



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

**“CAULIM DO MORRO DO FELIPE, BAIXO RIO JARI, ESTADO DO AMAPÁ,
CONTEXTO GEOLÓGICO E GÊNESE”.**

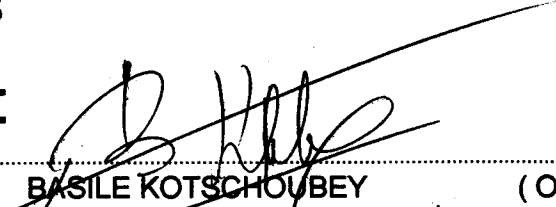
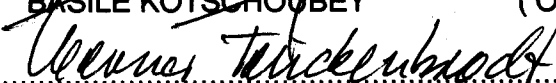
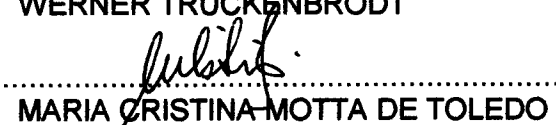
TESE APRESENTADA POR

ADALCILÉIO LÚCIO DE SOUZA DUARTE

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

Data de Aprovação 04 / 12 / 95

Comitê de Tese:


.....
BASILE KOTSCHOUBEY (Orientador)

.....
WERNER TRUCKENBRODT

.....
MARIA CRISTINA MOTTA DE TOLEDO

BELÉM

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

TESE DE MESTRADO

TÍTULO: CAULIM DO MORRO DO FELIPE, BAIXO RIO
JARI, ESTADO DO AMAPÁ, CONTEXTO
GEOLÓGICO E GÊNESE.

MESTRANDO : ADALCILÉIO LÚCIO DE SOUZA DUARTE

ORIENTADOR : PROF. Dr. BASILE KOTSCHOUBEY

BELÉM - PARÁ

1996

Aos

Meus pais OPHIR MARTINS DUARTE e LUIZA DE SOUZA DUARTE
pelo carinho paciência e incentivo constante em todas as horas.

Ao meu filho Adalrileno Lúcio Lobato Duarte por ser um motivo a mais
para vencer.

Aos meus irmãos e irmãs pela cobrança direta ou indireta através de
incentivos e sugestões.

AGRADECIMENTOS

à Universidade Federal do Pará, através do Centro de Geociências, pelo apoio material e financeiro;

à Companhia de Mineração Caulim da Amazônia S/A pelo apoio logístico na etapa de campo;

ao Professor Dr. Basile Kotschoubey, do Departamento de Geoquímica e Petrologia do Centro de Geociências da UFPA, pela orientação, incentivo, atenção, cobrança, apoio e paciência durante todas as fases do trabalho;

ao Professor Dr. Bernard Hieronymus do Laboratoire dea Geochimie et Metallogénie da Universidade Pierre et Marie Curie (Paris VI), França pelas realização das micrografias eletrônicas e análises químicas;

ao geólogo Carlos Alberto Sá Pereira pela atenção e sugestões durante a fase de campo;

ao geólogo Giorgio Simonetti Jr. pelo acompanhamento no trabalho de campo e valiosas discussões;

aos meus pais e irmãos, pelo incentivo ;

à geóloga Dr. Adriana Maria Coimbra Horbe pela colaboração
e atenção.;

ao geólogo Amílcar Carvalho Mendes pela ajuda na análise
dos minerais pesados;

a todos que direta ou indiretamente contribuíram à elaboração
deste trabalho.

SUMÁRIO

	p.
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1 - INTRODUÇÃO	6
1.1 - OBJETIVOS	6
1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO	6
2 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	8
2.1 - CLIMA	8
2.2 - VEGETAÇÃO	8
2.3 - HIDROGRAFIA.....	9
2.4 - GEOMORFOLOGIA	10
3 - GEOLOGIA REGIONAL	12
4 - TRABALHOS ANTERIORES	21
5 - CAULINITA	24
5.1 - COMPOSIÇÃO E ESTRUTURA.....	24
5.2 - VARIAÇÕES NO GRAU DE CRISTALINIDADE E NA ORDEM ESTRUTURAL DA CAULINITA	25
5.2.1 - Avaliação por difratometria de raios x	25
5.2.2 - Avaliação por métodos térmicos.....	27

5.2.3 - Avaliação por espectrometria em infravermelho	29
6 - CAULIM	32
6.1 - CAULIM NO MUNDO E NO BRASIL	32
6.2 - UTILIZAÇÃO DO CAULIM	33
6.3 - ORIGEM DO CAULIM	34
6.3.1 - Intempérica	34
6.3.2 - Hidrotermal	36
6.3.3 - Sedimentar	37
6.3.4 - Diagenética	38
7 - COBERTURA DE ALTERAÇÃO DO MORRO DO FELIPE	40
8 - METODOLOGIA	50
9 - ESTUDO DE DETALHE DO PERFIL DE ALTERAÇÃO.	52
9.1 - SUBSTRATO ARENÍTICO	53
9.1.1 - Descrição macroscópica	53
9.1.2 - Descrição microscópica	54
9.1.2.1 - Análise petrográfica	54
9.1.2.2 - Minerais pesados	54
9.1.3 - Análises mineralógicas por difração de raios x	56
9.2 - HORIZONTE CAULÍNICO	57
9.2.1 - Descrição macroscópica	57
9.2.1.1 - Caulim Inferior	57
9.2.1.2 - Nível arenoso	58
9.2.1.3 - Caulim Superior	59
9.2.2 - Descrição microscópica	62
9.2.2.1 - Análise petrográfica	62
9.2.2.2 - Minerais pesados	64

9.2.3 - Análise mineralógica	66
9.2.3.1 - Difração de raios x	66
9.2.3.2 - Análise por espectrometria em infravermelho	68
9.2.3.3 - Análise termogravimétrica	70
9.2.3.4 - Análise termodiferencial	71
9.2.4 - Microscopia eletrônica	73
9.2.5 - Análise Química	78
9.3 - CROSTA FERRUGINOSA	81
9.3.1 - Descrição macroscópica	81
9.3.2 - Descrição microscópica	83
9.3.2.1 - Análises petrográfica	83
9.3.2.2 - Minerais pesados	85
9.3.3 - Análise mineralógica por difração de raios x	86
9.4 - HORIZONTE NODULAR	88
9.4.1 - Descrição macroscópica	88
9.4.2 - Descrição petrográfica	90
9.4.3 - Análise mineralógica por difração de raios x	92
9.5 - HORIZONTE DE CASCALHO	93
9.5.1 - Descrição macroscópica	93
9.5.2 - Descrição petrográfica	94
9.5.3 - Análise mineralógica por difração de raios x	96
9.6 - CAPEAMENTO - ARGILA DE BELTERRA	97
9.6.1 - Descrição macroscópica	97
9.6.2 - Descrição microscópica	97
9.6.2.1 - Análise petrográfica	97
9.6.2.2 - Minerais pesados	98
9.6.3 - Análise mineralógica	99

9.6.3.1 - Difração de raios x	99
9.6.3.2 - Análise termogravimétrica	100
9.6.3.3 - Microscopia eletrônica	102
9.6.4 - Análise química	104
10 - DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO	106
10.1 - EVOLUÇÃO DO MANTO DE ALTERAÇÃO	106
10.2 - GÊNESE DO CAULIM	111
10.3 - MODELO EVOLUTIVO	116
11 - CONCLUSÃO	120
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	123

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área estudada.....	7
Figura 2 - O acesso aos depósitos de caulim implica a travessia do rio Jari com auxílio de catraias	9
Figura 3 - Vista geral da área - Morro do Felipe III	11
Figura 4 - Estrutura da caulinita	24
Figura 5 - Termograma padrão da caulinita (Análise termodiferencial)	28
Figura 6 - Espectro padrão da caulinita em infravermelho.....	30
Figura 7 a - Distrito caulínico do baixo rio Jari com os platôs (F - I a F - X) do Morro do Felipe	41
Figura 7 b - Detalhe do distrito caulínico com a localização dos afloramentos e perfis de sondagem	41
Figura 8 a - Perfis E e D no Morro do Felipe III e perfil F no centro do Morro do Felipe II	43
Figura 8 b - Perfis Alvo 21 e A no Morro do Felipe II	44
Figura 9 - Perfis de sondagem S 1 e S 2 no Morro do Felipe II	45
Figura 10 - Falha inversa no Alvo 21 no Caulim Superior	46

Figura 11 - Contato do horizonte nodular com a crosta ferruginosa	47
Figura 12 - Argila de Belterra apresentando na sua parte superior porções esbranquiçadas limitadas por um delgado nível rico em ferro	49
Figura 13 - Perfil sintético do manto caulínico do Morro do Felipe.....	52
Figura 14 - Substrato arenítico exibindo estratificação cruzada na encosta no Morro do Felipe II, a SW da mina	53
Figura 15 - Difração de raios x do substrato arenítico	56
Figura 16 - Amostra de Caulim Inferior mostrando o seu padrão manchado a bandado	58
Figura 17 - Nível arenoso com estratificação plana acentuada pelas cores variadas dos estratos	59
Figura 18 - Caulim Superior exibindo auréolas de segregação do ferro	60
Figura 19 - Amostra de Caulim Superior apresentando fratura concoidal.....	60
Figura 20 - Zona de transição do Caulim Superior para a crosta ferruginosa ...	61
Figura 21 - Caulim Inferior. Textura densa (criptocristalina) do caulim	63
Figura 22 - Difratoogramas de raios x do horizonte caulínico do Morro do Felipe	67
Figura 23 - Curvas de frequências em infravermelho do caulim do Morro do Felipe II	69
Figura 24 - Análise termadiferencial do caulim do Morro do Felipe	72

Figura 25 - Imagem de MEV (microscopia eletrônica de varredura) do Caulim Inferior do Morro do Felipe II.....	75
Figura 26 - Imagem de MEV do Caulim Inferior do Morro do Felipe II	75
Figura 27 - Imagem de MEV do nível arenoso do Morro Felipe II	76
Figura 28 - Imagem de MEV do nível arenoso do Morro Felipe II	76
Figura 29 - Imagem de MEV do Caulim Superior do Morro do Felipe II	77
Figura 30 - Imagem de MEV do Caulim Superior do Morro do Felipe II	77
Figura 31 - Crosta Laterítica colunar com cavidades subverticais preenchidas por argila e zona de transição para o Caulm Superior.....	81
Figura 32 - Amostra da crosta ferruginosa do Morro do Felipe mostrando um sistema de tipo box-work	82
Figura 33 - Crosta ferruginosa. Grão de quartzo corroído com auréola de substituição de gibbsita macrocristalina	84
Figura 34 - Crosta ferruginosa. Textura esferulítica do plasma ferro- argiloso ...	85
Figura 35 - Difractogramas de raios x da crosta ferruginosa de um fragmento ferruginoso (horizonte nodular) e de nódulo bauxítico (horizontes de cascalho)	87
Figura 36 - Nódulos lateríticos do perfil de alteração do Morro do Felipe. ...	89
Figura 37 - Textura brechóide dos nódulos lateríticos, horizonte nodular do perfil A	89

Figura 38 - Nódulo laterítico. Matriz esferulítica com cimento gibbsítico mesocristalino.	91
Figura 39 - Nódulo laterítico. Cutane entre fragmento ferruginoso e a matriz gibbsítica.	91
Figura 40 - Bauxita porcelanada do horizonte de cascalho	94
Figura 41 - Nódulo bauxítico. Gibbsita microcristalina com gretas de contração preenchidas por gibbsita mesocristalina	95
Figura 42 - Nódulo bauxítico. Substituição de quartzo por gibbsita	95
Figura 43 - Difractogramas de raios x de algumas amostras da Argila de Belterra	99
Figura 44 - Termograma da Argila de Belterra (análise termogravimétrica).....	101
Figura 45 - Imagem de MEV da Argila de Belterra	103
Figura 46 - Imagem de MEV da Argila de Belterra	104
Figura 47 - Evolução da cobertura de alteração no Morro do Felipe	119

TABELAS

Tabela 1 - Características dos difratogramas de raios x das caulinitas bem e mal cristalizadas	26
Tabela 2 - Reservas mundiais de caulim	33

Tabela 3 - Reservas brasileiras de caulim	33
Tabela 4 - Alguns depósitos de caulim sedimentar nos Estados Unidos	37
Tabela 5 - Localização dos afloramentos perfis de sondagens estudados.....	40
Tabela 6 - Distribuição percentual de minerais pesados transparentes e opacos no horizonte caulínico do Morro do Felipe.	65
Tabela 7 - Resultados da análise termogravimétrica de amostras do horizonte caulínico do Morro do Felipe.	70
Tabela 8 - Resultados de análise termodiferencial de amostras de caulim do Morro do Felipe	73
Tabela 9 - Composição química do caulim do Morro do Felipe II (em %)	78
Tabela 10 - Razão sílica/alumina em amostras de caulim do Morro do Felipe..	79
Tabela 11 - Distribuição dos minerais pesados transparentes e opacos em algumas amostras de Argila de Belterra	98
Tabela 12 - Análise termogravimétrica da Argila de Belterra	102
Tabela 13 - Composição química de uma amostra da Argila de Belterra (%). .	105

RESUMO

O distrito caulínico do Morro do Felipe, localizado na parte sudoeste do estado do Amapá, próximo ao rio Jari, possui uma reserva de 366.000 toneladas de minério de alta qualidade. A área mineralizada apresenta-se como uma sucessão de platôs com cerca de 250 m de altitude separados por vales encaixados.

O manto de alteração que capeia os platôs comporta seis horizontes bem individualizados, ou seja, da base para o topo : a) um substrato argiloso-arenítico pertencente à Formação Alter do Chão, b) um espesso horizonte caulínico, c) uma crosta ferruginosa, d) um nível nodular laterítico - ferruginoso, e) um nível de cascalho bauxítico e f) um capeamento argiloso ou Argila de Belterra. Tal estruturação aliada à composição dos diferentes horizontes sugere uma evolução complexa e polifásica para a cobertura intempérica envolvendo as seguintes fases:

1) Ferruginização dos sedimentos Alter do Chão e formação de uma crosta ferruginosa nas zonas mais rebaixadas.

2) Degradação da parte superior da crosta ferruginosa.

3) Dessilicificação dos sedimentos Alter do Chão nas zonas topograficamente mais elevadas e dos produtos de degradação da crosta ferruginosa nas zonas deprimidas, levando à bauxitização. Aluminização nas zonas mais rebaixadas resultando em dissolução parcial da gibbsita formada previamente.

4) Degradação do topo do perfil e formação de depósitos eluviais (nível nodular) e coluviais (nível de cascalho). Denudação, em certas áreas, dos sedimentos alterados originalmente sotopostos à crosta bauxítica.

5) Retrabalhamento dos sedimentos Alter do Chão alterados, transporte na forma de fluxos de massa e deposição desses produtos na forma de uma cobertura de espessura métrica.

6) Concomitantemente com o lento soerguimento regional, rebaixamento relativo do nível freático e alteração progressiva dos sedimentos sotopostos à crosta laterito - bauxítica. Dessilicificação da cobertura areno - argilosa e evolução gradativa para um espesso latossolo, homogêneo e rico em gibbsita - a Argila de Belterra.

7) Instalação em superfície de zonas restritas apresentando condições ácidas e redutoras devidas à acumulação de matéria orgânica. Deferrificação local da Argila de Belterra e concentração do ferro mobilizado em delgadas franjas litificadas.

8) Prosseguimento da alteração dos sedimentos Alter do Chão acompanhando o rebaixamento do nível freático.

O caulim do Morro do Felipe foi gerado "in situ", às custas de sedimentos argilosos da Formação Alter do Chão, após a formação e estruturação do perfil laterítico sobreposto e a deposição dos sedimentos proto - Argila de Belterra.

A pouca permeabilidade dos sedimentos argilosos parece ter sido decisiva para a formação do caulim. Devido ao limitado escoamento das águas instalou-se na zona saturada um ambiente levemente ácido e pouco oxidante a redutor, favorável à alteração e deferrificação de tais sedimentos. O diminuto tamanho do cristalitos de caulinita, a sua distribuição desordenada, o seu freqüente

intercrescimento responsável pelo significativo grau de litificação da parte superior do pacote de caulim e a acentuada desordem estrutural detectada na caulinita apontam para uma (re)cristalização a partir de uma fase amorfa sílico-aluminosa.

A caulinitização, iniciada provavelmente no Terciário superior, foi um processo lento, altamente dependente das variações climáticas e de fatores tectônicos. É possível que este processo ainda prossiga hoje em dia.

ABSTRACT

The kaolin district of Morro do Felipe, located in the northwestern part of the State of Amapá close to the Jari river, contains about 366.000 metric tons of high quality ore - This area is composed of several plateaus up to 250 m, dissected by narrow valleys.

The weathering mantle which covers the plateaus consists of six, well individualized horizons, that is, from bottom to top: a) clayey sandstones of the Alter do Chão Formation (upper Cretaceous); b) a thick kaolin horizon; c) a ferruginous duricrust; d) a nodular lateritic level; e) a gravelly bauxitic level and f) a clayey overburden or Belterra Clay. Such structure and the composition of the different horizons suggest, for the alteration cover, a complex and polyphasic evolution which would include the following phases:

- 1) Ferruginization of Alter do Chão sediments and formation of a ferruginous duricrust in depressions.
- 2) Degradation of the upper part of the duricrust
- 3) Desilication of the Alter do Chão sediments in the topographically higher situated zones and of the degradation products of the duricrust in the lower ones. Bauxitization. Aluminization in the depressions as the result of the partial dissolution of previously formed gibbsite.
- 4) Dismantling of the upper part of the profile and formation of eluvial (nodular level) and coluvial (gravelly level) deposits. Denudation in places of altered Alter do Chão sediments.

5) Reworking of the weathered Alter do Chão sediments, transport as mass flows and deposition as a several meters thick cover.

6) Slow regional uplift, relative lowering of the watertable and progressive alteration of the sediments that overlie the lateritic - bauxitic duricrust. Desilication of the sandy-clayey overburden and gradual transformation into thick, homogeneous and gibbsite-rich latosol, the Belterra Clay.

7) In limited zones, accumulation of organic matter at surface. Due to acidic and reducing conditions, local deferrification of the Belterra Clay and concentration of the mobilized iron as thin lithified fringes.

8) Later lowering of the water table and alteration at depth of the Alter do Chão sediments

The Morro do Felipe kaolin was formed "in situ", at the expense of clayey sediments of the Alter do Chão Formation, after the overlying lateritic profile was formed and the proto- Belterra Clay sediments were deposited.

The low permeability of the clayey sediments seems to have been decisive in this process. Due to the limited water discharge, slightly acidic and weakly oxidizing to reducing conditions installed, that caused deferrification of those sediments and degradation of the constituent minerals. The diminute size of the kaolinite crystallites, their disordered distribution, the lithification of the upper part of the kaolin and the pronounced structural disorder detected in the kaolinite suggest (re) crystallization of an amorphous silico-aluminous phase.

Kaolinisation, which probably started in Upper Tertiary time, was a slow, highly depending on climatic variations and tectonic factors process. It is possible that it is still active nowadays.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo determinar a origem dos depósitos de caulim da região do baixo rio Jari e os fenômenos responsáveis pela sua gênese.

Com base na descrição macroscópica e na análise petrográfica, mineralógica e geoquímica de vários perfis selecionados procurou-se situar o caulim do Jari e sua formação no contexto mais amplo da evolução geológica da região do Baixo Amazonas no Cenozóico.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O distrito caulínico do baixo rio Jari está localizado no estado do Amapá, na margem esquerda do rio Jari, a aproximadamente 100 Km acima da confluência deste com o rio Amazonas. Situa-se no município de Mazagão, a 180 Km a nordeste de Macapá e cerca de 440 Km a leste de Belém do Pará (Figura 1).

A área em estudo encontra-se 4 Km a leste da localidade de Munguba (PA) sita na margem direita do rio Jari e ligada por estrada de boa qualidade (20 Km) à cidade de Monte Dourado .

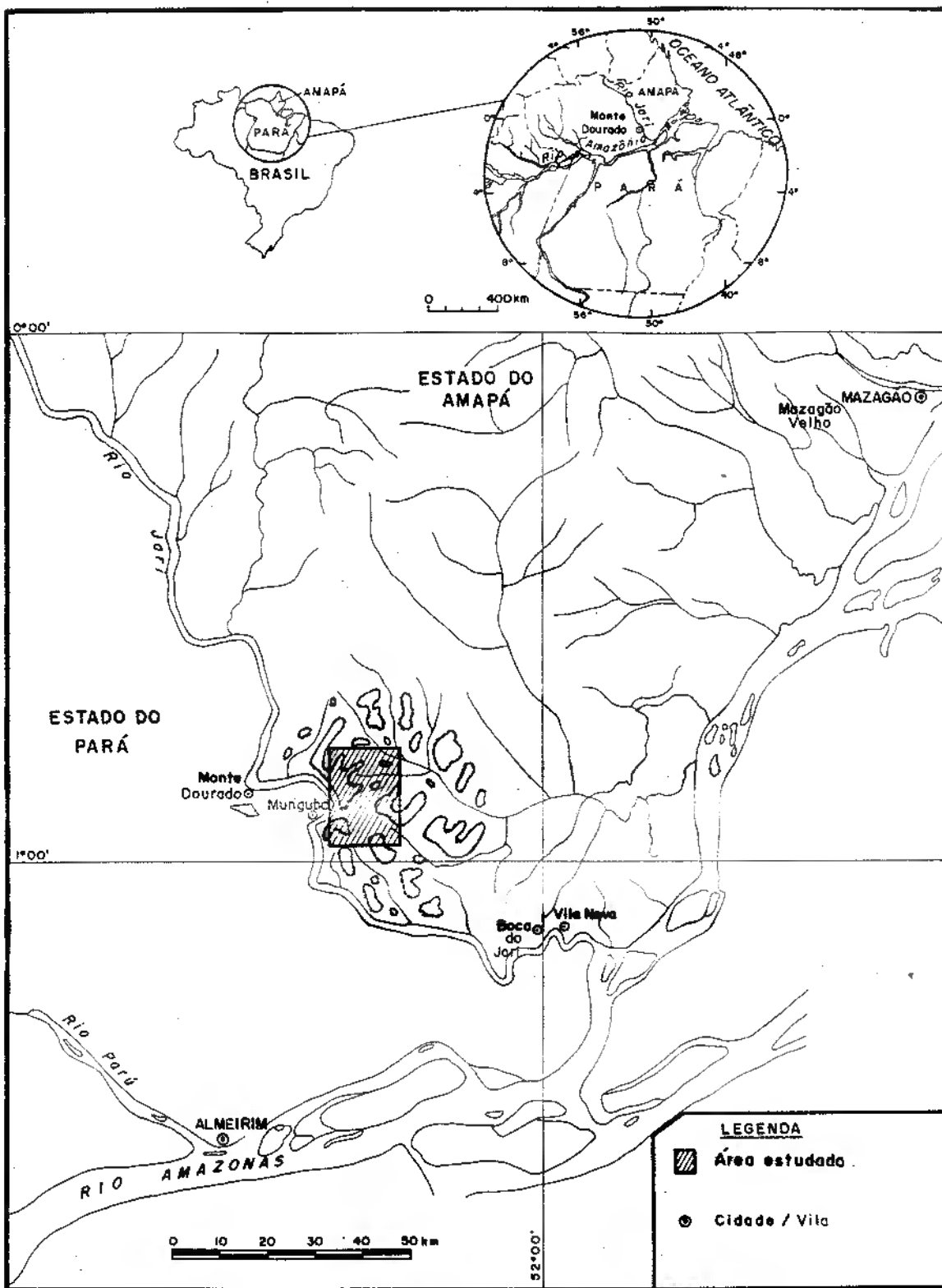


Figura 1 - Mapa de localização da área estudada

2. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

2.1 CLIMA

O clima da região é tropical úmido e corresponde à zona climática A variedade AM segundo a classificação de Köppen apud JORGE JOÃO et al. (1975). Caracteriza-se por duas estações bem distintas determinadas pelo regime pluvial.

A estação chuvosa inicia-se nos meados de dezembro e prolonga-se até maio. Neste período as precipitações são elevadas e ocasionam uma forte elevação do nível dos rios, que resulta em inundações dos terrenos baixos e das várzeas. A umidade relativa do ar fica próxima de 85% (SILVA & DUARTE, 1983).

Durante o período mais seco que se estende de junho até dezembro a umidade relativa do ar fica em torno de 80% (SILVA & DUARTE, 1983).

As precipitações anuais situam-se em volta de 2.500 mm e as temperaturas variam entre 23 e 34°C.

2.2 VEGETAÇÃO

A cobertura vegetal da região pertence à Floresta Equatorial Úmida e comporta dois estratos distintos. O estrato superior corresponde às chamadas "Matas de Terra Firme" e situa-se nas zonas topograficamente elevadas, livres de inundações periódicas. É formado por árvores cuja altura ultrapassa comumente 30 m tais como a castanheira, o angelim pedra, a maçaranduba entre outras.

O estrato inferior é constituído por árvores de porte menor, geralmente umbrófilas como o acapu bem como por diversas espécies de cipós e epífitas.

Havendo, na região, uma intensa exploração da floresta com vista à produção de celulose, parte da vegetação original foi substituída por uma floresta homogênea implantada. Trata-se basicamente de plantações de gemelina arbórea, de pinus espécie caribaea variedade hondurensis e de eucalyptus espécie degupta.

2.3 - HIDROGRAFIA

O principal curso d'água na região é o rio Jari, afluente de margem esquerda do rio Amazonas. Esse rio alinha-se na direção NNW-SSE, apresenta uma largura e uma profundidade médias de 400 e 10 m, respectivamente (Figura 2).



Figura 2 - O acesso aos depósitos de caulim implica a travessia do rio Jari com auxílio de catraias.

Existem cursos d'água de menor porte como os rios Cajari, Arraiolos, Caracuru, Esposendo e Muriacá, todos com a peculiaridade de possuírem águas escuras.

A leste do rio Jari, no estado do Amapá, a drenagem encontra-se em grande parte controlada pela geomorfologia . Assim, os córregos nascem na zona de platôs, próxima do citado rio e seguem para leste, até desaguiarem no rio São Luiz na bacia do rio Cajari. Esses cursos d'água apresentam um padrão essencialmente dendrítico.

O regime hídrico da região comporta um período de enchente, que inicia-se em janeiro e prossegue até o final de junho, e um período de seca, de junho a dezembro. Durante a época chuvosa a água invade restingas, campos e matas. Entre os meses de maio e dezembro observa-se uma diferença de nível de cerca de 2,80m.

2.4 - GEOMORFOLOGIA

A região comporta uma sucessão de platôs que se estendem na direção WNW / ESE e são cortados por vales encaixados (Figura 3). Trata-se de extensas chapadas com bordas dissecadas, superfícies planas e encostas íngremes . Os tabuleiros mais elevados localizam-se nas proximidades do rio Jari e suas encostas formam barreiras ao longo da margem esquerda deste rio. Em direção a ESE, a altitude dos platôs diminui gradativamente até a bacia do rio Cajari.

Esses platôs residuais sustentam duas superfícies (JORGE JOÃO et al., 1975). A mais alta situa-se a cerca de 250 m acima do nível do mar e apresenta-se como uma superfície aplainada fortemente ravinada. Desenvolve-se sobre os sedimentos cretáceos da Formação Alter do Chão e está provavelmente relacionada ao aplainamento Sul-Americano (King apud JORGE JOÃO et al., 1975).



Figura 3 - Vista geral da área - Morro do Felipe III

O nível inferior corresponde a uma superfície de erosão mais recente e a sua cota máxima atinge cerca de 80 m. A sua morfologia é semelhante à superfície mais antiga e ela se desenvolve igualmente sobre a Formação Alter do Chão. Poderia tratar-se da superfície Velhas do final do Terciário- início do Quaternário.

Na região ocorrem igualmente planícies aluviais recentes pertencentes à bacia do rio Jari. Essas áreas são sujeitas a inundações periódicas durante a estação chuvosa e se distinguem por sua drenagem anastomosada e um entrelaçamento complexo de lagos e furos.

3 - GEOLOGIA REGIONAL

A área em apreço localiza-se na aba norte da Bacia do Amazonas, composta principalmente por unidades paleozóicas e, subordinadamente, por sedimentos mesozóicos.

Sedimentos paleozóicos

O Paleozóico repousa em discordância sobre o Pré-cambriano e comporta na sua base o Grupo Trombetas (Siluriano) subdividido em quatro formações: Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru (CAPUTO et al., 1971). As litologias dominantes nessas unidades são arenitos argilosos finos a médios, laminados cinza-claro a vermelhos, com intercalações de siltitos e folhelhos cinza-claro a escuro (JORGE JOÃO et al., 1975).

Segundo CAPUTO et al. (1972), o Devoniano comporta da base para o topo : a Formação Maecuru, composta de arenitos finos, siltitos e folhelhos; a Formação Ererê constituída por siltitos microfossilíferos, arenitos argilosos e folhelhos negros no topo e; a Formação Curuá composta de folhelhos, diamictitos, arenitos e siltitos. Essas unidades foram definidas como sendo do Devoniano Inferior, Médio e Superior, respectivamente.

Sedimentos mesozóicos

A Formação Alter do Chão repousa discordantemente sobre as formações paleozóicas e constitui um pacote de sedimentos siliciclásticos de até 1250 m de espessura (CAPUTO et al., 1971) sendo a sua espessura média de cerca de 400 m

(SANTOS, 1975). Esta unidade ocupa toda a parte interna da Bacia do Amazonas, nas regiões ditas do Médio e Baixo Amazonas.

Segundo CAPUTO et al.(1971) esta formação consiste numa alternância de arenitos e argilitos, com conglomerados subordinados. Os arenitos apresentam geralmente estratificação cruzada. Os argilitos aparecem maciços ou laminados. Os conglomerados preenchem paleocanais, têm de 2 a 5 m de espessura e gradam geralmente para arenitos.

Os arenitos são vermelhos, compactos, bastante argilosos, mal selecionados e englobam localmente lentes de arenito silicificado. Os argilitos são vermelhos, duros, normalmente maciços e pobremente laminados. Nos contatos dos argilitos com os arenitos, são freqüentes delgadas camadas (5 a 30 cm) de brechas intraformacionais. Os arenitos contém comumente bolas de argila e, às vezes, significativa quantidade de fragmentos líticos (sobretudo de argilitos) o que confere à rocha um caráter de grauvaca. Quando alteradas, mais próximo à superfície, essas rochas tornam-se friáveis e adquirem uma coloração esbranquiçada.

TRUCKENBRODT et al. (1982) citam a existência de feldspato alterado no topo dessa formação. Segundo FRANZINELLI & PIUCI (1988) os sedimentos dessa formação foram depositados em ambiente aquoso continental, de caráter predominantemente fluvial a lacustre e são pobres em fósseis.

KISTLER (1954) foi o primeiro a usar o nome Alter do Chão ao se referir à seqüência de sedimentos vermelhos, mal consolidados e compostos de argilitos, folhelhos, siltitos, arenitos e conglomerados subordinados, encontrados na ocasião da perfuração, pela Petrobrás, do poço 1-Ac-1-PA, na localidade homônima, situada na parte oeste do estado do Pará, na margem direita do rio Tapajós. Esta denominação foi adotada desde então em todos os trabalhos efetuados na região.

Outras denominações já tinham sido propostas antes desde os trabalhos de Agassiz em 1860 (FRANZINELLI & PIUCI, 1988) nos quais foi usado o termo

Arenito Manaus para descrever corpos de arenito silicificado e ferruginoso aflorando em igarapés próximo à cidade homônima. Todavia, CAPUTO et al. (1972) esclareceram que este arenito ocorre na forma de lentes, não cabendo, portanto, considerá-lo como uma formação geológica distinta.

Segundo FRANZINELLI & PIUCI (1988) outros autores usaram as denominações: Série Itauajuri, para definir arenitos espessos repousando sobre sedimentos paleozóicos na região de Monte Alegre; Série ou Formação Barreiras devido à suposta semelhança dos sedimentos continentais vermelhos que cobrem grande parte das formações paleozóicas da Bacia do Amazonas com depósitos amplamente distribuídos ao longo da costa do Norte e do Nordeste do Brasil. No entanto, SANTOS (1975) demonstrou com base em critérios geotectônicos (a Formação Alter do Chão é intracratônica, o Grupo Barreiras é pericratônico), cronológicos (a Formação Alter do Chão é do Cretáceo, o Grupo Barreiras é do Terciário Superior), litológicos e estruturais ser inaceitável qualquer correlação entre esses dois pacotes sedimentares.

PRINCE (1960) considerou a Formação Alter do Chão como sendo de idade neocretácea, baseando-se em dentes de réptil terópodo encontrados no poço NO-1-Am da Petrobrás, no estado do Amazonas.

DAEMON & CONTREIRAS (1971) e SANTOS (1975) admitiram para a Formação Alter do Chão uma idade eocenomaniana a maastrichtiana. Segundo DAEMON (1975) a sedimentação da Formação Alter do Chão iniciou-se no albiano médio ou superior (Cretáceo Inferior) e estendeu-se até o Turoniano (Cretáceo Superior).

CAPUTO (1984) separou da Formação Alter do Chão um pacote superior composto de arenitos, siltitos e argilitos vermelhos de suposta idade terciária. Embora esta nova unidade denominada Formação Almeirim apresente forte semelhança com os sedimentos sotopostos, ela repousaria discordantemente sobre esses últimos, o que, segundo o autor, justificaria a sua individualização. No entanto, esta subdivisão

não teve maior aceitação e não foi mais considerada em trabalhos mais recentes desenvolvidos na região.

