são quase completamente lixiviados, seguidos pela sílica que, geralmente, é removida só parcialmente.

A ação do intemperismo proporciona, seja a progressiva transformação de minerais primários em minerais secundários (biotita → minerais interestratificados → vermiculita), seja a neoformação de minerais secundários após a decomposição dos primários e formação de uma fase amorfa (caulinita, gibbsita, oxi-hidróxidos de ferro).

Os minerais mais resistentes ao intemperismo reagem de acordo com a sua vulnerabilidade. Os mais refratários como zircão e turmalina permanecem no seu estado original enquanto que o quartzo sofre progressiva dissolução e exhibe sinais de corrosão.

De início, os produtos de alteração são compostos de pseudomorfos dos minerais primários. Com a progressão do intemperismo laterítico observa-se:

- 1) - rubefação crescente e diminuição da consistência da rocha.
- 2) -desaparecimento gradativo, em rochas sedimentares siliciclásticas, das texturas e estruturas originais.

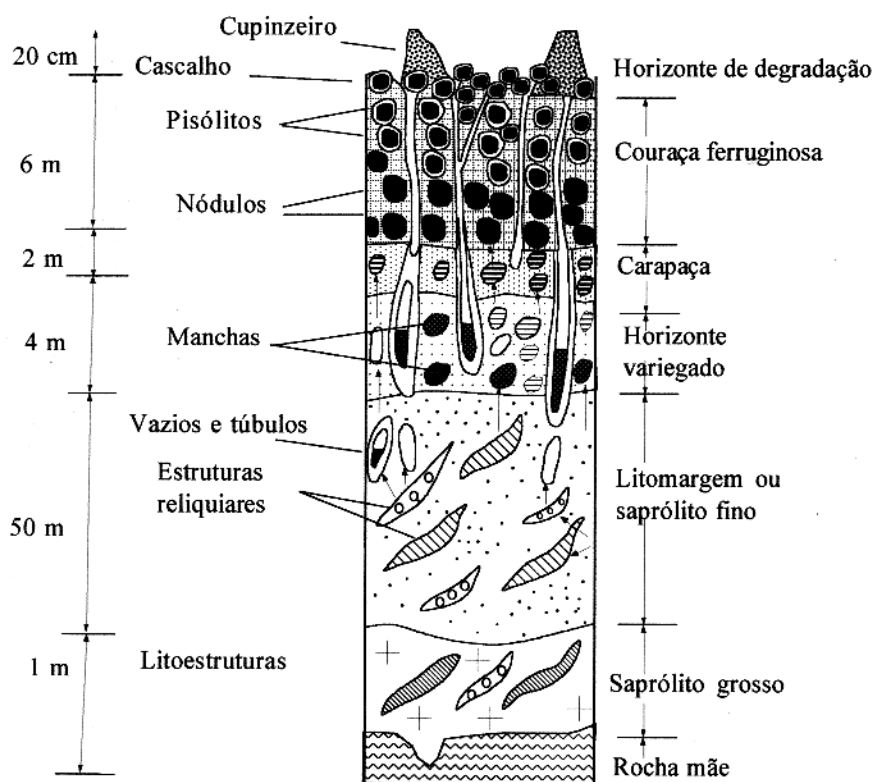


Figura 4 - Perfil laterítico conforme Tardy (1993).

3.3.2.2 - Formação do saprólito.

Do ponto de vista de Nahon (1986), a fragmentação e alteração dos minerais da rocha-mãe resultam em formação de abundante fração argilosa. Nesta, em consequência da reação com a água meteórica aparecem fortes tensões internas devidas à expansão dos argilominerais. Disso decorre a redistribuição das partículas argilosas e destruição das estruturas originais, dando origem a estruturas pedológicas que envolvem argiloplasmas e grãos esqueletais. Como a caulinita, principal argilomineral formado, nestas condições não apresenta forte tendência à expansão, essa reorganização afeta principalmente as microestruturas, porém poupa normalmente as macroestruturas.

Os oxi-hidróxidos de ferro e a mesóstase argilosa acabam constituindo um plasma argilo-ferruginoso envolvendo relictos dos grãos de quartzo, sendo assim gerada uma nova trama (trama pedológica).

Na base do perfil, os oxi-hidróxidos de ferro são amorfos a mal cristalizados, tornando-se melhor cristalizados em direção ao topo.

A caulinita, ao contrário, torna-se menor e mais pobremente cristalizada no topo do perfil, devido à crescente substituição de Al^{3+} por Fe^{3+} na folha octaédrica em direção à superfície. Com isso, os cristais de caulinita tornam-se avermelhados.

Os grãos de quartzo, fortemente corroídos e fissurados pela ação das águas, são deslocados, perfil acima, em múltiplos fragmentos menores, concomitantemente com a reorganização da matriz argilosa.

3.3.2.3 - Formação das couraças lateríticas

A formação das couraças lateríticas no topo dos perfis intempéricos de alteração resulta das flutuações sazonais do nível freático. A zona saturada apresenta valores de Eh mais baixos, o

que favorece a dissolução de parte do ferro e a sua migração na forma de Fe^{2+} . Nos períodos mais chuvosos, quando o nível freático atinge a sua posição mais elevada, o ferro precipita na interface do lençol freático com a zona não saturada na forma de hidróxidos após a oxidação de Fe^{2+} para Fe^{3+} , iniciando-se assim a formação de zonas nodulares no topo do saprólito. À proporção que o Fe^{2+} é removido da zona saturada, a coloração do saprólito torna-se mais clara, sendo este constituído sobretudo de caulinita e quartzo. Essas mudanças são acompanhadas por um forte aumento da microporosidade que resulta posteriormente em formação de vazios.

Estes vazios são mais abundantes no topo do perfil intempérico, tornando-se estruturas de recepção e acumulação de caulinita de segunda geração e pequenos grãos de quartzo, os quais, podem em seguida ser ferruginizados e dar origem a nódulos hematíticos endurecidos. A caulinita e o quartzo são substituídos pelo hidróxido de ferro através de reações epigenéticas: o silício da caulinita e do quartzo é removido junto com uma pequena quantidade de alumínio, porém geralmente, este último elemento se acumula *in situ* e se fixa na estrutura da hematita em solução sólida (Nahon 1986).

Para resumir, o processo de formação da crosta ferruginosa (Nahon 1986) se efetua progressivamente através da combinação de:

- 1 – migrações sucessivas de ferro em pequena escala.
- 2 – lixiviação ou dissolução da caulinita e grãos de quartzo.
- 3 – formação de vazios.
- 4 – acumulações secundárias de caulinita junto com pequenos grãos de quartzo.
- 5 – ferruginização destas acumulações.

O endurecimento da couraça se dá através da acumulação de oxi-hidróxidos de ferro, nos quais comumente Al substitui Fe e o silício, proveniente da degradação do quartzo e da caulinita é removido (Nahon 1986).

3.3.3 - Degradação das couraças lateríticas

Após formadas, as couraças lateríticas mostram boa estabilidade devido a sua grande resistência química e à alta permeabilidade que permite a percolação de águas pluviais. Contudo, elas podem sofrer alterações químicas e físicas, de origem ambiental ou antrópica, no caso de ruptura do equilíbrio com as condições de formação, começando então o processo de degradação.

Este processo é controlado principalmente por mudanças das condições químicas introduzidas por modificações climáticas e de vegetação.

A degradação das couraças lateríticas geralmente se processa através da penetração de água nas fissuras e nos poros. Havendo saturação, estas águas estagnam, o que contribui para rebaixar o Eh do ambiente. Tal fato permite a passagem parcial de Fe^{3+} para Fe^{2+} , a dissolução e mobilização em parte dos oxi-hidróxidos de ferro levando à individualização de nódulos ferruginosos. Este processo inicia-se pela migração discreta e centrífuga do ferro ao longo das fissuras ou na periferia dos poros, tornando a laterita menos coesa e mais friável. Nestes sítios empobrecidos em ferro, a caulinita e os eventuais grãos de quartzo podem ser removidos mecanicamente, prosseguindo então o processo em função da saturação sazonal das cavidades. Com o tempo, o ferro migra mais um pouco em cada período de saturação, acabando por se concentrar na forma de nódulos e em seguida de pisólitos.

Outro fenômeno importante de degradação é a formação de colunas sub-verticais através do desenvolvimento de túbulos de raízes ao contato dos quais o pH pode atingir valores muito baixos ($pH < 2,5$) e desta forma permitir a remoção do ferro férrico.

As figuras 5 e 6 (Tardy 1993) mostram diferentes aspectos da degradação de couraças lateríticas.

As principais reações químicas que acompanham a degradação das crostas lateríticas, são as seguintes (Tardy 1993):

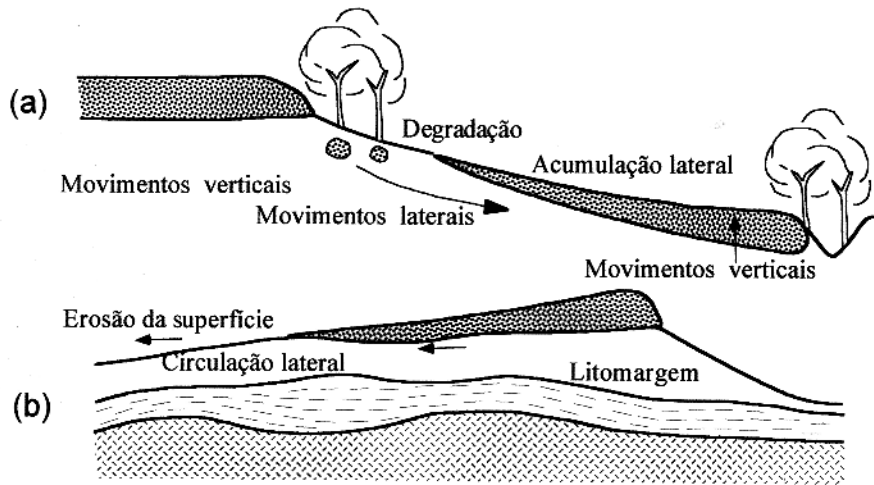


Figura 5 - Degradação de couraças lateríticas em clima úmido (a) e árido (b) segundo Tardy (1993).

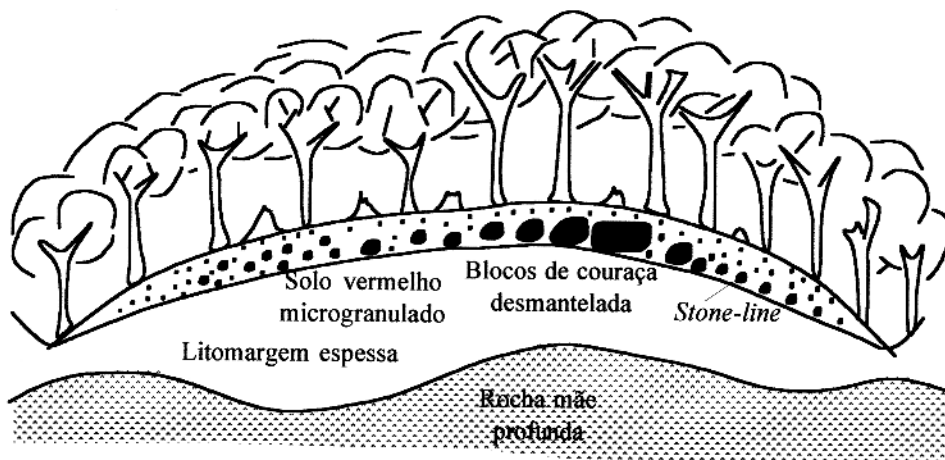
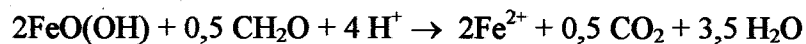
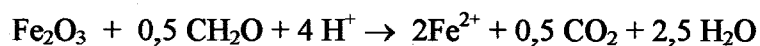
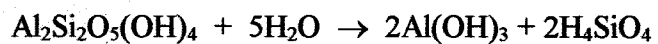


Figura 6 - Formação de "stone-layer" através da degradação de couraça ferruginosa em clima úmido segundo Tardy (1993).

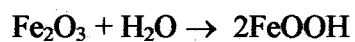
1 – dissolução da hematita e goethita em meio redutor:



2 – dissolução e hidratação da caulinita em gibbsita



3 – hidratação da hematita em goethita



4. - FORMAÇÕES RESIDUAIS NA REGIÃO ENTRE AÇAILÂNDIA E LIGAÇÃO DO PARÁ.

4.1 - GEOMORFOLOGIA LOCAL

Ao longo dos 115 km da área estudada, distinguem-se duas superfícies marcadas pelos topos dos platôs, conforme foi registrado por Sombroek (1966) no perfil topográfico da Rodovia Belém-Brasília, entre Ligação do Pará e Açailândia (Figura 7).

A superfície mais elevada corresponde ao topo de amplos platôs (Serra do Gurupi, Chapadão, Dom Eliseu, Ligação, além de outros de menor extensão). Possui altitude máxima de 360 m na Serra do Gurupi, a cerca de 7 km a sul de Açailândia. Para norte essa altitude diminui gradativamente, alcançando 280 m no platô Chapadão, a cerca de 30 km a norte de Açailândia. Nas proximidades de Ligação do Pará, a altitude chega a 220 m. Esses platôs possuem superfícies planas e uma extensão norte-sul de até 14 km (Chapadão).

A superfície mais baixa corresponde ao topo de morros e platôs de menor expressão, situados nas áreas de extensão variável que separam os relevos citados anteriormente. Sua altitude situa-se entre 210 m a 18,3 km a norte de Açailândia, e 150 m a 63,2 km a norte da mesma cidade, o que mostra também um suave declive para norte.

O desnível médio entre essas superfícies é da ordem de 80 m.

A rede de drenagem exhibe padrão ortogonal e constitui-se de vales bastante encaixados que dissecam a superfície inferior. Os vales da parte meridional da área em estudo são, via de regra, mais encaixados do que os da parte setentrional.

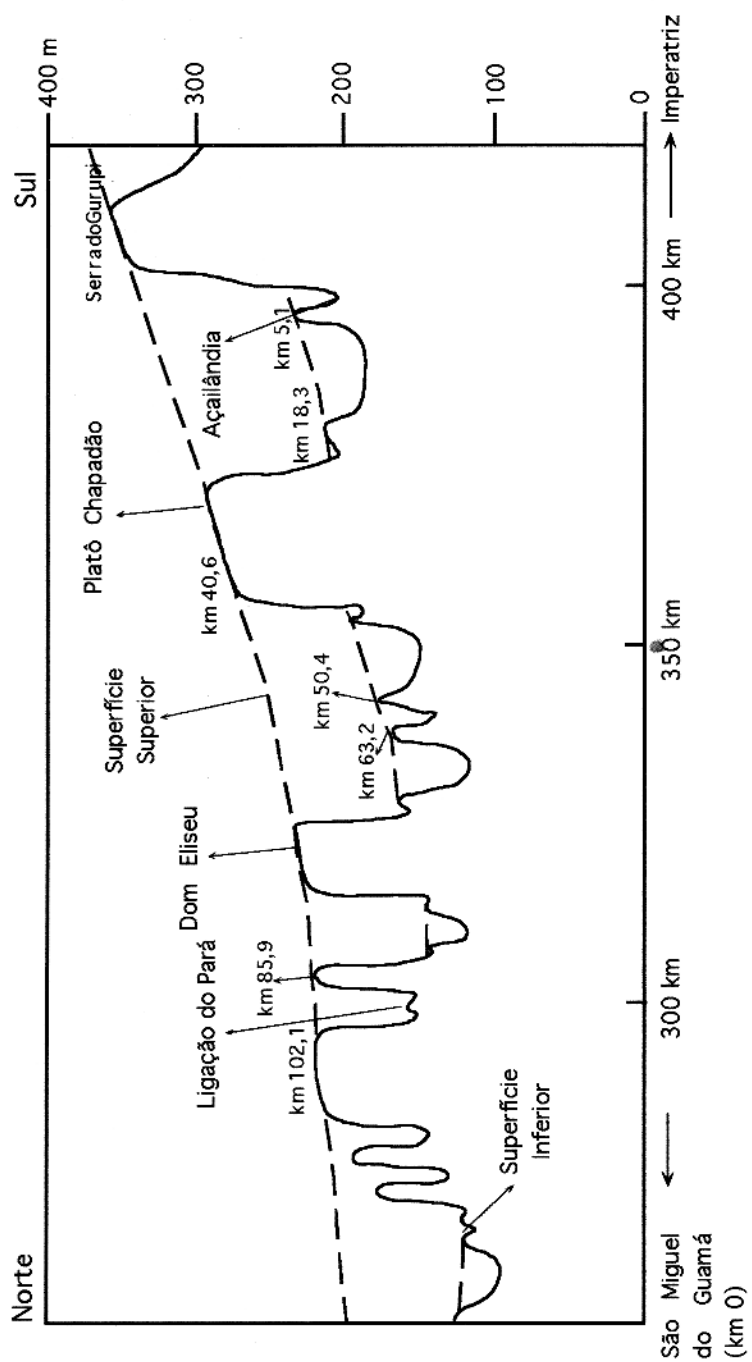


Figura 7 - Perfil topográfico sintético da região entre Ligação do Pará (PA) e Açailândia (MA). Segundo Sombroek (1966). Observar a existência de duas superfícies distintas.

4.2 - LATERITAS DA ÁREA

4.2.1 - Introdução

A área comporta duas seqüências sedimentares-alteríticas sendo a primeira do Terciário Inferior (Kotschoubey *et al.* 1997) e a segunda mais jovem ou recente (Kotschoubey *et al.* 1996). A seqüência mais jovem, que sustenta a superfície mais baixa citada anteriormente, se distribui em zonas adjacentes às áreas de ocorrência da seqüência mais antiga que, por sua vez, sustenta a superfície mais elevada.

Esta última seqüência consiste, da base para o topo, de sedimentos Itapecurú alterados, de um espesso horizonte saprolítico, de uma couraça laterítica ferruginosa a ferro-aluminosa e de um capeamento argiloso - a Argila de Belterra. A seqüência mais recente compõe-se de sedimentos siliciclásticos não estruturados, de uma couraça exclusivamente ferruginosa e de um capeamento argilo-arenoso.

Foram estudados em detalhe quatro perfis representativos de cada um desses conjuntos, tendo em vista a melhor caracterização das diferentes unidades constituintes e definir os processos que levaram à sua formação. Procurou-se integrar todos os dados para a tentativa de reconstituição da evolução geológica desta região, durante o Cenozóico.

