

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ESTUDO GEOLÓGICO DAS LATERITAS ALUMINOSAS DA SERRA DE
TRUCARÁ (TUCURUÍ, ESTADO DO PARÁ)

Tese Apresentada por

ELIENE LOPES DE SOUZA

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOQUÍMICA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

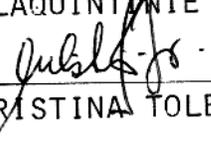
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 24.05.89

Comitê de Tese


BASILE KOTSCHOUBEY (ORIENTADOR)


MILTON LAQUINTINIE FORMOSO


MARIA CRISTINA TOLEDO GROKE

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer:

Ao professor Basile Kotschoubey pela orientação do trabalho.

Aos professores Milton Luiz Laquintinie Formoso (UFRGS) e a Maria Cristina Toledo Groke (USP) pela avaliação do trabalho.

Ao CNPq e à CAPES pela ajuda financeira em períodos distintos do trabalho.

Aquelas pessoas que me auxiliaram, em particular, ao Prof. Vaquera pela ajuda nas análises dos elementos traços; à Cleida pelo cuidadoso trabalho de digitação do texto, e ao pessoal do laboratório de fluorescência de raios-x pela realização das análises dos elementos maiores.

SUMÁRIO

	PAG.
AGRADECIMENTO.....	i
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
1 INTRODUCAO.....	4
1.1 A Província Bauxítica da Amazônia Oriental Brasileira.....	4
1.2 Trabalhos Anteriores.....	5
1.3 Apresentação e Objetivo.....	11
1.4 Localização e Acesso.....	11
1.5 Métodos de Trabalho.....	12
1.5.1 Atividade de Campo.....	12
1.5.2 Atividade de Laboratório.....	13
1.5.2.1 Estudo Petrográfico.....	13
1.5.2.2 Estudo Mineralógico.....	13
1.5.2.3 Análises Químicas.....	13
2 FISIOGRAFIA.....	15
2.1 Geomorfologia.....	15
2.2 Clima.....	16
2.3 Vegetação.....	16
2.4 Solos.....	17

3	QUADRO GEOLÓGICO.....	18
3.1	Geologia Regional.....	18
3.2	Geologia Local.....	22
4	A COBERTURA FERRO ALUMINOSA.....	25
4.1	Introdução.....	25
4.1.1	Termos Descritivos.....	25
4.2	Basalto e seus Primeiros Produtos de Alteração.....	32
4.2.1	Aspectos Macroscópicos.....	33
4.2.2	Mineralogia.....	33
4.3	Estudo do Perfil Bauxítico.....	35
4.3.1	Perfil Tipo da área.....	36
4.3.1.1	Horizonte Inferior.....	36
4.3.1.2	Horizonte Superior.....	39
4.3.1.3	Capreamento Argiloso.....	41
4.3.2	Perfil da Fazenda João Bernardo.....	43
4.3.2.1	Características Gerais.....	43
4.3.2.2	BAuxita Laminada da Base.....	44
4.3.2.3	BAuxita Grosseiramente Bandada.....	45
4.3.2.4	Bauxita Concrecionada, Nodular a Maciça.....	45
4.3.2.5	Concreções Arredondadas.....	46
4.3.2.6	Bauxita Amarelada de Estrutura Colunar.....	46
4.3.2.7	Fácies Pseudo-política.....	47
4.3.2.8	Bauxita Conglomerática.....	48
4.4	Micromorfologia.....	49
4.4.1	Considerações Preliminares.....	49
4.4.2	Características Microfaciológicas.....	54

3	QUADRO GEOLÓGICO.....	18
3.1	Geologia Regional.....	18
3.2	Geologia Local.....	22
4	A COBERTURA FERRO ALUMINOSA.....	25
4.1	Introdução.....	25
4.1.1	Termos Descritivos.....	25
4.2	Basalto e seus Primeiros Produtos de Alteração.....	32
4.2.1	Aspectos Macroscópicos.....	33
4.2.2	Mineralogia.....	33
4.3	Estudo do Perfil Bauxítico.....	35
4.3.1	Perfil Tipo da área.....	36
4.3.1.1	Horizonte Inferior.....	36
4.3.1.2	Horizonte Superior.....	39
4.3.1.3	Capreamento Argiloso.....	41
4.3.2	Perfil da Fazenda João Bernardo.....	43
4.3.2.1	Características Gerais.....	43
4.3.2.2	BAuxita Laminada da Base.....	44
4.3.2.3	BAuxita Grosseiramente Bandada.....	45
4.3.2.4	Bauxita Concrecionada. Nodular a Maciça.....	45
4.3.2.5	Concreções Arredondadas.....	46
4.3.2.6	Bauxita Amarelada de Estrutura Colunar.....	46
4.3.2.7	Fácies Pseudo-oolítica.....	47
4.3.2.8	Bauxita Conglomerática.....	48
4.4	Micromorfologia.....	49
4.4.1	Considerações Preliminares.....	49
4.4.2	Características Microfaciológicas.....	54

4.4.2.1 Perfil Tipo.....	54
4.4.2.2 Perfil da Fazenda João Bernardo.....	59
5 GEOQUÍMICA	64
5.1 Introdução.....	64
5.2 Classificação dos Materiais Estudados.....	65
5.3 Distribuição da Sílica, Ferro, Alumínio e Titânio....	65
5.3.1 Perfil Tipo da Área.....	65
5.3.2 Perfil da Fazenda João Bernardo.....	68
5.4 Distribuição dos Elementos-Traços.....	69
5.4.1 Perfil Tipo.....	69
5.4.2 Perfil da Fazenda João Bernardo.....	72
5.5 Correlações entre os Elementos Traços.....	74
6 DISCUSSÃO.....	76
6.1 Introdução.....	76
6.2 Formação da Couraça Primária.....	78
6.3 Formação do Horizonte Superior.....	83
6.4 Fenômenos mais Tardios.....	87
6.5 Conclusão.....	88
6.6 Idade da Sequência Laterito-Bauxítica.....	89
7 CONCLUSÕES FINAIS	92
7.1 Primeiros Estágios de Alteração dos Basaltos.....	92
7.2 Evolução do Processo de Intemperismo.....	93
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96

RESUMO

A sequência laterito-bauxítica que capeia a Serra de Trucará (Tucuruí, PA), evoluiu a partir das rochas da Formação Caraipé, constituída por basaltos com intercalações psamíticas e pelíticas.

Os basaltos sofreram uma alteração rápida originando uma couraça homogênea, rica em óxido-hidróxido de ferro, modificada por processos epigenéticos.

Os processos envolvidos na formação e modificação da couraça primária consistiram principalmente em dessilicificação, neoformação/desestabilização de caolinita, gibbsita e óxido-hidróxido de ferro, diferenciação vertical Fe-Al originando uma zona ferruginosa sobreposta a outra mais aluminosa. Ocorreram ainda degradação/desmantelamento da zona mais ferruginosa e deferrificação parcial da mesma.

O perfil característico da área é constituído por dois horizontes principais (superior e inferior), sendo recoberto por um capeamento argiloso considerado alóctone.

O horizonte inferior apresenta variações acentuadas. Caracteriza-se por um arcabouço ferro-aluminoso, remanescente da couraça primária, envolvendo zonas mais aluminosas, em geral pseudo-oolíticas, além de zonas ferruginosas, comumente na forma de depósitos cutânicos. Apresenta ainda abundantes cavidades preenchidas por material gibbsítico.

O horizonte superior não apresenta variações acentuadas e caracteriza-se por feições pseudo-pisolíticas ou brechóides.

Formou-se a partir da degradação/desmantelamento da parte superior do horizonte subjacente.

ABSTRACT

The lateritic bauxite sequence overlying the Trucará Hills (Tucuruí, PA) is derived from rocks of the Caraipé Formation, which consists of basalt with interlayered psamitic and pelitic rocks.

The basalt underwent rapid alteration that produced a homogeneous iron oxide and hydroxide rich cuirasse modified by epigenetic processes.

The duricrust was built mainly by processes of desilication, crystallization or transformation of kaolinite, gibbsite and iron oxides and hydroxides, and vertical Fe-Al differentiation which originated a ferruginous zone overlying an aluminium-rich zone. Degradation/desintegration and partial deferrification also took place on the ferruginous zone.

The typical profile of the region is characterized by two main horizons (upper and lower horizons) which are recovered by an alloctonous clayey cover.

The lower horizon shows strong faciological variation. It is characterized by an alumino-ferruginous framework, a relic of the primary duricrust, with more aluminous zones usually pseudoolithic and ferruginous zones corresponding to cutanic deposits. Abundant cavities in this horizon are filled with gibbsitic material.

The upper horizon is more homogeneous and shows pseudopisolithic and breccia-like structures. This horizon was formed by degradation of the upper part of the lower horizon.

1 INTRODUÇÃO

1.1 A Província Bauxítica da Amazônia Oriental Brasileira

A província bauxítica da Amazônia Oriental Brasileira detém a quase totalidade do potencial bauxítico do Brasil. Estende-se desde o rio Jatapú na parte oriental do Estado do Amazonas, até a borda oeste do Estado do Maranhão, perfazendo um total de cerca de 1.300 km no sentido leste-oeste.

As duas principais regiões mineralizadas da referida província são o Médio-Baixo Amazonas e a extremidade noroeste da bacia do Parnaíba (Fig. 1.1).

Na bacia do Amazonas, ocorrem dois distritos bauxitíferos principais, sendo que um deles situa-se entre os rios Trombetas e Nhamundá, e o outro na região de Almeirim. Além destes, dois outros distritos menores foram reconhecidos: Jatapu e Jurutí-Parintins (Fig. 1.2).

Na bacia do Parnaíba, destaca-se principalmente o distrito de Paragominas que inclui os setores de Gurupi, Miltonia e Camoá. Têm-se ainda os distritos de Jabuti-Ipixuna e de Tiracambu, na serra homônina (figura 1.3.).

O depósito do platô N5 da Serra dos Carajás, as ocorrências de lateritas aluminosas na serra de Trucará, objeto deste trabalho, além dos depósitos do Amapá (Tartarugal, Paradão, Serra do Navio, Aleva, 1981) completam o quadro das bauxitas conhecidas e estudadas na Amazônia Oriental brasileira.

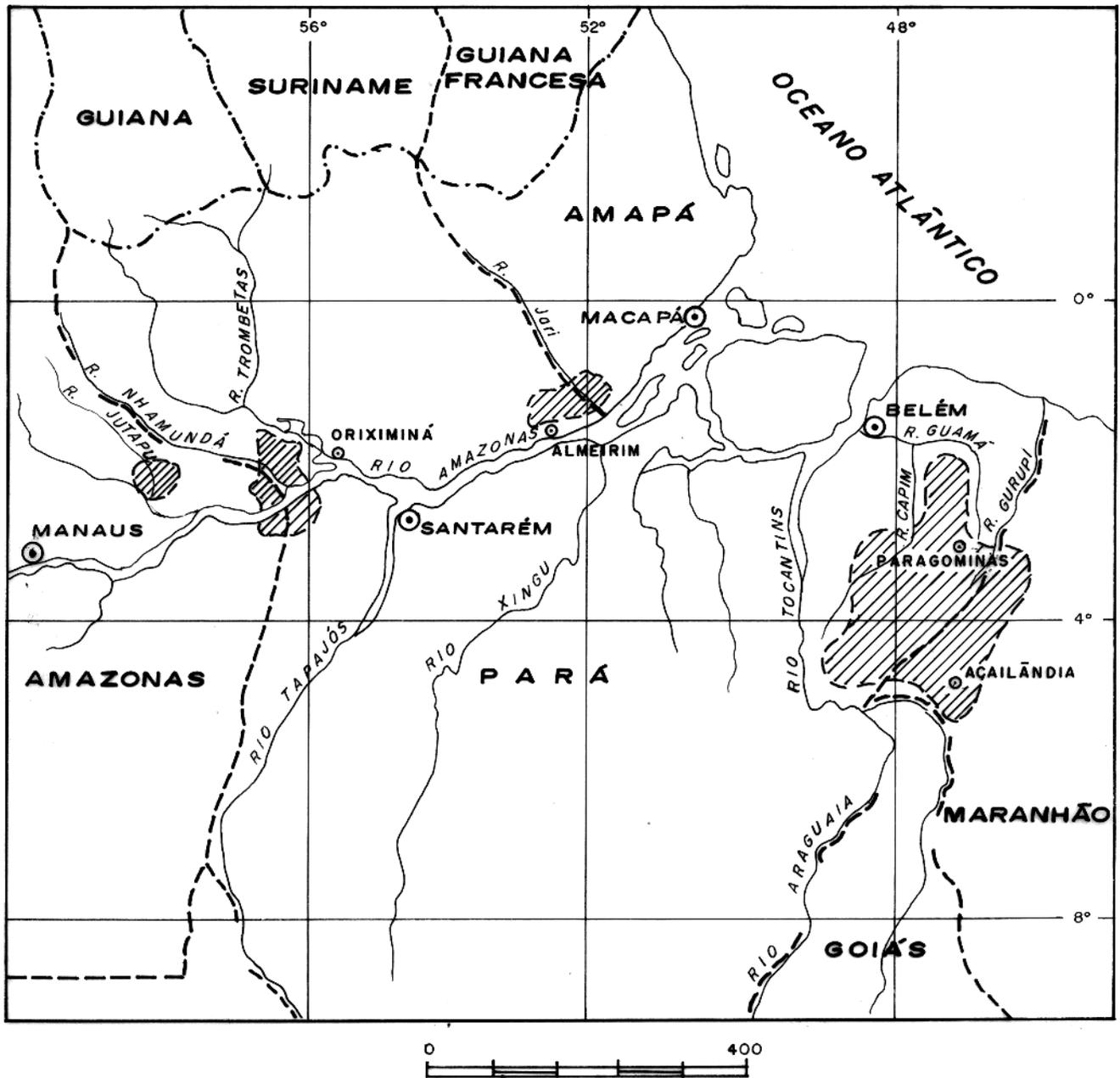


FIG. I.1 - PRINCIPAIS DISTRITOS BAUXITÍFEROS SOBRE ROCHAS SEDIMENTARES DA AMAZÔNIA ORIENTAL BRASILEIRA.

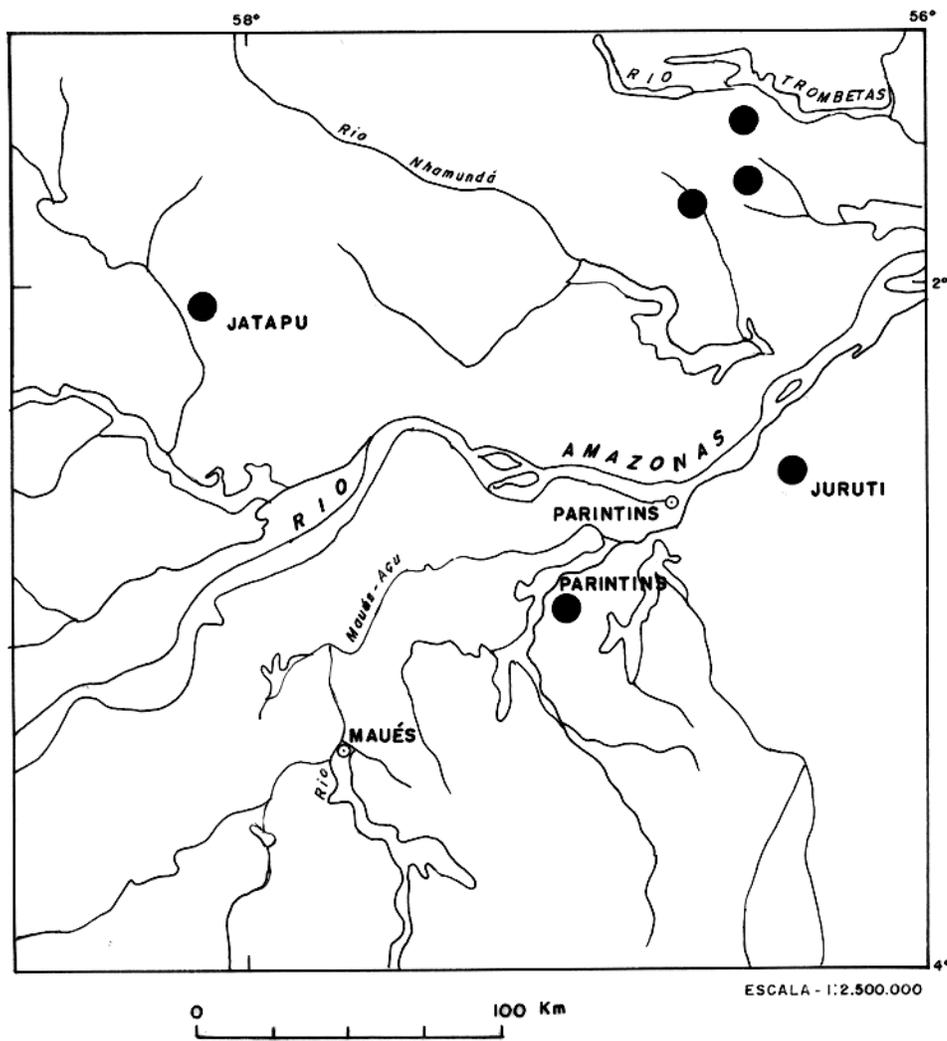


FIG. 1.2 - PRINCIPAIS DISTRITOS BAUXITÍFEROS DA BACIA AMAZÔNICA.

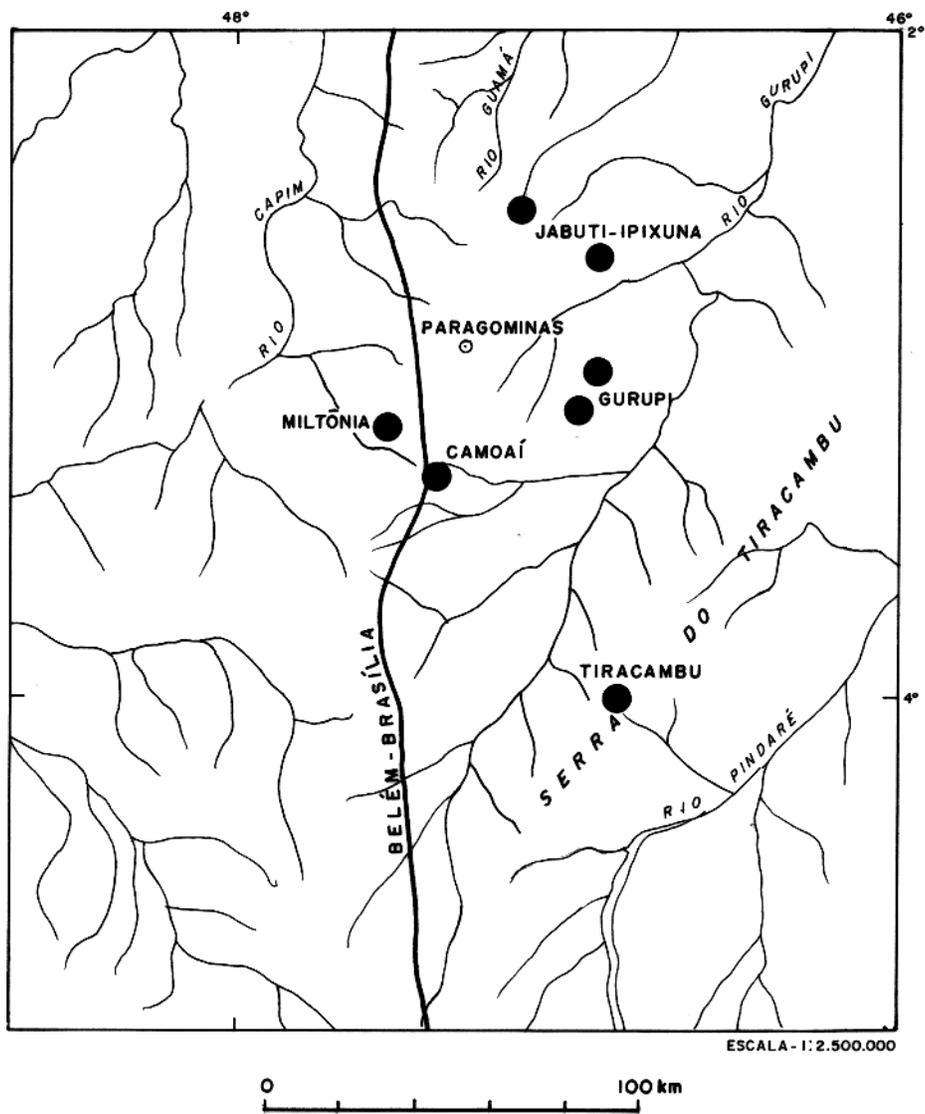


FIG. 1.3 - PRINCIPAIS DISTRITOS BAUXITÍFEROS DA BACIA DO PARNAÍBA.

1.2. Trabalhos Anteriores

No final da década de 60 e no início da década de 70, os depósitos do Trombetas e do Nhamundá foram prospectados pelas companhias ALCOA, ALCAN e Santa Patrícia, enquanto aqueles da região de Almeirim foram pesquisados pela DOCEGEO.

No mesmo período da década de 70, a companhia francesa Péchiney realizou pesquisas sistemáticas nos distritos de Jatapu e Juruti-Parintins. Após dois anos de trabalho, as investigações foram interrompidas e os resultados não foram publicados. Em seguida a DOCEGEO efetuou nesses distritos pesquisas preliminares.

Os setores de Gurupi e Camoá foram prospectados nos anos 70 e início dos anos 80 pela DOCEGEO e CBA (Companhia Brasileira de Alumínio) e o de Miltonia pela RTZ (Rio Tinto/ Vera Cruz). O distrito de Ticacambu foi pesquisado no início dos anos 80 pela DOCEGEO que também desenvolveu trabalhos de prospecção no de Jabuti-Ipixuna.

As bauxitas da Amazônia Oriental Brasileira foram estudadas por vários autores, Wolf (1972); Wolf e Silva (1973); Assad e Neto (1976); Assad et al (1976); Dennen e Norton (1977). Assad (1978); Grubb (1979); Kronberg et al (1979); Kotschoubey e Truckenbrodt (1981); Kotschoubey (1984). Kotschoubey et al (1984); Kotschoubey e Lemos (1985); Kotschoubey et al (1986).

Os primeiros estudos realizados nas bacias do Amazonas e do Parnaíba (Wolf, 1972; Wolf e Silva, 1973) consideraram a sequência bauxítica como uma cobertura residual formada "in situ"

a partir de rochas da Formação Barreiras do Terciário superior.

Os referidos estudos definiram os perfis-tipos dos principais distritos bauxitíferos da Amazônia, enfocando, de forma geral, os aspectos mineralógicos, estruturais e texturais das lateritas aluminosas. As características geoquímicas foram investigadas principalmente por Dennen e Norton (1977) e Kronberg et al (1979, 1982).

Em 1976, uma síntese dos estudos realizados até então pela DOCEGEO sobre as bauxitas de origem sedimentar na Amazônia foi apresentado por Assad.

Uma certa complexidade na evolução da sequência laterito-bauxítica foi inicialmente sugerida por Dennen e Norton (1977), em estudo na área de Almeirim. O critério usado por estes autores para apoiar essa hipótese foi a existência no perfil de dois níveis gibbsíticos distintos. O citado estudo pode ser considerado com um marco no entendimento da gênese das bauxitas amazônicas consideradas até então de origem monofásica.

Seguindo a mesma linha de interpretação, Grubb (1979) sugeriu um modelo genético para as bauxitas das regiões do rio Trombetas e de Paragominas. Neste modelo, foi ressaltada a importância das migrações de Al e Fe e dos retrabalhamentos físicos. O autor defendeu a ocorrência de dois períodos de bauxitização. Esses períodos teriam sido separados por uma fase de deposição de material arenoso, que sofreu em seguida uma ferruginização, em ambiente podzólico. Embora ainda não suficientemente explicada, estava assim consolidada a idéia de uma evolução polifásica para as bauxitas da região.

Uma descrição das bauxitas situados no domínio do Escudo das Guianas, e nas suas proximidades, dentre as quais foram incluídas bauxitas da região de Paragominas e do Amapá, foi realizada por Aleva (1981). Neste trabalho, o autor enfocou os aspectos geomorfológicos e climáticos, bem como sua influência na gênese das bauxitas. No entanto, baseando-se na idéia de que o substrato era formado por sedimentos do Grupo Barreiras, este autor propôs uma formação monofásica para as bauxitas da Amazônia brasileira.

Retomando os estudos feitos por Grubb (1979), Kotschoubey e Truckenbrodt (1981) investigaram mais detalhadamente os depósitos da região compreendida entre Imperatriz e Paragominas. Os autores constataram que a sequência bauxítica repousa sobre sedimentos da Formação Itapecuru do Cretáceo Superior. Mais a norte, ela ocorre sobre a Formação Ipixuna considerada igualmente do Cretáceo Superior e talvez do Terciário Inferior (Goes, 1981; Caputo, 1984). Essa constatação contrariou o tradicional conceito de bauxitas formadas a partir da Formação Barreiras, unidade que na realidade ocorreria mais a norte, fora da região bauxitífera. Desta forma, segundo os autores, tendo as bauxitas da região se formado sobre rochas sedimentares cretáceas e, possivelmente, do Terciário Inferior, as mesmas não deveriam datar do Terciário Superior ou Quaternário como se pensava até então (Wolf e Silva, 1973; Assad et al., 1976; Dennen e Norton, 1977; Grubb, 1979). Essa hipótese encontrou apoio na datação das bauxitas localizadas nas Guianas por Krook (1979). Kotschoubey e Truckenbrodt

(1981) reconheceram na sequência alumino-ferruginosa, além de dois horizontes bauxíticos distintos, mudanças faciológicas laterais, caracterizadas por um enriquecimento progressivo em gibbsita, de sul para norte. Investigações mais detalhadas naquela sequência, levaram os autores à proposição de um modelo evolutivo complexo marcado por alternância de períodos de degradação e de retrabalhamento físico e de fases de alteração química, de natureza ferralítica, com eventuais mobilizações de Fe e Al.

O setor Jabuti-Ipixuna foi alvo de um trabalho realizado por Kotschoubey et al (1984) no qual foram enfatizados principalmente os aspectos genéticos da sequência ferro-aluminosa. Segundo os autores, a evolução dessa bauxita teria sofrido uma terceira e última fase de bauxitização.

No trabalho mais recente sobre o distrito de Tiracambu (Alves et al, 1985), estudou-se principalmente as características químicas e mineralógicas da bauxita, objetivando avaliar sua qualidade para a produção de alumina.

Na Bacia do Amazonas, o estudo mais recente sobre as bauxitas foi realizado por Kotschoubey (1984). O citado trabalho versa sobre as bauxitas do baixo Nhamundá, na região do Médio-Baixo Amazonas. Além dos aspectos estruturais e mineralógicos, o trabalho enfocou as características microfaciológicas daquelas bauxitas e a sua importância na reconstituição da história da sequência bauxítica. Ali, as lateritas bauxíticas formaram-se a partir de arenitos argilosos e arcossianos com intercalações argilíticas e conglomeráticas da Formação Alter do Chão, do Cretá-

ceo Superior e possivelmente do Terciário Inferior.

As bauxitas da Serra dos Carajás, por sua vez, diferem bastante daquelas das bacias do Amazonas e Parnaíba. Defendeu-se de início para as mesmas uma origem a partir de rochas básicas do Grupo Grão Pará (Assad e Beisiegel, 1978; Lemos, 1981).

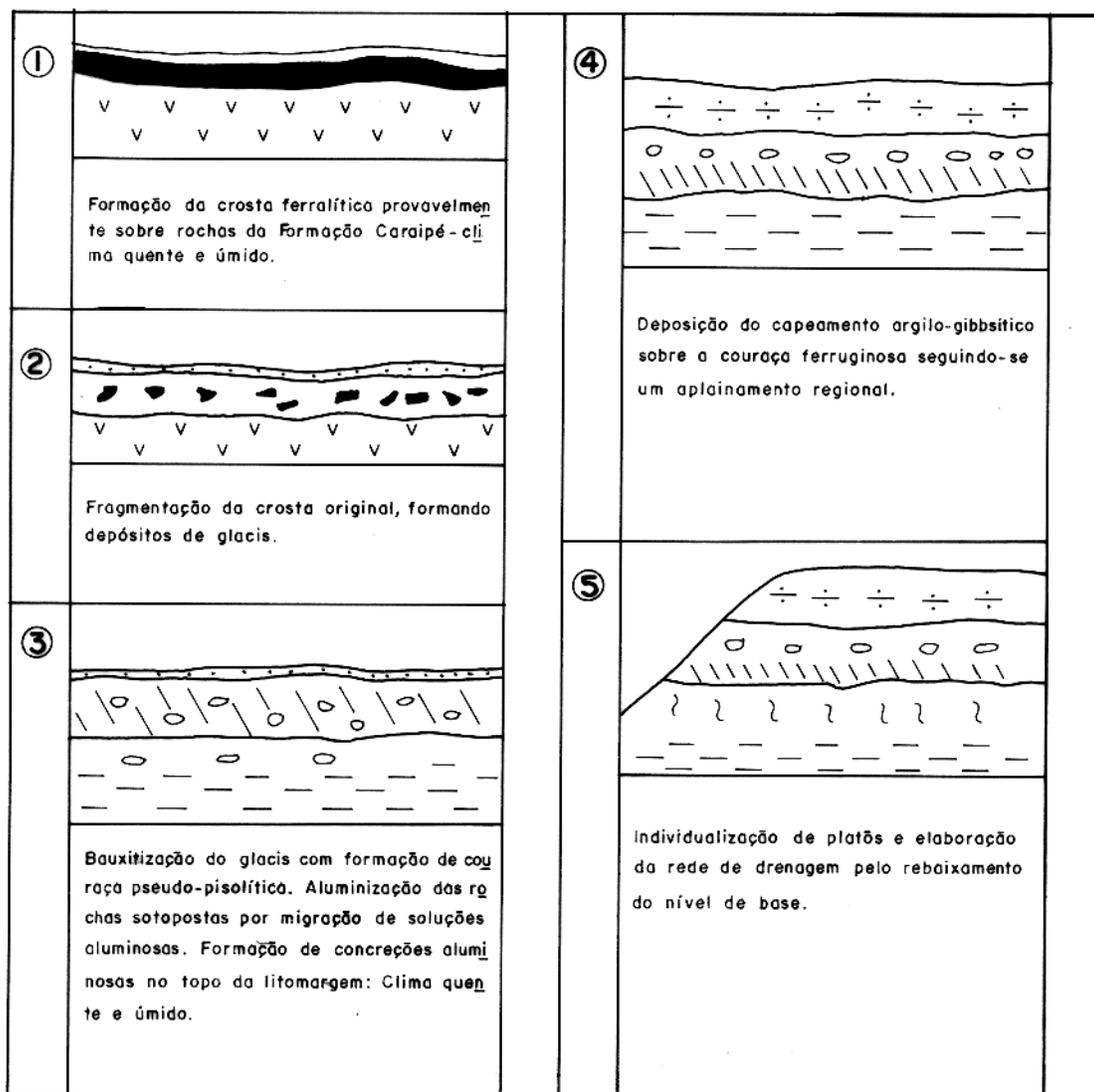
No trabalho realizado por Lemos (op.cit), foram enfocados principalmente os aspectos químicos visando a estabelecer as relações genéticas entre os perfis de alteração e os basaltos do Grupo Grão Pará. No modelo genético elaborado, foi enfatizado, em particular, a separação vertical Fe-Al a partir de um nível ferro-aluminoso original. Desta separação, teria decorrido a formação de uma crosta laterítica rica em ferro e de um horizonte bauxítico terroso subjacente.