- Cobertura Laterítica/ Bauxítica

Capeando extensos platôs residuais nas regiões dos rios Nhamundá e Trombetas, de Juriti e de Almeirim, a cobertura laterito-bauxítica compreende 4 horizontes fundamentais, ou seja, da base para o topo :

a) uma litomargem argilosa de até 4 m de espessura. Ela apresenta estruturas sedimentares (estratificações cruzada ou plano-paralela) ainda reconhecíveis na sua parte inferior porém já totalmente obliteradas próximo à crosta. A litomargem passa progressivamente ao arenito com intercalações de argilito da Formação Alter do Chão.

b) um horizonte bauxítico inferior de até 4 m de espessura. A sua parte superior é composta predominantemente de gibbsita microcristalina e de concreções gibbsíticas imersas em matriz argilosa ou por níveis lenticulares gibbsíticos mais ou menos maciços. Na base, observa-se um enriquecimento em gibbsita macrocristalina e a preservação pelo menos parcial das estruturas e da textura da rocha sedimentar original.

c) um horizonte ferruginoso, litificado, de até 2 m de espessura que apresenta uma estrutura grosseiramente colunar, podendo ser igualmente nodular ou maciço. É composto essencialmente de hematita, goethita e caulinita muito subordinada. Esta crosta exhibe freqüentemente uma textura brechóide ou conglomerática, sinais de concrecionamento e uma altíssima porosidade devida à presença de inúmeros poros móldicos resultantes da dissolução de grãos de quartzo. Enfim, observa-se com certa freqüência o preenchimento de fissuras e cavidades por gibbsita rosada a esbranquiçada. Às vezes, constata-se uma substituição substancial da crosta ferruginosa por este mineral.

d) horizonte laterito - bauxítico superior de até 2 m de espessura. Ele compõe-se sobretudo de pequenos nódulos arredondados, densamente empacotados, e

comporta pouca matriz argilosa. Os nódulos ou pseudo-pisólitos contém hematita, gibbsita e caulinita em proporções variadas, e freqüentemente encontram-se cimentados e/ou parcial a totalmente substituídos por gibbsita porcelanada esbranquiçada. Em caso de substituição particularmente acentuada, o horizonte torna-se cavernoso ou escoriáceo.

Localmente, encontram-se no sopé dos platôs acumulações colúviais de nódulos lateríticos/bauxíticos na forma de leques restritos ou camadas lenticulares intercaladas em produtos aluviais.

A cobertura bauxítica desenvolvida sobre rochas sedimentares tanto na região do Médio- Baixo Amazonas quanto no NE do estado do Pará foi estudada por diversos autores (WOLF,1972; WOLF& SILVA,1973; ASSAD,1973; DENNEN & NORTON, 1977; ASSAD, 1978; GRUBB, 1979; KOTSCHOUBEY & TRUCKENBRODT, 1981; TRUCKENBRODT et al., 1982; KRONBERG et al., 1982; KOTSCHOUBEY, 1984; KOTSCHOUBEY et al., 1987; LUCAS et al., 1989; BOULANGE & CARVALHO, 1989; BARDOSSY & ALEVA, 1989; TRUCKENBRODT & KOTSCHOUBEY, 1994; entre outros) que analisaram perfis representativos, propondo modelos evolutivos para esta formação. DENNEN & NORTON (1977) foram os primeiros a sugerirem uma evolução algo complexa para esta cobertura, enquanto que GRUBB (1979) apresentou um primeiro modelo polifásico implicando períodos distintos de podzolização e bauxitização. KOTSCHOUBEY & TRUCKENBRODT (1981), estudando as bauxitas de Paragominas, confirmaram a origem poligenética das bauxitas e propuseram uma evolução em cinco etapas, ou seja, uma lateritização inicial, o desmantelamento da laterita resultante, a bauxitização por cimentação e substituição da parte inferior da crosta laterítica, a formação de um horizonte de cascalho superior através do retrabalhamento em superfície da crosta e finalmente, a cimentação e substituição parcial deste cascalho por gibbsita. KRONBERG et al.(1982), por sua vez, relacionaram a formação da bauxita à percolação e migração lateral em subsuperfície de soluções aluminosas. KOTSCHOUBEY et al. (1987) evidenciaram um zoneamento faciológico regional impresso nas formações

lateríticas antigas do NE do Pará - W do Maranhão. Atribuíram este zoneamento sobretudo a diferenças climáticas regionais durante o desenvolvimento da cobertura. Tanto BOULANGÉ & CARVALHO (1989) como LUCAS et al. (1989) propuseram uma evolução "in situ" para a cobertura residual envolvendo a redistribuição do ferro e do alumínio a partir de uma bauxita ou laterita original. Segundo os últimos autores, teria ocorrido uma ressilicificação parcial da base aluminosa da cobertura. KOTSCHOUBEY et al. (1994) com base em observações mais recentes propuseram um novo modelo. Mantiveram a origem polifásica e estabeleceram que a gênese da cobertura bauxítica do NE do Pará foi controlada por fenômenos físicos e químicos refletindo variações climáticas e modificações geomorfológicas. Segundo esses autores, a evolução da cobertura teria consistido em : 1) Desmantelamento e fragmentação de uma crosta laterítica preexistente e formação de extensos glaciais de acumulação, 2) Formação do nível ferruginoso através da mobilização e redistribuição em condições podzólicas do ferro por soluções percolando o manto elúvio-coluvial e migrando lateralmente no substrato sedimentar, 3) Bauxitização, em condições mais úmidas, do manto elúvio - coluvial, do nível ferruginoso e dos sedimentos sotopostos, 4) Aluminização, ainda em clima úmido e condições relativamente ácidas, dos horizontes inferiores da cobertura após mobilização de parte da alumina na bauxita formada anteriormente e aprofundamento do perfil de alteração.

Após a formação da cobertura bauxítica, teria havido, segundo KOTSCHOUBEY et al. (1994), deposição de um capeamento argilo-arenoso transformado posteriormente em espesso nível de latossolo. Mais recentemente, o rebaixamento do nível de base teria provocado o desenvolvimento da atual rede de drenagem e a conseqüente individualização dos platôs bauxíticos.

- Cobertura argilosa

Referido comumente como Argila de Belterra (SOMBROEK, 1966) um pacote argiloso de até 15 m de espessura recobre, via de regra, a cobertura laterito-bauxítica. Apresenta-se sob a forma de um latossolo argiloso homogêneo, não estruturado, muito poroso e friável, de coloração vermelha tijolo a amarelada (TRUCKENBRODT & KOTSCHOUBEY, 1981; TRUCKENBRODT et al., 1991; KOTSCHOUBEY et al., 1994). O contato com o horizonte laterítico/ bauxítico sotoposto é brusco e ligeiramente ondulado. Este horizonte é constituído essencialmente por caulinita, óxi-hidróxidos de ferro (6 - 10 %) e gibbsita em quantidades muito variáveis. Nesse capeamento o quartzo é sempre presente porém muito subordinado ($\leq 5\%$).

Existem basicamente duas hipóteses para explicar a sua gênese. Alguns autores defendem uma formação "in situ", enquanto que outros consideram esta camada argilosa como um depósito alóctone:

- Origem "in situ"

KLAMMER (1971) interpretou o capeamento como o horizonte A excessivamente lixiviado do próprio perfil bauxítico. Segundo este autor, o horizonte argiloso seria, portanto, contemporâneo da lateritização. Compartilham desta hipótese DENNEN & NORTON (1977).

Para WOLF & SILVA (1973) e CHAUVEL et al. (1989), o nível argiloso seria resultado de processos pedogenéticos que afetaram tardiamente a seqüência bauxítica.

LUCAS et al. (1989) e BOULANGE & CARVALHO (1989) sugeriram uma origem autóctone para essa argila que seria resultante da degradação de uma crosta laterítica ou aluminosa pretérita.

BARDOSSY & ALEVA (1989) propuseram para o capeamento uma formação "in situ" através da alteração de uma crosta bauxítica pretérita que foi progressivamente transformada em produtos argilosos através da mobilização "perdescensum" de Fe e Al. Segundo os autores, estes elementos, acumulando-se de modo diferenciado no topo da zona saprolítica, originaram os horizontes ferruginoso e aluminoso conhecidos hoje.

COSTA (1991) optou igualmente por uma origem "in situ", através da alteração da cobertura bauxítica.

- Origem alóctone

SOMBROEK (1966) interpretou o horizonte argiloso como sendo de origem sedimentar. Segundo este autor tratar-se-ia de produtos clásticos de origem andina depositados em um lago de grande extensão.

GRUBB (1979) considerou que a Argila de Belterra sofreu transporte e deposição baseando-se na presença, na sua parte inferior, de nódulos de gibbsita interpretados como produtos coluviais.

DEKKER & STOOPS (1988), com base nas características micromorfológicas da Argila de Belterra e na presença de nódulos gibbsíticos na sua parte basal, também admitiram uma origem sedimentar para este material. Segundo esses autores, a argila depositou-se provavelmente durante o Plio-Pleistoceno.

Segundo TRUCKENBRODT & KOTSCHOUBEY (1981), TRUCKENBRODT et al. (1991), KOTSCHOUBEY et al. (1994) a Argila de Belterra se depositou a partir de fluxos de lama em clima seco a árido. O material original,

provavelmente saprolítico, teria provindo de áreas situadas tanto fora como dentro das zonas lateríticas conhecidas hoje. A sua mobilização teria sido causada por fenômenos erosivos provavelmente sob efeito de uma reativação tectônica regional que se traduziu por uma movimentação diferencial de blocos, ocorrendo desmatelamento das coberturas lateríticas/bauxíticas das áreas soerguidas

- Depósitos Aluviais

Estes depósitos localizam-se em zonas topograficamente deprimidas, são pouco extensos e consistem em acumulações recentes de areia, silte, argila e cascalho. Apresentam aspecto variegado e coloração predominante avermelhada ou cinza. As tonalidades escuras são freqüentes devido à presença de matéria orgânica. Estes sedimentos distribuem-se em canais e nas planícies de inundação dos rios Jari e Paru, constituindo geralmente faixas alongadas e estreitas que acompanham os cursos d'água (JORGE JOÃO et al., 1975).

4 - TRABALHOS ANTERIORES

O caulim do baixo rio Jari foi objeto de estudos desde os anos 70, quando se iniciaram sua extração e seu beneficiamento.

Segundo COURA et al. (1986) o caulim do Jari compõe-se basicamente de caulinita bem como de quartzo e anatásio subordinados. Análises por difratometria de raios-x realizadas por MURRAY & PARTRIDGE (1982) revelaram neste material quantidades inferiores a 0,7% de esmectita e ocasionais traços de illita. Evidenciaram também uma nítida desordem na estrutura da caulinita devida, segundo os autores, à substituição de parte de Al por Fe na rede cristalina.

Em termos granulométricos, 70 a 80 % das partículas não ultrapassam 2 μm , havendo igualmente uma fração inferior a 25 μm correspondendo aos grãos de quartzo e de minerais acessórios (COURA et al., 1986).

O Perfil sintético do depósito, de acordo com MURRAY & PARTRIDGE (1982), SILVA & DUARTE (1983) e COURA et al. (1986), consiste da base para o topo em:

- Arenito pouco consolidado com estratificação cruzada;
- Horizonte caulínico (pálido);
- Horizonte mosqueado;
- Horizonte de concreções ferruginosas e aluminosas;
- Argila de cobertura;

Em que concerne a gênese do caulim do baixo rio Jari, várias propostas foram apresentadas. Quase todos os autores, no entanto, caracterizaram estes depósitos como sendo de origem sedimentar.

KLAMMER (1971) considerou este caulim como sedimentar e pertencente à parte inferior da Argila de Belterra, esta última sendo incluída no Grupo Barreiras.

Eisenlohr apud KELLER (1978) interpretou igualmente estes depósitos como sedimentares. Segundo este autor o caulim ter-se-ia formado por alteração, sob clima tropical, de rochas cristalinas e teria sido transportado e depositado num grande lago durante o Terciário Superior e o Pleistoceno.

Segundo SOUZA SANTOS (1975) trata-se de um depósito sedimentar acumulado numa bacia terciária.

SUSZCZYNSKI (1975), por sua vez, concluiu que a parte superior deste caulim se formou "in situ", enquanto que o horizonte inferior teve origem sedimentar.

HALWARD et al. (1977) optaram igualmente pela origem sedimentar do caulim.

KELLER (1978) considerou que o caulim sofreu transporte por apresentar estruturas similares às de outras acumulações definidas como sedimentares.

PANDOLFO (1979) interpretou estes depósitos como um caso típico de caulim sedimentar de idade cretácea.

MURRAY & PARTRIDGE (1982) interpretaram estes depósitos como resultantes de intensa alteração intempérica de rochas graníticas localizadas no Craton das Guianas ou como provenientes da alteração de um espesso pacote de arenitos arcósiolos, sendo, segundo os autores, esta última hipótese a mais provável. Defenderam também uma possível relação genética entre o caulim e a cobertura laterítica sobreposta.

SILVA & DUARTE (1983) reconheceram para este caulim uma origem sedimentar.

COURA et al. (1986) consideraram este caulim como sendo de natureza sedimentar e proveniente da própria bacia do baixo rio Amazonas. Segundo estes autores, a floculação de colóides e a precipitação de microcristais de caulinita, em condições tectonicamente estáveis, teriam levado à formação da seqüência caulínica. As rochas fontes destes produtos teriam sido as formações cristalinas do Craton das Guianas.

MURRAY (1986) interpretou este depósito como sedimentar e lacustrino, atribuindo-lhe uma idade pliocênica. Segundo este autor, o caulim proviria do intemperismo de granitos situados no Craton das Guianas.

Enfim, MARUO & BRAGA (1987) classificaram estes depósitos como típicas acumulações de caulim sedimentar, sendo esta interpretação aceita igualmente por LUZ (1993).

5 - CAULINITA

5.1 - COMPOSIÇÃO E ESTRUTURA

A caulinita é o mineral mais importante e mais comum do grupo dito da caulinita composto por : caulinita , dickita, nacrita e haloisita. A caulinita, possui uma estrutura de tipo 1:1 e é um filossilicato de alumínio de composição $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ (THOREZ, 1976). Exibe cor branca a cinzenta ou amarelada, e apresenta uma clivagem micácea perfeita segundo (001).

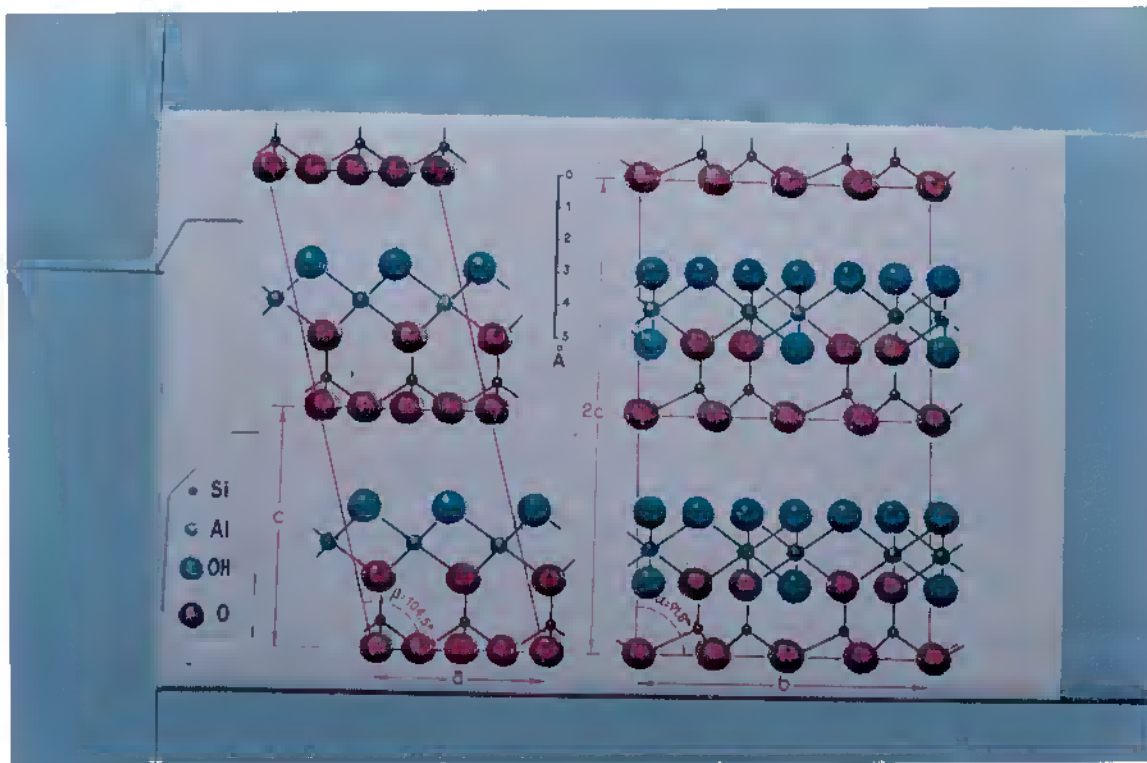


Figura 4 - Estrutura da caulinita
Fonte : ALTABA (1963)

Estruturalmente a camada de caulinita é constituída por duas folhas superpostas: uma composta de tetraedros de sílica (Si-O), outra de octaedros de tipo gibbsita (Al-O, -OH) (THOREZ, 1976). A composição ideal em óxidos da caulinita é: $\text{SiO}_2 = 46,54\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 39,50\%$ e $\text{H}_2\text{O} = 13,96\%$ (GIESE, 1988).

A simetria deste mineral foi reconhecida por Brindley & Robinson apud DIMANCHE et al. (1974) como triclinica. (Figura 4). A cela unitária da caulinita é definida pelos seguintes índices segundo Bish & Von Dreele apud GIESE (1988):

$$\begin{array}{ll} a = 5,15560 \pm 0,00010 \text{ \AA} & \text{alfa} = 91,697 \pm 0,002^\circ \\ b = 8,94460 \pm 0,00017 \text{ \AA} & \text{beta} = 104,862 \pm 0,002^\circ \\ c = 7,40485 \pm 0,00017 \text{ \AA} & \text{gama} = 89,823 \pm 0,002^\circ \end{array}$$

5.2 - VARIAÇÕES NO GRAU DE CRISTALINIDADE E NA ORDEM ESTRUTURAL DA CAULINITA

5.2.1 - Avaliação por difratometria de raios x

Os difratogramas de raios x da caulinita mostram variações significativas na forma, simetria e no número dos picos característicos sem que haja necessariamente diferenças perceptíveis de composição. Em casos extremos os picos perdem a sua individualidade e fundem-se para formar bandas de difração (GIESE, 1988).

Segundo MURRAY (1988) a caulinita exibe um grau variável de desordem na sua estrutura cristalina, tendo sido Brindley e Robinson em 1947 os primeiros a evidenciar tal fato através do estudo de diferentes tipos de caulinita por difratometria de raios X.

Segundo SOUZA SANTOS (1975), existem basicamente dois tipos de caulinita - a bem e a mal cristalizada - cujas características são apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1- Características dos difratogramas de raios x das caulinitas bem e mal cristalizadas.

ESPACIMENTO Å	CAULINITA BEM CRISTALIZADA	CAULINITA MAL CRISTALIZADA
7,15	7,15 reflexão bem marcada e muito forte	reflexão bem marcada, intensidade inferior à da caulinita bem cristalizada
4,43 4,35 4,15	reflexões distintas e fortes porém de intensidade inferior à dos picos 7,1 e 3,5 (tripleto)	freqüente banda de difração englobando 2 ou 3 reflexões de acordo com o grau de cristalinidade
3,50-3,60	3,56 reflexão muito forte	reflexão 3,56 menos marcada que na caulinita bem cristalizada
3,36-3,13 3,09-2,74	reflexões fracas	reflexões bem fracas comumente ausentes
2,55 2,52 2,48	grupo de reflexões bem individualizadas (tripleto)	par de reflexões (dublete) 2,55 - 2,50
2,38 2,34 2,28	grupo de reflexões bem individualizadas (tripleto)	par de reflexões (dublete) 2.37 - 2.33

=====

FONTE : THOREZ (1976) modificado

A caulinita bem cristalizada mostra uma ordem perfeita ao longo do eixo b e um empilhamento regular das folhas tetraédricas/octaédricas ; os planos entre as camadas 1:1 são de clivagem perfeita e os ângulos da cela unitária permitem um empilhamento regular ao longo do eixo a.

A caulinita mal cristalizada apresenta distorções na sua estrutura que consistem, principalmente, em deslocamentos ao longo do eixo b. A espécie mal cristalizada é muitas vezes denominada fire - clay.

Hinkley e Range & Weiss apud DIMANCHE et al. (1974) propuseram métodos para quantificar o grau de cristalinidade da caulinita. Em ambos os casos os cálculos baseiam-se na intensidade dos picos do primeiro triplete do difratograma. O primeiro método, amplamente usado, ficou conhecido como "índice de cristalinidade de Hinkley".

Murray & Lyon apud MURRAY (1988) propuseram uma classificação da caulinita em função da sua desordem estrutural tal como aparece em difratometria de raios x. Este método tem como base uma escala de 13 tipos de caulinita apresentando um grau crescente de desordem.

5.2.2 - Avaliação por métodos térmicos

A análise termogravimétrica (ATG) permite avaliar a perda de massa da caulinita, causada a determinada temperatura durante o seu aquecimento até cerca de 1000 °C, pela saída da água estrutural do mineral (SMYKATZ - KLOSS, 1974).

A análise térmodiferencial (ATD), por sua vez, registra a emissão ou a absorção de calor pela caulinita durante o seu aquecimento. As reações são chamadas exotérmicas e endotérmicas, respectivamente.

As perdas d'água são marcadas por reações endotérmicas, enquanto que as reações exotérmicas indicam mudanças na estrutura do mineral.

As variações que a caulinita sofre durante o aquecimento são mostradas abaixo (Figura 5).

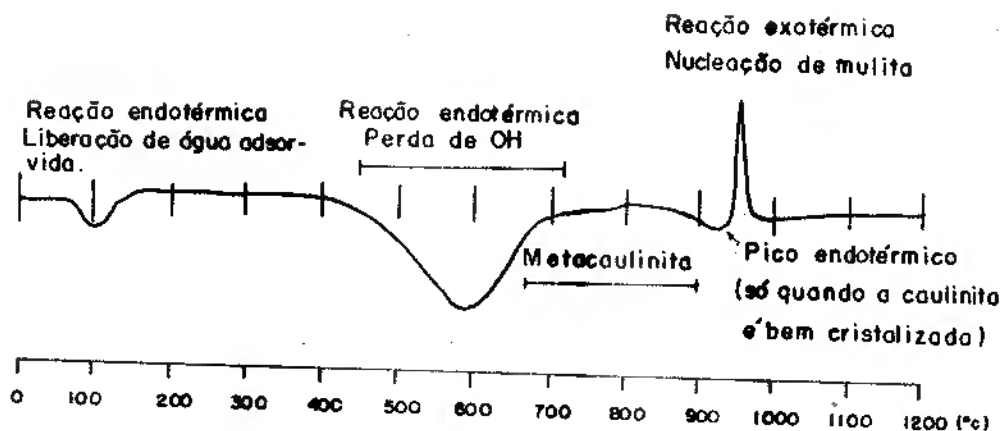


Figura 5 - Termograma padrão da caulinita. (Análise termodiferencial).

Grim apud SOUZA SANTOS (1975) ressaltou as diferenças entre a caulinita bem cristalizada e a mal cristalizada. A primeira não apresenta pico endotérmico a 110 °C exceto quando contem água livre; o pico de desidroxilação a 600°C é agudo e intenso; a linha de base é ascendente até a região do pico exotérmico que ocorre a 970 - 980 °C, havendo ainda, antes deste último, um pequeno pico endotérmico característico da caulinita bem cristalizada.

A caulinita mal cristalizada fornece um termograma bastante semelhante ao da caulinita bem cristalizada, diferenciando-se, porém, pela presença de um pico endotérmico mais ou menos acentuado a 110° C, pela menor inclinação ou quase horizontalidade da linha de base depois do pico de desidroxilação e pela ausência do pequeno pico endotérmico próximo ao pico exotérmico.(Grim apud SOUZA SANTOS, 1975).

5.2.3 - Avaliação por espectrometria em infravermelho

A caulinita apresenta, segundo FLAMENT (1976), o seguinte espectro em infravermelho (Figura 6) :

Quatro bandas de vibração hidroxila centradas em

- . 3700 cm^{-1}
- . 3670 cm^{-1} OH externos
- . 3650 cm^{-1}

- . 3620 cm^{-1} OH interno

Duas bandas de deformação Al-OH centradas em

- . 915 cm^{-1}
- . 940 cm^{-1}

Sete bandas de vibração da ligação Si-O-Si

- . 690 cm^{-1}
- . 750 cm^{-1} Si-O-Si simétrico
- . 790 cm^{-1}

- . 1010 cm^{-1} Si-O-Si antissimétrico
- . 1040 cm^{-1} Si-O-Si antissimétrico
- . 1060 cm^{-1} Si-O antissimétrica

- . 1110 cm^{-1} Si-O simétrica

Para NAKAMOTO (1970) a caulinita apresenta também a banda 1630 cm^{-1} que indica a existência de água (H-O-H) seja de cristalização, seja de constituição.

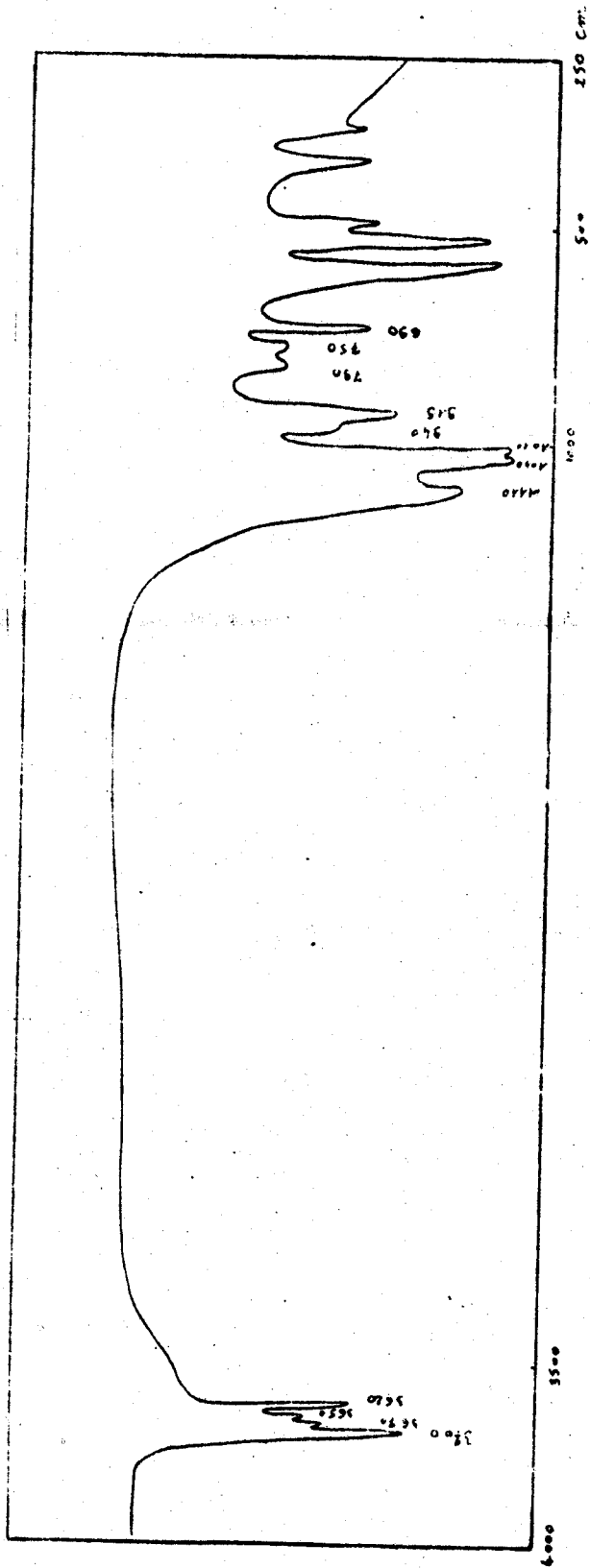


FIGURA 6 - Espectro padrão da caulinita em infravermelho
Fonte - FLAMENT (1976)

Segundo alguns autores existe uma relação entre a intensidade das bandas relacionadas ao radical hidroxila e o grau de cristalinidade da caulinita (Colmet - Daage & De Kimpe apud BADIA, 1974). Comparando-se os espectros de caulinitas apresentando diferentes graus de cristalinidade, os seguintes fatos podem ser ressaltados:

- A banda de absorção centrada em 3620 cm^{-1} caracteriza a hidroxila interlamelar e conserva uma intensidade constante qualquer que seja o grau de cristalinidade da caulinita.

- A banda centrada em 3700 cm^{-1} seria característica do grau de empilhamento, pois corresponde à vibração perpendicular ao plano "ab".

- As bandas 3670 e 3650 cm^{-1} correspondem à vibração paralela ao plano "ab".

- A banda centrada em 3650 cm^{-1} não aparece quando o grau de cristalinidade é baixo.

- Assim, o grau de cristalinidade da caulinita pode ser avaliado essencialmente em função da intensidade das bandas 3700 cm^{-1} , 3670 cm^{-1} e 3650 cm^{-1} .

- Segundo VAN OLPHEN & FRIPIAT (1979), a intensidade da banda 3669 cm^{-1} , quando fraca, indica que a caulinita não é bem cristalizada. Por outro lado, quando bem expressa, esta banda indica que se trata de mineral com baixo grau de desordem. Para estes autores a duplicação da banda 1100 cm^{-1} caracteriza uma caulinita mal cristalizada.

Para FLAMENT (1976) uma caulinita bem cristalizada apresenta duas bandas de absorção centradas em 915 e 918 cm^{-1} , sendo que a primeira é mais intensa que a outra que aparece sob a forma de um discreto ombro.

6 - CAULIM

A palavra caulim deriva da palavra chinesa Kao-ling (colina alta), nome dado a um morro próximo de Jau Chu Fa (China) onde este material ocorre em quantidade (BRANCO, 1982).

Este termo tem, no entanto, significados diferentes para os geólogos, mineralogistas e ceramistas (MURRAY, 1980). Para os geólogos ele corresponde a uma rocha composta essencialmente de um mineral do grupo da caulinita, contendo um baixíssimo teor de ferro e exibindo normalmente a cor branca. O caulim pode apresentar localmente maior variedade de colorações e conter quantidades significativas de quartzo.

Ele contém eventualmente outros filossilicatos (esmectita, illita, clorita) ou hidróxidos de alumínio (gibbsita, diásporo, boehmita) porém, normalmente, apenas em traços. Para o mineralogista o termo se refere aos minerais do grupo da caulinita, isto é, à caulinita, haloisita, dickita e nacrita. Para o ceramista, ele é sinônimo de "China clay" que designa um material cerâmico branco no seu estado natural.

Johnson & Blake apud GRIM (1968) foram os primeiros a citar a caulinita como o mineral essencial do caulim.

6.1 - CAULIM NO MUNDO E NO BRASIL

De ampla ocorrência no mundo, o caulim encontra-se geralmente sob a forma de depósitos de pequeno a médio porte. As maiores reservas avaliadas de caulim encontram-se nos Estados Unidos, no Brasil, na CEI e no Reino Unido. No Brasil, a maior parte encontra-se nos estados do Pará e do Amapá, perfazendo cerca de 70 % da reserva nacional (SILVA, 1994).

No contexto mundial, o Brasil ocupa a segunda posição em termos de reservas de caulim (14,1 %), embora a produção deste bem mineral no País represente

apenas 3,3% do total (Tabelas 2 e 3). Os principais produtores de caulim são os Estados Unidos, o Reino Unido e a Coreia do Sul. O Brasil ocupa a quarta posição com uma produção de 900 mil toneladas anuais (SILVA, 1994).

Tabela 2- Reservas mundiais de caulim

<i>Países</i>	<i>Reservas</i>	
	(10 ⁶)	(%)
<i>Estados Unidos</i>	8.500	70,8
<i>Brasil</i>	1.698	14,1
<i>União Soviética-CEI</i>	1.000	8,4
<i>Reino Unido</i>	300	2,5
<i>China</i>	200	1,7
<i>Coreia do Sul</i>	50	0,4
<i>Alemanha</i>	10	0,2
<i>Outros</i>	242	2,0
<i>Total</i>	12.000	100

Fonte : SILVA, 1994

Tabela 3 - Reservas brasileiras de caulim

<i>Local</i>	<i>Reservas</i>	
	(10 ⁶)	(%)
<i>Pará</i>	817	48,1
<i>Amapá</i>	364	21,4
<i>Amazonas</i>	199	12,0
<i>São Paulo</i>	57	3,3
<i>Espirito Santo</i>	43	2,5
<i>Santa Catarina</i>	29	1,7
<i>Goiás</i>	27	1,5
<i>Outros</i>	161	9,5
<i>Total</i>	1.698	100

Fonte : SILVA, 1994

6.2 - UTILIZAÇÃO DO CAULIM

O caulim tem ampla aplicação industrial. Uma parte significativa do caulim é consumida na indústria do papel, sendo utilizada como material de preenchimento entre as fibras de celulose (tipo "filler") e como material de cobertura (tipo "coating"). Outro setor de amplo uso do caulim é a indústria cerâmica e de produtos refratários, na qual constitui a principal matéria prima conjuntamente com outras substâncias argilosas de alta plasticidade denominadas genericamente "ball clays". Quantidades menores, ainda que bastante significativas, são utilizadas na fabricação de tintas, borracha, matérias plásticas, polímeros, materiais de construção e fertilizantes

bem como na indústria farmacêutica (MARUO & BRAGA, 1987). O caulim também é empregado na fabricação de catalisadores usados no refino do petróleo (SILVA & DUARTE, 1983) e na fabricação de inseticidas e de cimento (KREBS & ARANTES, 1973).