4.2.2 - Seqüência laterítica antiga

4.2.2.1 - Saprólito sobre a Formação Itapecurú ou “Depósitos Itapecurú”

Os “Depósitos Itapecurú” (Anaisse Jr. 1999) representam, essencialmente, arenitos finos caulínicos exibindo abundante estratificação cruzada com níveis argilosos e conglomeráticos. Siltitos e argilitos vermelhos subordinados contêm brechas intraformacionais e apresentam frequentes estruturas de corte e preenchimento.

A alteração intempérica dos Depósitos Itapecurú deu origem a um possante horizonte saprolítico sobre o qual se assenta a couraça ferro-aluminosa (Kotschoubey *et al.* 1997).

Esse saprólito possui uma espessura entre 3 e 8 m e passa gradativamente para os sedimentos Itapecurú. Trata-se de um horizonte argiloso, maciço, poroso e friável, exibindo coloração avermelhada a variegada. Na sua parte inferior, sobretudo, observam-se zonas preservando as estruturas algo obliteradas da rocha original. Na base de certos afloramentos ocorrem lentes muito finas de argila vermelha.

Uma amostra representativa do horizonte saprolítico, coletada no perfil do km 85,9 revelou a seguinte composição granulométrica:

A fração granulométrica > 1 mm não ocorre.

A fração entre 1 e 0,062 mm constitui 12,3 % em peso da amostra. Consiste de grãos de quartzo hialino, angulosos e fraturados que predominam sobre fragmentos lateríticos amarelados e avermelhados.

A fração $< 0,062$ mm corresponde a 87,7 % do total e é composta de silte e argila avermelhada. Esta revelou a presença de caulinita bem cristalizada e goethita subordinada.

4.2.2.2 - Couraça laterítica ferruginosa a ferro-aluminosa.

Os afloramentos da couraça antiga, representativos de diferentes estágios de evolução da seqüência laterítico-bauxítica, estão assim localizados:

O primeiro localiza-se na Serra do Gurupi a cerca de 7 km a sul de Açailândia e comporta apenas uma espessa couraça ferruginosa.

O segundo situa-se na encosta norte do platô Chapadão, a pouco mais de 40 km a norte de Açailândia e já contém dois níveis difusos de bauxita.

O terceiro perfil, situado a quase 86 Km a norte de Açailândia, conta com a presença de dois níveis bauxíticos perfeitamente individualizados, separados por um horizonte de laterita ferruginosa.

No último, localizado a 102,1 Km a norte de Açailândia, uma camada descontínua de bauxita maciça com espessura de cerca de 50 cm ocorre na base da couraça enquanto a camada superior é nodular.

PERFIL DO Km 7 A SUL DE AÇAILÂNDIA

Este perfil encontra-se na encosta norte da Serra do Gurupi (Figuras 1 e 8).

Com o horizonte argiloso sobreposto, a couraça mostra um contato extremamente brusco exibindo ondulações irregulares. Possui espessura de cerca de 5 m, é exclusivamente ferruginosa e é cavernosa a grosseiramente colunar.

Tanto no seu topo como na sua base, a couraça ferruginosa torna-se nodular (Figura 9). Internamente mostra sinais de nodulização e pisolitização, através da hidratação de zonas hematíticas a partir de fissuras e túbulos o que resulta em substituição de hematita por goethita e formação de cutanes e córtex.

A couraça é composta por hematita e goethita bem cristalizadas, caulinita subordinada e raros grãos de quartzo muito corroídos. A goethita apresenta uma substituição isomórfica de FeOOH por AlOOH entre 8 e 13 %.

No topo, acima da zona nodular encontra-se um nível de até 20 cm de espessura de pseudopísólitos sub-esféricos a ovóides, avermelhados, de tamanho milimétrico a centimétrico, densamente empacotados em matriz argilosa pouco abundante. Exibem textura fina, fácies argilomórfica e não possuem córtex. São compostos de hematita e caulinita apresentando boa cristalinidade e goethita subordinada. Sua superfície mostra um brilho semelhante ao verniz do deserto, e sua cor interna vermelha contrasta fortemente com a coloração marrom a amarelada da couraça subjacente.

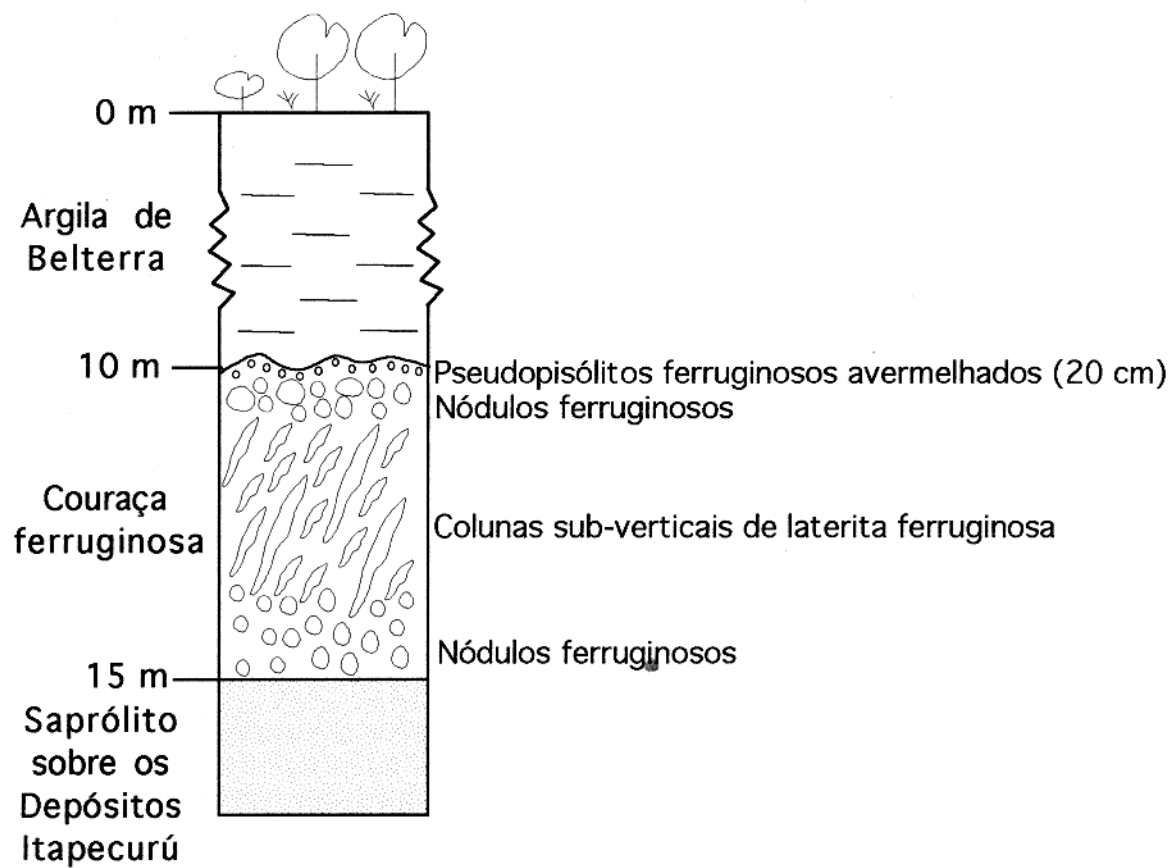


Figura 8 - Perfil de laterita ferruginosa na Serra do Gurupi a 7 km a sul de Açailândia.



Figura 9 - Estrutura colunar sub-vertical com certo grau de degradação. Observar o fino nível de pseudopisólitos ferruginosos acima da crosta, em contato brusco e irregular com o capeamento argiloso (Argila de Beltera). Perfil do Km 7 a sul de Açailândia.

PERFIL DO Km 40,6 A NORTE DE AÇAILÂNDIA

No extenso afloramento, ao longo da rodovia BR-010, foram encontrados os indícios mais meridionais de bauxita na Província Bauxitífera de Paragominas (Figuras 1 e 10). Cabe ressaltar que na encosta sul do platô Chapadão, a cerca de 14 Km do local estudado, não foram encontrados sinais de bauxitização em amplos afloramentos de couraça ferruginosa.

O perfil alterítico possui uma espessura de 6 a 7 m e comporta dois níveis bauxíticos, ainda fracamente individualizados.

Observam-se da base ao topo os seguintes níveis:

1. Horizonte de cerca de 1 m de espessura formado de nódulos lateríticos exclusivamente ferruginosos.
2. Couraça ferruginosa de 2 a 3 m de espessura, grosseiramente colunar, que tanto no topo como na base se degrada com a formação de córtex amarelados em volta de núcleos avermelhados comportando microfissuras e vazios.

A difração de raios-x nos córtex amarelados, mostrou que são compostos de goethita apresentando boa cristalinidade, caulinita de grau de cristalinidade médio e hematita subordinada.

Os núcleos avermelhados contêm goethita subordinada bem cristalizada, o que não se verifica na hematita predominante e na caulinita.

As microfissuras e vazios que ocorrem nas zonas hematíticas estão preenchidos por gibbsita.

A goethita apresenta uma substituição de FeOOH por AlOOH da ordem de 9% nas porções amareladas e cerca de 11% nas avermelhadas.

3. Nível nodular de até 1 m espessura, no qual os nódulos ferruginosos coexistem com concreções de bauxita rosada e textura sacaroidal. As análises difratométricas revelaram nas concreções bauxíticas a presença de gibbsita bem cristalizada e de caulinita e goethita subordinadas.
4. Nível de aproximadamente 0,5 m de espessura de cascalho ferruginoso densamente empacotado e de coloração avermelhada.

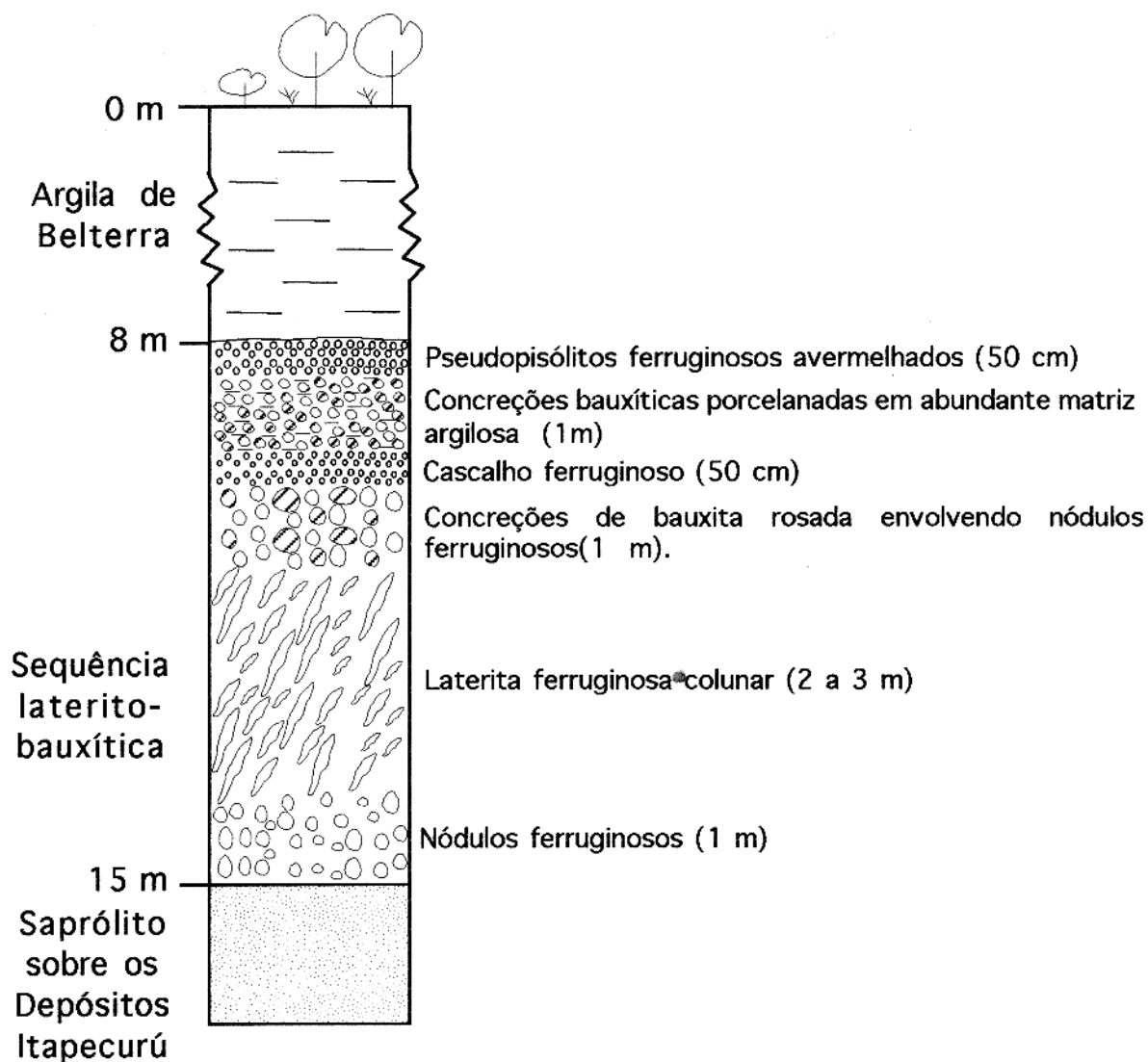


Figura 10 - Perfil laterítico-bauxítico a 40,6 km a norte de Açailândia.

5. Camada de argila caulínica de coloração avermelhada, de até 1 m de espessura, contendo concreções milimétricas a centimétricas de bauxita de textura fina com aspecto porcelanado. Nas concreções bauxíticas, a difração de raios-x revelou a presença de gibbsita bem cristalizada, e caulinita e goethita muito subordinadas.

6. Nível de até 50 cm de cascalho ferruginoso constituído de pseudopisólitos avermelhados compostos de hematita e caulinita, ambas mostrando boa cristalinidade. Estes pseudopisólitos são idênticos aos que ocorrem no contato entre a couraça ferruginosa e a Argila de Belterra no perfil anterior.

Tabela 1 - Composição química de diversos produtos constituintes do perfil alterítico ferro-aluminoso.

Óxidos % em peso	SiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	TiO₂	Perda ao fogo	Total
Produtos alteríticos						
Pseudopisólitos avermelhados(topo)	30,13	28,86	27,63	1,08	11,72	99,42
Concreções bauxíticas (nível superior)	8,08	56,31	4,23	1,44	28,63	98,69
Cascalho ferruginoso	20,34	20,36	46,14	1,30	11,49	99,63
Concreções bauxíticas (nível inferior)	11,88	55,76	2,24	1,34	26,94	98,16
Couraça ferruginosa	17,96	19,02	49,30	1,14	12,54	99,96

PERFIL DO Km 85,9 A NORTE DE AÇAILÂNDIA

A principal característica da couraça ferro-aluminosa deste perfil é a existência de dois níveis bauxíticos perfeitamente individualizados (Figura 11). O inferior ocorre na interface saprólito/couraça ferruginosa. O superior se localiza entre o topo da couraça ferruginosa e o nível de cascalho pseudopisolítico avermelhado. Além desses dois níveis bauxíticos melhor individualizados, começa a se desenvolver um cimento gibbsítico bastante abundante nos níveis ferruginosos.

Da base ao topo foram observados os seguintes níveis:

1. Camada bauxítica inferior, de 1 a 1,5 m de espessura, composta de concreções bauxíticas centimétricas que englobam fragmentos de laterita ferruginosa fortemente degradados. O contato com o saprólito é gradacional e algumas das concreções bauxíticas exibem feições reliquiares da rocha-mãe tais como fina laminação ou textura arenítica.
2. Nível de até 3 m de espessura de laterita ferruginosa nodular. Os nódulos tem coloração amarelada a avermelhada e comprimento de até 5 cm. Esses nódulos estão parcialmente cimentados por gibbsita rosada que preenche igualmente túbulos que percorrem este nível.
3. Nível de até 1 m de espessura de pseudopisolitos ferruginosos densamente empacotados e fracamente cimentados por gibbsita. Os pseudopisolitos possuem diâmetros inferiores a 1 cm.
4. Camada bauxítica superior de 1 a 1,5 m de espessura, composta de concreções bauxíticas centimétricas que contêm restos de pseudopisolitos ferruginosos muito degradados. Neste nível a matriz argilosa é pouco abundante.
5. Nível superior de até 1 m de espessura de pseudopisolitos avermelhados, cimentados por bauxita porcelanada em quantidade variável.

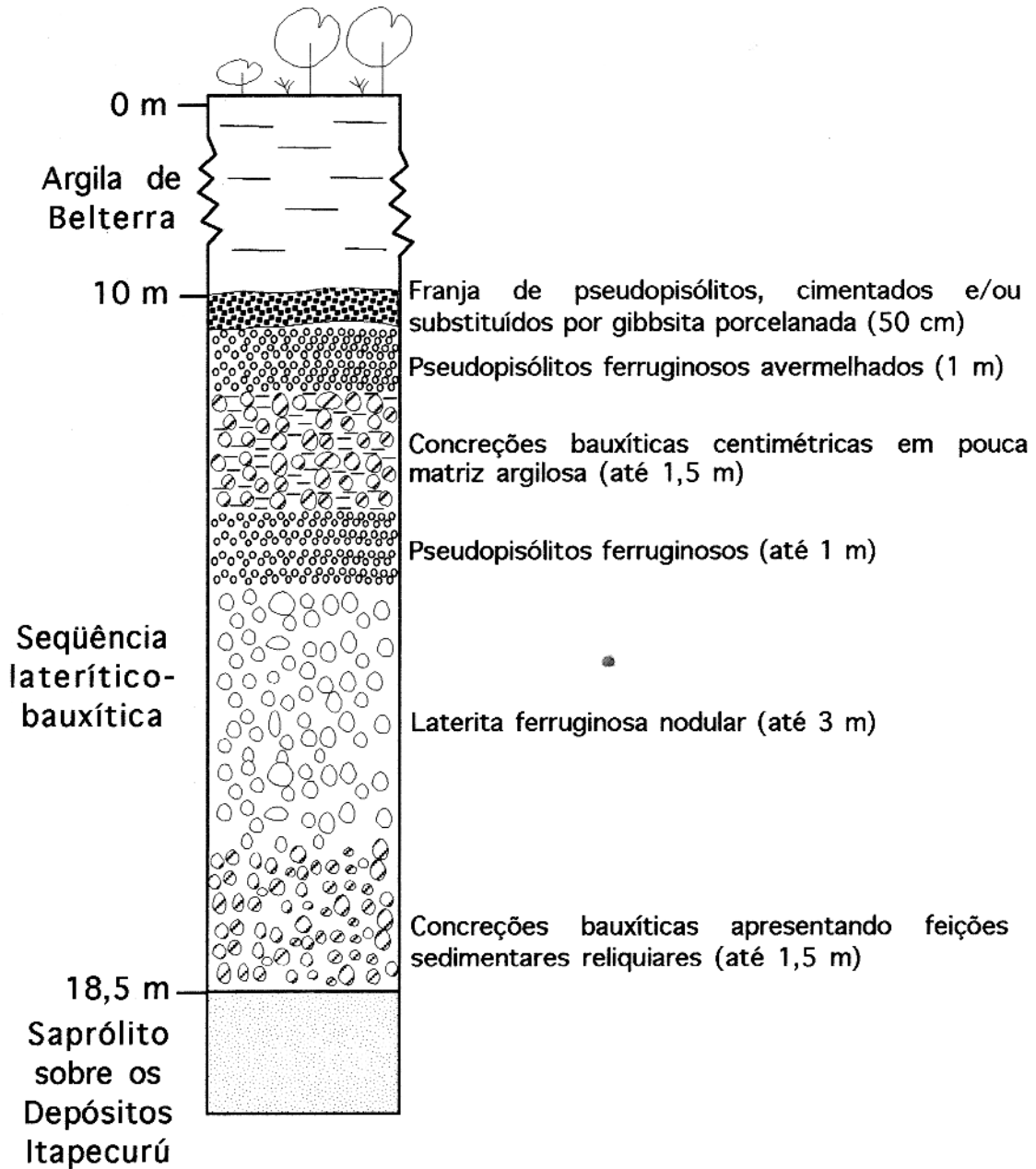


Figura 11 - Perfil laterítico-bauxítico a 85,9 km a norte de Açailândia.