Um estudo mais detalhado daquela sequência ferro-aluminosa foi realizada por Kotschoubey e Lemos (1985). O perfil sintético descrito pelos autores mostrou uma sequência bastante complexa constituída por seis horizontes principais, bem distintos nos aspectos textural, estrutural e mineralógico. A análise do perfil permitiu aos autores concluir que aquela cobertura teria sofrido uma evolução polifásica, caracterizada pela alternância de períodos de deposição de materiais alóctones e/ou de retrabalhamento físico "in situ" com fases de alteração intempérica, mais ou menos acentuada. A idéia de um perfil

estruturado a partir de material alóctone resultou em uma reavaliação da hipótese, até então aceita, de uma formação a partir de rochas básicas do Grupo Grão Pará (Assad e Beisiegel, 1978; Lemos, 1981). Seria necessário, segundo Kotschoubey e Lemos (1985), um melhor conhecimento da geologia local para que se pudesse determinar quais rochas teriam realmente contribuíram na formação da sequência. Embora os basaltos pudessem ter contribuído em parte na formação das bauxitas do platô N5, outras rochas teriam desempenhado no processo um papel relevante.

As lateritas aluminosas da região de Tucuruí foram inicialmente reconhecidas em trabalho de levantamento regional realizado pela DOCEGEO. Na ocasião foram feitos alguns poços próximo a Tucuruí para uma descrição litológica preliminar. Considerando a bauxita muito ferruginosa e portanto sem interesse econômico, os trabalhos foram encerrados. Os resultados do estudo não foram publicados e constam apenas em relatório interno da Companhia.

Recentemente o estudo das citadas lateritas foi retomado por pesquisadores da UFPA. Kotschoubey et al (1986) realizaram um trabalho mais detalhado na porção sul da Serra de Trucará. Nesse trabalho os autores definiram um perfil tipo para a área investigada, além de reconhecerem os processos atuantes na formação da sequência ferro-aluminosa. Segundo os mesmos autores a referida sequência teria tido uma evolução em cinco etapas distintas, representadas na figura 1.4. Mudanças climáticas teriam sido o fator preponderante no seu desenvolvimento. A migração de soluções aluminosas em direção à base da cobertura de alteração



 CAPEAMENTO ARGILO-GIBBSÍTICO

 LATERITA PSEUDO-PISOLÍTICA

 CROSTA FERRALÍTICA DESMANTELADA

 LATERITA MACIÇA SACAROIDAL, RICA EM HEMATITA, PSEUDO-PISOLÍTOS RELÍQUIARES.

 LITOMARGEM ARGILOSA

FIG. 1.4 - PRINCIPAIS ETAPAS DA EVOLUÇÃO DAS BAUXITAS LATERÍTICAS DA PORÇÃO SUL DA SERRA DE TRUCARÁ. RESUMIDO DE KOTSCHOUBEY ET AL. (1986).

e ao seu substrato teria resultado em aluminização das rochas basálticas e/ou sedimentares sotopostas.

Dando continuidade ao estudo da cobertura residual referida acima foi empreendido o presente trabalho enfocando a porção central da Serra de Trucará.

1.3 Apresentação e Objetivo

Este trabalho de tese apresenta os resultados dos estudos petrográficos, microfaciológicos e geoquímicos realizados sobre lateritas bauxíticas da região de Tucuruí, Estado do Pará.

Esses estudos objetivaram, em primeira instância, estabelecer as relações entre os constituintes da cobertura bauxítica, além de definir a natureza e a intensidade dos fenômenos que atuaram na sua formação. Procurou-se igualmente estabelecer a ordem cronológica desses fenômenos. A Caracterização de um perfil composto típico da área, bem como a determinação das prováveis rochas matrizes das bauxitas foram outro objetivo do estudo. A integração de todos os resultados permitiu a elaboração de um modelo genético e evolutivo para as lateritas bauxíticas em apreço.

1.4 Localização e Acesso

A área estudada compreende cerca de 40² km e localiza-se na porção central do vasto platô, fortemente dissecado que constitui a serra de Trucará (Fig. 1.5). A referida serra situa-se à margem esquerda do baixo curso do rio Tocantins, próximo à cidade de Tucuruí.

O acesso a partir de Belém, é feito tomando-se a balsa até a cidade de Barcarena e, seguindo-se daí, por rodovia, até o rio Moju e após travessia por balsa, até a cidade homônina. Prossegue-se pela rodovia estadual PA-150, até a cidade de Goianésia onde toma-se o ramal para Tucuruí. Após um percurso de aproximadamente 70 km atravessa-se o rio Tocantins pela barragem hidrelétrica chegando-se a Tucuruí. Existe igualmente entre Belém e Tucuruí, ligação aérea através de linhas regulares.

1.5 Métodos de Trabalho

1.5.1 Atividade de Campo

A primeira etapa dos trabalhos consistiu em um reconhecimento geológico e geomorfológico regional. Nessa fase identificou-se os afloramentos disponíveis para estudos posteriores. Cabe ressaltar entretanto, a escassez de afloramentos na área estando os mesmos restritos a alguns poucos cortes de estradas, pedreiras e escarpas em bordas de platô. A localização dos perfis estudados é dada na figura 1.6. Os pontos indicados são, no entanto aproximados devido à inexistência de um mapa topográfico da área. As localizações foram obtidas utilizando-se imagens de radar e satélite, assim como através de observações de campo.

Os afloramentos foram descritos, com ênfase particular naqueles apresentando perfis lateríticos bem desenvolvidos, coletando-se sistematicamente amostras representativas de cada tipo litológico encontrado, para estudos posteriores em laboratório.

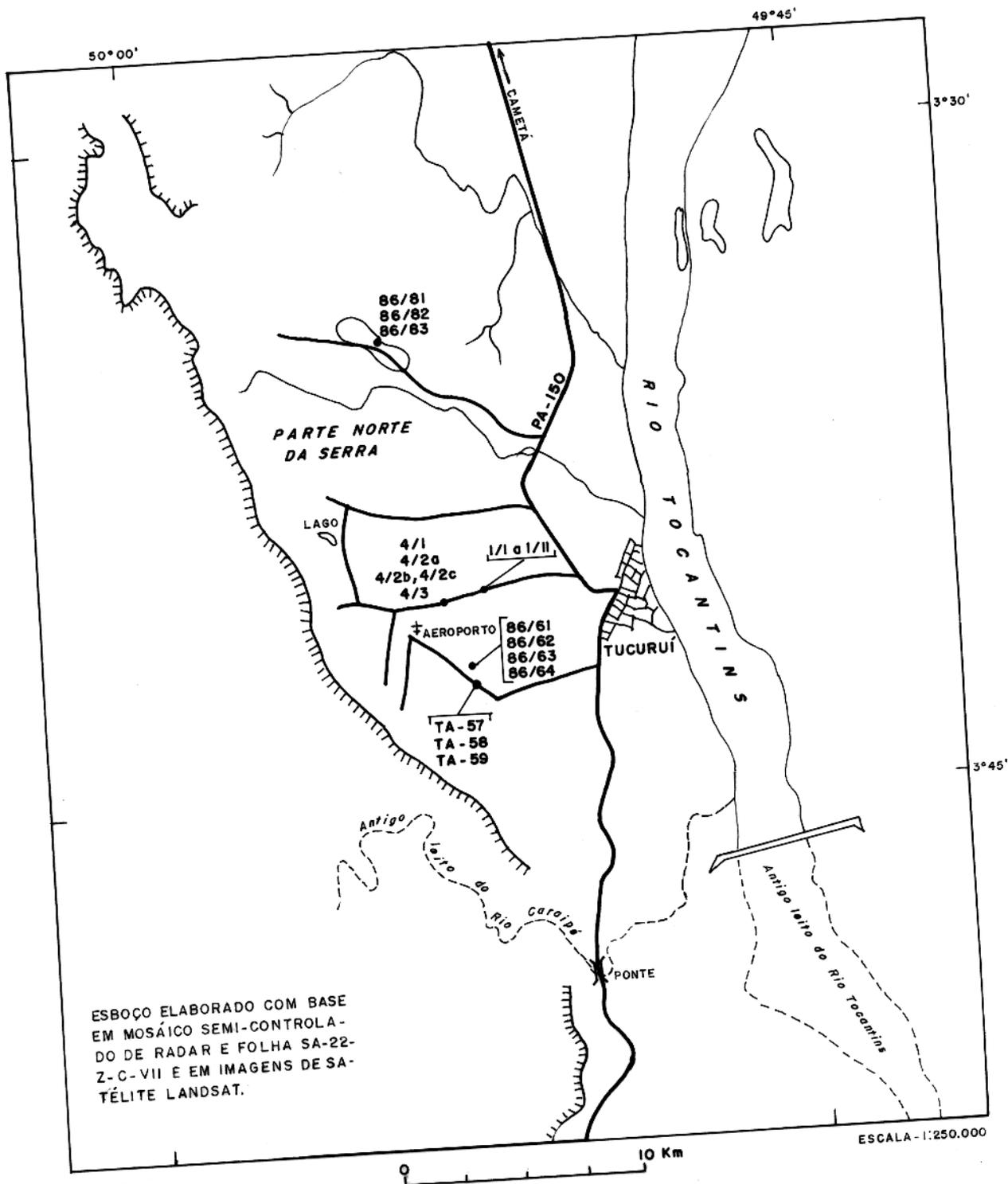


FIG. I.6 - LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS. (Fonte: Evangelista, 1988).

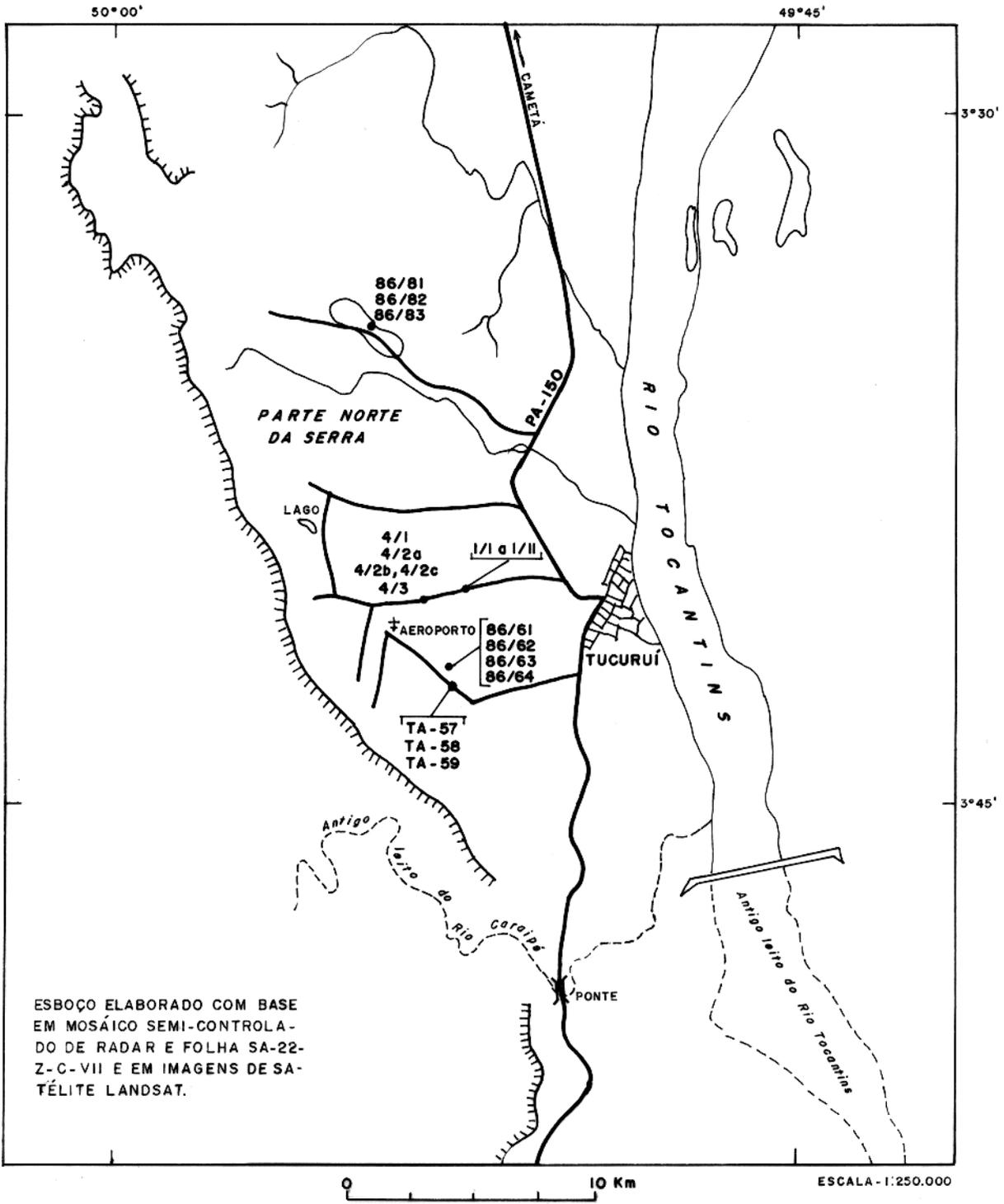


FIG. 1.6 - LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS. (Fonte: Evangelista, 1988).

1.5.2 Atividades de Laboratório

1.5.2.1 Estudo Petrográfico

Inicialmente foram feitas descrições macroscópicas detalhadas das amostras coletadas.

Na fase seguinte empreendeu-se um estudo microscópico dessas amostras, investigando-se relações entre os minerais, suas formas de ocorrência, estruturas internas, entre outras características petrográficas úteis para a interpretação dos fenômenos que participaram na estruturação das formações estudadas.

1.5.2.2 Estudo Mineralógico

Foi realizado um estudo mineralógico sistemático por difração de raios-X. Os resultados obtidos foram comparados com as identificações mineralógicas feitas em lâminas delgadas. Através do estudo difratométrico analisou-se tanto a composição das amostras totais, como dos diferentes domínios das amostras complexas. Assim, p.ex., em rochas com textura conglomerática, foram feitas identificações mineralógicas da matriz, dos fragmentos, e de materiais preenchendo cavidades ou cuja textura e coloração se destacasse.

As semelhanças mineralógicas e texturais das amostras permitiram agrupá-las em níveis e obter assim um perfil composto característico da área.

1.5.2.3 Análises Químicas

Essa etapa compreendeu a análise dos elementos maiores por

fluorescência de raios-x e dos traços por absorção atômica. Os resultados obtidos para os elementos maiores permitiram, classificar estas rochas de acordo com os critérios químicos. A distribuição e o comportamento desses elementos no perfil também foram avaliados.

Ni, Co, Mn, Cu, Cr, Zn e Pb foram os elementos traços analisados. Determinou-se os fatores de correlação entre esses elementos e procurou-se avaliar a influência de alguns minerais, em particular da caolinita e do hidróxido de ferro na concentração dos mesmos.

2 FISIOGRAFIA

2.1 Geomorfologia

A Serra de Trucara é a feiao geomorfológica mais proemi- nente da área de Tucuruí. Apresenta-se como um platô bem aplai- nado, fortemente dissecado, alongado na direao N10W. Com um comprimento de quase 50 km, possui uma largura máxima de 10 km na sua porão norte, estreitando-se progressivamente para sul. Na sua porão central- no aeroporto- a altitude é de 253 m. Mais a sul, a superfície do platô culmina a cerca de 290 m. A encosta ocidental é escarpada de tipo cuesta, parecendo refletir uma frente de erosão avançando no sentido oeste-leste. Por outro lado, a encosta oriental apresenta um declive mais suave em direao ao rio Tocantins. é intensamente dissecada por cabe- ceiras de riachos que desaguam na represa de Tucuruí ou no próprio rio, de modo que grande parte da serra exibe forma em "tiras" de direao geral EW.

A oeste da Serra de Trucara, no domínio do Complexo Xingu, observa-se um relêvo arrasado porém fortemente ondulado, apre- sentando feioes em "meia laranja". essa área é recortada por uma rede de drenagem densa.

A leste e a norte da Serra de Trucara estende-se uma região de relevo aplainado a suavemente ondulado. Corresponde ao domínio de uma vasta cobertura sedimentar representada principal- mente pelas rochas do Grupo Barreiras e por formaoes quaternari- as.

2.2 Clima

Segundo a classificação de Köppen a região de Tucuruí compreende a zona climática A (tropical chuvoso) com a variedade AW (Correa et al. 1974). A mesma possui verão úmido e inverno seco com pelo menos um mês com pluviosidade inferior a 60 mm. A temperatura, ao longo do ano, sofre variações mínimas mantendo-se elevada, a média anual ficando entre o 24^o e 26^o C. A precipitação média anual é de 2.100 mm.

2.3 Vegetação

Na região de Tucuruí foram reconhecidos quatro domínios ecológicos (Japiassu e Goes Filho, 1974)

Formações pioneiras que ocorrem em zonas periodicamente alagadas e caracterizam-se pela predominância de gramíneas.

Floresta Densa ou Tropical que é predominante na região.
Algumas espécies vegetais podem ser associadas a determinados ambientes definidos pela litologia e/ou relevo. Assim, por exemplo, o Angelim é característico das áreas sedimentares e com relevo aplainado enquanto a Castanheira é típica das áreas de ocorrência das rochas pré-cambrianas e das zonas de relevo acidentado e dissecado,

Floresta aberta, na qual dominam grupamentos de palmeiras e "trepadeiras".

Floresta secundária, que ocorre em áreas onde foi devastada a floresta primitiva. Em geral trata-se de uma vegetação arbustiva do tipo "capoeira".

A floresta secundária, que ocorre em áreas onde foi de-

vastada a floresta primitiva. Em geral trata-se de uma vegetação arbustiva do tipo capoeira.

Ocorrem ainda zonas restritas de vegetação escassa composta principalmente por gramíneas baixas e arbustos espinhosos, correspondendo às áreas onde aflora a couraça ferro-aluminosa.

2.4 Solos

Na região em apreço foram reconhecidas cinco unidades taxonômicas (Correa et al., 1974) predominando os tipos Latossolo Amarelo e solo podzólico Vermelho-Amarelo. O primeiro originou-se de sedimentos argilosos ou areno-argilosos, sendo utilizado para a implantação de pastos, culturas de pimenta do reino e mandioca, entre outras. O solo podzólico Vermelho-Amarelo originou-se a partir de rochas gnáissicas não tendo uso específico.

Em ordem de predominância têm-se a seguir o Latossolo Vermelho-Amarelo, formado a partir de gnaisses ou aluviões areno-argilosos e também sem uso específico.

Finalmente, ocorrem os tipos Podzol hidromórfico e Hidromórfico gleysado, pouco representativos. O primeiro originou-se de sedimentos quaternários, tendo pouca importância agrícola, enquanto o último desenvolveu-se sobre sedimentos recentes, sustentando pastos naturais que podem ser usados para pecuária.

3 QUADRO GEOLÓGICO

3.1 Geologia Regional

A área de interesse localiza-se na porção centro-nordeste do Estado do Pará e corresponde à borda oriental do Cráton Amazônico, no seu contato com a Faixa de Dobramentos Araguaia. A norte-noroeste da área, ocorre a margem meridional da Bacia do Amazonas além de sedimentos quaternários. Na porção leste dominam o Grupo Barreiras e formações da Bacia do Parnaíba.

O setor oeste-sudoeste caracteriza-se por rochas do Complexo Xingu, no qual predominam gnaisses e migmatitos, com anfíbolitos e granitóides associados. Ali ocorrem ainda faixas vulcano-sedimentares do tipo "greenstone-belts" aparentemente encravados na unidade anterior (Fig. 3.1). Encontram-se ainda granitos anorogênicos além de formações vulcânicas plataformais do Proterozóico Inferior. Essas formações constituem as rochas mais antigas da área.

Ao longo do rio Tocantins, entre a cidade de Itupiranga a sul, até aproximadamente 20 km a norte da cidade de Tucuruí, ocorrem rochas do Grupo Tucuruí. O citado Grupo aflora na forma de uma faixa estreita com cerca de 200 km de extensão e largura máxima de 15 km e repousa em discordância sobre o Complexo Xingu. Trata-se de uma cobertura não dobrada do Proterozóico Médio-Superior (Trow et al., 1976; Matta e Hasui, 1984). É composta pelas Formações Caraipé e Morrote (Matta, 1982). A primeira unidade consiste em derrames basálticos com intercalações psamíticas



Supergupo Baixo Anaguaiá

- G. Tocantins ■
- G. Estriado ■

Grupo Tucuruí

- Fm. Caraipe ■
- Fm. Morrote ■

Sequência Sedimentar
tipo "greenstone-belt"



Complexo Xingu com
migmatitos e granitóides
associados. ■

Sedimentos Quaternários



Grupo Baneiras



Bacia do Amazonas

Fm. Alter do Chão



Bacia do Parnaíba

Fm. Itapecuru ■

Fm. Pedra do Fogo PF

Fm. Pimenteira Pi

Fm. Codó/Grajaú CG

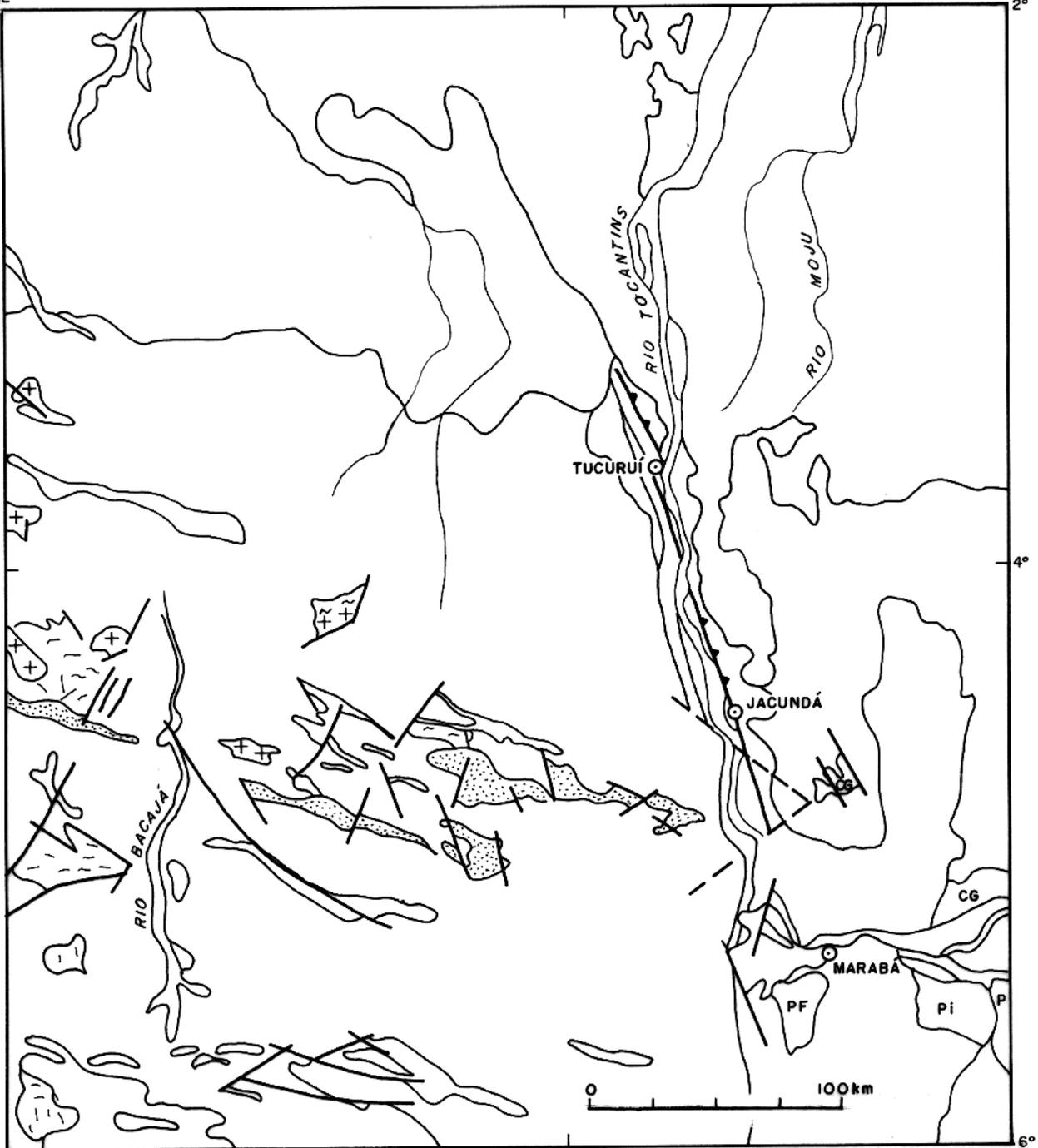
Fm. Poti P

Figura 3.1. Mapa geológico da região de Tucuruí.
Fonte: folha Brasil ao milionésimo.
Escala: 1:2.500.000.

52°

50°

48°



SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA

G. TOCANTINS G. ESTRONDO

GRUPO TUCURUÍ

Fm. CARAIPÉ Fm. MORROTE

SEQUÊNCIA SEDIMENTAR

Tipo "greenstone belt"

COMPLEXO XINGU COM MIGMATITOS
E GRANITÓIDES ASSOCIADOS

SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS



GRUPO BARREIRAS



BACIA DO AMAZONAS

Fm. ALTA DO CHÃO



BACIA DO PARNAÍBA

Fm. ITAPECURU Fm. PEDRA DO FOGO Fm. PIMENTEIRA Fm. CODÓ/GRAJAU Fm. POTI

FIG.3.1 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE TUCURUÍ. (Fonte: Folha Brasil ao milionésimo). Escala 1:2.500.000.

e pelíticas. A Formação Morrote sobrepõe-se à Formação Caraipé, compondo-se basicamente de sedimentos grauváquicos.

A Faixa de Dobramentos Araguaia está representada por rochas pertencentes ao Supergrupo Baixo Araguaia, composto pelos grupos Tocantins e Estrondo. Enquanto a última unidade aflora somente a sul-sudeste de Marabá, o Grupo Tocantins ocorre na forma de uma estreita faixa, cuja extremidade setentrional foi reconhecida a cerca de 45 km a norte de Tucuruí e que se estende para sul, ao longo do vale do rio Tocantins. Compreende as Formações Couto Magalhães e Pequizeiro sendo que apenas a primeira foi reconhecida na área de interesse (Matta, 1982). A Formação Couto Magalhães possui contato tectônico com as grauvas da Formação Morrote, através de uma expressiva zona de falhamento. É recoberta por sedimentos do Grupo Barreiras e depósitos quaternários (Matta, 1982). Compõe-se de filitos com intercalações de metassiltitos e quartzitos além de calcio-xistos subordinados. Alguns corpos ultramáficos, metamorfisados, semelhante aos descritos por Gorayeb (1981) na região de Pequizeiro/Araguacema, foram assinalados por Matta (1982) a sul do eixo da barragem de Tucuruí.

Rochas máficas pós-metamórficas cortam discordantemente a Formação Couto Magalhães. São corpos gabróicos e diques de diabásio anteriores e posteriores à Falha de Empurrão de Tucuruí.

Rochas fortemente catacladasas pertencentes aos grupos Tocantins e Tucuruí ocorrem no leito do rio Tocantins.

Na porção norte-noroeste domina a Formação Alter do

Chão da Bacia Amazônica, além de sedimentos quaternários. A referida formação, do Cretáceo Superior, e talvez do Terciário Inferior, compõe-se de arenitos, siltitos e folhelhos além de conglomerados intercalados. Correlaciona-se com a Formação Itapecuru da Bacia do Parnaíba (Caputo, 1984).

Na parte nordeste da região considerada, aflora o Grupo Barreiras, de idade Terciária Superior (?), constituído por argilitos, siltitos, e arenitos mal consolidados as vezes conglomeráticos.

A leste, predomina a Formação Itapecuru da Bacia do Parnaíba composta por arenitos argilosos e arcólios, conglomerados, siltitos e argilitos intercalados (Caputo, 1984).

- Estruturas

Através de cavalgamento, conhecido como Falha de Empurrão de Tucuruí (Trow et al., 1976), rochas do Grupo Tocantins repousam sobre o Grupo Tucuruí. Essa zona de falha, e a Geossutura Tocantins Araguaia (Almeida, 1974) constituem as maiores feições estruturais da região (Matta, 1982).

A Geossutura referida foi caracterizada como uma zona de dezenas de quilômetros de largura, com direção N-S, cortada por falhas verticais (Almeida, 1974) e responsável pela orientação da Faixa Araguaia. A Falha de Empurrão mergulha suavemente para leste e parece representar o prolongamento para norte da Geossutura Tocantins-Araguaia.

Quanto às deformações plásticas, são reconhecidas no Grupo Tocantins três fases principais (Matta, 1982). Nas duas primeiras,

desenvolveram-se dobras fechadas a isoclinais. Na terceira fase formaram-se ondulações centimétricas até métricas.

- Metamorfismo

O metamorfismo na borda oeste da Faixa Araguaia é incipiente ou inexistente, aumentando gradativamente para leste até atingir a fácies anfibolito (Matta, 1982).

Esse metamorfismo seria do tipo pressão-média de Miyashiro (1975) sendo esta asserção devida à presença de cianita e à ausência de glaucofana, jadeíta e andalusita nesses terrenos metamórficos (Silva, 1980).

No Grupo Tocantins, os filitos e quartzitos da Formação Couto Magalhães apresentam como efeito do metamorfismo regional a associação mineral sericita+clorita+quartzito+calcita, típica da fácies xisto verde (Matta, 1982).

O Grupo Tucuruí, segundo este autor, não mostra evidências de metamorfismo. Trow et al (1976) referem-se à ocorrência de prehnita e pumpellyita nas rochas do Grupo Tucuruí. Segundo os autores, esses minerais resultariam de metamorfismo de soterramento que teria afetado a unidade. Por outro lado, nos estudos feitos por Matta (1982), em litotipos representativos do Grupo Tucuruí, a prehnita não foi identificada enquanto a pumpellyita ocorre apenas em veios que cortam os basaltos da Formação Caraipé. O autor associa este mineral ao hidrotermalismo relacionado ao empurrão. Na zona de empurrão, rochas dos Grupos Tocantins e Tucuruí apresentam foliações cataclásticas com epidoto, clorita e carbonato associados, parecendo refletir alterações hidrotermais.

- Geocronologia

Idades obtidas pelo método Rb/Sr em rochas do Complexo Xingu são correlacionáveis ao Ciclo Jequié (2,7 b.a.), enquanto outros atestam um rejuvenescimento transamazônico (Matta, 1982).

Datações realizadas pelo método K/Ar em duas amostras da Formação Caraipé, forneceram uma idade de 510 ± 15 m.a. Segundo Trow et al (1976), a mesma seria mínima e corresponderia aos últimos eventos do Ciclo Brasileiro.

Na Falha de Empurrão de Tucuruí, obteve-se em rochas da Formação Couto Magalhães, pelo método Rb/Sr, rocha total, a idade de 850 m.a. Essa idade foi considerada por Hasui et al (1980) como a mínima para o empurrão e processos associados.