6.3 - ORIGEM DO CAULIM

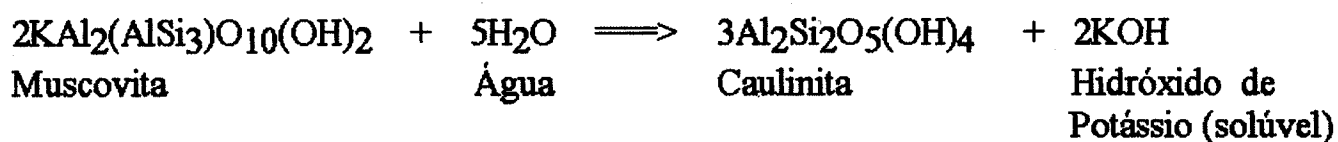
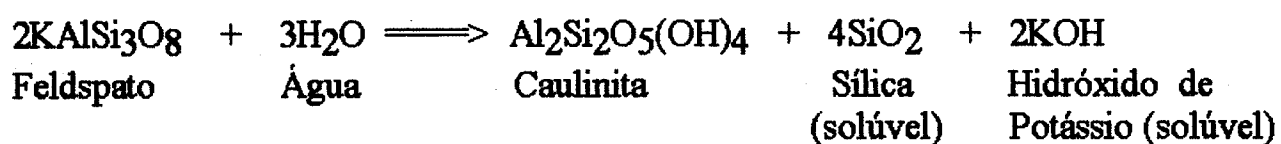
A gênese e a classificação dos depósitos de caulim tem sido assuntos de numerosos trabalhos (KESLER, 1970; DIMANCHE et al., 1974; KELLER, 1976, 1978; GALAN & LA IGLESIA, 1977; LOUGHNAN, 1978; MURRAY, 1980; PATTERSON & MURRAY, 1984 ; O'CONNELL et al., 1989, entre outros). As diferentes propostas encaixam-se em quatro origens possíveis:

6.3.1 - Origem Intempérica

Segundo KELLER (1970) este tipo de caulim provém da intensa lixiviação de rochas ricas em silício e alumínio e da remoção de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Fe^{3+} e possivelmente de parte da sílica em meio ácido. As condições favoráveis à caulinização são : precipitações excedendo a evaporação, intensa percolação da água favorecida por uma alta permeabilidade da rocha matriz e alta concentração de alumínio nesta última. O principal agente da caulinização é a água levemente ácida ($\text{pH} \leq 6,6$) contendo H_2CO_3 . A formação de grande quantidade de caulim requer, portanto, na rocha matriz, um elevado conteúdo de minerais com altos teores de Al_2O_3 e SiO_2 tais como flossilicatos e feldspatos, especialmente plagioclásios.

Segundo BRISTOW (1987) a caulinição é um fenômeno onipresente que se desenvolve com máxima intensidade em clima tropical quente e úmido. Tais condições climáticas e a estabilidade tectônica são fatores fundamentais para a formação de caulim de origem intempérica. O tempo desempenha também um importante papel na caulinição. O rebaixamento anual da frente de caulinição em meio intempérico sendo de 0.01 mm a 0,1 mm em ausência de atividade tectônica ou de transgressão marinha, 10 a 100 m de caulim podem, em princípio, formar -se em um milhão de anos. Esta taxa, no entanto, decresce fortemente com a profundidade (Kuzvart & Neuzil apud GALAN & LA IGLESIA, 1977).

O processo de caulinição consiste essencialmente em hidrólise dos alumino - silicatos e em remoção dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos de acordo com as reações a seguir :



Os depósitos de caulim formados por intemperismo laterítico são amplamente descritos na literatura. Alguns ocorrem na Europa Central, por exemplo no Maciço da Bohemia (Kuzvart & Neuzil apud GALAN & LA IGLESIA, 1977) e na Europa Ocidental, no Maciço Armoricano e no Maciço Central na França (Esteoule & Esteoule - Choux apud GALAN & LA IGLESIA, 1977). Nos Estados Unidos são conhecidos vários

depósitos, entre os quais se destacam os do distrito de Spruce Pine na Carolina do Norte formados no Terciário por intemperismo de rochas feldspáticas contendo alta porcentagem de quartzo e de outros minerais resistentes e o do distrito de Alberhill na Califórnia, de idade paleocênica (PATTERSON & MURRAY, 1984).

6.3.2 - Origem Hidrotermal

A alteração hidrotermal pode levar à formação de argilominerais do grupo da caulinita por alteração de rochas contendo feldspatos e outros alumino-silicatos (GALAN & LA IGLESIA, 1977). Segundo BRISTOW (1987), o caulim é gerado neste caso através da ação de soluções aquosas quentes, sendo o calor fornecido por grandes massas intrusivas tais como plutons graníticos, muitas vezes devido às altas concentrações de elementos radiogênicos contidos nestes corpos.

Depósitos hidrotermais de caulim têm sido descritos em diversas localidades no México, Japão, Taiwan, EUA e outros países. Por exemplo, na área de Azufre localizada no estado de Michoacan (México), minerais do grupo da caulinita se formaram pela ação de fumarolas ativas e fontes quentes (KESLER, 1970; KELLER et al., 1971). Em Sombrerete, no estado de Zacateca (México), um corpo riodacítico intrusivo em calcário cretáceo foi transformado em caulim (Keller & Hanson apud GALAN & LA IGLESIA, 1977). Associadas a vulcanitos em Tatun (Taiwan), acumulações de caulim se distribuem ao redor de zonas de emissão de fumarolas (Chen apud GALAN & LA IGLESIA, 1977). Em Terrace Hills (Nevada-EUA) o caulim formou-se por alteração hidrotermal de um tufo andesítico (Papke apud GALAN & LA IGLESIA, 1977). Um exemplo clássico de depósito hidrotermal de caulim é o distrito granítico de St. Austell em Cornwall, no sudoeste da Inglaterra, onde o ortoclásio foi

alterado para um mineral micáceo e o plagioclásio sódico transformado em mica, montmorilonita e caulinita. Segundo DIMANCHE et al.(1974), EXLEY (1976) e PEMBERTON (1983) a montmorilonita seria um mineral intermediário entre o feldspato e a caulinita .

6.3.3 - Origem Sedimentar

Os depósitos de caulim sedimentar seriam, segundo LOUGHNAN (1978), resultado de transporte e deposição de material argiloso já sob a forma de caulim. De acordo com MURRAY (1980), são sedimentos depositados na forma de camadas ou lentes associadas a outros litotipos sedimentares.

Para PATTERSON & MURRAY (1984), este tipo de material caulínico formou-se em outro local, podendo provir da alteração de rochas por processos intempéricos , processos subaquáticas (submarinos) ou pela combinação desses.

Tabela 4 - Alguns depósitos de caulim sedimentar nos Estados Unidos

Distritos	Estado	Idade
Ione	Califórnia	Eoceno Médio
Mesa Alta	Novo México	Jurássico e Cretáceo.
Rusk County	Texas	Eoceno inferior
Bauxite	Arkansas	Eoceno inferior
Anna	Illinois	Eoceno(?)
Panola	Mississippi	Eoceno Médio
Hackleburg	Alabama	Cretáceo Superior

Fonte : PATTERSON & MURRAY - 1984

Depósitos de origem sedimentar foram descritos na Checoslováquia (Neuzil apud GALAN & LA IGLESIA, 1977) e no Japão (Nagasawa apud GALAN & LA IGLESIA, 1977). Nos Estados Unidos, os depósitos da Geórgica e da Carolina do Sul são importantes acumulações de caulim transportado. Nessas regiões, o caulim apresenta uma composição uniforme e ocorre em lentes intercaladas em sedimentos de idade cretácea e terciária. Ele foi provavelmente originado em áreas altamente intemperizadas da Cordilheira dos Apalaches (O'CONNELL et al., 1989). Diferentes outros depósitos de caulim sedimentar são conhecidos nos Estados Unidos (Tabela 4).

6.3.4 - Origem Diagenética

Pode ocorrer caulinização e formação de "flint-clay" ou "semi-flint clay" por ressilicificação e deferrificação de bauxita sob a influência de soluções percolando coberturas areno-argilosas (NICOLAS et al., 1969). Argilas "flint" podem igualmente ser originadas a partir de sedimentos inicialmente depositados em zonas lacustres ou pantanosas. Neste caso, segundo CHUKHROV (1969), o caulim seria derivado de acumulações de argilominerais submetidos a transformações diagenéticas, ocorrendo finalmente cristalização ou recristalização da caulinita. KELLER (1970) defende igualmente para a argila "flint" uma origem diagenética envolvendo um processo de diálise em presença de matéria orgânica e a remoção dos elementos solúveis e do ferro por águas de superfície. De acordo com Choux apud ROSSETTI (1990), o caulim formar-se-ia por dissolução de partículas de caulinita sedimentares e recristalização posterior de haloisita ou caulinita a partir de uma fase coloidal alumino - silicosa.

Nos Estados Unidos ocorrem muitos depósitos de argila "flint" de origem diagenética, destacando-se os dos estados de Missouri, Kentucky e Pensilvânia.

Tais depósitos ocorrem também em outros países como a Austrália e a França bem como no continente africano (KELLER, 1981).

No estado do Pará, lentes de argila "semi-flint", intercaladas em areias argilosas, ocorrem na região de Vila Aurora/ Jaboti Maior bem como nas proximidades do rio Capim (KOTSCHOUBEY & TRUCKEMBRODT, 1992). Este caulim ter-se-ia originado por transformação de sedimentos essencialmente argilosos, acumulados em pequenas depressões, em ambiente pantanoso ou lacustre rico em vegetação. A transformação teria ocorrido sob efeito de ácidos orgânicos, havendo inicialmente degradação e decomposição dos minerais originais. Condições ácidas e francamente redutoras teriam promovido a lixiviação do ferro e dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos. O silício e o alumínio, menos móveis, ter-se-iam combinado em seguida, formando uma fase amorfa que teria evoluído para caulinita, na forma de diminutos agregados de cristalitos.

7 - COBERTURA DE ALTERAÇÃO DO MORRO DO FELIPE

O distrito caulínico do baixo rio Jari possui uma reserva de 366 milhões de toneladas de minério de boa qualidade e apresenta-se como uma sucessão de platôs de até 250 m de altitude que se estendem na direção WNW / ESE. Separados por vales encaixados, esses platôs têm encostas íngremes, às vezes escarpadas, com exposições ocasionais da cobertura de alteração. Os platôs são denominados Morro do Felipe I a X pela companhia Caulim da Amazônia S/A que os explora economicamente. A área está coberta pela floresta tropical primária que, localmente, foi substituída pela vegetação homogênea das plantações recentes..

A lavra do minério é realizada atualmente no Morro do Felipe II, nos setores Mina Felipe II e Alvo 21, o que permite ter uma ampla visão de todos os níveis da cobertura intempérica.

No decorrer da presente pesquisa foram estudados mais detalhadamente cinco perfis do manto de alteração em afloramentos e dois perfis em testemunhos de sondagem (Tabela 5, Figuras 7 a e 7 b) :

Tabela 5 - Localização dos afloramentos e perfis de sondagem estudados

NOME		LOCALIZAÇÃO
Afloramento	A	Na Parte leste da mina Felipe II
Afloramento	E	A sul da mina, na encosta oeste do platô Felipe III
Afloramento	D	A sul da mina, na encosta oeste do platô Felipe III
Afloramento	21	Na local denominado Alvo 21 no platô Felipe II
Afloramento	F	Na parte central da mina Felipe II
Perfil de sondagem	1	A norte da mina, no centro do platô Felipe II
Perfil de sondagem	2	A norte da mina, no centro do platô Felipe II

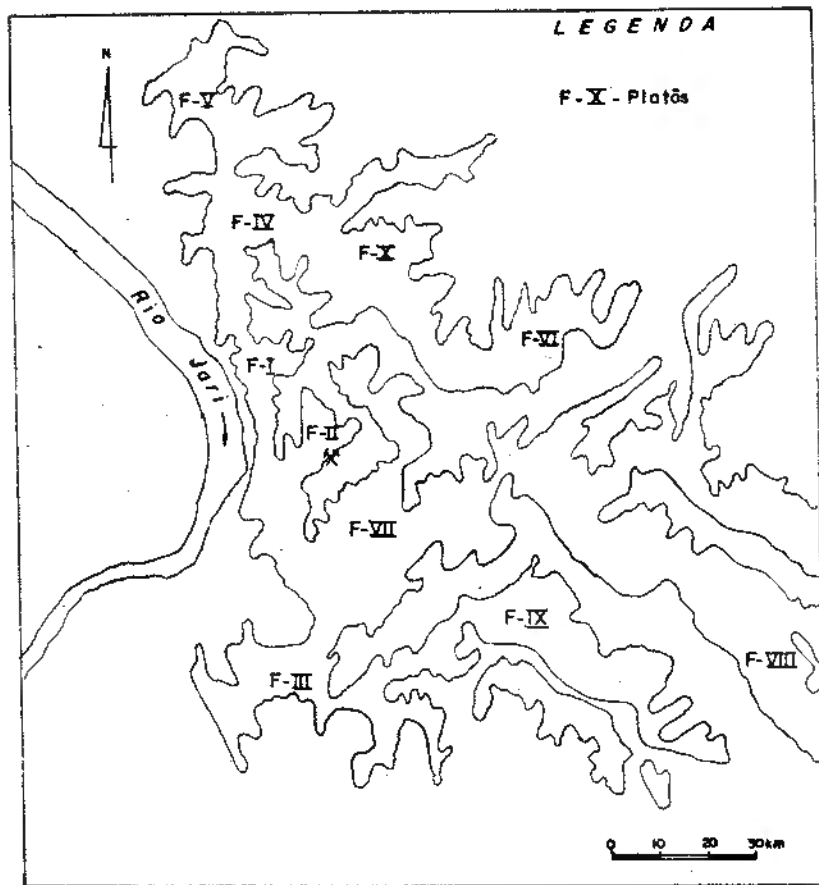


Figura 7 a - Distrito caulínico do baixo rio Jari com os platôs (F - I a F- X) do Morro do Felipe

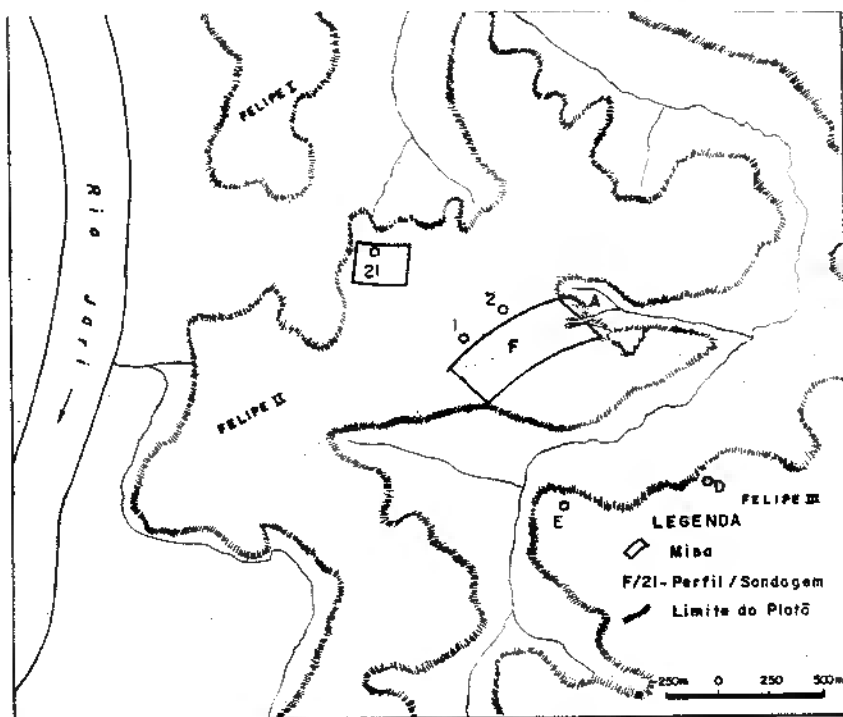


Figura 7 b - Detalhe do distrito caulínico com a localização dos afloramentos e perfis de sondagem estudados

A análise dos perfis permitiu a identificação de seis horizontes fundamentais (Figuras 8 a, 8 b e 9). Estes horizontes, apesar de bem definidos, apresentam significativas variações de espessura. Alguns deles mostram marcante descontinuidade ou aparecem apenas localmente. Variações composicionais laterais foram igualmente detectadas em certos horizontes. Da base para o topo a seqüência consiste em :

1 - Substrato Arenítico - Formação Alter do Chão

As melhores exposições do substrato possuem até 10 m de altura e encontram-se nas encostas do Morro do Felipe II, a SW da mina. O arenito da Formação Alter do Chão apresenta-se alterado e normalmente pouco consistente, porém mostra comumente estruturas sedimentares bem preservadas. Níveis de conglomerado encontram-se localmente intercalados neste sedimento.

A sul da mina, na encosta oeste do Morro do Felipe III, próximo ao misturador de caulim (perfis "D" e "E"), observa-se claramente a passagem gradativa do arenito para o caulim.

2 - Horizonte Caulínico

Este horizonte está exposto na sua totalidade na área da mina, porém aflora também em diferentes locais nas encostas dos platôs. Possui uma espessura média de 30 m e divide-se em dois níveis separados por uma zona arenosa.

- A parte inferior do pacote caulínico, denominada Caulim Inferior, que tem uma espessura máxima de 16 m no centro do Morro do Felipe II, a norte da mina onde foram efetuadas as sondagens S 1 e S 2. No entanto, este nível parece ser normalmente menos possante. Na porção central da mina, o caulim tem apenas 6 m de espessura. Este nível apresenta-se geralmente manchado e na porção central da mina o caulim exhibe uma coloração amarelada na sua parte basal.

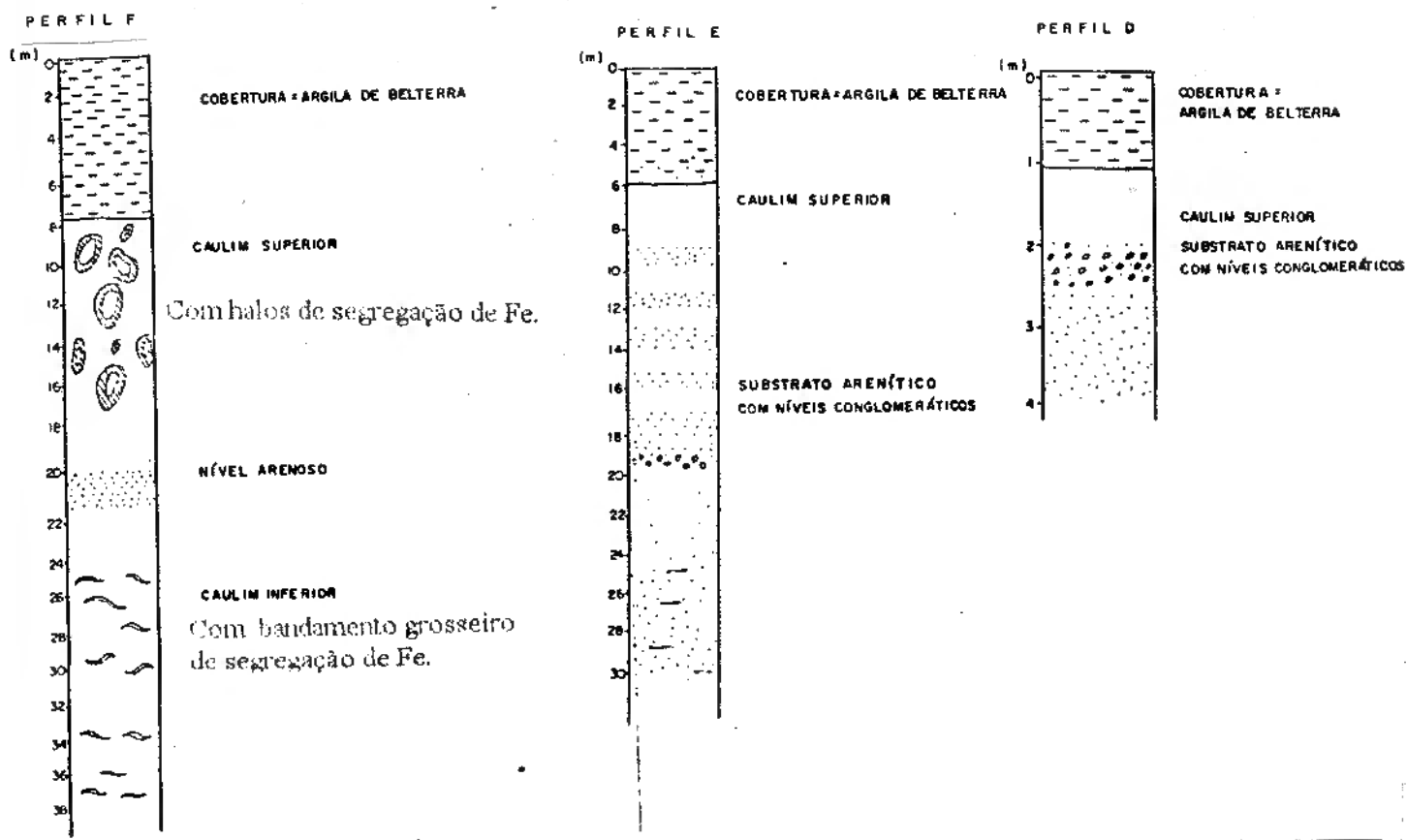


Figura 8 a - Perfis E e D no Morro do Felipe III e perfil F no Morro do Felipe II

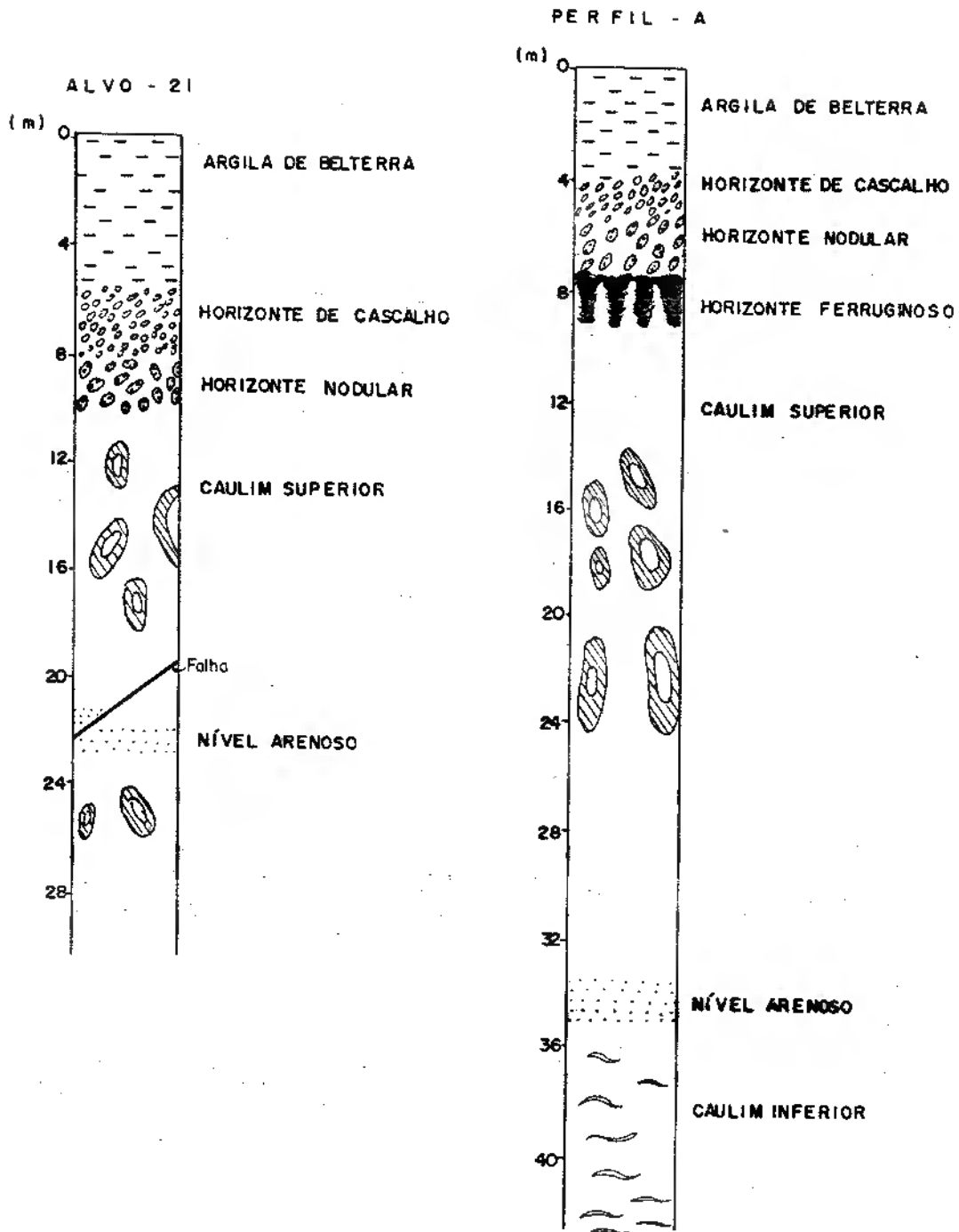


Figura 8 b - Perfis Alvo 21 e A no Morro do Felipe II.

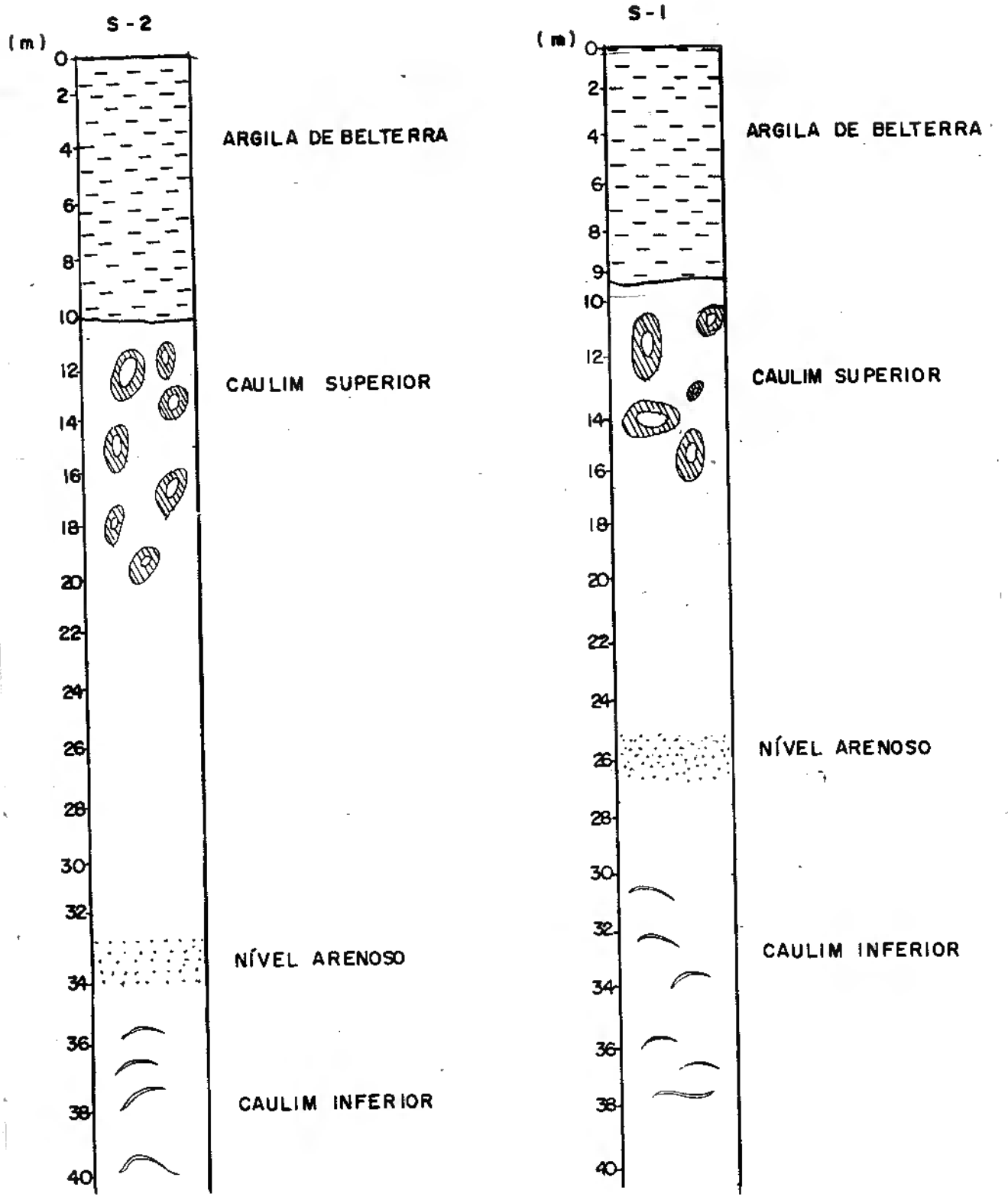


Figura 9 - Perfis de sondagem S 1 e S 2 no Morro do Felipe II.

- O nível arenoso é bastante contínuo, porém tem uma espessura variável. Seu contato com o caulim tanto sobreposto como sotoposto é gradativo. Na parte central da mina (Perfil F) o nível arenoso possui uma espessura de 1 m.

- Outros níveis arenosos de menor espessura encontram-se tanto no Caulim Superior como no Inferior. No entanto, eles sempre mostram marcante descontinuidade. A maioria dessas lentes arenosas constitui aquíferos suspensos.

- A parte superior do horizonte caulínico ou Caulim Superior apresenta uma espessura média de 15 m e é sempre mais possante que o nível de Caulim Inferior. Na porção leste da mina (perfil A) ela tem a maior espessura observada (24 m) e exibe numerosos sinais de difusão e segregação do ferro.



Figura 10 - Falha inversa no Caulim Superior no Alvo 21

Tanto na mina como no Alvo 21 o Caulim Superior é afetado por pequenas fraturas e falhas (Figura 10). Na maioria dos perfis estudados o caulim é diretamente sobreposto pela Argila de Belterra, sendo o contato entre os dois

horizontes brusco e algo ondulado. No entanto, na parte leste da mina (perfil A) e no Alvo 21 uma crosta ferruginosa e um nível laterítico nodular repousam sobre o caulim, respectivamente.

3 - Crosta Ferruginosa

Este horizonte, com espessura variando de 1 a 3 m, foi observado apenas na porção leste da mina (Perfil A) onde ficou exposto devido à lavra. Exibe uma estrutura grosseiramente colunar, sendo as cavidades tubulares sub-verticais preenchidas por material argiloso. A crosta é sobreposta pelo nível nodular. O contato entre os dois horizontes é brusco (Figura 11).



Figura 11 - Contato do horizonte nodular com a crosta ferruginosa.

4 - Horizonte Nodular

Este nível foi observado na mina Alvo 21 e no perfil A onde foi exposto pelas escavações. Possui uma espessura de 0,30 a 2 m e é constituído de nódulos e pequenos blocos lateríticos ferruginosos envoltos em abundante matriz argilosa. Em ambos os locais citados este nível é sobreposto em contato brusco pelo horizonte de cascalho bauxítico.

5 - Horizonte de Cascalho

Este nível foi observado na mina Alvo 21 e no perfil A onde repousa sobre o nível nodular. Seu contato com a Argila de Belterra sobreposta é brusco.

No perfil A o cascalho exhibe uma espessura de 1,50 m e consiste numa acumulação de pequenos nódulos (≤ 3 cm) de bauxita. Esse cascalho constitui um arcabouço fechado, sendo a matriz argilosa pouco abundante. Na mina Alvo 21 a espessura do cascalho não ultrapassa algumas dezenas de centímetros.

6 - Cobertura Argilosa - Argila de Belterra.

Este horizonte é bem exposto nas minas e possui uma espessura muito variável. As sondagens S1 e S2 evidenciaram uma espessura de 10m, enquanto que a sul da mina, na encosta oeste do Morro do Felipe III (perfil D), a cobertura tem apenas 2 m.

Este pacote argiloso exhibe características típicas de latossolo. Na sua base, observam-se pequenos grânulos dispersos de bauxita porcelanada e de laterita ferruginosa.

Na porção NW da mina, na parte superior da Argila de Belterra, ocorrem zonas métricas esbranquiçadas, afuniladas na sua base e apresentando feições semelhantes a paleocanais ou paleodepressões algo irregulares (Figura 12).



Figura 12 - Argila de Belterra apresentando na sua parte superior porções esbranquiçadas limitadas por um delgado nível rico em óxido de ferro.

8 - METODOLOGIA

O presente trabalho foi desenvolvido em duas fases principais ou seja : uma fase de campo e uma de análises em laboratório.

Na primeira fase, realizada nos platôs do Morro do Felipe, próximo a Monte Dourado, além de levantamentos geológicos de ordem geral, foram feitas descrições de perfis e coletadas amostras nas minas de caulim e nos seus arredores. O material amostrado e os testemunhos de sondagens disponíveis foram igualmente descritos macroscopicamente nesta ocasião.

Na segunda fase, executada em Belém, nos laboratórios do Centro de Geociências da UFPa, foram efetuadas as análises seguintes:

- Análise petrográfica de diversos produtos de alteração, bem como do próprio caulim e do seu substrato arenítico. Fotomicrografias foram batidas nesta oportunidade.

- Identificação microcópica dos minerais pesados transparentes após a separação destes em duas frações (0,062 - 0,125 mm e 0,125 - 0,250 mm).

- Identificação dos minerais pesados opacos com auxílio da difração de raios x (vide item seguinte).

