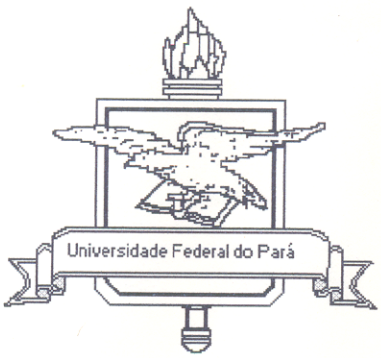


Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

"EVOLUÇÃO RECENTE DA COBERTURA DE ALTERAÇÃO NO PLAT^N1 - SERRA DOS CARAJÁS ".

TESE APRESENTADA POR

CLÓVIS WAGNER MAURITY

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

Data de Aprovação 26/04/95

Comitê de Tese:

BASILE KOTSCHOUBEY (Orientador)

MARCONDES LIMA DA COSTA

JOÃO JOSÉ BIGARELLA

BELÉM

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

EVOLUÇÃO RECENTE DA COBERTURA DE ALTERAÇÃO NO PLATÔ N1 - SERRA DOS CARAJÁS-PA.

TESE APRESENTADA POR

CLÓVIS WAGNER MAURITY

BELÉM - PARÁ
1995

A minha esposa Rosa e filhas, Gabriela e Mariana, que são a minha razão de ser e viver.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Basile Kotschoubey pela valiosa orientação, estímulo e paciência dedicada na elaboração desta tese.

À Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO) pela infra-estrutura básica durante as etapas de campo e pela utilização de informações sobre a região pesquisada.

À Companhia Vale do Rio Doce (SUMIC) pela permissão concedida para desenvolver este estudo, e em especial ao Geólogo José Roberto Cordeiro e ao Técnico Carlos Conceição pelo apoio dado.

Ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, na figura de seus pesquisadores, funcionários e colegas que auxiliaram na orientação e discussão dos resultados analíticos.

Ao CNPq, órgão ao qual estive ligado na condição de bolsista e pelo apoio financeiro a este trabalho.

Aos membros do Grupo Espeleológico Paraense - GEP , em especial a Dirse Clara Kern e Roberto Paranhos pelo apoio de campo e ao Prof. Roberto Vizeu pelas importantes discussões que tivemos.

Aos professores, funcionários e alunos do Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFPa pelo convívio e aprendizado durante o curso de mestrado.

A toda a família e pessoas que direta ou indiretamente contribuiram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA i

AGRADECIMENTOS ii

RESUMO 1

ABSTRACT 3

1 - **INTRODUÇÃO** 5

1.1 - OBJETIVOS 5

1.2 - FEIÇÕES PSEUDOCÁRSTICAS NOS TERRENOS LATERÍTICOS. 5

1.3 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA 10

1.4 - ASPECTOS FISIOGRÁFICOS 12

1.4.1 - **Relevo** 12

1.4.2 - **Drenagem** 12

1.4.3 - **Clima** 12

1.4.4 - **Vegetação** 13

1.5 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL 13

1.6 - EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA REGIÃO 15

1.7 - METODOLOGIA 16

2 - **CONTEXTO GEOLÓGICO DO PLATÔ N1** 17

2.1 - ASPECTOS GERAIS 17

2.2 - A COBERTURA LATERÍTICA 18

2.2.1 - **Laterita ferro-aluminosa** 19

2.2.2 - **Brecha hematítica** 22

2.2.3 - **Conglomerado laterítico** 25

2.3 - FEIÇÕES DE DEGRADAÇÃO ATUAL 29

2.3.1 - **Textura pseudopisolítica** 29

2.3.2 - **Textura porosa** 30

2.3.3 - **Estrutura colunar** 33

3 - **FEIÇÕES PSEUDOCÁRSTICAS DO PLATÔ N1** 34
3.1 - GENERALIDADES 34
3.2 - FEIÇÕES DOLINIFORMES 34
3.3 - AS GRUTAS DO PLATÔ N1 35
3.3.1 - **Morfologia** 37
3.3.1.1 - Gruta Falsa 37
3.3.1.2 - Gruta da Bomba D'água 40
3.3.1.3 - Gruta da Fenda 40
3.3.1.4 - Gruta do N1 42
3.3.1.5 - Gruta da Guarita 45
3.3.2 - **Geologia** 45
3.3.2.1 - Gruta Falsa 45
3.3.2.2 - Gruta da Bomba D'água 47
3.3.2.3 - Gruta da Fenda 49
3.3.2.4 - Gruta do N1 50
3.3.2.5 - Gruta da Guarita 51
4 - **DESENVOLVIMENTO DAS FEIÇÕES PSEUDOCÁRSTICAS** 53
4.1 - TEXTURAS E ESTRUTURAS FAVORÁVEIS 53
4.2 - FORMAÇÃO DAS ZONAS DE BAIXA DENSIDADE 54
4.3 - EVOLUÇÃO DAS FEIÇÕES PSEUDOCÁRSTICAS 56
5 - **SOLOS E DEPÓSITOS DE CAVERNAS** 58
5.1 - SOLOS E SEDIMENTOS 58
5.2 - GUANO 60
5.3 - ESPELEOTEMAS 62
5.3.1 - **Oxi-hidróxidos** 63
5.3.2 - **Fosfatos** 64
5.3.3 - **Sulfatos** 71

6 - **FORMAÇÃO DE ESPELEOTEMAS** 76

7 - **CONCLUSÕES** 83

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 86

RESUMO

A espessa cobertura residual do platô N1 da serra Norte, Província Mineral de Carajás desenvolveu-se essencialmente sobre metavulcanitos básicos e formações ferríferas bandadas do Grupo Grão Pará do Arqueano. Este manto de alteração é constituido por laterita ferro-aluminosa, canga brechóide hematítica e conglomerado composto de seixos e fragmentos angulosos desses dois litotipos. Após a sua formação no final do Terciário Inferior, a crosta litificada sofreu uma progressiva degradação causada, por um lado, por variações climáticas e, por outro, por um lento soerguimento regional e o consequente rebaixamento do nível de base. Com o contínuo prosseguimento da alteração intempérica em profundidade, ocorreu na parte superior da crosta uma intensa pseudopisolitização e, dentro dela, a formação de sistemas anastomosados complexos de fissuras e túbulos. A mobilização e a redistribuição de Fe e Al na crosta levaram a geração de cutanes e de bolsões de produtos neoformados ferruginosos e aluminosos. Na interface da crosta com o saprólito ou dentro da própria crosta apareceram zonas de baixa densidade altamente porosas e permeáveis como resultado da ação conjunta de soluções percolando "per descensum" ricas em Fe e Al, e de fluxos laterais de águas subterrâneas. A evolução posterior dessas zonas de baixa densidade resultou em formação de depressões doliniformes e de numerosas cavernas. O estudo detalhado de cinco grutas do platô N1 revelou a presença de espeleotemas compostos de oxi-hidróxidos, fosfatos e sulfatos de Fe e/ou Al, que constituem revestimentos de pisos, paredes e tetos, e preenchem fissuras e fendas. A fosfatização de materiais residuais foi igualmente observada nas cavernas, em particular no topo de blocos abatidos de laterita e de brecha hematítica. Acredita-se que o ferro e o alumínio dos espeleotemas tiveram como fonte o meio laterítico enquanto que os outros constituintes, isto é, o fósforo, enxofre, potássio e cálcio tiveram uma origem coprogênica. Com efeito, acumulações de guano de morcego semidecomposto foram

encontradas nas grutas investigadas, em particular nas quais os espeleotemas são mais abundantes. A presença de colônias de morcegos e de finos depósitos de gel revestindo superfícies próximo às acumulações de guano, sugerem que espeleotemas ainda estão se formando nessas grutas.

ABSTRACT

The thick residual plateau N1 of Serra Norte, Carajás Mineral Provinces, was essentially developed on basic metavolcanics and banded iron formations of the Grão Pará Group of Archean Age. This alteration mantle is constituted by ferro-aluminous laterite, hematitic brecciated canga and conglomerate composed of pebbles and angular fragments of these two rock types. After it was formed in the end of Lower Tertiary, the duricrust underwent a progressive degradation caused, on one hand, by climatic variations and, on the other, by a slow regional uplifting and the consequent lowering of the base level. While weathering proceeded in depth, intense pseudo-pisolitization took place in the upper part of crust and complex anastomosed systems of cracks and tubules developed within this horizon. Also, mobilization and redistribution of Fe and Al in the duricrust yielded the generation of cutans and pockets of ferruginous and aluminous neoformed products. At the interface of the duricrust with the saprolite or within the duricrust, highly porous and permeable "low density zones" appeared as a result of the joint action of Fe and Al-rich "per descensum" percolating solutions and of lateral fluxes of underground waters. The farther evolution of these "low density zones" brought the formation of doliniform depressions and numerous caves. The detailed study of five caves from the plateau N1 revealed the presence of speleothems composed of oxi-hydroxides, phosphates and sulfates of Fe and/or Al which constitute floor, wall and roof coatings as well as cavity fillings. Phosphatization of residual materials was also observed in the caverns, in particular at the top of detached roof blocks of laterite and hematitic breccia. It is thought that iron and aluminum of the speleothems proceeded from the lateritic environment, whereas the other constituents, that is, phosphorus, sulphur, potassium and calcium were of coprogenic origin. In fact, accumulations of semidecomposed bat guano have been found in the studied caves, mainly in those which contain the most relevant speleothems. The presence in the

caverns of bat colonies and of thin gel deposits coating surfaces close to guano accumulations suggests that speleothems are developing nowadays.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - OBJETIVOS

A ocorrência de feições pseudocársticas em terrenos lateríticos reflete a modificação tardia desses últimos. As cavernas e outros elementos geomorfológicos presentes neste meio podem, portanto, ser utilizados como autênticos laboratórios naturais para o estudo dos processos de alteração recentes que afetaram, e afetam ainda, as coberturas intempéricas.

O objetivo desta pesquisa é aprofundar o conhecimento do quadro supergênico da serra dos Carajás-PA, através da análise de algumas feições pseudocársticas existentes ali, a determinação dos fenômenos implicados no seu desenvolvimento dessas últimas e a caracterização dos fatores químicos e físicos que controlaram a sua evolução dentro de um contexto litológico bastante incomum.

Este estudo tem, portanto, relação com a geologia e geoquímica de superfície, a geomorfologia, a hidrologia e a biologia, sendo a sua finalidade principal esclarecer melhor as transformações ocorridas em tempos mais recentes e que parecem ocorrer ainda atualmente no domínio alterítico da serra dos Carajás, área por enquanto pouco afetada pela atividade moderna.

1.2 - FEIÇÕES PSEUDOCÁRSTICAS NOS TERRENOS LATERÍTICOS

Feições pseudocársticas em terrenos lateríticos vêm sendo descritas na literatura desde o início do século, tendo sido de início dado destaque à ação física das águas subsuperficiais. Atuando principalmente nos horizontes diretamente sotopostos às crostas litificadas, essas águas geram formas semelhantes às que ocorrem em terrenos carbonáticos. As feições mais comuns são: tubos verticalizados ("pipes"), depressões

circulares ou elípticas permitindo a instalação de lagos, depressões afuniladas ("sinkholes"), dolinas, cavernas, sumidouros e resurgências de drenagens. A Tabela 1 apresenta em ordem cronológica algumas referências bibliográficas relativas aos estudos já realizados sobre a geomorfologia pseudocárstica em diferentes regiões do mundo.

Tabela 1 - Exemplos de feições pseudocársticas em terrenos lateríticos.