3.2 Geologia Local

A área estudada, localiza-se no domínio do Grupo Tucuruí composto pelas suas duas subunidades, à Formações Caraipé e Morrote (Matta, 1982).

A Serra de Trucarará é constituída essencialmente por rochas da Formação Caraipé (Kotschoubey et al., 1986). Quanto à Formação Morrote, sua área de ocorrência restringe-se ao sopé oriental da referida serra, sendo limitada, a leste, pela Falha de Empurrão. A Formação Couto Magalhães do Grupo Tocantins, é constituída por filitos, quartzitos e cálcio-xistos. A oeste da serra dominam as rochas do Complexo Xingu sobre o qual o Grupo Tucuruí repousa em discordância. A leste do Tocantins e a norte da mesma Serra de Trucarará, ocorre uma extensa

cobertura sedimentar pertencente principalmente ao Grupo Barreiras.

Localmente, em vales e áreas mais deprimidas, observa-se rochas provavelmente pertencentes à Formação Itapecuru.

- Formação Caraipé

Aflora como uma faixa estreita, submeridiana, com cerca de 50 km de extensão. Tem em sua base arenitos bem estratificados e siltitos cinza (Matta, 1982), a espessura desse conjunto não devendo ser superior a 50 m (Trow et al., 1976). Sobrepostos a essas rochas, ocorrem derrames basálticos cuja espessura varia de 3 até mais de 30 m. A espessura total desses derrames foi estimada entre 300 a 500 m (Trow et al., op.cit). Intercalações intertrapeanas de grauvacas avermelhadas e com estratificação incipiente foram assinaladas. Os seus contatos com o basalto são marcados por brecha basáltica com matriz grauváquica. Os basaltos são do tipo toleítico (Matta, 1982), têm cor cinza escuro a esverdeada e textura afanítica. Sua composição mineralógica essencial consiste em labradorita (65%) e augita (30%) (Matta, op.cit). Localmente, os basaltos bem como as brechas e grauvacas intercaladas, foram afetadas por forte recristalização sendo agora constituídos essencialmente por epidoto e albita (Trow et al., 1976). Comumente, são recortados por pequenos veios constituídos por quartzo, epidoto, calcita e pumpellyita.

- Formação Morrote

Aflora na forma de uma faixa contínua em toda a extensão do Grupo Tucuruí. É essencialmente constituída por sedimentos

grauvácicos com espessura de 150 a 250 m. O contato com a Formação Caraipé é marcado por uma zona de brecha (Matta, 1982). Essas grauvacas são rochas maciças podendo exibir um fino acamamento devido à alternância de camadas pelíticas e psamíticas finas. Em geral esse acamamento é pouco acentuado embora chegue, localmente, a ser tão desenvolvido que confere à rocha uma estrutura de ritmito (Matta, op.cit). Os fragmentos líticos compõem-se de oligoclásio, sericitizado ou não, quartzo e microclina. A matriz é fina e constitui cerca de 30 a 50% da rocha. Consiste em clorita, hematita e limonita. Os acessórios são muscovita, epidoto, clinozóizita e alanita. Veios microscópicos compostos por anfibólio, epidoto e carbonato são frequentes. Esses veios são cortados por outros, ricos em quartzo e carbonato.

Ao contrário de Trow et al (1976), Matta (1982) não constatou evidências de metamorfismo no Grupo Tucuruí. Os principais critérios apoiando essa proposição são: a persistência de minerais primários nas grauvacas da Formação Morrote e nos basaltos da Formação Caraipé; ausência de deformações exceto as provocadas pelo empurrão, e ausência de texturas metamórficas.

4 A COBERTURA FERRO-ALUMINOSA

4.1 Introdução

As lateritas bauxíticas da região de Tucuruí constituem uma possante couraça cuja espessura pode atingir até cerca de 8 m e que recobre, em toda a sua extensão a Serra de Trucará. Um capeamento argiloso, com espessura de até mais de 2 m repousa sobre a couraça ferralítica.

Em nenhum dos afloramentos estudados, foi possível observar uma litomargem bem desenvolvida ou o substrato direto da couraça laterítica.

A cobertura ferro-aluminosa apresenta variações faciológicas laterais e verticais bastante acentuadas, havendo entretanto uma tendência sistemática em apresentar uma parte superior mais estruturada.

4.1.1 Termos Descritivos

A falta de consenso no conceito de alguns termos descritivos usados na descrição das bauxitas faz com que, às vezes, os mesmos sejam empregados de forma ambígua, o que dificulta a compreensão do texto.

Haja vista a diversidade das feições texturais e estruturais observadas nos materiais descritos neste trabalho, achou-se conveniente definir alguns termos utilizados, para maior clareza das descrições petrográficas macro e microscópicas aqui apresentadas. Cabe ressaltar que, não obstante a existência de vários outros termos descritivos, optou-se por um vocabulário reduzido

e simples a fim de que o texto pudesse ser acessível a qualquer geólogo.

- Cimento:

É o termo usado em rochas sedimentares para definir o material precipitado quimicamente em poros ou outras cavidades. O mesmo é responsável pela coesão entre grãos de areia ou fragmentos. O processo de precipitação do cimento ou cimentação é a última etapa na formação de uma rocha sedimentar. Muitas espécies minerais podem constituir o cimento de uma rocha, sendo a sílica, na forma de quartzo, a mais comum. Carbonatos, principalmente calcita, e óxidos de ferro, são outros exemplos de agentes cimentantes (Pettijohn, 1957).

Neste trabalho, o termo cimento foi usado em rochas de diferentes texturas. Receberam essa denominação os materiais preenchendo poros ou micro-fraturas. Esses materiais, em geral, têm composição gibbsítica, goetítica ou gibbsita-goetítica e representam as fases mais tardias geradas mais provavelmente a partir de soluções verdadeiras embora as coloidais e as suspensões também possam ter contribuído na sua formação.

- Sinereses ("Sinerezes-fractures"):

São fraturas causadas pela redução de volume decorrente da desidratação de um gel (Mindszenty, 1978). Este último corresponde ao estágio posterior à dessilicificação de uma rocha, após a transformação dos feldspatos em caolinita (Ghosh e Dutta, 1979). Esse mesmo gel, segundo os mesmos autores, seria coerente, amorfo e heterogêneo. As fraturas têm comumente formas anelares

ou em meia lua e bordejam as esférulas resultantes da coagulação do gel. As mesmas podem igualmente ser radiais seccionando as esférulas.

- Colomorfa ou coloforme (textura):

É a textura resultante da precipitação do gel referido anteriormente em um estado sub-viscoso (Ghosh e Dutta, 1978). Segundo Mindszenty (1978), caracteriza-se por esférulas de flocculação com sinereses associadas.

Dentre as rochas estudadas, essa textura encontra-se bem representada pela fácies pseudo-oolítica. Nesta, os pseudo-oolitos correspondem a esférulas de flocculação e são bordejados por fissuras anelares ou em meia lua caracterizando as sinereses. Em outros litotipos, as esférulas não são bem individualizadas e as sinereses podem não ser bem desenvolvidas. Nestes casos, a textura foi considerada coloforme ou colomorfa incipiente.

- Córtex:

Em formações supergênicas o termo foi primeiramente utilizado no estudo do processo de alteração dos silicatos (Correns e Engelhardt, 1938; Garrels e Howard, 1957; Wollast, 1967; in Groke, 1981). O córtex seria uma camada formada na periferia dos cristais de silicatos primários e resultaria da alteração destes últimos.

Mais recentemente, Delmas (1979) estudou a dissolução da olivina mostrando que no decorrer do processo as condições são favoráveis à formação de córtex mais ou menos ricos em síli-

ca que a olivina.

Nicolas e Bildgen (1973) usaram o termo para designar a camada que bordeja um núcleo. Esta camada pode resultar de uma alteração centrípeta, mais comumente por hidratação, ou centrífuga, como a migração de ferro a partir de um núcleo ferro-aluminoso originando uma borda mais ferruginosa.

Usou-se aqui o termo para definir camadas de espessura sub-milimétrica a milimétrica, envolvendo total ou parcialmente corpos de forma irregular a sub-esférica, e que resultam de alteração centrípeta desses mesmos corpos. Os difratogramas revelaram uma composição predominantemente goetítica com hematita em pequenas quantidades além de traços de caolinita e anatásio.

- Cutã

Termo utilizado em diversos trabalhos que versam sobre materiais de alteração supergênica (Bocquier, 1971, Boulet, 1974; Groke, 1981; Bocquier et al., 1983; Chauvel et al., 1983; Boulanger, 1984).

Refere-se à feição pedológica resultante de modificações da textura, da estrutura, ou do arranjo das superfícies naturais de um solo ou alterita. As modificações são devidas à concentração de constituintes particulares ou à modificação "in situ" do plasma (vide definição mais adiante). As superfícies envolvidas podem ser aquelas dos grãos do esqueleto, dos nódulos, concreções, agregados, além das paredes de poros e fissuras.

Os cutãs podem ser de iluviação, difusão, ou de tensão.

Neste trabalho, os cutãs reconhecidos são, na maioria das

vezes, de iluviação, ou seja, representam um material secundário depositado nas paredes de poros e fissuras. Usou-se ainda o termo para designar o material resultante de concrecionamentos internos, causados por circulação em meio razoavelmente permeável. Neste caso, ocorre a hidratação da hematita, de forma que o termo se aproxima, quanto à gênese, à noção de córtex. Os cutãs estudados são goetíticos ou goetita-gibbsíticos com hematita e caolinita subordinadas.

- Matriz

O termo matriz é usado em vários ramos da Geologia como a Paleontologia, Petrologia ígnea e Sedimentologia. Na Sedimentologia a matriz designa um material de granulação fina, envolvendo ou preenchendo interstícios entre os grãos ou partículas maiores de um sedimento ou rocha sedimentar. O termo se refere ao tamanho relativo e disposição das partículas e não ao tamanho real das mesmas (Bates e Jackson, 1980).

Utilizou-se o termo matriz em rochas de textura conglomerática ou brechóide, para definir o material preenchendo os interstícios entre os elementos figurados. Em geral, trata-se de um material ferro-aluminoso ou gibbsítico. O mesmo teria evoluído a partir de um outro, argiloso, que teria sido depositado envolvendo fragmentos ou teria preenchido cavidades. O material argiloso referido corresponderia ao conceito de matriz acima mencionado e achou-se conveniente manter o termo para os seus produtos de alteração. O material ferro-aluminoso ou gibbsítico referido corresponde ao conceito de "plasma", termo descritivo definido mais adiante.

- Oólitos e pseudo-oólitos

Em rochas sedimentares essa denominação refere-se a corpos de forma esférica, subesférica, oval ou elipsoidal, a primeira sendo o mais comum. Têm diâmetro de 0,25 a 2 mm e, em geral, crescem em torno de um núcleo composto por um grão de quartzo ou um pequeno fragmento mineral ou orgânico. Esse crescimento origina uma estrutura concêntrica, sendo também comum a estrutura radial (Pettijohn, 1957).

Nas rochas estudadas, não foram reconhecidos corpos com as características acima definidas. No entanto, foi caracterizada uma fácies denominada pseudo-oolítica. O termo deve-se ao fato de os elementos esferoidais, em geral, não apresentarem estrutura interna. Os mesmos têm diâmetro médio em torno de 0,36 mm com os maiores medindo cerca de 1 mm e os menores 0,1 mm.

- Pisólitos e pseudo-pisólitos

Nas rochas sedimentares, pisólitos são corpos caracterizados por uma forma esférica a subesférica e estrutura interna concêntrica, semelhante à dos oólitos, sendo no entanto maiores, com diâmetro superior a 2 mm (Pettijohn, 1957).

Considerou-se como pseudo-pisólitos corpos de forma semi-esférica a esférica, sem estrutura interna ou apresentando apenas um córtex simples.

Dentre as rochas estudadas, os pisólitos verdadeiros caracterizam-se por:

- . uma estrutura concêntrica definida pela alternância de faixas mais ferruginosas e outras ferro-aluminosas; ou

um núcleo ferro-aluminoso e córtex composto, com alternância de faixas goetíticas e outras mais hematíticas; ou ainda pela intercalação de faixas opacas (pirolusíticas) e gibbsíticas.

- Plasma

Termo utilizado inicialmente por Brewer (1964), no estudo de solos, em amostras de rocha alterada. Corresponde a um material fino, frequentemente argiloso que, junto com os grãos do esqueleto (minerais com granulometria superior a 2μ) e os vazios formam o fundo matricial.

Boulet (1974), utilizou o termo "plasma" para designar minerais não identificáveis opticamente e com diâmetro inferior a 2μ .

Groke (1981) defendeu a utilização da expressão "plasma gibbsítico" para designar, nas amostras, áreas constituídas por gibbsita, identificável opticamente e com diâmetro superior a 2μ . A utilização da expressão referida dever-se-ia à analogia com plasma caolinítico, uma vez que tanto a gibbsita como a caolinita representariam produtos formados a partir dos elementos liberados na hidrólise dos silicatos primários.

Os mecanismos de formação do plasma podem envolver acumulação absoluta ou relativa de material, segundo a terminologia proposta por D'Hoore em 1954 (in Chauvel et al., 1983). O primeiro tipo corresponde a depósitos cutânicos e representa o material depositado em vazios, comumente resultante da saída dos elementos solúveis. Esse tipo de plasma é denominado cutânico,

cutaniplasma ou plasma de transferência (Boulangé, 1984). O outro tipo de plasma representa produtos de acumulação residual. Com a dissolução dos minerais primários, os elementos mais móveis são eliminados enquanto o ferro e o alumínio, em geral, sofrem uma acumulação relativa. O material acumulado constitui o plasma de alteração (Boulangé, op.cit.). O ferro acumulado, comumente, sofre uma exudação concentrando-se na borda dos cristais e nos planos de clivagem (quando presentes), formando um plasma a goetita (Boulangé, op.cit.). Este plasma pode ser denominado "septa" (Delvigne, 1965; Bocquier et al., 1983), podendo ainda preservar a forma de alguns cristais primários.

Na descrição micromorfológica apresentada utilizou-se o termo plasma para designar o material criptocristalino ferro-aluminoso, podendo conter também caolinita subordinada. O mesmo apresenta textura colomorfa incipiente até bem desenvolvida.

4.2 O Basalto e seus primeiros produtos de alteração

O basalto, a mais provável rocha matriz da sequência ferro-aluminosa, não aflora nos perfis estudados. No entanto, considerando o mapa geológico mais recente da região (Matta, 1982), a área de ocorrência da couraça em estudo corresponde exclusivamente ao domínio das rochas da Formação Caraipé.

A cerca de 4 km a norte da cidade de Tucuruí, nas proximidades da estrada Tucuruí-Cametá e no sopé da Serra de Trucará (Faz.de Vargas), ocorrem vários afloramentos de basalto observando-se tanto a rocha fresca, geralmente sob a forma de matações, como os seus produtos de alteração. Estes fatos

corroboram as observações feitas na parte meridional da referida serra (Fazenda de Mário Japonês), onde rocha basáltica fresca foi identificada em superfície, fortalecendo a hipótese de que a Formação Caraipé é a matriz das bauxitas estudadas.

4.2.1 Aspectos Macroscópicos

Os basaltos apresentam uma coloração cinza-escuro a cinza-esverdeado e textura afanítica. Em afloramento encontram-se normalmente sob a forma de matações medindo desde alguns centímetros até mais de 1 m. Um deles, de forma arredondada e diâmetro de 5 cm, coletado para estudo, mostra um núcleo de basalto cinza, passando praticamente sem transição a um material denso, porém friável, de coloração amarelada, não estruturado. Em questão de poucos centímetros, esse material passa para um outro, ainda bastante consistente, sem qualquer vestígio reconhecível do basalto. Trata-se de um saprólito argiloso, de coloração amarelada, algo estruturado, com zonas mostrando princípios de concrecionamento.

4.2.2 Mineralogia

- Núcleo Basáltico

As análises difratométricas do basalto mostram a presença de um plagioclásio, mais provavelmente labradorita, um clinopiroxênio (augita?) e ilmenita. Os dois primeiros são os minerais primários essenciais enquanto a ilmenita ocorre em pequena quantidade. Um pico muito discreto e mal definido a aproximadamente 10,0^o sugere talvez a presença de quantidade bem subordinada de ilita.

Quartzo e clorita ocorrem em quantidades notáveis principalmente nas rochas próximas à falha de empurrão de Tucuruí (Matta, 1982), tratando-se claramente de minerais de origem hidrotermal.

Em microscopia óptica, os minerais mostram uma granulação fina com o clinopiroxênio preenchendo os espaços entre as ripas de plagioclásio definindo um arranjo textural ofítico a subofítico. O piroxênio comumente apresenta-se parcialmente cloritizado enquanto o plagioclásio exibe uma sericitização incipiente a média.

Como acessórios ocorrem opacos e epidoto. O quartzo não foi identificado no microscópio.

- Borda alterada

Têm-se nesta zona a persistência do quartzo e da clorita, evidenciados por picos bem definidos. O plagioclásio por sua vez já foi quase totalmente destruído sendo assinalado apenas por picos muito discretos. O clinopiroxênio ocorre em quantidade reduzida. O provável pico da illita observado no núcleo, nesta zona torna-se quase imperceptível.

- Saprólito

Os difratogramas mostram o completo desaparecimento do plagioclásio e do clinopiroxênio, além da diminuição da intensidade dos picos de clorita e quartzo.

A goetita e a caolinita passam a ser os minerais preponderantes. A caolinita mostra os picos a 7,15 Å e 3,57 Å abertos enquanto aqueles menores têm relações de intensidade diferentes

das tabelas ou são ausentes. Essas características indicam um baixo grau de cristalinidade.

Observa-se o surgimento do pico da gibbsita a 4,81 Å, discreto e bastante aberto, refletindo uma fraca cristalinidade.

O anatásio aparece em quantidade considerável.

4.3 Estudo do perfil bauxítico

A localização dos perfis estudados é mostrada na figura 1.6.

Na área estudada, a observação da crosta laterítica é dificultada pela escassez de boas exposições. Os afloramentos estudados localizam-se em cortes de estradas e pedreiras. A crosta residual aflora ainda em bordas escarpadas do platô, em zonas onde falta capeamento e em locais apresentando feições cársticas do tipo "dolinas" com eventuais lagos temporários.

As características petrográficas e mineralógicas da cobertura bauxítica permitem subdividi-la em dois horizontes principais. Cada horizonte apresenta variações faciológicas tanto verticais como laterais. O horizonte superior de feições mais constantes apresenta textura pseudo-conglomerática a pseudo-pisolítica havendo geralmente uma obliteração progressiva da mesma em direção à base. Localmente, apresenta textura brechóide. No horizonte inferior, onde predomina uma laterita bauxítica amarelo-avermelhada, concrecionada e algo colunar, as variações são mais acentuadas ocorrendo zonas restritas de fácies pseudo-oolítica. O capeamento argiloso recobre diretamente o horizonte superior com o qual possui um contato brusco.

4.3.1 Perfil tipo da área

A determinação do perfil tipo da área estudada (Figura 4.1) foi feita integrando os dados obtidos através do estudo de afloramentos selecionados (Figura 1.6) com exceção daquele dito da Fazenda João Bernardo (Figura 4.2), que constitui um caso particular tratado individualmente.

4.3.1.1 Horizonte inferior

Tem uma espessura variando de 2 até mais de 4m, sendo constituído por uma bauxita bastante ferruginosa, heterogênea, com estrutura colunar mais ou menos acentuada.

Apresenta um arcabouço ferro-aluminoso, textura porosa e coloração amarelada. Este arcabouço engloba zonas de textura pseudo-oolítica de composição gibbsita-hematítica. Engloba ainda outras mais compactas e ferruginosas ou friáveis e deferrificadas. Localmente, são abundantes zonas constituídas por gibbsita de granulação grosseira. Depósitos cutânicos são freqüentes, principalmente na sua parte superior.

No arcabouço, o estudo das amostras por difração de raios-x revelou a presença de gibbsita como constituinte principal. Os outros minerais identificados são goetita, hematita e anatásio. A caolinita aparece sempre como um pico discreto, assim como a lepidocrocita, esta última com ocorrência restrita a um perfil.

As zonas pseudo-oolíticas têm formas que sugerem o preenchimento de cavidades no arcabouço. Este material é bem representado tendo sido descrito separadamente.

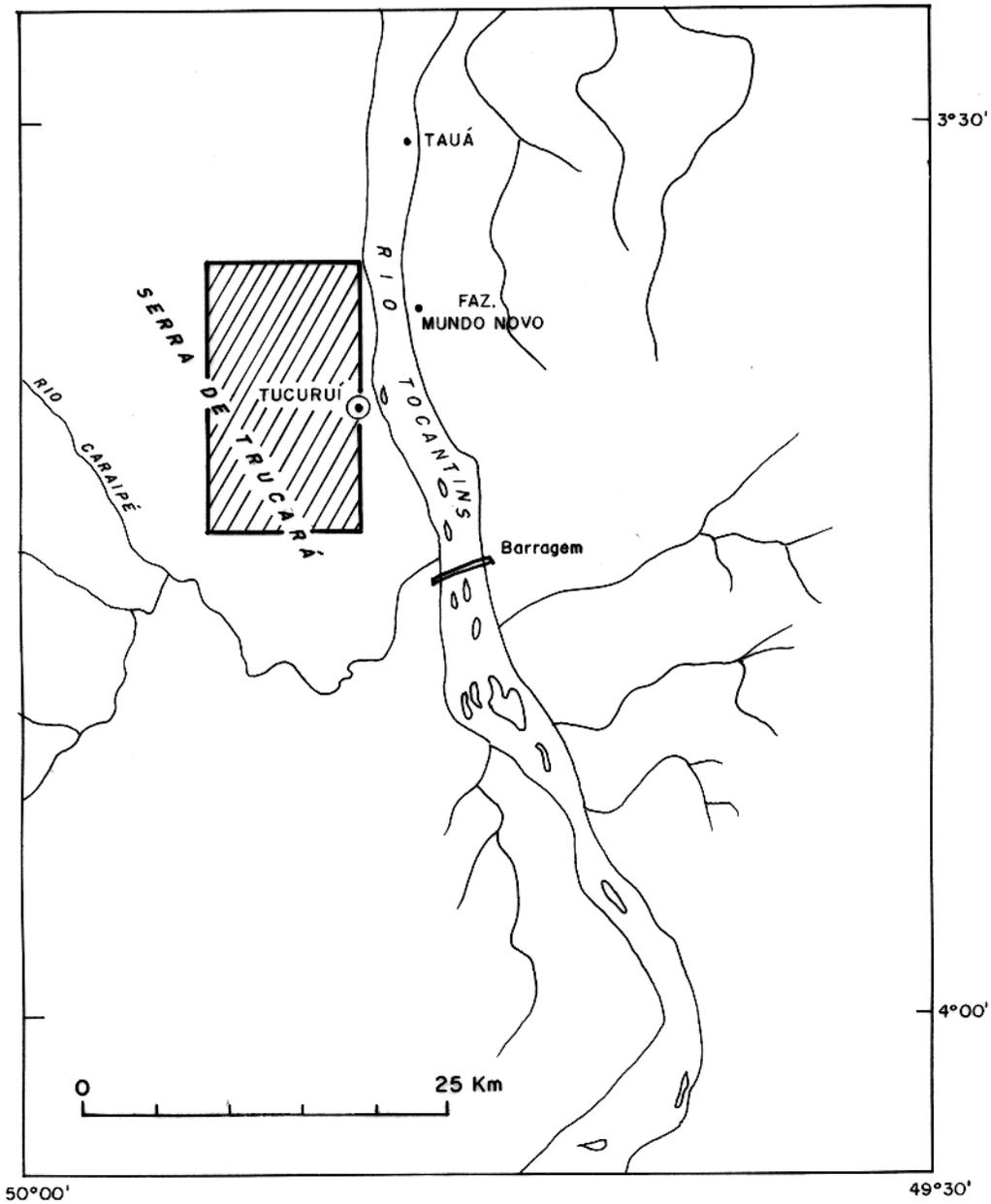
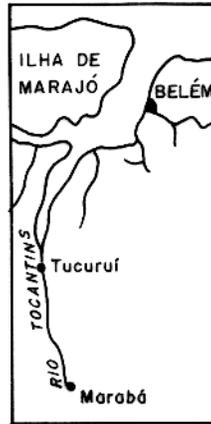


FIG. 1.5 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA. ESCALA APROXIMADA 1:500.000.

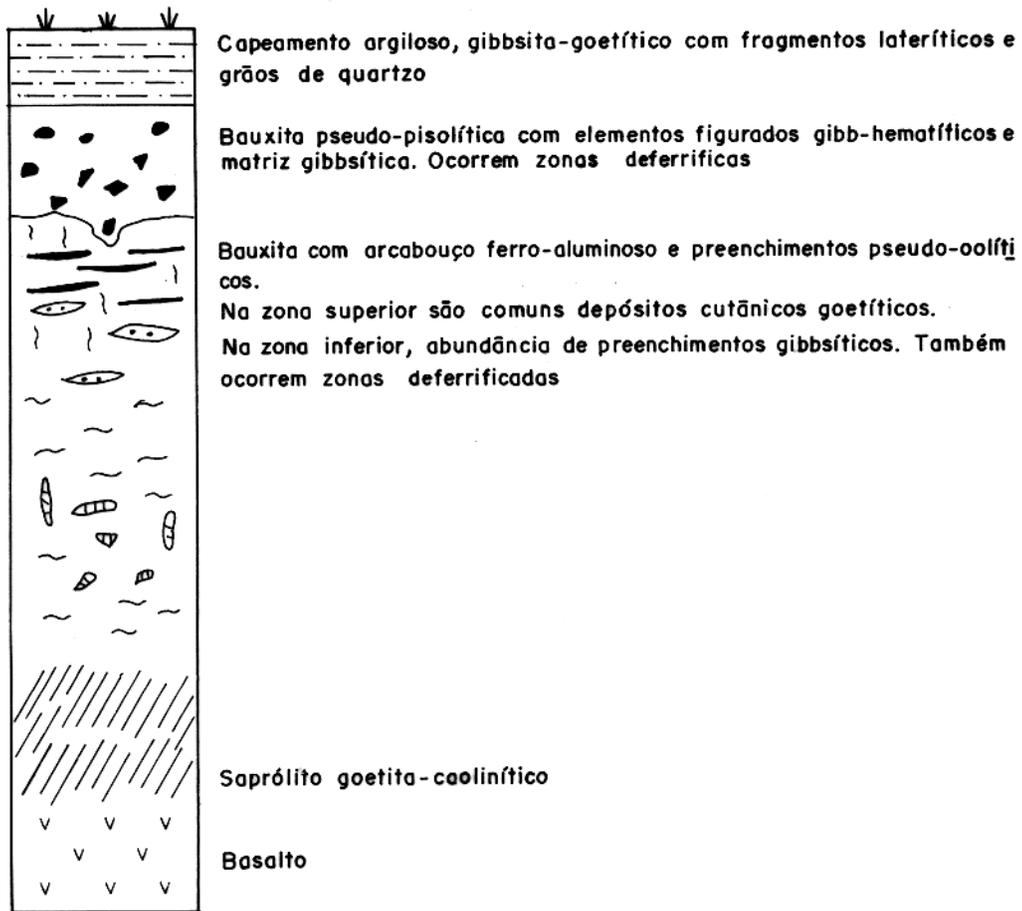


FIG. 4.1 - PERFIL COMPOSTO CARACTERÍSTICO DA ÁREA.

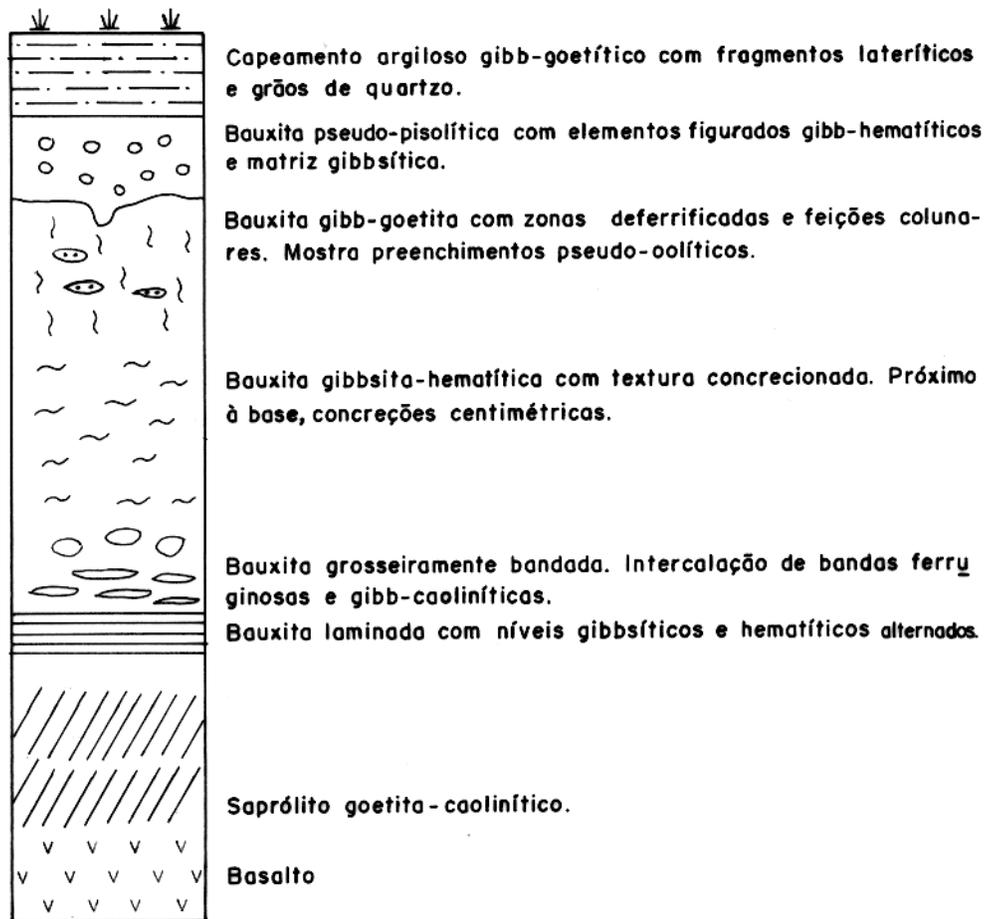


FIG. 4.2 - PERFIL DA FAZENDA JOÃO BERNARDO.

As zonas mais ferruginosas possuem forma alongada ou irregular (Fotos 4.1 e 4.2), textura compacta e composição hematita-gibbsítica, ocorrendo ainda goetita e anatásio em quantidades menores. Essas mesmas zonas parecem constituir relíctos de um material pré-existente que teria sido substituído pela massa ferro-aluminosa predominante no arcabouço. Por outro lado, o material mais hematítico constitui, em alguns casos, finas faixas encurvadas que sugerem uma formação tardia, através da migração do ferro do arcabouço. Em alguns casos essas zonas hematíticas são relativamente mais abundantes na parte superior do horizonte.