- Análise por difratometria de raios x das alteritas, do caulim, do substrato e do capeamento, utilizando-se um difratômetro Philips de tipo PW 3710, com um tubo (anodo) de cobre . Para avaliação do grau de substituição de FeOOH por AlOOH na goethita foram utilizados o método de SOLYMAR (1969). No entanto, este método, baseado no deslocamento até 2,40 Å do pico 2,45 Å no difratograma do mineral em função do grau de substituição, pôde ser utilizado

somente de modo aproximado devido à má definição do citado pico mascarado por outros pertencentes à caulinita e / ou à gibbsita. Consequentemente em vez do pico 2,45 Å foi usado o pico principal 4,18 Å que também sofre deslocamento (até 4,11 Å) de acordo com o conteúdo de alumínio na goethita.

- Análise por espectrometria em Infravermelho (I.V.) dos diferentes níveis de caulim e do capeamento argiloso, utilizando um espectrofotômetro Perkin - Elmer, modelo FT - IR 1760 X acoplado a um registrador de pena automática. Os espectros foram registrados na região do Infravermelho de 4000 cm^{-1} a 600 cm^{-1} .

- Análise por métodos térmicos do caulim e do capeamento argiloso. Foram usados equipamentos de marca Du Pont, modelo 910 para as análises termodiferenciais e modelo 915 para as Termogravimétricas .

Além das análises efetuadas nos laboratórios do Centro de Geociências / UFPa, algumas foram realizadas no Laboratoire da Geochimie et Metallogénie da Universidade Pierre et Marie Curie (Paris VI) na França . Trata-se, basicamente, de imagens de microscopia eletrônica de varredura (MEV) do caulim e do capeamento obtidas com auxílio de um microscópio Jeol, modelo JSM - 840 A e análise químicas para elementos maiores de um perfil caulínico completo e do capeamento argiloso.

9 - ESTUDO DE DETALHE DO PERFIL DE ALTERAÇÃO.

Com base nos perfis citados no capítulo anterior foi reconstituído um perfil sintético representativo da área em estudo. Os horizontes definidos são analisados a seguir, nos seus aspectos composicionais, texturais e estruturais (Figura 13).

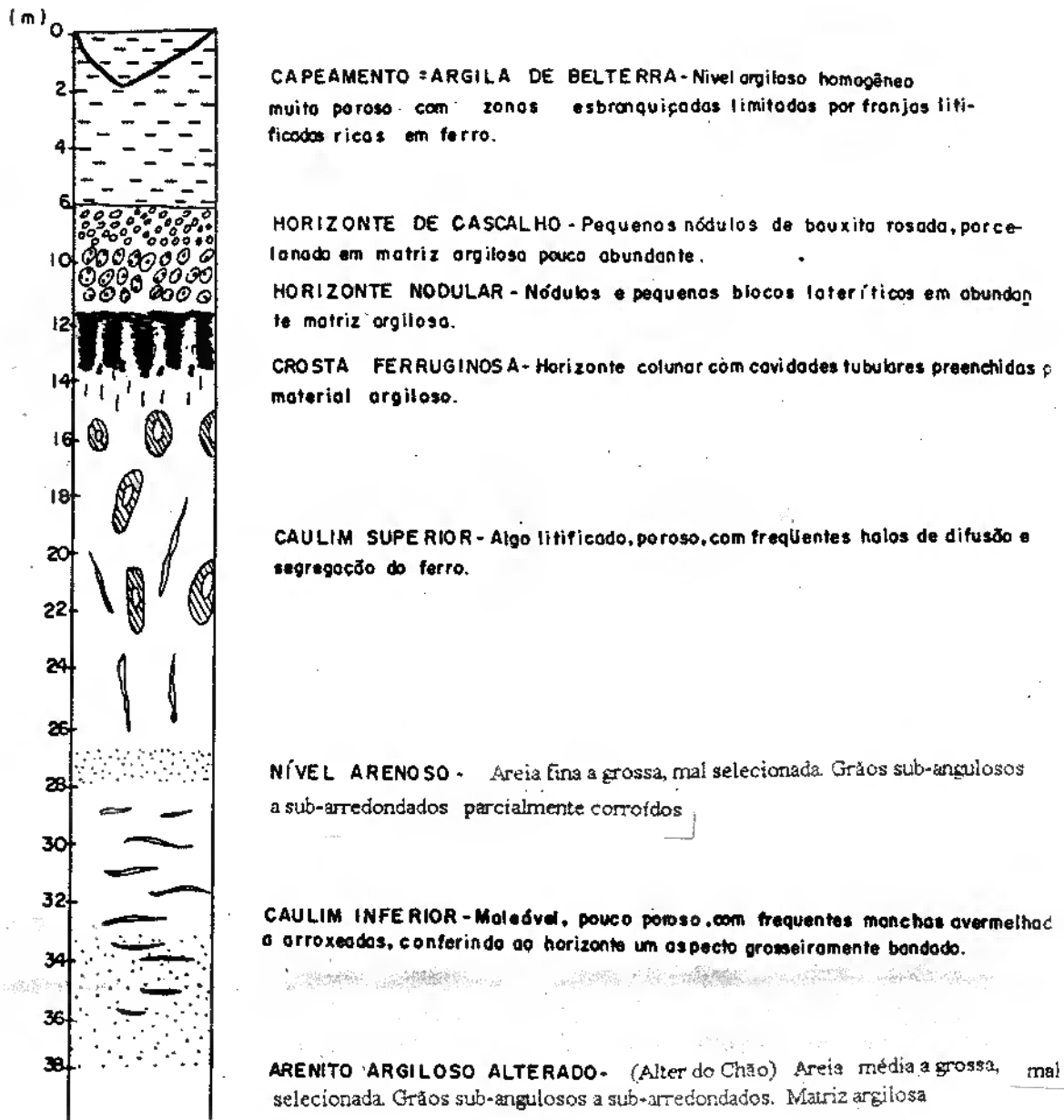


Figura 13 - Perfil sintético do manto caulínico do Morro do Felipe

9.1 - SUBSTRATO ARENITICO

9.1.1 - Descrição macroscópica

O arenito argiloso mal consolidado e maciço mostra uma eventual alternância de níveis mais arenosos e mais argilosos, tendo estes últimos uma espessura de 30 a 50 cm. A principal estrutura sedimentar observada é a estratificação cruzada acanalada de pequeno porte (Figura 14).



Figura 14- Substrato arenítico exibindo estratificação cruzada na encosta no Morro do Felipe II à SW da mina.

Os grãos de quartzo são sub-angulosos a sub-arredondados e tornam-se mais grosseiros em profundidade. A matriz argilosa possui coloração avermelhada, amarelada ou esbranquiçada e contém uma quantidade significativa de mica. Níveis conglomeráticos de até 1,50 m de espessura encontram-se localmente intercalados nos sedimentos areno-argilosos. Compõem-se de seixos de quartzo leitoso de até 5 cm de diâmetro imersos em matriz argilo-arenosa.

9.1.2 - Descrições microscópicas

9.1.2.1 - Análise petrográfica

O estudo ao microscópio mostrou a presença de quartzo, muscovita e alguns minerais opacos além de discreta matriz constituída por um plasma caulinitico. O quartzo apresenta-se em grãos mal selecionados e corroídos. A mica ocorre na forma de finas palhetas tabulares com bordas dissecadas. Há também oxi-hidróxido de ferro na forma de diminutas manchas avermelhadas dispersas na fina matriz.

9.1.2.2 - Minerais pesados

Citados aqui em ordem decrescente de abundância, ocorrem no substrato os seguintes minerais pesados transparentes: zircão, epidoto, rutilo, turmalina, hornblenda, sillimanita, estauroлита, cianita e tremolita - actinolita.

As principais características desses minerais são:

Zircão grãos subédricos a subarredondados, zonados, incolores ou de coloração amarela a marrom..

Epidoto: grãos anédricos incolores a amarelados.

Rutilo: grãos euédricos vermelhos a amarelados com brilho metálico.

Turmalina: grãos prismáticos ou arredondados de coloração marrom ou verde, com brilho vítreo, contendo inclusões de minerais opacos e fraturados perpendicularmente ao eixo principal.

Hornblenda: prismas com formas as vezes algo arredondadas, exibindo cor verde a marrom ou negra, este último tipo contendo inclusões de mineral de difícil identificação, possivelmente de zircão.

Sillimanita: grãos prismáticos de cor marrom, alongados e estriados, com hábito fibroso e bordas irregulares.

Estaurolita: grãos irregulares de coloração amarela a marrom.

Cianita: grãos irregulares anédricos.

Tremolita - Actinolita: grãos prismáticos de coloração esbranquiçada a verde amarelada, com brilho vítreo.

A proporção de minerais opacos (magnetita e ilmenita) é bastante elevada. Na fração fina o conteúdo de minerais opacos foi avaliado em 49 %. Na fração grossa a porcentagem de minerais opacos aumenta mais ainda, chegando a constituir cerca de 68 % dos minerais pesados.

9.1.3 - Análise mineralógica por difração de raios X

As análises por difração de raios x revelaram a presença de quartzo , caulinita e muscovita, nesta ordem de abundância (Figura 15).

As reflexões da caulinita, apesar do desenvolvimento modesto dos três tripletes em relação aos picos 001 e 002 indicam que o mineral é bem cristalizado e não comporta maiores distorções na sua estrutura.

As reflexões da muscovita, por sua vez, mostram tratar-se de uma mica não ou muito pouco alterada (hidratada).

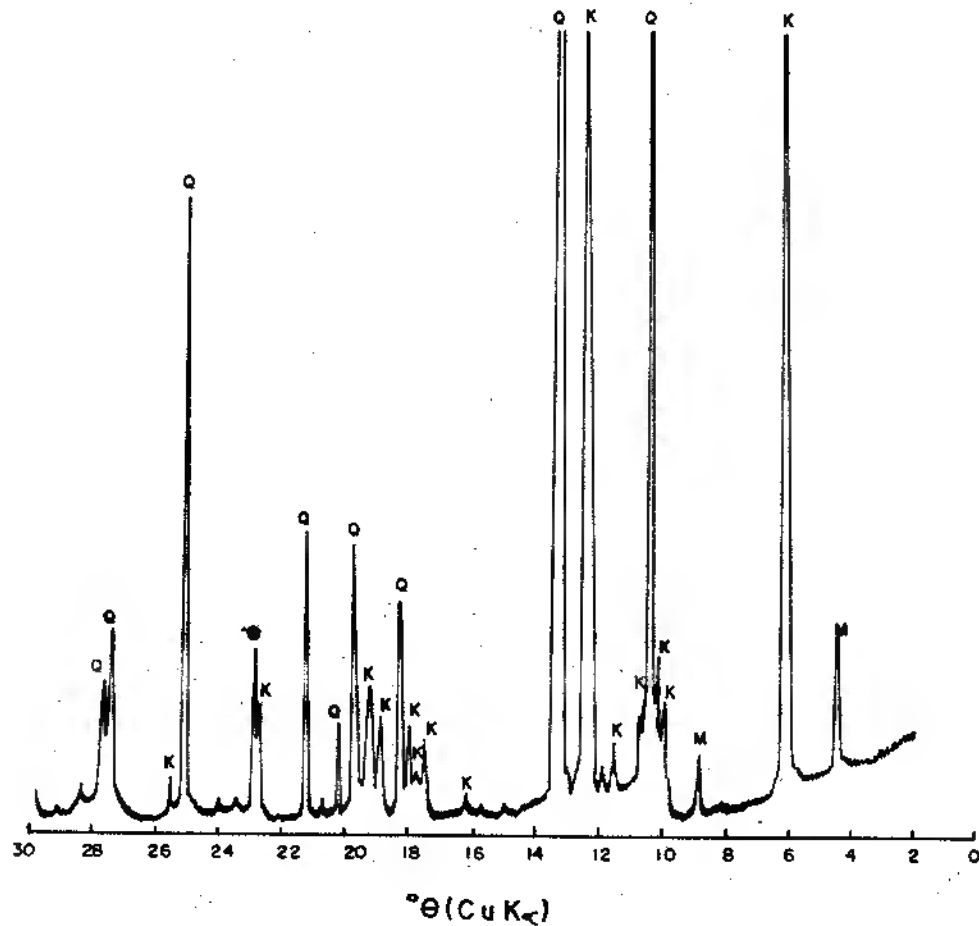


Figura 15 - Difratograma de raios x do substrato arenítico
Q = quartzo, K = caulinita, M = muscovita.

9.2 - HORIZONTE CAULÍNICO

9.2.1 - Descrição macroscópica

Como indicado anteriormente, o horizonte de caulim subdivide-se em três níveis distintos

- Caulim Inferior
- Nível Arenoso
- Caulim Superior

9.2.1.1 - Caulim Inferior

Trata-se de um pacote maciço exibindo comumente um padrão manchado ou mosqueado. Muitas vezes, este se traduz por uma pseudo-estratificação mais ou menos bem expressa, marcada pela alternância de níveis centimétricos mais ricos em óxi-hidróxido de ferro e de níveis esbranquiçados totalmente deferrificados. As bandas ferruginosas são descontínuas, encurvadas ou onduladas e possuem bordas algo difusas e coloração avermelhada a lilás (Figura 16).

Tais estruturas são interpretadas como resultantes da segregação do ferro causada pelas oscilações do nível freático durante o progressivo rebaixamento deste até a sua posição atual.

O caulim desta zona é, via de regra, denso, pouco poroso, maleável e se desagrega facilmente n'água.

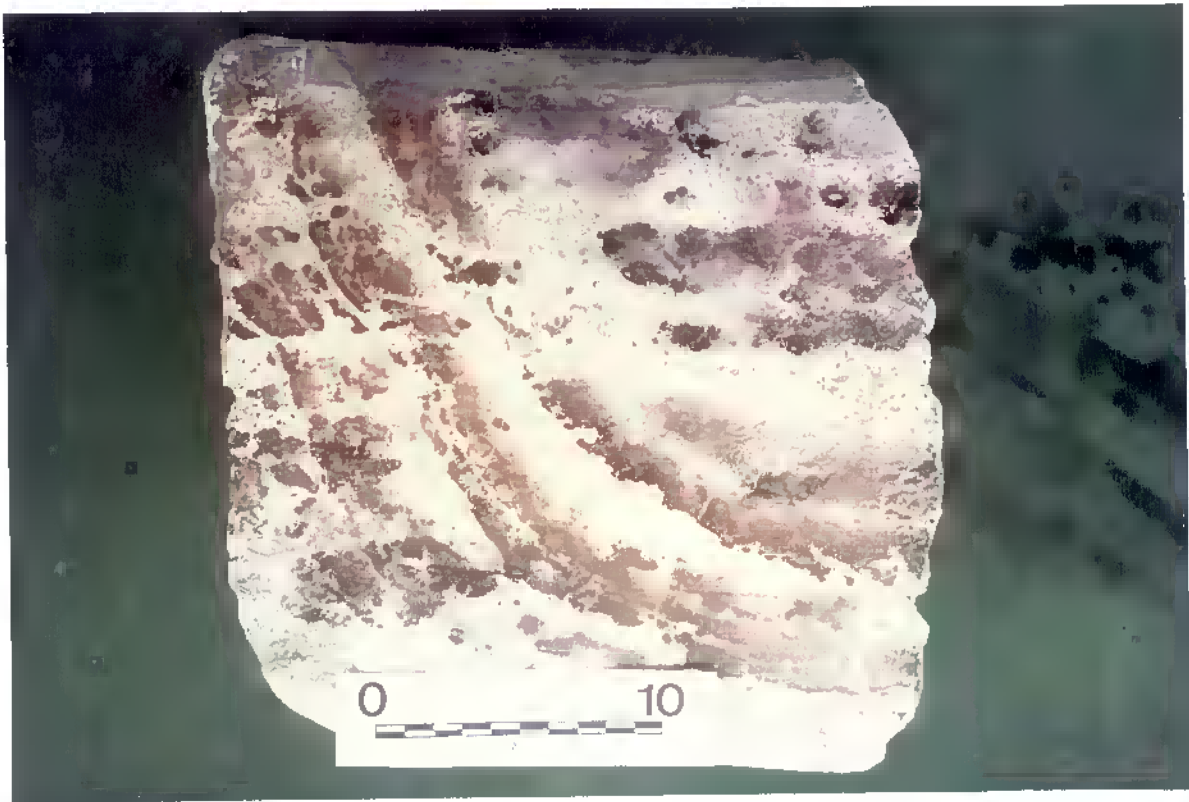


Figura 16 - Amostra de Caulim Inferior mostrando o seu padrão manchado a bandado

9.2.1.2 - Nível Arenoso

É composto de grãos de quartzo sub-arredondados a sub-angulosos, parcialmente corroídos, com tamanho de 0,1 a 2,5 mm.

A matriz argilosa é pouco abundante. Localmente, observa-se uma alternância de estratos de 1 a 3 cm de espessura exibindo colorações variadas: azulada, arroxeadada, avermelhada, amarelada e branca (Figura 17)



Figura 17 - Nível arenoso com estratificação plana acentuada pelas cores variadas dos estratos

9.2.1.3 - Caulim Superior

Este nível é maciço e comporta numerosas estruturas de difusão e segregação do ferro. Trata-se, sobretudo, de manchas e auréolas zonadas (anéis de Liesegang) de dimensões centimétricas a métricas (Figura 18). A maior auréola de segregação encontrada possui 2,50 m de comprimento por 1,60 m de altura.

O caulim desta zona é duro e exhibe fratura concoidal a sub-concoidal (Figura 19).

Embora bastante poroso, ele não se desagrega ao simples contato com a água como acontece com o Caulim Inferior.



Figura 18 - Caulim Superior exibindo auréolas de segregação do ferro



Figura 19 - Amostra de Caulim Superior apresentando fratura concoidal.



Figura 20 - Zona de transição do Caulim Superior para a crosta ferruginosa

O topo do Caulim Superior, quando recoberto pela Argila de Belterra ou pelo nível nodular, não apresenta normalmente modificações perceptíveis. No entanto, quando sobreposto pela crosta ferruginosa, o nível caulínico, logo abaixo dessa e numa espessura de cerca de 2 m, encontra-se em parte substituído por um material argiloso de consistência terrosa e coloração rosada a avermelhada. Esta argila preenche fissuras verticais e isola porções colunares de caulim, observando-se localmente, próximo à crosta, o quase total desaparecimento deste. Acredita-se que esse produto argiloso provem dos horizontes sobrejacentes e, talvez, da própria Argila de Belterra. Nódulos centimétricos ferruginosos exibindo muitas vezes feições riziformes a estalactíticas e dispersos na massa caulínica numa espessura de 1 a 1,5 m marcam a transição para a crosta. Cabe ressaltar que esses nódulos são geralmente envoltos por discretas auréolas zonadas de difusão e segregação do ferro (Figura 20).

9.2.2 - Descrição Microscópica

9.2.2.1 - Análise petrográfica

Ao microscópio, o caulim apresenta-se como um plasma criptocristalino de cor esbranquiçada a amarelada contendo eventuais grãos de quartzo fraturados e altamente corroídos, raras palhetas de muscovita degradada bem como, eventualmente, diminutas manchas avermelhadas correspondendo a zonas de concentração de óxi-hidróxido de ferro. Grãos de minerais pesados transparentes e opacos encontram-se dispersos aleatoriamente no plasma caulínico. Localmente, nas zonas mais ferruginosas, observam-se, as vezes, micronódulos agrupados de óxi-hidróxido de ferro.

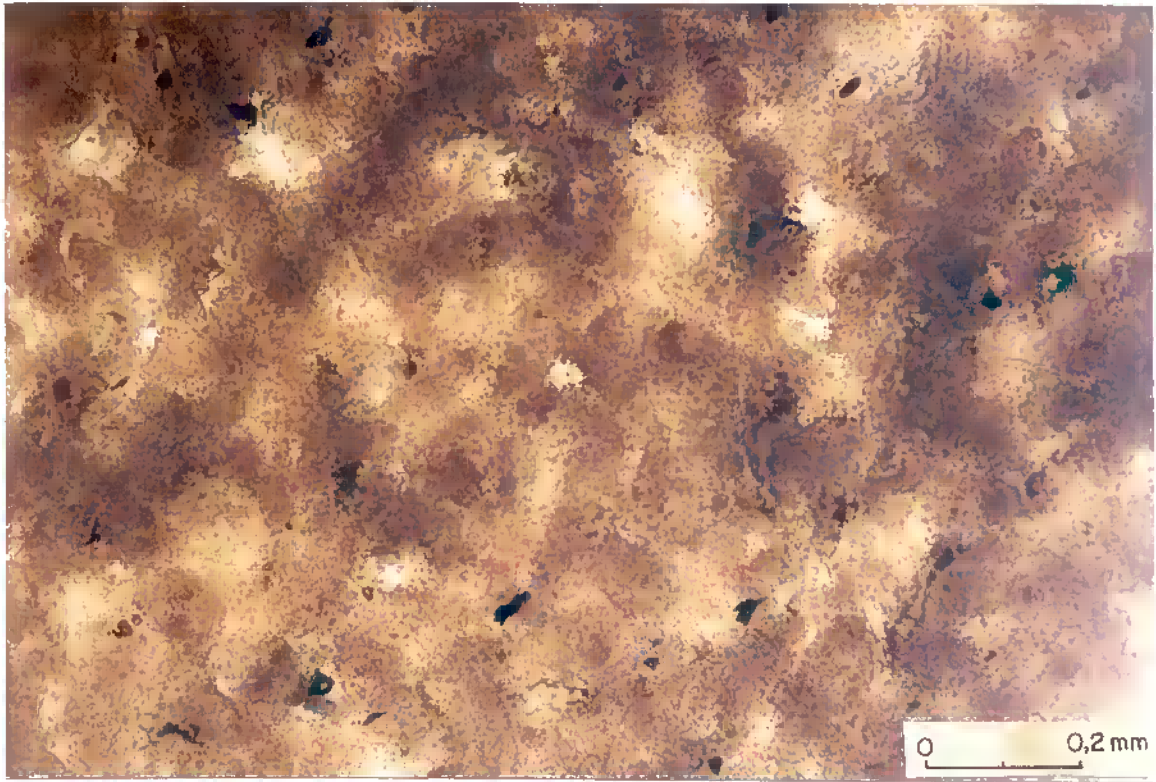


Figura 21 - Caulim Inferior. Textura densa (criptocristalina) do caulim.

O Caulim Inferior exhibe normalmente uma textura criptocristalina, porém, também mostra uma leve tendência a se individualizarem em diminutos agregados de caulinita (Figura 21). Ocorrem localmente estruturas concêntricas zonadas ou bandadas, geralmente difusas, de segregação do ferro. Os poros neste nível são raros.

O Caulim Superior é mais homogêneo e muito mais poroso que o Caulim Inferior. A textura microagregada é sensivelmente semelhante à observada na base do pacote caulínico.

9.2.2.2 - Minerais Pesados

No pacote caulínico foram identificados 13 minerais transparentes em ambas as frações. São em ordem decrescente de abundância: zircão, epidoto, rutilo, turmalina, hornblenda, estauroлита, sillimanita, andaluzita, monazita, cianita, tremolita-actinolita, bem como microclina e plagioclásio.

Monazita e cianita foram encontrados apenas no Caulim Inferior.

Andaluzita, microclina e plagioclásio ocorrem apenas no Caulim Superior.

Os minerais resistentes apresentam as seguintes características:

Zircão: grãos prismáticos bipiramidais ou arredondados de coloração rosada, amarelada acastanhada e, por vezes, avermelhada.

Epidoto: grãos angulosos de cor verde a amarelada.

Rutilo: grãos euédricos a subédricos de cor castanha avermelhada a amarelada.

Turmalina: grãos prismáticos a subarredondados, freqüentemente de coloração marrom, mais raramente azuis.

Hornblenda: grãos prismáticos algo arredondados de cor verde - amarelada.

Estauroлита: grãos irregulares com bordas corroídas, de cor amarela ouro.

Sillimanita: grãos prismáticos de cor marrom, alongados, estriados, com hábito fibroso e bordas irregulares.

Andaluzita: grãos irregulares corroídos de cor rósea a incolores.

Tremolita- Actinolita: grãos prismáticos esbranquiçados a verdes com tonalidades amareladas, exibindo brilho vítreo.

Nas amostras analisadas foram identificados também um grão de monazita, um de cianita, um de microclina apresentando o maclamento xadrez bem evidente e dois grãos de plagioclásio com maclamento de tipo albita-carlsbad.

A proporção de minerais transparentes é muito maior no Caulim Superior que no Caulim Inferior. Neste último, a proporção de minerais opacos (hematita) sobretudo na fração grossa é tão elevada que os minerais transparentes foram quase todos identificados na fração fina (Tabela 6).

Tabela 6 - Distribuição percentual de minerais pesados transparentes e opacos no horizonte caulínico do Morro do Felipe.

<i>NÍVEL DE CAULIM</i> <i>E</i> <i>AMOSTRA (Am)</i>	<i>FRAÇÃO GROSSA</i> <i>(0,250 - 0,125 mm)</i> <i>MINERAIS</i>		<i>FRAÇÃO FINA</i> <i>(0,125 - 0,062 mm)</i> <i>MINERAIS</i>	
	TRANSPARENTES	OPACOS	TRANSPARENTES	OPACOS
CAULIM SUPERIOR Sonda 2 - Am - 3	80	20	66	34
CAULIM INFERIOR Pefil A - Am - 11	10	90	22	78

9.2.3 - Análise mineralógica

9.2.3.1 - Difração de raios x

A análise por difração de raios x mostrou que o caulim do Morro do Felipe compõe-se sobretudo de caulinita e de quantidade muito subordinada de quartzo. O conteúdo de óxi-hidróxido de ferro é mínimo no caulim de alta pureza, enquanto que o anatásio é relativamente abundante e sempre representado por uma reflexão bem marcada (Figura 22). Traços de mica foram localmente detectados nos níveis inferiores.

A caulinita apresenta poucas reflexões comparando com a caulinita dita bem cristalizada. O primeiro triplete, na região de 4,45 a 4,15 Å(020,110,111), aparece sob a forma de uma banda associada a um pico único bem individualizado, enquanto que os outros tripletes (2,56 a 2,48 Å e 2,38, a 2,29 Å) mostram claramente uma tendência a transformarem-se em dubletes.

Ademais, diversas reflexões de menor intensidade estão ausentes (021,021,111). Cabe ressaltar a perfeita semelhança entre os difratogramas das caulinitas do nível inferior e do nível superior, apesar das diferenças observadas entre os dois caulins quanto às suas propriedades físicas.

O difratograma acima descrito corresponde a uma caulinita apresentando uma desordem estrutural ao longo do eixo b, próxima do tipo "fire-clay", tal como foi definido por SOUZA SANTOS (1975).

Segundo a classificação de MURRAY & LYON (1956) tratar-se-ia de uma caulinita mal cristalizada do tipo I embora as reflexões expressas sejam muito bem definidas e os picos bem desenvolvidos e agudos.

No nível arenoso, entretanto, a caulinita apresenta-se melhor cristalizada, correspondendo ao tipo D ou E da classificação de MURRAY & LYON (1956).

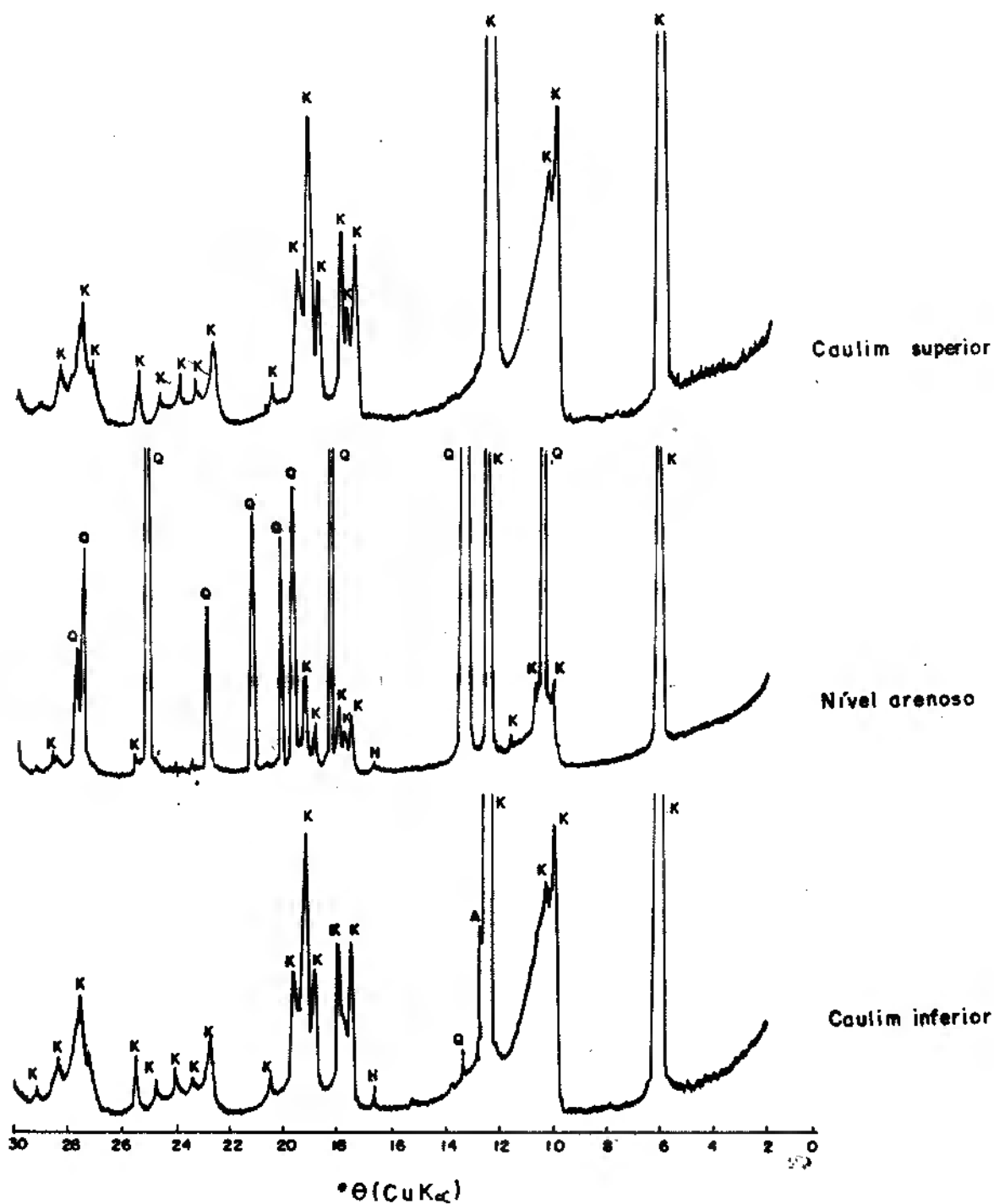


Figura 22 - Difratoigramas de raios x do horizonte caulínico do Morro do Felipe.

9.2.3.2 - Análise por espectrometria em infravermelho

A espectrometria em infravermelho ressaltou essencialmente a presença de caulinita.

Em todas as amostras analisadas aparecem as três bandas em 3694, 3652, e 3620 cm^{-1} e, as vezes, uma quarta em 3669 cm^{-1} .

A banda em 3669 cm^{-1} é fraca, o que indica que a caulinita não é bem cristalizada (VAN OLPHEN & FRIPIAT, 1979). A sua presença mostra, entretanto, que o mineral não apresenta uma desordem muito acentuada.

A banda em 1630 cm^{-1} , referente à água de constituição da caulinita, apresenta um deslocamento médio de 5 cm^{-1} que pode ser devido a alguma anomalia na estrutura cristalina.

As feições e índices dessas bandas são semelhantes àqueles obtidos por BEUTELSPACHER & VAN DER MAREL (1976) no estudo dos depósitos caulínicos do estado de Illinois (EUA), os quais, como o depósito do Morro do Felipe, contêm mica e quartzo. Esses autores, com base em tais dados, definiram os produtos por eles estudados com "fire-clay".

A espectrometria em I.V. confirma, portanto, que o caulim em apreço tende para o tipo "fire-clay", caráter já reconhecido em difração de raios x, porém apresenta uma desordem estrutural limitada (Figura 23).