6. Franja de até 50 cm de espessura exibindo coloração esbranquiçada a amarelada e aspecto de “pipoca”. Compõe-se de pseudopisólitos ferruginosos densamente empacotados e substituídos em grande parte por gibbsita porcelanada, embora os núcleos permaneçam ainda relativamente ricos em ferro.(Figura 12).

PERFIL DO Km 102,1 A NORTE DE AÇAILÂNDIA

Neste afloramento observa-se um excelente exemplo da couraça ferro-aluminosa complexa e de suas variações laterais (Figura 13). A presença de um horizonte de bauxita maciça na sua base, bem como significativas variações de espessura do nível ferruginoso fortemente degradado, entre outras características, são elementos fundamentais para a compreensão da evolução da cobertura laterítico-bauxítica da região de Paragominas.

A camada bauxítica superior é mais espessa do que nos perfis anteriores, apresenta maior densidade de concreções bauxíticas e não contém restos degradados de pseudopisólitos ferruginosos.

A couraça laterítico-bauxítica, de 3 a 6 m de espessura, é constituída da base ao topo, pelos seguintes horizontes:

1 – Nível bauxítico inferior de até 50 cm de espessura, constituído por lentes de extensão métrica a decamétrica. A bauxita possui textura sacaroidal, coloração rosada, é maciça a grosseiramente colunar. Localmente, engloba nódulos centimétricos de crosta ferruginosa. Logo abaixo, algumas concreções, envoltas na argila do topo do horizonte saprolítico, exibem a laminação herdada da rocha matriz, já bastante obliterada.

2 – Horizonte ferruginoso fortemente degradado de 0,5 a 2 m de espessura. Apresenta uma estrutura colunar em geral bem preservada que se torna nodular na base e no topo. Na sua parte inferior, concreções bauxíticas agregam-se aos nódulos ferruginosos. Ao longo do afloramento de cerca de 40 m de extensão, este horizonte aparece como uma guirlanda de bolsões interligados. Seu limite inferior é sub-horizontal, regular e levemente ondulado, enquanto o superior é excessivamente irregular e dissecado, acusando a existência de depressões (Figura 14).



Figura 12 - Franja de pseudopisólitos ferruginosos cimentados e parcialmente substituídos por gibbsita porcelanada do topo da couraça. Observar o contato brusco deste nível com o capeamento argiloso (Argila de Belterra).

Perfil do Km 85,9 a norte de Açailândia.

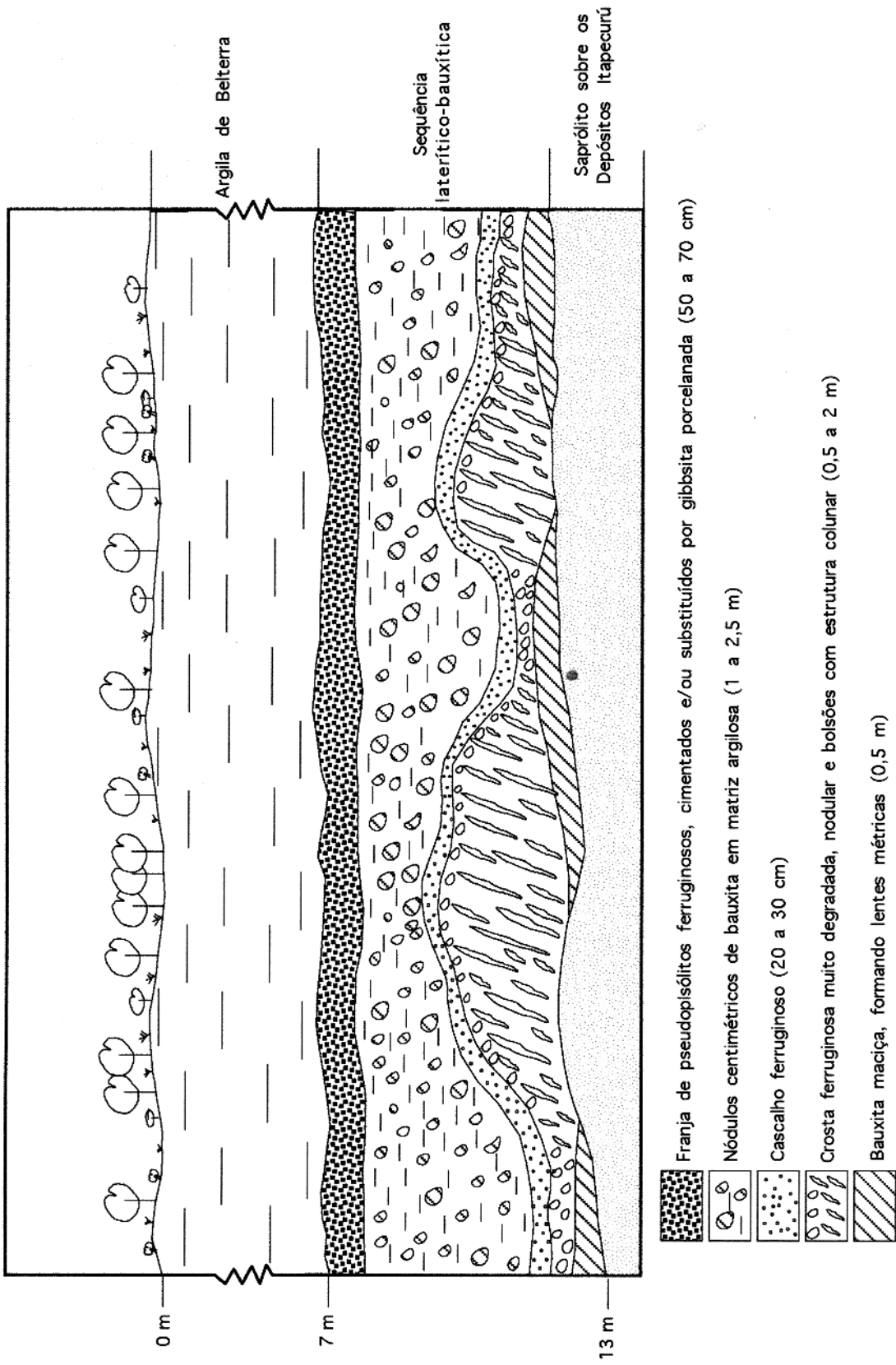


Figura 13 - Perfil laterítico-bauxítico a 102,1 km a norte de Açailândia.



Figura 14 - Couraça laterítico-bauxítica do perfil do Km 102,1 a norte de Açailândia. Observar o horizonte ferruginoso entre os níveis bauxíticos, bastante degradado e apresentando variações de espessura.

3 – Nível entre 20 a 30 cm de cascalho ferruginoso fino e fracamente cimentado por gibbsita.

4 – Horizonte de nódulos bauxíticos de 1 a 2,5 m de espessura. Os nódulos possuem dimensões centimétricas e apresentam granulação fina, coloração marrom clara e estão dispersos em uma matriz argilosa avermelhada.

5 – Franja regular e bem individualizada de cascalho ferruginoso, cujos pseudopisólitos aparecem fortemente cimentados e em parte substituídos por gibbsita porcelanada, o que lhe confere feições de “pipoca”. A espessura desta franja varia de 50 a 70 cm.

4.2.2.3 - Capeamento argiloso: Argila de Belterra

A couraça laterítico-bauxítica é recoberta por um espesso pacote argiloso, homogêneo, de até 10 m de espessura. Este capeamento apresenta as características de um latossolo, de coloração amarelo-avermelhada, levemente acinzentada nos 50 cm mais superficiais do perfil. Possui alta porosidade, é friável e não mostra estruturas sedimentares perceptíveis. Consiste principalmente de caulinita e quantidade variável de gibbsita bem como pouco quartzo. Disseminados em todo o pacote argiloso porém em maior quantidade nos 2 a 3 m inferiores, ocorrem na proporção inferior a 3 % em peso, pseudopisólitos ferruginosos, fragmentos de laterita ferruginosa porosa e fragmentos irregulares de bauxita geralmente porcelanada de tamanho menor que 1 cm (Truckenbrodt *et al.* 1991).

O capeamento exhibe sempre um contato extremamente brusco com os níveis pseudopisólítico e/ou nodular.

A análise granulométrica, de uma amostra de Argila de Belterra, coletada no afloramento do Km 40,6 revelou a composição seguinte:

Fração > 0,062 mm. = 0,6 % em peso.

Fração < 0,062 mm. = 99,4 % em peso.

A fração areia é composta de grãos de quartzo hialino angulosos a sub-arredondados, muito fraturados e raros fragmentos lateríticos.

As frações silte e argila são constituídas por caulinita bem cristalizada e goethita subordinada. Para norte, observa-se um enriquecimento progressivo em gibbsita.

A composição química de uma amostra representativa é a seguinte (% em peso):

SiO ₂ -	42,06 %
Al ₂ O ₃ -	35,98 %
Fe ₂ O ₃ -	5,10 %
TiO ₂ -	1,24 %
Perda ao fogo -	13,98 %
Total -	98,36 %

4.2.2.4 - Discussão sobre a seqüência laterítica antiga.

Em toda a região enfocada o substrato/rocha-matriz da couraça laterítico-bauxítica é constituído pelos Sedimentos Itapecurú. Trata-se sobretudo de arenitos cauliniticos com níveis de argilitos e de conglomerados de quartzo intercalados (Góes 1981 e Anaisse Jr. 1999).

O saprólito preserva, em geral, parcial a totalmente as estruturas sedimentares da rocha-matriz até alguns metros da base da couraça. No topo do horizonte, mais afetado pelo intemperismo e a bioturbação, as estruturas desaparecem e o saprólito mostra-se homogêneo.

O capeamento, por sua vez, consiste em espesso pacote argiloso de coloração vermelha tijolo a amarelada, não estruturado e muito poroso. Via de regra, o contato deste horizonte com a laterita, isto é, com o nível nodular ou pseudopisolítico superior é extremamente brusco. O capeamento é principalmente composto de caulinita e contém quantidades muito subordinadas de goethita e de gibbsita, não ocorrendo esta última nos dois perfis mais meridionais. Quartzo aparece apenas em traços. Diminutos fragmentos de laterita e pseudopisolitos ferruginosos encontram-se dispersos na matriz argilosa, principalmente na parte basal do capeamento. Nas áreas comportando níveis bauxíticos na couraça subjacente, pequenos fragmentos de bauxita estão também presentes. As suas características de latossolo e sua composição identificam o capeamento como Argila de Belterra (Truckenbrodt *et al.* 1991).

Diferenças acentuadas se observam na couraça laterítica. A sul de Açailândia e até cerca de 40 km a norte desta cidade, a couraça é espessa e exclusivamente ferruginosa. Os primeiros sinais de gibbsitização aparecem na encosta setentrional do platô Chapadão, onde começam a se individualizar níveis aluminosos. Um nível composto de pequenas concreções bauxíticas imersas em abundante matriz argilosa já constitui a parte superior do perfil laterítico. Indícios ainda difusos de gibbsitização na parte superior da crosta ferruginosa são precursores do nível bauxítico inferior. Em direção a norte esta tendência se acentua e a partir de Dom Eliseu se individualizam definitivamente dois horizontes bauxíticos.

A presença da crosta ferruginosa em toda a região e suas relações com a bauxita tanto soto- como sobreposta indicam que ela foi o primeiro horizonte a se formar. Com efeito, em ambos os horizontes aluminosos, a bauxita comumente engloba nódulos resultantes da degradação da couraça ferruginosa bem como pseudopisólitos ferruginosos/ferro-aluminosos sobrepostos. Ademais, na própria couraça ferruginosa, quando esta apresenta um estado de degradação acentuado, a gibbsita preenche cavidades. Para esclarecer a origem deste horizonte e eliminar a eventual influência de fenômenos mais tardios raciocinou-se exclusivamente com base no perfil estudado a sul de Açailândia. Assim, considerando a natureza da rocha-matriz, a ausência de um horizonte saprolítico lixiviado, a espessura e a alta porosidade deste horizonte, acredita-se que a formação da couraça ferruginosa foi devida a um processo de tipo *water-table lateritization* (Valeton 1972 e McFarlane 1983). Neste processo, desempenhou papel primordial a mobilização do ferro a partir de uma ou mais fontes não mais identificáveis que podem ter sido, tanto formações mesozóicas incluindo os próprios Sedimentos Itapecurú como formações lateríticas pretéritas. A migração lateral de ferro acompanhando o fluxo do lençol freático e sua precipitação na forma de oxi-hidróxidos causou impregnação e cimentação nos Sedimentos Itapecurú já alterados e desestruturados. Os grãos de quartzo assim inclusos na mesóstase composta de caulinita e de oxi-hidróxidos de ferro sofreram, no decorrer do tempo, lenta dissolução, tornando a couraça altamente porosa.

Outra questão importante é a existência de dois horizontes bauxíticos no perfil alterítico e as suas relações com a couraça ferruginosa. Com efeito, a posição e as características dos níveis aluminosos dão informações não apenas sobre a bauxitização e os fenômenos químicos envolvidos no processo, como também sobre a participação de processos físicos no desenvolvimento da

seqüência antiga. Enquanto o horizonte aluminoso inferior localizado entre o saprólito e a couraça ferruginosa torna-se mais espesso e maciço de sul para norte, o horizonte aluminoso superior se apresenta na forma de nódulos bauxíticos em matriz argilosa ou de cimento gibbsítico envolvendo nódulos e/ou pseudopisólitos ferruginosos na parte superior da couraça. Ademais, destaca-se no topo da couraça, em determinados locais, uma delgada franja bauxítica com gibbsita porcelanada, em contato brusco com o capeamento.

A formação do nível bauxítico inferior foi possível devido à diferença de permeabilidade entre o saprólito argiloso (pouco permeável) e a couraça ferruginosa sobreposta (altamente porosa e permeável) que, além de facilitar as percolações verticais, favoreceu a migração lateral das águas subterrâneas na interface dos dois horizontes e, conseqüentemente a degradação e dissolução incongruente da caulinita que resultou em lixiviação da sílica e enriquecimento relativo em alumínio o qual se acumulou na forma de hidróxido amorfo evoluindo em seguida para gibbsita cripto- e microcristalina. Além disso, parte do Al, da gibbsita de baixo grau de cristalinidade, migrou e foi fixada em zonas apresentando condições topográficas, hidrológicas e físico-químicas adequadas. Esse processo levou a um acentuado enriquecimento absoluto em alumínio ou seja à aluminização do horizonte inferior e substituição progressiva por gibbsita meso- e macrocristalina. A bauxita maciça (perfil do Km 102,1) pode ser considerada como o produto final desta aluminização, ficando claro que este fenômeno foi intensificado para norte, possivelmente por razões sobretudo geomorfológicas e hidrodinâmicas. Este horizonte bauxítico inferior poderia, portanto se encaixar na categoria de criptobauxita de Tardy (1993) e ter-se desenvolvido de maneira semelhante como aquela que foi proposta por Kronberg *et al.* (1982).

O nível superior que se apresenta menos gibbsitizado do que o inferior foi produto essencialmente da dessilicificação da caulinita. A disponibilidade deste mineral, muito variável na região, controla a fácies deste horizonte. Em níveis exclusivamente argilosos contendo poucos nódulos e fragmentos de laterita ferruginosa, encontram-se concreções bauxíticas (perfis do Km 40,6 e Km 102,1), enquanto que níveis constituídos por abundantes nódulos ferruginosos ou pseudopisólitos em arranjo mais ou menos denso e conseqüentemente menor conteúdo de matriz argilosa, a bauxita ocorre apenas na forma de cimento (perfil do Km 85,9). No caso da gibbsitização ter sido particularmente intensa observa-se a substituição mais ou menos acentuada

dos nódulos e pseudopisólitos ferruginosos. Essa substituição é normalmente centrípeta e pode chegar a ser total e levar à desferrificação dos produtos substituídos. A geração de bauxita na parte superior da cobertura alterítica seria, portanto, essencialmente resultado da dissolução incongruente da caulinita e do concrecionamento de gibbsita, bem como da substituição de nódulos/pseudopisólitos ferruginosos.

De qualquer modo, apesar de fenômenos algo diferentes terem predominado nos dois horizontes aluminosos, não há razão nem provas de que esses níveis bauxíticos tenham se formado em duas etapas distintas. Mais provavelmente os dois horizontes foram gerados ao mesmo tempo.

A existência do horizonte bauxítico superior levanta o problema da natureza e origem do nível que lhe antecedeu. Cabe lembrar que, como foi descrito no perfil do Km 102,1, a base da couraça ferruginosa, mesmo mostrando tendência para a nodulização, é sub-horizontal enquanto o seu topo é muito ondulado. Em certos locais a couraça se adelgaça muito e até desaparece. Tais feições sugerem fortemente que, após a sua formação, a couraça sofreu degradação e erosão em superfície, adquirindo localmente feições pseudo-cársticas. Entretanto, não foram encontrados sinais de zona de baixa densidade (Maurity & Kotschoubey 1995), provavelmente por ter sido substituído pelo horizonte bauxítico inferior.