As zonas constituídas por gibbsita grosseira variam comumente de poucos centímetros a alguns milímetros. Têm formas irregulares, sugerindo o preenchimento de cavidades. As mesmas possuem coloração rosa e textura porosa (Foto 4.3). Os cristais de gibbsita são visíveis a olho desarmado e além deste mineral identificou-se, através dos difratogramas, anatásio, hematita, goetita e caolinita, sendo os três últimos assinalados apenas por picos bem discretos. Nos perfis localizados na borda do platô, esses preenchimentos são geralmente mais abundantes. Nos demais perfis, essas zonas de preenchimento são, de modo geral, mais freqüentes e desenvolvidas na parte inferior do horizonte em apreço.

Cavidades irregulares ou alongadas com até 5 cm de comprimento (Foto 4.1) são revestidas por um material esbranquiçado e friável. Os difratogramas revelaram uma composição gibbsita-caolinítica com pequenas quantidades de goetita, hematita e



Foto 4.1 Material ferro-aluminoso constituindo o arcabouço do horizonte inferior. Ocorrem zonas mais hematíticas alongadas ou irregulares e outras mais deferrificadas, gibbsita-caoliníticas. Amostra 86/81

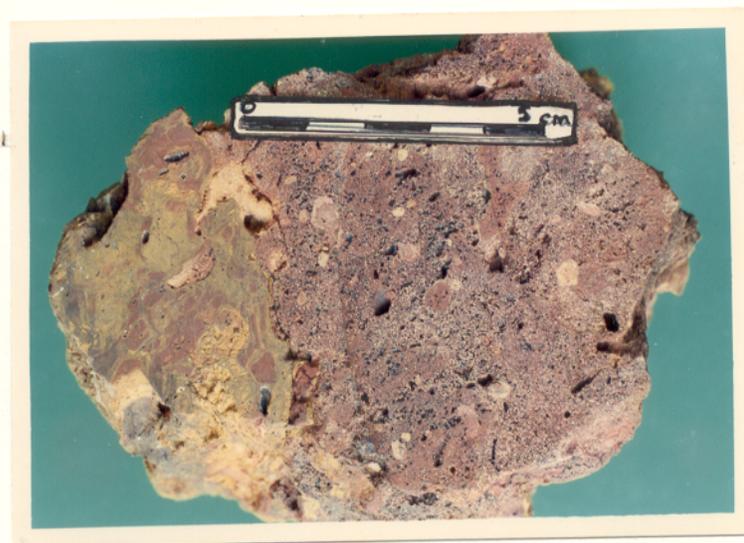


Foto 4.2 Contato do arcabouço com zona pseudo-oolítica. No primeiro ocorrem relictos de material hematítico que parece ter sido invadido por aquele goetita-gibbsítico, possivelmente através de fissuras. Amostra TA-65.

anatásio. Esse material parece ter sido deferrificado e em geral é mais característico da parte superior do horizonte considerado.

Pequenas cavidades encontram-se, algumas vezes, revestidas por óxidos de manganês.

- Fácies gibbsítica e textura pseudo-oolítica

Essa fácies é representada por zonas centimétricas, geralmente formando bolsões disformes (Foto 4.4) e com menor frequência, sob a forma de lentes centimétricas a decimétricas. Os contatos com o arcabouço são bem nítidos e bruscos (Foto 4.2).

Mais raramente, o material pseudo-oolítico constitui zonas grosseiramente esferoidais com diâmetro inferior a 0,5 cm. As mesmas apresentam envólucros irregulares, concêntricos, de coloração amarelada e arroxeadada, alternadamente. Tais feições parecem representar concrecionamentos tardios nas zonas pseudo-oolíticas.

Os pseudo-oolitos são em geral submilimétricos e de coloração esbranquiçada. São envolvidos por um material fino, textura compacta ou, mais raramente, porosa. A coloração arroxeadada desse material grada localmente para rosada a esbranquiçada sugerindo uma deferrificação mais ou menos acentuada (Fotos 4.2 e 4.4).

O estudo difratométrico relevou para essa fácies uma composição gibbsita-hematítica com anatásio em quantidades consideráveis. Nas zonas esbranquiçadas o teor de hematita é baixo predominando gibbsita e caolinita.



Foto 4.3 Arcabouço ferro-aluminoso do horizonte inferior, englobando zonas de coloração rosa e textura porosa, constituídas por gibbsita grosseira. Amostra 86/64



Foto 4.4 Fácies pseudo-oolítica formando bolsões e mostrando zonas de coloração rosa esbranquiçada aparentemente deferrificadas. Amostra TA/64.

4.3.1.2 Horizonte Superior

Este horizonte constitui o nível mais constante da sequência, estando presente em todos os perfis estudados, com espessura variando de 0,5 a mais de 1,0 m. Trata-se de uma ferrallita compacta a concrecionada, ligeiramente colunar de textura conglomerática a pseudo-pisolítica (Fotos 4.5, 4.6 e 4.7). As vezes apresenta cavidades alongadas, com até 2 cm de comprimento, revestidas por gibbsita grosseira (Foto 4.6). Cavidades menores são revestidas por material argiloso, goetítico. Seus elementos figurados consistem em indivíduos com formas irregulares de contornos arredondados ou angulosos (mais raros), além daqueles que tendem à forma esferoidal. Esses diferentes indivíduos foram descritos separadamente. Têm-se ainda, embora com ocorrência localizada, uma fácies de textura brechóide (Foto 4.8). Em perfil próximo ao aeroporto de Tucuruí a estrutura colunar é mais acentuada, destacando-se colunas irregulares, porém bem individualizadas que se adentram no horizonte subjacentes. As referidas colunas têm comprimento de cerca de 1,5 m, diâmetro em geral inferior a 0,2 m e são constituídas por uma bauxita pisolítica a pseudo-pisolítica (Foto 4.7). Às vezes estão associadas a cavidades tubulares subverticais de dimensões centimétricas a decimétricas em forma de chaminés irregulares.

- Pseudo-pisólitos

Como já definido anteriormente, recebem essa denominação aqueles elementos cujas formas tendem a esferoidais, sem estrutu-



Foto 4.5 Bauxita pseudo-pisolítica a conglomerática do horizonte superior. Os elementos figurados são predominantemente gibbsita-hematíticos com outros mais goetíticos ou manganésíferos subordinados. A matriz é gibbsítica. Amostra 4/2b.



Foto 4.6 Bauxita pseudo-pisolítica do horizonte superior, apresentando cavidade revestida por gibbsita grosseira. Os elementos figurados são gibbsita-hematíticos e a matriz é gibbsita-goetita-hematítica. Amostra 4/3.

ra interna ou apresentando apenas um córtex simples.

São os componentes mais abundantes da rocha (Fotos 4.5 e 4.6 e 4.7) e possuem um diâmetro bastante variável. Os maiores raramente ultrapassam 1 cm, enquanto os menores medem cerca de 2mm.

Possuem coloração avermelhada, preta ou creme-amarronzada sendo estes últimos mais raros. As análises difratométricas revelaram para os primeiros uma composição gibbsita-hematítica, com anatásio e goetita em quantidades menores. Aqueles de coloração preta são gibbsita-pirolusíticos com anatásio, goetita, hematita e caolinita em quantidades subordinados. Os indivíduos creme-amarronzados são gibbsita-goetita-hematíticos, tendo anatásio e caolinita como traços.

Nas colunas que adentram-se no horizonte subjacente, em particular próximo às chaminés acima citadas, os pseudo-pisólitos apresentam uma zona central avermelhada, gibbsita-hematítica e um córtex mais escuro, amarronzado, goetítico (Foto 4.7).

Localmente, próximo à base do horizonte, os pseudo-pisólitos parecem fragmentados e invadidos pelo material da matriz que neste caso é bastante goetítico. Têm-se ali uma obliteração parcial da textura pseudo-pisolítica (foto 4.9) e são comuns cavidades revestidas por gibbsita de granulação grosseira.

Pisólitos verdadeiros não foram observados em mesoescala.

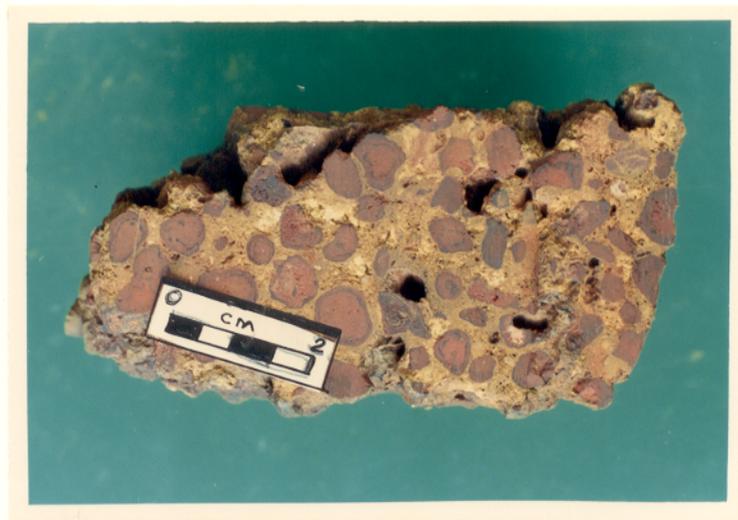


Foto 4.7 Bauxita pseudo-pisólítica do horizonte superior. Os pseudo pisólitos são hematita-gibbsíticos e apresentam bordas ou manchas amarronzadas, goetíticas. A matriz é gibbsita-goetítica. Amostra 86/62.



Foto 4.8 Bauxita de textura brechóide do horizonte superior. Os fragmentos são gibbsita-pirolusita-hematíticos e a matriz gibbsítica. Amostra 4/2b.

- Fragmentos

Foram considerados fragmentos aqueles indivíduos com formas irregulares e contornos arredondados ou angulosos. Os mesmos poderiam ter origem detrítica ou provir de degradação "in situ".

São relativamente pouco abundantes e têm composição heterogênea e textura semelhante às dos pseudo-pisólitos. Em geral apresentam tamanho inferior a 0,5 cm.

Na bauxita com textura brechóide, os fragmentos possuem formas e tamanhos variados sendo alguns alongados com até 2 cm de comprimento. São de composição gibbsita-pirolusítica, com pontuações rosadas gibbsíticas. Alguns são recortados por filonetes goetíticos e não é rara a presença de córtex irregulares de mesma composição (Foto 4.8).

- Matriz

A matriz é mais comumente gibbsítica, de cor rosada a creme esbranquiçada, compacta e de granulação fina. Goetita e anatásio ocorrem em pequenas quantidades.

Com menor frequência, é gibbsita-goetítica e apresenta manchas esbranquiçadas de deferrificação (Foto 4.7).

A presença bastante freqüente de diminutos poros e cavidades irregulares sugere uma dissolução epigenética.

Na bauxita de textura brechóide a matriz é essencialmente gibbsítica observando-se cristais desse mineral a olho desarmado.

4.3.1.3 Capeamento Argiloso

Uma cobertura argilosa goetita-gibbsítica recobre a se-

quência ferro-aluminosa, estando presente em todos os afloramentos estudados, com espessura variando de 0,5 a 2,0 m.

Trata-se de uma argila de aspecto homogêneo, coloração amarelada, contendo comumente fragmentos de laterita ferro-aluminosa. Esses fragmentos têm forma arredondada a irregular e tamanho em geral inferior a 1 cm. Na porção sul da Serra de Trucará, Kotschoubey et al (1986) observaram um nítido aumento tanto da frequência como do tamanho desses fragmentos do topo à base do capeamento, fato menos evidente na área objeto deste trabalho.

O capeamento apresenta uma fração silte+argila ($<63\mu$), predominante, e uma outra, mais grosseira e subordinada, constituída de fragmentos de laterita ferro-aluminosa e grãos de quartzo. A composição mineralógica da fração $<63\mu$ foi estudada por difração de raios-x. Esses difratogramas mostraram uma composição gibbsita-goetítica, com quartzo e anatásio em quantidades consideráveis. A caolinita aparece em traços.

Os principais minerais pesados identificados foram zircão, epidoto, turmalina, anatásio e andalusita (?)

Um estudo detalhado da cobertura argilosa da sequência laterito-bauxítica da Serra de Trucará foi realizado por Evangelista (1988). O autor fez uma comparação químico-mineralógica entre a referida cobertura e materiais saprolíticos, como tudo indica formados a partir de rochas das Formações Caraipé e Morrote. Os dados obtidos são fortemente favoráveis a uma origem alóctone para a cobertura. As principais evidências

dessa aloctonia são:

- A ocorrência na cobertura de fragmentos lateríticos alguns deles compostos, com formas e características indicando transporte;
- A presença de minerais como sillimanita, andalusita, topázio, anfibólio e anatásio, não encontrados pelo autor nos saprólitos estudados;
- O tamanho inferior e uma menor angulosidade dos grãos de quartzo da cobertura onde os mesmos são nitidamente mais abundantes;
- O teor de sílica mais elevado na cobertura que nas lateritas sotopostas.

O autor admite finalmente uma forte semelhança da cobertura estudada com o capeamento das formações bauxíticas das regiões do Médio-Baixo Amazonas e de Paragominas ou a Argila de Belterra (Sombroeck, 1966; in e Truckenbrodt e Kotschoubey, 1981).

4.3.2 Perfil da Fazenda João Bernardo

4.3.2.1 Características Gerais

Esse perfil localiza-se na borda do platô fato que parece ter contribuído para a sua maior complexidade.

Um corte de estrada mais recente permitiu uma melhor exposição dos tipos litológicos que o compõem (Fig. 4.2).

Na sua base, ocorre uma bauxita de textura arenítica, hematita-gibbsítica, caracterizada por uma estrutura tipicamente laminada tendo uma espessura aflorante inferior a 1 m.



Foto 4.9 Obliteração da textura pseudo-pisolítica na base do horizonte superior. Os pseudo-pisólitos ou fragmentos foram invadidos pelo material goetítico da matriz. Amostra 4/1.



Foto 4.10 Bauxita laminada do perfil da Faz. João Bernardo. Pequenas cavidades mostram uma auréola esbranquiçada, de deferrificação. Amostra 1/1.

Sobreposta à bauxita laminada, aflora uma outra, grosseiramente bandada com faixas irregulares gibbsita-caoliníticas e ferruginosas.

O nível seguinte é o mais espesso do perfil - cerca de 4 m - consistindo em uma bauxita concrecionada, nodular a maciça, algo colunar na porção superior, de composição hematita-gibbsítica. Encontram-se intercaladas nesse nível, zonas mais argilosas e inconsolidadas contendo concreções arredondadas, bastante goetíticas, com diâmetro entre 5 e 10 cm. Em direção ao topo, passa-se para uma rocha de estrutura colunar, goetita-gibbsita-caolinítica. Nessa zona, ocorrem corpos centimétricos em forma de bolsões, constituídos por uma bauxita de textura pseudo-oolítica e composição gibbsita-goetítica. Apesar desse nível ser mais diferenciado, as suas características permitem correlacioná-lo ao que se denominou horizonte inferior, no perfil composto típico da área.

O horizonte superior é constituído por bauxita pseudo-pisolítica. Nesse perfil sua espessura é de cerca de 1 m.

4.3.2.2 Bauxita Laminada da Base

Compõe-se principalmente de gibbsita e hematita tendo o anatásio como acessório. Apresenta textura arenítica devido à granulação grosseira da gibbsita cujos cristais são visíveis a olho desarmado.

Exibe estrutura laminada havendo também porções mais maciças (Foto 4.10). A laminação é dada pela alternância de níveis mais ricos em gibbsita ou hematita. Essa laminação parece

refletir a estrutura de uma rocha sedimentar original. A presença da hematita indicaria uma formação em condições aeradas, numa zona de intensa percolação de águas mais oxigenadas, favorecida pela estrutura laminada da rocha pretérita.

Diminutos veios constituídos por gibbsita grosseira recorrem essa estrutura planar.

Pequenas cavidades mostram uma auréola cinza claro a esbranquiçada (Foto 4.10), resultando da deferrificação provocada pela percolação de soluções e/ou pela atividade orgânica. É provável que microambientes ácidos gerados ao nível de raízes tenham contribuído fortemente à remoção do Fe.

4.3.2.3 Bauxita Grosseiramente Bandada

Apresenta um bandamento grosseiro e irregular, levemente ondulado (Foto 4.11). Esse bandamento caracteriza-se pela alternância de níveis milimétricos a submilimétricos, gibbsita-caoliníticos, eventualmente porosos ou cavernosos, e zonas gibbsita-hematítica densas. Depósitos cutânicos de composição goetítica ocorrem comumente concordantes com o bandamento. Este último mais provavelmente resultou da flutuação do nível freático.

4.3.2.4 Bauxita Concrecionada. Nodular a Maciça

É composta fundamentalmente de gibbsita e hematita com goetita, caolinita e anatásio subordinados. Consiste em uma rocha de aspecto homogêneo, bastante porosa, com pequenas cavidades irregulares.

Exibe estrutura maciça ou ligeiramente colunar, e uma



Foto 4.11 Bauxita grosseiramente bandada do perfil Faz. João Bernardo. A estrutura é dada pela alternância de níveis gibbsita-caoliníticos, porosos ou cavernosos, e outros mais hematíticos. Depósitos cutânicos são frequentes. Amostra 1/2.

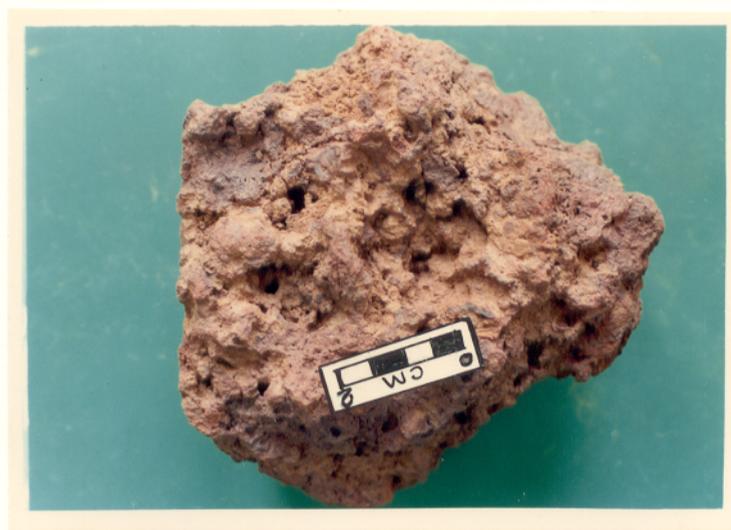


Foto 4.12 - Bauxita concrecionada do perfil da Faz. João Bernardo. Amostra 1/3.

coloração avermelhada (Foto 4.12). Zonas difusas mais escuras parecem representar testemunhos de um material pretérito mais ferruginoso ou zonas de concrecionamento tardio.

Algumas cavidades são revestidas por material esbranquiçado gibbsita-caolinítico.

4.3.2.5 Concreções Arredondadas

Intercaladas na bauxita supracitada ocorrem zonas mais argilosas, inconsolidadas, contendo concreções arredondadas de coloração amarelada a marrom e diâmetro entre 5 e 10 cm (Fotos 4.13 e 4.14).

Apresentam núcleo caolinita-gibbsítico, friável, altamente poroso, e uma zona periférica litificada, gibbsita-goetítica, com espessura de até pouco mais de 1 cm. Anatásio é presente como mineral acessório.

Na porção sul da Serra de Trucará, tais concreções foram assinaladas na base do perfil laterítico por Kotschoubey et al. (1986). Ali as mesmas são mais ferruginosas-hematíticas e apresentam uma coloração cinza-azulada.

4.3.2.6 Bauxita Amarelada de Estrutura Colunar

A rocha apresenta estrutura colunar e é composta por uma associação de materiais de diferentes texturas e composições (Fotos 4.16 e 4.17).

Predomina um material gibbsita-caolinita-goetítico, de coloração creme amarelada a esbranquiçada e textura porosa (Foto 4.16). Hematita e anatásio ocorrem em pequenas quantidades.



Foto 4.13 Concreção sub-esferoidal do perfil da Faz. João Bernardo. Amostra 1/4.



Foto 4.14 Detalhe de uma concreção sub-esferoidal. A zona interna, inconsolidada (removida) é gibbsita-caolinítica enquanto a zona litificada é gibbsita-goetítica. Amostra 1/4.

Esse material parece ter sido deferrificado.

São comuns zonas bem definidas, amarronzadas e litificadas, de composição essencialmente goetítica com pontuações gibbsíticas (Foto 4.16). No interior dessas mesmas zonas destacam-se outras, difusas, de coloração avermelhada, mais hematíticas, testemunhos de um material pré-existente. O material goetítico parece ter se formado em detrimento daquele mais hematítico, por hidratação, tendo essa transformação sido favorecida pela presença de numerosas fissuras que recortam a laterita bauxítica.

Localmente, predominam os depósitos cutânicos ricos em goetita, de coloração creme ou amarronzada (Foto 3.15). Aqui são abundantes zonas gibbsita-caoliníticas, recortadas por uma malha fina e irregular, densa, do tipo "boxwork", de material goetítico (Foto 4.17).

4.3.2.7 Fácies Pseudo-oolítica

No perfil em apreço, essa fácies é melhor representada na zona onde predomina a laterita bauxítica amarelada de estrutura colunar. O material pseudo-oolítico tem textura porosa, coloração arroxeadada a lilás e composição gibbsita-caolinítica, com goetita e anatásio em pequenas quantidades.

Constitui bolsões com formas irregulares e tamanho variando de poucos milímetros até cerca de 5 cm, parecendo preencher cavidades na laterita bauxítica. São freqüentes cutãs goetíticos, com espessura milimétrica, isolando total ou parcialmente pequenas zonas pseudo-oolíticas de formas



Foto 4.15 Bauxita pseudo-oolítica do perfil da Faz. João Bernardo. São frequentes cutãs goetíticas isolando zonas pseudo-oolíticas. Amostra 1/8.

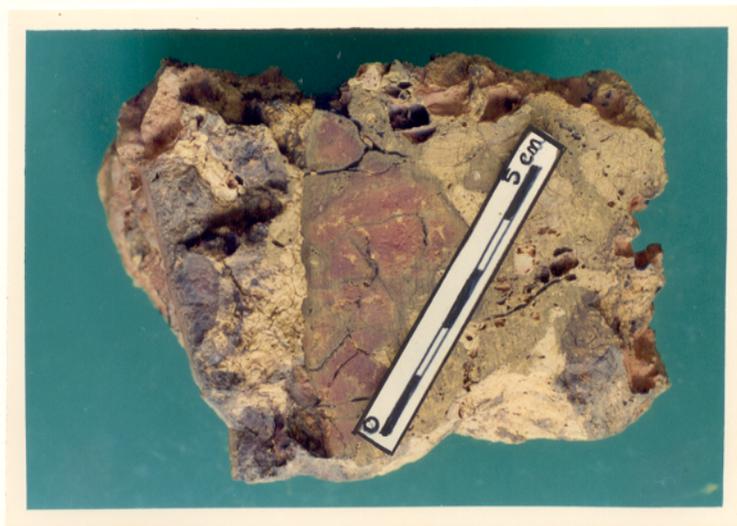


Foto 4.16 Bauxita amarelada de estrutura colunar do perfil da Faz. João Bernardo. Predomina um material gibbsita-goetita-caolinítico, envolvendo zonas mais goetíticas ou hematíticas. Amostra 1/10.



Foto 4.17 Fácies da bauxita da foto 4.16 com abundantes depósitos cutânicos goetíticos. Zonas gibbsita-caoliníticas são recortadas por uma malha goetítica, de tipo "boxwork". Amostra 1/9.

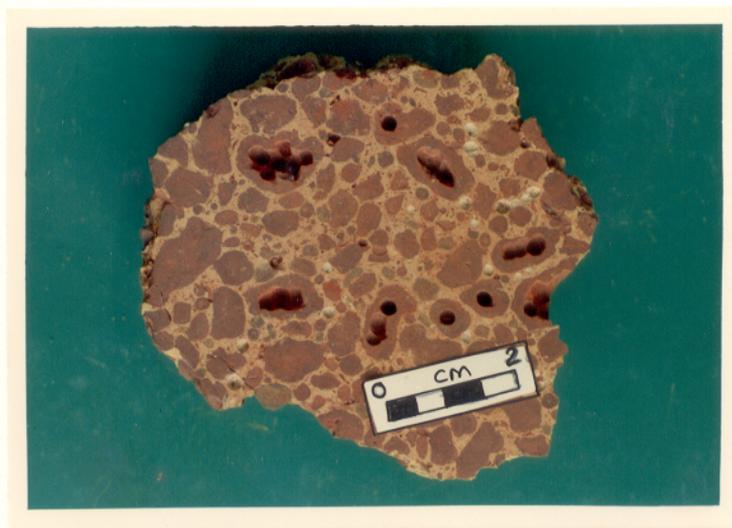


Foto 4.18 Bauxita conglomerática do perfil da Faz. João Bernardo. Os pseudo-pisólitos e fragmentos são principalmente gibbsita-hematíticos e a matriz gibbsítica. Amostra 1/11 b.

totalmente irregulares (Foto 4.15). O material goetítico é claramente posterior ao pseudo-oolítico e parece representar concrecionamentos internos causados por circulações de água em meio razoavelmente permeável.

4.3.2.8 Bauxita Conglomerática

Assemelha-se à bauxita pseudo-pisolítica ou conglomerática do perfil composto característico da área (Foto 4.18).

Em alguns locais, a textura conglomerática é obliterada, havendo uma abundância expressiva de depósitos cutânicos que parecem ter invadido os fragmentos ou pseudo-pisólitos (Foto 4.19). Este fenômeno foi melhor observado em lâminas delgadas. Nas zonas onde ocorre essa obliteração, são comuns cavidades arredondadas ou alongadas com até 2 cm de comprimento, em geral revestidas por material gibbsita-caolinítico friável (Foto 4.20).

Aqui, também descreveu-se separadamente os diferentes componentes da rocha.

- Fragmentos

São os indivíduos mais abundantes. Em termos composicionais, a hematita é abundante embora a gibbsita também seja um constituinte principal. O anatásio é o acessório presente. Mais raramente, a goetita predomina sobre a hematita.



Foto 4.19 Obliteração da textura conglomerática da bauxita da foto 4.18. Amostra 1/11a.



Foto 4.20 Cavidades revestidas por material gibbsita-caolinítico na zona de obliteração de textura conglomerática. Amostra 1/11a.

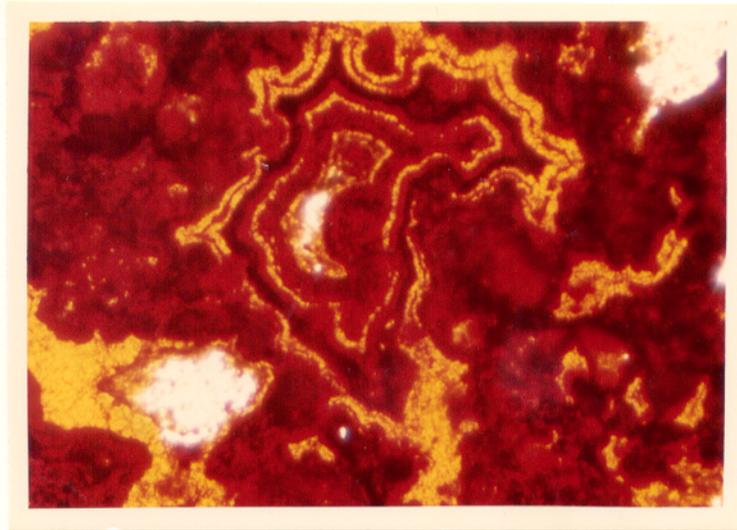


Foto 4.21 Estrutura de preenchimento de poros, com alternância de faixas goetíticas (amarelas), ferro-aluminosas (avermelhadas) e hematíticas (opacas). O núcleo é constituído por gibbsita. Lâmina 4/3, n//; 10x.

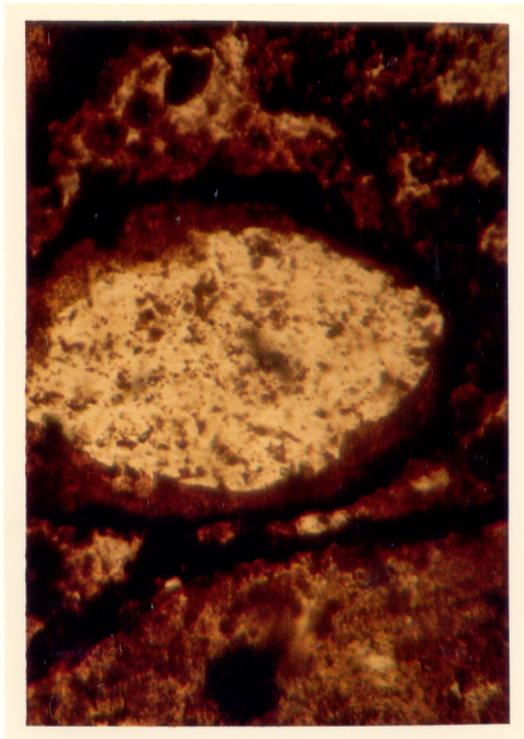


Foto 4.22 Agregados gibbsíticos com forma elipsoidal e borda mais ferruginosa gradando até opaca, sugerindo um zoneamento decorrente da migração centrífuga do ferro. Lâmina 4/3; n//; 25x.

Possuem textura compacta, contornos arredondados e formas irregulares ou alongadas, com os maiores medindo até 2 cm de comprimento e os menores apenas alguns milímetros.

Alguns apresentam zoneamento difuso com a parte interna mais escura, sugerindo o concrecionamento do ferro.

- Pseudo-pisólitos

São pouco abundantes e assemelham-se em composição e textura aos fragmentos descritos acima devendo-se a denominação exclusivamente à sua forma subesférica. Têm tamanho variado sendo o diâmetro médio em torno de 0,5 cm.

- Matriz

Tem granulação fina, coloração rosa esbranquiçada, sendo bastante porosa.

O mineral predominante é a gibbsita, encontrando-se subordinados goetita, hematita e anatásio.

4.4 Micromorfologia

4.4.1 Considerações Preliminares

No estudo das lâminas delgadas, classificou-se os minerais identificados, de acordo com o tamanho dos cristais, em criptocristalinos, microcristalinos, mesocristalinos e macrocristalinos.

Criptocristalinos: apresentam-se como uma massa mineral mais ou menos homogênea não sendo possível distinguir qualquer cristal. Constituindo, portanto, o plasma de Brewer (1964).

Microcristalinos: ocorrem em cristais menores que 0,036 mm.

Mesocristalinos: exibem cristais entre 0,036 e 0,072 mm, aproximadamente.

Macrocrystalinos: correspondem aos cristais com tamanho superior a 0,072 mm.

Os minerais identificados em microscopia óptica são gibbsita, goetita e hematita. As suas principais formas de ocorrência são:

- Gibbsita

Criptocristalina: ocorre principalmente no horizonte inferior em estruturas colomorfas características desse horizonte. No horizonte superior, ocorre na matriz ferro-aluminosa, formando esférulas de flocculação. Nos fragmentos e pseudo-pisólitos ocorre associada a minerais de ferro+caolinita formando um plasma com textura colomorfa incipiente.

Micro a mesocristalina: ocorre nos dois horizontes sendo o último tipo mais freqüente. Encontram-se principalmente preenchendo poros e fraturas anelares e radiais (sinerese). Essas fraturas seccionam ou contornam os elementos esferoidais como pseudo-pisólitos e pseudo-óólitos.