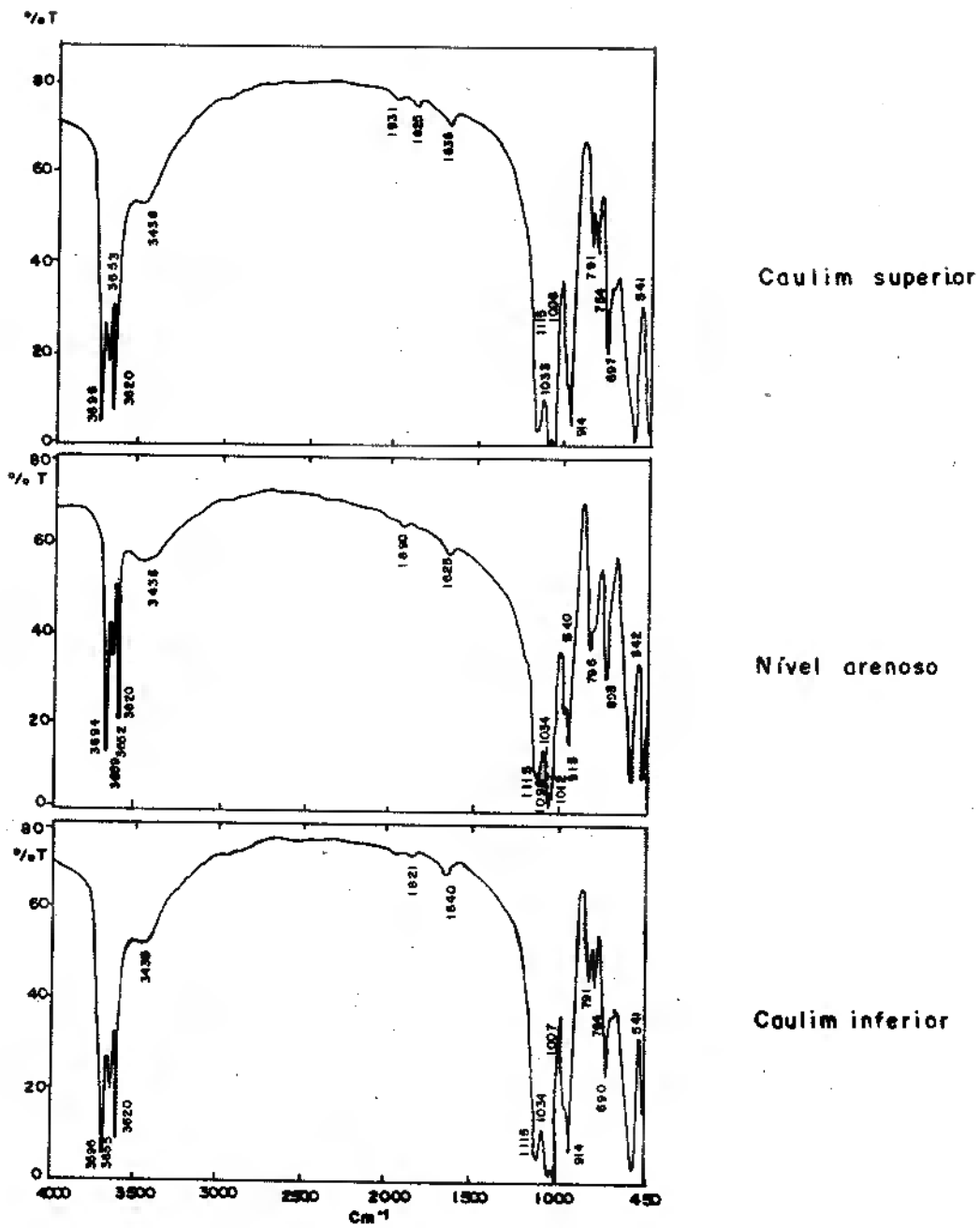


Figura 23 - Curvas de frequências em infravermelho do caulim do Morro do Felipe II

9.2.3.3 - Análise termogravimétrica

As análises termogravimétricas acusaram exclusivamente a presença da caulinita.

As temperaturas de início e final de liberação da água estrutural são praticamente semelhantes no Caulim Inferior e no Caulim Superior (Tabela 7).

Tabela 7 - Resultados da análise termogravimétrica de amostras do horizonte caulínico do Morro do Felipe.

Ti : Temperatura inicial ; Pm : Perda de massa ; Tf : Temperatura final

NÍVEL DE CAULIM	NÚMERO DA AMOSTRA	Ti °C	Tf °C	Pm %
	FM 1	480	560	13,5
CAULIM SUPERIOR	FM 2	480	580	13,5
	FM 3	485	580	13,0
NÍVEL ARENOSO ⇒	FM 8	490	620	3,0
	FM 4	485	580	13,0
CAULIM INFERIOR	FM 7	500	600	13,0
	FM 6	480	670	12,0

A variação de massa por aquecimento é levemente menor no nível inferior (12,6 %) que no nível superior (13,3 %).

Na zona arenosa nota-se que o intervalo de temperatura entre o início e o final da desidroxilação é algo maior que no caulim. Devido à elevada proporção de quartzo na amostra analisada ($\pm 75\%$ da rocha) a perda de massa é de apenas 3,0 %.

9.2.3.4 - Análise termodiferencial

Os resultados da análise termodiferencial do caulim do Morro do Felipe refletem apenas a presença da caulinita e de eventuais traços de quartzo. Não se observa nos termogramas do caulim tanto inferior como superior o pico endotérmico (± 100 °C) referente à água de umidade e à água adsorvida. No entanto, entre 150 e 250 °C ocorre uma nítida deflexão interpretada por Grim Apud SOUZA SANTOS (1975) como sinal de baixo grau de cristalinidade da caulinita (Figura 24). Pequenas ondulações no início de alguns termogramas denotam a presença de quartzo.

A cerca de 480°C no Caulim Inferior e a 500°C no Caulim Superior inicia-se a desidroxilação que é completada a 660°C no primeiro caso e a aproximadamente 700°C no segundo. Essa reação é marcada nos termogramas por um pico endotérmico bem desenvolvido.

Entre 975°C e 1120°C no Caulim Inferior e entre 980°C e 1030 °C no Caulim Superior ocorre uma intensa liberação de calor. Um pico exotérmico agudo marca esta segunda reação devida à nucleação da mulita (SOUZA SANTOS, 1975).

Haja vista a ausência do pequeno pico endotérmico (950°C - 975°C) característico da caulinita bem cristalizada (GRIM, 1962; SOUZA SANTOS, 1975) conclui-se que a caulinita do Morro do Felipe é mal cristalizada. Este fato é confirmado pela semelhança dos termogramas obtidos neste trabalho com aquele apresentado por SOUZA SANTOS (1975) como representativo de uma caulinita com desordem estrutural ao longo do eixo b.

No nível arenoso, observa-se uma sinuosidade acentuada no início do termograma até a temperatura de 320°C, devida à presença de quantidade elevada

de quartzo. Uma deflexão entre 165°C e 320°C menos acentuada que no caulim indica que neste nível a caulinita é melhor cristalizada que nos níveis soto - e sobrepostos, fato já evidenciado por difração de raios x. O pico endotérmico ocorre entre 485 e 660°C e o pico exotérmico entre 1000 e 1040°C (Tabela 8).

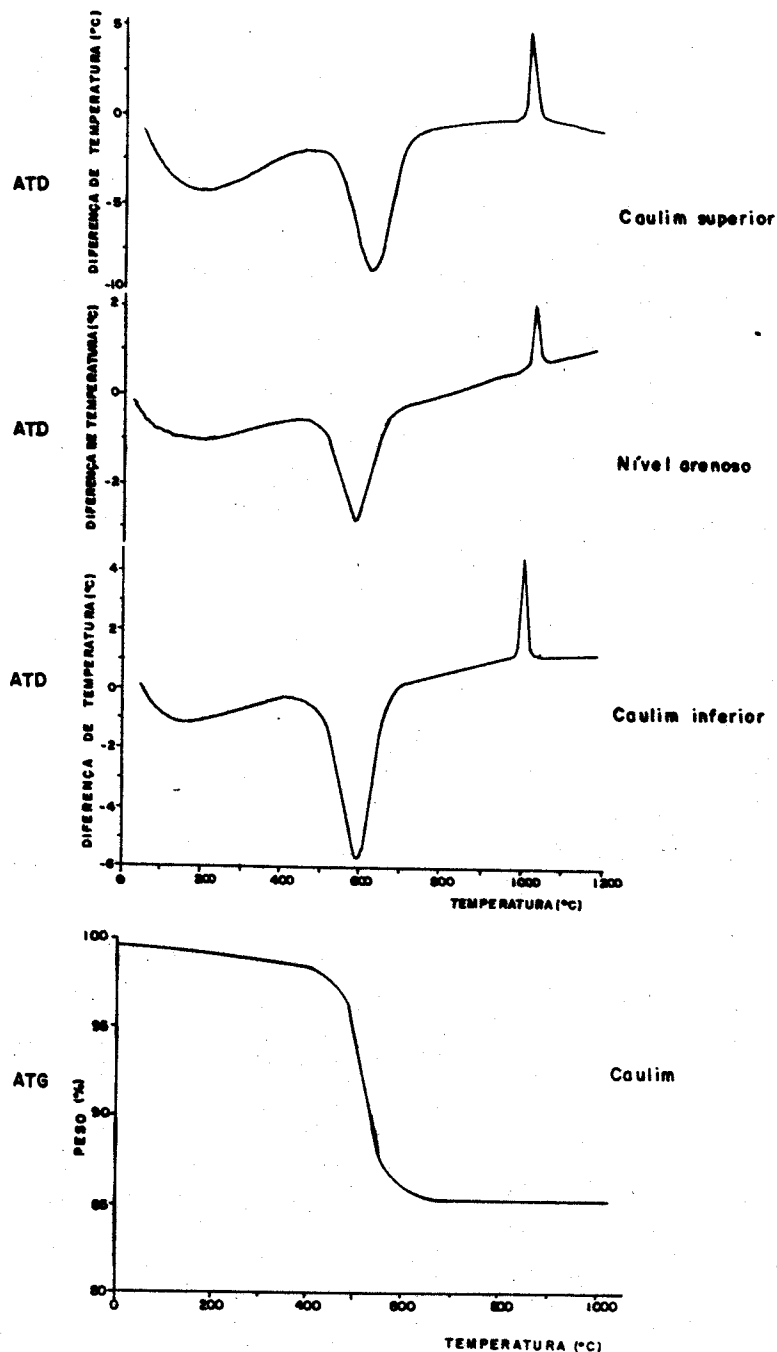


Figura 24 - Análise termodiferencial do caulim do Morro do Felipe.

Cabe notar que o início e o final da desidroxilação ocorrem no Caulim Inferior a temperaturas levemente mais baixas que no Caulim Superior.

Tabela 8 - Resultados de análise termodiferencial de amostras de caulim do Morro do Felipe.

Tf - Temperatura final Ti - Temperatura inicial
 Max - Máximo dos picos

NÍVEL DE CAULIM	PICO ENDOTÉRMICO			PICO EXOTÉRMICO		
	Ti	Max	Tf	Ti	Max	Tf
	°C			°C		
Caulim superior						
F M 1	510	615	695	980	1010	1030
F M 2	500	600	700	990	1006	1030
Zona Arenosa						
F M 8	485	580	660	1000	1020	1040
Caulim Inferior						
FM 7	495	600	660	980	1000	1020
FM 6	480	590	660	975	1000	1010

9.2.4 - Análise por microscopia eletrônica

O caulim consiste numa massa caulinitica na qual estão imersos eventuais grãos de quartzo e raras palhetas de mica degradada. Tanto no nível inferior como no superior a caulinita ocorre em cristalitos tabulares, pseudo-hexagonais normalmente euédricos porém mostrando com freqüência uma tendência para feições subédricas devidas a certa irregularidade e arredondamento das formas. A granulometria da caulinita é altamente heterogênea e o tamanho dos cristalitos varia de 100 nm a cerca da 1 µm, sendo bastante raras as partículas maiores. A maior parte delas se situa na faixa de 300 a 600 nm. Os cristalitos são

geralmente bem individualizados, não tendo sido encontrados agregados claramente expressos nem estruturas vermiculares de tipo "booklets". Observa-se, no entanto, uma orientação mais ou menos acentuada e generalizada dos cristalitos. No Caulim Inferior, essa orientação é marcante e afeta a quase totalidade da massa caulínica, conferindo-lhe uma espécie de foliação (Figuras 25 e 26). No Caulim Superior, os cristalitos mostram uma distribuição mais desordenada bem como um freqüente intercrescimento. Uma orientação mais nítida, com eventual empilhamento de partículas tabulares, se verifica apenas localmente sob a forma de diminutos feixes (Figuras 29 e 30). Acredita-se que essa distribuição dos cristalitos de caulinita seja responsável pela dureza e coesão do Caulim Superior. No nível inferior, apesar da caulinita apresentar as mesmas características, a pronunciada orientação favorece a desagregação do caulim n'água. O quartzo aparece na forma de grãos reliquiais angulosos, altamente fraturados e corroídos. A mica não foi observada em microscopia eletrônica. A abundância de microcavidades no Caulim Superior e a sua escassez no Caulim Inferior confirmam a alta porosidade do primeiro em relação ao segundo, fato já assinalado nas descrições macro e microscópicas.

No nível arenoso, a análise detectou algumas diferenças em relação ao caulim "sensu stricto". Os cristalitos de caulinita apresentam formas pseudo-hexagonais mais perfeitas e parece haver maior proporção de partículas $\geq 1 \mu\text{m}$, embora a faixa de tamanhos seja semelhante à definida no caulim (Figura 27). Ademais, não se observa orientação preferencial dos cristalitos. O quartzo apresenta-se em grãos altamente corroídos e cariados (Figura 28).

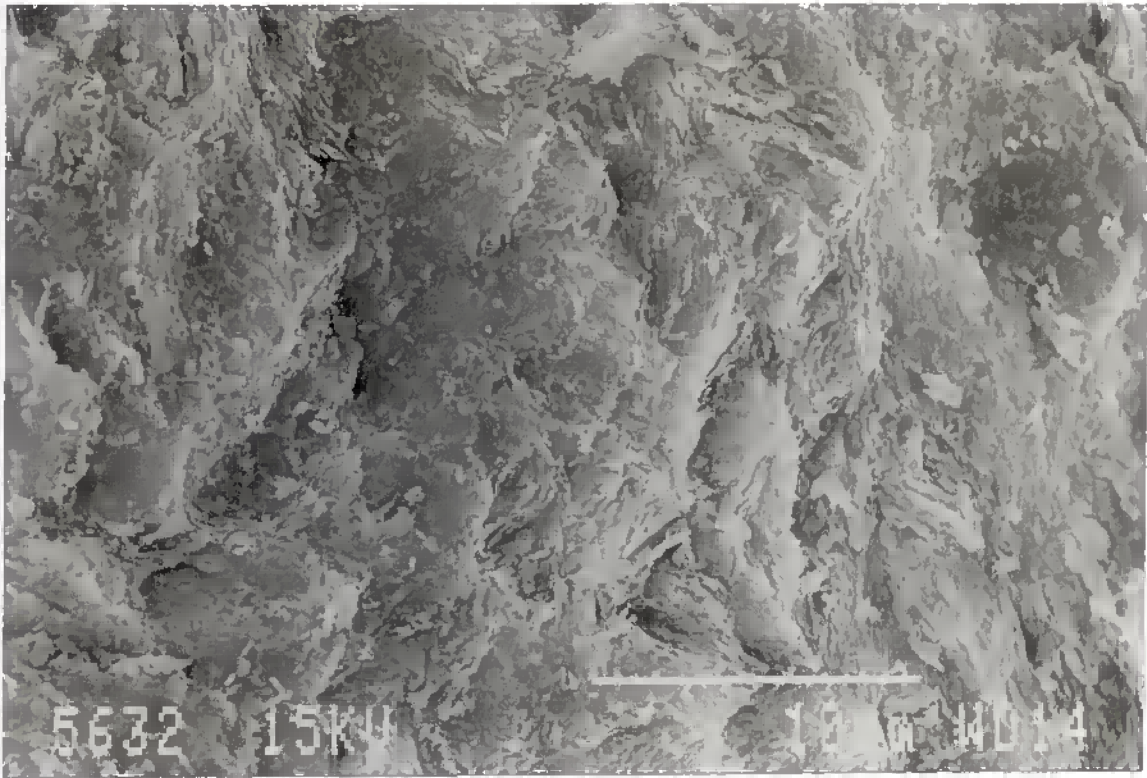


Figura 25 - Imagem de MEV (microscopia eletrônica de varredura) do Caulim Inferior do Morro do Felipe II

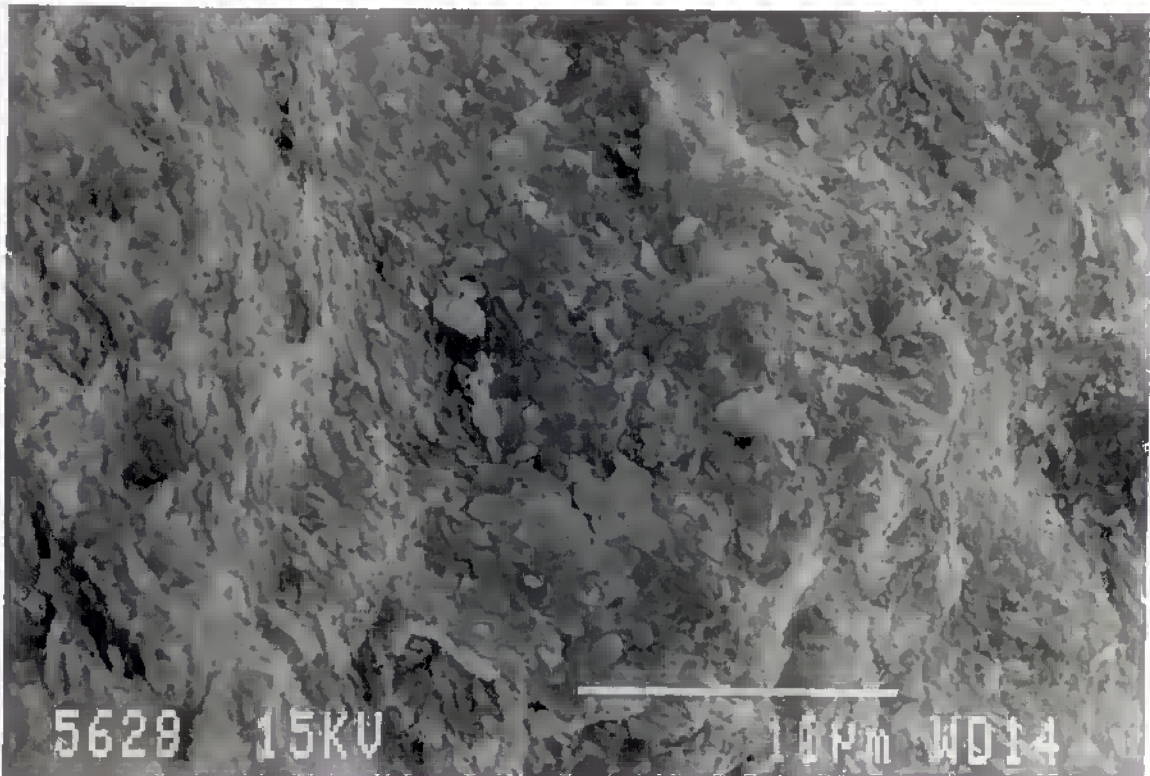


Figura 26 - Imagem de MEV do Caulim Inferior do Morro do Felipe II

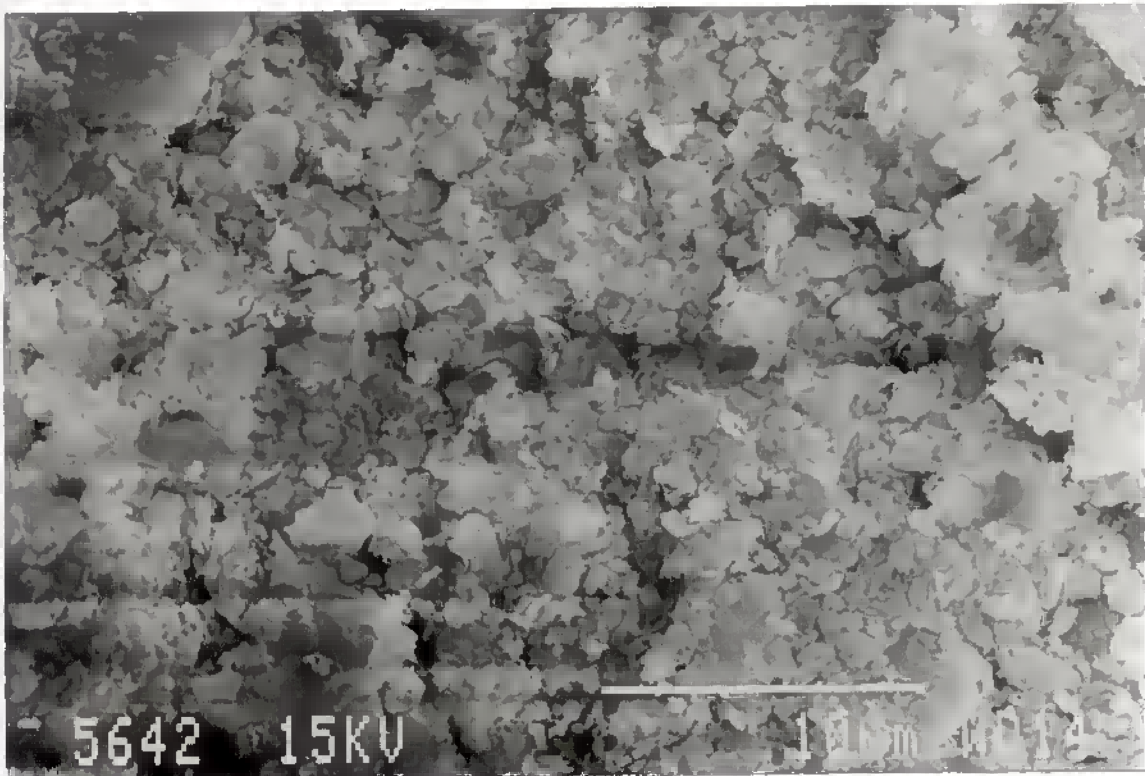


Figura 27 - Imagem de MEV do nível arenoso do Morro do Felipe II

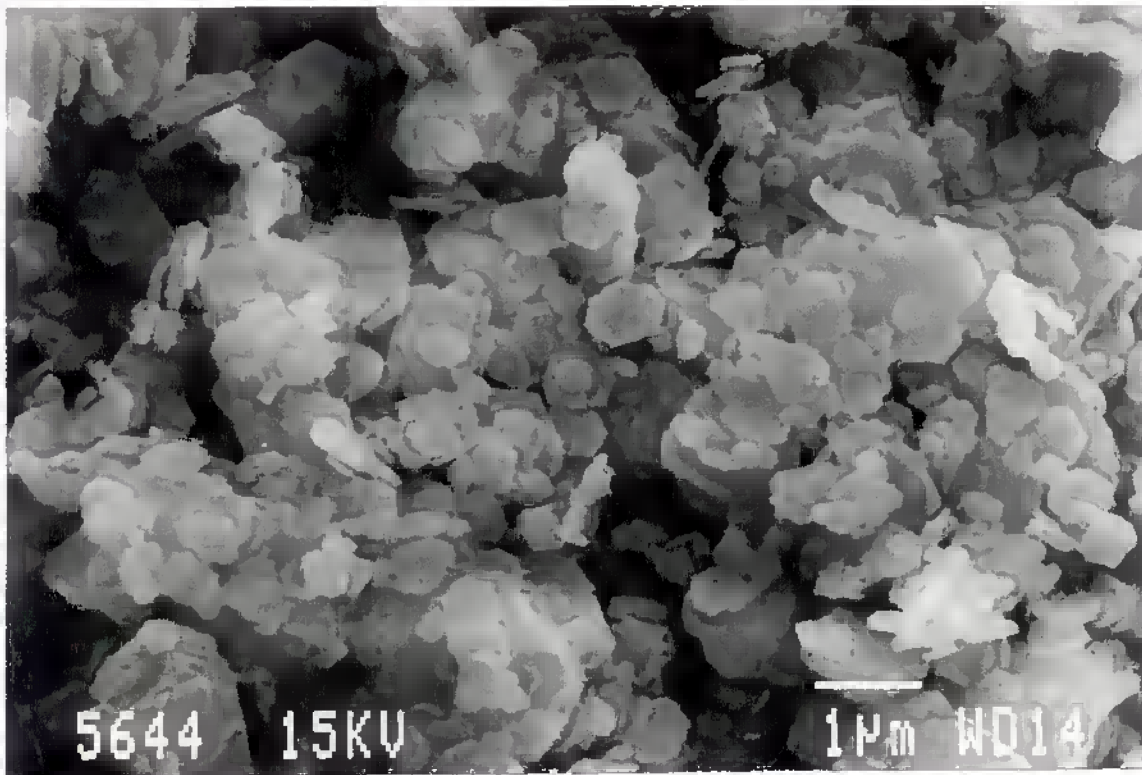


Figura 28 - Imagem de MEV do nível arenoso do Morro do Felipe II

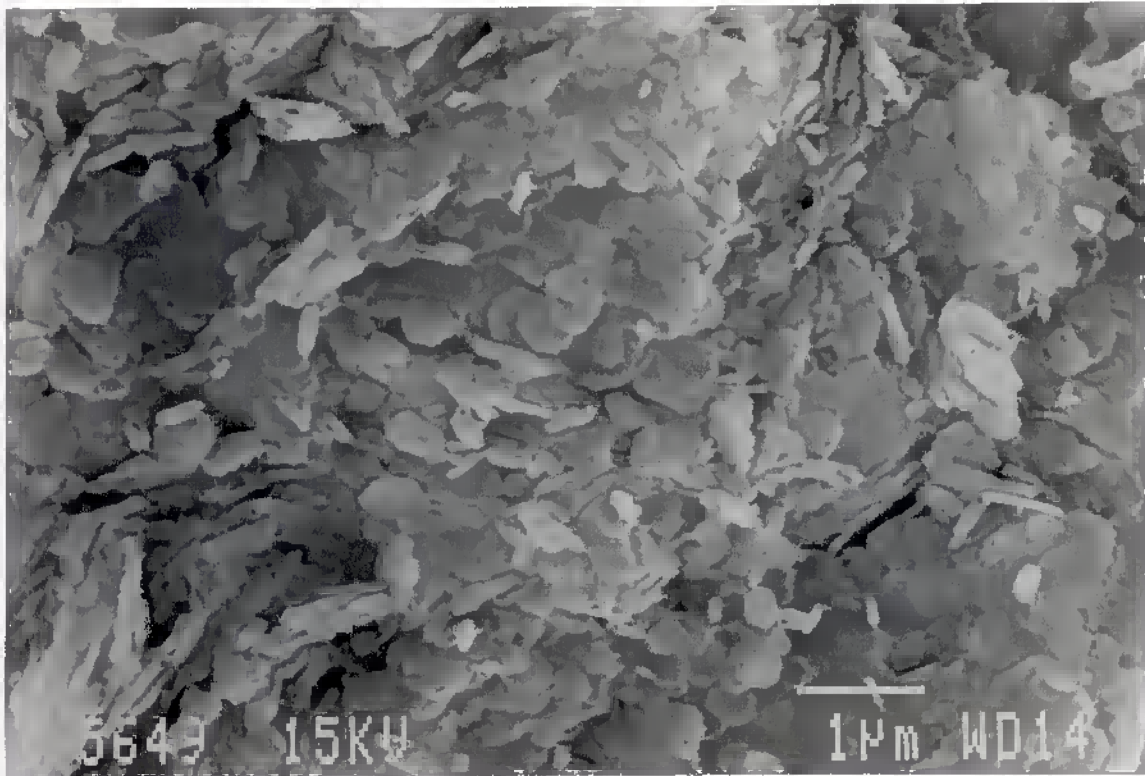


Figura 29 - Imagem de MEV do Caulim Superior do Morro do Felipe II

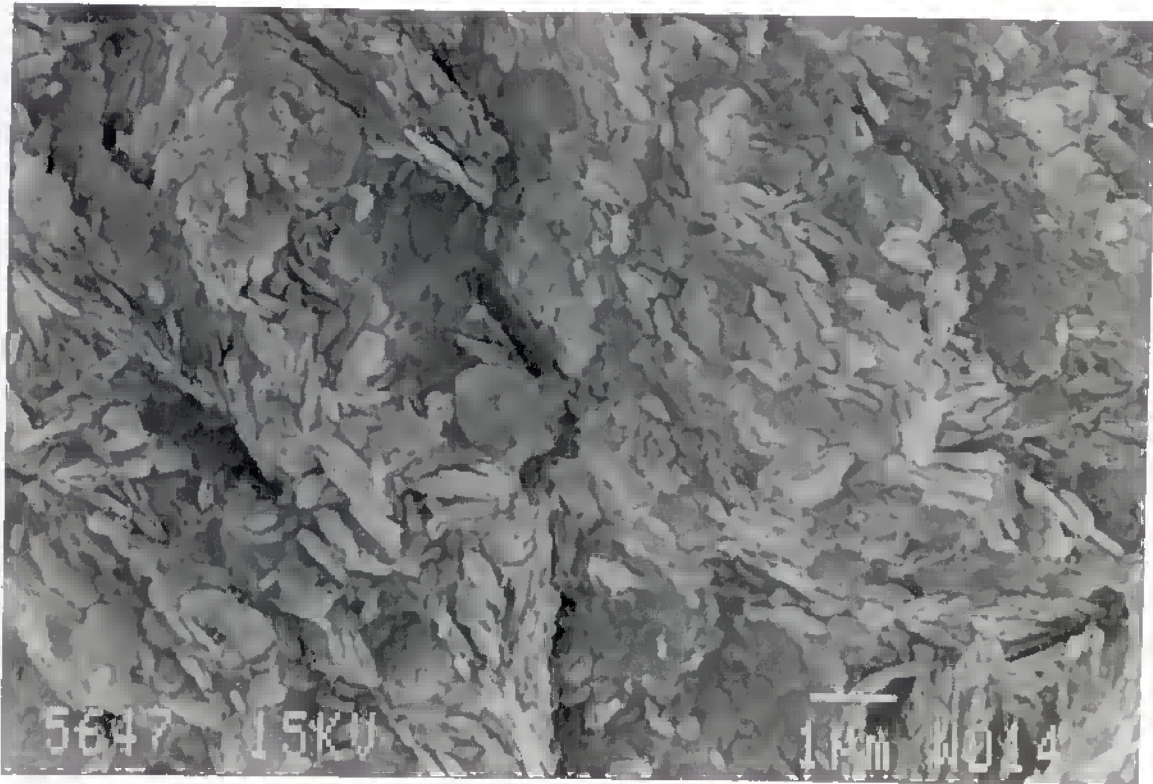


Figura 30 - Imagem de MEV do Caulim Superior do Morro do Felipe II

9.2.5 - Composição Química

Os resultados das análises químicas de 8 amostras do horizonte caulínico são apresentados na Tabela 9.

Tabela 9 - Composição química do caulim do Morro do Felipe II (em %)

AMOSTRAS	CAULIM SUPERIOR				N. AREN.	CAULIM INFERIOR		
	M 1	M 2	M 3	M 5		M 8	M 4	M 6
SiO ₂	43.16	44.06	43.88	44.62	49.50	42.72	43.82	43.62
Al ₂ O ₃	39.13	39.23	39.34	37.73	34.36	39.34	39.54	35.48
FeO	0.14	0.14	0.14	0.14	0.36	0.14	0.14	0.14
Fe ₂ O ₃	2.13	1.69	1.85	1.90	0.89	2.37	2.18	3.59
TiO ₂	1.45	1.33	1.21	1.17	0.79	1.64	1.25	2.89
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0.40	0.50	0.24	0.06	0.64	0.36	0.36	0.64
Na ₂ O	0.06	0.05	0.04	0.03	0.06	0.05	0.07	0.07
K ₂ O	0.03	0.02	0.02	0.02	0.09	0.02	0.05	0.11
PF	14.22	14.06	14.02	13.80	12.82	13.97	13.82	12.80
Mn ₃ O ₄	<10 #	<10 #	<10 #	<10 #	<10 #	<10 #	<10 #	<10 #
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.03	0.05	0.03	0.03	0.05	0.12
TOTAL	99.78	100.12	99.77	100.02	99.54	99.64	100.28	99.47
Fe ₂ O ₃ *	2.29	1.85	2.01	2.06	1.29	2.53	2.34	3.75

(#) valores em ppm;

(-) não detectado;

(*) Ferro total

O caulim apresenta razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ próximas de 1,178, valor considerado por GIESE (1988) como ideal para o mineral caulinita. No entanto, levando em consideração a presença de traços de quartzo no caulim e uma razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ algo mais baixa que 1,178 em algumas amostras, acredita-se que a caulinita em questão seja ligeiramente mais aluminosa que a normal. O ferro, presente sobretudo na sua forma Fe^{3+} , mostra-se levemente enriquecido no Caulim Inferior o que foi em parte constatado anteriormente (Tabela 10).

Tabela 10 - Razão sílica / alumina em 8 amostras de caulim do Morro do Felipe.

AMOSTRAS	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	NÍVEL
FM 1	1,131	
FM 2	1,152	
FM 3	1,144	CAULIM SUPERIOR
FM 5	1,182	
FM 8	1,440	⇒ NÍVEL ARENOSO
FM 4	1,114	
FM 6	1,137	CAULIM INFERIOR
FM 7	1,229	

No entanto, o caulim branco, de alta pureza e alvura, contém igualmente teores de Fe_2O_3 não desprezíveis (entre 1 e 2%), o que não parece corresponder ao conteúdo ínfimo de óxi-hidróxido reconhecido nas amostras analisadas. Esta discrepância poderia indicar que Fe encontra-se também na estrutura da caulinita, fato já sugerido por COURA et al. (1986) que apontaram a substituição parcial de Al por Fe como responsável pela desordem detectada na estrutura da caulinita do Morro do Felipe.

Os teores significativos de titânio correspondem ao anatásio sempre presente. O potássio, sódio e fósforo apresentam teores muito baixos enquanto que o magnésio, nitidamente mais abundante, sugere a presença de minerais ferro - magnesianos (clorita , esmectita) não detectados por difração de raios x.

9.3 - CROSTA FERRUGINOSA

9.3.1 - Descrição macroscópica

A crosta ferruginosa, pela sua estrutura grosseiramente colunar, mostra um grau bastante avançado de degradação. Cavidades tubulares subverticais encontram-se preenchidas por uma argila creme avermelhada, de textura terrosa, contendo poucos grânulos de bauxita porcelanada e de bauxita rosada grumosa, fragmentos milimétricos de crosta ferruginosa porosa e raros grãos de quartzo de até 2 mm de comprimento. As paredes dessas cavidades são revestidas por um filme de óxi-hidróxido de ferro que lhes confere um aspecto "envernizado" (Figura 31).



Figura 31 - Crosta laterítica colunar com cavidades subverticais preenchidas por argila e zona de transição para o Caulim Superior.

Os nódulos ferruginosos centimétricos, imersos na parte superior do pacote caulínico e restritos a esta zona são interpretados aqui como restos de crosta, poupados pela deferrificação e destruição total na fase tardia da evolução do perfil de alteração. As auréolas zonadas (anéis de Liesegang) que envolvem esses nódulos decorrem da difusão e migração centrífuga de Fe.