AUTORES	PRINCIPAIS FORMAS	TIPO DE TERRENO	LOCALIZAÇÃO
GAUTIER (1902)	"pipes" e depressões	laterita	Madagascar
DIXEY (1920)	cavernas e "pipes"	duricrosta	Serra Leoa
DE CHELETAT (1938)	pseudocárstica	duricrosta	W. da África
WHITEHOUSE (1940)	"pipes" e depressões	laterita	
PRESCOTT & PENDLETON (1952)	cavernas	laterita	
ALEXANDER & CADY (1960)	cavernas	laterita	
MABBUTT (1961)	cavernas	saprólito	Austrália
SIVARAJASINGHAN et al. (1962)	cavernas	laterita	
SIMMONS (1963)	cavernas	"canga"	Minas Gerais - BR
VANN (1963)	depressões	laterita	Amapá - BR
McBEATH & BARRON (1964)	"sinkholes"	laterita	Guiana
MOSS (1965)	cavernas e colapsos	hor. argiloso	Nigéria
MAIGNIEN (1966)	cavernas	duricrosta	Guiné
TWDALE (1966)	depressões	laterita	Austrália
GEORGE (1968)	formas pseudocársticas	duricrosta	Burkina Fasso
PAZT (1968)	depressões	laterita	África Central
WIRTHMANN (1970)	dolinas	laterita	Nova Caledônia
AVENARD (1971)	formas pseudocársticas	duricrosta	Costa do Marfim
TOLBERT et al. (1971)	cavernas	"canga"	Pará - BR
TRICART (1972)	túneis e "canions"	duricrosta	Guiné
GOUDIE (1973)	depressões e abrigos	ferricrete	Índia
GWYNNE-JONES (1973)	cavernas, "sinkholes", etc.	laterita	Serra Leoa
DAILY et al. (1974)	depressões	carapaça	Ilha Kangar - AU
LÖFFLER (1974)	"pipe"	solo tropical	Nova Guiné
THOMAS (1974)	depressões e cavidades	hor. argiloso	Serra leoa
SHANNON (1975)	cavernas	laterita	Queensland -AU
TRESCASES (1975)	dolinas e colapso	laterita	Nova Caledônia
McFARLANE (1976)	"pipes"	zona pálida	Uganda
BOYÉ & PASCUAL(1978)	grutas	laterita	Guiana
DAILY et al. (1979)	depressões	carapaça	Ilha Canguru -AU
BOWDEN (1980)	cavernas e pontes naturais	laterita	Serra Leoa
FINLAYSON (1982)	cavernas	laterita	Queensland - AU
WATSON (1986)	depressões	alterita	Suazilândia
McFARLANE & TWIDALE (1987)	dolinas	laterita	Indonésia e Autrália
TWIDALE (1987)	dolina e "sinkholes"	laterita	Austrália

Dentre essas feições pseudocársticas, depressões na superfície de terrrenos lateríticos foram descritas por VANN (1963) no Brasil, MOSS (1965) na Nigéria e THOMAS (1974) em Serra Leoa entre outros trabalhos. VANN (1963) e MOSS (1965) notaram o papel fundamental das nascentes situadas abaixo das crostas lateríticas na remoção do material saprolítico, observando que através da eluviação tanto mecânica como química, podem ser geradas cavidades nos horizontes argilosos. THOMAS (1974), por sua vez, considerou como causa principal da formação de depressões, a diferença de resistência, permeabilidade e porosidade entre a crosta e os horizontes argilosos sotopostos. Segundo esse autor, tal diferença facilita a ação das águas que, em condições de clima úmido, removem por eluviação e dissolução os produtos de alteração supergênica nas zonas apresentando baixa declividade.

Abrigos e cavernas localizados nas partes mais escarpadas das encostas de platôs desenvolvem-se, em geral, através do colapso do teto de pequenas cavidades geradas inicialmente nos níveis inferiores do manto laterítico. Mabbutt apud McFARLANE (1976) observou a presença de nascentes na zona pálida de coberturas lateríticas e a existência de cavernas formadas pela ação dessas águas. Um estudo detalhado sobre a formação de cavernas em lateritas foi efetuado em Serra Leoa por BOWDEN (1980) que mostrou que o desenvolvimento dessas feições pseudocársticas podia ocorrer somente após à formação de uma crosta litificada resultante da evolução de terrenos lateríticos na ocasião do rebaixamento do nível de base e da consequente remoção do solo superficial. Segundo o autor, os "pipes" e túneis formados inicialmente abaixo da crosta evoluiram para cavernas e finalmente para gargantas, devido à degradação do horizonte litificado em condições climáticas úmidas com curtos períodos secos.

Embora a ação mecânica das águas seja importante nesse processo, principalmente na migração e remoção de finas partículas sólidas, a sua ação química tem um papel fundamental. Com efeito, os principais minerais constituintes da

cobertura laterítica, ou seja: hematita, goethita, gibbsita, caulinita e quartzo, sofrem progressiva dissolução pelas soluções percolantes. Assim, as águas infiltradas no manto intempérico propiciam o desenvolvimento de feições pseudocársticas. Tal fato foi demonstrado por WATSON (1986) no monte Lubombo - Suazilândia, onde foram registradas, em superfície, 53 depressões resultantes da dissolução dos produtos de alteração de camadas de tufos pertencentes a uma seqüência vulcânica ácida.

TWIDALE (1987) estudando as dolinas do platô Sturt - Austrália definiu três mecanismos de formação: colapso devido ao solapamento físico na base do perfil laterítico; colapso devido à dissolução do substrato calcário e geração de cavidades subterrâneas e; dissolução e subseqüente colapso de rochas sedimentares não carbonáticas. Este autor sugeriu que a formação dessas dolinas foi devida à dissolução dos minerais do saprólito formado às custas dos sedimentos silicosos da Formação Mullaman. A geração de vazios e de zonas de baixa densidade em subsuperfície, acabou causando o abatimento dos horizontes superiores. Levantamentos sísmicos realizados nessa região revelaram a presença de muitas cavidades subterrâneas abaixo da crosta laterítica (Nelson & Haigh apud McFARLANE & TWIDALE, 1987).

A importância da dissolução de minerais na cobertura laterítica pelas águas subsuperficiais é evidenciada pela presença de cavidades subterrâneas nas partes centrais dos platôs. A existência de vazios consideráveis, sem nenhuma ligação direta com canais de escoamento de sólidos mostra claramente a participação preponderante da ação química das águas na evolução tardia desses terrenos. McFARLANE & TWIDALE (1987) em Entebbe - Uganda, evidenciaram a presença de cavidades subterrâneas através de sondagens efetuadas em platôs capeados por lateritas. Essas sondagens foram abandonadas devido às perdas consideráveis de lama de perfuração provocadas pela presença de grandes vazios na zona saprolítica.

Cavidades e zonas de baixa densidade situadas entre a crosta e o horizonte saprolítico, tem sido igualmente assinaladas na Amazônia na ocasião de trabalhos de

prospecção mineral realizados nos platôs lateríticos das serras dos Carajás, Maecuru e Maraconaí (C.M.M./C.V.R.D., 1972; FONSECA. 1987; DOCEGEO;1988a).

As feições pseudocársticas em terrenos lateríticos no Brasil têm sido pouco citadas, encontrando-se apenas algumas informações em relatórios internos de empresas de mineração. Um dos primeiros trabalhos relativos à formação de cavernas em lateritas ("canga") deve-se a SIMMONS (1963) que definiu no Quadrilátero Ferríferro-MG dois processos distintos: o desenvolvimento de cavernas exclusivamente através da erosão e a formação dessas por dissolução e erosão combinadas. VANN (1963) descreveu diversas depreessões superficiais em terrenos lateríticos no Amapá designando-as como "baixas".

Na Amazônia encontram-se alguns bons exemplos de feições pseudocársticas em terrenos lateríticos. Na serra de Seis Lagos - AM, foram registradas dolinas abrigando lagos e cavernas numa espessa canga ferruginosa que capeia granodioritos, sienitos, rochas ultrabásicas e um complexo carbonatitico (VIÉGAS FILHO & BONOW, 1976; ALMEIDA & COSTA, 1993). Nas serras de Maecuru e Maraconaí - PA são abundantes as depressões doliniformes com lagos e cavernas em crostas lateríticas fosfáticas e titaníferas desenvolvidas sobre complexos alcalino-ultramáfico-carbonatíticos (FONSECA, 1987; DOCEGEO, 1988a; OLIVEIRA et al. 1988; COSTA et al. 1991). Na Estação Ecológica do Jari - PA ocorrem cavernas alojadas em sedimentos lateritizados da Formação Alter do Chão. Próximo a Tucuruí - PA, na serra do Trucará, observam-se feições doliniformes de pequenas dimensões na crosta laterítica formada sobre basaltos (HIERONYMUS et al., 1989). No nordeste do Pará, na serra do Piriá, encontram-se cavernas nas encostas escarpadas do platô capeado por laterita ferruginosa e fosfática (OLIVEIRA & COSTA, 1984).

Na serra dos Carajás, a presença marcante dessas feições levou BARBOSA et al. (1966) a interpretar aquela região como predominantemente calcária. A primeira menção de cavernas nessa área é, no entanto, devida a TOLBERT et al. (1971). A

partir de 1985 teve início o cadastramento das inúmeras cavernas localizadas nas encostas fortemente escarpadas dos platôs da serra Norte, na ocasião dos levantamentos arqueológicos promovidos pelo Museu Paraense Emílio Goeldi, com a participação do Grupo Espeleológico Paraense (PINHEIRO et al. 1985; MOREIRA et al. 1986, PINHEIRO & MAURITY, 1988 e MPEG/CNPq, 1988). Esses trabalhos forneceram subsídios para a elaboração da presente dissertação.

1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA

A serra dos Carajás localiza-se na parte centro-leste do Estado do Pará e consiste em um conjunto de platôs denominados serras Norte, Sul, Leste, do Cinzento, de Buritirama e outras mais.

O estudo aqui apresentado foi desenvolvido no platô N1 da serra Norte. limitado pelos paralelos 6°00'58" e 6°04'42" e pelos meridianos de 50°18'49" e 50°15'22" (Figura 1).

O acesso a essa área a partir de Belém é possivel por via aérea e por via terrestre. Linhas aéreas regulares permitem o acesso direto ao aeroporto da serra Norte situado no platô N5, que fica à cerca de 45 km a leste do platô N1. Por via terrestre segue-se pela rodovia PA-150 até Marabá e daí pela rodovia PA-275 até o Núcleo Urbano de Carajás, totalizando o percurso 871 km. A partir do núcleo urbano atinge-se o platô N1 por estradas terraplanadas, passando pela mina de ferro N4E.

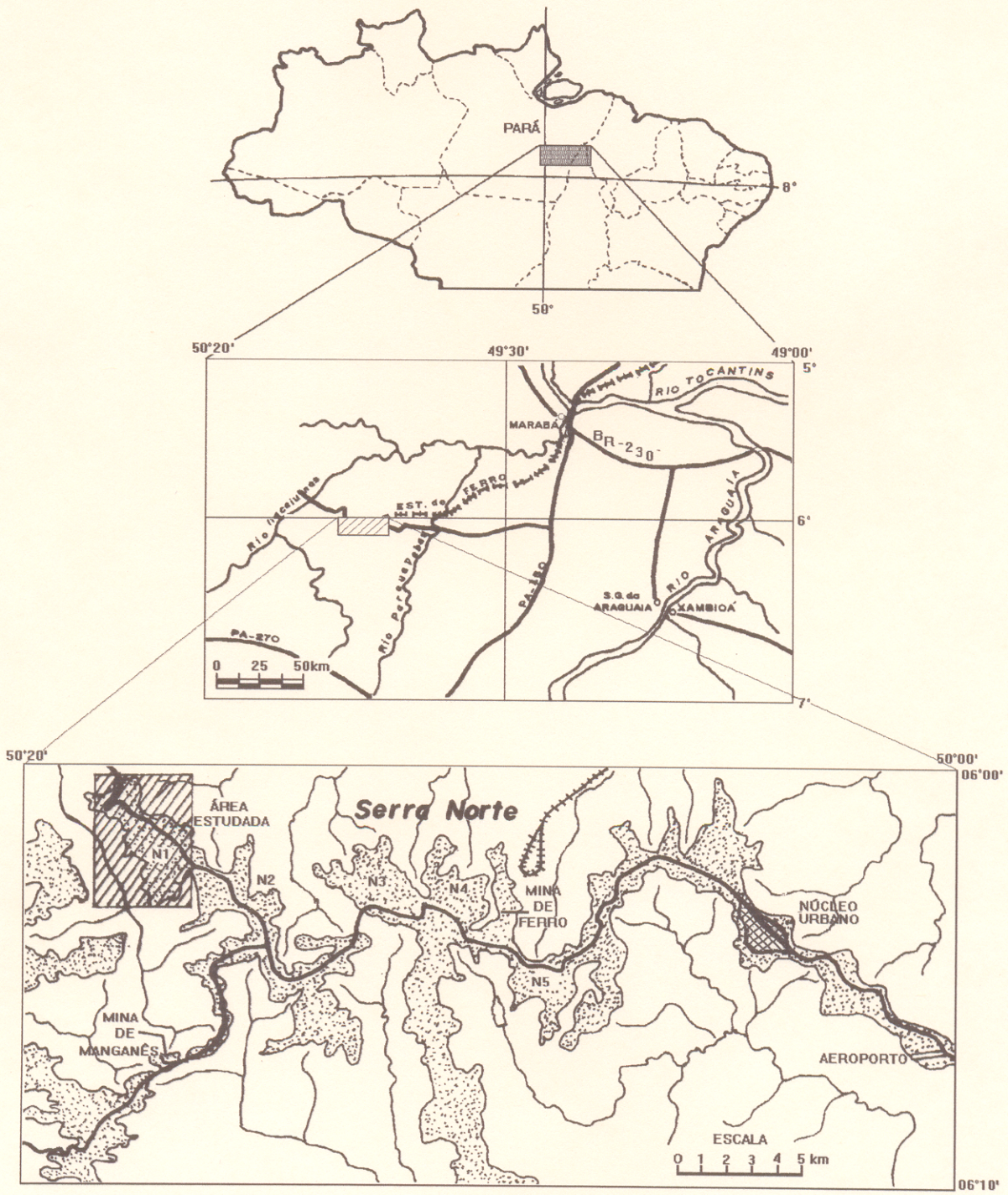


Figura 1 - Mapa de localização do platô N1.