Macrocrystalina: é abundante nos dois horizontes e na bauxita laminada do perfil da fazenda João Bernardo. Ocorre predominantemente preenchendo fraturas e cavidades diversas e em agregados, pseudomorfos ou não. No caso dos preenchimentos, é normalmente orientada perpendicularmente às paredes dos espaços preenchidos, podendo também formar um arranjo em mosaico.

Grau de cristalinidade: nos difratogramas, em geral a

gibbsita mostra o pico a 4,85A intenso e fechado. Por outro lado, os picos 4,35 a 4,37A e a 4,31A têm intensidades cujas relações não correspondem aos valores tabelados ou, não raro, são ausentes ou discretos e mal definidos. Essas características sugerem uma cristalinidade média a fraca. Não se pode entretanto considerar tais características como sendo comuns a todos os tipos de gibbsita reconhecidos em lâminas, uma vez que nos difratogramas não se pode diferenciar os diferentes tipos referidos. Trata-se portanto de dados globais. Em cavidades preenchidas por gibbsita grosseira, onde foi possível analisar-se com certa segurança apenas esse tipo de gibbsita, a mesma mostrou-se melhor cristalizada, com as reflexões principais bem definidas e com as relações entre as intensidades próximas dos valores tabelados. Nas colunas revestidas por gibbsita e caolinita, a gibbsita mostrou apenas a reflexão $d = \frac{4,82}{002} \text{ A}$ bem definida enquanto a $d = \frac{4,35}{110} \text{ A}$ mostrou-se discreta e aberta, sugerindo uma cristalinidade baixa.

- Goetita

Os tipos micro e criptocristalino: são os mais comuns. Ocorrem no horizonte inferior, associados à gibbsita e/ou hematita no arcabouço laterítico. Comumente substituem a hematita ou preenchem espaços pré-existentes. No último caso, os cristais podem formar uma franja crescendo perpendicularmente às paredes desses espaços. Nestes casos, os cristais são mais desenvolvidos podendo chegar ao tipo mesocristalino. Localmente a goetita micro-cristalina bordeja pseudo-óólitos constituindo um cimento. No horizonte superior, é mais comumente

criptocristalina e forma o córtex de pseudo-pisólitos, pisólitos ou fragmentos, podendo invadí-los parcialmente.

- Hematita

Ocorre na forma criptocristalina sendo particularmente abundante na bauxita laminada do perfil da Fazenda João Bernardo. No horizonte inferior, a hematita ocorre associada à gibbsita, formando relíctos do material pretérito ou constitui zonas irregulares resultantes da migração do Fe a partir do arcabouço ferro-aluminoso. No horizonte superior constitui, junto com gibbsita e mais raramente, caolinita, a maioria dos pseudo-pisólitos e fragmentos.

- Caolinita

Embora a caolinita tenha sido identificada através da análises difratométricas de diversos litotipos, a mesma não chegou a ser observada no microscópio. Tal fato deve-se provavelmente ao seu modo de ocorrência, na forma criptocristalina, associada à gibbsita e/ou minerais de ferro, podendo facilmente confundir-se com gibbsita.

Através da difração de raios-x esse mineral foi evidenciado constituindo um componente significativo nas seguintes rochas:

Perfil tipo:

No horizonte inferior, a caolinita é um constituinte importante, em zonas deferrificadas da fácies pseudo-oolítica ou ainda revestindo cavidades. Ocorre sempre associada à gibbsi-

ta.

Perfil da Fazenda João Bernardo:

Na rocha grosseiramente bandada, a caolinita constitui, junto com a gibbsita, os níveis de textura porosa ou cavernosa. Encontram-se igualmente em quantidade notável nas zonas pseudo-oolíticas e na rocha amarelada de estrutura colunar. Nesta última compõe junto com gibbsita, zonas irregulares recortadas por material goetítico, ou reveste os corpos colunares.

Na rocha conglomerática ocorre nos pseudo-pisólitos e fragmentos associada à hematita e gibbsita.

Grau de cristalinidade:

Nas colunas ou cavidades, onde é mais abundantes e ocorre associada à gibbsita, a caolinita apresenta normalmente as reflexões $d_{001} = (7,15A \text{ a } 7,38A)$ acentuadas e razoavelmente fechadas. As reflexões $d_{002} = (3,56A \text{ a } 3,59A)$ aparecem comumente com intensidades iguais àquelas da reflexão d_{001} , correspondendo assim aos valores tabelados. Os demais picos são quase sempre discretos ou ausentes. Esses dados sugerem uma cristalinidade média.

No núcleo das concreções arredondadas (perfil da Faz. João Bernardo), onde a caolinita é um constituinte principal, as reflexões $d_{001} = (7,14A)$ e $d_{002} = (3,56A)$ são iguais, intensas e fechadas. Além disto, as reflexões menores são em sua maioria bem definidas, o que sugere uma cristalinidade melhor que no material anterior.

4.4.2 Características Microfaciológicas

4.4.2.1 Perfil tipo

- Horizonte Inferior

A rocha que constitui o arcabouço desse horizonte, microscopicamente, caracteriza-se por um plasma ferro-aluminoso, de coloração amarelada a avermelhada, com textura colomorfa incipiente. Localmente, a textura é melhor desenvolvida chegando a formar pseudo-óólitos.

Nesse arcabouço ferro-aluminoso individualizam-se zonas mais hematíticas, de coloração amarronzada a opacas e textura colomorfa pouco acentuada. São geralmente difusas e correspondem a zonas de concentração de ferro que migrou do plasma ferro-aluminoso. Algumas dessas zonas hematíticas são invadidas ou parcialmente substituídas por goetita.

Goetita, micro a criptocristalina, e gibbsita, normalmente macrocristalina preenchem poros e fissuras irregulares, anelares ou em meia lua. Esta gibbsita resulta de uma neogênese, supondo-se que o alumínio provém de níveis superiores ou de zonas adjacentes, por migração vertical ou lateral de soluções, caracterizando uma acumulação absoluta desse elemento.

São freqüentes as estruturas mostradas na foto 4.21. Nessas estruturas tem-se a alternância segundo um padrão concêntrico, de micro níveis goetíticos (amarelos), ferro-aluminosos (avermelhados) e hematíticos (opacos), sendo a zona mais interna, em geral, constituída por gibbsita micro a mesocristalina. Essas estruturas assemelham-se àquelas descritas e interpretadas por

Mindszenty (1978), como resultantes da flutuação do nível freático, e denominadas "rhythmical pore-space filling structures" ou estruturas de preenchimento de poros.

A gibbsita, em geral mesocristalina, pode constituir agregados de forma ovalada ou sub-retangular bordejados por goetita microcristalina, sugerindo pseudomorfos. Alguns desses agregados gibbsíticos têm uma borda ferro-aluminosa, zonada mais ferruginosa-opaca na periferia (Foto 4.22). Esse zoneamento reflete uma migração centrífuga do Fe.

- Fácies Pseudo-Oolítica

Em lâminas delgadas as esférulas apresentam em geral um arranjo formando um arcobouço bastante fechado (Fotos 4.23 e 4.24) e são constituídas por material criptocristalino. Podem ser ferro-aluminosas ou essencialmente ferruginosas. As primeiras têm coloração cinza amarronzada ou avermelhada, enquanto as aluminosas são esbranquiçadas e as ferruginosas tendem a opacas.

Diminutas manchas avermelhadas são freqüentemente observadas nos pseudo-oolitos (Foto 4.25). Essas manchas representam a parte do ferro que não migrou para a periferia das esférulas durante a diferenciação Fe-Al a partir do material homogêneo inicial, como descrito por Ghosh e Dutta (1978). A segregação desse ferro remanescente originou as referidas manchas.

Os pseudo-óólitos ferro-aluminosos têm comumente a sua parte central constituída por agregados de cristais de gibbsita (fotos 4.24 e 4.26). Essa gibbsita é meso a macrocristalina sendo semelhante àquela que constitui o cimento. Nesses agregados observam-se com frequência diminutas manchas irregulares de material igual ao que constitui a parte mais externa dos pseudo-óólitos.

Tal fato sugere que o cimento gibbsítico substitui parcialmente algumas esférulas, permanecendo nos agregados gibbsíticos vestígios do material original não totalmente "digerido".

Em outros casos, a forma sub-retangular dos agregados (Foto 4.23) parece indicar uma substituição pseudomórfica da parte central da esférula. A referida forma sugere tratar-se de ripas do plagioclásio provenientes da rocha mãe, totalmente substituídas por gibbsita.

- Cimento

O cimento é principalmente constituído por gibbsita meso a macro cristalina. Mais raramente é goetítico (Foto 4.27). A gibbsita e a goetita apresentam orientação geral perpendicular às esférulas formando uma franja mais ou menos regular. Com frequência, esses minerais exibem igualmente um arranjo em mosaico. Em alguns casos, os pseudo-óólitos são ligados uns aos outros por hematita cripto-cristalina. Esta última parece provir da "coalescência" do ferro, expulso das esférulas durante a diferenciação Fe/Al, como ocorre no modelo de Ghosh e Dutta (1978), não correspondendo portanto à noção de cimento "sensu strictu".

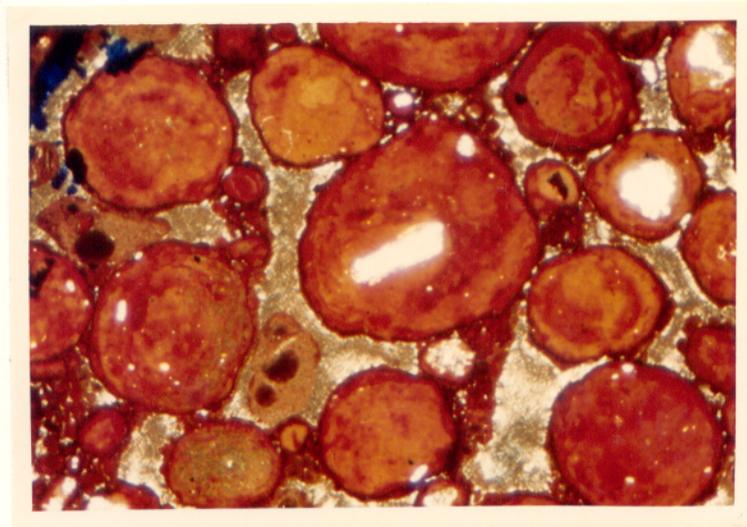


Foto 4.23 Pseudo-oolitos ferro-aluminosos com arranjo denso. Aquele do centro da foto inclui megacrystal idiomórfico de gibbsita (0,36 mm). Lâmina 4/3; n//; 2,5x.



Foto 4.24 Pseudo-oolitos hematíticos. Aquele maior apresenta núcleo gibbsítico com relíctos de material hematítico. Lâmina 4/3;; n//; 25x.

- Horizonte Superior

A rocha pseudo-pisolítica ou conglomerática característica desse horizonte apresenta os elementos figurados, predominantemente gibbsita-hematita-goetíticos, criptocristalinos, envoltos por uma matriz de coloração cinza-esbranquiçada, ferro-aluminosa, criptocristalina com textura coloforme. Os espaços entre as esférulas da matriz são preenchidos por um cimento constituído por gibbsita de granulação variada, predominando o tipo mesocristalino.

- Pseudo-Pisólitos

Como já definido anteriormente, esses indivíduos têm forma sub-esférica a ovalada, e não mostram estrutura interna embora possam apresentar um córtex simples.

São constituídos por material criptocristalino, translúcido, de coloração marrom-avermelhada e possuem composição em geral gibbsita-hematítica. Com menor frequência são opacos.

Comumente, apresentam textura interna coloforme fracamente definida (Foto 4.28) com gibbsita, em geral microcristalina, nos espaços interesferulares. São freqüentes poros preenchidos por gibbsita meso a microcristalina. Alguns indivíduos têm núcleo opaco, envolto por um córtex goetítico. O núcleo comumente apresenta bordas corroídas encontrando-se no córtex resquícios do material que constitui o núcleo (Figura 4.3). Essas feições evidenciam um córtex formado a partir da alteração centrípeta do núcleo.

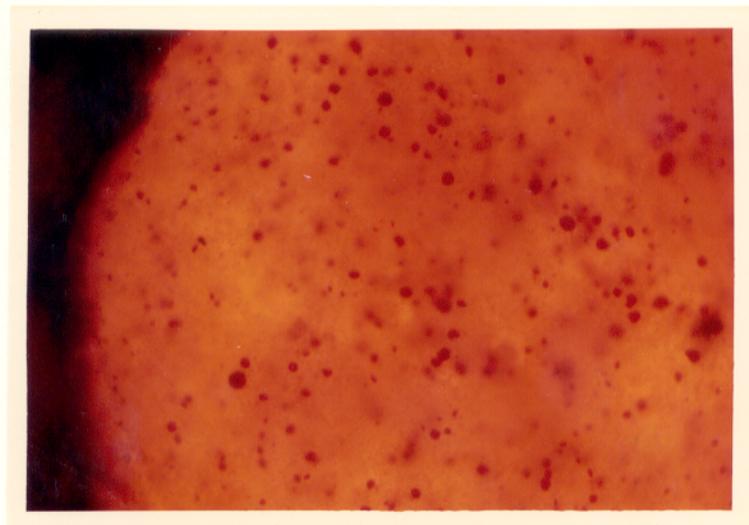


Foto 4.25 Detalhe de pseudo-óólito ferro-aluminoso mostrando pontuações mais ferruginosas. Lâmina TA-63; n//;; 25x.

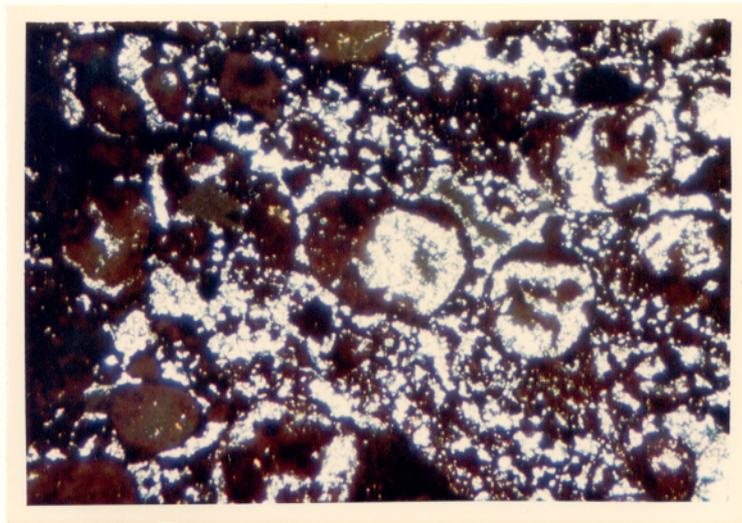


Foto 4.26 Pseudo-óólitos parcialmente constituídos por gibbsita. Observa-se nos agregados gibbsíticos manchas irregulares de material semelhante àquele da parte externa dos pseudo-óólitos. Lâmina TA-65; n x; 25x.

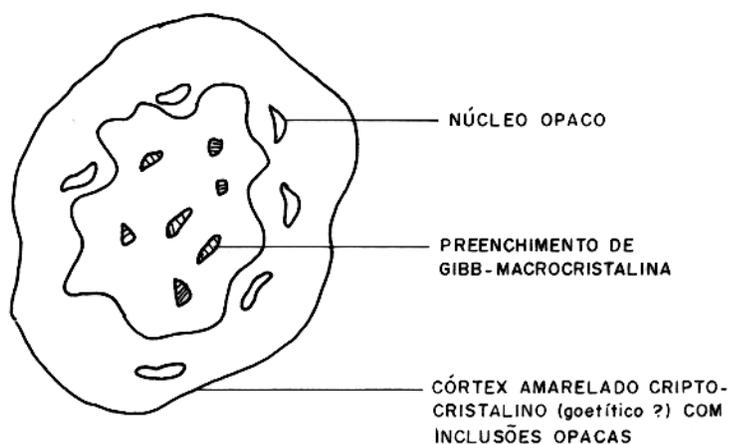


FIG. 4.3 - PSEUDO-PISÓLITO MOSTRANDO CÓRTEX RESULTANTE DE ALTERAÇÃO CENTRÍPETA. O CÓRTEX MOSTRA RELICTOS DO MATERIAL DO NÚCLEO E A FORMA ORIGINAL DO CORPO É PRESERVADA.

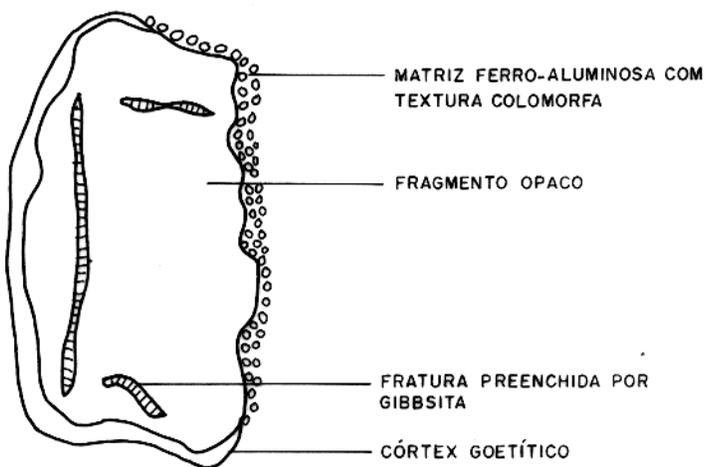


FIG. 4.4 - FRAGMENTO OPACO MOSTRANDO CONTATO CORROÍDO E SUBSTITUÍDO PELA MATRIZ FERRO-ALUMINOSA. APRESENTA CÓRTEX GOETÍTICO E FRATURAS PREENCHIDAS POR GIBBSITA.

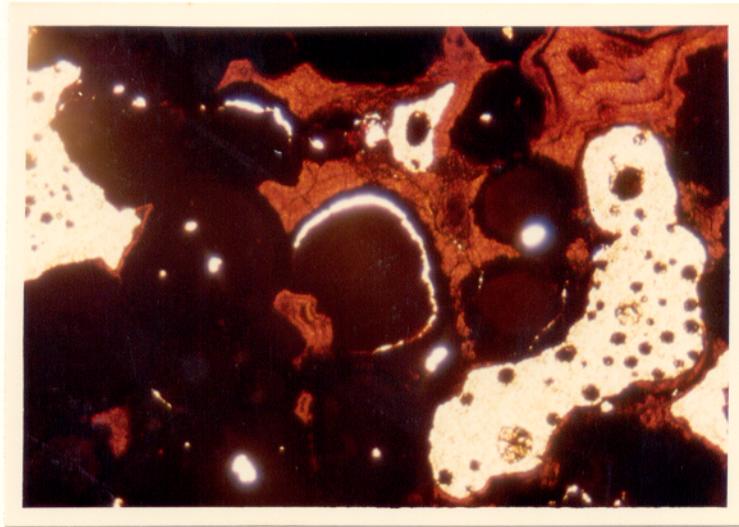


Foto 4.27 Fácies pseudo-oolítica com cimento goetítico. Os cristais de goetita mostram um padrão em franja e em mosaico. Lâmina TA-63; nx; 2,5x.

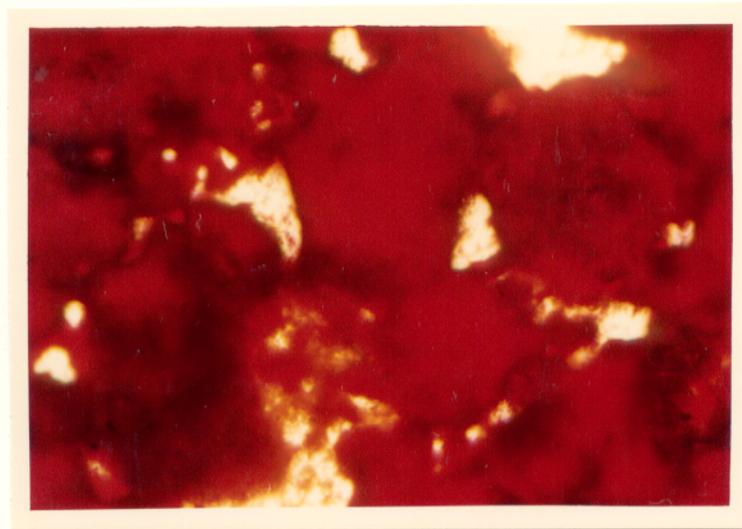


Foto 4.28 Detalhe de pseudo-pisólitos do horizonte superior mostrando textura interna sub-esferulítica. Gibbsita microcristalina preenche os espaços interesferulares. Lâmina TA-61; n//; 25x.

- Fragmentos

São corpos de formas irregulares e contornos variando de arredondados a sub-angulosos. Têm coloração marrom-avermelhada até amarelada ou são opacos. Os primeiros têm composição hematita-gibbsítica, enquanto os amarelos são goetita-gibbsíticos e os opacos hematita-pirolusita-gibbsíticos.

Freqüentemente, apresentam textura interna colofome com gibbsita microcristalina interesferular.

As bordas são freqüentemente corroídas e invadidas pela matriz ferro-aluminosa (Figura 4.4) que algumas vezes penetra no fragmento (Figura 4.5).

Alguns indivíduos opacos são envoltos, total ou parcialmente, por córtex goetítico. Nesse córtex encontram-se resquícios do material que constitui o fragmento (Figuras 4.5 e 4.6) evidenciando que o envólucro provém da uma alteração centrípeta do mesmo. Em alguns locais, o material do córtex penetra no fragmento formando uma espécie de golfo (Figura 4.6).

São freqüentes poros preenchidos por gibbsita meso a microcristalina. Alguns fragmentos apresentam fissuras, preenchidas por gibbsita, interrompidas no contato com a matriz (Figura 4.7).

- Pisólitos

A estrutura pisolítica como definida anteriormente foi observada apenas nos corpos opacos pirolusita-gibbsíticos. A mesma caracteriza-se pela alternância de finas zonas concêntricas claras-gibbsíticas e opacas (Foto 4.29). A gibbsita preencheu as fraturas resultando da contração de um gel durante a sua desi-

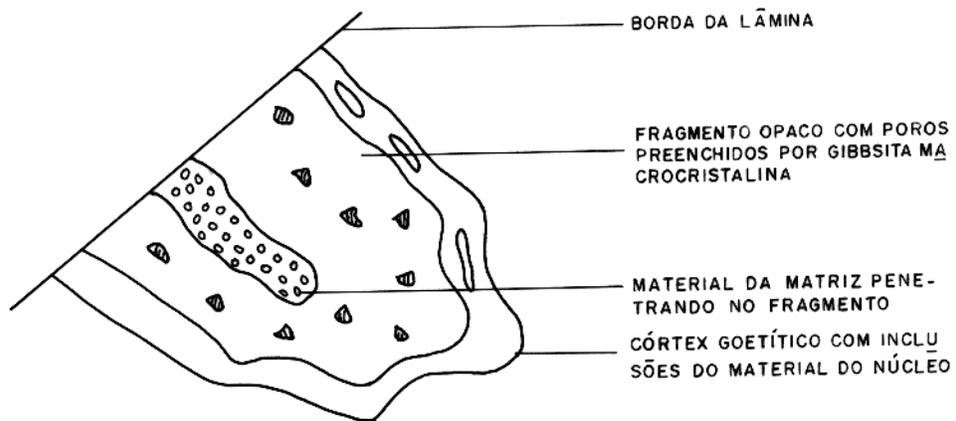


FIG. 4.5 - FRAGMENTO OPACO, COM INTERDIGITAÇÃO DO MATERIAL DA MATRIZ, E POROS PREENCHIDOS POR GIBBSITA MACROCRISTALINA. APRESENTA CÔRTEX GOETÍTICO COM INCLUSÕES DO MATERIAL DO NÚCLEO.

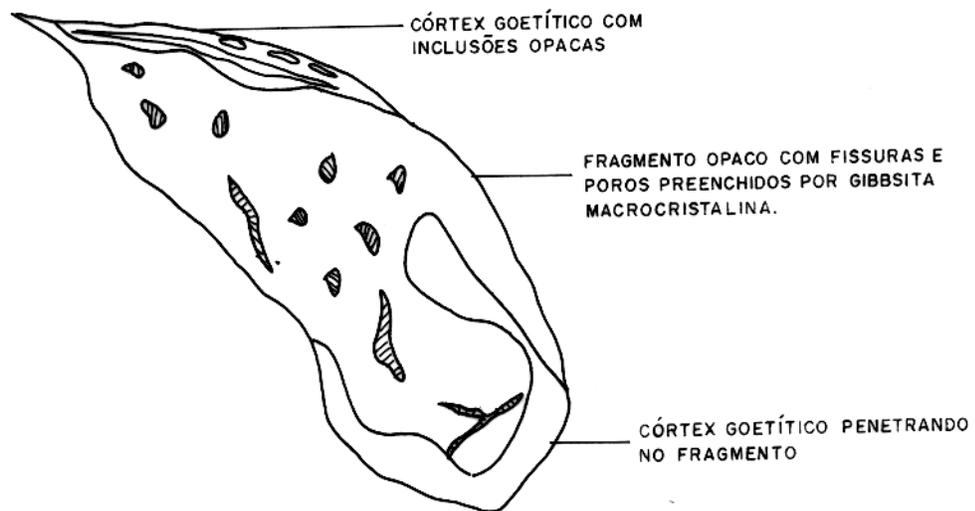


FIG. 4.6 - FRAGMENTO OPACO PARCIALMENTE BORDEJADO POR CUTA GOETÍTICA QUE PENETRA NO MESMO EM FORMA DE GOLFO.

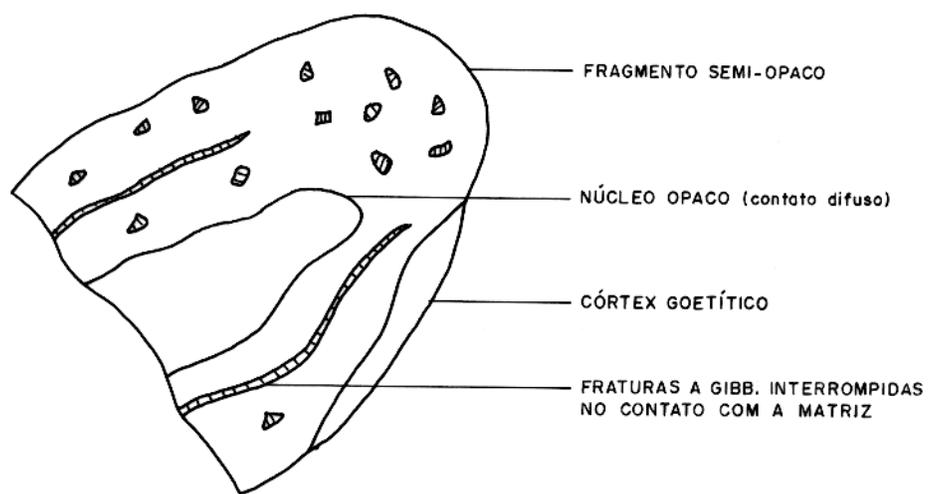


FIG. 4.7 - FRAGMENTO MOSTRANDO FRATURAS COM PREENCHIMENTO DE GIBBSITA, INTERROMPIDAS NO CONTATO MATRIZ/FRAGMENTO.

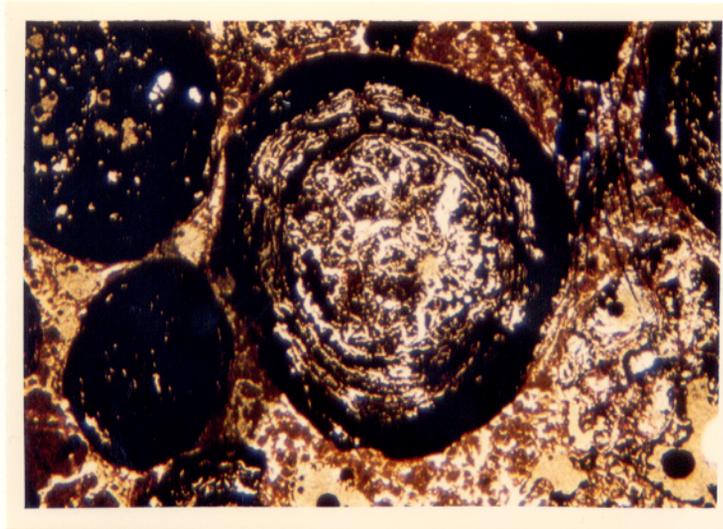


Foto 4.29 Estrutura pisolítica do horizonte superior dada pela alternância de zonas concêntricas gibbsíticas e opacas. Lâmina 4/2a; n//; 1,0x.

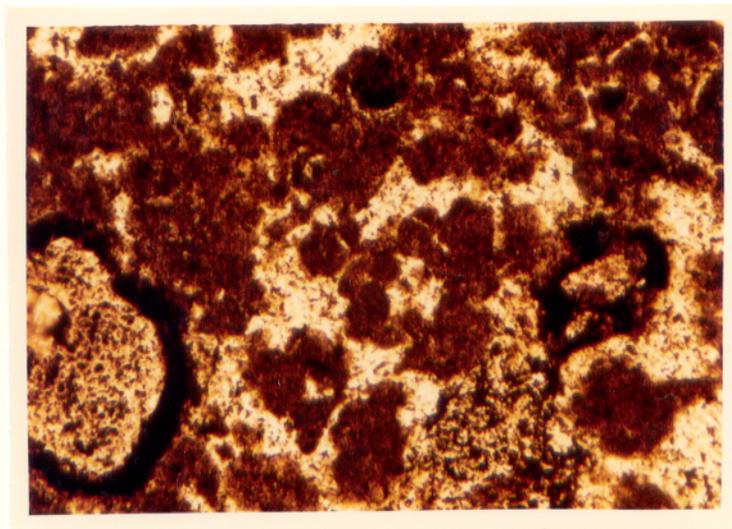


Foto 4.30 Esférulas ferro-aluminosas constituindo a matriz da bauxita conglomerática do horizonte superior. As mesmas são envolvidas por gibbsita grosseira com padrão em mosaico, formando um cimento. Lâmina TA-61; n//; 2,5x.

dratação (Mindszenty, 1978), quando soluções aluminosas migraram através dessas fissuras.

- Matriz e Cimento

A matriz é criptocristalina, de coloração acinzentada a amarelada e composição predominantemente gibbsítica com óxido/hidróxido de ferro subordinados. Apresenta uma textura caracterizada por corpos esféricos ou ovalados separados por fraturas em meia lua ou anelares comumente vermiculares (Foto 4.30). Trata-se de uma textura tipicamente coloforme, como já descrito anteriormente, e que resulta da coagulação de um colóide (Mindszenty, 1978), a desidratação deste tendo originado as referidas fraturas. Preenchendo essas últimas ocorre gibbsita meso a microcristalina, formando um cimento em mosaico. Feições semelhantes foram descritas por Kotschoubey et al. (1986).

4.4.2.2 Perfil da Fazenda João Bernardo

- Bauxita Laminada

A laminação dessa rocha é dada pela alternância de delgados níveis gibbsíticos e hematíticos.

Os níveis gibbsíticos consistem principalmente em agregados de forma elipsoidal, lenticular a irregular (Foto 4.31). Esses agregados, cujo tamanho varia bastante, podem atingir até 0,4 mm de comprimento, e compõem-se de gibbsita macrocristalina com geminação bem desenvolvida. São delimitados por um material hematítico, criptocristalino, resultando da segregação do ferro e formando uma espécie de malha (Foto 4.32).