Figura 32 - Amostra da crosta ferruginosa do Morro do Felipe mostrando um sistema de tipo box-work.

A própria crosta é bastante porosa devido à presença de inúmeros poros móldicos provenientes da dissolução de grãos de quartzo. Estes poros são geralmente preenchidos por gibbsita macrocristalina. Embora normalmente maciça, a crosta mostra, localmente, estruturas de tipo "box-work" resultantes do preenchimento por óxi-hidróxido de ferro de finas fraturas e fissuras que isolam porções argilosas de coloração lilás a arroxeada.

Devido à dissolução parcial, mais raramente total, deste material argiloso, ocorrem zonas restritas de "box-work" altamente cavernosas, nas quais fica preservada apenas a malha de vênulas ferruginosas (Figura 32).

9.3.2 - Descrição microscópica

9.3.2.1 - Análise petrográfica

Em lâmina delgada a crosta laterítica apresenta-se na forma de um plasma criptocristalino ferro-argiloso de coloração avermelhada a amarronzada escura, podendo ser também totalmente opaco. São abundantes as estruturas coliformes e de segregação de oxi-hidróxido de ferro sob a forma de diminutos esferólitos bem definidos e mais ou menos densamente agregados (Figura 33).

Filonetes de óxi-hidróxido de ferro amarelados, translúcidos ou opacos, cortam o fundo matricial ferro - argiloso que, via de regra, exhibe uma extrema porosidade. Raros grãos de quartzo, sempre altamente fraturados e corroídos, encontram-se ainda inclusos na matriz. No entanto, a maior parte dos poros móldicos (provenientes da dissolução do quartzo) é preenchida por gibbsita macrocristalina que exhibe um maclamento polissintético bem marcado. Às vezes, a gibbsita aparece substituindo o quartzo (Figura 34). Em tais casos, este último

mineral constitui um núcleo envolto por uma auréola gibbsítica com a qual apresenta um contato brusco. O contato da franja de gibbsita macrocristalina com a matriz ferruginosa é também brusco.

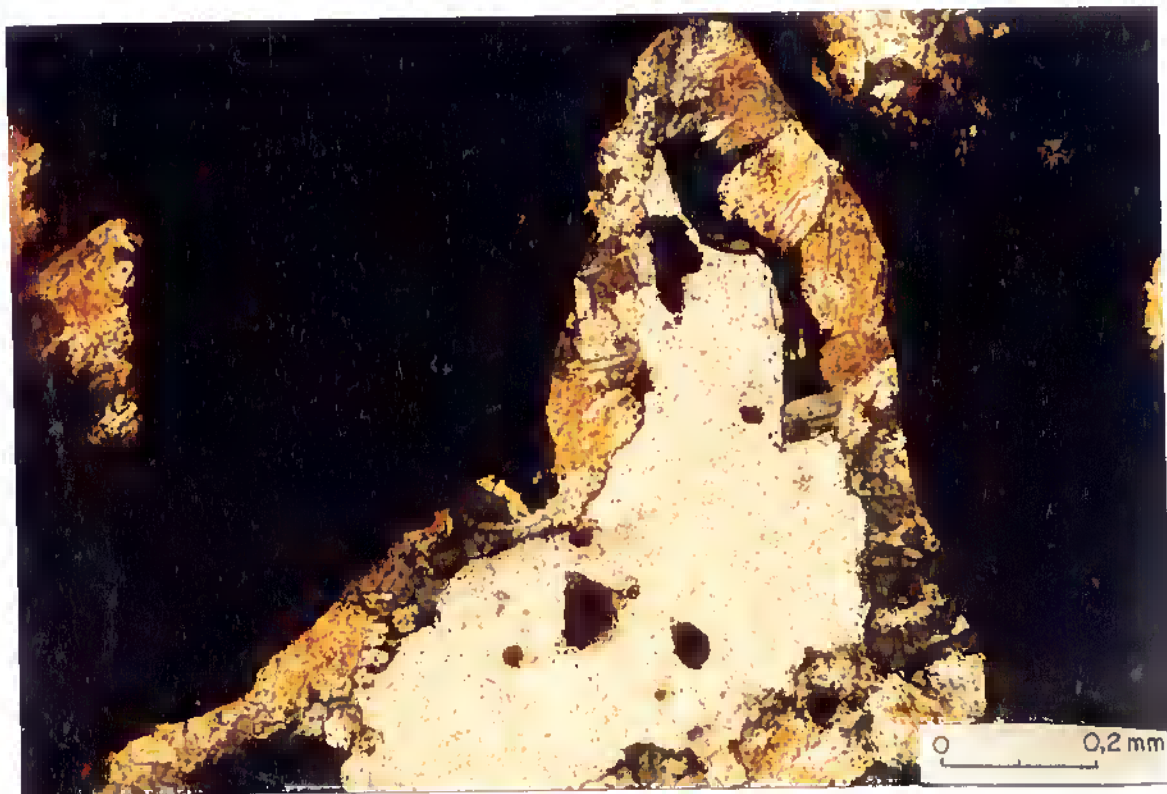


Figura 33 - Crosta ferruginosa. Grão de quartzo corroído com auréola de substituição de gibbsita macrocristalina.

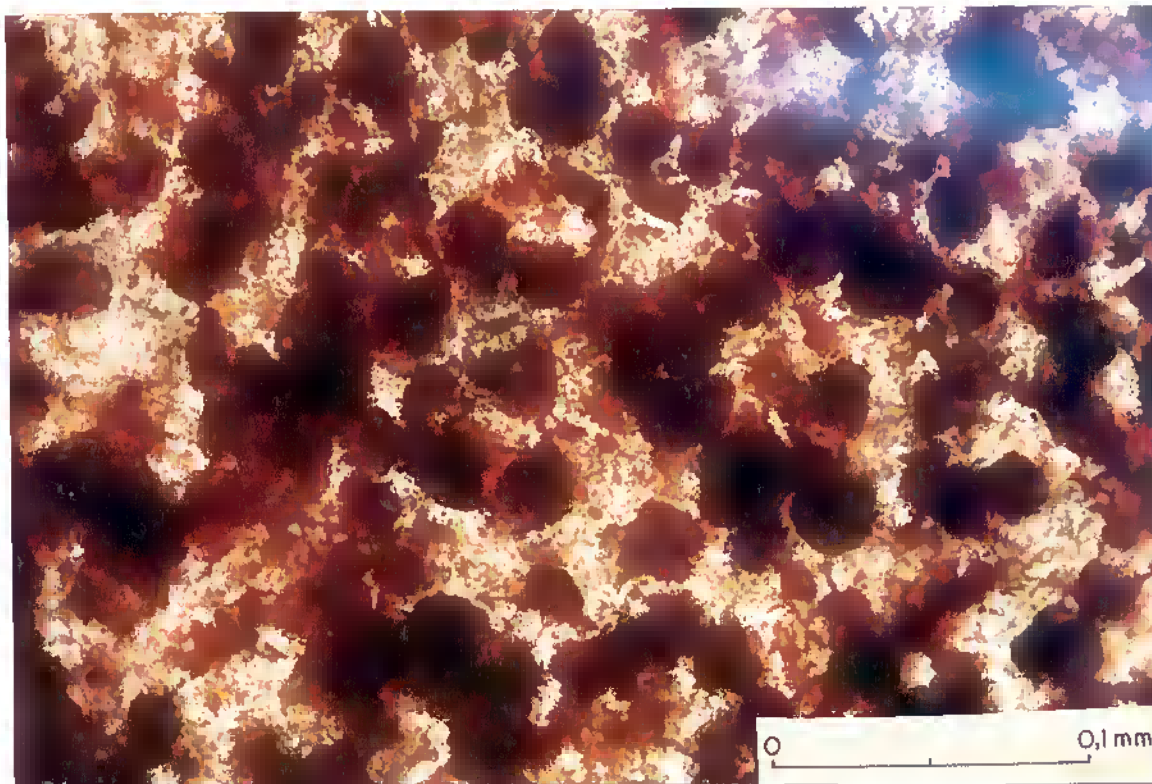


Figura 34 - Crosta ferruginosa. Textura esferulítica do plasma ferro - argiloso.

9.3.2.2 - Minerais pesados

Na argila que preenche as cavidades tubulares foram identificados : turmalina, rutilo, epidoto, zircão, hornblenda, tremolita - actinolita e minerais opacos (hematita).

As proporções de minerais transparentes e opacos são semelhantes na fração grossa (0,125 - 0,250 mm) e na fração fina (0,062 - 0,125 mm). Os minerais transparentes constituem aproximadamente 78 % e os minerais opacos 22 % do total.

9.3.3 - Análise mineralógica por difração de raios x

A análise por difração de raios x evidenciou na crosta a presença de hematita, caulinita, gibbsita e goethita em traços. (Figura 35).

Nas porções essencialmente ferruginosas a gibbsita é representada apenas por sua reflexão principal (002) e mostra-se mal cristalizada. O mesmo não se refere à gibbsita macrocristalina que preenche eventuais poros e fissuras. Esta gibbsita é, via de regra, muito bem cristalizada embora tal característica não se reflita no difratograma devido à pequena quantidade deste mineral na crosta. A caulinita, por sua vez, exhibe no difratograma um primeiro triplete relativamente bem expresso porém de pouca intensidade, enquanto que os dois outros são inexpressivos e em parte mascarados por picos bem desenvolvidos da hematita mediocrementemente cristalizada (reflexões largas). Os picos menores da caulinita não aparecem no difratograma. Este mineral apresenta, portanto, um baixo grau de cristalinidade. Por sua vez, o material argiloso das zonas de "box-work" é composto de caulinita melhor cristalizada que a do arcabouço ferruginoso. Este mineral mostra, no entanto, uma nítida distorção na sua estrutura cristalina (o primeiro triplete é substituído por uma banda única) A gibbsita contida na argila é representada por vários picos além da reflexão principal (002) e, conseqüentemente, apresenta um grau de cristalinidade médio. A hematita, embora bem expressa, não parece ser bem cristalizada. Tal fato é sugerido pela forma alargada das reflexões principais deste mineral e pela fraca definição de alguns picos secundários. Sinais de anatásio foram igualmente detectados.

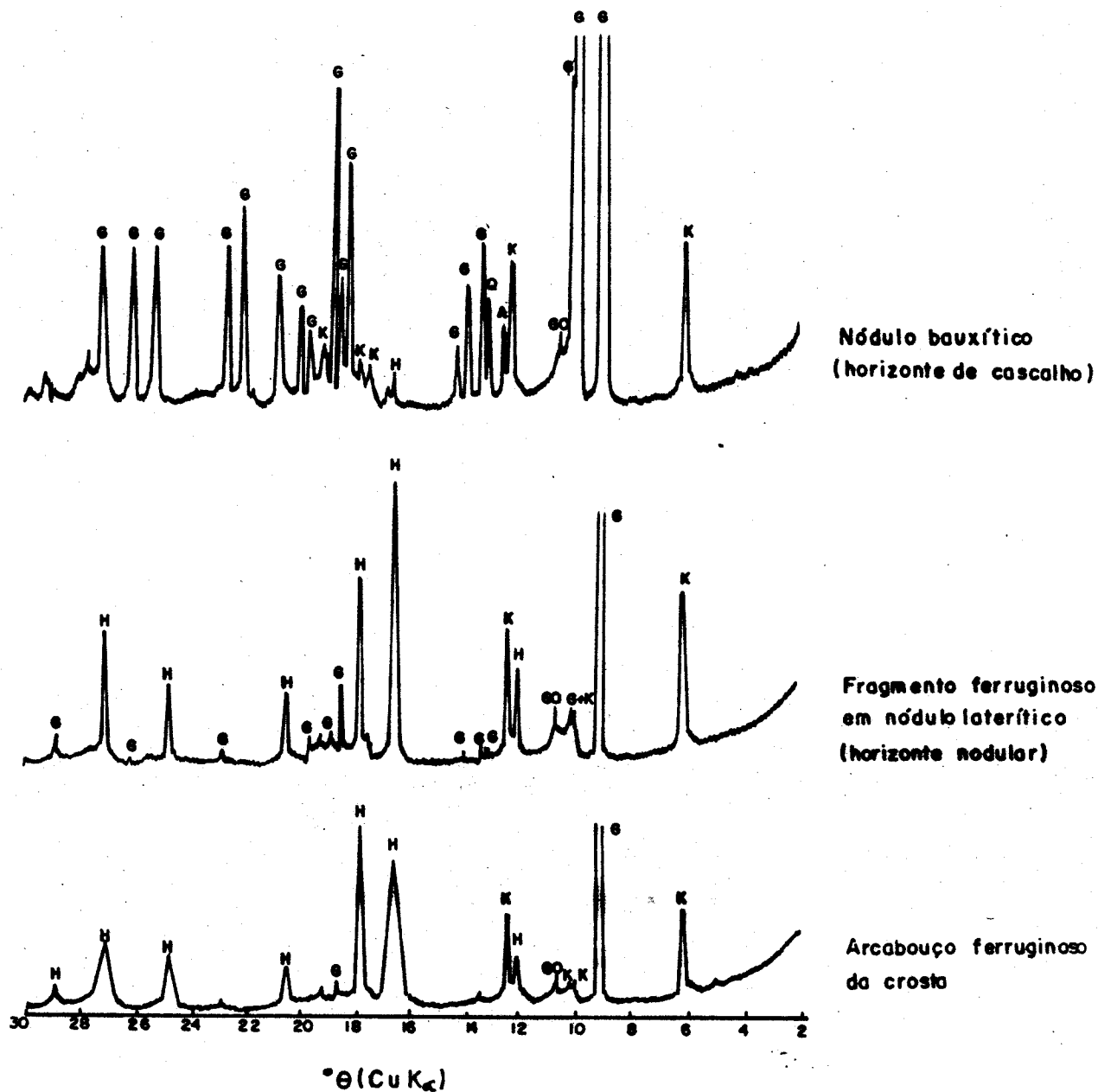


Figura 35 - Difratoogramas de raios x da crosta ferruginosa, de um fragmento ferruginoso (horizonte nodular) e de um nódulo bauxítico (horizonte de cascalho).

K - caulinita; Q - quartzo; G - gibbsita; GO - goethita; H - hematita; A - anatásio

A argila que preenche as cavidades da crosta ferruginosa compõe-se de caulinita mal cristalizada e de gibbsita com grau de cristalinidade bastante elevado. Além do anátasio, ocorre igualmente goethita cuja reflexão principal a 4,13 - 4,14 Å sugere uma substituição molar de FeOOH por AlOOH da ordem de 20 %.

9.4 - HORIZONTE NODULAR

9.4.1 - Descrição macroscópica

Os nódulos, de até 12 cm de comprimento, são irregulares, angulosos a arredondados e possuem uma superfície lisa revestida por um filme ferruginoso. Exibem uma textura brechóide devida à presença de fragmentos submilimétricos a centimétricos, angulosos a subarredondados de crosta ferruginosa imersos em matriz bauxítica rosada, algo grumosa e bastante porosa (Figura 36). Alguns desses fragmentos desenvolvem nas suas bordas um córtex goethítico de espessura irregular e de coloração amarelada. Fissuras e pequenas cavidades, freqüentes nesses nódulos, são preenchidas ou revestidas por gibbsita de aspecto porcelanado e coloração esbranquiçada (Figura 37).

A matriz argilosa apresenta coloração avermelhada, alta porosidade e consistência terrosa. Ela contém poucos grânulos de bauxita porcelanada esbranquiçada e de crosta ferruginosa além de raros grãos de quartzo de até 2 mm de comprimento.



Figura 36 - Nódulos lateríticos do perfil de alteração do Morro do Felipe.



Figura 37- Textura brechóide dos nódulos lateríticos, horizonte nodular do perfil A

9.4.2 - Descrição petrográfica

Ao microscópio, os fragmentos hematíticos opacos a translúcidos revelam uma alta porosidade e bordas fortemente dissecadas e, em geral, acentuados sinais de degradação. Os poros e fissuras são geralmente preenchidos por gibbsita meso- a macrocristalina maclada. Os córtex goethíticos são raros, descontínuos e destacam-se por sua coloração alaranjada. A matriz dos nódulos é localmente homogênea e apresenta-se na forma de um plasma ferro-aluminoso criptocristalino. Mais freqüentemente é constituída por esferólitos cimentados por gibbsita (Figura 38). Os esferólitos exibem normalmente formas algo irregulares e mostram-se geralmente interligados. São compostos de cristalitos de gibbsita intimamente associados a óxi-hidróxido de ferro criptocristalino, formando uma massa plásmica microcristalina, de coloração amarelada à luz natural. O cimento constituído por gibbsita mesocristalina maclada preenche os espaços interesferulíticos que correspondem geralmente a gretas de contração e, as vezes, a fissuras de dissolução. Observam-se igualmente esferólitos totalmente isolados na massa gibbsítica perfeitamente límpida à luz natural. Nestes casos, não são raras estruturas concêntricas nas quais os esferólitos constituem núcleos envoltos por franjas compostas de cristais de gibbsita orientados segundo um padrão radial. A gibbsita porcelanada que preenche fissuras e cavidades é amarelada, apresenta textura criptocristalina e exhibe comumente microestruturas fluidais (iluviação ?) ou coliformes.

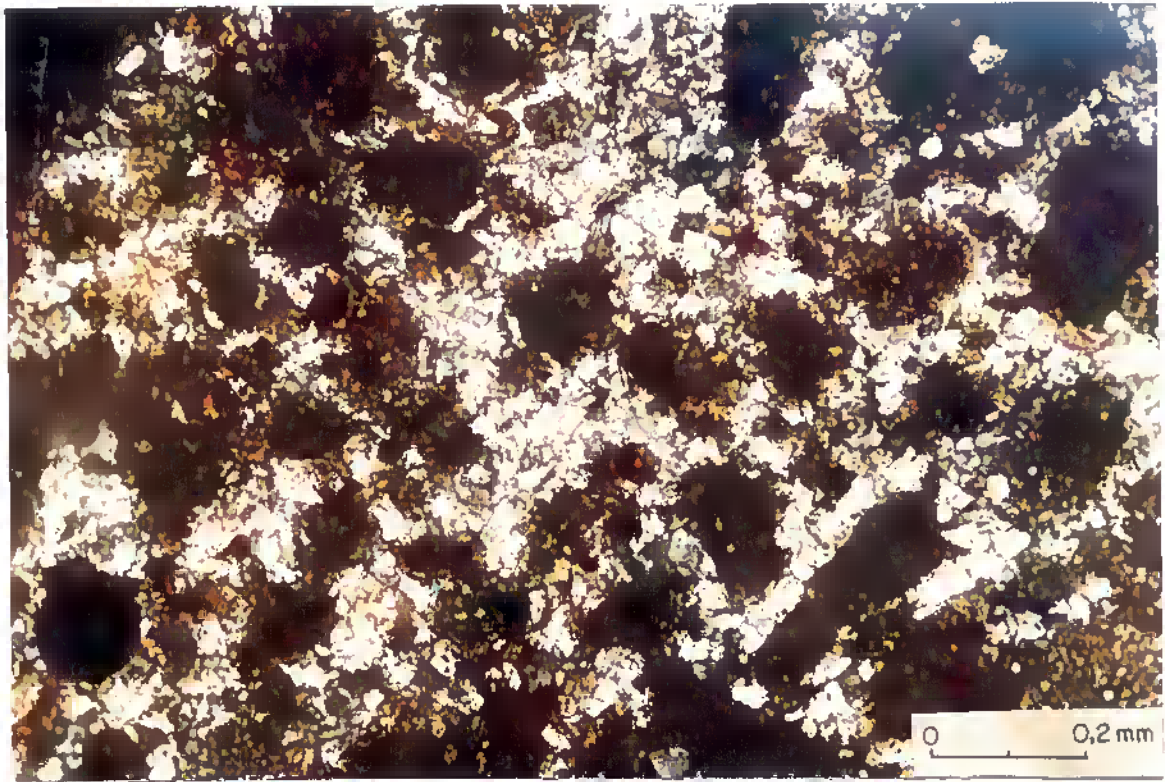


Figura 38 - Nódulo laterítico. Matriz esferulítica com cimento gibbsítico mesocristalino.

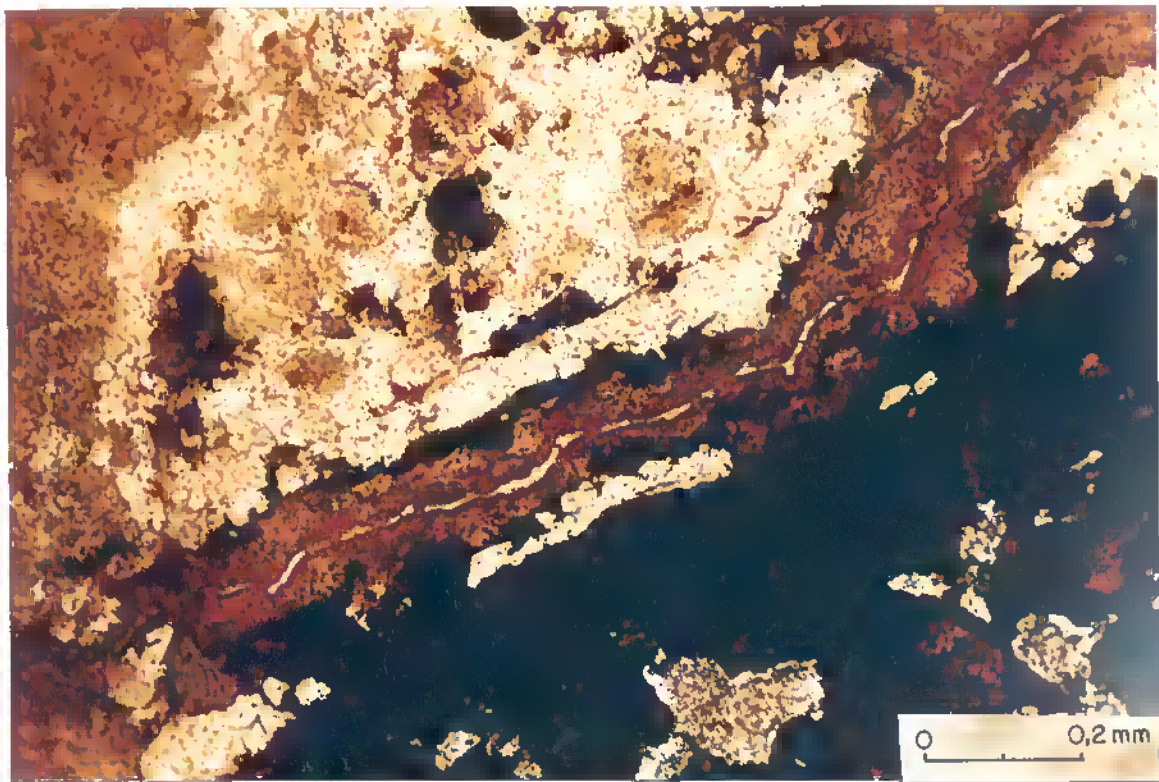


Figura 39 - Nódulo laterítico. Cutane entre fragmento ferruginoso e a matriz gibbsítica.

O óxi-hidróxido de ferro distribui-se de modo aleatório nessa matriz aluminosa e forma normalmente manchas disformes com bordas mal definidas. Cutanes argilo-goethíticos são bastante raros e destacam-se por sua coloração avermelhada a amarelada, seu zoneamento bem expresso e suas microestruturas coloformes (Figura 39).

9.4.3 - Análise mineralógica por difração de raios x

A difratometria de raios x revelou nos nódulos a presença de gibbsita, hematita, caulinita, traços de goethita e anatásio (Figura 35, página 88).

Nos fragmentos de crosta a reflexão principal da gibbsita (4,85 Å) é bem desenvolvida enquanto que as demais apresentam pouca intensidade. O hidróxido de alumínio é, portanto, mal cristalizado nas partes ferruginosas. Tal caracterização, no entanto, não se aplica à gibbsita meso- a macrocristalina que preenche poros e fraturas e é muito melhor cristalizada que a cripto a microcristalina. A hematita, ao contrário, é representada por reflexões intensas e estreitas, indicando um alto grau de cristalinidade. Os picos principais da caulinita (001 e 002) são bem expressos, porém os demais são fracamente desenvolvidos o que mostra que a caulinita contida nos fragmentos ferruginosos é mal cristalizada. A goethita, embora pouco abundante, apresenta uma reflexão nítida em 4,14 Å o que sugere tratar-se de goethita aluminosa, com grau de substituição molar de FeOOH por AlOOH da ordem de 20%.

Na matriz essencialmente gibbsítica dos nódulos, o hidróxido de alumínio mostra-se bem a muito bem cristalizado. Tal fato é devido à presença, além de gibbsita cripto a microcristalina que apresenta um grau de cristalinidade

médio, de abundante gibbsita meso a macrocristalina muito bem cristalizada que cimenta inúmeras fissuras e gretas de contração. Em contrapartida, a caulinita, fortemente subordinada, exibe na matriz um baixo grau de cristalinidade.

A matriz argilosa desse horizonte compõe-se de caulinita mal cristalizada e de gibbsita relativamente abundante e bem cristalizada. O anatásio está presente e a goethita com seu pico principal a 4,11 - 4,12 Å mostra um grau de substituição molar de FeOOH por AlOOH próximo de 30 %.

9.5 - HORIZONTE DE CASCALHO

9.5.1 - Descrição macroscópica

Os nódulos, neste nível, raramente ultrapassam 3 cm de comprimento, são geralmente alongados e subarredondados. A sua superfície é, via de regra, rugosa e exibe coloração rosada. Os nódulos apresentam textura fina, aspecto porcelanado e porosidade moderada. A coloração predominante é rosada clara a esbranquiçada embora as porções mais internas exibam geralmente diminutas manchas de cor lilás a arroxeadas, denotando um menor grau de lixiviação do ferro que nas bordas (Figura 40).

A matriz argilosa possui consistência terrosa, cor avermelhada clara e contém raros grânulos de bauxita porcelanada e diminutos grãos de quartzo.



Figura 40 - Bauxita porcelanada do horizonte de cascalho

9.5.2 - Descrição petrográfica

Os nódulos bauxíticos são, em sua maior parte, constituídos por um plasma micro- a criptocristalino gibbsita-goethítico que exibe uma coloração cinza-amarelada a ocre clara à luz natural. Distinguem-se, localmente, uma esferulitização incipiente e finas gretas de contração. Estas últimas e pequenas cavidades de dissolução, bastante freqüentes nos nódulos, encontram-se cimentadas por gibbsita mesocristalina límpida e maclada (Figura 41). Os poros móldicos são raros e encontram-se também preenchidos por gibbsita meso- a macrocristalina ou contêm ainda restos corroídos de grãos de quartzo parcialmente substituídos por gibbsita (Figura 42).

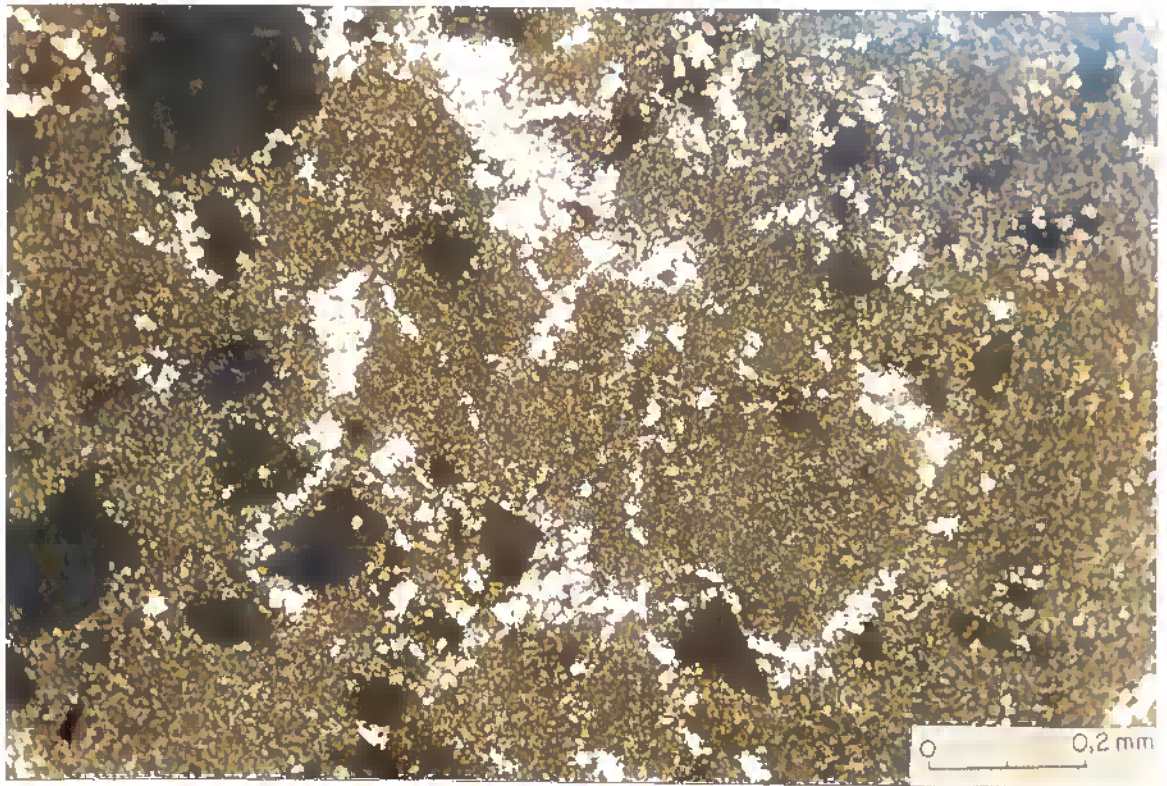


Figura 41 - Nódulo bauxítico. Gibbsita microcristalina com gretas de contração preenchidas por gibbsita mesocristalina

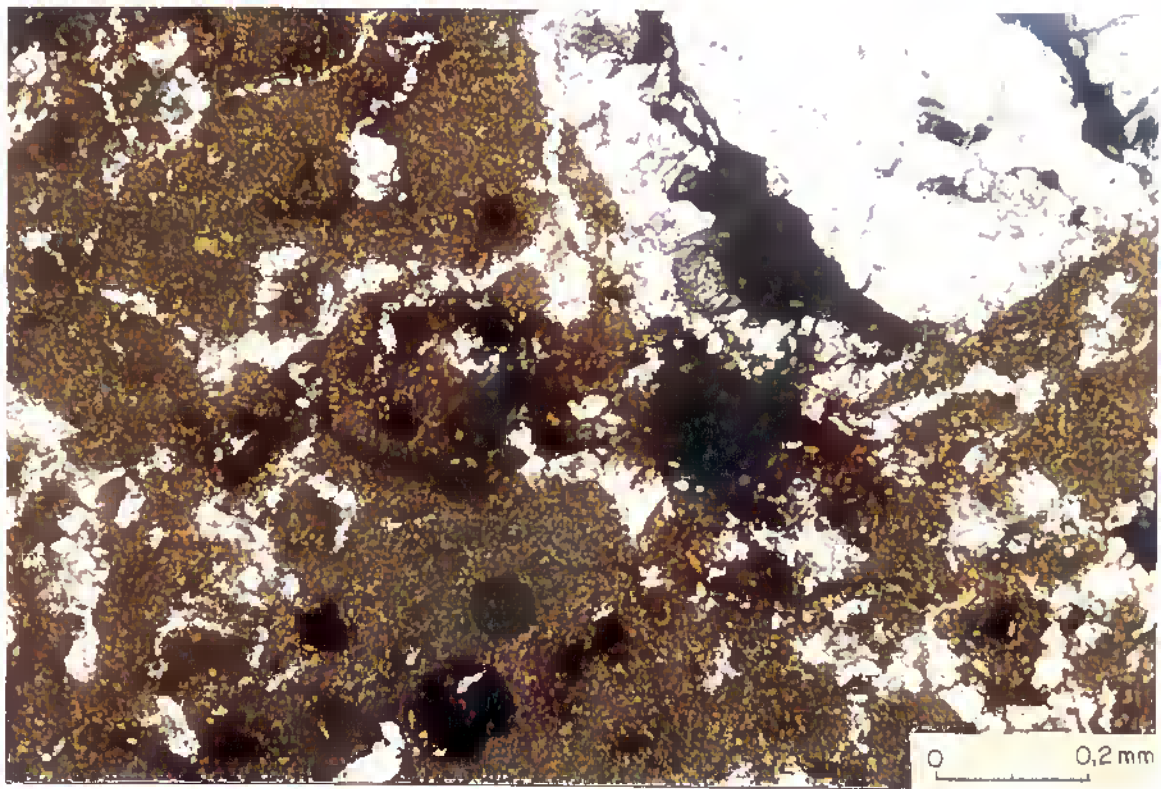


Figura 42 - Nódulo bauxítico. Substituição de quartzo por gibbsita.

9.5.3 - Análise mineralógica por difração de raios x

Nos nódulos bauxíticos foram identificados a gibbsita como mineral predominante, a caulinita fortemente subordinada bem como traços de hematita e de goethita. Ademais, observa-se claramente no difratograma a presença de anatásio (Figura 35).

A gibbsita representada por todas as suas reflexões bem desenvolvidas é muito bem cristalizada, enquanto que a caulinita mostra um baixo grau de cristalinidade. A goethita marcada por um pico a 4,13 Å revela um grau de substituição de FeOOH por AlOOH entre 20 e 25 %.

A matriz argilosa deste horizonte é semelhante em composição à do nível nodular sotoposto.