1.4 - ASPECTOS FISIOGRÁFICOS

1.4.1 - **Relevo**

A serra dos Carajás é constituída por um conjunto de relevos tabulares, de direção geral E-W com inflexões para WNW/ESE, cujos topos aplainados apresentam declividades inferiores a 2° e cuja altitude média situa-se em volta de 650 m (Ab'SÁBER,1986). O desnível em relação as áreas arrasadas circunvizinhas varia de 350 a 500 m. Profundos vales cujas vertentes apresentam declividades entre 18 e 30° dissecam este conjunto serrano.

1.4.2 - **Drenagem**

O sistema hidrográfico da região é composto principalmente pela rede de drenagem da bacia do rio Itacaiúnas, cujo maior trubutário é o rio Parauapebas. Outros tributários menores como os igarapés Azul, Águas Claras, Tapirapé, Cinzento, apresentam leitos encaixados com trechos meandrantes (BEISIEGEL et al. 1973). Na superfície dos platôs são freqüentes os cursos d'água temporários que alimentam lagos rasos em pequenas depressões.

1.4.3 - **Clima**

A região da serra dos Carajás encontra-se sob a influência do tipo climático Awi da classificação de Köppen, caracterizado por um período de aproximadamente quatro meses de forte estiagem e por precipitações pluviométricas anuais variando entre 1400 e 3000 mm. As temperaturas médias anuais oscilam entre 25 e 27°C, mostrando poucas variações a nível regional.

Na própria serra dos Carajás, entretanto, devido à forte influência dos fatores orográficos, as precipitações variam entre 1900 e 2000 mm, enquanto que as temperaturas médias situam-se na faixa de 21 a 23°C. Tais condições caracterizam um dos raros climas verdadeiramente serranos ou montanos do grande domínio morfoclimático da Amazônia (Ab'SÁBER, 1986).

1.4.4 - **Vegetação**

A serra dos Carajás enquadra-se em dois ecossistemas distintos: um florestal e outro arbustivo. O sistema florestal é predominante e envolve clareiras de vegetação arbustiva descrita como um sistema esclerófilo (VELOSO, 1974). Essas clareiras naturais representam apenas 2 a 3% da área total da serra (Ab'SÁBER, 1986).

SECCO & MESQUITA (1983) definem a vegetação da serra Norte como sendo constituida por: 1) áreas florestais com matas abertas, ralas, ricas em cipós e palmeiras, com forte incidência de luz e matas fechadas, sombrias, com biomassa densa e; 2) áreas não florestais formadas por vegetação de canga aberta, vegetação de canga densa do tipo moita e campos naturais.

Os campos rupestres, também denominados "vegetação de canga", representam um geótipo reliquiar, ilhado pela floresta, cuja presença permite reconstituir a evolução da vegetação amazônica e dos paleoclimas na serra dos Carajás (Ab'SÁBER, 1986).

1.5 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região de Carajás comporta um embasamento arqueano representado pelo Complexo Xingu (SILVA et al.,1974) composto de gnaisses, migmatitos, anfibolitos e granulitos. Este embasamento está amplamente exposto nas áreas arrasadas que circundam a serra dos Carajás. As rochas gnaíssicas possuem uma textura bandada e

uma composição granítica a granodiorítica, sendo basicamente constituidas por plagioclásio (oligoclásio), feldspato alcalino (microclina), quartzo e minerais máficos (biotita e anfibólio) (MEIRELES et al.,1984).

Sobre o Complexo Xingu estão dispostos os vulcanitos básicos e ácidos (Formação Parauapebas) e as formações ferríferas bandadas (Formação Carajás) do Grupo Grão Pará. A Formação Parauapebas consiste em espessos derrames basálticos contendo níveis ricos em amígdalas preenchidas por quartzo e clorita, e em intercalações de rochas vulcânicas félsicas, porfiríticas, com matriz afanítica, constituída essencialmente de quartzo e plagioclásio sericitizado. Os jaspelitos da Formação Carajás são compostos de bandas milimétricas a centimétricas de quartzo microcristalino e calcedônia, alternando com bandas de hematita e subordinadamente de magnetita parcialmente martitizada (MEIRELES et al., 1984).

Uma revisão pela DOCEGEO (1988b) do quadro litoestratigráfico proposto por HIRATA et al. (1982), inclui o Grupo Grão Pará no Supergupo Itacaiúnas que representa um importante episódio vulcano-sedimentar arqueano na região. Este supergrupo encontra-se sobreposto por metassedimentos clásticos definidos como Grupo Rio Fresco e considerados como sendo mais antigos que 1,8 Ga, em função da datação do Granito Central, de caráter anorogênico, intrusivo neles (GOMES et al.,1975). Os metassedimentos do Grupo Rio Fresco são constituídos por uma seqüência basal de metarenitos conglomeráticos, comportando níveis brechóides, polimíticos, com matriz arenosa. Essa seqüência grada para um espesso pacote de metarenitos quartzosos e subordinadamente arcosianos, contendo intercalações metapelíticas e níveis de metassedimentos químicos em particular cherts e rochas carbonáticas (MEIRELES et al., 1984).

Todas as unidades citadas são cortadas por corpos máficos que não apresentam evidências de metamorfismo ou alteração hidrotermal. Trata-se de diques de diabásio

exibindo textura ofítica bem expressa e constituidos por plagioclásio ripiforme (labradorita) e piroxênio (augita) (BEISIEGEL et al., 1973).

Sobrepondo-se às unidades litológicas citadas, uma espessa cobertura laterítica sustenta a superfície dos platôs da serra dos Carajás. Esta cobertura compõe-se, na base, de um espesso horizonte saprólítico cuja composição e estrutura refletem o substrato rochoso, e no topo, de uma crosta laterítica ferro-aluminosa, formada provavelmente no Terciário Inferior (SOUZA & KOTSCHOUBEY, 1991).

1.6 - EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA REGIÃO

A serra dos Carajás consiste em um conjunto de serras dissecadas, de topo geralmente aplainado. Segundo BOAVENTURA et al. (1974) esses relevos tabulares correspondem ao Planalto Dissecado do sul do Pará, resultante de uma pediplanação do Plioceno e coincidente, em parte, com antigos pediplanos cretáceos ou pré-cretáceos. SOUZA & KOTSCHOUBEY (1991) não descartam, no entanto, a possibilidade dessas superfícies corresponderem à Superfície Sul-Americana do Terciário Inferior, bastante expressiva na Amazônia Oriental e muitas vezes marcada por extensas coberturas bauxíticas (TRUCKENBRODT et al. 1982).

Segundo Ab'SÁBER (1986), o maciço de Carajás corresponde aos restos de uma paleocordilheira arrasada do Pré-Cambriano, aplainada entre o final do Mesozóico e o início do Terciário. Os platôs seriam os remanescentes de uma planície de erosão antiga, posteriormente soerguida. Este autor considera que níveis intermediários de erosão identificados na serra evidenciam um soerguimento regional descontínuo, resultado de uma epirogênese com interrupções ascencionais, ocorrida após a fase de aplainamento. Em sua última fase, essa movimentação foi responsável pela alveolização em algumas cabeceiras de vales, o que causou um encaixamento

diferencial e a interferência local na drenagem subsuperficial e subterrânea, surgindo consequentemente feições pseudocársticas bastante expressivas nas serras Norte e Sul.

1.7 - METODOLOGIA

A elaboração do presente trabalho constou de etapas de campo e etapas de laboratório. Foram efetuadas três excursões à área, tendo sido utilizado como base de apoio o acampamento do platô N1 da DOCEGEO. Nessas ocasiões foram realizados: 1) o levantamento topográfico das cavernas com auxílio de bússola e trena; 2) levantamentos geológicos de detalhe nas adjacências e no interior das cavernas, com a descrição das caracteristicas litológicas, texturais e estruturais; 3) uma coleta sistemática de amostras de rochas e de produtos de alteração, bem como de amostras de águas de precipitação e de percolação, sendo medidos "in loco" o pH e a condutividade elétrica dessas.

Os trabalhos de laboratório foram executados no Centro de Geociências/UFPa, mais especificamente nos laboratórios de sedimentologia, petrografia, análise química e hidrogeoquímica, e de difratometria de raios x. Foram desenvolvidas as seguintes atividades: 1) separação de hematita e gibbsita com auxílio do separador magnético de Frantz, separação granulométrica e pulverização; 2) análises microscópicas e macroscópicas dos diversos tipos litológicos; 3) análises mineralógicas por difração de raios x; 4) análise química dos produtos alteríticos por via úmida, espectrofotometria de absorção atômica e fotocolorimetria para os elementos: ferro, alumínio, silício, fósforo, potássio, sódio, cálcio, magnésio e titânio; 5) análise de águas de precipitação e percolação coletadas no interior das cavernas e na superfície do platô N1, para os ânions cloreto, sulfato, nitrato, fosfato e os cátions silício, ferro total, alumínio, sódio, potássio, cálcio e magnésio.

2- CONTEXTO GEOLÓGICO DO PLATÔ N1

2.1 - ASPECTOS GERAIS

O platô N1, localizado na extremidade oeste da serra Norte, possui uma área de aproximadamente 14 km^2 e apresenta uma forma algo alongada segundo a direção NW-SE.

O substrato rochoso na área pertence ao Grupo Grão Pará, subdividido nas Formações Parauapebas e Carajás, constituidas por metavulcanitos ácidos e básicos, e formações ferríferas bandadas, respectivamente, os primeiros predominando sobre as segundas.

O relevo tabular sustentado por um espesso manto intempérico destaca-se na paisagem com altitudes entre 650 e 800 m, contrastando com as depressões ou vales encaixados vizinhos cujas cotas variam entre 300 e 400 m. Na parte leste do platô N1, encontram-se as maiores elevações na forma de morros convexos cuja altitude atinge 800 m e que refletem a presença de expressivos corpos de minério de ferro. Nas porções norte e sul do platô, predominam áreas mais planas e rebaixadas, próximas da cota de 650 m, correspondendo a zonas de ocorrência das rochas metavulcânicas.

Sobre as formações ferríferas bandadas dessilicificadas ou minério de ferro tem-se geralmente uma crosta de espessura média de 5 m, endurecida e altamente ferruginosa, comumente chamada de canga. Nas áreas onde predominam as rochas metavulcânicas, a crosta apresenta uma composição ferro-aluminosa e feições texturais variadas.

A degradação química e física do manto de alteração é marcada por expressivas feições pseudocársticas. Nas partes centrais do platô destacam-se diversas depressões doliniformes rasas, sítios de lagos temporários ou permanentes. Nas suas bordas registra-se sobretudo a ocorrência de cavernas.

2.2 - A COBERTURA LATERÍTICA

A cobertura laterítica que sustenta a superfície do platô N1 tem até mais de 100 m de espessura e comporta sobre as rochas metavulcânicas um possante horizonte saprolítico. Sobre as formações ferríferas bandadas, não há saprólito "sensu stricto" e encontram-se apenas espessos pacotes de minério de ferro resultantes da dessilicificação dos jaspelitos, onde as bandas de quartzo foram dissolvidas (SOUZA, 1993). Tanto o saprólito como o minério de ferro encontram-se recobertos por uma crosta laterítica, sendo que no primeiro caso esta tem composição ferro-aluminosa e espessura de 5 a 15 m, enquanto que no segundo a crosta é bem mais delgada (1 a 5 m) e essencialmente ferruginosa.