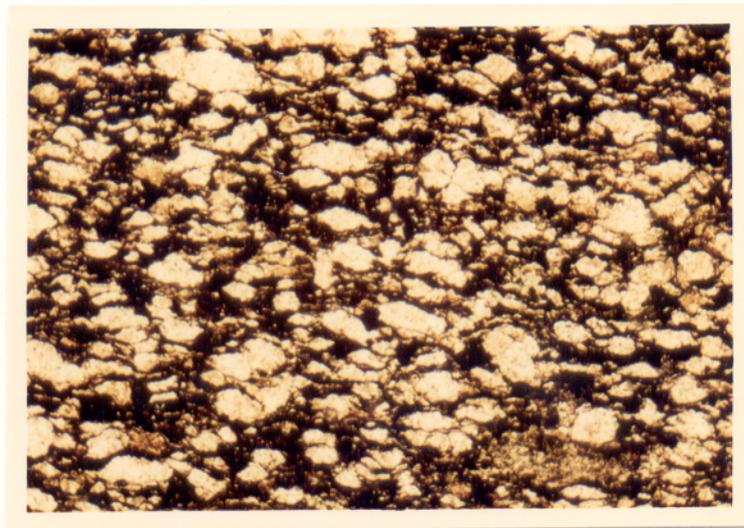


Foto 4.31 Bauxita laminada do perfil Faz. João Bernardo mostrando agregados ou megacristais de gibbsita, com formas variadas predominando aquelas alongadas. Alguns têm forma sub-losangular ou sub-retangular sugerindo pseudomorfose. Lâmina 1/1; n//; 2,5x.

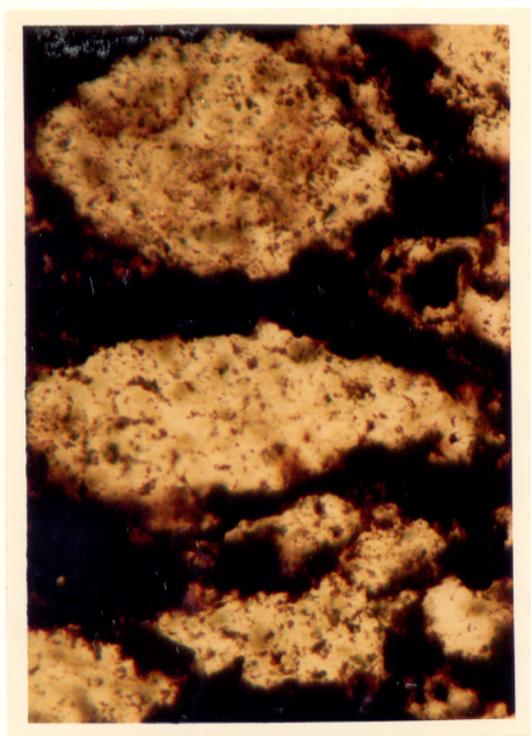


Foto 4.32 Detalhe de agregados gibbsíticos da foto anterior, envolvidos por material hematítico. Lâmina 1/1; n//, 25x.

Alguns agregados e megacristais, têm forma sub-losangular ou sub-retangular sugerindo uma substituição pseudomórfica. Essa provável substituição de minerais pré-existentes por gibbsita, estágio avançado de aluminização, teria sido intensa, não deixando vestígios do mineral substituído, embora os pseudomorfos sugiram a existência pretérita de grãos de feldspato. A estrutura laminada da rocha original teria sido em parte preservada.

Os níveis mais ferruginosos são relativamente homogêneos embora também individualizem-se nos mesmos, agregados de gibbsita macrocristalina, porém, em proporções bem menores. Nesses níveis ocorrem ainda delgadas faixas constituídas por gibbsita micro a criptocristalina. Este tipo de gibbsita é pouco abundante e parece resultar de uma separação Fe-Al tardia a partir dos níveis ditos ferruginosos, porém, contendo certa quantidade de alumínio.

Migrações tardias de alumínio são atestadas pela ocorrência de gibbsita em pequenas vênulas de feições irregulares, algumas delas contorcidas, recortando os níveis hematíticos (foto 4.33).

- Bauxita Grosseiramente Bandada

é constituída principalmente por um material criptocristalino translúcido, avermelhado, ferro aluminoso, apresentando uma textura coloforme incipiente. Destacam-se zonas mais opacas, difusas, disseminadas nesse material. As mesmas parecem representar discretas zonas de concrecionamento do Fe.

São abundantes os preenchimentos de poros e fraturas

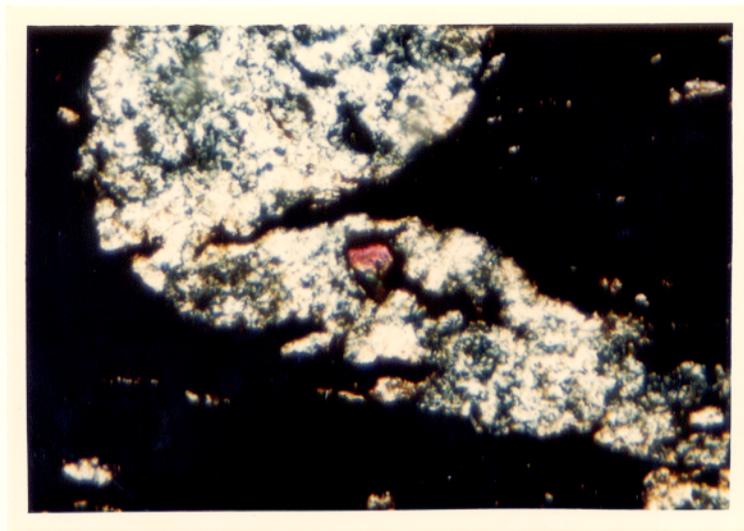


Foto 4.33 Vênula constituída por gibbsita macrocristalina, recortando níveis hematíticos na bauxita laminada do perfil Faz. João Bernardo. Lâmina 1/1, n//; 25x.

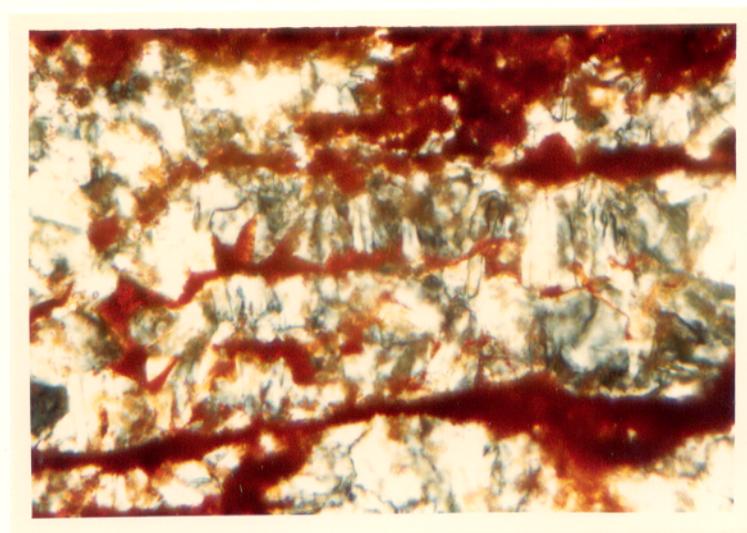


Foto 4.34 Fraturas preenchidas por gibbsita microcristalina com cristais orientados perpendicularmente às paredes das fraturas formando uma textura em pente. Perfil da Faz. João Bernardo. Lâmina 1/3; nx. 25x.

diversas por gibbsita macro a mesocristalina, na forma de cristais tabulares, orientados perpendicularmente às paredes dos vazios (Foto 4.34), mostrando um contato nítido com essas paredes. Com menor frequência, goetita meso a microcristalina preenche poros ou pequenas fissuras.

- Bauxita avermelhada, nodular

Caracteriza-se por zonas irregulares amarronzadas a opacas, hematíticas, e outras translúcidas, criptocristalinas, vermelho-amareladas, de composição ferro-aluminosa. As duas fácies apresentam textura coloforme mais ou menos bem desenvolvida, com poros, e fissuras irregulares, anelares ou em meia lua, preenchidos por gibbsita meso a macrocristalina e/ou goetita meso a microcristalina. Esses preenchimentos são mais freqüentes no material vermelho-amarelado.

As zonas mais hematíticas podem se apresentar alongadas, bordejadas por um córtex goetítico. São recortadas por aquele material ferro-aluminoso, o que sugere a formação mais tardia deste último.

- Rocha Amarelada de Estrutura Colunar

Predomina um material criptocristalino, amarelado, bastante goetítico, com uma tênue textura coloforme.

Destacam-se algumas zonas mais opacas que podem representar relíctos de um material pretérito e/ou concrecionamentos de Fe.

Observam-se ainda, algumas zonas ovaladas, com estrutura concêntrica, dada pela alternância de faixas amareladas,

goetíticas, e outras descontínuas, constituídas por gibbsita cripto a microcristalina. Envolvendo essas feições ocorrem cutãs ferruginosos.

- Rocha Pseudo-oolítica

Os pseudo-oolitos formam um arranjo denso e têm coloração cinza esbranquiçada (Foto 4.35). São constituídos essencialmente por gibbsita criptocristalina e apresentam pontuações ferruginosas. Encontram-se envoltos por hematita criptocristalina resultante da migração centrífuga do Fe a partir das esférulas originalmente ferro-aluminosas. As pontuações ferruginosas nas esférulas correspondem a micro-zonas de segregação do ferro reliquiar.

- Bauxita Conglomerática do Topo

- Fragmentos

São os indivíduos mais abundantes. Em geral têm formas irregulares e contornos arredondados. São predominantemente ferro-aluminosos de coloração avermelhada a marron-avermelhada. Mais raramente são opacos.

Apresentam, à semelhança dos pseudo-písólitos, uma leve textura coliforme.

Alguns têm bordas um pouco corroídas e penetradas pela matriz, o que sugere um processo de substituição na parte periférica.

- Pseudo-Písólitos

São semelhantes em composição e textura àqueles da rocha

típica do horizonte superior.

Localmente, na base desse nível, os pseudo-pisólitos, em geral opacos, são invadidos por material translúcido, amarelado, possivelmente de composição ferro-aluminosa. Neste caso, ocorrem também abundantes cutãs ferruginosos (Foto 4.36), cuja presença tende a obliterar as feições originais da rocha.

- Pisólitos

São bastante raros. A estrutura pisolítica é dada pela distribuição concêntrica e alternadas de faixas ferro-aluminosas e outras mais hematíticas (Foto 4.37). Em geral, essas faixas são descontínuas e parecem resultar de uma separação Fe/Al mais ou menos acentuada, a partir de um meio ferro-aluminoso homogêneo inicial.

Mais raramente os pisólitos caracterizam-se por um núcleo amarelado e um córtex composto, como mostrado na foto 4.38. Neste último, observa-se a associação de uma faixa avermelhada, mais hematítica, com outra amarelada, mais goetítica.

Alguns os pisólitos mostram-se quebrados (Foto 4.38).

- Matriz

Apresenta as mesmas características texturais e composicionais da matriz da rocha conglomerática do horizonte superior, no perfil tipo da área.

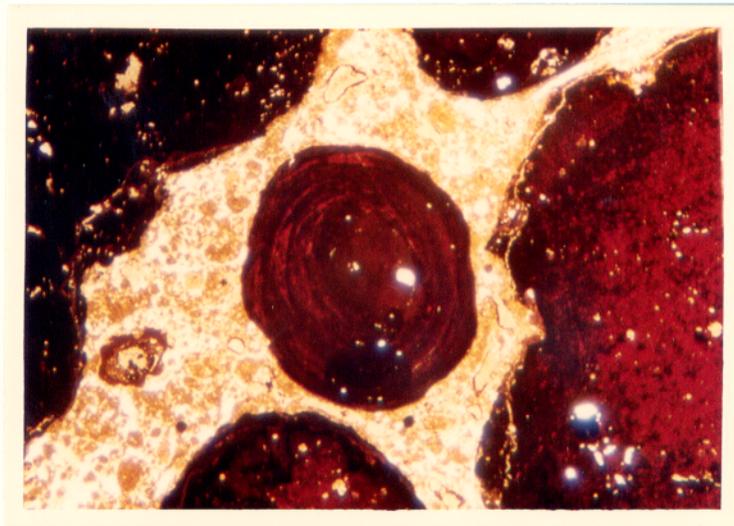


Foto 4.37 Pseudo-pisólito do perfil da Faz. João Bernardo. A estrutura pisolítica é dada pela alternância de faixas ferro-aluminosas e outras mais ferruginosas. Lâmina 1/11b; n//; 1,0x.

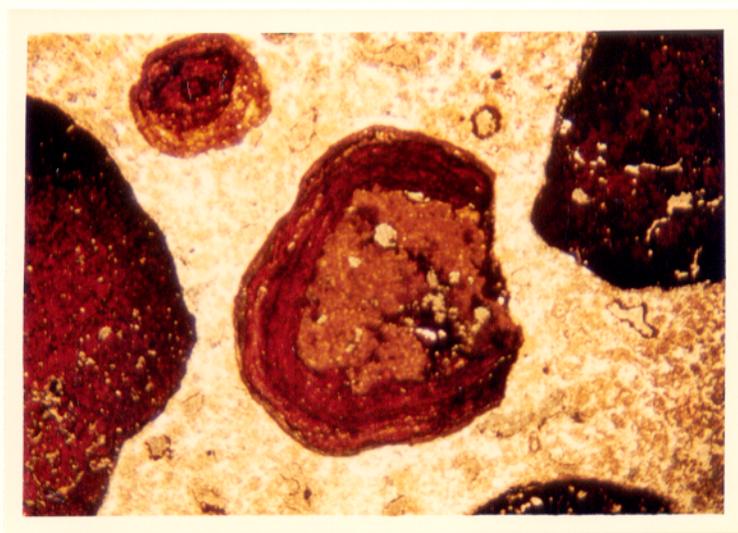


Foto 4.38 Pisólito quebrado do perfil Faz. João Bernardo. Lâmina 1/11b; n//; 1,0x.

5 GEOQUÍMICA

5.1 Introdução

A heterogeneidade das formações estudadas é responsável pelas acentuadas variações composicionais dentro de um mesmo nível, sobretudo no denominado horizonte inferior.

No entanto, de forma mais ou menos nítida, percebe-se que neste horizonte ocorre uma certa diferenciação, havendo uma zona mais ferruginosa e outra sotoposta, algo mais aluminosa. Assim por exemplo, o teor de ferro muito elevado (68%) corresponde a uma amostra (TA 63) onde predominam zonas hematíticas e depósitos cutânicos goetíticos, em geral mais abundantes na parte superior desse horizonte. Por outro lado, na amostra TA-64, coletada numa zona inferior do perfil, o teor de ferro mais baixo coincide com um aumento no teor de alumina, expresso pela maior abundância de preenchimentos gibbsíticos. As zonas aluminosas, embora sejam particularmente frequentes na porção média-inferior do horizonte em apreço, podem também ocorrer na sua parte superior, de modo que a diferenciação entre as duas zonas é muitas vezes sutil. É possível, contudo distinguir essas zonas na maioria dos casos.

A bauxita conglomerática, que constitui via de regra o horizonte superior, por sua vez, mostra variações faciológicas menos acentuadas de modo que os resultados analíticos aqui apresentados podem ser considerados como bastante representativos

deste nível.

O capeamento não apresenta variações mineralógicas significativas e assim, sua composição, na área, não deve se afastar sensivelmente daquela aqui apresentada.

5.2 Classificação dos Materiais Estudados

As análises revelaram para os materiais estudados a composição química mostrada nas tabelas 5.1 e 5.2. A tabela 5.3 dá a composição de basaltos da Formação Caraipé, analisados por Matta (1982).

Procurou-se definir esses materiais de uma maneira simples, tomando como base a classificação de Bardossy (1982).

Observa-se que os teores de Al_2O_3 em geral são próximos ou superiores a 40%. Os teores de Fe_2O_3 também são elevados, próximos ou acima de 20%. A sílica por sua vez, na maioria dos casos não ultrapassa 10%. Essa composição permite que se considere, de forma geral, os materiais estudados como pertencentes ao campo das bauxitas ricas em ferro ("iron rich-bauxite"). Excepcionalmente, quando o teor de Fe_2O_3 chega a 68% o material pode ser definido como um minério de ferro-bauxítico ("bauxitic iron-ore"),

5.3 Distribuição do Silício, Ferro, Alumínio e Titânio

5.3.1 Perfil Tipo da Área

A distribuição do silício, ferro, alumínio e titânio no perfil da área é mostrada na Figura 5.1. Esses dados devem

TABELA 5.1 - TEOR DOS ELEMENTOS MAIORES NO PERFIL TIPO DA ÁREA. OS RESULTADOS SÃO DADOS EM % EM PESO

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O	TOTAL	
Capoeamento (AM TA 61)	11,48	40,23	16,19	n.d	0,07	0,28	0,04	8,69	22,23	99,68	
Horizonte Superior (AM TA 02)	10,90	40,13	31,22	0,06	0,09	0,36	0,03	5,00	21,93	99,63	
HORIZONTE INFERIOR	Zona superior AM-TA 63	13,08	12,71	67,82	0,04	0,07	0,20	0,03	4,21	11,17	99,33
	Zona inferior AM-TA 64	11,76	44,37	23,96	0,04	0,05	0,36	0,02	3,99	25,12	99,67

TABELA 5.2 - TEOR DOS ELEMENTOS MAIORES NO PERFIL DA FAZ. JOÃO BERNARDO. OS RESULTADOS SÃO DADOS EM % EM PESO.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O	TOTAL
Rocha amarelada, colunar.	6,00	33,45	42,00	0,04	0,03	0,10	0,03	4,73	13,90	100,27
Rocha avermelhada, concrecionada.	15,35	44,70	21,10	0,04	0,03	0,15	0,10	3,75	12,8	100,83
Bauxita laminada	2,8	32,87	42,02	0,03	0,03	0,08	0,02	4,99	16,7	99,54

TABELA 5.3 - TEOR DOS ELEMENTOS MAIORES NO BASALTO DA FORMAÇÃO CARAIPE. MÉDIA SOBRE 3 AMOSTRAS ANALISADAS POR MATTÁ (1982). RESULTADOS EM % EM PESO.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₃	CaO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	TOTAL
-											
x	48,46	13,57	13,88	10,52	2,62	7,37	0,42	0,27	2,48	0,16	99,69
σ	1,19	1,02	2,4	1,09	0,48	1,44	0,15	0,0	0,14	0,1	0,78

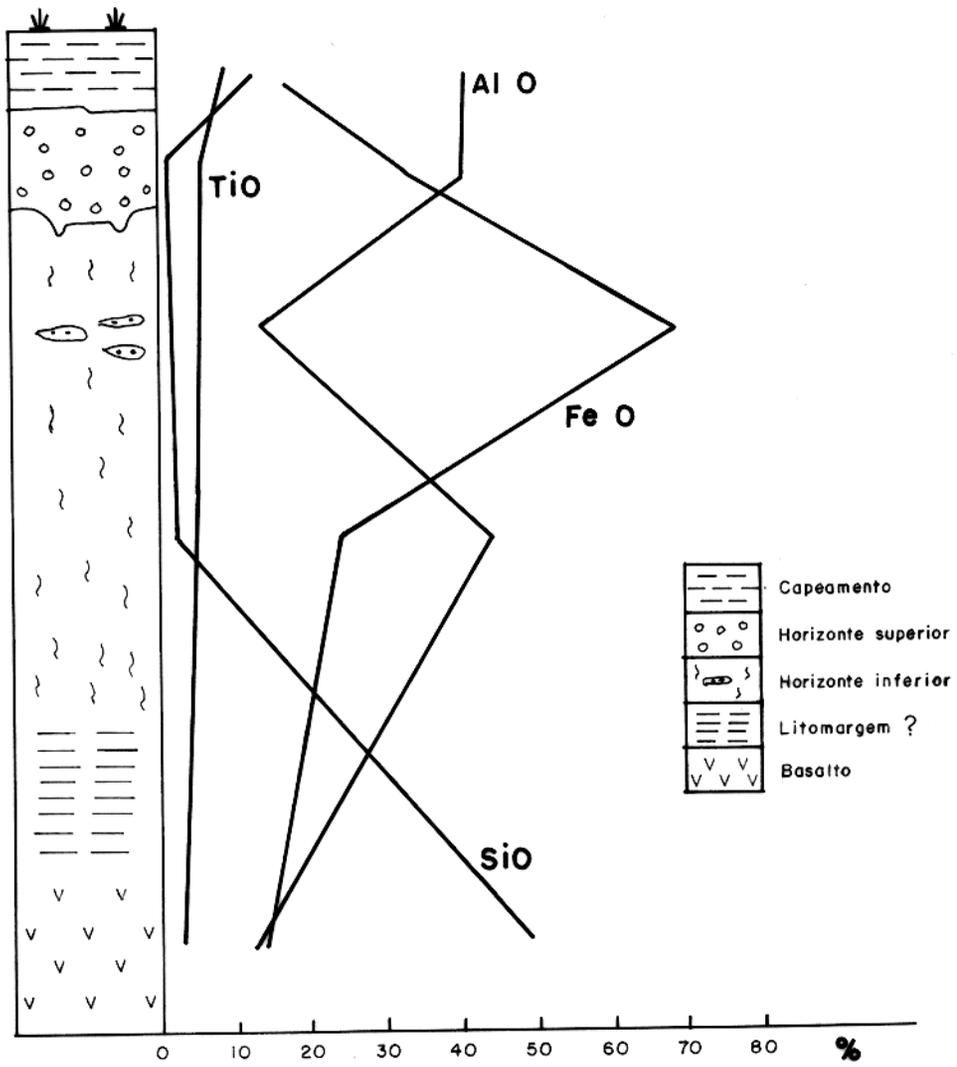


FIG. 5.1- DISTRIBUIÇÃO DE SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 E TiO_2 NO PERFIL TIPO DA ÁREA.

ser considerados como indicativos e não como valores representando rigorosamente os perfis considerados, uma vez que os mesmos se referem a um pequeno número de amostras, elas mesmas heterogêneas, como já ressaltado anteriormente.

- Sílica

No horizonte superior o teor de sílica é baixo refletindo uma lixiviação intensa. Em direção à base do perfil os teores aumentam em proporções variáveis. No capeamento o teor mais elevado deve-se à ocorrência de quartzo e à presença de caolinita em maior quantidade.

- Ferro e Alumina

O padrão de distribuição do ferro mostra um forte enriquecimento no topo do horizonte inferior. Trata-se de uma zona bastante rica em depósitos cutânicos e em zonas hematíticas reliquias. A elevação do teor de ferro também deve-se, em parte, à migração do Al dessa zona ferruginosa, redepositando-se a maior profundidade. Este fato é confirmado pela observação de acumulação absoluta de alumínio na base do horizonte inferior. Essa acumulação é evidenciada através do pico positivo da alumina observado naquela zona.

O horizonte superior, por sua vez, mostra um relativo enriquecimento em alumínio e diminuição no teor de ferro em relação ao nível sotoposto. Este fato sugere, além de uma provável deferrificação, fenômenos tardios que teriam contribuído para a sua formação.

A distribuição do ferro e da alumina no perfil revela

portanto a existência de três zonas distintas no perfil:

- A superior, relativamente aluminosa. Neste caso, porém, o enriquecimento em Al pode ser devido principalmente à deferri-
ficação que afetou este nível.

- A intermediária (topo do horizonte inferior), bastante ferruginosa.

- A inferior, caracterizada pelo enriquecimento absoluto de alumínio.

O perfil mostra-se portanto mais complexo que a maioria dos perfis laterito-bauxíticos, os quais normalmente apresentam apenas um nível ferruginoso sobreposto a outro mais aluminoso.

- Titânio

Os teores de Ti variam pouco ao longo do perfil, apesar de um leve enriquecimento em direção ao topo, e em relação ao seu teor no basalto. Nota-se no entanto um notável enriquecimento no capeamento.

Embora o capeamento seja considerado pelo menos em parte alóctone, pode-se admitir uma certa influência da crosta ferralítica e do saprólito na sua formação. No saprólito, o mineral pesado predominante é a ilmenita, que pode ter sido alterada ou não para anatásio. Anatásio e ilmenita são minerais resistentes e, num processo complexo químico e físico, podem ter sofrido um enriquecimento complementar durante e após a deposição do capeamento que, possivelmente, sofreu efeitos tardios de laterização.

5.3.2 Perfil de Fazenda João Bernardo

A distribuição dos óxidos em apreço nesse perfil é mostrada na figura 5.2.

- Sílica

A sílica apresenta um aumento na bauxita concrecionada, provável reflexo de uma drenagem menos eficiente nesse nível. Por outro lado, na bauxita laminada, o teor é fraco, consequência de uma forte lixiviação, particularmente favorecida pela estrutura da rocha, assim como pela sua textura arenítica.

- Alumina e Ferro

O padrão de distribuição de Fe e Al também mostra, à semelhança do perfil tipo, uma zona sotoposta à bauxita conglomerática, caracterizada pelo aumento de Fe e remoção de Al. Na zona logo abaixo, tem-se o inverso, ou seja, diminuição no teor de ferro e aumento da alumina que sofreu um enriquecimento absoluto atestado pela abundância de preenchimentos gibbsíticos.

Na bauxita laminada observa-se um novo aumento no teor de ferro o qual ocorre, como assinalado anteriormente, essencialmente na forma de hematita, refletindo as condições provavelmente mais oxidantes daquele nível intensamente percolado por águas subterrâneas.

- Titânio

O titânio mostra um padrão semelhante àquele do perfil tipo da área.

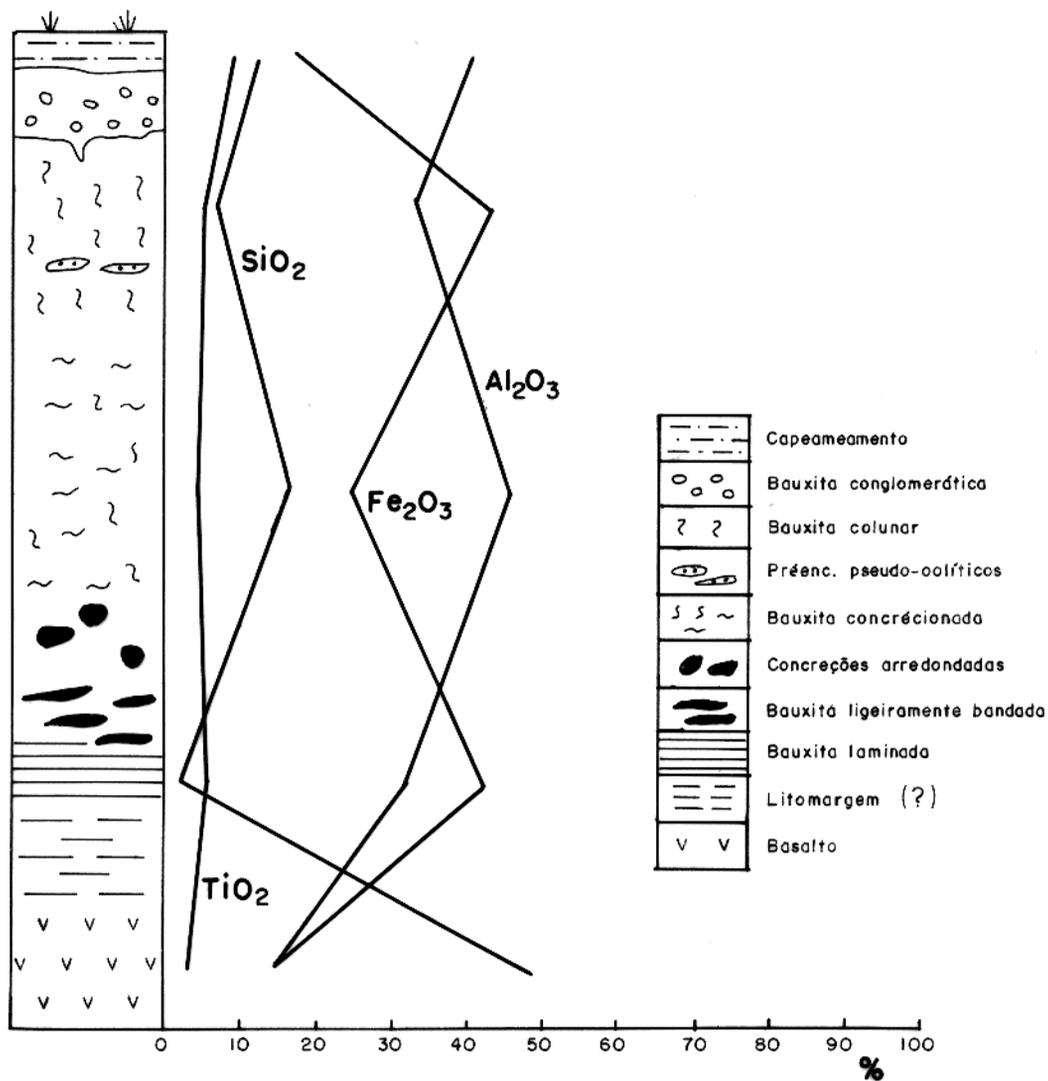


FIG. 5.2 - DISTRIBUIÇÃO DE SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 E TiO_2 NO PERFIL DA FAZENDA JOÃO BERNARDO.

5.4 Distribuição dos Elementos-Traços

O número de amostras analisadas para os elementos maiores não permitiu estabelecer as correlações existentes entre estes e os elementos - traços através de regressão linear. No entanto, procurou-se tentativamente relacionar os teores mais elevados de alguns elementos-traços com os teores de ferro, representando a goetita e/ou hematita, e sílica, representando a caolinita, nas rochas correspondentes.

Os teores dos elementos - traços nos materiais estudados são dados nas tabelas 5.4 e 5.5

5.4.1 Perfil Tipo

A distribuição dos elementos - traços no perfil tipo da área é mostrada na figura 5.3. O padrão de distribuição dos mesmos no perfil permite individualizar dois grupos principais de elementos, apresentando padrões aproximadamente semelhantes. O primeiro grupo inclui Cr e Mn, mais concentrados no horizonte superior. Outro grupo é composto por Zn, Ni e Cu. Os três concentram-se principalmente no capeamento embora o horizonte superior também apresente um leve enriquecimento nesses elementos.

- Cromo

O enriquecimento observado no horizonte superior pode refletir uma interação Cr-Fe. Os óxidos/hidróxidos de Fe e Mn podem influenciar na concentração de íons metálicos tais como Co, Cu, Cr, Pb, Ti, Zn, Mn, entre outros (Robinson, 1982). A concen-

TABELA 5.4 - TEOR DOS ELEMENTOS TRAÇOS NO PERFIL TIPO DA ÁREA (HORIZONTE INFERIOR E SUPERIOR, MÉDIA SOBRE 3 AMOSTRAS. RESULTADOS EM PPM.

	Cr	Ni	Co	Mn	Cu	Zn	Pb
Capeamento	160	61	30	68	226	67	117
Horizonte superior	412	35	29	277	80	30	144
Horizonte inferior	126	6	3	152	24	10	54
Horizonte superior	188	32	25	63	69	25	94
Horizonte inferior	115	16	8	7	41	11	54

TABELA 5.5 - TEOR DOS ELEMENTOS TRAÇOS NO PERFIL DA FAZENDA JOÃO BERNARDO E NO BASALTO. RESULTADOS EM PPM.