9.6 - CAPEAMENTO - ARGILA DE BELTERRA

9.6.1 - Descrição macroscópica

Este horizonte apresenta uma coloração avermelhada que grada, em direção ao topo, para tonalidades amareladas. Possui uma consistência terrosa e altíssima porosidade. É muito homogêneo, não tendo sido detectadas estruturas sedimentares reliquias. O aspecto geral deste nível é de um latossolo típico. Os grânulos de bauxita e de crosta ferruginosa disseminados na base não ultrapassam 1 cm de diâmetro. As porções esbranquiçadas exibem características físicas semelhantes às das partes mais ferruginosas, mostrando-se, no entanto, algo mais coesas e menos friáveis. O contato entre os dois domínios é marcado pela presença de uma zona delgada (~5 cm) e contínua de material litificado, rico em ferro, com sinais de concrecionamento. Esta franja ferruginosa lembra fortemente o nível de placon característico dos placossolos segundo FITZPATRICK (1972).

9.6.2 - Descrição microscópica

9.6.2.1 - Análise petrográfica

Ao microscópio, a cobertura argilosa aparece como um plasma translúcido amarelado, no qual se distinguem agregados difusos. Esta matriz é altamente porosa devido à existência tanto de poros móldicos como de diminutos túbulos interligados. Contém de forma dispersa grãos de quartzo e mica, cristais de gibbsita, bem como minerais pesados transparentes e opacos. Os grãos de quartzo são angulosos e fortemente corroídos. A gibbsita apresenta-se em agregados (gibbsita microcristalina) ou cristais euédricos a subédricos isolados com maclamento polissintético. A mica, muito rara, apresenta-se na forma de

palhetas tabulares com bordas irregulares. Trata-se provavelmente de muscovita degradada.

9.6.2.2 - Minerais pesados

Foram identificados essencialmente turmalina com forte pleocroísmo verde acinzentado a incolor, zircão, estauroлита, rutilo, anatásio, coríndon e epidoto, nesta ordem de abundância.

As proporções de minerais transparentes e opacos (hematita) variam muito no capeamento argiloso (Tabela 11).

Tabela 11 - Distribuição dos minerais pesados transparentes e opacos em algumas amostras de Argila de Belterra.

AMOSTRA	FRAÇÃO GROSSA (0,250 - 0,125 mm) MINERAIS		FRAÇÃO FINA (0,125 - 0,062 mm) MINERAIS	
	TRANSPARENTES	OPACOS	TRANSPARENTES	OPACOS
A - 1	75	25	64	36
A - 2	56	44	34	66
A - 3	41	59	25	75

9.6.3 - Análise mineralógica

9.6.3.1 - Difração de raios x

A análise revelou que a Argila de Belterra é composta essencialmente de caulinita e de gibbsita. O anatásio e a goethita são muito subordinados enquanto que o quartzo ocorre em quantidades mínimas e a hematita apenas em traços, com exceção do delgado nível litificado (Figura 43).

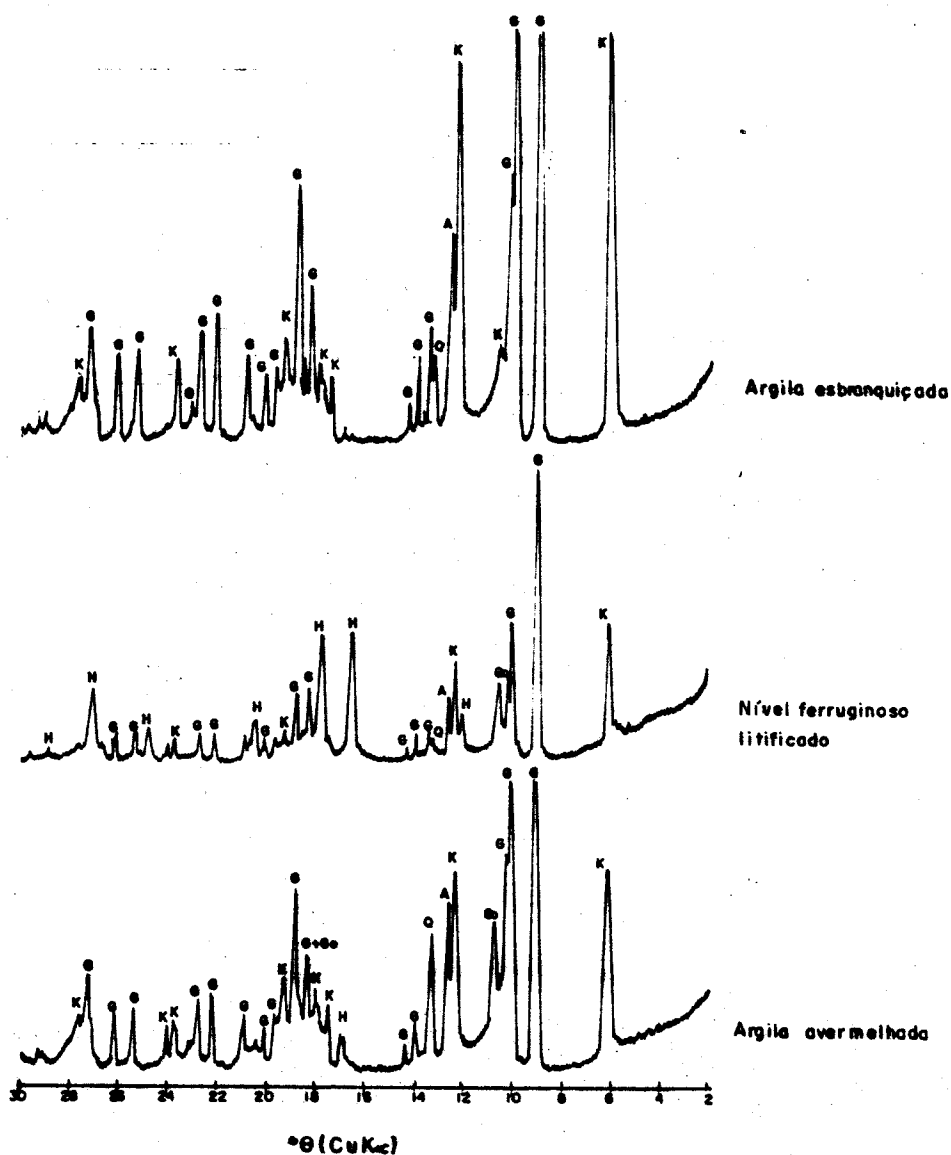


Figura 43 - Difratoigramas de raios x de algumas amostras de Argila de Belterra

A gibbsita, representada por todas as suas reflexões, mostra-se muito bem cristalizada, enquanto que a caulinita, ao contrário, é mal cristalizada e exhibe forte desordem estrutural ao longo do eixo b. Este último fato é indicado pela transformação sistemática dos tripletes em dubletes ou bandas e pela ausência das demais reflexões.

O anatásio, sempre presente, é assinalado por um pico bem desenvolvido em 3,52 Å.

A goethita aparece claramente só na Argila de Belterra não deferrificada e é marcada por picos a 4,11 Å e 2,41 Å indicando um grau de substituição molar FeOOH/AlOOH muito elevado de cerca de 30 % (SOLYMAR, 1969).

A franja litificado apresenta um quadro algo diferente. A gibbsita mostra um grau de cristalinidade um pouco inferior ao da própria Argila de Belterra, enquanto que a caulinita é mal cristalizada como no caso anterior. A hematita é abundante e bem cristalizada.

Tanto o anatásio como a goethita aparecem claramente. Este último mineral, bastante abundante, é expresso por uma reflexão principal a 4,16 Å correspondendo a uma substituição de FeOOH por AlOOH da ordem de 10 %.

9.6.3.2 - Análise termogravimétrica

Os termogramas da Argila de Belterra apresentam dois patamares e acusam perdas de massa variáveis de acordo com o conteúdo de óxi-hidróxido de ferro (Figura 44).

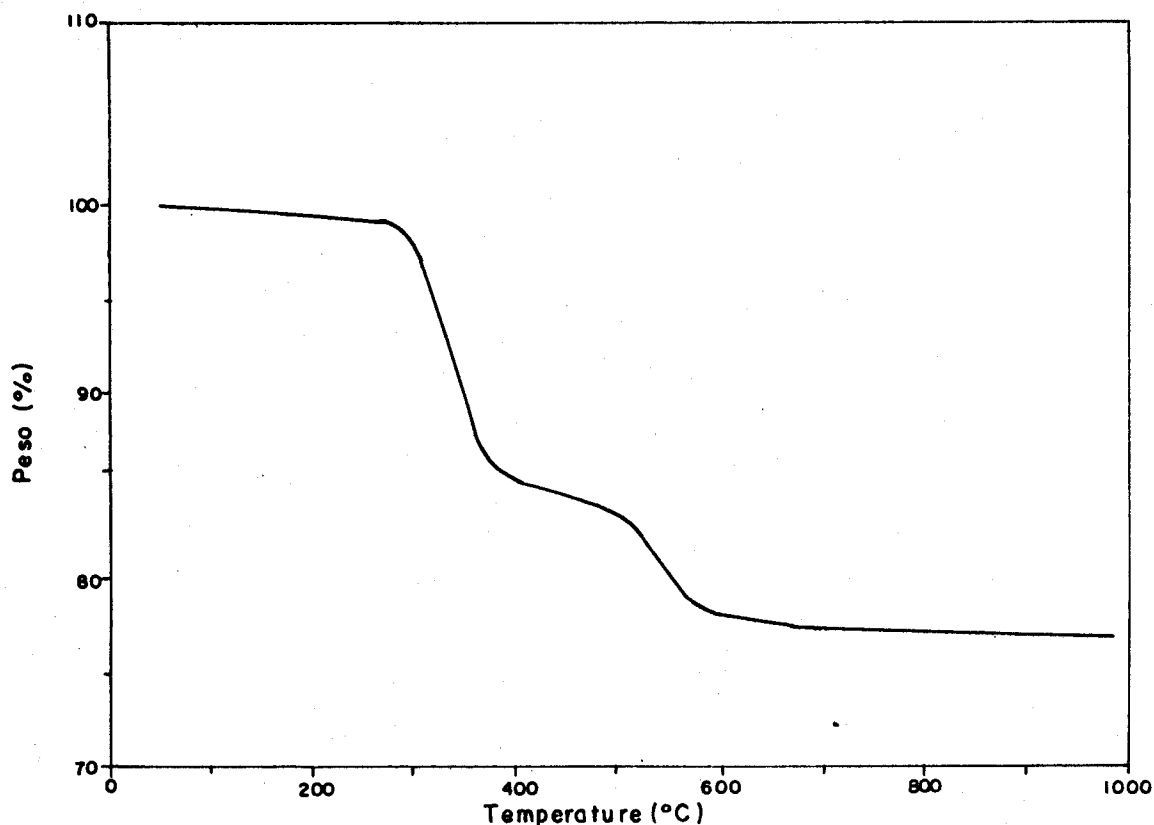


Figura 44 - Termograma da Argila de Belterra (análise termogravimétrica)

A primeira perda de massa, entre 280 e 380 °C, corresponde à desidroxilação da gibbsita e foi avaliada, em média, em cerca de 14 % do total do material argiloso analisado. Tal valor indica, neste último, um conteúdo de hidróxido de alumínio da ordem de 40 - 42 %. A desidroxilação da caulinita, por sua vez, deu-se entre 480 e 600 °C, causando uma perda de massa de aproximadamente 6 % o que corresponde a um teor 42 a 44 % desse mineral (Tabela 12).

Os termogramas do nível ferruginoso litificado mostram uma perda de massa menor devido ao teor bastante elevado de oxi-hidróxido de ferro neste material e à conseqüente diminuição dos conteúdos de gibbsita e de caulinita.

Nas porções deferrificadas da Argila de Belterra ocorre um leve aumento da perda de massa do topo para a base, relacionado principalmente à gibbsita. Este fato poderia significar um ligeiro enriquecimento em hidróxido de alumínio nas partes inferiores das zonas esbranquiçadas.

Tabela 12 - Análise termogravimétrica da Argila de Belterra.

Ti - Temperatura inicial AB - Argila de Belterra esbranquiçada
 Pm - Perda de massa FF - Amostras da franja ferruginosa
 Tf - Temperatura final AV - Argila de Belterra avermelhada

Amostra	Ti	Tf	Pm	Ti	Tf	Pm
	°C		%	°C		%
topo AB 7	280	340	13,0	485	565	6,0
AB 6	285	345	13,6	490	580	6,0
AB 5	280	345	13,3	485	580	6,0
AB 4	285	360	14,7	500	580	6,0
AB 3	285	345	14,4	500	580	6,5
AB 2	290	360	14,5	500	580	6,0
AB 1	290	365	15,5	500	580	5,5
FF 15	285	360	11,0	500	580	3,5
FF 14	285	350	11,0	480	560	3,0
base AV 17	300	380	14,0	510	600	4,0

9.6.3.3 - Análise por microscopia eletrônica

Ao microscópio eletrônico a Argila de Belterra aparece composta de cristalitos tabulares, geralmente irregulares, arredondados a angulosos embora alguns mostrem feições sub-hexagonais. Os cristalitos possuem 100 µm a cerca de

1 μm de diâmetro, a maior parte se situando abaixo de 0,5 μm (Figuras 45 e 46). Ademais, observam-se pequenos corpos globulares, mal definidos, de tamanho submicrométrico e com distribuição aleatória. Conforme os resultados das análises mineralógicas, a Argila de Belterra é essencialmente uma mistura íntima de cristalitos de caulinita e de gibbsita, não sendo possível distinguir claramente esses dois minerais. Acredita-se, no entanto, que os cristalitos tabulares correspondem à caulinita enquanto que a gibbsita assume a forma globular.

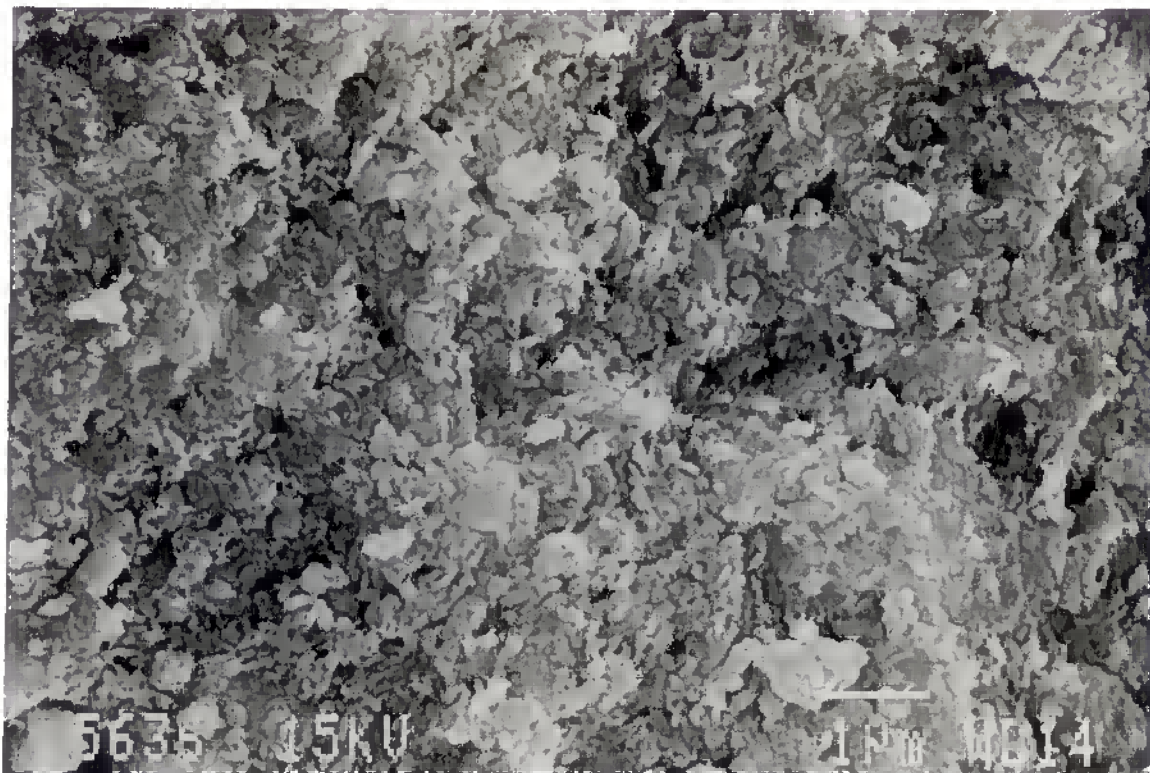


Figura 45 - Imagem de MEV da Argila de Belterra



Figura 46 - Imagem de MEV da Argila de Belterra

9.6.4 - Análise química

O teor de Al_2O_3 muito superior ao de SiO_2 na amostra analisada sublinha claramente a presença de abundante gibbsita na Argila de Belterra. A goethita, praticamente único mineral de ferro presente no capeamento argiloso, contém cerca de 10% de água o que corresponde a menos de 0,8 % em peso do total da amostra. Os mais de 20 % restantes de perda ao fogo denotam, portanto, também o elevado conteúdo de hidróxido de alumínio na Argila de Belterra. O quartzo sendo um componente muito subordinado do capeamento, estima-se que o seu conteúdo não ultrapassa 4 %. Se for considerado este teor, avalia-se os conteúdos de caulinita e de gibbsita em cerca de 44 % e 42 %, respectivamente. Por outro lado, se o quartzo for desprezado e toda a sílica considerada como constituinte da caulinita, o conteúdo deste mineral alcança 51 % enquanto que o de

gibbsita situa-se em torno de 37 %. Tais estimativas são coerentes com os resultados das análises termogravimétricas. Naturalmente, os conteúdos de ambos os minerais aumentam ligeiramente nas zonas deferrificadas da Argila de Belterra devido à quase total remoção do ferro. Ao contrário, na franja ferruginosa, o enriquecimento em óxido e hidróxido de ferro resulta na diminuição proporcional dos teores de caulinita e de gibbsita. Os demais elementos encontram-se em quantidades ínfimas, destacando-se apenas o magnésio, talvez devido à presença de traços de argilominerais (vermiculita, clorita ou esmectita) não detectados por difração de raios x.

Tabela 13 - Composição química de uma amostra da Argila de Belterra (%)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	PF
23.82	44.65	0.50	5.79	2.95	6.35	21.35
CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Mn ₃ O ₄	P ₂ O ₅	TOTAL
-	0.22	0.05	0.04	19#	0.09	99.46

(*) ferro total

(-) não detectado

(#) em ppm

10 - DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO

10.1 - EVOLUÇÃO DO MANTO DE ALTERAÇÃO

No perfil de alteração do Morro do Felipe foram identificados, da base para o topo, os seguintes horizontes : a) substrato essencialmente arenítico (Formação Alter do Chão); b) espesso pacote caulínico subdividido em Caulim Inferior e Caulim Superior, separados por um nível arenoso; c) crosta ferruginosa; d) horizonte nodular; e) horizonte de cascalho e f) capeamento argiloso ou Argila de Belterra.

A existência de seis horizontes bem individualizados, apresentando cada um composição, texturas e estruturas próprias indica que o manto intempérico do Morro do Felipe sofreu uma evolução complexa. Os contatos ora bruscos, ora gradativos entre estes níveis sugerem a participação, no desenvolvimento do perfil, de processos tanto químicos "in situ" como físicos.

Observa-se uma passagem gradativa entre o substrato arenítico e o caulim. Esta relação entre os dois horizontes é sublinhada, apesar dos efeitos da alteração, por sinais perceptíveis de estratificação no caulim, como por exemplo a presença de níveis mais arenosos. Notam-se também acentuados sinais de corrosão nos grãos de quartzo bem como indícios de deferrificação "in loco" em toda a massa caulínica na forma de manchas e auréolas de difusão do ferro (anéis de Liesegang). Ademais a pequena quantidade de quartzo contida no caulim não é coerente com a composição de um sedimento clástico continental, quanto mais de um depósito de espessura e extensão significativas. Tais fatos mostram que o material original tinha certamente uma composição diferente, era mais quartzoso e mais ferruginoso.

A ausência de qualquer tipo de discordância entre o arenito Alter do Chão e o caulim, bem como os sinais marcantes de transformações "in situ" não apoiam uma origem sedimentar para o caulim e sugerem, ao contrário, que se trata de um produto de alteração de sedimentos preexistentes.

A própria crosta ferruginosa não possui características de crosta laterítica. Não exibe sinais de concrecionamento e sim feições sugerindo a impregnação de sedimentos areno-argilosos por óxi-hidróxidos de ferro. Inicialmente, uma significativa quantidade de grãos de quartzo ficou inclusa nesta zona enriquecida em ferro, porém, com o prosseguimento do processo de alteração, esses grãos sofreram corrosão e finalmente total dissolução, conferindo a este horizonte uma alta porosidade. Nas zonas mais argilosas, fissuras de dessecação foram preenchidas por óxi-hidróxido de ferro, o que resultou, localmente, em formação de estruturas de tipo "box-work". Tratar-se-ia, portanto, de sedimentos Alter do Chão fortemente ferruginizados.

Os nódulos ferruginosos observados no topo do pacote caulínico e envoltos por auréolas de difusão do ferro são interpretados como reliquias da crosta ferruginosa que inicialmente possuía uma espessura maior que a atual. A degradação, através da deferrificação, da base da crosta teria sido causada pelo rebaixamento do nível freático e o conseqüente aprofundamento do perfil de alteração. O desenvolvimento de toda a parte inferior do manto residual e, em particular, da própria zona caulínica teria sido, portanto, tardio em relação à acumulação do ferro. A porção superior da crosta ferruginosa sofreu uma degradação menos acentuada, expressa por sua estruturação colunar e pela presença de cavidades tubulares. Estas últimas foram preenchidas por produtos argilosos provenientes dos horizontes superiores, o que é sugerido pela sua semelhança composicional com as matrizes dos horizontes nodular e de cascalho.

Cabe ressaltar que, ultrapassando o domínio da crosta ferruginosa residual, a argila aparentemente migrou até a parte superior do pacote caulínico, preenchendo fissuras e fraturas verticais neste último e isolando estreitas porções colunares de caulim.

O contato brusco entre :

o Caulim Superior e o horizonte nodular

a Argila de Belterra

a crosta ferruginosa e o horizonte nodular

o horizonte nodular e o horizonte de cascalho

o horizonte de cascalho e a Argila de Belterra

sugerem um retrabalhamento físico em várias etapas com a formação de uma discordância no perfil de alteração, entre o capeamento e a crosta, o nível nodular e o horizonte de cascalho.

No entanto, a presença de fragmentos da crosta ferruginosa e de produtos gibbsíticos porcelanados nos nódulos mostra que os três horizontes intermediários do perfil apresentam estreitas relações genéticas.

O nível nodular aparece como o resultado do desmantelamento de um nível bauxítico pretérito contendo fragmentos reliquiais de crosta ferruginosa. A textura esferulítica da matriz gibbsítica dos nódulos sugere que esta última teve como origem a dissolução incongruente da caulinita e outros eventuais argilominerais e o enriquecimento relativo em alumina coloidal. Seguiu-se a

desidratação e a cristalização progressiva do gel decorrente da flocculação dos colóides aluminosos. Entretanto, a gibbsita intimamente associada ao hidróxido de ferro não ultrapassou o estado microcristalino. O hidróxido de alumínio de granulação mais grosseira que preenche os espaços interesferulíticos e fissuras variadas nessa matriz precipitou-se posteriormente a partir de soluções aluminosas provavelmente verdadeiras e diluídas, seja residuais, seja provenientes da dissolução da gibbsita cripto- a microcristalina gerada antes. Essas soluções aluminosas migraram para zonas mais profundas, penetrando na crosta ferruginosa e permitindo a precipitação de gibbsita meso- a macrocristalina em poros de dissolução de grãos de quartzo. A gibbsita porcelanada, predominantemente criptocristalina, que preenche cavidades nos nódulos aparece neste contexto como resultante da dessilicificação de material argiloso (caulínico ?) que se depositou tardiamente nesses locais. As microestruturas encontradas na gibbsita criptocristalina mostram que houve iluviação de colóides aluminosos. A degradação e o desmantelamento desse nível bauxítico de textura brechóide, aliados a um possível porém limitado transporte, levaram à formação do horizonte nodular.

O cascalho bauxítico densamente empacotado apresenta um contato brusco com o horizonte nodular sotoposto e com a Argila de Belterra sobreposta. Caracteriza-se claramente como um nível de natureza coluvial cuja formação implicou, portanto, um certo transporte. A própria bauxita porcelanada que o constitui compõe-se de gibbsita predominantemente cripto a microcristalina, o que indica que se trata provavelmente de produto de dissolução da caulinita. Acredita-se que tal material tenha sido gerado diretamente por alteração de sedimentos argilo-arenosos, a certa distância do seu local de ocorrência atual. Supõe-se que tal bauxita foi gerada em sua maior parte em áreas mais elevadas topograficamente e não comportando crosta ferruginosa, por esta ter sido previamente erodida ou não

se ter formado . Decorreria de tal hipótese que as feições geomorfológicas originais da região eram algo irregulares, talvez bastante onduladas.

A Argila de Belterra possui todas as características de um latossolo. É homogênea, extremamente porosa e não comporta indícios de estruturas sedimentares e sim de intensa bioturbação. Apenas a sua composição difere da dos latossolos comuns devido ao seu alto conteúdo de gibbsita . Por outro lado, a Argila de Belterra repousa tanto sobre o Caulim Superior como sobre o horizonte de cascalho, em ambos os casos em contato brusco. Tais relações entre o capeamento argiloso e os níveis sotopostos sugerem a existência de uma discordância erosiva entre os dois conjuntos. Com base nessas constatações conclui-se que a Argila de Belterra formou-se por alteração intempérica de um sedimento argilo-arenoso continental, após uma fase erosiva que resultou em destruição de parte da crosta laterito-bauxítica e em subsequente aplainamento regional. A fonte mais provável deste depósito pretérito seria o próprio manto de alteração, mais exatamente os sedimentos intemperizados da Formação Alter do Chão ou o saprólito desenvolvido sobre eles e exposto em áreas próximas, topograficamente mais elevadas. Supõe-se portanto, que de início, o relevo na região, embora suave, era mais acidentado que a superfície aplainada dos platôs observada hoje. O transporte deste material argilo-arenoso deve ter ocorrido progressivamente na forma de fluxos de massa sob efeito de repetidas enxurradas até o preenchimento e nivelamento das zonas inicialmente mais deprimidas. Tal processo explicaria tanto a espessura localmente considerável do capeamento como as suas variações na área em estudo. A ampla redistribuição desse sedimento e o desenvolvimento de uma superfície de acumulação devem ter ocorrido em condições de clima seco a árido com precipitações torrenciais porém espaçadas.

Submetido a condições climáticas mais úmidas favorecendo a instalação de uma vegetação densa, o sedimento predominantemente quartzo-caulinitico sofreu intensa dessilicificação com dissolução quase total do quartzo e dissolução incongruente de parte da caulinita, o que permitiu um significativo enriquecimento em alumina e conseqüentemente em gibbsita. Resultou desta alteração um espesso latossolo caulinita-gibbsítico. Mais recentemente, houve, localmente, acumulação de matéria orgânica, possivelmente em ambiente pantanoso. Nas condições redutoras e ácidas assim geradas e sob efeito da intensa percolação de soluções no meio altamente permeável, o ferro sofreu redução, sendo quase totalmente lixiviado, provavelmente sob a forma de complexos férrico e ferro-orgânicos. No entanto, o caráter instável de tais complexos levou, em profundidade (isto é em condições fisico-químicas diferentes - menos ácidas e mais oxidantes) - à sua decomposição e à reprecipitação do ferro, formando-se uma franja de placon que separa a Argila de Belterra não deferrificada das porções mais superficiais esbranquiçadas.

10.2 - GÊNESE DO CAULIM

De acordo com o exposto nos capítulos anteriores acredita-se que a gênese do caulim do Morro do Felipe deu-se "in situ", às custas dos sedimentos Alter do Chão, após a formação e estruturação do perfil laterítico sobreposto e a deposição do sedimento proto - Argila de Belterra. Descartando-se "a priori" a origem hidrotermal, não são considerados convincentes os argumentos apresentados pelos defensores de uma origem tipicamente sedimentar, isto é, da deposição de um sedimento já caulínico. Nem a relativa imperfeição da forma dos cristalitos de caulinita, nem a sua eventual orientação - sobretudo no Caulim Inferior -, nem, enfim, a ausência de estruturas vermiculares em sanfonas

(booklets) ou em leques podem ser aceitas como indícios decisivos de uma origem sedimentar. Por outro lado, além dos fatos observados macroscopicamente à escala do perfil de alteração, o diminuto tamanho dos cristalitos, a sua distribuição desordenada e o seu freqüente intercrescimento, bem como o significativo grau de compactação e de litificação do Caulim Superior, apontam muito mais para uma origem intempérica. A diferença entre o grau de cristalinidade/desordem da caulinita dos dois níveis de caulim e o da caulinita contida no substrato e no nível arenoso intermediário apoia esta hipótese e sugere que a caulinização foi condicionada tanto pela composição original do sedimento como por condições físico-químicas específicas. Com efeito a caulinita em apreço exhibe características cristalográficas bastante próximas das da caulinita fortemente desordenada ao longo do eixo b, semelhante à caulinita de tipo "fire clay" de SOUZA SANTOS (1975) e DOUILLET & NICOLAS (1969), que compõe a argila "semi-flint" da região de Vila Aurora - Jabuti Maior, no NE do Pará, e foi interpretada por KOTSCHOUBEY & TRUCKENBRODT (1992) como sendo de origem diagenética. A comparação com o caulim do vale do rio Capim, no estado do Pará, considerado por HURST & BOSIO (1975) e MORAES (1994) como sendo de origem intempérica, revela diferenças marcantes. O caulim do vale do rio Capim é, com efeito, essencialmente composto de caulinita vermicular apresentando estruturas em sanfonas e cristalitos de até 30 μm de diâmetro (B. KOTSCHOUBEY, informação verbal). Por outro lado, a caulinita é muito bem cristalizada (MORAES, 1994), o que não ocorre no caulim do Morro do Felipe. Tais fatos poderiam expressar composições distintas das rochas matrizes bem como diferenças acentuadas nas condições de drenagem e na intensidade do processo gerador do caulim.

Acredita-se que a caulinização consistiu, por um lado, em marcantes mudanças mineralógicas e, por outro, em intensa deferrificação dos sedimentos

areno - argilosos. A morfologia e a distribuição dos cristalitos de caulinita sugerem que este mineral se formou a partir de uma fase amorfa originada por degradação de silicatos. Existem poucas informações sobre a composição dos sedimentos Alter do Chão não alterados. Sómente sinais de feldspatos são assinalados e não foram observados pseudomorfos segundo tais minerais, de modo que nada permite acreditar que os arenitos eram inicialmente arcóianos ou arcósios. Considera-se, portanto, aqui, que os sedimentos eram basicamente compostos de argilominerais e de quartzo em proporções variadas.

Tal constituição não é particularmente propícia a percolações muito intensas, sobretudo em presença de abundante fase argilosa. Sómente nos níveis arenosos mais permeáveis há migração significativa de soluções. Por outro lado, a participação da matéria orgânica no desenvolvimento da fase tardia do perfil intempérico do Morro do Felipe parece ter sido incipiente ou nula exceto em superfície onde individualizaram-se, através da deferrificação, porções esbranquiçadas da Argila de Belterra. Essas zonas branqueadas com feições de pseudo-canais ou pseudo-depressões mostram claramente que a ação da matéria orgânica teve efeitos apenas locais e afetou o capeamento numa espessura de apenas poucos metros. Nos horizontes sotopostos à cobertura argilosa, quanto mais no pacote de caulim, nenhum sinal sintomático de tal ação foi observado.

Os ácidos e complexos orgânicos sendo, via de regra, instáveis e portanto efêmeros, a sua influência na geração do caulim deve ser praticamente descartada. Em ausência de matéria orgânica, em condições úmidas e quentes, o meio permanece pouco ácido (pH 5,5 a 7) o que não permite a dissolução dos óxi-hidróxidos de ferro nem a remoção deste elemento. No entanto, em sedimentos pouco permeáveis a água migra muito devagar e chega a estagnar na zona saturada o que favorece, neste nível, o rebaixamento do Eh e a redução de Fe^{+3} para Fe^{+2}

que se torna solúvel na forma iônica ou de diversos complexos hidratados (DUCHAUFOR, 1995).

Concomitantemente, a hidrólise, em condições levemente ácidas, promove a degradação progressiva dos filossilicatos e a dissolução do quartzo. Numa primeira fase, os elementos mais solúveis - alcalinos e alcalino terrosos - são removidos, sobrando apenas esqueletos sílico-aluminosos ainda estruturados em tetraedros e octaedros. No entanto, prosseguindo-se a hidrólise estas estruturas acabam sendo destruídas. O silício é liberado em ambiente neutro a levemente ácido, principalmente na forma de complexo $\text{Si}(\text{OH})_5^- \cdot \text{H}_2\text{O}$ (TENYAKOV, 1973). A dissolução do quartzo, quanto a ela, leva à geração de moléculas neutras de ácido silícico $[\text{Si}(\text{OH})_4 \cdot (\text{H}_2\text{O})_2]$. O alumínio, com a ruptura das ligações Al-O, forma de início o complexo bastante solúvel $\text{Al}(\text{OH})_4^- \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (TENYAKOV, 1973). Contudo, devido à fraca migração das águas na zona de saturação em sedimentos ricos em argilominerais, tanto o silício como o alumínio permanecem praticamente "in situ", não ocorrendo uma remoção eficiente desses elementos. A sua coexistência resulta em formação de soluções coloidais silico-aluminosas. Através da floculação facilitada pela ausência de matéria orgânica estes produtos transformam-se numa fase amorfa (gel) que, após gradativa desidratação e reorganização estrutural, cristaliza na forma de caulinita. Em níveis mais permeáveis, por exemplo no horizonte arenoso, a migração das águas é mais intensa, estabelecendo-se condições algo oxidantes. Neste meio o ferro ferroso é mais instável e reprecipita sob a forma de óxi-hidróxido.