O horizonte sobreposto à couraça, seja de tipo nodular, pseudopisólítico ou argiloso, possui um limite superior sub-horizontal, apenas levemente ondulado. Na base é frequentemente limitado por um cascalho ferruginoso avermelhado, enquanto a parte superior com superfície plana a levemente ondulada é marcada pela presença de um nível de pseudopisólitos constituindo um arcabouço fechado com pouca matriz argilosa. Devido à sua composição e feições variáveis, a sua espessura irregular tanto à escala de afloramento como à escala regional e devido ao contato sempre brusco com o capeamento, acredita-se que este horizonte era de início composto de depósitos variados, provenientes da degradação e do dismantelamento de formações alteríticas como a própria couraça ferruginosa enfocada, do substrato sedimentar alterado ou até de formações lateríticas mais antigas das quais não existem mais sinais *in situ*. O que poderia apoiar esta última hipótese é, em particular, a composição hematito-caulinítica preferencial e a textura densa dos pseudopisólitos da base assim como do topo do horizonte. Os fragmentos e nódulos

lateríticos constituintes deste, apresentam igualmente leves diferenças composicionais e texturais em relação à couraça ferruginosa.

A franja pseudopisolítica variavelmente gibbsitizada no topo da seqüência laterítica, observável somente em certos locais, foi formada devido à compactação dos pseudopisolitos ferruginosos ou ferro-aluminosos previamente dispersos na matriz argilosa através de deflação ou da remoção da fração mais fina pelas águas de superfície. Após esse processo e com instalação de ambiente redutor, provavelmente devido à acumulação de matéria orgânica em superfície, houve remoção do ferro enquanto condições suficientemente ácidas permitiram a mobilização do alumínio a partir da caulinita ou dos próprios pseudopisolitos propiciando assim a substituição e cimentação destes por bauxita porcelanada.

4.2.3 - Seqüência laterítica mais jovem.

4.2.3.1 - Substrato

O substrato das lateritas mais jovens apresenta principalmente um arenito argiloso friável, avermelhado e maciço. Sua espessura é desconhecida na área por não ter sido observado o seu contato com as formações sotopostas. Acredita-se, no entanto que o arenito possa alcançar algumas dezenas de metros. É composto essencialmente de quartzo (cerca de 60 %), caulinita, oxi-hidróxidos de ferro e fragmentos lateríticos. Delgadas linhas de pedra (*stone-lines*) e pequenas lentes de argila caulínica esbranquiçada de tipo semi-flint ocorrem intercaladas no arenito.

Nos vários afloramentos estudados, esse substrato apresenta as seguintes características.

Km 5,1 (A NORTE DE AÇAILÂNDIA).

Expostos numa espessura da ordem de 1 m mostrados pela Figura 15, os sedimentos consistem em arenito argiloso avermelhado, homogêneo, friável e muito poroso. Na base do afloramento observa-se um delgado "stone-line". Acima deste ocorre uma delgada camada de arenito argiloso, muito friável, e em seguida um nível de cerca de 30 cm mostrando a alternância de finos leitos de argila flint e de plaquetas de laterita ferruginosa em posição horizontal.

O topo do perfil é constituído de pequenos fragmentos argilosos de até 20 cm de espessura.

Arenito argiloso avermelhado

A composição granulométrica de uma amostra representativa do arenito argiloso é a seguinte:

A fração granulométrica > 1 mm corresponde a 2,9 % em peso do sedimento. Consiste, sobretudo, em grãos de quartzo angulosos, fraturados e corroídos, e poucos fragmentos lateríticos amarelados (goethíticos) e avermelhados (hematíticos), alguns apresentando magnetismo.

A fração entre 1 e 0,062 mm constitui 60,2 % em peso do total. Possui a mesma composição que a fração anterior, com a diferença de haver fragmentos lateríticos em maior quantidade bem como fragmentos de argila semi-flint.

A fração $< 0,062$ mm representa 36,9 % do total. Consiste em silte e argila avermelhada. Análise difratométrica da amostra em pó deste arenito revelou: quartzo predominante, e subordinadas caulinita e goethita, medianamente cristalizadas, além de traços de anatásio.

"Stone-line"

Com espessura de até 15 cm, é formado de fragmentos lateríticos de até 4 cm de comprimento, geralmente avermelhados em sua parte exterior. Internamente mostram-se



Figura 15 - Substrato do perfil do Km 5,1 a norte de Açailândia composto de Arenito argiloso com fragmentos lateríticos disseminados. Observa-se um delgado *stone-line* e acima deste finas lentes de argila semi-flint.

amarelados (goethíticos) e/ou avermelhados (hematíticos); contêm muitos grãos de quartzo e apresentam numerosos vazios. As zonas goethíticas apresentam comumente estruturas em colméia.

Os fragmentos lateríticos apresentam internamente textura pisolítica com núcleo hematítico e córtex goethítico. Os grãos de quartzo são angulosos, corroídos e fraturados. Ocorrem minerais opacos em pouca quantidade.

No córtex, a goethita apresenta-se bem cristalizada e revela uma substituição da ordem de 11 % de FeOOH por AlOOH. A caulinita é mal cristalizada e o quartzo é subordinado.

A análise química deste córtex apresentou os resultados seguintes (% em peso para elementos maiores e em ppm para os menores):

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	Perda ao Fogo	Na	K	Ca	Mg
11,38	11,25	63,64	0,95	< 0,01	11,79	81	46	34	61

Os núcleos avermelhados contêm hematita bem cristalizada. Caulinita e goethita são menos abundantes, porém também bem cristalizados. A goethita apresenta uma substituição de cerca de 14 % de FeOOH por AlOOH. O quartzo é subordinado.

Os vacúolos e fissuras são preenchidos por matriz argilosa que apresenta goethita bem cristalizada embora uma substituição de cerca de 14 % de FeOOH por AlOOH tenha sido detectada. Caulinita e quartzo encontram-se em menor quantidade e hematita apenas em traços.

Fragmentos argilosos do topo

Em contato brusco com o horizonte ferruginoso sobreposto, encontra-se um nível de espessura até 20 cm, composto de pequenos fragmentos argilosos de até 4 cm de comprimento, avermelhados e muito quartzosos, geralmente envolvidos por argila flint.

Os fragmentos compõem-se de caulinita com elevado grau de cristalinidade e quartzo, além de hematita subordinada.

Km 18,3 (A NORTE DE AÇAILÂNDIA)

Com exposição de aproximadamente 1,5 m de espessura, o arenito argiloso avermelhado é mal consolidado e exibe textura muito fina. É bastante friável, poroso e não apresenta nenhuma estrutura sedimentar. Contém níveis finos (5 a 10 cm) de argila *semi-flint*.

A composição granulométrica do arenito argiloso é a seguinte:

A fração > 0,250 mm constitui 13,0 % em peso do arenito. É constituída sobretudo de grãos de quartzo hialino, angulosos e corroídos em sua maior parte, havendo poucos grãos arredondados. Grânulos lateríticos de coloração vermelha-escura ocorrem dispersos, apresentando estruturas em colméia.

Com 44,4 % do total, a fração entre 0,250 e 0,062 mm, compõe-se de grãos de quartzo angulosos que constituem mais de 80 % desta fração, bem como de pequenos grânulos arredondados de laterita (15 %) e por minerais pesados opacos e, subordinadamente grãos de minerais pesados transparentes.

Os minerais pesados transparentes são compostos pelas seguintes espécies (fração 0,062 a 0,125 mm, N = 206 grãos).

Mineral	Estauroлита	Rutilo	Zircão	Turmalina	Epidoto	Outros
Percentagem	30,6	26,7	23,3	9,7	6,7	3,0

As frações silte com 36,5 % e argila com 6,1 %, ambas de cor avermelhada, perfazem um total de 42,6 % em peso do arenito.

A composição mineralógica através de difração de raios-x é a seguinte:

O quartzo é o principal mineral do arenito argiloso avermelhado. Entretanto, no nível de argila flint e nos grânulos lateríticos, o quartzo ocorre subordinado.

A caulinita é o segundo mineral dominante no arenito argiloso avermelhado e apresenta boa cristalinidade tanto na fração $< 2 \mu$ como no delgado nível de argila flint.

Goethita e hematita ocorrem subordinadas em todo o sedimento, com exceção da fração maior do que 0,250 mm, onde a goethita é o mineral principal, apresenta boa cristalinidade e uma substituição de FeOOH por AlOOH na proporção de cerca de 11 %.

Km 50,4 (A NORTE DE AÇAILÂNDIA)

Com uma exposição de cerca de 2 m de espessura, o arenito argiloso avermelhado é muito similar às rochas descritas anteriormente.

Sua composição granulométrica é a seguinte:

Com 8,2 % em peso, do total do sedimento, a fração $> 0,500 \text{ mm}$ é composta por mais de 90 % de grãos de quartzo angulosos, fraturados e corroídos. O restante consiste em grânulos lateríticos de coloração avermelhada, com núcleo hematítico, estruturas em colméia e córtex goethítico.

A fração entre 0,500 e 0,125 mm constitui 45 % em peso do arenito argiloso avermelhado contendo sobretudo grãos de quartzo angulosos e corroídos e subordinadamente grânulos lateríticos avermelhados e alguns minerais opacos magnéticos: Maghemita.

A fração de 0,125 a 0,062 mm corresponde a 8,9 % do total do sedimento com predomínio de grãos de quartzo sobre argila flint. Foi efetuada nesta fração a separação dos minerais pesados transparentes, com o seguinte resultado (N = 365 grãos):

Mineral	Rutilo	Estaurolita	Turmalina	Epidoto	Zircão	Outros
Percentagem	34,2	31,0	15,1	7,4	6,8	5,5

A fração 0,062 a 0,002 mm representa 37,9 % do total do sedimento. A fração inferior a 2 micra apresentou caulinita bem cristalizada e goethita subordinada.

Km 63,2 (A NORTE DE AÇAILÂNDIA)

O arenito argiloso deste afloramento tem uma exposição de mais de 2 m sendo muito semelhante aos sedimentos descritos anteriormente. Sua composição granulométrica é a seguinte:

Representando 5,2 % do total do sedimento a fração > 0,500 mm é composta de pequenos seixos e grãos de quartzo angulosos, fraturados e corroídos, em quantidade um pouco superior à dos fragmentos lateríticos bastante degradados (hematíticos e goethíticos).

A fração entre 0,500 e 0,125 mm constitui 46,7 % do total e predominam grãos de quartzo havendo poucos fragmentos lateríticos e grãos de argila flint. Em pouca quantidade ocorrem grãos opacos magnéticos.

A fração de 0,125 a 0,062 mm com 8,7 % do total contém em quase igual proporção grãos de quartzo e fragmentos de argila flint.

A fração < 0,062 mm corresponde a 39,4 % em peso do total. Sua porção argilosa apresenta caulinita bem cristalizada e goethita subordinada.

4.2.3.2 - Couraça laterítica mais jovem

A couraça ferruginosa mais jovem está situada nas zonas topograficamente rebaixadas que separam os platôs laterítico-bauxíticos anteriormente descritos (Figura 7). Esta couraça, exclusivamente ferruginosa, exhibe estrutura colunar a nodular e pode passar lateralmente para "camadas de pedra" (*stone-layers*).

Dentre os afloramentos selecionados para melhor estudar essa couraça, aqueles situados no Km 18,3 e no Km 50,4 a norte de Açailândia, apontam inequivocamente para uma formação *in situ* da couraça, por exhibir uma estrutura em colunas reliquias. Tal fato não se verifica nos outros afloramentos, nos quais a couraça se apresenta na forma de *stone-layers*.

No afloramento do Km 5,1 a crosta ferruginosa é formada por um *stone-layer* de características particulares. Neste local uma matriz arenosa, de granulação média a grossa,

altamente ferruginizada, envolve parcialmente os fragmentos do *stone-layer*, principalmente os de menor porte.

Numerosos *stone-layers* ocorrem em zonas topograficamente rebaixadas, porém sua melhor exposição se localiza no Km 63,2 a norte de Açailândia, entre Itinga e Dom Eliseu. Este perfil (Figura 26) mostra extensas “camadas de pedra” em *guirlanda* com espessura variável podendo alcançar 1 m. Seu contato inferior é geralmente regular e sub-horizontal, enquanto que o superior apresenta-se bastante ondulado. Os *stone-layers* são formados por fragmentos ferruginosos muito semelhantes, em composição e texturas, aos nódulos que formam tanto a crosta antiga como a couraça mais recente, da qual se originam.

COURAÇA FERRUGINOSA DO PERFIL DO Km 18,3

A couraça laterítica ferruginosa exposta neste perfil (Figura 16) possui cerca de 2 m de espessura e exhibe limites nítidos com o arenito argiloso sotoposto e com a argila arenosa amarelada que lhe é sobreposta. Ela contém blocos reliquiares bem individualizados (Figura 17) de dimensões métricas, normalmente arredondados, de laterita maciça a colunar envoltos por laterita brechóide a nodular cujas feições dependem do grau de degradação. Na sua metade inferior consiste em fragmentos ferruginosos com escassa matriz argilosa. Na sua metade superior ocorre um cascalho ferruginoso com matriz argilosa mais abundante. A passagem de uma zona a outra é gradativa porém bastante rápida.

Fragmentos ferruginosos

Os fragmentos ferruginosos têm cerca de 5 cm de comprimento, são sub-angulosos e mostram claramente serem produtos relativamente precoces de degradação *in situ* de uma crosta prévia, maciça ou levemente colunar. Formam um arcabouço fechado e são separados apenas por fraturas preenchidas por escassa matriz areno-argilosa avermelhada. Esses fragmentos apresentam externamente uma coloração avermelhada e internamente uma textura pisolítica.

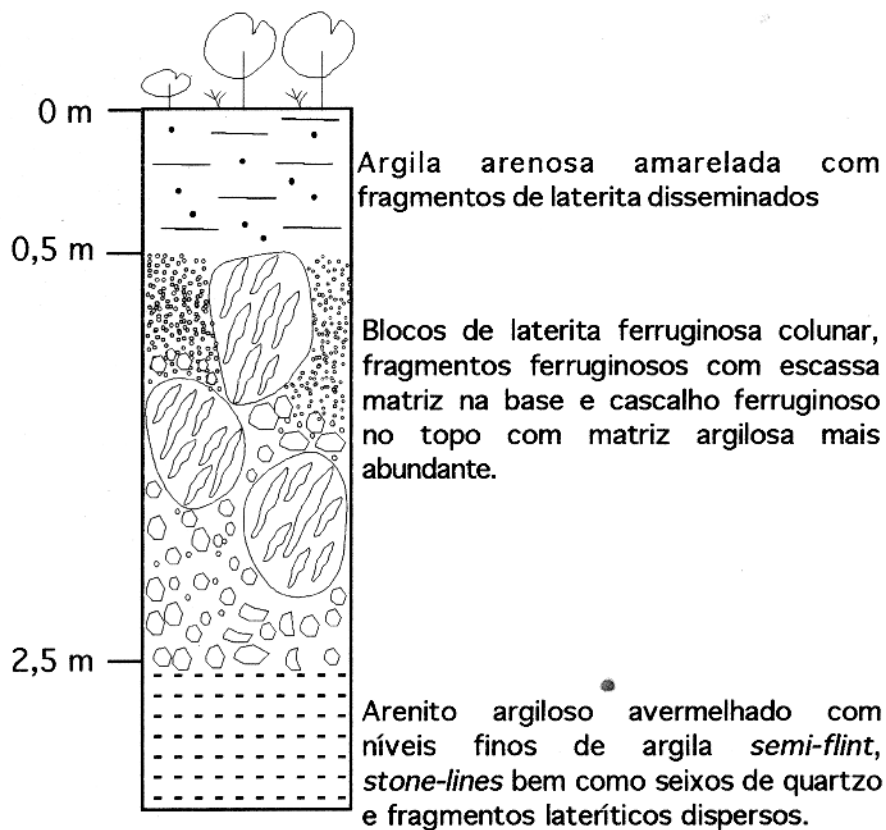


Figura 16 - Perfil de couraça ferruginosa mais jovem 18,3 km a norte de Açailândia.



Figura 17 - Blocos de laterita ferruginosa colunar envolvidos por fragmentos ferruginosos na base e no topo por cascalho ferruginoso. Perfil do Km 18,3 a norte de Açailândia.

Os pisólitos consistem de um núcleo avermelhado rodeado por córtex amarelado e apresentam vacúolos e fissuras preenchidos por matriz argilosa contendo minerais pesados (zircão e opacos). Grãos de quartzo, angulosos, corroídos e intensamente fraturados são muito mais abundantes nas partes amareladas do que nas avermelhadas.

Difratogramas de raios X revelaram nos núcleos avermelhados a presença de hematita como mineral principal apresentando boa cristalinidade, o que não ocorre na caulinita e na goethita, na qual se observa uma substituição de FeOOH por AlOOH da ordem de 15 %.

Os córtex amarelados contém goethita muito bem cristalizada e uma substituição de FeOOH por AlOOH na proporção de cerca de 9 %. Em ordem de abundância vem em seguida a caulinita com reflexões bastante largas na base denotando uma cristalinidade média. O quartzo e a hematita são subordinados.

Nos vacúolos e fissuras o quartzo predomina enquanto a caulinita aparece mal cristalizada e a goethita é subordinada.

Cascalho ferruginoso

O nível de cascalho ferruginoso tem cerca de 1 m de espessura sendo formado por pseudopisólitos de até 2 cm em diâmetro que estão envolvidos em matriz argilosa amarelada bastante abundante. Possuem forma esférica e exibem cor externa amarelada, contudo o seu interior é vermelho-escuro, contém estruturas em colméia e inúmeros vacúolos preenchidos por grãos de quartzo.

O difratograma da matriz envolvente revelou quartzo como mineral mais abundante seguido de caulinita bem cristalizada e subordinadamente a hematita e a goethita.

O interior dos pseudopisólitos mostrou predominância de quartzo e hematita bem cristalizada bem como caulinita medianamente cristalizada e traços de goethita.

COURAÇA FERRUGINOSA DO PERFIL DO Km 50,4

Neste afloramento (Figura 18) o perfil alterítico é constituído de dois níveis. O nível inferior de espessura até 2 m é formado de laterita ferruginosa colunar (Figuras 19 e 20) enquanto o nível superior de até 1 m de espessura é composto de nódulos ferruginosos imersos em matriz argilosa pouco abundante.

Laterita colunar

As colunas de laterita ferruginosa são levemente inclinadas e atingem até 2 m de comprimento e cerca de 20 cm de largura, podendo se estreitar ou alargar-se nas extremidades assim como terminar abruptamente. São compactas, envolvidas por uma fina camada argilosa avermelhada e/ou amarelada. Internamente possuem textura pisolítica. Os pisólitos são avermelhados e envolvidos por um córtex goethítico. As colunas são separadas por túbulos (Figura 21) preenchidos por argila amarelo-avermelhada. Tanto no topo como na base, as colunas mostram sinais de degradação.

A difratometria dos pisólitos revelou como mineral preponderante a hematita muito bem cristalizada seguida de caulinita com baixo grau de cristalinidade e a goethita subordinada, que contém uma substituição de FeOOH por AlOOH da ordem de 18 %.