	Cr	Ni	Co	Mn	Cu	Zn	Pb
Bauxita pseudo-pisolítica	154	81	48	123	151	17	67
Bauxita amarelada de estrutura colunar.	141	133	44	32	332	115	30
Bauxita pseudo-oolítica	144	59	34	66	226	63	100
Bauxita avermelhada concrecionada.	169	70	36	126	152	50	125
Concreções arredondadas	167	87	34	250	172	37	83
Bauxita grosseiramente bandada.	139	43	38	91	79	28	100
Bauxita laminada	135	39	30	151	48	37	100
Basalto	240	93	70	1361	122	141	50

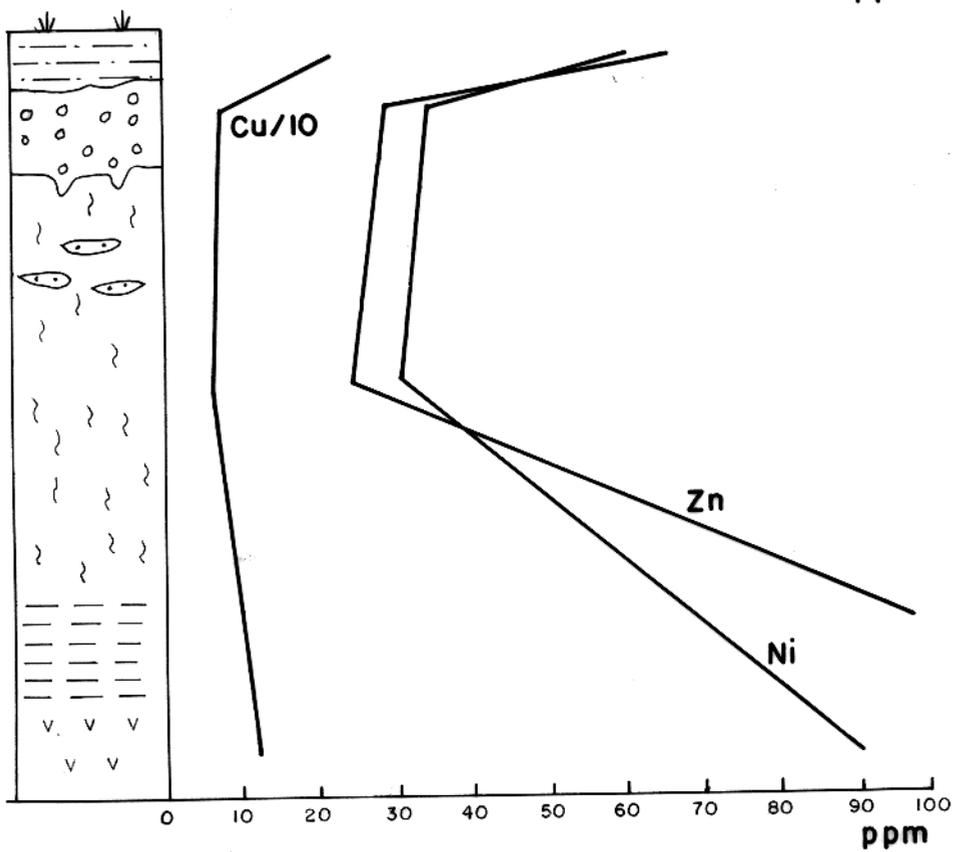
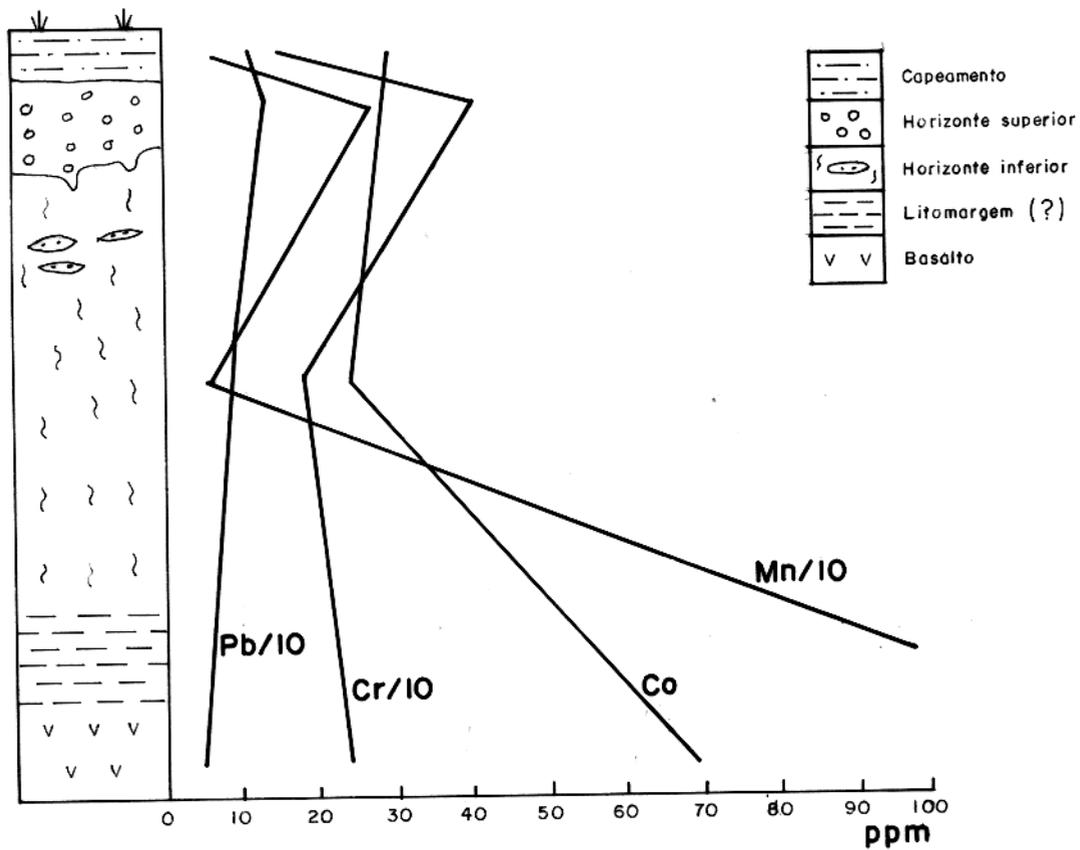


FIG. 5.3 - DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS TRAÇOS NO PERFIL TIPO DA ÁREA. OS TEORES DE Cr, Mn, Pb E Cu FORAM DIVIDIDOS POR 10.

tração se faz principalmente por processos de sorção e/ou coprecipitação (Chao e Theobald, 1976), sendo o primeiro fenômeno em muitos casos, mais importante que o segundo (Robinson, 1981).

No perfil, os teores de Cr são relativamente elevados, em geral próximos ou superiores a 200 ppm. Teores dessa ordem (assim como teores elevados de Ti e V) foram utilizados por Hieronymus (1984, 1985) para reconhecer bauxitas formadas a partir de basaltos.

- Manganês

Em geral, os teores são bem inferiores ao do basalto, mostrando uma forte eliminação do elemento no perfil. O pico positivo observado no horizonte superior pode ser devido à presença de alguns elementos figurados apresentando composição algo manganesífera.

Localmente (amostra 4-26b, pertencente ao horizonte superior mas não incluída no cálculo de "r" da tabela 5.3) o teor de Mn chega a 0.8% (tabela 5.6). Neste caso, os elementos figurados são essencialmente gibbsita-pirolusita+hematíticos. A presença de pirolusita nesses indivíduos é discutida no capítulo VI.

- Cobre, Níquel e Zinco

A relação entre o teor de um elemento em uma amostra de solo e em uma amostra da rocha-mãe dá uma aproximação da lixiviação ou acumulação desse elemento durante a alteração (Tardy, 1969). No entanto, trata-se de uma aproximação grosseira uma vez que só um balanço geoquímico, seja isovolume ou isoelemento,

TABELA 5.6 - TEORES DOS ELEMENTOS TRAÇOS (EM PPM) NAS ROCHAS ESTUDADAS.

AMOSTRAS		Cr	Ni	Co	Mn	Cu	Zn	Pb
4/2b	Bauxita de textura brechóide rica em Mn.	293,0	59	116	8.330,0	116,0	46,0	400
TbA-58	Bauxita pseudo-pisolítica do horizonte superior.	527,0	33,0	32,0	315,0	108,0	27,0	83,0
TbA-60	Idem	430,0	41,0	28,0	110,0	69,0	41,0	183,0
TbA-62	Idem	278,0	31,0	26,0	406,0	64,0	22,0	167,0
TbA-59	Bauxita heterogênea do horizonte inferior.	312,0	49,0	34,0	64,0	114,0	36,0	33,0
TbA-63	Idem	85,0	17,0	18,0	70,0	33,0	14,0	117,0
TbA-64	Idem	167,0	29,0	24,0	56,0	60,0	26	133,0
TbA-65	Idem	296,0	35,0	30,0	166,0	82,0	28,0	117,0
1/1	Bauxita laminada (Faz. João Bernardo).	135,0	39,0	30,0	151,0	48,0	37,0	100,0
1/2	Bauxita grosseiramente bandada (Faz. João Bernardo).	139,0	43,0	38,0	91,0	79,0	28	100,0
1/3	Bauxita concrecionada (Faz. João Bernardo).	141,0	45,0	36,0	91,0	125,0	41,0	117,0
1/4	Concreções arredondadas (Faz. João Bernardo).	167,0	87,0	34,0	250	172,0	37,0	83,0
1/6	Bauxita concrecionada (Faz. João Bernardo).	196,0	95,0	36,0	160,0	129,0	58,0	133,0
1/8	Preenchimento pseudo-oolítico (Faz. João Bernardo).	144,0	59,0	34,0	66,0	226,0	63,0	100,0
1/9	Bauxita amarelada colunar (Faz. João Bernardo).	141,0	133,0	44,0	32,0	331,0	115,0	100,0
1/11	Bauxita conglomerática (Faz. João Bernardo).	154,0	81,0	48,0	123,0	151,0	17,0	67,0
TUC/3	Capeamento	160,0	61,0	30,0	68,0	256,0	67,0	117,0

permite conhecer as perdas e ganhos (Millot e Bonifas, 1955). Dessa forma, os termos lixiviação e acumulação têm, nesse caso, significado apenas relativo.

Os teores de Cu são pouco variáveis no perfil e bem próximos àquele do basalto indicando uma fraca lixiviação deste elemento, enquanto o Ni e o Zn sofreram uma remoção significativa.

O enriquecimento desses elementos no capeamento coincide com um aumento no teor da sílica. Este último aumento, por sua vez, corresponde a uma maior abundância de caolinita naquele nível. Hieronymus (1984, 1985) reconheceu, em perfis de alteração sobre basaltos na República dos Camarões, uma tendência à retenção do Zn e Co, (em menor proporção do Pb) nos horizontes mais argilosos, em particular nas zonas contendo caolinita mal cristalizada, e levemente hidratada. No capeamento, a retenção do Zn tem possivelmente uma origem semelhante à referida acima. O Cu e o Ni podem ter sido concentrados pelo mesmo agente (caolinita) que o Zn.

Considerando os dois horizontes do perfil, observa-se um leve enriquecimento dos três elementos em direção ao horizonte superior. Neste caso, trata-se mais provavelmente de uma interação entre os óxidos-hidróxidos de ferro, mais enriquecidos na porção médio-superior do perfil, e os elementos considerados.

- Cobalto

Os teores de Co permanecem quase constantes no perfil, porém inferiores ao do basalto mostrando uma certa eliminação. Localmente, na bauxita de textura pseudo-pisolítica (tabela 5.6),

rica em pirolusita e hematita, o teor mostrou-se mais elevado. Os referidos óxidos devem ser os responsáveis neste caso pela elevação no teor do elemento.

- Chumbo

Os teores de Pb são mais elevados que a média em materiais semelhantes. Não se descarta no entanto a possibilidade de que os mesmos estejam multiplicados por um fator comum, não determinado, gerado por problemas técnicos durante a análise do elemento. Entretanto, para efeito de correlação esses valores são válidos.

De um modo geral, os teores são pouco variáveis no perfil embora se observe um leve aumento em direção ao topo. Esse aumento, coincidente com a elevação do teor de Fe, é também explicado pela interação entre os minerais de ferro e esse elemento.

5.4.2 Perfil da Fazenda João Bernardo

A distribuição dos elementos - traços nesse perfil é mostrado na figura 5.4.

- Cromo

Não apresenta grandes variações em todo o perfil com os teores mantendo-se próximos àqueles do basalto.

Nas concreções arredondadas e na bauxita concrecionada ocorre um leve enriquecimento. As primeiras são bastante ricas em goetita, embora a caolinita também ocorra em quantidade importante. Neste caso, no entanto, a caolinita mostra um maior grau

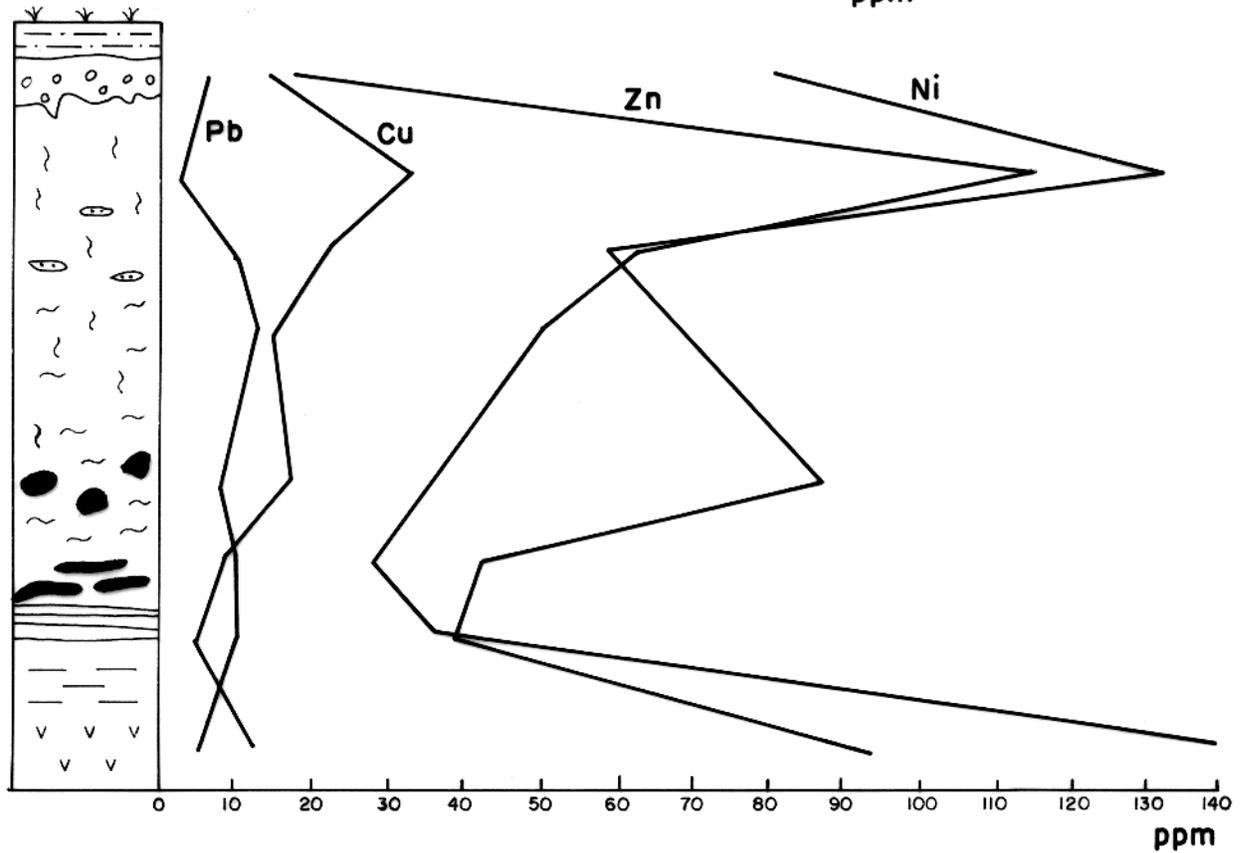
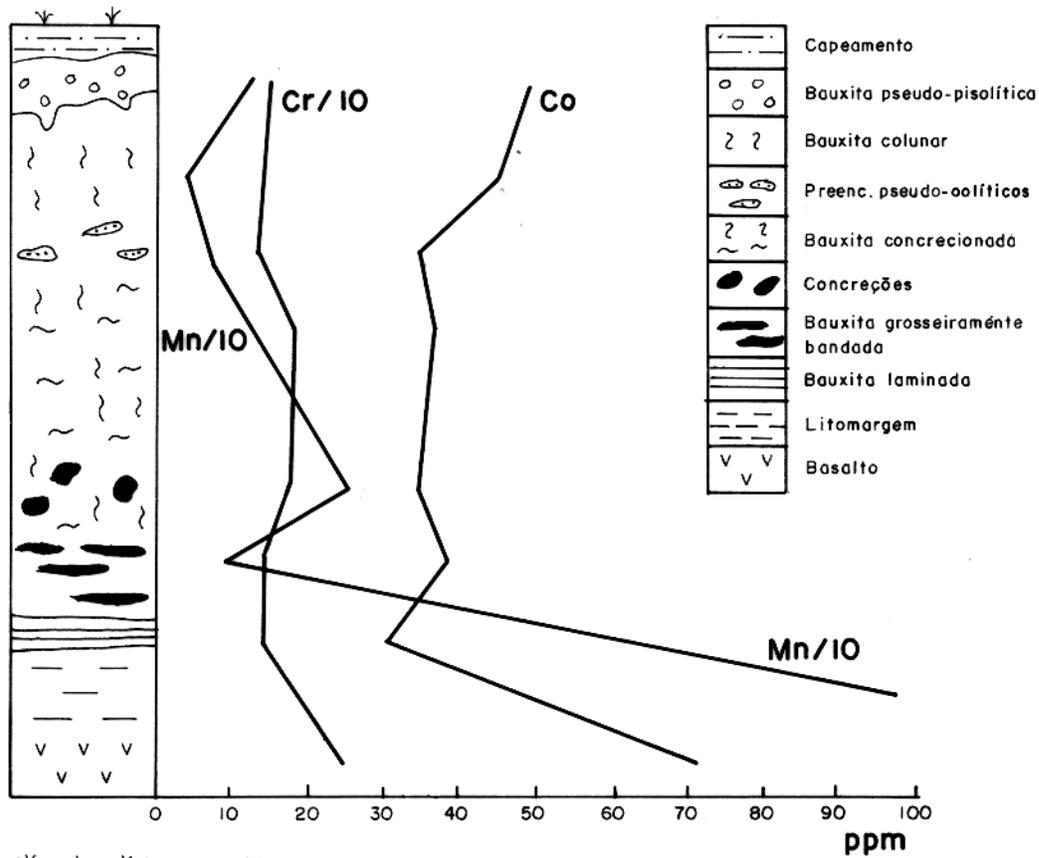


FIG. 5.4 - DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS TRAÇOS NO PERFIL DA FAZ. JOÃO BERNARDO. OS TEORES DE Cr E Mn FORAM DIVIDIDOS POR 10.

de cristalinidade em relação à caolinita dos demais litotipos. Tal fato torna o hidróxido de ferro o agente de concentração mais provável, uma vez que a caolinita não é, neste caso, muito favorável para fixação do metal. Na bauxita concrecionada o leve aumento deve refletir o papel da hematita e/ou goetita na retenção do elemento.

- Manganês

Mostra teores bem inferiores ao teor no basalto. Encontra-se mais concentrado nas concreções arredondadas talvez refletindo novamente a ação do hidróxido de Fe na retenção de íons metálicos. Por outro lado, a posição relativamente baixa das concreções no perfil seria coerente com a maior ocorrência dos minerais de manganês nos níveis inferiores das coberturas de alteração.

- Cobre, Níquel, Zinco

Esses elementos concentram-se principalmente na bauxita amarelada colunar que por sua vez, apresenta o teor de Fe mais elevado do perfil. Neste caso é evidente a relação do ferro com os elementos considerados. Essa mesma relação reflete-se, de forma menos significativa e envolvendo principalmente o Ni e o Cu, nas concreções arredondadas e na bauxita concrecionada, eventual reflexo, nesses últimos casos, da solubilidade dos elementos em apreço.

- Cobalto

Embora bastante lixiviado no perfil, este elemento

é levemente enriquecido na bauxita grosseiramente bandada, na bauxita colunar e na bauxita conglomerática, todos litotipos ricos em Fe, o que sugere uma certa relação com este último.

- Chumbo

O Pb mostra uma fraca eliminação no perfil, não apresentando picos significativos.

5.5 Correlações entre os Elementos Traços

Os cálculos de correlação entre os elementos traços analisados resultaram nos coeficientes da tabela 5.7. Os valores de "r" foram calculados a partir dos teores da tabela 5.6. No cálculo foram excluídos pontos espúrios, muito diferentes do valor médio dos dados. Na tabela 5.6 os valores excluídos são assinalados por (*). Não foi feita distinção entre os perfis, agrupando-se todos os valores obtidos na área para cada elemento.

O coeficiente de correlação (Till, 1974) obtido no confronto de um par de elementos reflete uma maior ou menor semelhança no comportamento dos elementos confrontados.

Pela tabela 5.7 observa-se que os coeficientes de correlação mais elevados foram aqueles entre os pares Cu X Ni e Zn X Ni. Os demais mostraram valores de "r" próximos ou inferiores a 0,5 indicando a inexistência de correlações significativas entre os pares considerados.

Esses resultados permitem a seguinte conclusão:

- As correlações entre Ni, Zn e Cu devem-se a padrões de distribuição semelhantes na zona média-superior do

TABELA 5.7 - MATRIZ DE CORRELAÇÃO PARA OS RESULTADOS ANALÍTICOS DOS ELEMENTOS TRAÇOS ANALISADOS.

	Cr	Ni	Co	Mn	Cu	Zn	Pb
Cr	1,00	-0,24	0,11	0,49	-0,21	-0,10	0,18
Ni	-0,24	1,00	0,35	-0,20	0,82	0,72	-0,33
Co	0,11	0,35	1,00	-0,16	0,28	0,36	-0,48
Mn	0,49	-0,20	-0,16	1,00	-0,28	-0,38	0,20
Cu	-0,21	0,82	0,28	-0,28	1,00	0,60	-0,22
Zn	-0,10	0,72	0,36	-0,38	0,60	1,00	-0,27
Pb	0,18	-0,33	-0,48	0,20	-0,22	-0,27	1,00

perfil. A referida semelhança, deve-se ao fato dos três elementos mostrarem uma clara relação com a caolinita, mais abundante no capeamento e com o ferro, mais abundante na porção médio-superior do perfil.

6 DISCUSSÃO

6.1 Introdução

O manto ferro-aluminoso que capeia a Serra de Trucará evoluiu a partir de uma couraça ferralítica primária, inicialmente homogênea, formada por alteração das rochas da Formação Caraipé. As feições originais da couraça primária foram modificadas por processos epigenéticos reconhecidos através das características petrográficas, mineralógicas e químicas dos materiais estudados. A integração dessas mesmas características permitiram a determinação do perfil tipo da área.

O perfil compreende dois horizontes principais (inferior e superior), sendo recoberto por um capeamento argiloso considerado como alóctone por Kotschoubey et al (1986) e Evangelista (1988).

Os processos envolvidos na formação e modificação da couraça primária consistiram principalmente em dessilicificação, neoformação de gibbsita, caolinita e óxido-hidróxido de ferro, e diferenciação vertical ferro-alumínio. A complexidade dos fenômenos envolvidos foi responsável por notáveis variações texturais observadas no horizonte inferior. Este horizonte apresenta um arcabouço ferro-aluminoso que corresponde à couraça de primeira geração e pode ser subdividido em duas zonas. Enquanto a superior é de maneira geral mais rica em hematita e depósitos cutânicos goetíticos, aquela subjacente

é mais aluminosa e apresenta maior abundância de poros, fissuras ou outras cavidades preenchidas por material gibbsítico. Em alguns casos, entretanto, a divisão entre as duas zonas não é nítida observando-se certo grau de coexistência dessas características em toda a espessura do horizonte.

O horizonte superior não apresenta variações acentuadas e caracteriza-se por feições pseudo-pisolíticas ou brechóides. O material que compõe os elementos figurados da bauxita que o constitui é comparável, quanto à composição e textura, àquele que constitui a zona mais ferruginosa do horizonte inferior. Este fato sugere uma formação mais tardia a partir da degradação/desmantelamento daquela mesma zona.

Vários fenômenos tardios contribuíram também para a modificação das feições de couraça original. Foram principalmente a deferrificação parcial do horizonte superior e da zona mais superficial do horizonte inferior e a diferenciação Fe-Al em pequena escala originando microfeições particulares.

O perfil mais diferenciado da Faz. João Bernardo mostra variações verticais mais acentuadas na parte inferior, sotoposta à bauxita pseudo-pisolítica. Nessa zona ocorrem litotipos com características macroscópicas distintas daquelas dos demais perfis. Quanto às feições microscópicas dos mesmos litotipos, com exceção da bauxita laminada, da base do perfil, são semelhantes àquelas das rochas do horizonte inferior do perfil tipo. A diversidade macrofaciológica observada neste

local indica que, em borda de platô, o processo foi mais complexo, provavelmente devido a uma drenagem particularmente eficiente.

6.2 Formação da Couraça Primária

O produto direto da alteração do basalto, o saprólito argiloso, não mostra mais vestígios da composição mineralógica primária, dominada por plagioclásio e clinopiroxênio, com ilmenita subordinada. A zona saprolítica, consiste fundamentalmente em goetita, caolinita, anatásio em menor quantidade e gibbsita em traços. São minerais secundários cuja formação envolveu as seguintes etapas:

- Destruição dos silicatos liberando as bases, sílica e alumina. As bases sofreram uma forte lixiviação evidenciada pelos baixos teores de Na, K, Ca e Mg nos produtos de alteração.
- Destruição da ilmenita (talvez magnetita) liberando principalmente Fe e Ti.
- Em alguns casos o ferro liberado sofreu uma leve migração centrífuga indo constituir uma fina malha goetítica ou hematítica. Muitas vezes essa malha parece preservar a forma de minerais primários (cristais de piroxênio?). A feição referida acima assemelha-se àquela descrita por Delvigne (1965) resultante da alteração de hornblenda ou granada. O autor denominou "septa" as auréolas goetíticas formando uma espécie de rede em cujas células a gibbsita teria em seguida cristalizado, correspondendo a uma acumulação absoluta de Al.

- A sílica sendo parcialmente eliminada, a alumina sofre uma acumulação relativa, favorecida pela migração local do ferro. A sílica e a alumina remanescentes combinaram-se formando a caolinita.

O titânio reorganizou-se na forma de anatásio.

- Em condições de drenagem eficiente, ocorreu uma intensa dessilicificação da caolinita levando à formação da gibbsita. A transformação caolinita → gibbsita deve ter sido favorecida pelo baixo grau de cristalinidade da caolinita, sugerido por suas características difratométricas. O fenômeno envolveu uma fase gel intermediária (Mindszenty, 1978) testemunhada pela textura colomorfa do material predominante nos testemunhos da couraça primária, ou seja, o arcabouço do horizonte inferior.

Após a dessilicificação, a couraça primária sofreu uma diferenciação vertical Fe-Al, comum nos perfis lateríticos bem desenvolvidos, originando uma zona mais ferruginosa sobreposta a outra mais aluminosa.

O ferro, pouco móvel, concentrou-se nos níveis mais superficiais devido às condições oxidantes ali reinantes. O alumínio por sua vez, mais solúvel, foi mobilizado deslocando-se em direção à base do perfil. A migração descendente do Al é testemunhada pela abundância de preenchimentos de poros e fissuras por gibbsita, e de cavidades maiores por material pseudo-político, via de regra bastante gibbsítico. Este último formou-se a partir de soluções coloidais ou por dessilicificação de argila caolinítica depositada nas cavidades

por iluviação. O enriquecimento em Al na zona inferior da couraça é claramente sublinhado pelos dados químicos. Apesar do pequeno número de amostras analisadas e da heterogeneidade das mesmas, o padrão de distribuição de Fe e Al no perfil evidencia uma zona mais ferruginosa sobreposta a outra mais aluminosa.

A mobilização de Al (Loughnan, 1969; Norton, 1973) foi provocada pelas condições normalmente ácidas ($p \leq 4,5$) existentes na parte superficial da couraça. Esta acidez foi provocada pelo acúmulo de matéria orgânica, cuja decomposição levou à formação de ácidos orgânicos e ao seu produto de alteração, o ácido carbônico. Nessas condições, o alumínio pode ser mobilizado sob forma de complexos diversos, em soluções coloidais ou verdadeiras, migrando e redepositando-se em zonas menos ácidas (Erhart, 1967 e 1973; Mohr et al., 1972; Tenyakov, 1973; in Kotschoubey et al., 1984).

O caso mais extremo de acumulação absoluta de Al ocorreu na bauxita laminada do perfil da Faz. João Bernardo. Neste caso, porém, trata-se aparentemente de um fenômeno mais tardio. Na citada rocha, a forma sub-retangular de alguns agregados gibbsíticos sugere a pseudomorfose de antigos grãos de feldspato, embora não tenham sido encontrados relictos desse mineral no microscópio óptico. No entanto, a textura arenítica e a estrutura laminada da rocha, fortalecem a hipótese de que este nível particular formou-se a partir de uma rocha sedimentar. Trata-se mais provavelmente de uma das intercalações psamíticas ou psamito-pelíticas da Formação

Caraipé. O plagioclásio, teria sido completamente dissolvido e substituído pela gibbsita. Esta última exhibe granulação bastante grosseira sugerindo uma formação a partir de soluções verdadeiras diluídas (Truckenbrodt e Kotschoubey, 1982). O fato daquele perfil localizar-se na borda do platô deve ter propiciado uma drenagem particularmente ativa permitindo a completa eliminação da sílica.

Provavelmente no final da evolução da couraça, a flutuação do nível freático na sua zona inferior foi responsável pela geração de estruturas particulares como aquela da bauxita grosseiramente bandada do perfil da Faz. João Bernardo. O mesmo fenômeno pode ter também gerado, a micro-escala, a estrutura caracterizada pela alternância de camadas mais ferruginosas e mais aluminosas preenchendo poros no horizonte inferior. Essa estrutura assemelha-se àquela descrita por Mindszenty (1978) denominada "rytmical pore space structure". No caso da estrutura grosseiramente bandada, no entanto, não se pode descartar também a possibilidade, bastante coerente, de uma origem a partir de uma intercalação, no basalto, de uma rocha com estrutura primária planar. Neste caso porém, essa última já teria sido em parte obliterada. A percolação de soluções em zonas preferenciais, favorecida pela presença de planos de fraqueza naquela rocha, poderia ter resultado em lixiviação do Fe tornando aqueles níveis porosos e friáveis. A origem da associação gibbsita-caolinita que ocorre nesses níveis mais porosos seria por conseguinte a mesma daquela encontrada nas colunas, dos níveis

mais superficiais, resultando de um fenômeno epigenético e discutida mais adiante.