Com base no exposto acima acredita-se que no Morro do Felipe a caulinitização foi controlada essencialmente pelo lento rebaixamento do nível freático, ele mesmo resultante de um soerguimento regional durante um período considerável.

No Terciário Superior, após a formação da crosta ferruginosa/bauxítica e a deposição do sedimento proto- Argila de Belterra, movimentos epirogenéticos afetaram toda a Amazônia Oriental. A posição topográfica dominante da cobertura laterítica/bauxítica da Serra dos Carajás, da Serra de Trucará próxima de Tucuruí, da região de Paragominas - Acailândia e da região do Médio - Baixo Amazonas mostra claramente a importância e extensão deste soerguimento. Os movimentos foram, no entanto, suaves, de modo que amplas porções da cobertura residual do Terciário Inferior foram preservadas. Concomitantemente com o soerguimento regional, o lençol freático sofreu um progressivo e lento rebaixamento na busca de equilíbrio com o nível de base, proporcionando condições adequadas para a alteração de uma espessura considerável de sedimentos Alter do Chão. Nos níveis particularmente ricos em argilominerais e, portanto, pouco permeáveis, estabeleceram-se condições físico-químicas (redutoras e levemente ácidas) propícias à remoção do ferro e à dissolução dos filossilicatos sem evacuação substancial de Si e Al. Neste movimento "per descensum" várias dezenas de metros de sedimentos acabaram sendo profundamente afetadas pela alteração. As flutuações (sazonais ?) do nível freático e a circulação das águas subterrâneas deixaram o seu sinal na forma de bandamento irregular e de pseudo-estratificação, em particular na zona de Caulim Inferior. É possível que, iniciada no princípio do Terciário Superior e tendo passado por interrupções periódicas devidas a modificações climáticas, a caulinitização ainda esteja ocorrendo hoje em dia. A questão da cristalinidade e da desordem estrutural da caulinita permanece aberta. Cabe apenas ressaltar a diferença observada entre a caulinita do caulim "sensu stricto" e a caulinita melhor cristalizada do substrato alterado e do nível arenoso. É possível que, no primeiro caso, o meio permanentemente confinado e úmido tenha impedido uma melhor organização da estrutura da caulinita. Nas zonas mais permeáveis a dessecação periódica teria permitido a formação de caulinita mais

ordenada. O grau de cristalinidade é também, pelo menos em parte, função da permeabilidade do sedimento. Por outro lado, segundo Oberlim & Tchoubar e Gastuche apud SOUZA SANTOS (1975) a caulinita bem cristalizada, submetida à ação da água em meio ácido transforma-se em caulinita apresentando uma desordem ao longo do eixo b. Outra questão de difícil explicação é a diferença física entre o Caulim Inferior (maleável e de fácil desagregação n'água), e o Caulim Superior (poroso, mais litificado e de difícil desagregação n'água) embora composicionalmente os dois níveis sejam semelhantes. Certamente a orientação preferencial dos cristalitos de caulinita no pacote inferior tem aqui um papel importante porém as razões desta orientação e da falta dela no pacote superior não são claras. Composições diferentes dos sedimentos originais, algumas diferenças no processo de caulinitização, a acomodação e compactação sob efeito da pressão litostática, a impregnação pelas águas mais demorada do Caulim Inferior poderiam, talvez, explicar este fato.

10.3 - MODELO EVOLUTIVO

Considerando que a Formação Alter do Chão era inicialmente a única unidade aflorante na região, propõe-se as seguintes fases de evolução do quadro intempérico (Figura 47):

- 1) Ferruginização, em condições podzólicas e próximo à superfície, dos sedimentos Alter do Chão e conseqüente formação de uma crosta ferruginosa em zonas topograficamente rebaixadas. Nestas áreas, a existência de um nível freático raso favoreceu a desestabilização dos complexos ferri- e ferro-orgânicos e a precipitação de óxi-hidróxidos de Fe.

2) Degradação e fragmentação da parte superior da crosta ferruginosa, transporte lateral de produtos finos, predominantemente argilosos e deposição destes nas depressões, sobre a crosta parcialmente degradada.

3) Bauxitização por dessilicificação, nas zonas mais elevadas, dos sedimentos Alter do Chão não protegidos pela crosta e, nas áreas deprimidas, da matriz argilosa da crosta degradada. Formação da bauxita fina, porcelanada. Nas zonas mais rebaixadas, além da dissolução incongruente da caulinita e da formação de gibbsita fina houve aluminização, (acúmulo absoluto de alumina) que levou ao preenchimento, no nível bauxítico, de fissuras e de poros por gibbsita macrocristalina. Migrando para zonas mais profundas do perfil, a alumina precipitou na forma de gibbsita meso- a macrocristalina nos poros móldicos da crosta ferruginosa.

4) Degradação e retrabalhamento físico parcial da crosta laterito - bauxítica. Acumulação de nódulos eluviais (nível nodular) e seixos ou grânulos (nível de cascalho) em certas áreas, e denudação, em outras áreas, dos sedimentos alterados da Formação Alter do Chão.

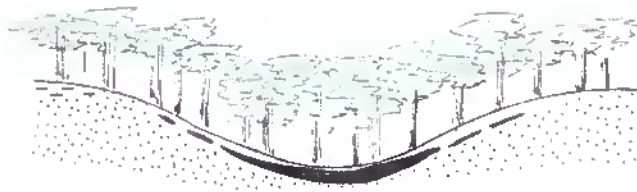
5) Na ocasião de possível reativação tectônica na forma de movimentos de blocos, deposição sobre os produtos de desmantelamento da crosta laterito-bauxítica ou os próprios sedimentos Alter do Chão de material areno - argiloso (de origem saprolítica ?) provavelmente sob a forma de múltiplos fluxos de massa.

6) Dessilicificação parcial do depósito areno - argiloso e formação de gibbsita. Formação da Argila de Belterra. Degradação da parte inferior da crosta ferruginosa em ambiente mais redutor e saturado, com início da caulinização relacionada ao rebaixamento progressivo do lençol freático.

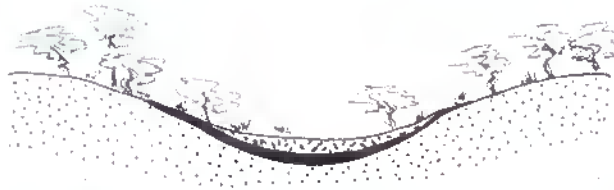
7) Eluviação de material argiloso oriundo dos horizontes nodular e de cascalho (e talvez da Argila de Belterra) e preenchimento das cavidades tubulares da crosta e das fissuras do topo do caulim em formação. Acumulação em superfície de matéria orgânica e geração, em áreas limitadas, de um ambiente ácido e redutor que promove a deferrificação parcial da Argila de Belterra em forma de pseudo - canais e a conseqüente concentração do ferro em franjas de tipo placon.

8) Continuação da caulinização com o rebaixamento progressivo do nível freático provavelmente até os dias atuais.

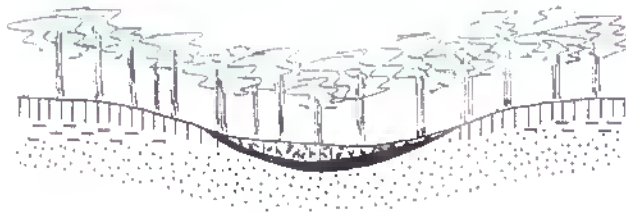
O modelo evolutivo proposto aqui se baseia em grande parte nas mudanças climáticas que parecem ter ocorrido durante o Cenozóico na região amazônica (KROOK, 1979; TRUCKENBRODT et al., 1982). No entanto, modificações periódicas das feições geomorfológicas, condicionadas tanto pelas mudanças acima citadas como por certa instabilidade tectônica, devem ter desempenhado também um papel importante na evolução do quadro supergênico do Morro do Felipe. Quanto ao próprio caulim, a sua gênese parece ter sido controlada sobretudo pelo gradativo soerguimento que afetou a região toda no Terciário Superior/Quaternário.



Ferruginização dos sedimentos Alter do Chão e formação da crosta ferruginosa. (clima úmido, condições podzólicas)



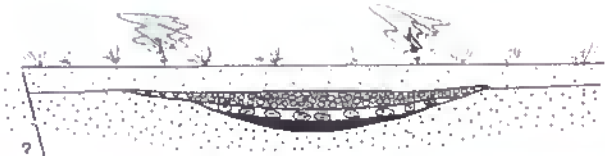
Degradação parcial e fragmentação em superfície da crosta ferruginosa. Acumulação de produtos eluvio-coluviais nas zonas topograficamente deprimidas. (período mais seco ?)



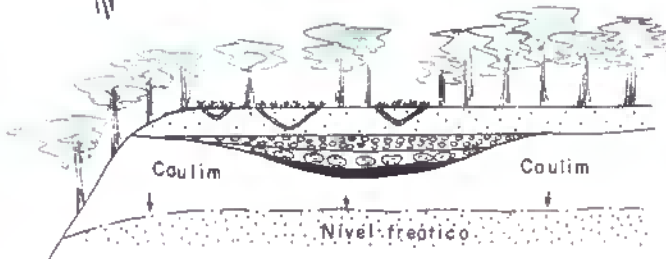
Bauxitização por dessilicificação dos sedimentos Alter do Chão e dos produtos eluvio-coluviais. Aluminização mais acentuada nas zonas deprimidas. (clima úmido com estações bem definidas, condições ferralíticas)



Degradação e dismantelamento da crosta bauxítica. Redistribuição física dos produtos de erosão na forma de depósitos eluviais e coluviais (horizonte nodular, horizonte de cascalho). Progressivo aplanamento. (clima seco)



Possível tectonismo; Retrabalhamento, transporte na forma de fluxos de massa e redeposição de sedimentos Alter do Chão alterados. Elaboração de uma superfície de acumulação. (clima predominantemente seco com fortes enxurradas)



Soerguimento regional. Inversão do relevo e individualização dos plotões. Progressivo rebaixamento do nível freático em relação à superfície e caulimização. Transformação da cobertura areno-argilosa em latossolo (Argila de Betterra). Desterrificação local deste último. (clima predominantemente úmido)

Figura 47 - Evolução da cobertura de alteração no Morro do Felipe

11 - CONCLUSÃO

O manto intempérico no Morro do Felipe desenvolveu-se sobre sedimentos siliciclásticos, predominantemente arenitos argilosos, da Formação Alter do Chão (Cretáceo Superior). Sustentando vastos platôs, testemunhos prováveis da Superfície Sul - Americana, esta cobertura de alteração comporta seis horizontes ou seja: a) substrato arenítico; b) espesso pacote caulínico subdividido em Caulim Inferior e Caulim Superior separados por um nível arenoso; c) crosta ferruginosa; d) horizonte nodular; e) horizonte de cascalho e f) capeamento argiloso ou Argila de Belterra.

A composição e as características texturais e estruturais desses horizontes bem como as suas relações de contato, bruscas entre os horizontes superiores, gradativas entre o arenito e o caulim e entre este último e a crosta ferruginosa, sugerem para o manto de alteração uma evolução complexa envolvendo tanto processos químicos como físicos.

Esta evolução polifásica iniciou-se com a ferruginização de sedimentos Alter do Chão a pouca profundidade e a geração de uma crosta ferruginosa de impregnação nas zonas mais deprimidas. Subseqüentemente a aluminização permitiu a individualização de um nível bauxítico na parte superior da crosta ferruginosa, enquanto que nas zonas mais elevadas topograficamente desenvolveu-se uma crosta bauxítica. O retrabalhamento físico, em condições climáticas mais áridas, de parte da cobertura litificada levou à formação de nódulos (horizonte nodular) e seixos e grânulos (horizonte de cascalho). Em seguida, a partir das áreas mais elevadas e liberadas de sua crosta bauxítica, ocorreu intenso retrabalhamento de sedimentos Alter do Chão alterados e/ou produtos saprolíticos

e seu transporte na forma de fluxos de massa, levando à formação de uma ampla superfície de acumulação. A evolução pedogenética posterior desses depósitos resultou na formação de um espesso pacote de latossolo chamado comumente Argila de Belterra.

No início do Terciário Superior, após a estruturação da cobertura laterito-bauxítica, a Amazônia Oriental foi submetida a movimentos epirogenéticos. Um amplo e gradativo soerguimento afetou igualmente a região do baixo rio Jari e a área do Morro do Felipe. O movimento ascendente das massas rochosas, por um lado, e o rebaixamento sistemático do nível freático na busca de equilíbrio com o nível de base, por outro, tornaram possível a alteração de um pacote espesso de sedimentos Alter do Chão. Níveis inicialmente mais ricos em argilominerais e portanto pouco permeáveis propiciaram condições relativamente ácidas e redutoras, favoráveis à deferrificação e à dissolução do quartzo e dos demais silicatos. Durante esta alteração a fase coloidal, resultante da decomposição de argilominerais e demais silicatos, evoluiu para um gel silico-aluminoso que, por sua vez, cristalizou transformando-se em caulinita com acentuada desordem ao longo do eixo b, semelhante à caulinita de tipo "fire clay". Os sedimentos alterados cederam o lugar a um espesso pacote de caulim com baixo conteúdo de quartzo.

Na sua parte inferior o caulim é pouco poroso e maleável enquanto que na sua parte superior ele apresenta alta porosidade, significativa litificação e fratura concoidal a sub-concoidal. O reduzido tamanho (1 μm) dos cristalitos de caulinita, à sua distribuição aleatória e o seu freqüente intercrescimento, bem como numerosos sinais de deferrificação, entre outros fatos, apoiam a hipótese da gênese "in situ" do pacote caulínico. Uma origem sedimentar ou diagenética parece pouco provável.

Acredita-se, conseqüentemente, que o caulim do Morro do Felipe foi gerado às custas de sedimentos argilosos da Formação Alter do Chão, após a formação e estruturação do perfil laterítico sobreposto e a deposição dos sedimentos proto - Argila de Belterra. A origem do caulim seria, portanto, intempérica porém ligada à ação das águas subterrâneas e não a processos de superfície propriamente ditos.

A caulinização iniciou-se provavelmente no Terciário Superior e foi um processo lento e altamente dependente das variações climáticas e de fatores tectônicos. A formação do caulim do Morro do Felipe se encaixa na complexa evolução supergênica da Amazônia Oriental durante o Cenozóico, sendo possível o seu prosseguimento até os dias atuais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSAD, R. 1973. Depósitos de bauxita da região de Paragominas(PA).In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 27., Aracaju, 1973. **Anais Aracaju, SBG, 1 - 24-25.**
- ASSAD, R. 1978. Depósitos de bauxita na Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais. Recife, SBG. v. 1. p. 2411 - 2519.**
- BADIA, D. 1974. **Contribution à l'étude minéralogique et géochimique de la kaolinisation par resiliçification des bauxites du Sud-Est de la France. Application de la spectroscopie infrarouge.** Thèse 3e cycle, Labo. Géol. Appl., Univ. Paris V I 1974.
- BARDOSSY, GY. & ALEVA, G.J.J. 1989. The Amazon Basin. A discussions review In: INTERNACIONAL CONGRESS OF ICSOBA, 6., 1989. **Travaux. Poços de Caldas, Brasil. v.19, p.455 - 458.**
- BEAUTELSPACHER, H. & VAN DER MAREL, H. W. 1976 **Atlas of infrared spectroscopy of minerals and their admixtures.** Amsterdam, Oxford, New York, Elsevier scientific publishing company. 399p.
- BOULANGÉ, B. & CARVALHO, A. 1989. **The genesis and evolution of the Porto Trombetas bauxite deposits in the Amazon Basin, Para, Brazil.** In: INTERNATIONAL CONGRESS OF ICSOBA, 6., 1989. **Travau. Poços de Caldas, Brasil. v.19 p.71-79.**
- BRANCO, P. M. 1982. **Dicionário de Mineralogia.** Porto Alegre, Editora Universidade. 264p.
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (Ed). 1980. **Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification.** London, Mineralogical Society. 495 p.
- BRISTOW, C. M., 1987. **Worldkaolins - Genesis, exploitation, and application.** **Industrial Minerals. 3 (8): 45-59.**

- CAPUTO, M. V. 1984 . **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basin of Brazil**. Califórnia, Universidade da Califórnia. 583p. (Tese de Doutorado).
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R. VASCONCELOS, D.N.N.; 1971. **Litoestratigrafia da bacia do Amazonas**. Belém, PETROBRAS - RENOR. 92p. (Relatório Interno, 641 A).
- CAPUTO, M.V. , RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. 1972. **Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas - Histórico Atualização**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. **Anais**. Belém, SBG. v. 3. p 35- 46.
- CHAUVEL, A. V.; ANDREAUX, F.; CERRI, C.C & LUCAS, Y. 1989. **Superficial evolution of Amazonian bauxite deposits**. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF ICSOBA, 6., 1989.. Poços de Caldas, Brasil. **Travaux**. v.19 p.45 - 53.
- CHUKHROV, F. V. 1969. Analogues of flint clays in Soviet literature. **Clays and Clay Minerals**, 1: 1 - 7.
- COSTA, J.A.V. 1991. **Geoquímica dos lateritos auríferos do Morro da Mina-Cassiporé (Amapá)**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 80p. Tese (Mestrado em Geoquímica) Curso de Pós-Graduação em Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1991.
- COURA, F.; MEORI, E. N.; KERN, R. S. 1986. Geologia do caulim do Jari. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, 1986. **Anais** Goiânia, SBG. v. 5. p. 2284 - 2258.
- CURTIS, C. D. 1983. Link between aluminium mobility and destruction of secondary porosity **Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, 67 (3): 380 - 393
- CURTIS, C. D. & SPEARS D. A. 1970. Diagenetic development of kaolinite. **Clays and Clay Minerals** Vol. 219 - 227.

- DAEMON, R. F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas histórico e atualização. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(2): 78-84.
- DAEMON, R. F. & CONTREIRAS, C. J. A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 25., São Paulo 1971. *Anais São Paulo SBG*, v. 3. p. 79-88.
- DEKKER, D. & STOOPS, G. 1988. Micromorphology of a laterite profile from the Trombetas area (Amazon - Brazil). In: INTERNATIONAL CONGRESS OF ICSOBA. 6., 1989. *Anais Poços de Caldas, Brasil*. v.19 p.20
- DENNON, W. H. & NORTON, H. A. 1977. Geology and geochemistry of bauxite deposits in the lower Amazon *Econ. Geol.*, 72: 82 - 89.
- DIMANCHE, F.; RASSEL, A.; TARTE, P.; THOREZ, J. 1974. The Kaolins: Mineralogy, deposits, uses. *Minerals Sci. Engng* 6 (4): 184 - 203
- DOUILLET P. & NICOLAS, J. 1969 Les minéraux du kaolin - Historique - Réflexions concernant les diverses classifications et nomenclatures - proposition d'une nomenclature nouvelle. *Bull. Soc. Fr. Ceram.*, 83: 15-18
- DUCHAUFOR, Ph. 1995. *Pédologie, sol, végétation, environnement*. Masson. 324p.
- EXLEY, C. S. 1976. **Observation on the formation of kaolinite in the St. Austell granite, Cornwall.**
- FITZPATRICK, E. A. 1972. Placosols, In: **PEDOLOGY, a systematic approach to soil science.**, p 209 - 213.
- FLAMENT, A. 1976. **Etude géologique, minéralogique et géochimique des formations kaoliniques associées aux bauxites varoises.** Thèse de Docteur de 3e cycle, Géochimie. Appliquée. Univ. Paris V I. p 120.
- FONT- ALTABA, M. 1975 - *Atlas de Mineralogia*. 4. Ed. Rio de Janeiro, Ediciones Jover, 84p.

- FRANZINELLI, E. & PIUCI, J. 1988. Evidências de neotectonismo na Bacia do Amazonas In: CONGRESSO LATINO - AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG. p 80 - 87.
- GADSDEN, J. A. 1975. **Infrared spectra of minerals and related inorganic compounds**. London, Butterworths. 277p.
- GALANE. & LA IGLESIA, A. 1977. **A discussion about kaolin genesis and synthesis**. In: INTERNATIONAL KAOLIN SYMPOSIUM AND MEETING ON ALUNITE, 8., Madrid-Rome, 1977. 7 - 16 - **Proceedings**. p. 1 - 16.
- GIESE, R. F . 1988. Kaolin minerals : structures and stabilities. In: **REVIEWS in Mineralogy. Hydrous phyllosilicates**. Bailey. v 19. p 29 - 66.
- GRIM, R. E. 1962 - **Applied clay mineralogy** Mc Graw - Hill Book Company, Inc. New York. 326p.
- GRIM, R. E. 1968. **International Series in The Earth Planetary Sciences. Clay Mineralogy** 2a. ed. 596p. Meeting on Alunite, 8., Madrid-Rome. 7-16-proceedings. p.1 - 16.
- GRUBB, P. L. C. 1979. Genesis of bauxite deposits in the Lower Amazon Basin and Guianas coastal plain. *Econ. Geol.*, 74 (4): 735-750.
- HALWARD, A.; SANCHEZ, C.; OLIVEIRA, A. P. 1977. Comparação entre algumas propriedades físico-químicas do caulim Amazon 88 e de outros caulins. *Rev. Bras. Tec.*, 8: p. 83-95.
- HIERONYMUS, B. 1973. Étude minéralogique et géochimique des formations bauxitiques de l'Ouest du Cameroun. *Cah. Orstom, Sér. Géol.*, 5 (1): 97-112.
- HIERONYMUS, B. 1976. Étude géologique, minéralogique et géochimique de l'alteration et de la bauxitisation des trachytes des monts Bamboutos. Académie Yougoslave des Sciences et des Arts, Comité International from l'étude des bauxites, d'alumine et d'aluminium, Traveau ICSOBA. v.13: 67-76.

- HIERONYMUS, B. & BILDGEN, P. 1981. **Précisions sur la nature minéralogique des premiers stades de l'altération bauxitique dans l'ouest du Cameroun.** In: CONGRÈS NAT. DES SOCIÉTÉS SAVANTES, Perpignan, Sciences Fasc. III, p. 421-432.
- HURST, V. J. & BOSIO, N. J. 1975. Rio Capim Kaolin deposits, Brazil. **Econ. Geol.**, 70 (5): 990 - 992.
- JORGE JOÃO, X. da S.; COSTA, J.L.; PASTANA, J.M.N.; LOBATO, T. A. M. 1975. Reconhecimento Geológico do Domínio Oiapoque - Jari. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém, 1975. **Anais Belém, DNPM** .: 241 - 266.
- JORGE JOÃO, X. da S et al. 1979. **Geologia da Região do Amapá e norte do Pará, projeto sudoeste do Amapá.** *Geologia N. 10. Seção geologia básica* 7, 126p
- KELLER, W. D. 1962. Diagenesis in Clay Minerals A review. **Clay and Clay Minerals** 11: 136 -139.
- KELLER, W. D .1970. Environmental aspects of clay minerals. **J. Sediment. Petr.** 40: 788 - 813.
- KELLER, W. D. 1976. Scan eletron micrographs of collectd from diverse environments of origin. (I - II). **Clays and Clay Minerals**, 24: 107-117.
- KELLER, W. D. 1978. Classification of kaolins exemplified by their textures in scan electron micrographs. **Clays and Clay Minerals**, 26: 1- 20.
- KELLER, W. D. 1981. The sedimentology of flint clay. **J. sed. petrol.**, 51: 233-244.
- KELLER, W.D.; HANSON, R.F.; HUANG, W.H.; CERVANTES, A. 1971 Sequential active alteration of rhiolitic vulcanic rock to endellite and a precursor phase of it at a spring in Michoacan, Mexico. **Clays and Clay Mineral**, 19 : 121-127.
- KESLER, T.L. 1956. Environment and origin of the Cretaceous kaolin deposits of Georgia and South Carolina. **Econ. Geol:** 51 (6) : 541-554.

- KESLER, T. L. 1970. Hydrothermal kaolinization in Michhoacan, Mexico. **Clays and Clay Minerals**, 18: 121-124.
- KISTLER, P. 1954. **Historical resumé of the Amazon Basin**, PETROBRAS: relatório interno -104 - A.
- KLAMMER, G. 1971. **Über plio- pleistozane Terrasse und ihre Sedimente im Unteren Amazonasgebiet**. Z. Geomorph. N. F. 15. p 62 - 106.
- KOTSCHOUBEY, B. 1984. Bauxitas do baixo Nhamundá, região do médio baixo - Amazonas. Natureza e gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, p. 3926 - 3940.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1981. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas - Açailândia (Estado do Pará - Maranhão). **Rev. Bras. Geoc.**, 11 (3): 193 - 202.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1992. Ocorrências de argila "semi-flint" no nordeste do estado do Pará In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 37., São Paulo, 1992. **Resumos expandidos**, São Paulo, SBG. p.17.
- KOTSCHOUBEY, B.; MENEZES, L.A. de Q.; TRUCKENBRODT, W. 1984. Nature et evolution des bauxites du secteur de Jabuti - Ipixuna (district de Paragominas, Etat du Pará, Brésil). In: CONGR. NAT. SOC. SAV., 109., Dijon, 1984. **Annales**. Dijon, Sciences, fasc. 1: 335-345.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; HIERONYMUS, B. 1986. As bauxitas da extremidade sul da serra de Trucará, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, 1986. **Anais** Goiânia, SBG. v. 5, ; 2259 - 2269.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; HIERONYMUS, B. 1987. **Phase and zonality of bauxitas alteration in the northeast of the late of Pará (Brazil)** -Internat. Symp. ICSSOBA. Tapolca (Hungary) 1985. **Proceedings**, vol 16 - 17, p 115 - 127.

- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; HIERONYMUS, B. 1994. **Gênese e Evolução das Bauxitas do NE do Pará - Nova Proposta.** In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, Belém, 1994. SBG v 4. p. 272 - 277.
- KREBS, A. S. J. & ARANTES, J. L. G. 1973. Pesquisa de caulim no Rio Capim, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 27., Aracaju, 1973. **Anais Aracaju, SBG. v 1, 181-191.**
- KRONBERG, B. I.; FYFE, W. S.; MCKINNON, B. J.; COUSTON, J. F.; FILHO, S. B.; NASH, R. A. 1982. Model for bauxite formation. Paragominas (Brazil). *Chem. Geol.*, 35 (3/4): 311-320.
- KROOK - 1979 - **Sediment petrographical studies in northern Suriname.** Amsterdam, Vrije Universiteit, Academisch Proefschrift. 154p.
- LIMA, M.I.C.; BEZERRA, P.E.L.; ARAÚJO, H.J.T. 1991. Sistematização da geologia do Estado do Pará In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais. Belém SBG. p. 322-335.**
- LOUGHNAN, F. C. 1978. Flint clays, tonstein and the kaolinite clayrock facies. *Clays and Clay Minerals*, (13): 387 - 401.
- LUCAS, Y.; KOBILSEK, B.; CHAUVEL, A. 1989. **Structure, genesis and present evolution of amazonian bauxites developed on sediments.** *travaux ICSOBA*, v.19, 81-94.
- LUZ, A. B. 1993 **Caulim': Um mineral industrial importante importante.** Rio de Janeiro : CETEM/CNPQ . 29p. (Série Tecnológica Mineral 65).
- MARUO, J. & BRAGA, S.L.C. 1987. Caulim. *Minérios*. 6(3): p. 86-87.
- MORAES, E. L. 1994. **Estudo mineralógico, geoquímicos e físicos de caulins em São Gabriel da Cachoeira-Ma, Manaus-Itacoatiara-Am r Br-010/rio Capim-Pa (Amazônia).** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 130p., Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geoquímica, Centro de Geociências ,UFPA, 1994.

- MURRAY, H. 1980. Major kaolin processing developments *Int. J. Miner. Process*, 7: 263 - 74.
- MURRAY, H. 1986. Clays. In: ULLMANN'S encyclopedia of industrial chemistry A7, p 109 - 136
- MURRAY, H. 1988. Kaolin minerals : Their genesis and occurrences. In: *REVIEWS in Mineralogy. Hydrous phyllosilicates. Bailey. v 19. p 67 - 89.*
- MURRAY, H. & LYONS S. C. 1956. Correlation of paper-coating quality with degree of crystalline perfection of kaolinite. *Clays and Clay Minerals*, (4): 31 - 40.
- MURRAY, H. & PATRIDGE, P. 1982. Genesis of Rio Jari Kaolin In: *INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE ,35., 1982. Developments in Sedimentology . p. 279-291.*
- MURRAY, H. 1988. Kaolin minerals : Their genesis and occurrences. In: *REVIEWS in Mineralogy. Hydrous phyllosilicates. Bailey. v 19. p 67 - 89.*
- NAKAMOTO, K. 1970. *Infrared spectra of inorganic and coordination compounds*. 2 ed. London, Wiley. Interscience. 338p.
- NICOLAS, J. , HIERONYMUS B.; KOTSCHOUBEY, B. 1969. *Geoquimie. C. R. Acad. Sc. Paris*, t, 268, jun 1969.
- O'CONNELL, D. C.; EVANS, K. G.; HINCH, P. 1989. Kaolin- An Austrália perspective. *Industrial Minerals*. Decembero/89. p.54-59.
- PANDOLFO, C. 1979. Bauxita, Caulins e Argilas na Amazônia. *Cerâmica* ,25 (109). 1 - 15.
- PATTERSON, S. H. & MURRAY H. 1984. Kaolin, refractory clay, ball clay, and halloysite in Norte America, Hawaii, and the Caribbean Region. *Geological survey professional papers* 1306 57p.
- PEMBERTON, M. J. 1983. The processing of china Clays. *Industrial Chemistry Bulletin*. S.p.
- PETROV, V.P. 1991 - The nature of thick zones of paleoweathering, *International Geology Review*, 33 (1) : 49 - 61.

- PICKERING, JR. S.M., & HURST, VERNON J. 1989. Commercial kaolins in Georgia. **Geologia geological Society Guidebooks** 9(1): 29-75.
- PRINCE, L. I. 1960. Dentes de theropoda num testemunho de sonda no estado do Amazonas **An. Acad. Bras. Ci.**, Rio de Janeiro 32 (1): 79-84.
- SANTOS, J.O.S. 1975. A inaplicabilidade do termo "Barreiras" na geologia da Amazônia central e ocidental. Manaus. CPRM. 133 -720p.
- SCHOBENHAUS, C. 1984. **Geologia do Brasil**, Ministério das Minas e Energias, DNPM. Brasília (DF)
- SILVA, S. P. 1994. Caulim In: Brasil. DNPM. **Anuário Mineral Brasileiro**: p. 36-37.
- SILVA, S. P. & DUARTE, A. L. S. 1983. Depósito de Caulim do Morro do Felipe, Município de Mazagão- Amapá. Relatório. n. 1734. DNPM. 12 p.
- SMYKATZ - KLOSS, W. 1974. **Differential thermal analysis, application and results in mineralogy**. Berlin Heidelberg New York, Springer - Verlag. 185p
- SOLYMAR, K. 1969 - Alumogoethit in den ungarischen bauxiten. **Ann. Inst. Géol. Publ. Hung.** Vol. LIV, fasc. 3, BUDAPEST. P. 359 - 373.
- SOMBROEK, W.G. 1966. **Amazon Soils. A reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon Region**. Wageningen, Centre for Agri. Publ. Document, 292 p.
- SOUZA SANTOS, P. 1975 **Tecnologia de argilas, aplicado às argilas brasileiras**. São Paulo, Edgard Blücher, Ed. Universidade de São Paulo. 2v.
- STUBICAN, V. & ROY, R. 1961. Isomorphous Substitution and infrared spectra of the layer lattice silicates. **Am. Mineral**, 46:32-51.
- SUGUIO, k. 1980 **Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica**. São Paulo: Edgar Blucher 499p.
- SUSZCZYNSKIE. F.1975 **Os Recursos minerais e potenciais do Brasil e sua metalogenia**, Rio de Janeiro, Interciências, 536 p.

- TENYAKOV, V. A. 1973. Geochemistry and Mechanism of principal act of laterite process, In: CONGRÈS INTERNATIONAL. 3. ,. Nice : 1973. ICSOBA.. p203 - 207.
- THOREZ , J. 1976. **Practical identification of clay minerals; a handbook for teachers and students in clay mineralogy.** Belgique, G. Lelatte. 90 p.
- TRUCKENBRODT, W. & KOTSCHOUBEY, B. 1981. Argila de Belterra - Cobertura Terciária das bauxitas amazônicas. *Rev. Bras. Geoc.*, 11(3): 203-208.
- TRUCKENBRODT, W. & KOTSCHOUBEY, B.. 1982. Alguns aspectos microfaciológicos das bauxitas na parte Leste da região Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 32., Salvador, 1982. *Anais.* Salvador, SBG. v. 2. p 35 - 46 .
- TRUCKENBRODT, W. & KOTSCHOUBEY, B.. 1994 Aspectos petrográficos e geoquímicos de bauxitas na Amazônia Oriental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. 4., Belém 1994 *Anais,* Belém, SBG.p289- 290.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B.; GOES, A. M.; 1982. Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte Leste da região Amazônia In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. 1., Belém ,1994. *Anais,* Belém, SBG. p 201 - 209.
- TRUCKENBRODT, W. ; KOTSCHOUBEY, B.; SCHELLMANN, W. 1991. **Composition and origin of the clay cover on north Brazilian laterites**
- VAN OLPHEN, H. & FRIPIAT, J.J., 1979 **Data handbook for clay materials and other non-metallie minerals.** Oxford, Pergamon Press, 346p.
- VIEIRA, L. S. 1988. **Manual da ciência do solo - com ênfase aos solos tropicais.** São Paulo, Ed. Agronômica Ceres, 464p.
- WOLF, F.A.M. 1972. **Bauxita na Amazônia.** Belém, DNPM, (Relatório interno, 5) 46p.
- WOLF, F.A.M. & SILVA, J.M.R. 1973. **Província bauxitífera da Amazônia.** Belém, DNPM, (Relatório interno, 5) 35 p.