Os córtex apresentam goethita muito bem cristalizada com uma substituição na proporção de 11 % de FeOOH por AlOOH , em seguida aparece a caulinita mal cristalizada e quartzo subordinado.

No preenchimento dos túbulos, o quartzo é o mineral que predomina havendo caulinita pouco abundante e mal cristalizada e traços de goethita.

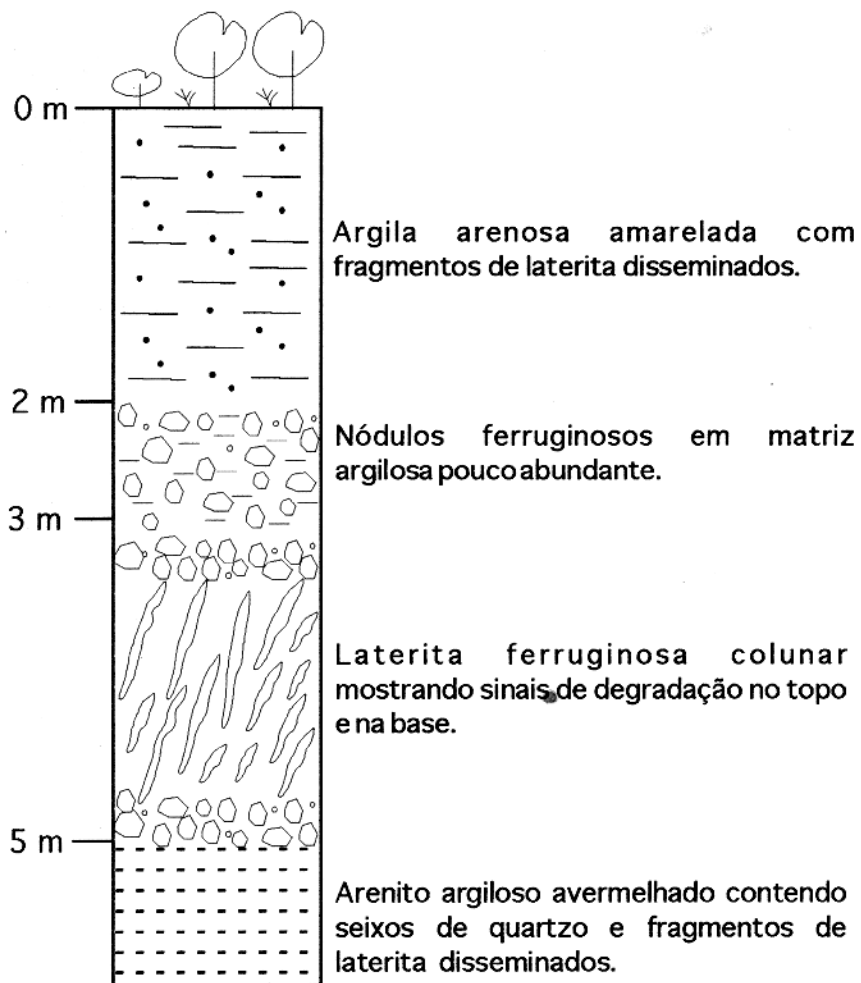


Figura 18 - Perfil de laterita ferruginosa degradada a 50,4 km a norte de Açailândia.



Figura 19 - Estruturas colunares inclinadas de laterita ferruginosa, mostrando evidências de degradação *in situ*.

Perfil do Km 50,4 a norte de Açailândia.



Figura 20 - Laterita ferruginosa colunar, apresentando *fauchage* e degradação acentuada na base e no topo.

Perfil a 50,4 Km a norte de Açailândia.



Figura 21 - Vista de cima de colunas de laterita ferruginosa separadas por túbulos preenchidos por argila. Couraça ferruginosa do perfil do Km 50,4 a norte de Açailândia.

Nódulos ferruginosos

Acima da laterita colunar e imersos em matriz argilosa avermelhada pouco abundante, ocorrem nódulos ferruginosos angulosos a sub-arredondados de até 5 cm de comprimento numa espessura de cerca de 1 m.

Os nódulos apresentam textura pisolítica densa. Os pisólitos são avermelhados internamente e envoltos por córtex goethítico. Geralmente os espaços entre os pisólitos está preenchido por material argiloso avermelhado muito quartzoso.

A difratometria de raios X mostrou resultados muito similares aos realizados nos componentes da laterita colunar.

STONE-LAYER DO PERFIL DO Km 5,1

No Km 5,1 (a norte de Açailândia) observa-se um espesso *stone-layer* no lugar da couraça laterítica mais jovem. O seu contato com o substrato é brusco e sua espessura é da ordem de 3,5 m (Figuras 22 e 23). O horizonte compõe-se de nódulos e fragmentos lateríticos angulosos de coloração vermelha arroxeada, alguns seixos de quartzo e raros fragmentos pelíticos centimétricos (Figura 24). Os nódulos formam um arcabouço denso estando envolvidos em matriz argilosa amarelo-avermelhada pouco abundante, assim como em matriz arenosa de granulação média a grossa, muito ferruginizada, a qual contém abundantes e diminutos fragmentos arredondados de argilito vermelho-tijolo ou róseo.

O *stone-layer* mostra sinais algo difusos de estratificação plano-paralela, devido à alternância granulométrica dos nódulos (Figura 25).

Os nódulos ferruginosos são constituídos de um núcleo avermelhado envolvido por córtex amarelado.

Os núcleos comportam hematita bem cristalizada, goethita pouco abundante apresentando substituição isomórfica de FeOOH por AlOOH da ordem de 14 % e caulinita mal cristalizada. Por

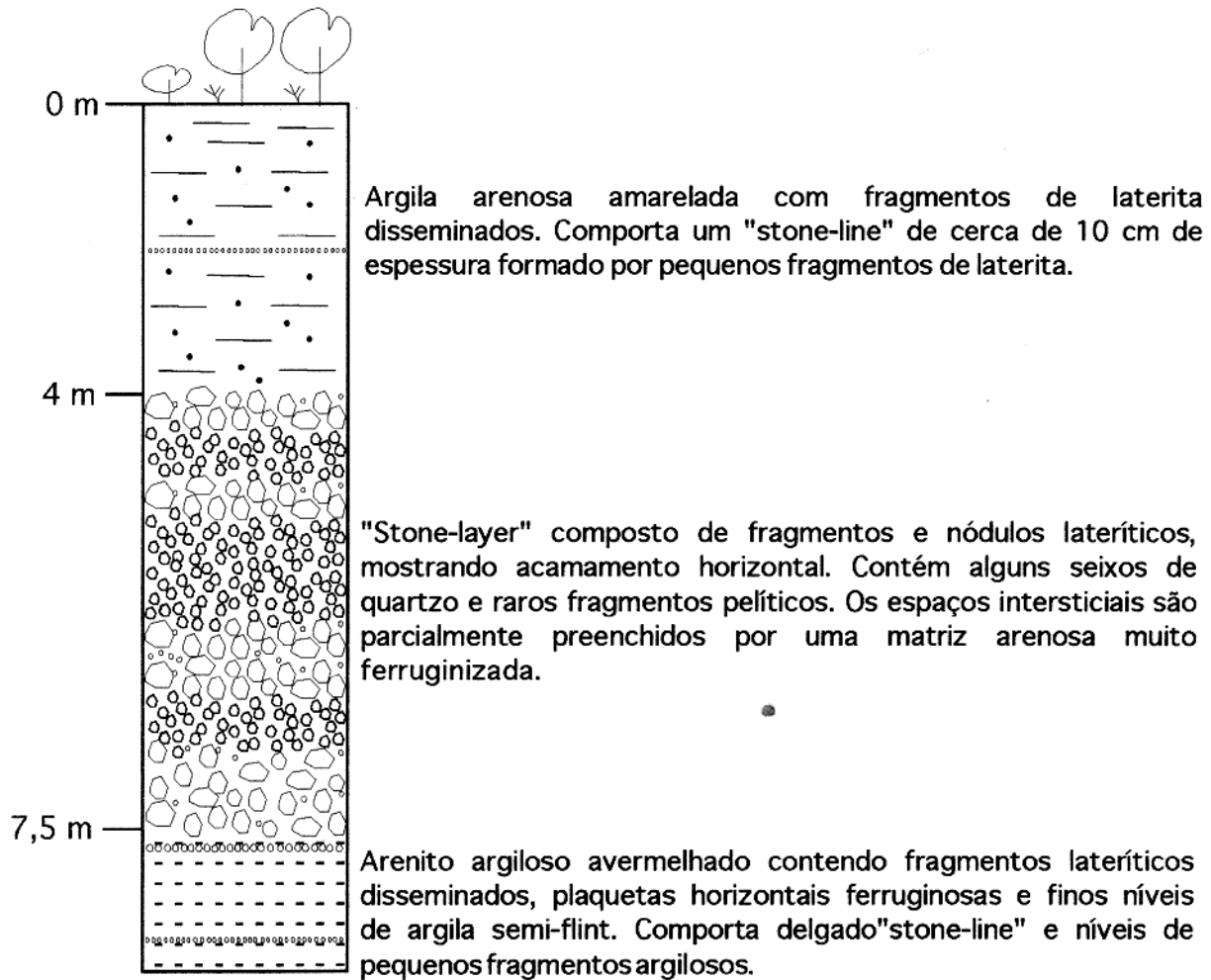


Figura 22 - Perfil do "stone-layer" a 5,1 km a norte de Açailândia.



Figura 23 - *Stone-layer* com leve mergulho para norte, sobreposto pelo capeamento argilo-arenoso. Perfil do Km 5,1 a norte de Açailândia.



Figura 24 - *Stone-layer* do afloramento do Km 5,1 a norte de Açailândia apresentando fragmentos pelíticos.



Figura 25 - Estratificação horizontal no *stone-layer* a 5,1 Km a norte de Açailândia.

sua vez, o córtex contém goethita bem cristalizada com cerca de 10 % da mesma substituição, caulinita mal cristalizada e subordinados quartzo e hematita.

STONE-LAYER DO PERFIL DO Km 63,2

A maior extensão de *stone-layer* foi observada no afloramento situado a 63,2 Km a norte de Açailândia, entre as cidades de Itinga e Dom Eliseu. Foi possível seguir esta ocorrência ao longo de quase 400 m (Figura 26). Trata-se de corpos lenticulares e interligados que formam “guirlandas” de até 1 m espessura. Essas lentes são compostas de fragmentos ferruginosos amarelados a avermelhados, muito porosos, de pequeno porte (até 10 cm) que constituem um arcabouço fechado com pouca argila nos interstícios. Apresentam feições lenticulares convexas para cima e extremidades adelgadas. O limite inferior do *stone-layer* é sub-horizontal e regular, enquanto o topo mostra-se muito ondulado (Figuras 27 e 28).

Os fragmentos do citado *stone-layer*, bem como dos outros de menor extensão distribuídos na área são compostos basicamente de goethita e hematita, ambas mostrando boa cristalinidade, caulinita e quartzo subordinados.

4.2.3.3 - Capeamento argilo-arenoso

O capeamento das lateritas mais jovens e dos *stone-layers* consiste em um pacote argilo-arenoso de até 5 m de espessura. Possui coloração amarelada homogênea e embora seja mais argiloso do que o substrato, ainda contém cerca de 40 % de quartzo. Os outros minerais principais são caulinita e goethita bem cristalizadas, enquanto a hematita é nitidamente subordinada. Esse pacote argiloso contém fragmentos lateríticos disseminados, porém seixos de quartzo não foram

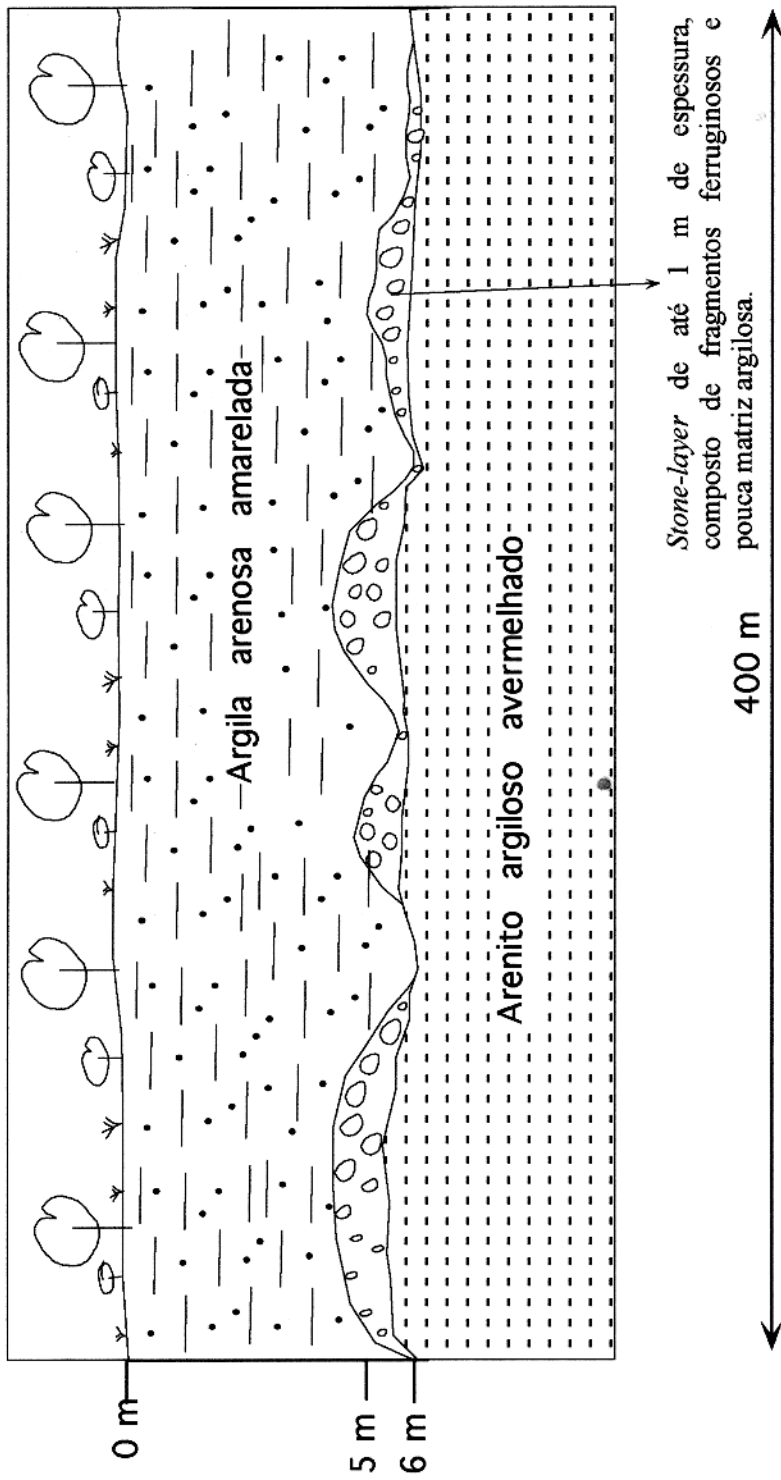


Figura 26 - Perfil de *stone-layer* a 63,2 km a norte de Açailândia.



Figura 27



Figura 28 - *Stone-layer* do Km 63,2 a norte de Açailândia - O contato com o substrato é sub-horizontal, porém, seu topo mostra-se ondulado. Está recoberto pelo capeamento argilo-arenoso.

encontrados. Delgados *stone-lines*, lenticulares ou contínuos de até 20 cm de espessura encontram-se preferencialmente na base deste nível.

Além das características comuns a todos os perfis estudados, o capeamento apresenta algumas diferenças de um afloramento a outro.

Km 5,1

O capeamento deste perfil tem uma espessura aproximada de 4 m e está em contato brusco com o *stone-layer* sub-jacente. É composto de argila arenosa amarelada e contém fragmentos lateríticos disseminados. A aproximadamente 2 m da sua base ocorre um “stone-line” de cerca de 10 cm de espessura.

Apesar de exibir as mesmas feições abaixo e acima do “stone-line” o capeamento é levemente avermelhado na base e francamente amarelado no topo.

Pacotes argilo-arenosos

A análise granulométrica dos pacotes argilo-arenosos, sobre- e sotoposto ao “stone-line”, indicou que o primeiro é algo mais argiloso e menos quartzoso do que o segundo, conforme quadro abaixo:

Frações	> 2 mm	entre 2 e 0,062 mm	< 0,062 mm
pacote argilo-arenoso acima do “stone-line”	0,5 %	47,2 %	52,3 %
pacote argilo-arenoso abaixo do “stone-line”	0,4 %	52,0 %	47,6 %

A fração > 2 mm, em ambos os pacotes, é composta na mesma proporção de seixos ferruginosos e de quartzo. Nessa fração, apesar da pequena quantidade de material disponível, observa-se um aumento do conteúdo de goethita em direção ao topo, enquanto que os seixos ferruginosos da camada inferior são mais hematíticos e menos degradados, porém possuem uma zona periférica goethítica.

Os seixos ferruginosos mostram estrutura em colméia, com ínfimos grãos de quartzo dentro das cavidades goethíticas e hematíticas.

Os seixos de quartzo, dispersos na argila em ambos os pacotes, são muito angulosos, fraturados e corroídos.

A fração entre 2 e 0,062 mm não mostrou diferenças substanciais entre os dois pacotes. Os grãos de quartzo predominam acentuadamente sobre os fragmentos ferruginosos e minerais opacos. De uma amostra representativa de cada pacote foi efetuada a separação dos minerais pesados transparentes na fração 0,125 a 0,062 mm. Foram contados 438 e 210 grãos, respectivamente.

Minerais	Rutilo	Turmalina	Estauro-lita	Zircão	Epidoto	Outros
pacote argilo-arenoso acima do "stone-line" (%)	31,7	27,2	26,5	5,9	5,5	3,2
pacote argilo-arenoso abaixo do "stone-line" (%)	34,3	33,3	20,9	3,8	3,8	3,9

O quadro acima não mostra diferenças fundamentais entre os dois níveis.

Amostras de ambos pacotes argilo-arenosos submetidas à difratometria revelaram o quartzo como mineral preponderante seguido da caulinita que se apresenta melhor cristalizada no pacote inferior, goethita subordinada e traços de anatásio na camada inferior.

Stone-line

O *stone-line* é constituído de fragmentos lateríticos sub-angulosos entre 3 e 4 cm de comprimento. Estes fragmentos estão imersos numa matriz argilo-arenosa amarelo-avermelhada, pouco abundante e idêntica à argila dos níveis soto- e sobrepostos.