Um dos primeiros trabalhos referentes ao manto de intemperismo da serra dos Carajás foi realizado por TOLBERT et al. (1971). Os autores identificaram na superfície dos platôs da serra Norte 3 tipos principais de canga, ou seja: hematita dura, canga hematítica e canga hematita-goethítica. A hematita dura encontra-se nas áreas mais elevadas dos platôs, sustentando pequenos morros convexos, e constitui o principal minério de ferro. A canga hematítica recobre as encostas desses morros, enquanto que a canga hematita-goethítica capeia as áreas mais planas. Segundo os autores a canga hematítica apresenta-se como um aglomerado de fragmentos hematíticos provenientes das formações ferríferas bandadas dessilicificadas, ao passo que a canga hematita-goethítica corresponde a um aglomerado mal selecionado de seixos e fragmentos hematíticos, goethíticos, magnetíticos e de canga, cimentados por oxi-hidróxido de ferro e contendo uma matriz argilosa em quantidade subordinada. Foi igualmente observado que a canga hematita-goethítica não recobre apenas as formações ferríferas ou o minério de ferro.

Estudos posteriores permitiram definir uma evolução polifásica para o manto laterítico da serra Norte. Essa evolução teria sido controlada sobretudo por variações

climáticas ao longo do Cenozóico, resultando em alternância de períodos de alteração essencialmente química e de períodos de retrabalhamento físico dos produtos do intemperismo (KOTSCHOUBEY & LEMOS, 1985; KOTSCHOUBEY et al. 1989; SOUZA & KOTSCHOUBEY, 1991; SOUZA, 1993).

Os levantamentos de campo no platô N1 confirmaram que a exposição do minério de ferro está restrita às partes mais altas dos morros, juntamente com porções preservadas de formações ferríferas bandadas. Nas áreas planas foi possível identificar vários tipos de crosta ferro-aluminosa, apresentando características texturais e composicionais distintas. Assim, adotou-se informalmente as seguintes denominações para os diversos tipos de cobertura: laterita ferro-aluminosa, conglomerado laterítico e brecha hematítica. A distribuição areal dessas fácies é mostrada na Figura 2.

2.2.1 - Laterita ferro-aluminosa

Este tipo de cobertura comporta uma crosta ferro-aluminosa, de até 15 m de espessura que capeia um possante pacote saprolítico proveniente da alteração dos xistos miloníticos originados dos metavulcanitos do Grupo Grão Pará. Essa laterita aflora em grande parte da superfície do platô do N1.

O horizonte saprolítico apresenta cor avermelhada, consistência argilosa, é maciço ou finamente poroso. Geralmente apresenta-se estruturado, preservando ainda a foliação milonítica da rocha original (Figura 3). Esse saprólito é composto essencialmente de caulinita, hematita e goethita.

A base da crosta apresenta uma textura predominantemente esferulítica, e é composta de pseudo-oólitos milimétricos de composição ferro-aluminosa (gibbsita, Al-goethita e hematita). Zonas exibindo textura microporosa e foliação milonítica reliquiar encontram-se isolados nessa massa de esferólitos. Essas porções ainda estruturadas da crosta possuem uma composição mais aluminosa (Tabela 2).

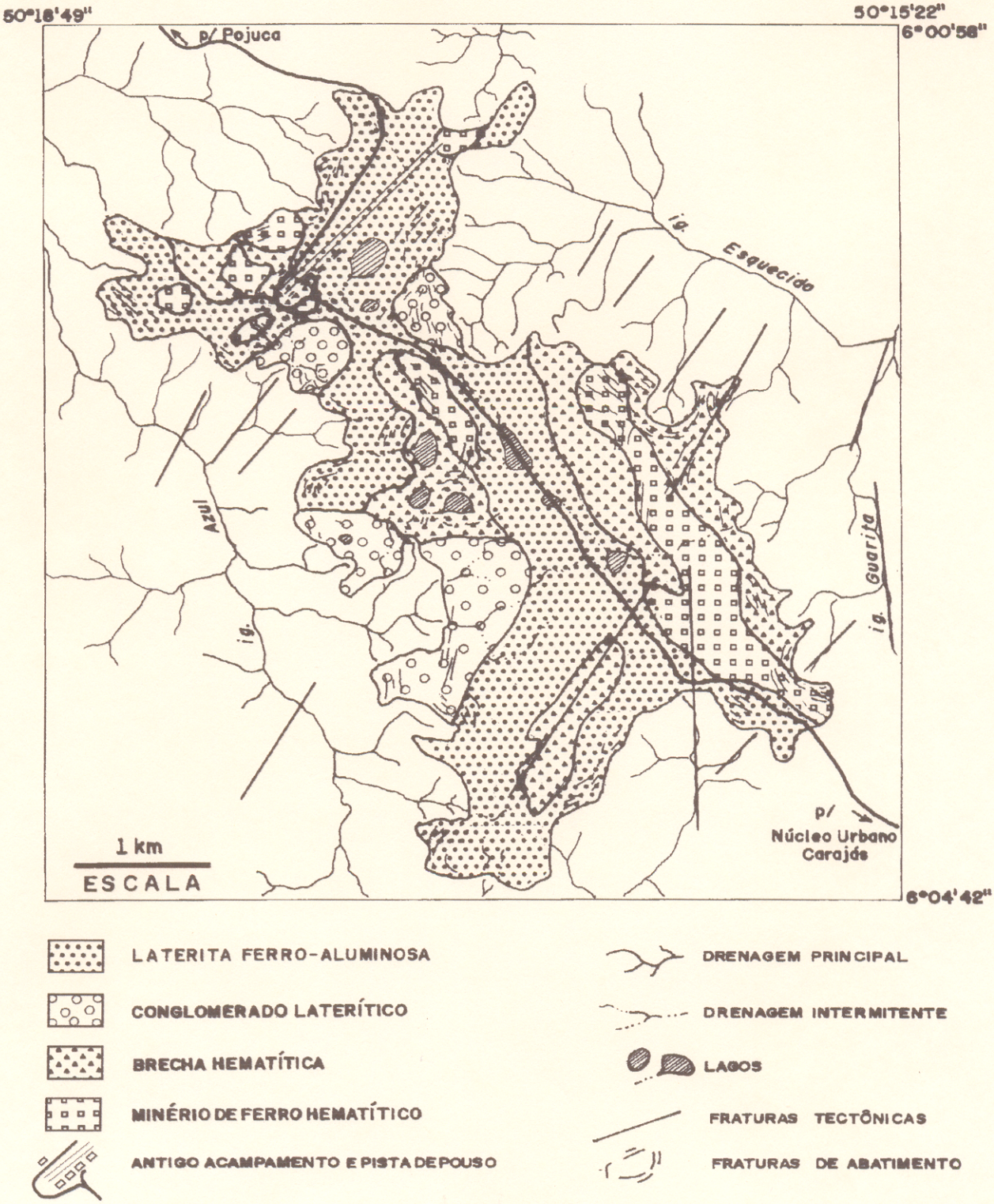


Figura 2 - Mapa geológico de superfície do platô N1.

Tabela 2 - Composição química dos diferentes tipos lateriticos do platô N1.

	1		2		3	
	A	B	C	D	E	F
SiO_2	2,67	17,55	2,34	2,50	3,17	2,57
TiO_2	1,68	1,97	3,19	2,21	2,20	1,69
Al_2O_3	35,41	19,79	29,83	21,41	27,90	22,85
Fe_2O_3	31,41	41,21	47,39	59,86	50,53	59,64
MgO	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,01
CaO	0,06	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00
K_2O	0,02	0,10	0,03	0,03	0,05	0,02
Na2O	0,19	0,09	0,19	0,29	0,37	0,11
P_2O_5	0,49	0,32	0,14	0,08	0,08	0,04
H_2O	24,34	17,74	15,39	14,06	15,33	13,19
TOTAL	96,29	98,83	98,48	100,50	99,69	100,12

1 - Laterita ferro-aluminosa sobre o xisto metavulcânico do Grupo Grão Pará. A - crosta aluminosa estruturada contendo gibbsita, hematita , goethita e traços de anatásio; B - saprólito argiloso estruturado essencialmente caulinítico, com goethita e hematita associadas.
2 - Brecha hematítica, pseudopisolítica. C - crosta superficial endurecida composta de hematita, Al-goethita, gibbsita e anatásio; D - crosta pseudopisolítica a 2,5m abaixo da superfície contendo hematita, goethita, gibbsita e anatásio.
3 - Conglomerado laterítico com seixos argilosos estruturados. E - crosta superficial endurecida composta de Al-goethita, hematita, gibbsita e anatásio; F - crosta conglomerática a 14 m abaixo da superfície constituido por gibbsita, hematita e Al-goethita e traços de caulinita.

Os pseudo-oólitos, estão envoltos em um fundo matricial avermelhado a amarelado, de aspecto argiloso. Essa matriz dá consistência ao conjunto e é constituida principalmente por hematita e gibbsita. Ao microscópio pode-se observar que parte dos espaços intersticiais está preenchida ou revestida por gibbsita meso a macrocristalina maclada que, por vezes, formam finas camadas alternadas com filmes de hematita

(Figura 4). Alguns esferólitos contém vênulas concêntricas de gibbsita mesocristalina (Figura 5).

A parte mais superficial da crosta, numa espessura de 0,5 a 1 m, encontra-se cortada por um sistema sub-horizontalizado e ligeiramente anatomosado de vênulas ou cutanes hematito-gibbsíticas, que geralmente exibem microestruturas coloformes. Essa venulação confere a esse nível superior um grau de litificação maior o das zonas inferiores.

É freqüente a presença de traços de boehmita na crosta de textura esferulítica, enquanto que a caulinita é muito rara nesse tipo de laterita.

Um perfil esquemático mostrando as principais características texturais e mineralógicas da cobertura intempérica sobre os xistos metavulcânicos do Grupo Grão Pará é apresentado na Figura 6.

2.2.2 - Brecha hematítica

A brecha hematítica, desenvolvida sobre as formações ferríferas, é comumente chamada de canga. Sua distribuição na superfície do platô fica restrita às porções central e sudeste, locais onde ocorrem os principais corpos de minério de ferro. Esse tipo de brecha é constituido de fragmentos de tamanho centimétrico, angulosos, muitas vezes placóides, laminados a maciços, apresentando orientação desordenada e empacotamento denso. Nessa brecha são poucos os fragmentos que possuem aspecto argiloso, sendo a maioria de constituição hematítica (Figura 7). Uma matriz pouco abundante de consistência argilosa e composta essencialmente de hematita e goethita preenche os espaços intersticiais.

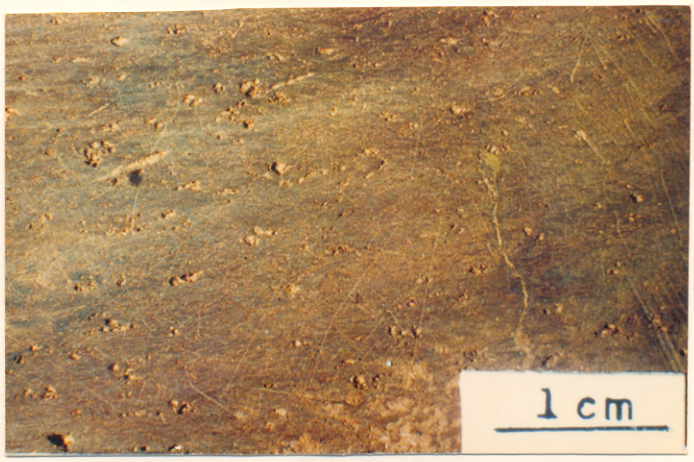


Figura 3 - Saprólito argiloso, maciço e finamente poroso sobre xistometavulcânico do Grupo Grão Pará.

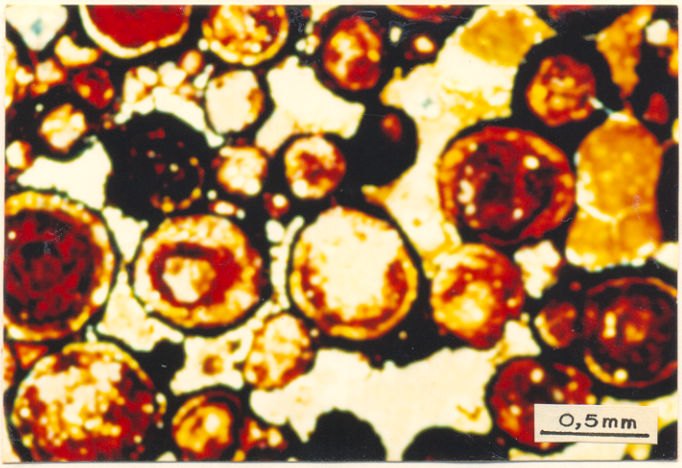


Figura 4 - Textura esferulítica da laterita ferro-aluminosa.