A formação dos corpos esferoidais, encontrados apenas no perfil da Faz. João Bernardo, é um fenômeno de difícil interpretação. Pode ter sido sin ou epigenético em relação à gênese da couraça primária. Aqueles corpos apresentam um núcleo caolinita-gibbsítico friável e uma zona externa mais goetítica, litificada. Essas características permitem que se proponha uma formação através da migração centrífuga do Fe. A zona central, deferrificada, tornou-se porosa e friável, enquanto a periferia, devido ao enriquecimento em Fe, tornou-se mais densa. O concrecionamento do Fe, através da migração centrípeta, pode também ter contribuído na formação dos corpos considerados. O fator responsável pela mobilização do ferro teria sido neste caso a existência de ambientes restritos algo mais redutores. Nicolas e Kotschoubey (1972) estudaram nódulos centimétricos, alumino-niquelíferos em bauxitas da região do Var (França) cuja formação envolveu uma migração centrípeta do ferro, limitada, porém, intensa.

Muito localmente, a couraça primária sofreu na sua zona mais superficial um enriquecimento em Mn, testemunhado pela presença de fragmentos ricos em pirolusita no horizonte bauxítico superior, de textura brechóide. O Mn teria migrado lateralmente, na forma de Mn⁺² aflorando em sítios favoráveis. Ali, as condições oxidantes provocaram a sua precipitação no estado Mn⁺⁴, na forma de pirolusita, possivelmente, após o estado transitório de hidróxido coloidal (Goldschmidt, 1954). Além de

ocorrer nos referidos fragmentos, o Mn é observado ainda na forma de ínfimas concreções e preenchimentos de fissuras em zonas de encostas.

6.3 Formação do Horizonte Superior

A zona mais ferruginosa da couraça teve a sua porção superficial submetida a um processo de degradação/desmantelamento. O produto desse desmantelamento foi um "glacis" constituído por grânulos e pequenos "seixos" - os pseudo-pisólitos - e fragmentos diversos.

O desmantelamento/degradação de zona superior da couraça primária é sugerido pelas feições pseudo-pisólíticas e brechóides do horizonte superior.

Alguns produtos da degradação permaneceram "in situ" ou sofreram um transporte curto e pouco retrabalhamento como atesta o baixo grau de arredondamento de alguns. O principal argumento a favor do transporte dos fragmentos é a heterogeneidade que se observa, com certa frequência, na composição dos elementos figurados, embora predominem aqueles gibbsita-hematíticos. No entanto, os pseudo-pisólitos, que apresentam um melhor arredondamento e uma homogeneidade composicional mais marcante parecem ser produto de retrabalhamento "in situ".

- Formação dos Pisólitos

A percolação das águas em torno dos pseudo-pisólitos foi o fator responsável pela formação de um dos tipos de pisólitos que ocorrem no horizonte superior. Trata-se daqueles indivíduos com núcleo ferro-aluminoso e córtex composto, com alternância

de faixas mais hematíticas e mais goetíticas. A formação de pisólitos semelhantes foi descrita por Nicolas e Bildgen (1973) em bauxitas do sudeste da França. No processo descrito, a formação dos pisólitos inicia-se com a hidratação da hematita que se transforma em goetita. Esta última, por sua vez, passa a constituir a primeira camada cortical. A hidratação é acompanhada por um aumento de volume da zona periférica favorecendo o desprendimento do córtex do núcleo. A alternância de estações secas e úmidas permite a repetição do fenômeno originando córtex complexos.

Os pseudo-pisólitos que ocorrem nas colunas que penetram no horizonte inferior são hematita-gibbsíticos e apresentam um córtex simples goetítico (?). Esses indivíduos assemelham-se, quanto à textura e composição mineralógica, aos elementos figurados da bauxita pseudo-pisólítica do horizonte superior. A matriz dessas colunas também é semelhante àquela do horizonte superior. O contato da bauxita dos referidos corpos com o material que os envolve é brusco. Este último material é maciço e denso e apresenta igualmente uma estrutura colunar e eventualmente um bandamento grosseiro e irregular. Com alto teor de ferro e rico em cutãs goetíticos, esse material pertence ao topo do horizonte inferior do perfil. É pouco provável que os pseudo-pisólitos em questão tenham evoluído a partir do material que envolve as colunas. A origem dos mesmos pseudo-pisólitos mais provavelmente está relacionada à percolação de águas naquelas mesmas colunas. Estas últimas sugerem fraturas preenchidas pelo

material fragmentado que originou o horizonte superior. O córtex goetítico simples teria portanto se formado, por hidratação da hematita.

Em alguns casos, a estrutura pisolítica caracteriza-se por faixas concêntricas ferro-aluminosas e outras aparentemente mais ferruginosas. Estas últimas são descontínuas sugerindo uma formação por segregação do ferro a partir de um meio ferro-aluminoso inicialmente homogêneo.

Têm-se ainda aqueles pisólitos cuja estrutura consiste em faixas concêntricas opacas e gibbsíticas. Neste caso, as faixas gibbsíticas representam fraturas anelares causadas pela desidratação e contração do material opaco. A gibbsita formou-se posteriormente a partir de soluções aluminosas que percolaram naquelas fraturas. Alguns pisólitos encontram-se quebrados. Essa característica, assim como a ocorrência de fraturas interrompidas no contato com a matriz, fato observado em alguns fragmentos, foram critérios usados por Nahon e Demoulin (1971) para caracterizar "gravillons". Estes, segundo o conceito de Tessier (1958, in Nahon e Demoulin, 1971) resultariam do desmantelamento de uma couraça primária, sofrendo um transporte limitado.

- Origem da Matriz e do Cimento

Os pseudo-pisólitos e fragmentos foram posteriormente envolvidos por um material provavelmente para-alóctone ou alóctone, bastante argiloso que iria constituir a matriz da bauxita pseudo-pisolítica ou brechóide. O fato de a matriz ser normalmente rica em gibbsita e apresentar uma

textura colomorfa praticamente constante reforça a hipótese de uma formação a partir de um material rico em sílica ou seja, em argilo-mineais (caolinita ?). Este último evoluiu por dessilicificação, para uma fase gibbsítica. Essa evolução envolveu uma passagem pelo estado coloidal (Mindszenty, 1978) testemunhada pela já citada textura colomorfa.

Os elementos figurados e a matriz apresentam origens distintas. Esta asserção apoia-se principalmente:

- na diferença de texturas. A textura colomorfa é bem desenvolvida na matriz, enquanto que, nos fragmentos e pseudo-pisólitos, essa textura é incipiente.
- na heterogeneidade comumente observada na composição dos elementos figurados.

A diferença de origem dos diversos componentes do horizonte superior é particularmente evidente na bauxita de textura brechóide, com elementos figurados enriquecidos em Mn e matriz essencialmente gibbsítica. Mn e Al têm comportamentos distintos no meio supergênico e, em muitos casos, não precipitam juntos.

O cimento da bauxita pseudo-pisolítica, constituído por gibbsita meso a macrocristalina, formou-se por precipitação a partir de soluções aluminosas, mais provavelmente verdadeiras e diluídas, que migraram através das fissuras (sinereses) resultantes da contração do gel que originou a matriz. As soluções aluminosas podem ter se formado por remobilização do Al a partir da matriz criptocristalina. Parte da gibbsita que preenche fraturas e poros no horizonte inferior pode ter sido

gerada a partir dessas soluções após migração vertical e lateral das últimas.

6.4 Fenômenos Tardios

- Deferrificação parcial do horizonte superior e da zona mais superficial do horizonte inferior.

Na parte superior do perfil, na bauxita pseudo-pisolítica, e no topo do horizonte inferior, observam-se zonas esbranquiçadas e friáveis nas quais predomina a associação gibbsita-caolinita. Aparentemente, trata-se de zonas deferrificados, tendo a mobilização do ferro sido provocada pela percolação de soluções redutoras e/ou ácidas em canais tubulares gerados por raízes e fissuras. A remoção do Fe teria tornado aquelas zonas mais porosas, gerando as feições colunares ali encontradas. Em níveis mais inferiores do perfil ocorrem também, embora de forma menos significativa, zonas deferrificadas, com a mesma associação mineralógica.

Nessa associação, a gibbsita parece ter se formado em detrimento da caolinita. As soluções percolantes naquelas zonas tubulares levaram à desestabilização da caolinita através da remoção da sílica. Isto implica que nessas mesmas soluções, a atividade da sílica, a um dado momento, tornou-se suficientemente baixa, deslocando o sistema $SiO_2-Al_2O_3-H_2O$ para o campo de estabilidade da gibbsita (Kittrik, 1969, in Groke, 1981). A caolinita começou a transformar-se em gibbsita até o sistema entrar em equilíbrio ou cair novamente no campo de estabilidade da caolinita. Neste último caso, a gibbsita

neoformada passou a transformar-se em caolinita. Esse processo foi portanto reversível e estreitamente controlado pelo teor de sílica das águas percolantes. O fato da caolinita ter um grau de cristalinidade médio a fraco deve ter favorecido a transformação caolinita--> gibbsita.

Transformações semelhantes às descritas acima foram reconhecidas por Hieronymus (1985) em bauxitas da República dos Camarões.

- Diferenciação Fe-Al

A diferenciação Fe-Al em pequena escala é representada principalmente por pontuações ferruginosas em pseudo-óólitos aluminosos; por material hematítico bordejando esférulas gibbsíticas e por zonas mais ferruginosas difusas no arcabouço do horizonte inferior. Nesses casos, o ferro migrou de um meio originalmente homogêneo (ferro-aluminoso), acumulando-se nos referidos sítios. No caso dos pseudo-óólitos gibbsíticos, bordejados por hematita, têm-se caracterizada uma migração centrífuga do Fe.

A diferenciação envolveu então, em micro-escala, uma acumulação relativa de Al, induzida pela migração do Fe.

6.5 Conclusão

As fases descritas são controladas por processos químicos, com exceção da deposição do material argiloso sobre a couraça e do dismantelamento da parte superior desta última, que envolveram processos físicos. A degradação da zona superior da couraça envolveu fenômenos de dissolução e migração de elementos, levando ao

alargamento de fissuras e individualização de corpos arredondados. Os fenômenos químicos envolvendo remobilização de ferro, sílica e alumina e neoformações/desestabilização de gibbsita, caolinita e óxido/hidróxido de ferro, foram induzidos por um clima quente e úmido. Por outro lado, os processos físicos sugerem condições algo mais secas. Dessa forma, a alteração ferralítica na região desenvolveu-se em dois períodos de clima úmido, típico das regiões intertropicais, separados por fase intermediária mais árida.

6.6 Idade da Sequência Laterito-Bauxítica

A inexistência de dados geocronológicos referentes ao capeamento argiloso da sequência laterito-bauxítica, dificulta a determinação da idade da mesma. Pode-se entretanto sugerir uma idade provável, com base, principalmente, em critérios geomorfológicos.

A superfície do platô, que constitui a Serra de Trucará, tem uma altitude média de 250 m. Sobre a mesma depositaram-se os sedimentos argilosos, transformados mais recentemente em latossolo amarelo, que constitui o capeamento. Este último pode ser correlacionado à Argila de Belterra que repousa sobre as bauxitas das bacias do Amazonas e do Parnaíba e à bauxita terrosa que recobre o platô N5 da Serra dos Carajás (Kotschoubey e Lemos, 1985).

A superfície aplainada da Argila de Belterra, cuja idade seria pliocênica ou mio-pliocênica de acordo com Truckenbrodt e Kotschoubey (1981) corresponderia, segundo os mesmos autores, ao

aplainamento Velhas de King (1956, in Truckenbrodt e Kotschoubey, 1981) ou ao nível Pd-1 segundo Bigarella e Andrade (1964 e 1965, in Truckenbrodt e Kotschoubey, op.cit). Com base nesta observação, poder-se-ia sugerir, para a superfície de deposição do capeamento ou do topo da couraça laterítica, seja uma idade oligomiocênica, seja eocênica. A primeira proposta permitiria correlacionar essa superfície de aplainamento à Velhas Inferior (Early Velhas de King, 1967; in Krook, 1979) ou Pd-2 de Bigarella e Andrade (1964, 1965, in Krook, op.cit). Por outro lado, admitindo-se uma idade mais antiga (eocênica) a mesma superfície de aplainamento poderia ser correlacionada à Sulamericana.

Como na área estudada, a espessura do capeamento, raras vezes, ultrapassa 1m, ter-se-ia praticamente uma superposição das superfícies de aplainamento do platô e do capeamento.

Entretanto, são necessários estudos geomorfológicos mais detalhados na região para que se possa confirmar as referidas correlações.

Considerando, apesar das diferenças no contexto geológico, a notável semelhança entre a estruturação e a evolução da laterita bauxítica da Serra de Trucará e dos grandes depósitos de bauxitas das regiões de Paragominas e do Médio-Baixo Amazonas (Kotschoubey e Truckenbrodt, 1981; Kotschoubey, 1984), fica claro que o complexo processo de laterização/bauxitização, que gerou as diferentes ocorrências residuais supracitadas, marcou um período definido da história geológica da Amazônia. É conseqüentemente mais pertinente supor que a sequência aqui es-

tudada desenvolveu-se no Eoceno Superior-Oligoceno como outras formações bauxíticas conhecidas em países limítrofes como Suriname e Guianas, por exemplo (Krook, 1979; Aleva, 1981).

7 CONCLUSÕES FINAIS

O estudo da alteração das rochas basálticas da região de Tucuruí, que resultou na formação de uma espessa crosta ferro-aluminosa, acrescenta novos dados ao acervo de conhecimento sobre a Província Bauxítica da Amazônia Oriental Brasileira, em sua maior parte constituída por bauxitas de origem sedimentar.

7.1 Primeiros Estágios de Alteração dos Basaltos

A evolução da sequência laterito-bauxítica começou com a alteração dos basaltos, com intercalações psamíticas e pelíticas da Formação Caraipé. As condições geomorfológicas foram favoráveis ao desenvolvimento de um vasto pediplano, do qual a Serra de Trucará é apenas um testemunho.

Os basaltos, principalmente constituídos por labradorita e augita, minerais facilmente alteráveis, sofreram uma alteração rápida, com perda total dos alcalinos e alcalino-terrosos.

Numa fase inicial, os minerais primários (plagioclásio e clinopiroxênio) foram quase totalmente destruídos, persistindo o quartzo e a clorita, minerais resultantes do hidrotermalismo que afetou as rochas da região, sobretudo aquelas próximas à Falha de Empurrão de Tucuruí. Resultou desse processo um material denso, amarelado, que evoluiu rapidamente para um saprólito goetitita-caolinítico. A sílica, resultante da destruição dos minerais primários não foi completamente eliminada a princípio, re-combinando-se com o alumínio e dando origem à caolinita. O ferro também ficou acumulado na sua forma Fe^{+3} , reorganizando-se na

forma de goetita. A clorita e o quartzo, por sua vez, embora mais resistentes sofreram igualmente uma alteração intensa refletida pela diminuição rápida dos seus teores.

O início da formação da gibbsita no saprólito indica que, pelo menos localizadamente, a lixiviação da sílica foi muito eficiente e que o teor da mesma em solução foi suficientemente baixo, para permitir que parte da caolinita se transformasse em gibbsita. O baixo grau de cristalinidade da caolinita certamente favoreceu o aparecimento do hidróxido de Al. O Ti, proveniente da ilmenita, reorganizou-se em anatásio.

7.2 Evolução do Processo de Intemperismo

Com a evolução do processo de intemperismo, a caolinita sofreu uma dessilicificação e o saprólito argiloso evoluiu para uma couraça rica em gibbsita e óxido/hidróxido de ferro (localmente em pirolusita). Essa etapa caracteriza-se pela remoção da sílica e conseqüente acumulação relativa de Al e Fe.

Uma nova fase do processo é representada pela diferenciação vertical Fe-Al que resultou numa zona superior mais ferruginosa sobreposta a uma outra mais aluminosa. Nessa fase, a acumulação do Fe foi também relativa e favorecida pela migração descendente de Al. Esta última é testemunhada pela abundância de preenchimentos de poros, fissuras, ou outras cavidades, por material gibbsítico.

Os fenômenos físicos tornaram-se significativos e associados aos de natureza química (percolação de águas ao longo de canais abertos por raízes bem como através

de fissuras e microfissuras por exemplo), foram responsáveis pela desagregação e desmantelamento da parte superior da couraça. Esse desmantelamento caracterizou mais uma fase no processo evolutivo da sequência ferro-aluminosa.

Ocorreram ainda fenômenos mais tardios que também foram responsáveis pelas feições atuais da sequência. Esses fenômenos envolveram principalmente a deferrificação parcial do horizonte superior em consequência da qual o ferro mobilizado acumulou-se na zona superior do horizonte subjacente sob a forma de abundantes cutãs goetíticos. Trata-se neste caso de um enriquecimento absoluto de ferro. Alguns sítios do horizonte inferior também mostram sinais de deferrificação. As soluções responsáveis pela remoção do Fe lixiviaram parte da sílica levando à desestabilização da caolinita primária que transformou-se parcialmente em gibbsita. Esse fenômeno originou as feições colunares encontradas na zona superior e até média do perfil. A diferenciação Fe-Al, em micro-escala, foi responsável por feições texturais como pontuações ferruginosas em pseudo-óólitos gibbsíticos e formação de material hematítico bordejando esses últimos.

A ocorrência de várias fases de alteração, com predominância alternada de processos químicos e físicos sugere que a região sofreu de início um clima úmido, seguido de um outro mais árido e voltando finalmente, numa terceira etapa, às condições mais úmidas. Uma quarta fase, em condições climáticas mais secas, seria representada pela deposição de um capeamento argiloso, pelo menos em parte alóctone ou para alócto-

ne. Ocorreu finalmente um aplainamento regional, no final do Plioceno ou início do Pleistoceno. A alteração intempérica mais recente transformou provavelmente o capeamento em latossolo amarelo bastante rico em gibbsita. A retomada no Quaternário de fenômenos erosivos levou progressivamente à individualização da Serra de Trucarã.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEVA, G.J.J. - 1981 - Bauxitic and other duricrusts on the Guiana Shield, South America. In: International Seminar on Lateritisation Processes, New Delhi. Proceedings...Oxford, I.B.H. p. 261-269.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1974 - Sistema Tectônico Marginal do Cráton do Guaporé. In: Cong. Bras. Geol., 28, Porto Alegre. ^{Anais...} Porto Alegre, SBG, V.4, p. 09-17.
- ALVES, C.A.; SANTOS, F.F. dos; ASSAD, R. 1985 - Tiracambu (MA) - Nova descoberta de bauxita metalúrgica. In: Simp. Geol. Amaz. 3, Belém. Anais... p. 7-16.
- ASSAD, R. - 1978 - Depósitos de bauxita na Amazônia. In: Cong. Bras. Geol., 30, Recife. Anais... Recife, SBG, V.6, p. 2511-2516.
- ASSAD, R.; BEISIEGEL, V. de; R. - 1978 - Depósitos de bauxita na Serra dos Carajás. In: Cong. Bras. Geol., 30, Recife. Anais... Recife, SBG, V.4, p. 1385-1391.
- ASSAD, R.; FARIAS, N.F.; NETTO, A.P.A. - 1976 - Bauxita na bacia sedimentar da Amazônia. In: Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto. Resumos dos trabalhos... Ouro Preto, SBG, p. 398.
- ASSAD, R.; NETTO, A.P.A. - 1976 - Depósitos de bauxita de Almeirim. In: Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto. Anais...Ouro Preto, SBG, V. 3, p. 113-118.
- BARDOSSY, G.Y. - 1982 - 'Karst Bauxites': Bauxite deposits on carbonate rocks. Amsterdam, Elsevier. 441 p. (Development in Economic Geology, 14).

- BATES, R.L.; JACKSON, J.A. - 1980 - Glossary of Geology. 2nd. Virginia, American Geological Institute. 749 p.
- BOCQUIER, G. 1971 - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Th. Doct. Sc., Strasbourg, Mem. O.R.S.T.O.M. 350 p.
- BOCQUIER, G.; BOULANGE, B.; ILDEFONSE, P.; NAHON, D.; MULLER, D. - 1983 - Transfers, accumulation modes, mineralogical transformations and complexity of historical development in lateritic profiles. In: Intern. Semin. on Lateritisation Processes, São Paulo, 1982; Proceedings... São Paulo. p. 331-343.
- BOULANGE, B. - 1984 - Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les facies, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modèle. Th. Doct. Sc., Paris, Université de Paris VII. 363 p.
- BOULET, R. - 1974 - Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre paléobioclimatique. Th. Doct. Sc., Strasbourg, Mém. O.R.S.T.O.M., 272 p.
- BREWER, R. - 1964 - Fabric and mineral of soil. New York, John Wiley and Sons. 470 p.
- CAPUTO, M.V. - 1984 - Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil. Dissertation for the Degree of Doctor of Philosophy. California, University of California, Santa Barbara. 583 p.
- CARPENTER, R.H.; POPE, T.A.; SMITH, R.L. - 1975 - Fe-Mn oxides coatings in stream sediment geochemical surveys. Journal of Geoch. Expl., 4:349-363.
- CARPENTER, R.H.; ROBINSON, G.D.; HAYES, W.B. - 1978 - Partitio-

ning of manganese, iron, copper, zinc, lead, cobalt and nickel in black coatings on stream boulders in the vicinity, of the Magruder mine, Lincoln Co; Georgia. Journal of Geoch. Expl., 10:75-89.

CHAO, T.T. & THEOBALD, P.K. - 1976 - The significance of secondary iron and manganese oxides in geochemical exploration. Econ. Geol., 71: 1560-1569.

CHAUVEL, A.; BOULET, R.; JOIN, P.; BOCQUIER, G. - 1983 - Aluminium and iron oxi-hydroxide segregation in nodules of latosols developed on tertiary sediments (Barreiras Group), Near Manaus (Amazon Basin), Brazil. In. Intern. Semin. on Lateritization Processes, São Paulo, 1982. Proceedings... São Paulo. p. 507-526.

CORREA, R.R.S.; PERES, R.N.; VIEIRA, S.L. - 1974 - Levantamento exploratório de solos da Folha SA-22 Belém. In: Brasil. DNPM. Projeto RADAM. Belém, V. 5.

DELMAS, A.B. - 1979 - Apport de la cinétique dans la connaissance des phénomènes d'altération. Bull. AFES, Versailles, No. 2 e 3.

DELVIGNE, J. - 1965 - Pédogenese en zone tropicale: la formation des minéraux secondaires en milieu ferralitique. Paris, O.R.S.T.O.M., p. 54p.

DENNEN, W.H.; NORTON, H.A. - 1977 - Geology and Geochemistry of Bauxite Deposits in the Lower Amazon Basin. Econ. Geology, 72 (1): 82-89.

EVANGELISTA, R.A.O. - 1988 - Composição e origem da cobertura argilosa das lateritas da Serra de Trucará. Trabalho de con-

clusão de curso, Belém, UFPA/CG. 43 p.

GHOSH, K.P.; DUTTA, B.C. - 1978 - Mineralogy and Genesis of Phutkapahar Bauxite deposits of Eastern Madha Pradesh, India. In: Intern.Cong.Study of bauxites, Alumina and Aluminium, 4, Athens. Proceedings...Athens, V, 1, p. 204-255.

GÓES, A.M. - 1981 - Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecurú, no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. Tese de Mestrado. Belém, UFPA/CG. 55p.

GOLDSCHMIDT, V.M. - 1954 - Geochemistry. Oxford, Claredon Press. 730 p.

GORAYEB, P.S.S. - 1981 - Evolução Geológica da Região de Araguaçema - Pequizeiro-Goiás-Brasil. Tese de Mestrado. Belém, UFPA/CG. 99 p.

GROKE, M.C.T. - 1981 - Evolução geoquímica mineralógica e micro-morfológica no proceso de bauxitização. Estudo comparativo dos depósitos de Mogi das Cruzes, Curucutú e Lavrinhas, SP, associados a diferentes tipos litológicos. Tese de Mestrado. São Paulo, Instituto de Geociências-USP. 96 p.

GRUBB, P.L.C. - 1979 - Genesis of bauxite deposits in the lower Amazon basin and Guianas Coastal Plain. Econ. Geol., 74: 735-750.

HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.B.; SIGA JR.; O.; TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K. - 1980 - Datações Rb-Sr e K-Ar no centro-norte do Brasil e seu significado geotectônico. In: Cong.Bras.Geol., 31, Camboriú. Anais... Camboriú, SBG, V. 5, p. 2648-2658.

HIERONYMUS, B. - 1984 - Distribution des quelques éléments en trace dans les altérites de l'ouest du Cameroun. In:

- Cong.Soc. Savantes, 109^e,Dijon, Sciences, fasc. 1, p. 299-309.
- HIERONYMUS, B. - 1985 - Etude de l'altération des roches eruptives de l'ouest du Cameroun. Lateritization, bauxitization et évolution bauxitique. Thèse de doctorat d'Etat.Paris, Université Pierre et Marie Curie. 273 p.
- JAPIASSU, A.M.S.; GÓES FILHO, L. - 1974 - Estudo fitogeográfico da Folha SA-22 Belém. In: Brasil. DNPM. Projeto RADAM. Belém, V. 5.
- KOTSCHOUBEY, B.- 1984 - Bauxitas do Baixo Nhamundá, Região do Médio-Baixo Amazonas - Natureza e Gênese. In: Cong.Bras. Geol., 32, Rio de Janeiro. Anais..., Rio de Janeiro, SBG, v.8, p. 3926-3940.
- KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, V.P. - 1985 - Considerações preliminares sobre a origem e a gênese das bauxitas da Serra dos Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém. Anais... p. 48-55.
- KOTSCHOUBEY, B.; MENEZES, L.A. de Q.; TRUCKENBRODT, W. - 1984 - Nature e évolution des bauxites du secteur Jabuti-Ipixuna (district de Paragominas, Etat du Pará, Brésil). In: Cong. Nat.Soc.Sav., 109^e, Dijon, Annales... Dijon, Sciences. p. 335-345.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. - 1981 - Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas- Açailândia (Estado do Pará e Maranhão). Rev.Bras.Geoc., 11(3):193-202.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; HIERONYMUS, B. - 1986 - As bauxitas da extremidade sul da Serra de Trucará, Estado do Pará.In: Cong.Bras.Geol.; 34, Goiânia. Anais... Goiânia,

- SBG, V.5, p. 2259-2269.
- KRONBERG, B.I.; COUSTON, J.F.; STILIANIDI FILHO, B.; FYFE, W.S.; NASH, R.A.; SUGDEN, D. - 1979 - Minor element geochemistry of the Paragominas bauxite, Brazil. *Econ.Geol.*, 74:1869-1875.
- KRONBERG, B.I.; FYFE, W.S.; MCKINON, B.J.; COUSTON, J.F.; STILIANIDI FILHO, B.; NASH, R.A. - 1982 - Model for bauxite formation: Paragominas (Brazil). *Chem.Geol.*, 35 (3/4): 311-320.
- KROOK, L. - 1979 - Sediment petrographical studies in northern Suriname. Amsterdam. Vrije Universiteit. Academisch Proefschrift, Utrecht, 154 p.
- LEMOS, V.P. - 1981 - Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará. Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N-5, Serra dos Carajás. Tese de Mestrado. Belém, CG/UFGA. 97 p.
- LOUGHNAN, F.C. - 1969 - Chemical weathering of the silicate minerals. New York, Elsevier. 154 p.
- MATTA, M.A.S. - 1982 - Evolução geológica da região de Tucuruí-Pará. Tese de mestrado. Belém, UFPA/NCGG. 109 p.
- MATTA, M.A.S.; HASUI, Y. - 1984 - Modelamento estratigráfico da região de Tucuruí-Pará. In: *Cong.Bras..Geol.*, 33, Rio de Janeiro. Anais..., Rio de Janeiro, SBG, V.2, p. 821-831.
- MILLOT, G. & BONIFAS, M. - 1955 - Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latérisation et bauxitisation. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 8, p. 3-20.
- MINDSZENTY, A. - 1978 - Tentative interpretation of the micro-morphology of bauxite laterites. In: *Intern.Cong.Study of Bauxites, Alumine and Aluminium*, 4th, Athens, V. 2, p.

599-613.

MIYASHIRO, A. - 1975 - Metamorphism and Metamorphic Belts, 2nd.
London, George Allen. 492 p.

NAHON, D.; DEMOULIN, D. - 1971 - Contribution à l'étude des
formations cuirassées du Sénégal occidental (pétrographie,
morphologie e stratigraphie relative). Rev.Geogr. Phys. et
Geol. Dynan. 13(2): 35-54.

NICOLAS, J.; BILDGEN, P. - 1973 - Importance et caractères des
phenomènes qui ont affecté les bauxites provençales à tra-
vers et après leur dépôt. C.R. In: Cong.Int. ICSOBA, 3, Nice.
p. 129-134.

NICOLAS, J.; KOSTCHOUBEY, B. - 1972 - Précisions sur les nodules
riches en nickel présents dans les bauxites à murs karstique
de la mine des Codouls (Var). Origine et mode de formations
de ces nodules. C.R. Acad. Sc. Paris, 274:1449-1452.

NORTON, S.A. - 1973 - Laterite and Bauxite Formation. Econ.Geol.,
68:353-361.

PETTIJOHN, F.J. - 1957 - Sedimentary Rocks. 2nd. New York, Harper
& Row. 718p.

ROBINSON, G.D. - 1981 - Adsorption of Cu, Zn and Pb near sulfide
deposits by hydrous manganese - iron oxides coatings on stream
alluvium. Chem.Geol., 33: 65-79.

ROBINSON, G.D. - 1982a - Trace metals adsorption potencial of
phases comprising black coatings on stream pebbles. J.
Geochem. Explor., 17:205-219.

ROBINSON, G.D. - 1982 b - Trace metals adsorption by ferro- man-
ganese coatings on stream alluvium: natural controls and

- implications for exploration. Chem.Geol., 38:157-174.
- SILVA, J.M. da; - 1980 - Metamorfismo das Rochas Pelíticas da Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins. Tese de Mestrado. Belém, UFPA/NCGG, 48p.
- TARDY, Y. - 1969 - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém, Serv. Carte geol. Als. Lorr. Strasbourg. 199 p.
- TILL, R. - 1974 - Statistical Methods for the Earth Scientist. London, Macmillan. 154 p.
- TROUW, R.A.J.; VAZ, L.P.; SLONGO, T.T.; NAKASATO, N. - 1976 - Geologia da região de Tucuruí - Baixo Tocantins, Pará. In: Cong.Bras.Geol. 29, Ouro Preto. Anais...Ouro Preto, SBG, V. 2, p. 137-148.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHUBEY, B. - 1981 - Argila de Belterra-Cobertura Terciária das Bauxitas Amazônicas. Rev.Bras.Geoc., 11(3):203-208.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHUBEY, B. - 1982 - Alguns aspectos microfaciológicos das bauxitas na parte leste da região amazônica. In: Cong. Bras. Geol., 32, Salvador. Anais... Salvador, SBG. v.2. p. 695-701.
- WOLF, F.A.M. - 1972 - Bauxitas na Amazônia. Relatório interno. Belém, DNPM, 5 Distrito. 46p.
- WOLF, F.A.M.; SILVA, J.M.R. - 1973 - Província bauxitífera da Amazônia. Relatório interno. Belém, DNPM, 5 Distrito. 35p.