Os fragmentos exibem textura pisolítica. Os pisólitos possuem núcleo hematítico envolto por um córtex goethítico. A matriz entre os pisólitos é goethítica e apresenta estruturas em colméia, numerosos vacúolos e contêm ínfimos grãos de quartzo angulosos, fraturados e corroídos bem como minerais opacos. Filmes goethíticos alaranjados recortam os nódulos.

A goethita é o principal mineral da matriz entre os pisólitos, é bem cristalizada e mostra uma substituição isomórfica de FeOOH por AlOOH da ordem de 11 %. A caulinita mostra-se mal cristalizada e o quartzo é subordinado.

O núcleo dos pisólitos é essencialmente composto de goethita, com substituição de FeOOH por AlOOH da ordem de 12 %, e hematita, ambas bem cristalizadas, enquanto a caulinita, menos abundante, é igualmente bem cristalizada e o quartzo é subordinado.

Os vacúolos dos pisólitos são preenchidos principalmente por quartzo e caulinita bem cristalizada e em menor proporção ocorrem goethita com substituição de FeOOH por AlOOH da ordem de 12 % e hematita.

A matriz goethítica entre os pisólitos revelou a composição química seguinte (elementos maiores em % e menores em ppm):

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	Perda ao fogo	Na	K	Ca	Mg
9,08	10,76	66,62	1,02	< 0,01	12,03	671	111	470	132

Km 18,3

No perfil do Km 18,3 a norte de Açailândia, o capeamento possui aproximadamente 0,5 m de espessura. Compõe-se de argila arenosa amarelada contendo pequenos fragmentos lateríticos

disseminados, é bastante friável, muito porosa e apresenta muitos vacúolos. Os fragmentos lateríticos são seixos ferruginosos arredondados a sub-angulosos de até 1 cm de comprimento.

O nível não apresenta nenhuma estrutura sedimentar perceptível.

A composição granulométrica de uma amostra representativa deste pacote argilo-arenoso é a seguinte:

A fração > 0,250 mm é pouco abundante, constitui apenas 12,8 % em peso do total do sedimento. Até o tamanho de 1 mm predominam fragmentos ferruginosos sobre grãos de quartzo. Os fragmentos ferruginosos apresentam principalmente colorações avermelhada, amarelada e marrom-escura. Os avermelhados exibem internamente estruturas em colméia e contêm vacúolos preenchidos por grãos de quartzo. Os amarelados comportam um córtex e exibem poucas estruturas em colméia. Finalmente, os de coloração marrom-escura exibem textura densa, sem poros nem outras cavidades, contêm muito pouco quartzo e apresentam, internamente, uma coloração cinza-escura com pontuações avermelhadas. Abaixo de 1 mm, o quartzo torna-se o principal componente apresentando-se na forma de grãos muito angulosos a sub-angulosos e corroídos, havendo também uma quantidade discreta de grãos bem arredondados. Outra particularidade deste intervalo, na fração entre 2 e 1,41 mm, é o conteúdo significativo de grãos de maghemita e hematita.

A fração entre 0,250 e 0,062 mm corresponde a 28,1 % em peso do total. Compõe-se quase exclusivamente de grãos de quartzo angulosos além de minerais opacos. Deste intervalo, na fração entre 0,125 e 0,062 mm foram identificados 286 grãos minerais pesados transparentes, obtendo-se o seguinte resultado:

Mineral	Rutilo	Estauroлита	Turmalina	Zircão	Outros
Porcentagem	31,8	26,6	23,8	14,0	3,8

A fração inferior a 0,062 mm é a predominante no capeamento totalizando 59,1 % em peso. Sua composição predominante é quartzo, com caulinita e goethita mal cristalizadas.

Km 50,4

O capeamento, neste afloramento, tem uma espessura de aproximadamente 2 m sendo composto por argila arenosa amarelada contendo muitos grãos de quartzo e pequenos fragmentos lateríticos disseminados. Apresenta textura fina, é bastante friável, porosa e homogênea.

Este horizonte não apresenta estrutura sedimentar visível.

A composição granulométrica deste pacote é a seguinte:

Fração	> 2 mm	entre 2 e 0,500 mm	entre 0,500 e 0,125 mm	entre 0,125 e 0,062 mm	< 0,062 mm
Peso(%)	4,6	2,8	41,5	8,8	42,3

A fração > 2 mm é composta de grânulos ferruginosos contendo núcleo hematítico e córtex goethítico. Os grãos de quartzo estão praticamente ausentes.

A difração de raios X revelou nos córtex, goethita muito bem cristalizada apresentando substituição de FeOOH por AlOOH numa proporção da ordem de 15 %. Caulinita está presente exibindo cristalinidade média, enquanto quartzo e hematita são subordinados.

Os núcleos contêm hematita muito bem cristalizada e caulinita com baixo grau de cristalinidade.

A fração entre 2 e 0,500 mm é pouco expressiva. Nela, ao contrário da fração anterior, predominam grãos de quartzo, angulosos, fraturados e corroídos, havendo poucos fragmentos lateríticos.

A fração entre 0,500 e 0,125 mm é composta sobretudo de grãos de quartzo angulosos, e alguns grãos lateríticos e minerais opacos magnéticos.

Na fração 0,125 a 0,062 mm predominam grãos de quartzo, havendo subordinadamente grãos de argila flint. Foi feita a avaliação do conteúdo de minerais pesados transparentes nesta fração, sendo contados 396 grãos, obtendo-se o seguinte resultado:

Mineral	Rutilo	Estauroli- ta	Turmalina	Zircão	Epidoto	Outros
conteúdo em %	44,4	21,5	13,1	7,6	5,3	8,1

A abundante fração < 0,062 mm sublinha o caráter bastante argiloso do capeamento. O conteúdo de argila flint situa-se entre 10 a 15 % nesta fração.

Km 63,2

O capeamento deste perfil é muito semelhante aos anteriormente descritos. Possui uma espessura de cerca de 5 m. Sua composição granulométrica é a seguinte:

Fração	> 0,500 mm	entre 0,500 e 0,125 mm	entre 0,125 e 0,062 mm	< 0,062 mm
Peso (%)	3,6	43,2	6,7	46,5

A fração > 0,500 mm é constituída de grãos de quartzo angulosos, fraturados e corroídos em maior proporção do que fragmentos lateríticos bastante degradados (ricos em goethita).

Na fração 0,500 a 0,125 mm predominam grãos de quartzo, ocorrendo poucos fragmentos lateríticos (alguns magnéticos) e fragmentos argilosos.

A fração entre 0,125 e 0,062 mm contém proporções quase iguais de grãos de quartzo e de fragmentos de argila.

A fração < 0,062 mm é composta de silte e argila. Esta é constituída de caulinita de médio grau de cristalização e traços de goethita.

4.2.3.4 - Discussão sobre a seqüência laterítica mais jovem

Foram distinguidas nesta seqüência três unidades. Sobre um substrato composto de sedimentos siliciclásticos repousa uma crosta laterítica exclusivamente ferruginosa, por sua vez capeada por um nível de argila arenosa.

SUBSTRATO

Consiste essencialmente em arenito argiloso, maciço, mal selecionado e mal consolidado, não apresentando estruturas sedimentares claramente expressas. Apenas no perfil do km 5,1, a norte de Açailândia, foi evidenciada, no topo do pacote sedimentar em apreço, uma estrutura laminada de origem provavelmente primária.

A espessura destes sedimentos siliciclásticos não pôde ser avaliada pois o contato desta unidade com as formações subjacentes não está exposto na área estudada. No entanto, Anaisse Jr. (1999) descreve sedimentos semelhantes com espessura até 10 m preenchendo calhas, a nordeste de Açailândia. Os sedimentos contêm grãos de quartzo numa proporção de até 60 %, sendo o resto da matriz constituído basicamente de caulinita e oxi-hidróxidos de ferro subordinados bem como traços de anatásio. Os minerais pesados transparentes são em ordem de decréscimo de abundância: rutilo, estauroilita, zircão, turmalina entre outros. O único mineral opaco identificado é a maghemita. Nesta matriz estão dispersos pequenos seixos de quartzo e fragmentos de laterita ferruginosa. No entanto, em diferentes níveis desses sedimentos ocorrem *stone-lines* de fragmentos de laterita. Em cortes de estrada, a geometria destas linhas de pedra pode ser muito complexa, aparecendo normalmente na forma de corpos lenticulares de extensão e espessura muito variáveis (extensão centimétrica a decamétrica e espessura de até cerca de 30 cm), interligados ou não. Estes *stone-lines* são normalmente sub-horizontais, ligeiramente ondulados e, localmente, algo convexos para cima. Em certos locais, nos *stone-lines* de maior porte, se observa um brusco mergulho, adelgaçamento e seu eventual desaparecimento, ou ao contrário, espessamento até a formação, nos casos extremos, de bolsões métricos disformes. Frequentemente, esses mergulhos das linhas de pedra se acompanham de um abatimento de até vários metros. Mais próximo do contato com a couraça ferruginosa sobreposta, além de *stone-*

lines lateríticos ocorrem comumente lentes de espessura de ao máximo poucos centímetros e extensão decimétrica a métrica, em geral fragmentadas, de argila caulínica esbranquiçada e litificada de tipo flint.

Haja visto sua composição e distribuição, os depósitos siliciclásticos descritos acima são interpretados como sedimentos continentais mal selecionados entulhando os paleovales que separavam os vastos platôs reliquias sustentados pela seqüência antiga. Provenientes tanto do progressivo dismantelamento dessa, bem como dos Sedimentos Itapecurú, esses produtos foram transportados na forma de fluxos de lama (*mud flows*) ou de fluxos de fragmentos (*debris flows*) em múltiplas fases, resultando num complexo sistema de depósitos coluviais, glacis, pedimentos, etc. A discreta laminação e a presença de diminutas lentes de argila flint citadas acima sugerem, no entanto, que períodos de sedimentação mais calma, em condições lacustres ou pantanosas podem ter tido lugar.

COURAÇA FERRUGINOSA

Tem espessura de até 3,5 m e apresenta contatos bruscos com o substrato e o capeamento. Exibe fácies desde colunar (perfil do Km 50,4) a quase maciça a nodular (perfil do Km 18,3), mostrando transformação mais ou menos completa em *stone-layers* (perfil do Km 63,2). Em termos composicionais e texturais esta couraça é semelhante à couraça da seqüência antiga. Compõe-se de hematita, goethita, caulinita em proporções variadas, intimamente associadas e formando a mesóstase ferruginosa na qual estão dispersos diminutos grãos de quartzo reliquias. Embora nenhum sinal de gibbsitização tenha sido evidenciado a substituição isomórfica de FeOOH por AlOOH na proporção de 9 a 18% na goethita indica fenômenos envolvendo a mobilização e redistribuição do alumínio. Via de regra, a couraça é altamente porosa. A matriz argilosa, que preenche túbulos e outras cavidades ou envolve nódulos lateríticos, é basicamente constituída de caulinita e goethita.

Considerando a ausência de saprólito no perfil, os contatos bruscos com as formações sobre- e subjacentes bem como a sua composição e textura, acredita-se que a couraça ferruginosa formou-se essencialmente através da ferruginização de sedimentos altamente porosos e permeáveis (provavelmente os mesmos observados no substrato), causada por aportes laterais de

ferro. Este, mobilizado a partir de zonas mais elevadas topograficamente, ou seja platôs mais antigos sustentados por formações alteríticas e sedimentos, teria sido transportado pelas águas subterrâneas na forma de complexos orgânicos e/ou iônica, precipitando-se em seguida, como oxihidróxidos em zonas mais rasas apresentando condições mais oxidantes. Não pode ser descartada a possibilidade de condições podzolizantes, favorecidas pela acumulação de matéria orgânica em superfície, terem contribuído à concentração de ferro a pouca profundidade. Menos provável é a lateritização através da flutuação sazonal do nível freático pois em local algum foi encontrada uma zona um tanto lixiviada e alterada no topo do substrato logo abaixo da couraça.

A degradação da couraça é um processo de intensidade variável que ocorreu e certamente ainda ocorre em superfície como em sub-superfície. Quando colunar, o que já revela um certo grau de degradação química, a couraça exhibe comumente sinais de degradação (nodulização) mais acentuada na base e sobretudo no topo, onde chega a formar um nível nodular bem individualizado. No entanto, a degradação pode prosseguir e levar a modificações mais significativas em termos estruturais. Como foi observado no perfil do Km 18,3, a couraça ferruginosa, pode ser reduzida a blocos reliquiais decimétricos a métricos, ainda exibindo sua estrutura colunar, envoltos em produtos mais evoluídos da degradação. A degradação consiste, numa primeira etapa, em intenso fraturamento e fragmentação da couraça. No entanto, os fragmentos angulosos ainda permanecem *in situ* separados apenas por fraturas e fissuras preenchidas por escassa matriz argilosa. Tal quadro se observa na porção inferior do citado perfil. Na parte superior deste, esses primeiros produtos de degradação sofrem ataque mais intenso das águas percolantes, o que leva à geração de nódulos arredondados e ao aumento da quantidade de matriz argilosa. Enfim, no topo, como produto ainda mais evoluído da degradação, encontra-se um nível delgado e descontínuo de cascalho pseudopisolítico. Assim pode se constatar que conforme o grau de degradação que, por sua vez, depende das condições geomorfológicas e hidrológicas locais, a couraça ferruginosa pode exhibir todas as fácies possíveis desde maciça, ligeiramente colunar até totalmente nodular, sem que sejam necessariamente implicados processos físicos como retrabalhamento mecânico e redistribuição.

O estágio extremo dessa evolução se observa no *stone-layer* do afloramento do Km 63,2. Além de consistir exclusivamente em fragmentos ferruginosos densamente empacotados e pouca matriz, este nível exhibe geralmente um nível superior bastante ondulado cujas partes mais baixas

desenham canais, provavelmente de pequenos cursos d'água que parecem ter recortado a região no período que seguiu a formação e a exposição da couraça ferruginosa. Esta teria tido, de início, sensivelmente a mesma espessura em toda a sua extensão. Entretanto, a erosão e a dissecação resultantes da instalação da rede de drenagem, concomitantemente com a progressiva degradação do horizonte ferruginoso e eventual retrabalhamento dos produtos desta degradação, levaram às modificações de espessura e às feições convexas observadas hoje na couraça transformada em *stone-layer*.

A única ocorrência de couraça degradada que, em toda a região investigada, não se encaixa no modelo proposto acima, situa-se no km 5,1 a norte de Açailândia. Neste local, a couraça possui espessura de cerca de 3,5 m. É de tipo nodular, comporta quantidade muito subordinada de argila caulinitica intersticial, porém exibe uma estratificação horizontal. Em termos composicionais e texturais, os nódulos ferruginosos são semelhantes tanto aos da couraça ferruginosa da seqüência alterítico-sedimentar antiga como aos da seqüência mais jovem. Misturados com os nódulos ferruginosos ocorrem, em quantidade discreta, pequenos seixos de quartzo e seixos de argilito amarronzado, ambos os tipos provenientes dos Depósitos Itapecurú. A matriz arenosa ferruginizada que envolve os nódulos em diferentes setores deste afloramento é claramente tardia e aponta para a couraça nodular, de fato possante *stone-layer*, uma evolução mais complexa que a das demais ocorrências. A estratificação percebida neste horizonte e a presença de produtos oriundos dos Depósitos Itapecurú junto com os nódulos ferruginosos sugerem que a couraça nodular resultou da acumulação, após transporte, de produtos de degradação e desmantelamento de uma couraça pretérita, mais provavelmente da crosta ferruginosa da seqüência antiga bem como de fragmentos dos Depósitos Itapecurú e portanto, exceto os seixos de quartzo, muito menos preservados. Fluxos de detritos devem ter sido os principais responsáveis pela formação de pedimentos ou glaciais de acumulação que, se superpondo, acabaram gerando um espesso horizonte laterítico nodular. Mais tarde, sedimentos arenosos, incluindo diminutos fragmentos de argilito vermelho, foram depositados sobre este último, penetrando através dos túbulos e espaços internodulares até níveis mais profundos e sofrendo ferruginização em possíveis condições podzólicas. Com a deposição posterior do capeamento, produtos argilo-arenosos preencheram os espaços restantes ou abertos pela degradação tardia do nível ferruginoso.

CAPEAMENTO

Este horizonte atinge até 5 m de espessura observável e mostra uma notável homogeneidade e monotonia em termos de composição. Compõe-se basicamente de caulinita, grãos de quartzo (cerca de 40 %) e goethita, e contém pequenos fragmentos de laterita ferruginosa dispersos. Os minerais pesados transparentes são em ordem de decréscimo de abundância: rutilo, estaurolita, turmalina, zircão entre outros. Seixos de quartzo não foram encontrados neste horizonte. Nenhum sinal de estrutura sedimentar foi detectado. No entanto, *stone-lines* de fragmentos lateríticos e eventualmente de pseudopisólitos ferruginosos, de espessura centimétrica e extensão decimétrica a métrica, ocorrem com certa frequência, sobretudo próximo ao contato com a couraça ferruginosa sotoposta. No perfil do Km 5,1, um delgado porém contínuo *stone-line* de fragmentos lateríticos densamente empacotados - um possível paleopavimento - divide o capeamento em duas zonas distintas. Com base no exposto acredita-se que o capeamento seja principalmente oriundo de Sedimentos Itapecurú, e tenha sido depositado a partir de fluxos de detritos englobando fragmentos de crosta ferruginosa durante o transporte. A suspensão do aporte de sedimentos permitiu em certos períodos, através da eliminação do material mais fino pelas águas superficiais, a acumulação relativa de fragmentos lateríticos e eventual formação de pavimentos.

4.2.4 - Depósitos sub-atuais e atuais.

Os depósitos sub-atuais e atuais na região consistem em aluviões e coluviões localizados às margens das drenagens. Trata-se essencialmente, de produtos areno-argilosos inconsolidados e fragmentos lateríticos. A degradação e dismantelamento das crostas lateríticas nas encostas e nos sopés dos platôs contribuem para a formação de glaciais e pavimentos atuais.

5 - DISCUSSÃO GERAL

Duas seqüências alterítico-sedimentares distintas pela composição e idade foram identificadas na região abrangendo cerca de 115 km da rodovia federal Belém-Brasília entre as cidades de Açailândia, na sua porção sul e Ligação do Pará, na sua porção norte.

5.1 - SEQÜÊNCIA ALTERÍTICA ANTIGA

A seqüência mais antiga se destaca topograficamente por sempre capear os platôs e chapadões mais elevados cujos topos correspondem à Superfície Sul-Americana (Aleva 1984). Repousa invariavelmente sobre Sedimentos Itapecurú, com os quais possui contato gradativo através de um espesso horizonte saprolítico. Via de regra, comporta uma couraça ferruginosa de espessura e estrutura muito variáveis e, do platô Chapadão para norte, níveis bauxíticos, de início fracamente, e em seguida, a partir de Dom Eliseu, mais claramente expressos. As variações composicionais e faciológicas dos alteritos ferro-aluminosos têm causas de caráter tanto climático como geomorfológico e hidrológico.