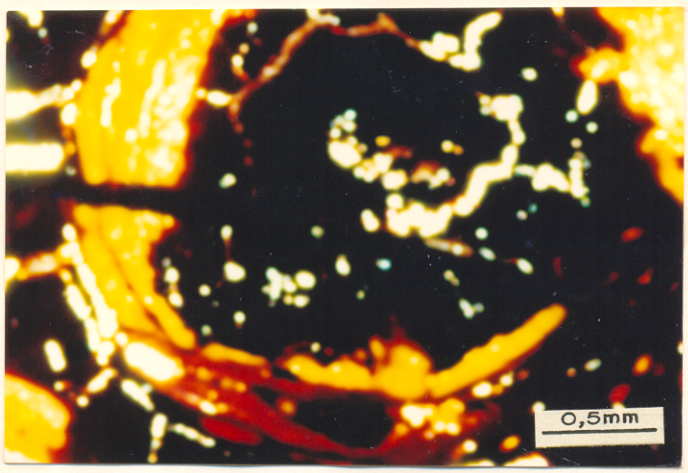


Figura 5 - Detalhe de um esferólito com septos de gibbsita em meio a hematita (preto) e Al-goethita (amarelo)

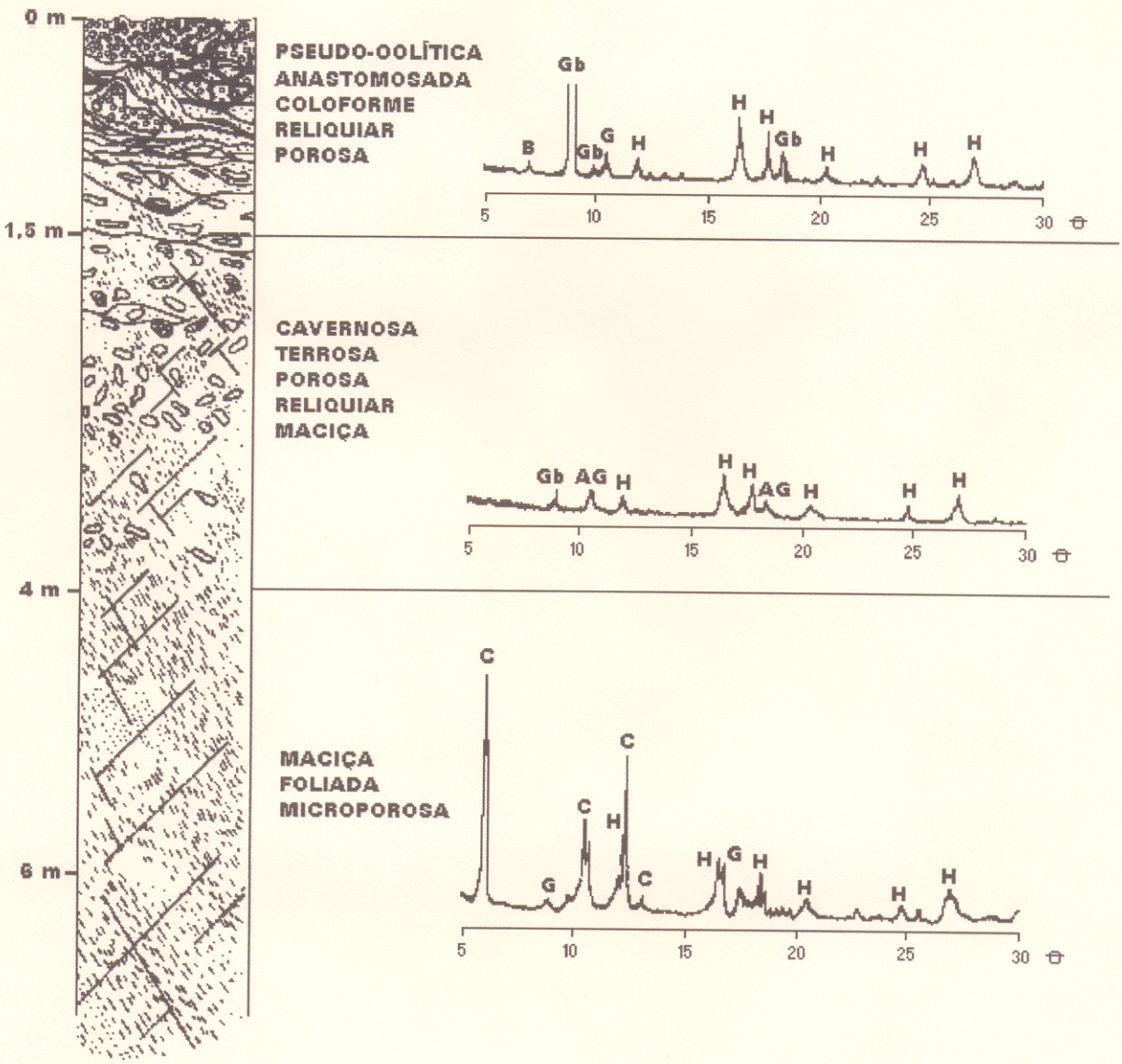


Figura 6 - Perfil esquemático da laterita ferro-aluminosa com indicação da sua composição mineralógica e dos principais tipos de texturas; AG - Al-goethita, B - boehmita, C - caulinita, G - goethita, Gb - gibbsita e H - hematita.

Ocorrem localmente porções decamétricas que apresentam fragmentos de composição distintas formando um arcabouço aberto. A matriz mais abundante nessas porções de distribuição mais restrita, tem coloração avermelhada, aspecto areno-argiloso e composição predominantemente gibbsítica. Ela contém frequentes nucleações gibbsíticas meso a macrocristalinas e grãos milimétricos de hematita dura. Encontram-se igualmente esferólitos milimétricos dispersos no meio argiloso. Os fragmentos são por um lado hematíticos laminados a maciços e, por outro, argilosos, frequentemente microporosos. Possuem normalmente forma angulosa e tamanho centimétrico e exibem diminutas nucleações de gibbsita mesocristalina bem como fissuras e fraturas revestidas ou preenchidas por este mineral (Figuras 8 e 9).

2.2.3 - Conglomerado laterítico

A denominação conglomerado laterítico refere-se a depósitos de seixos e blocos de material proveniente do desmantelamento de crostas localmente sobrepostos ao saprólito e ao minério de ferro. Esse material preenche depressões restritas em forma de calhas de até 50 m de largura e 100 m de comprimento.

Os seixos são geralmente mal selecionados, possuem forma arredondada, angulosa ou placóide e formam um arcabouço fechado. Os espaços intersticiais estão preenchidos por uma matriz argilosa, avermelhada, composta de hematita e caulinita, ou parcialmente cimentados por gibbsita macrocristalina alternando com filmes de hematita, tendo um aspecto poroso e friável. Localmente o conglomerado laterítico pode apresentar um arcabouço mais aberto. Nestes casos predomina a matriz argilo-arenosa na qual encontram-se imersos pequenos fragmentos hematito-goethíticos provenientes do desmantelamento de crostas. Parte dessa matriz apresenta uma textura pseudo-oolítica e uma composição essencialmente hematito-gibbsítica. Na porção noroeste do

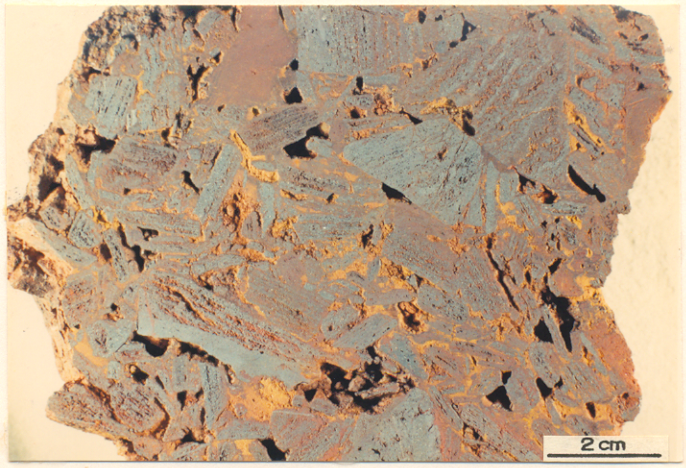


Figura 7 - Brecha hematítica exibindo arcabouço fechado.

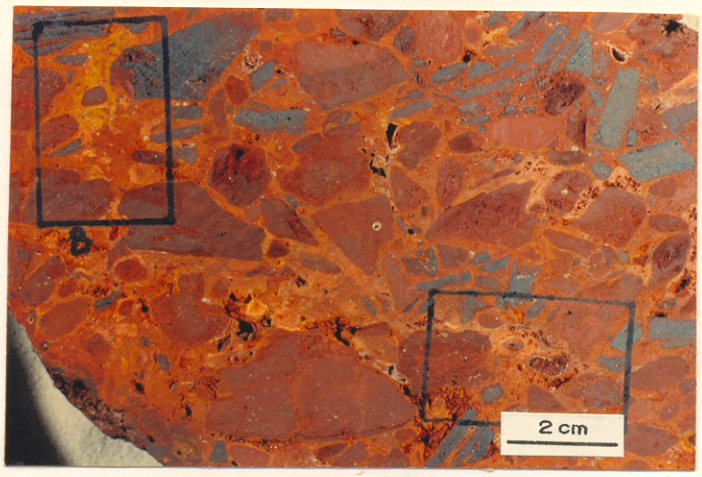


Figura 8 - Brecha com matriz argilosa e essencialmente gibbsítica, uma variedade da brecha hematítica.



Figura 9 - Detalhe de fragmentos argilosos com nucleações e córtex gibbsíticos

platô, o conglomerado laterítico está amplamente exposto. Um depósito de conglomerado laterítico aflorante próximo do acampamento da DOCEGEO e suas variações texturais é mostrado esquematicamente na Figura 10.

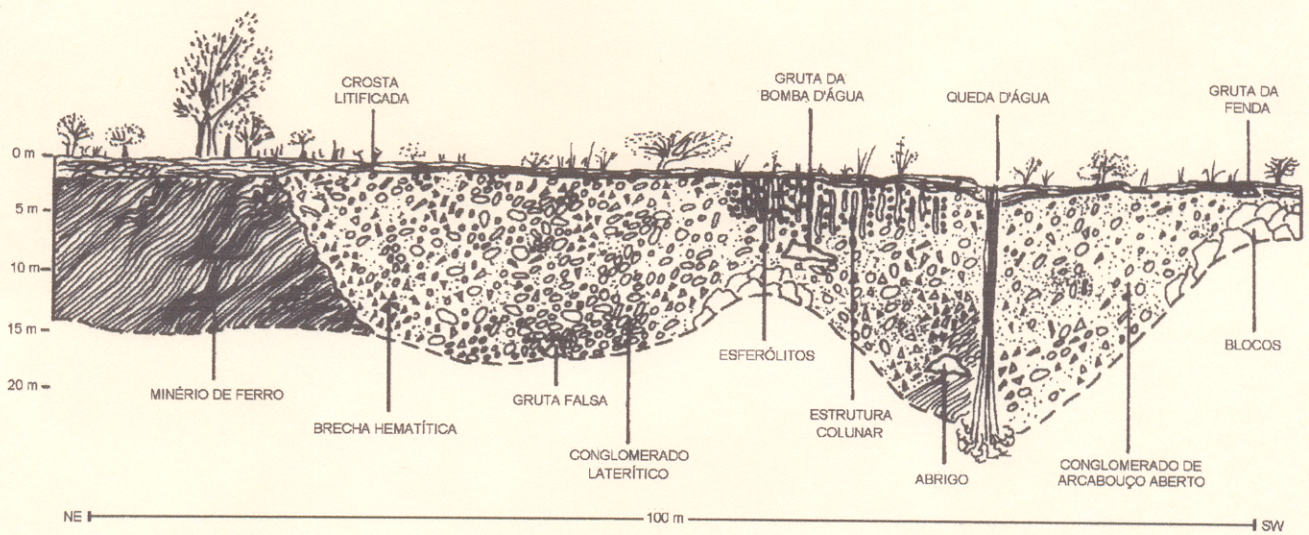


Figura 10 - Seção esquemática do conglomerado laterítico mostrando diferentes tipos de texturas.

A composição dos seixos é variada. Encontram-se fragmentos centimétricos a decimétricos de hematita laminada ou maciça provenientes do minério de ferro, seixos avermelhados de aspecto argiloso, exibindo textura ofítica reliquiar e provenientes de corpos de diabásio e seixos, também argilosos, preservando a foliação milonítica original dos xistos metavulcânicos da Formação Parauapebas (Figura 11). As análises mineralógicas por difração de raios x mostraram que os seixos argilosos são compostos de gibbsita, hematita e Al-goethita (Figura 12). A predominância de um ou outro tipo

de seixos ou fragmentos no conglomerado laterítico foi interpretada como o reflexo da maior proximidade de uma ou outra rocha-mãe. Em termos gerais o conglomerado laterítico apresenta uma composição ferro-aluminosa como mostra a Tabela 2

A parte mais superficial do material conglomerático, submetido a uma ação mais vigorosa dos agentes intempéricos aparece normalmente mais litificada, compacta e ferruginosa. Ela comporta venulações ou cutanes hematito-goethíticas sub-horizontalizadas, que constituem um sistema mais ou menos anastomosado numa espessura de 0,5 a 1 m. A presença desse nível dificulta em geral a identificação do conglomerado laterítico subjacente que é melhor observado nas bordas do platô, onde aflora em extensos paredões no topo das encostas.



Figura 11 - Seixo argiloso estruturado, componente do conglomerado laterítico.

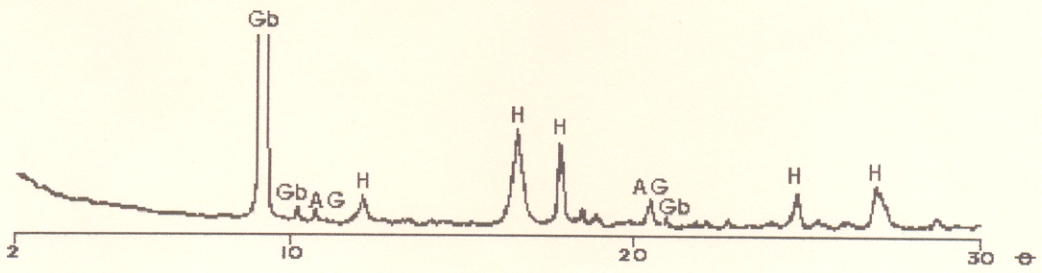


Figura 12 - Difratograma de raios x de seixo argiloso e estruturado do conglomerado laterítico. Gb- gibbsita, H - hematita e AG - Al-goethita.

2.3 - FEIÇÕES DE DEGRADAÇÃO ATUAL

A evolução atual da cobertura laterítica do platô N1 consiste essencialmente em processos degradativos que se manifestam tanto em superfície, como nas partes mais inferiores do manto intempérico.

Os principais indícios dessa degradação são a textura pseudopisolítica, a alta porosidade e as feições cavernosas observadas na crosta. A presença de sistemas tubulares subverticais e anastomosados, sobretudo na parte superior da couraça, bem como a estruturação colunar desta, são também resultantes dessa evolução.

2.3.1 - **Textura pseudopisolítica**

A textura pseudopisolítica é bastante expressiva nos diferentes tipos de crosta. Geralmente desenvolve-se nos 5 metros superiores da couraça. Observa-se também que a estruturação colunar é mais frequente nos locais onde predomina tal fácies.

Os pseudopisólitos encontram-se em porções de crosta exibindo ainda a foliação reliquiar dos metavulcanitos, em zonas essencialmente esferulítica (pseudo-oolíticas), assim como em seixos e blocos constituindo o conglomerado laterítico. Trata-se de corpos subesféricos de 1 a 2 cm de diâmetro que possuem um córtex goethítico, hematítico ou Al-goethítico e uma estrutura concêntrica bem marcada. Esses pseudopisólitos, bem individualizados e soltos na superfície, mostram em profundidade uma estreita interligação e uma forte coesão.

A formação dos pseudopisólitos é gradativa, sendo que, de início, observa-se apenas o aparecimento de fissuras e vacúolos sob efeito da saturação sazonal e da instalação periódica de condições redutoras que favorecem a lixiviação de Fe ao longo desses condutos (facies metanodular de TARDY(1993)). Concomitantemente, através da hidratação da hematita, desenvolvem-se finos córtex goethíticos ao contato das

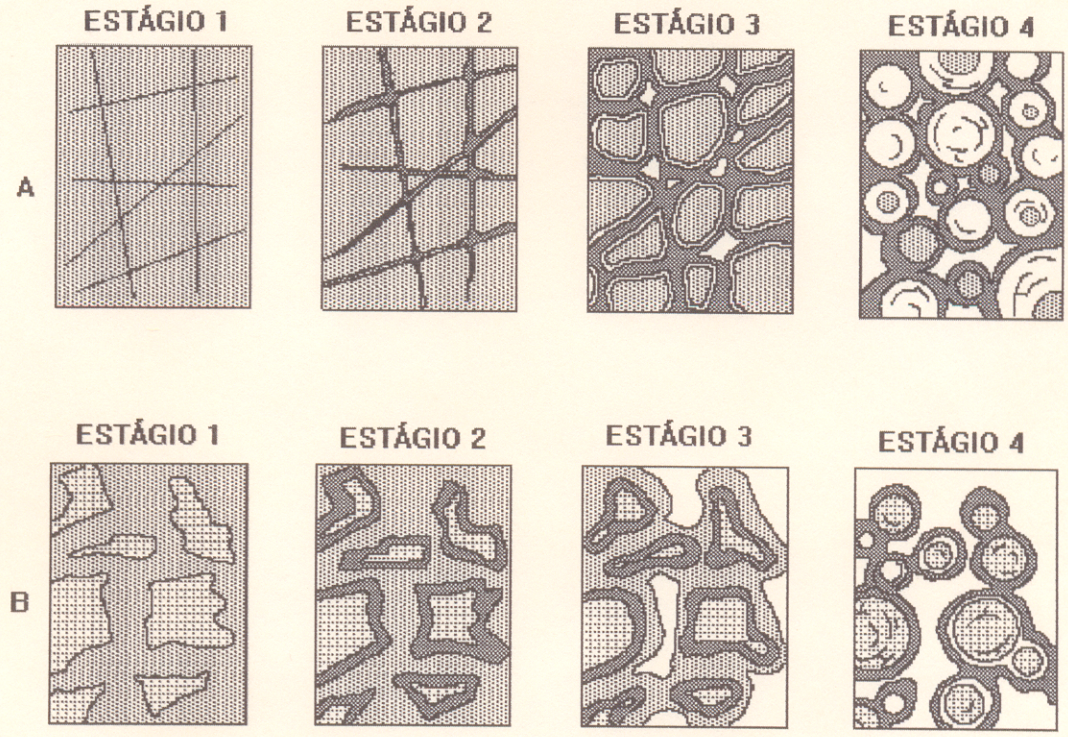
fissuras e vacúolos. Com o desenvolvimento do sistema de fissuras resultante da progressiva desferrificação e da remoção física dos minerais remanescentes (caulinita, gibbsita) e com a evolução dos córtex individualizam-se pequenos corpos de forma irregular, ainda fortemente interligado e constituindo agregados de feições escoriáceas (fácies protopisolítica de TARDY(1993)). Com o prosseguimento do processo, a forma dos pequenos corpos torna-se mais arredondada, subesférica, enquanto que os pedúnculos de ligação entre eles diminuem por dissolução de Fe (fácies parapisolítica de TARDY (1993)). Finalmente, com o rompimento dessas ligações, os pseudopisólitos se separam definitivamente da crosta laterítica (Figura 13).

No conglomerado laterítico a textura pseudopisolítica aparece nos seixos argilosos e os fragmentos hematíticos que mostram um córtex e um zoneamento concêntrico de goethita ou Al-goethita, onde parte das suas bordas originais foram substituidas pelas feições concêntricas (Figura 14). Nesse arranjo pode-se observar a substituição da matriz argilosa original pelo cimento gibbsítico macrocristalino, altamente poroso e friável. Em certos casos a matriz argilosa ainda mantém-se pouco substituída ou transformada em cimento gibbsítico, porém com as feições peseudopisolíticas fortemente acentuadas nos seixos (Figura 15).

2.3.2 - **Textura porosa**

A textura porosa pode ser observada em todos os tipos lateríticos. Ela contribui sobremaneira ao aumento da permoporosidade do meio, em particular, da porção mais superficial da cobertura.

Na crosta formada sobre os xistos metavulcânicos, os poros correspondem geralmente a espaços intersticiais entre os pseudo-oólitos milimétricos que compõem a laterita. Mais raramente a destruição dos próprios esferólitos proporciona essa porosidade.



ESTÁGIO 1 - SITUAÇÃO INICIAL

ESTÁGIO 2 - FÁCIES METANODULAR

ESTÁGIO 3 - FÁCIES PROTOPISOLÍTICA

ESTÁGIO 4 - FÁCIES PSEUDOPISOLÍTICA

Figura 13 - Evolção dos pseudopisólitos formados: A) na crosta laterítica sobre xistos metavulcânicos e B) na crosta ferruginosa brechoíde.

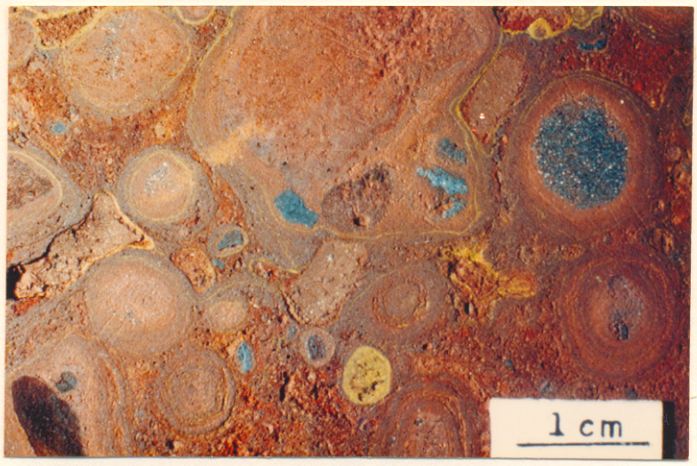


Figura 14 - Pseudopisólitos com vários córtex de Algoethita e hematita em matriz gibbsítica e porosa.

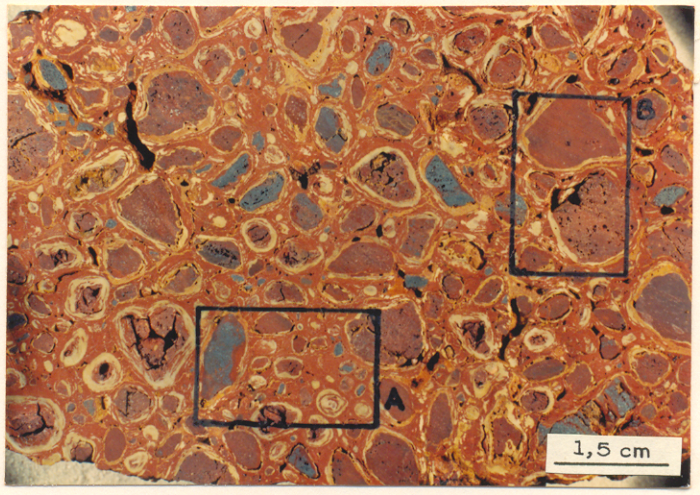


Figura 15 - conglomerado laterítico polimítico com fundo matricial argiloso, microporoso a maciço.

Nos níveis ricos em cutanes hematíticas e goethíticas, a textura porosa verifica-se somente nas zonas pseudo-oolíticas limitadas e as vezes isoladas por essas venulações ferruginosas (Figura16). Cavidades centimétricas alongadas, com desenvolvimento sub-horizontal também aparecem margeadas por cutanes anastomosadas. Tais cavidades seriam o resultado final da degradação das porções pseudo-oolíticas.

Localmente na crosta esferulítica, aparecem zonas de desferrificação envolvendo pequenos bolsões de pseudo-oólitos amarelados a esbranquiçados presentando nenhuma ou pouca coesão entre si. Esses bolsões exibem forma irregular e estão normalmente encapsulados por cutanes hematita-goethíticas.

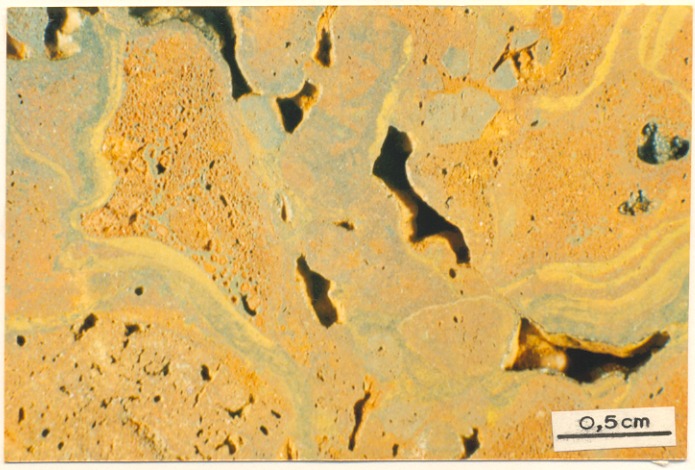


Figura 16 - Bolsões esponjosos gibbsíticos e hematíticos encapsulados por cutanes hematita-gibbsítica mostrando relíquias de esferólitos.