5.1.1 - Couraça laterítico-bauxítica

A couraça ferruginosa, horizonte mais precocemente formado, resultou de intensa mobilização do ferro através da lixiviação de formações sedimentares e/ou alteríticas pretéritas, de transporte pelas águas subterrâneas e, finalmente, de sua precipitação em níveis apresentando condições francamente oxidantes e moderadamente ácidas. Acredita-se, assim, que o aporte de ferro tenha sido predominantemente lateral, acompanhando o fluxo de águas subterrâneas em sedimentos siliciclásticos alterados. Teria havido, portanto, numa primeira fase e a nível regional, o desenvolvimento de uma crosta de tipo *water-table laterite* em condições climáticas algo contrastadas e sobretudo de pluviosidade elevada porém não excessiva, propícia à acumulação de matéria orgânica em quantidade suficiente para provocar a complexação e, conseqüentemente a

mobilização do ferro, e no mesmo tempo permitir o transporte dos complexos ferro-orgânicos e outros compostos solúveis. Devido à obliteração das feições originais, é difícil determinar a importância do papel das flutuações sazonais do nível freático no enriquecimento em ferro. Estas flutuações certamente existiram porém não parecem ter desempenhado um papel preponderante no desenvolvimento da couraça ferruginosa.

Em seguida, ocorreu um período aparentemente dominado por fenômenos erosivos que afetaram os produtos de alteração disponíveis na época, isto é, Sedimentos Itapecurú fortemente intemperizados, a couraça ferruginosa recém-formada, bem como possíveis testemunhos de lateritas pretéritas. Em condições climáticas mais secas e sem a proteção da vegetação densa, responsável na etapa anterior, pela estabilidade da cobertura de alteração e o desenvolvimento da couraça, os produtos citados acima sofreram profunda degradação e retrabalhamento.

O dismantelamento e a redistribuição desses produtos tiveram intensidade e resultado variável de acordo com o local. Assim, em certos setores o retrabalhamento se expressou na forma de fluxos gravitacionais de sedimentos argilo-arenosos contendo ou não fragmentos lateríticos, provenientes basicamente da erosão de Sedimentos Itapecurú alterados. Em outros locais, ao contrário, houve principalmente dismantelamento de crosta laterítica resultando essencialmente em acumulação pseudopisólitos ferruginosos com matriz argilosa subordinada. Não são raras as áreas onde os pseudopisólitos apresentam-se densamente empacotados, havendo nestes casos baixíssimo conteúdo de matriz argilosa. Acredita-se que tais acumulações tenham resultado da deposição de múltiplas camadas de detritos lateríticos, cujos fragmentos foram arredondados pela ação permanente da alteração química. Já a fração fina teria sido removida pela ação das águas superficiais.

A bauxitização veio em seguida, transformando o quadro anterior. Este processo normalmente ocorre em condições de pluviosidade muito alta e de excelente drenagem das águas subterrâneas, sobretudo quando a rocha-matriz é rica em quartzo. Na área estudada, as condições favoráveis à bauxitização parecem ter existido apenas a norte do platô Chapadão. Mesmo assim, o processo alcançou certa intensidade somente a cerca de 50 km a norte deste local. Considerando a ausência de bauxita na porção sul da área, impõe-se a idéia de que o zoneamento climático foi o principal responsável por esta evolução de sul para norte (Kotschoubey *et al.* 1987). A pluviosidade, aumentando rapidamente para norte, teria permitido, a partir de certo limite, a

desestabilização e a dissolução incongruente da caulinita, a eliminação parcial da sílica e o concrecionamento da gibbsita na zona mais superficial e, portanto, mais energeticamente lixiviada. A bauxitização desenvolveu-se neste nível de acordo com a disponibilidade de argila caulinitica. Na parte inferior do perfil alterítico, na interface do saprólito com a couraça ferruginosa houve igualmente lixiviação, porém sobretudo lateral, e a gibbsita gerada por enriquecimento relativo de Al veio se juntar à gibbsita formada por precipitação a partir de soluções verdadeiras, causando um enriquecimento absoluto deste elemento (aluminização).

Além dos fatores climáticos, os fatores geomorfológico e geotectônico podem ter desempenhado um certo papel no desenvolvimento em direção a norte da bauxitização. Com efeito, já no final do Paleógeno, movimentos epirogenéticos começaram a afetar toda a região nordeste do Pará. Assim, na parte setentrional da Plataforma Bragantina iniciou-se a subsidência que permitiu, mais tarde, a transgressão do mar Pirabas (Urdininea 1977, Kotschoubey *et al.* 1996). No mesmo tempo, nas zonas mais meridionais, o soerguimento regional, favoreceu o deslocamento das águas subterrâneas de sul para norte, reforçando talvez o quadro da bauxitização controlado sobretudo pelas variações climáticas.

5.1.2 - Capeamento da couraça laterítico-bauxítica

A Argila de Belterra (Truckenbrodt *et al.* 1991) repousa sobre os alteritos ferro-aluminosos e, via de regra, apresenta com eles um contato extremamente brusco. Geralmente, este contato se faz através de um delgado nível pseudopisolítico, em certos locais gibbsitizado e desferrificado. O próprio capeamento é muito homogêneo e apresenta todas as características de um latossolo. Apenas pequenos fragmenos lateríticos ferruginosos e bauxíticos disseminados na matriz argilosa mostram uma concentração maior nos primeiros metros basais em relação ao resto do horizonte. Com base no seu contato brusco com os alteritos sotopostos, sua espessura considerável, sua continuidade, a presença de fragmentos de diferentes níveis da seqüência subjacente, acredita-se que se trate de sedimentos continentais, inicialmente mais arenosos, que se depositaram a partir de fluxos de detrito carreando pequenos fragmentos lateríticos e foram transformados, com o decorrer do tempo, em espesso latossolo argiloso através da dissolução de

quase todo o quartzo e da bioturbação, obliterando eventuais estruturas sedimentares. O conteúdo variável de gibbsita microcristalina disseminada mostra que o pacote argiloso foi ou está ainda sendo submetido à dessilicificação.

A presença da franja gibbsitizada do topo do perfil alterítico^o apoia a hipótese da aloctonia da Argila de Belterra e de sua deposição tardia. Com efeito, se a gibbsitização deste nível tivesse ocorrido sob a cobertura argilosa - fato já pouco provável devido à espessura do capeamento - as condições mais oxidantes resultantes da maior permeabilidade do horizonte nodular e do seu topo pseudopisolítico, teriam certamente impedido a remoção do ferro e, ao contrário do observado, favorecido a geração de um cimento ferruginoso. A migração do alumínio, elemento sensível somente aos valores de pH, evidenciada na seqüência alterítica, pode ter ocorrido somente em condições relativamente ácidas presentes próximo da superfície. Em termos ambientais, acredita-se que os fluxos de detrito responsáveis pela formação da Argila de Belterra foram gerados por chuvas torrenciais periódicas em condições de clima seco e de vegetação escassa. Esses depósitos devem ter tido como fonte os Sedimentos Itapecurú.

A Argila de Belterra constitui a parte superior da Seqüência Laterítica Antiga e sustenta a Superfície Sul-Americana, não tendo sido encontrados, em local algum, alteritos ou sedimentos mais jovens repousando sobre ela. Após a formação desta, provavelmente no final do Oligoceno - (?)início do Mioceno, ocorreu na área um período erosivo, devido à intensificação do soerguimento regional citado acima, durante o qual a Superfície Sul-Americana sofreu forte dissecação. A intensa erosão resultou em individualização de vastas chapadas separadas por vales largos e profundos interligados. A partir deste estágio, iniciou-se um novo ciclo sedimentar-alterítico expresso pela denominada Seqüência Laterítica mais jovem.

5.2 - SEQÜÊNCIA ALTERÍTICA MAIS JOVEM

5.2.1 - Sedimentos siliciclásticos não estruturados

A Seqüência alterítica mais jovem é constituída na sua base por um espesso pacote de sedimentos siliciclásticos, basicamente arenitos argilosos finos a grossos, com cerca de 60% de

quartzo, mal consolidados, em geral pobremente selecionados, não exibindo estruturas sedimentares e contendo quantidades variáveis de pequenos seixos de quartzo e de fragmentos lateríticos. *Stone-lines*, delgadas lentes de argila flint e, observada num local apenas, uma fina laminação no topo dessa unidade, são os únicos sinais de vários períodos de sedimentação e de formação de pavimentos. Os próprios sedimentos areno-argilosos, como todos os sedimentos terrígenos do Cenozóico na região, originaram-se sobretudo dos Depósitos Itapecurú, não podendo ser descartada, entretanto, uma eventual contribuição de outras unidades da Bacia do Grajaú e até de rochas das zonas precambrianas mais próximas (por exemplo, a do Gurupi). O transporte desses produtos, ativado pela instabilidade tectônica regional, envolveu fluxos de detrito em clima provavelmente seco a árido, marcado por periódicas enxurradas. Nestas condições, em ausência de vegetação capaz de proteger e fixar os produtos de alteração, gerados durante os períodos úmidos anteriores, a desestabilização do frágil equilíbrio pela ação das fortes chuvas permitiu o deslocamento por gravidade e a redistribuição nas zonas mais baixas de importantes massas sedimentares. Assim, os amplos vales formados anteriormente acabaram sendo em parte entulhados.

Embora não existam fatos objetivos para apoiar tal suposição, acredita-se, com base no quadro estratigráfico da parte norte da Província Bauxitífera de Paragominas e na presença de couraça ferruginosa sobre os sedimentos em apreço, que a deposição desses se estendeu durante quase todo o Terciário Superior, sendo interrompida por um período mais úmido, durante o qual se desenvolveu a couraça laterítica mais jovem.

5.2.2 - Couraça ferruginosa mais jovem/*Stone-layer*

Esta couraça ferruginosa se apresenta sob a forma de um horizonte composicionalmente homogêneo e com limites inferior e superior muito nítidos. Não havendo sinais de zona saprolítica nos sedimentos subjacentes, acredita-se que a acumulação de ferro resultou de processo semelhante e ocorreu nas mesmas condições que no caso da Sequência Antiga. Em clima úmido contrastado, o ferro foi mobilizado, preferencialmente na forma de complexos orgânicos, a partir

de zonas fontes mais elevadas compreendendo sedimentos e sobretudo a couraça mais antiga, sendo transportado lateralmente por águas subterrâneas até precipitar em zonas mais baixas topograficamente e em condições ambientais mais oxidantes. Embora seja difícil, em ausência de dados paleontológicos, estabelecer com maior segurança a idade desta couraça, sugere-se aqui, com base nos demais trabalhos realizados na região (Kotschoubey *et al.* 1996), o período entre o final do Plioceno e o início do Pleistoceno. A estrutura da couraça, no entanto, é variável de acordo com o seu grau de degradação química. É maciça ou colunar até totalmente nodular, adquirindo as características de um *stone-layer* desenvolvido *in situ*. A transformação em *stone-layer* implicou na fragmentação química da couraça, concrecionamento interno e nodulização dos fragmentos e, no topo, forte diminuição do tamanho dos nódulos e formação de cascalho pseudopisolítico. Este processo essencialmente químico se distingue fundamentalmente da formação de *stone-lines* e paleopavimentos observados tanto no substrato como no capeamento desta seqüência, que, ao contrário, envolve desmantelamento de formações lateríticas, o seu transporte por fluxos de lama ou de detritos, a sua deposição com a queda da energia desses fluxos e a concentração dos fragmentos através da remoção dos produtos finos seja por deflação seja por ação das águas superficiais.

Embora quase todas as exposições da couraça apresentem as características descritas acima, foi encontrado um espesso *stone-layer* exibindo indícios inequívocos, estruturais e litológicos de aloctonia. Ademais, uma ferruginização tardia foi igualmente observada, mostrando que o aporte de ferro foi um fato generalizado na região, resultando não só em formação da couraça ferruginosa recente, como também em cimentação de acumulações coluviais ou de glaciais provenientes da degradação e do desmantelamento da couraça mais antiga.

5.2.3 - Capeamento argilo-arenoso

O capeamento argilo-arenoso desempenha na Seqüência laterítica mais jovem o mesmo papel que a Argila de Belterra na Seqüência Antiga e sustenta, como esta última, uma superfície regional, no caso, provavelmente a Superfície Velhas (King 1967). Embora sejam muito mais arenosos (cerca de 40 % de quartzo) por terem sido expostos durante um tempo bem mais curto à ação do intemperismo, estes sedimentos contêm fragmentos de laterita. Ademais, comportam

stone-lines e paleopavimentos comentados acima. Depositaram-se, como o substrato desta seqüência, em clima bastante seco porém marcado por fortes enxurradas periódicas. A vegetação devia ser relativamente pouco abundante na época, de modo que não impediu nem a erosão nem a ampla distribuição espacial desses sedimentos originados basicamente da degradação dos depósitos Itapecurú e de todas as formações alterítico-sedimentares cenozóicas descritas anteriormente. Sugere-se para estes sedimentos uma idade pleistocênica.

Com a deposição desses sedimentos encerrou-se o segundo ciclo alterítico-sedimentar. A evolução mais recente consistiu essencialmente em novo período de rebaixamento do nível freático e em retomada dos fenômenos erosivos com incisão e dissecação da Superfície Velhas. Sedimentos mais modernos depositados nos vales parecem estar sofrendo atualmente uma discreta ferruginização.

5.3 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA ÁREA ESTUDADA

Juntando as duas seqüências alterítico-sedimentares, sugere-se para a área estudada, a coluna estratigráfica seguinte:

Sedimentos argilo-arenosos recentes	Pleistoceno
Couraça ferruginosa/ <i>Stone-layer</i>	Plio-Pleistoceno
Sedimentos siliciclásticos	Mioceno-Plioceno
~~~~~ inconformidade maior ~~~~~	
Argila de Belterra	Oligoceno
Couraça laterítico-bauxítica	Eoceno-Oligoceno
Depósitos Itapecurú	Cretáceo Superior

Pode-se observar uma semelhança desta coluna com a coluna estratigráfica proposta por Kotschoubey *et al.* (1996) para a parte setentrional da Província Bauxitífera de Paragominas. No entanto, enquanto nesta última o Terciário Superior é representado por depósitos de ambiente

marinho raso (Formação Pirabas do Oligo-Mioceno) ou litorâneo (Grupo Barreiras do Mio-Plioceno), na área enfocada neste trabalho os sedimentos são exclusivamente continentais e resultam de retrabalhamento e redistribuição de produtos de alteração de formações mais antigas, em particular dos Depósitos Itapecurú e do protólito da Argila de Belterra. Fragmentos lateríticos dispersos nos arenitos do substrato provêm da couraça ferruginosa mais antiga, enquanto os contidos no capeamento são oriundos principalmente da couraça recente. Mecanismos algo distintos dos atuantes a norte controlaram a evolução estratigráfica da área. Neste contexto a instabilidade tectônica, expressa por várias fases de reativação dos movimentos epirogenéticos, desempenhou um papel certamente mais importante que nos setores setentrionais da Província Bauxitífera onde as duas seqüências chegam a se superpor (Kotschoubey *et al.* 1996). A alternância irregular de períodos úmidos e de períodos mais secos até semi-áridos, foi outro fator importante no controle da evolução geológica. As variações das condições climáticas foram decisivas na formação dos alteritos tanto ferruginosos como aluminosos, como também tiveram um papel dominante na mobilização das massas sedimentares e na geração das diversas formações detríticas durante o Cenozóico.

●

## 6. - CONCLUSÃO

A evolução da área estudada consistiu em dois ciclos alterítico-sedimentares bem definidos. Cada um é representado por um substrato, uma seqüência alterítica e um capeamento. O mais antigo comporta uma couraça laterítico-bauxítica enquanto o mais jovem apresenta uma couraça exclusivamente ferruginosa. Essas seqüências foram separadas por um importante período erosivo devido principalmente a movimentos epirogenéticos e subordinadamente a condições climáticas secas.

Ambas as couraças resultaram provavelmente de ferruginização através de aportes laterais de ferro ou *water-table lateritization*, em clima úmido contrastado. A participação decisiva da flutuação sazonal do nível freático na acumulação do ferro é, no entanto questionável, notadamente na couraça mais jovem, a qual não apresenta saprólito.

A evolução da gibbsitização na couraça mais antiga indicaria, no período de formação da bauxita uma pluviosidade crescente de sul para norte.

Durante o Cenozóico, as variações climáticas e periódicas reativações epirogenéticas foram os principais fatores que controlaram a evolução do quadro estratigráfico e alterítico desta região (Figura 29). Esta evolução consistiu em seguintes etapas:

- 1 - Formação de uma couraça ferruginosa
- 2 - Degradação parcial da couraça
- 3 - Bauxitização
- 4 - Deposição dos sedimentos proto-Argila de Belterra
- 5 - Fase erosiva maior e individualização de vastos platôs
- 6 - Preenchimento dos vales e zonas rebaixadas separando os platôs por sedimentos areno-argilosos e produtos de degradação da couraça antiga
- 7 - Formação da crosta ferruginosa mais jovem através de ferruginização dos sedimentos supracitados
- 8 - Degradação mais ou menos acentuada da couraça mais jovem dando origem a *stone-layers*
- 9 - Deposição de sedimentos argilo-arenosos sobre a couraça recente e os *stone-layers*
- 10 - Dissecação e estabelecimento da rede de drenagem atual.

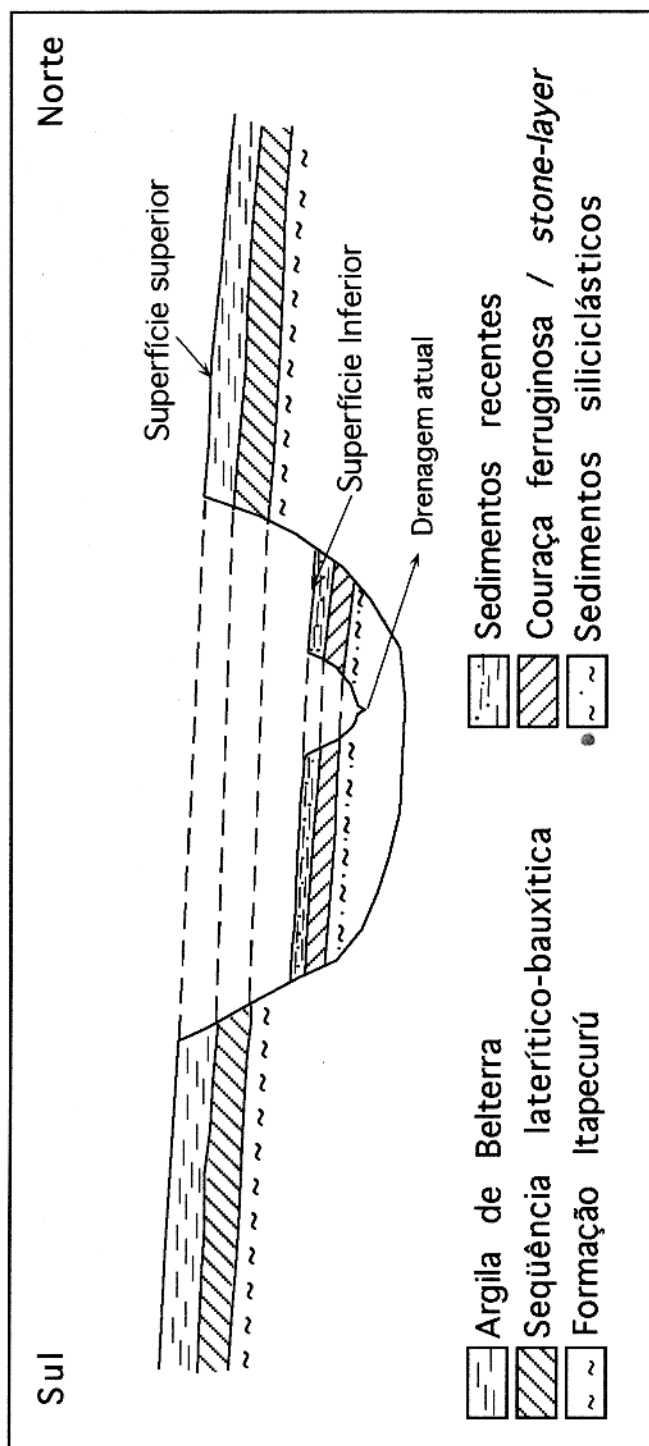


Figura 29 - Esquema da distribuição das diferentes unidades estratigráficas e alteríticas entre Açaílandia e Ligeirão do Pará.

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- ALEVA, G. J. J. - 1981 - Essential differences between the bauxite deposits along the Southern and Northern edges of the Guiana shield, South America. *Econ. Geol.*, **76**: 1142-1152.
- ALEVA, G. J. J. - 1984 - Lateritization, bauxitization and cyclic landscape development in the Guiana Shield. In JACOB, Jr., L. (ed.). *Proc. of the Bauxite Symp.* Los Angeles, AIME. p. 297-318.
- ALEVA, G. J. J. - 1989 - Bauxitization and tropical landscape evolution. *Travaux ICSOBA*, **19**: 19-29.
- ANAISSE Jr., J. - 1999 - *Fácies costeiras dos Depósitos Itapecurú (Cretáceo), região de Açailândia, Bacia do Grajaú*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 93p. (Tese de mestrado).
- ASSAD, R. - 1973 - Depósitos de bauxita da região de Paragominas, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracaju. *Resumo das Comunicações*. SBG boletim 1: 24-25.
- ASSAD, R. - 1978 - Depósitos de bauxita na Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife. *Anais*. SBG. v.6, p.2511-2519.
- BARBOSA, G.V. *et al* - 1973 - Projeto RADAM - Levantamento de recursos naturais - Vol. 2 - Folha SB.23 Teresina e parte da folha SB.24 Jaguaribe.
- BERGE, J.W. - 1971 - Iron formation and supergene iron ores of the Range area, Liberia. *Econ. Geol.*, **66**: 947-960.
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D. & SANTOS, G.F. - 1994 - *Estrutura e origem das paisagens tropicais e sub-tropicais*. Vol. 1. Florianópolis. Editora da UFSC. 426 p.
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D. & PASSOS, E. - 1996 - *Estrutura e origem das paisagens tropicais e sub-tropicais*. Vol. 2. Florianópolis. Editora da UFSC. pp.427-875.
- BOULANGE, B. & CARVALHO, A. - 1989 - The genesis and evolution of the Porto Trombetas bauxite deposits in the Amazon basin, PA, Brazil. *Travaux ICSOBA*, **19**: 71 - 79.
- BUTTY, D.L. & CHAPALLAZ, C.A. - 1984 - Bauxite genesis. In: JACOB, Jr., L. (ed.). *Proc. of the Bauxite Symp.* Los Angeles, AIME. p. 111-151.

- CARVALHO, I.G. – 1995 – *Fundamentos da Geoquímica dos processos exógenos*. Salvador, Bureau Gráfica e Editora Ltda. 239 p.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. – 1997 – Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.M. (eds) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP, SBG-NO. p.15-90.
- COSTA, M.L. – 1988 – *Os Lateritos: seus aspectos geológicos, mineralógicos, geoquímicos, genéticos e sua importância econômica*. (Monografia). Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 190 p.
- COSTA, M.L. – 1990 – Lateritos e lateritização. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal. *Anais. SBG*. v. 1, p. 404-421.
- COSTA, M.L. – 1991 – Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. Geocienc.*, **21**: 146-160.
- DENNEN, W.H. & NORTON, H.A. – 1977 – Geology and geochemistry of bauxite deposits in the lower Amazon basin. *Econ. Geol.*, **72**: 82-89.
- DREVER, J.I. – 1988 – *The geochemistry of natural waters*. New Jersey. Prentice Hall. 437 p.
- FERREIRA, C.S. – 1982 – Notas estratigráficas sobre o Cenozóico marinho do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1. Belém. *Anais. SBG*. v.1, p.84 – 88.
- FERREIRA, C.S. & FRANCISCO, B.H.R. – 1988 – As relações da Formação Pirabas (Oligoceno-Mioceno) com as formações continentais terciárias no NE do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. *Anais. SBG*. v.2, p. 761-764.
- FERREIRA, C.S.; VICALVI, M. A. & MACEDO, A.C.M. – 1984 – Os limites meridionais da Bacia de Pirabas, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro. *Anais SBG*. v.1, p. 326-329.
- FRANCISCO, B.H.R.; LOEWENSTEIN, P. & SILVA, O. F. – 1971 – Contribuição à geologia da folha São Luiz (SA- 23) no Estado do Pará. *Bol. Mus. Pa. Emilio Goeldi*, n. ser. Geol. **17**: 1-40.
- GARDNER, L.R. – 1970 – A chemical model for the origin of gibbsite from kaolinite. *American Mineralogist*. **55**:1380-1389.

- GÓES, A.M. – 1981 – *Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecurú, no nordeste do PA e noroeste do MA*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 55 p. (Tese de Mestrado).
- GÓES, A.M. – 1995 – *A Formação Poti (Carbonífero inferior) da bacia do Parnaíba*. São Paulo. Universidade de São Paulo. Instituto de Geologia. 171 p. (Tese de doutorado).
- GREIG, E.W. – 1977 – Trombetas and other Amazon bauxites, Brazil. *Soc. Mining Engineers, AIME. Preprint 77H92*, 34 p.
- GRUBB, P.L.C. – 1970 – Mineralogy, geochemistry, and genesis of the Bauxite deposits on the Gove and Mitchell Plateaux, Northern Australia. *Mineralium Deposita*, **5**:248-272.
- GRUBB, P.L.C. – 1979 – Genesis of Bauxite deposits in the lower Amazon basin and Guianas Coastal Plain. *Econ. Geol.*, **74** (4): 735-750.
- HARDEN, G. & BATESON, J.H. – 1963 – A geochemical approach to the problem of bauxite genesis in British Guiana. *Econ. Geol.*, **58**: 1301-1308.
- HUANG, W.H. & KELLER, W.D. – 1970 – Dissolution of rock-forming silicate minerals in organic acids: simulated first-stage weathering of fresh mineral surfaces. *American Mineralogist*, **55**: 2076-2094.
- HUANG, W.H. & KELLER, W.D. - 1972 - Geochemical mechanics for the dissolution, transport, and deposition of aluminum in the zone of weathering. *Clays and Clay Minerals*, **20**: 69-74.
- IBGE – 1977 – *Geografia do Brasil*. Vol. 1 – Região Norte.
- KING, L.C. - 1967 - *The morphology of the Earth*. Edinburgh. Oliver and Boyd (second edition) 725 p.
- KITTRICK, J.A. – 1969 - Soil minerals in the  $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  system and a theory of their formation. *Clays and Clay Minerals*, **17**: 157-167.
- KOTSCHOUBEY, B. - 1984 - Bauxitas do Baixo Nhamundá, região do Médio-Baixo Amazonas: natureza e gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro. *Anais. SBG*. p.3926-3940.
- KOTSCHOUBEY, B. - 1988 – Geologia do alumínio. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S. (eds.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil* Vol. III. Brasília. DNPM. p. 599-619.

- KOTSCHOUBEY, B. & LEMOS, V.P. – 1985 – Considerações sobre a origem e a gênese das bauxitas da Serra dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. *Anais. SBG* p. 48-61
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. – 1981 – Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas – Açailândia (estados do PA e MA). *Rev. Bras. Geocienc.*, **11**: 193-202.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. – 1994 – Evidências de bauxitização tardia no nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. *Anais. SBG*. p.269-271.
- KOTSCHOUBEY, B.; MENEZES, L.A.Q. & TRUCKENBRODT, W. – 1984 – Nature et évolution des bauxites du secteur Jabuti-Ipixuna (district de Paragominas, Etat du Pará, Brésil). In: *109^e Cong. Nat. Soc. Sav.*, Dijon. Annales, Fasc.1, p. 335-345.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. & HIERONYMUS, B. – 1987 – Phases and zonality of the bauxitic alteration in the northeast of the State of Pará (Brazil). *Travaux ICSOBA*, **16-17**: 115-127.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. & HIERONYMUS, B. – 1996 – Depósitos de caolim e argila semi-flint no nordeste do Pará. *Rev. Bras. Geocienc.*, **26**: 71-80.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. & HIERONYMUS, B. – 1997 - Bauxite deposits of Paragominas. In: CARVALHO, A. *et al* (eds.) *Brazilian Bauxites*. São Paulo. USP, FADESP, ORSTOM p.75-106.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. & MENEZES, L.A.Q. – 1989 – Poliphasic origin of the Ipixuna bauxite, northeastern state of Pará, Brazil. *Travaux ICSOBA*, **19**: 105-113.
- KRONBERG, B.I.; COUSTON, J.F.; STILIANIDI, B.; FYFE, W.S.; NASH, R.A. & SUGDEN, D. – 1979 – Minor element geochemistry of the Paragominas bauxite. *Econ. Geol.*, **74**: 1869-1875.
- KRONBERG, B.I.; FYFE, W.S.; MCKINNON, B.J.; COUSTON, J.F.; STILIANIDI, B. & NASH, R.A. – 1982 – Model for bauxite formation: Paragominas (Brazil). *Chemical Geology*, **35**: 311-320.
- KROOK, L. – 1979 – *Sediment petrographical studies in northern Surinam*. Amsterdam, Vrije Universiteit, Academisch Proefschrift. 154 p.

- LECOMTE, P. - 1988 - Stone-line profiles: importance in geochemical exploration. *J. Geochem. Explor.*, **30**: 35-61.
- LEMOS, V.P. & VILLAS, R.N. - 1983 - Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão-Pará - implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N-5, Serra dos Carajás. *Rev.Bras.Geoc.*, **13(3)**: 165-177
- LOUGHNAN, F.C. - 1969 - *Chemical Weathering of the silicate minerals*. New York. American Elsevier Publishing Co, Inc. 154 p.
- LUCAS, Y. - 1989 - *Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations*. Paris. ORSTOM., n TDM **54**: 157 p.
- LUCAS, Y.; KOBILSEK, B. & CHAUVEL, A. - 1989 - Structure, genesis and present evolution of Amazonian bauxites developed on sediments. *Travaux ICSOBA*, **19**: 81-94.
- MASON, B.H. - 1971 - *Princípios de Geoquímica*. (Tradução de R.R. Franco). São Paulo. Editora da Univ. de São Paulo. Editora Polígono. 403 p.
- MAURITY, C.W. & KOTSCHOUBEY, B. - 1995 - Evolução recente da cobertura de alteração no platô N 1 - Serra dos Carajás - PA. Degradação, Pseudocarstificação, Espeleotemas. *Bol.Mus.Para. Emilio Goeldi*, sér.Ciênc. da Terra, **7**: 331-362.
- McFARLANE, M.J. - 1983 - The temporal distribution of bauxitisation and its genetic implications. In: MELFI, A.J. & CARVALHO, A., (eds.) *Lateritisation Processes-II International Seminar on Lateritisation processes*. São Paulo. USP. p. 197-207.
- MICHARD, G. - 1989 - *Equilibres chimiques dans les eaux naturelles*. Paris. Editions Publisud. 357 p.
- NAHON, D. B. - 1986 - Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In: COLEMAN, S.M. & DETHIER, D.P.(eds.) *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*. Academic Press Inc., p.169-191.
- NAHON, D. B. - 1991 - *Introduction to the petrology of soils and chemical weathering*. New York. John Wiley and Sons. 313 p.
- NAHON, D. B.; MELFI, A. & CONTE, C. N. - 1989 - Présence d'un vieux système de cuirasses ferrugineuses latéritiques en Amazonie du Sud. Sa transformation in situ en latossols sous la forêt équatoriale actuelle. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 308 série II p. 755-760.
- NORTON, S.A. - 1973 - Laterite and bauxite formation. *Econ. Geol.*, **68**: 353-361.

- NUNES, A.B. *et al* – 1973 – Projeto RADAM – Levantamento de Recursos Naturais – Vol. 2  
Folha SB.23 Teresina e parte da folha SB.24 Jaguaribe.
- PARFENOFF, A. – 1969 – *Les minéraux en grains. Intérêt et applications de l'étude des minéraux lourds*. Paris. Masson. 597 p.
- PETERSEN, U. – 1971 – Laterite and bauxite formation. *Econ.Geol.* **66**: 1070-1071.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. – 1983 – *Geologia do Brasil – Fanerozóico*. São Paulo. EDUSP  
631 p.
- PETTIJOHN, F.J. - 1957 - *Sedimentary rocks*. New York. Harper and brothers. 718 pp.
- PICKERING, R.J. – 1962 – Some leaching experiments on three quartz-free silicate rocks and their contribution to an understanding of laterization. *Econ. Geol.*, **57**: 1185-1206.
- REESMAN, A.L. & KELLER, W.D. – 1968 – Aqueous solubility studies of high-alumina and clay minerals. *American Mineralogist*. **53**: 929-942.
- ROSSETTI, D.F. & TRUCKENBRODT, W. - 1999 - Nomenclatura estratigráfica de depósitos cretáceos expostos na bacia de São Luís (MA). In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5. Rio Claro. Boletim. UNESP. p. 485-490.
- ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W. & GÓES, A.M. – 1989 – Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, nordeste do Pará. *Bol. Mus. Para. Emilio Goeldi, Sér. Ciências da Terra*, **1 (1)**: 25-74.
- SÁ, J.H.S. – 1969 – Contribuição dos sedimentos terciários e quaternários da região Bragantina, Estado do Pará. *Bol. Geol. Inst. Geoc. UFRJ*, **3**: 21-36.
- SOLYMAR, K. – 1969 – Alumogothit in den ungarischen Bauxiten. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. Budapest*. **54 (3)**: 359-373.
- SOMBROEK, W.G. - 1966 - *Amazon soils. A reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region*. Wageningen, Holland. 292 p.
- SOMMER, S. *et al*. - 1973 – Projeto RADAM – Levantamento de Recursos Naturais – Vol. 2  
Folha SB.23 Teresina e parte da folha SB.24 Jaguaribe.
- SOUZA, C.I.J. – 1993 – *Estudo da cobertura laterítica ferro-aluminosa da aba norte da Serra dos Carajás (PA)*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 152 p. (Tese de mestrado).

- SOUZA, E.L. – 1989 – *Estudo geológico da lateritas aluminosas da Serra de Trucará. (Tucuruí, PA)*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 103 p.(Tese de mestrado).
- SUGDEN, D. – 1984 – The laterite-bauxite deposits of the Trombetas and Paragominas, region of the Amazon basin. In: JACOB Jr.,L. (ed.). *Proc. of the Bauxite Symposium*, Los Angeles, AIME. p. 370-386.
- TARDY, Y. – 1993 – *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Paris. Masson. 461 p.
- TARDY, Y. & ROQUIN, C. - 1998 - *Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales*. Orleans. Éditions BRGM. 473 p.
- THOMAS, M.F. – 1994 – *Geomorphology in the tropics*. Chichester. John Wiley and sons. 460 p.
- TOWSE, D. & VINSON, P.E. – 1959 – Lateritas aluminosas do Baixo Amazonas. *Eng. Miner. Metalurgia*, **30 (177)**: 133-135.
- TRUCKENBRODT, W. & KOTSCHOUBEY, B. – 1981 – Argila de Belterra – cobertura terciária das bauxitas amazônicas. *Rev. Bras. Geocienc.*, **11**: 203-208.
- TRUCKENBRODT, W. & KOTSCHOUBEY, B. – 1982 – Alguns aspectos microfaciológicos das bauxitas na parte leste da região amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador. *Anais. SBG* v. 2, p. 695-698.
- TRUCKENBRODT, W. & KOTSCHOUBEY, B. – 1994 – Aspectos petrográficos e geoquímicos de bauxitas na Amazônia oriental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. *Anais. SBG*. p. 289-290.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B. & GÓES, A.M. – 1982 – Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da região amazônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1. Belém. *Anais. SBG*. p. 201-209.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B. & HIERONYMUS, B. – 1995 – Aluminization: an important process in the evolution of amazonian bauxites. *Travaux ICSOBA – 7th Int. Cong. of ICSOBA*. **22**: 27-42.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B. & SCHELLMANN, W. – 1991 – Composition and origin of the clay cover on north brazilian laterites. *Geologische Rundschau*. **80 (3)**:591-610.
- URDINÍNEA, J.S.A. – 1977 – *Aspectos geoquímicos e ambientais dos calcários da Formação Pirabas – PA*. Porto Alegre. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.(Tese de doutorado).

- VALETON, I. – 1972 – *Bauxites*. Amsterdam. Elsevier Publishing Co. 226 p.
- WEDEPOHL, K.H. – 1971 – *Geochemistry*. New York. Holt, Rinehart and Winston, Inc. 231 p.
- WOLF, F.A.M. – 1972 – *Bauxita na Amazônia*. Belém. MME/DNPM – 5º Distrito. 46 p.
- WOLF, F.A.M. & SILVA, J.M.R. – 1973 – *Província bauxitífera da Amazônia*. Belém. MME/DNPM – 5º Distrito. 35 p.
- WOLFENDEN, E.B. – 1961 – Bauxite in Sarawak. *Econ. Geol.* **56**: 972-981.
- YARIV, S. & CROSS, H. – 1979 – *Geochemistry of colloid systems*. Berlin. Springer-Verlag. 450 p.