2.3.3 - **Estruturas colunares**

Tais estruturas de degradação encontra-se sobretudo nas áreas de ocorrência do conglomerado laterítico. São estruturas subverticalizadas, anastomosadas, marcando essencialmente a parte superior da crosta. O seu desenvolvimento está relacionado à atividade de raízes que penetrando em fraturas, provocam uma desferrificação local. Esse processo resultou na individualização de túbulos e colunas verticalizados com diâmetro centimétrico e comprimentos de até 1 m. Os córtex e revestimentos das cavidades mostram um zoneamento concêntrico, sendo constituido por cutanes complexas de goethita, Al-goethita e raramente de hematita. Superpondo-se a laterita que normalmente exibe uma textura pseudopisolítica previamente desenvolvida, os córtex chegam a obliterar totalmente essas feições.

3 - FEIÇÕES PSEUDOCÁRSTICAS DO PLATÔ N1

3.1 - GENERALIDADES

O uso do termo "pseudocarst" para definir as feições observadas no platô N1, deve-se essencialmente à existência na área de elementos geomorfológicos e de um regime hidrológico semelhantes aos que caracterizam ambientes verdadeiramente cársticos, em rochas carbonáticas.

As principais feições pseudocársticas que ocorrem no platô N1 são cavernas, dolinas e depressões superficiais que abrigam lagos rasos na sua maioria temporários.

As feições doliniformes foram reconhecidas apenas os seus aspectos gerais através da análise de fotografias aéreas e de observações de campo. As cavernas, via de regra situadas nas bordas do platô, foram objeto de levantamentos e estudos mais detalhados. Elas foram submetidas a um levantamento topográfico, obtendo-se assim suas dimensões, caracterísiticas morfológicas e o seu posicionamento em relação à superfície do platô. Foi igualmente realizado o mapeamento das feições texturais e estruturais observáveis nas paredes e no teto das grutas.

Em geral as cavernas encontram-se na interface da crosta com o saprólito ou na própria crosta. Os pisos correspondem geralmente a níveis lateríticos menos endurecidos da base da crosta ou ao topo do saprólito. As percolações de água no interior dessas cavidades são temporárias, sendo mais intensas no período chuvoso, isto é, entre os meses de dezembro e maio.

3.2 - FEIÇÕES DOLINIFORMES

Diversas depressões subcirculares a elípticas de algumas dezenas a poucas centenas de metros de diâmetro, foram reconhecidas na superficie do platô N1. As

bordas localmente escarpadas e sustentadas pela couraça (laterita ferro-aluminosa ou brecha hematítica) apresentam, em relação à parte interna e plana das depressões, um desnível raramente superior a 2 m. Por vezes lagos rasos ocupam a parte central dessas estruturas.

A localização e o desenvolvimento de algumas dessas depressões foram controlados por lineamentos estruturais. Em outros casos não foi possível perceber controle algum. A análise de fotografias aéreas do platô N1 revelou a presença, em volta das depressões, de lineamentos subcirculares e concêntricos, correspondendo a fraturas na crosta (Figura 17). No campo observou-se que a distribuição da vegetação mais arbustiva segue esse padrão de fraturas. Tais depressões são frequentes nas áreas não florestadas em todos os platôs da serra dos Carajás.

Algumas dolinas estão associadas a entradas de cavernas situadas na superfície do platô e foram geradas pelo abatimento do teto dessas cavidades. Nesses casos, as depressões apresentam um contorno circular e uma profundidade de até 3 m, podendo comportar varias entradas de caverna na sua base. Observa-se igualmente dentro dessas dolinas, uma vegetação arbórea ou mata galeria implantada, que contrasta com a vegetação de canga das áreas circunvizinhas.

3.3 - GRUTAS DO PLATÔ N1

Diversas cavernas foram encontradas no platô N1. Até o momento tem-se o registro de 13 grutas, sendo algumas relevantes sítios arqueológicos. A existência de numerosas cavidades tem sido também assinalada em outros platôs da serra dos Carajás.

Para o presente trabalho foram selecionadas cinco cavernas em função das facilidades de acesso, do bom estado de preservação dos sítios, bem como da diversidade das formas e dos minerais de neoformação encontrados nelas.

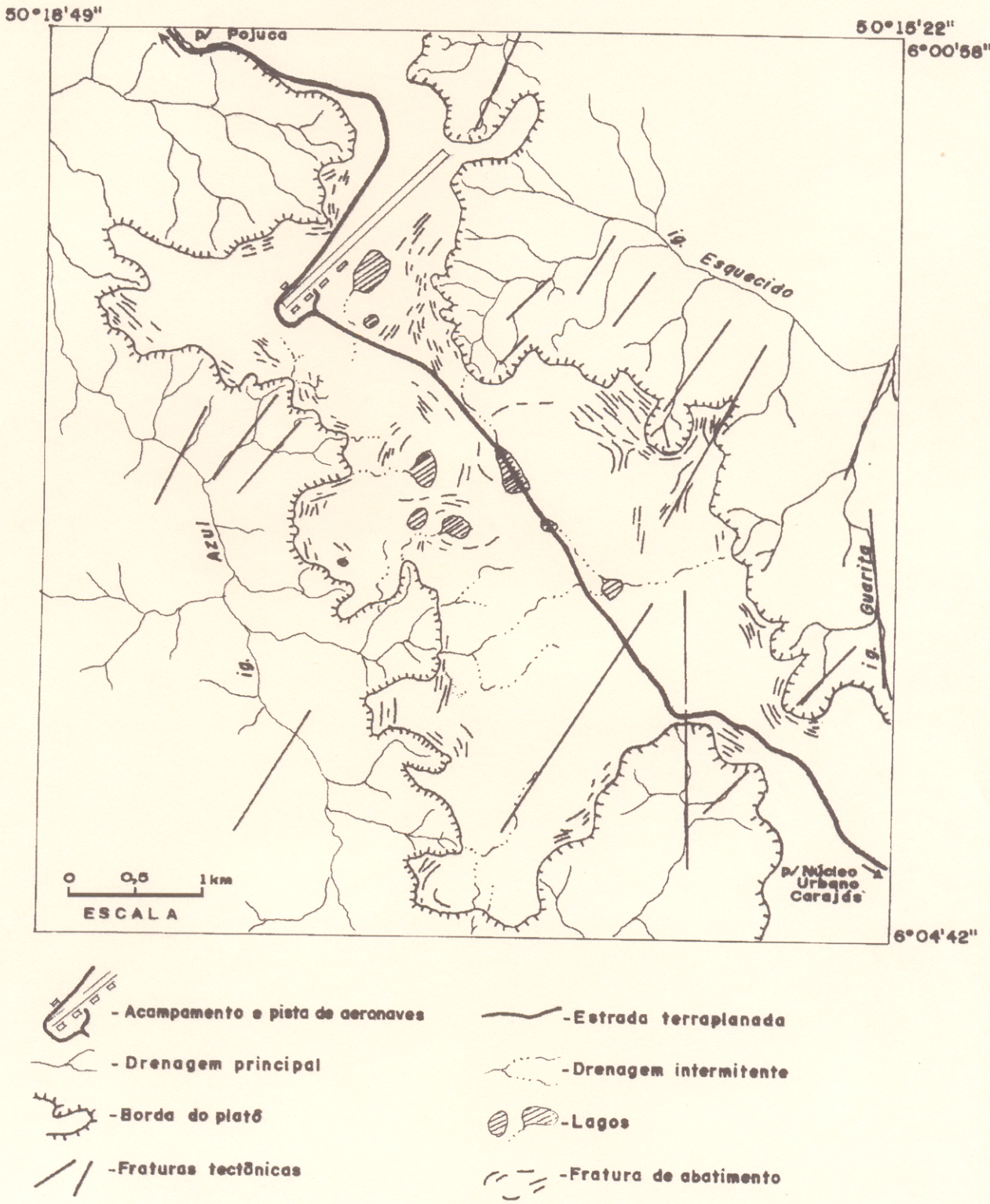


Figura 17 - Mapa elaborado a partir da análise de fotografias aéreas na escala de 1:40.000, destacando as estruturas e as feições pseudocársticas no platô N1.

Essas cavernas foram denominadas Gruta Falsa, Gruta da Bomba D'água, Gruta da Fenda, Gruta do N1 e Gruta da Guarita, em função da sua localização ou peculiaridade morfológica. A localização dessas grutas é indicada na Figura 18.

3.3.1. - **Morfologia**

3.3.1.1- Gruta Falsa

A Gruta Falsa encontra-se a cerca de 300 m do antigo acampamento da DOCEGEO, no topo da encosta que domina o vale do Igarapé Azul. A sua entrada situa-se na base de um paredão de 15 m de altura.

Essa gruta tem um desenvolvimento total de aproximadamente 72 m na direção N-S. A sua entrada, de forma aproximadamente triangular, tem 0,8 m de altura por 1.2 m de largura, e dá acesso a um corredor principal de cerca de 10 m de extensão. No início do corredor encontra-se uma galeria de 6 m com extensão para leste. Ao fundo do corredor há uma bifurcação após a qual atinge-se uma zona rica em blocos desmoronados, e, em seguida um salão inclinado a 45° com teto baixo. Este salão contém blocos métricos abatidos e encontra-se ligado a um outro situado em um nível topográfico mais baixo. Este último salão fica alagado durante os períodos chuvosos e no seu piso acumulam-se depósitos de argila. Do salão central para leste ocorre um conjunto de estreitas galerias encaixadas em fraturas abertas na laterita, com extensão total de aproximadamente 16 m. Nesta gruta a altura do teto varia entre 0,5 e 3 m (Figura 19).

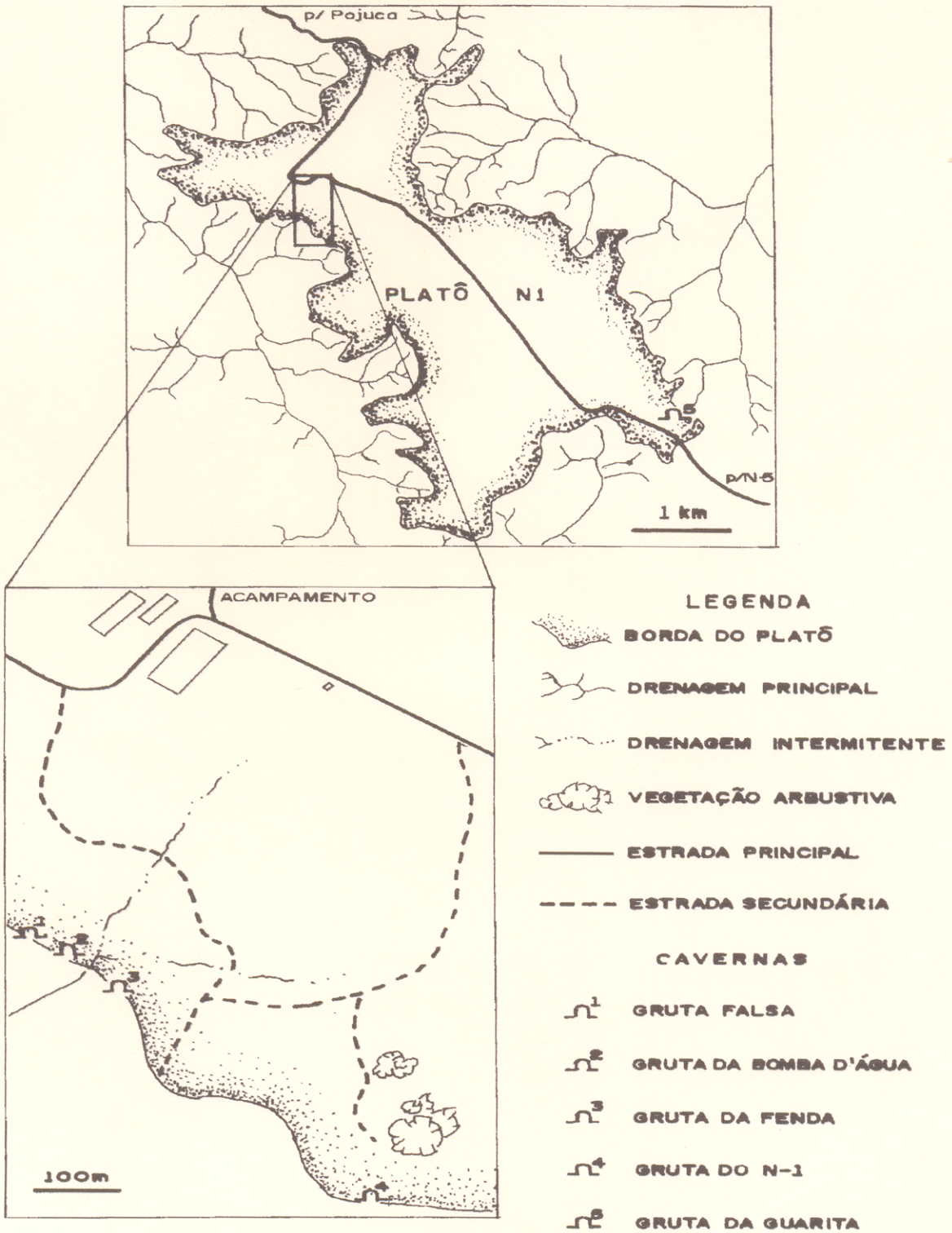


Figura 18 - Mapa de localização das cavernas estudadas no platô N1.

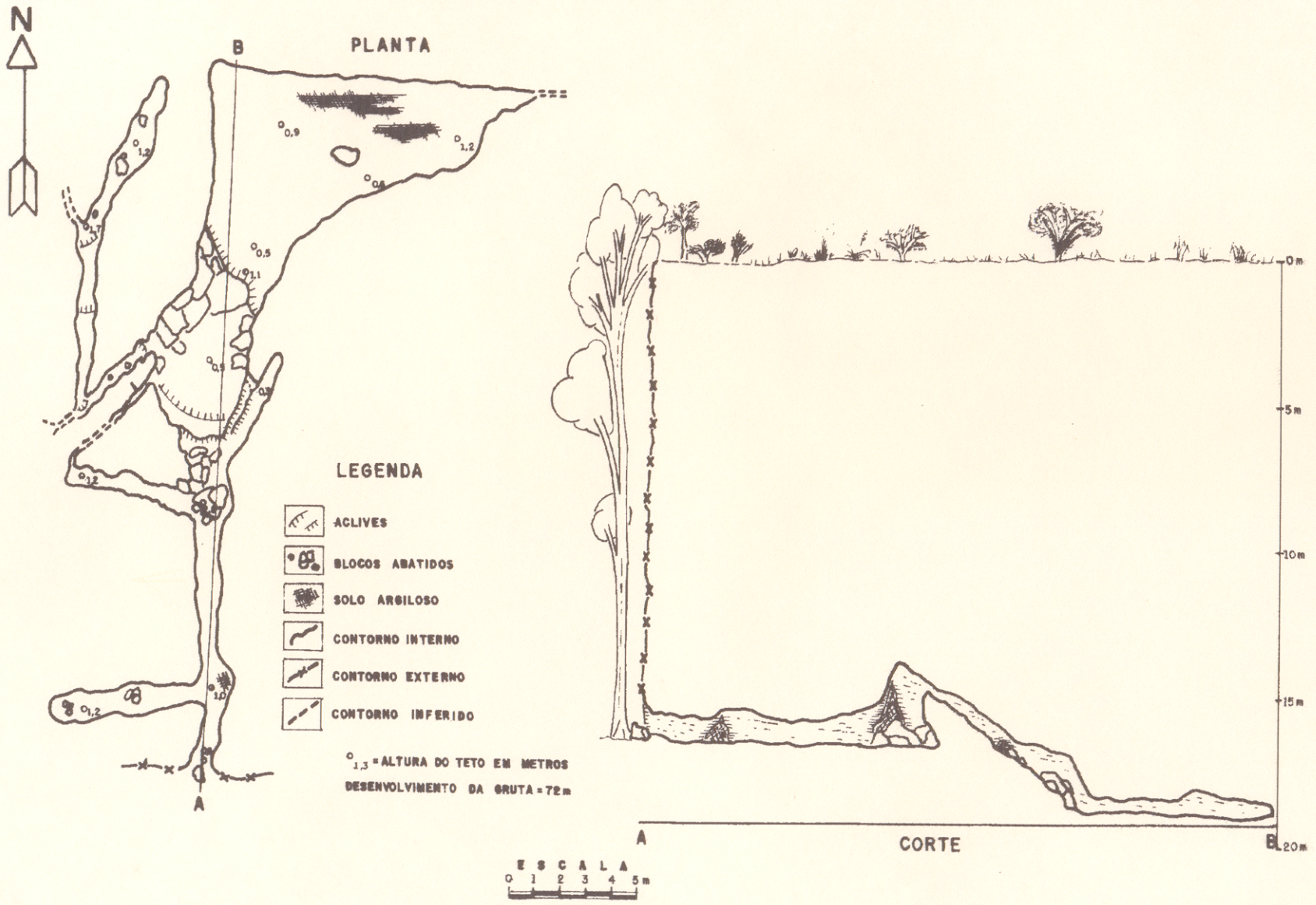


Figura 19 - Planta baixa e corte mostrando o desenvolvimento da Gruta Falsa

3.3.1.2 - Gruta da Bomba D'água

A Gruta da Bomba D'água localiza-se na mesma encosta em que se encontra a Gruta Falsa, a cerca de 30 m a sul desta, próximo ao antigo local de captação de água do citado acampamento da DOCEGEO.

A sua entrada situa-se a 5 m abaixo do topo do platô, próximo à queda d'água de uma pequena drenagem que percorre a superfície.

O seu desenvolvimento perfaz 98 m segundo uma direção principal E-W. A entrada tem forma triangular, cerca de 1,1 m de altura e 1,2 m de base. Essa entrada dá acesso a um pequeno compartimento que, por sua vez, através de uma fenda permite o acesso a um salão central. Este salão contém numerosos blocos abatidos e mostra uma inclinação de 25° para sul, sendo a altura do teto aproximadamente 1 m. O fundo do salão central encontra-se interligado com outros dois salões a leste e a oeste. Estes salões são alongados e situam-se em níveis topograficamente mais baixos que o salão central. A altura do teto nessas duas cavidades varia entre 0,4 e 1,6 m (Figura 20).

A Gruta da Bomba D'água apresenta um desnível geral do seu piso da ordem de 4 m. Nos salões de fundo da caverna nos níveis mais baixos, constata-se a acumulação de sedimentos argilosos no piso.

3.3.1.3- Gruta da Fenda

A Gruta da Fenda encontra-se a aproximadamente 30 m a leste da Gruta da Bomba D'água. A sua entrada situa-se na superfície do platô formando uma clarabóia alongada na direção NE-SW, com dimensões de 0,8 m por 0,5 m. Esta abertura encaixa-se numa fratura vertical paralela à borda do platô que dá acesso aos salões e galerias desenvolvidos entre 3 e 5 m de profundidade. De início tem-se acesso a um salão central cujo piso esta inclinado a 30° e que apresenta uma altura do teto entre

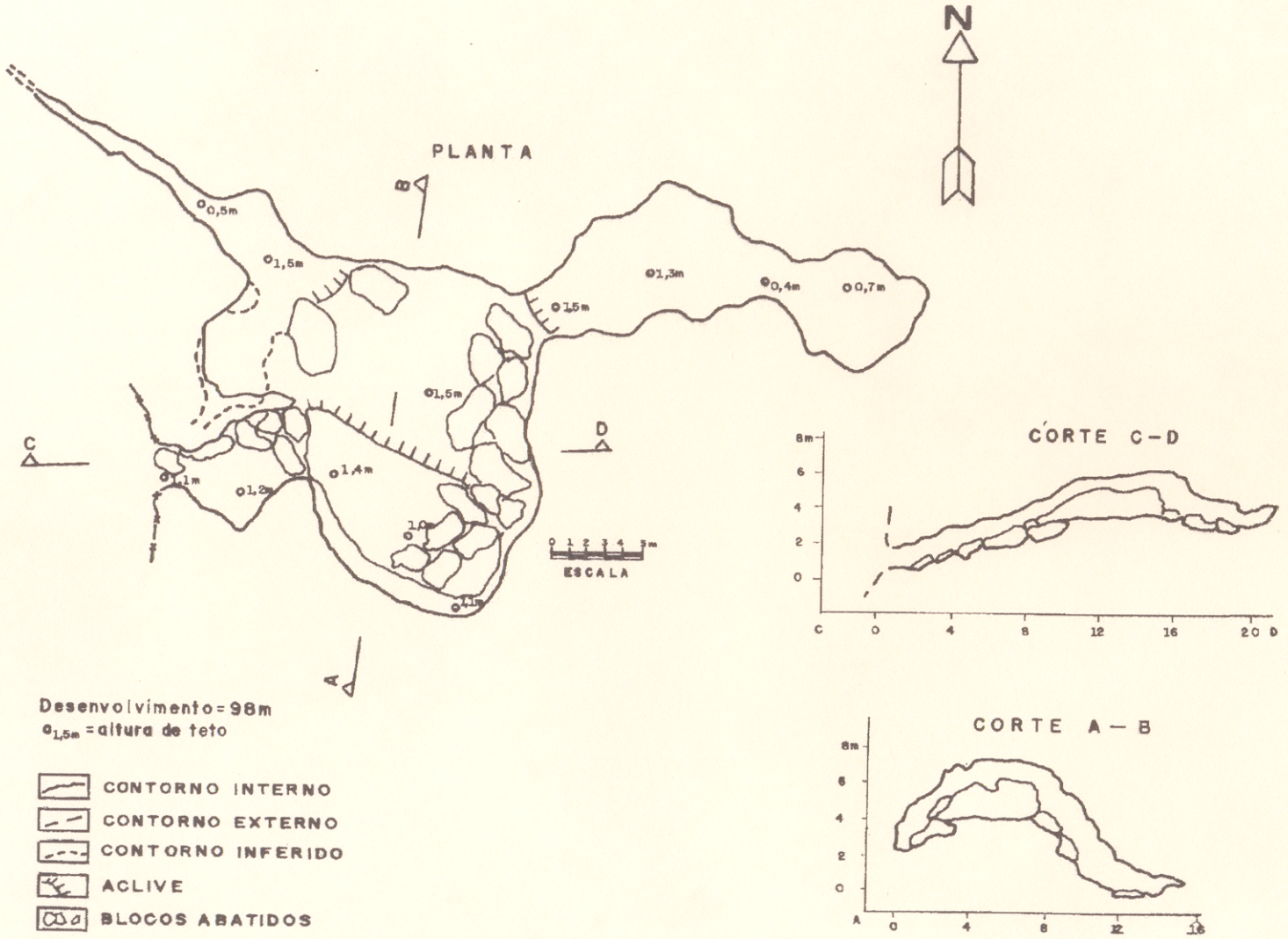


Figura 20 - Planta baixa e cortes mostrando o desenvolvimento da Gruta da Bomba D'água.

1,2 e 1,8 m. No fundo do salão, tanto para NE como para SE, abrem-se passagens para galerias e outros pequenos salões, totalizando uma extensão de 71 m. Na parte oeste da gruta, encontra-se um salão comportanto numerosos blocos abatidos, provenientes do desabamento de parte da crosta. O deslocamento de blocos do teto gerou pequenas clarabóias que permitem a passagem da luz para o interior da gruta.

A gruta mostra prosseguimento para oeste, porém devido à extrema redução do espaço não foi possível completar o reconhecimento (Figura 21).

3.3.1.4 - Gruta do N1

A Gruta do N1 está situada próximo ao topo da encosta oeste do platô N1, a cerca de 800 m do acampamento da DOCEGEO.

Com um desenvolvimento praticamente linear de 87 m na direção NW-SE, essa gruta possui duas entradas, sendo uma localizada na sua extremidade NW, numa depressão doliniforme e a outra na extremidade SE, na borda do platô. A entrada NW tem 1 m de altura por 4 m de largura, enquanto que a entrada SE apresenta uma forma arqueada e 6,8 m de altura por 10 m de largura.

A partir da entrada NW até a parte central da gruta o piso é acentuadamente inclinado (30°). Do centro para a entrada SE o piso torna-se sub-horizontal verificando-se um desnível entre as duas entradas de aproximadamente 8 m (Figura 22).

Na parte NW da gruta ocorre um pequeno salão lateral cujo piso está totalmente recoberto por guano de morcego. A espessura deste depósito coprogênico pode atingir 1 m.

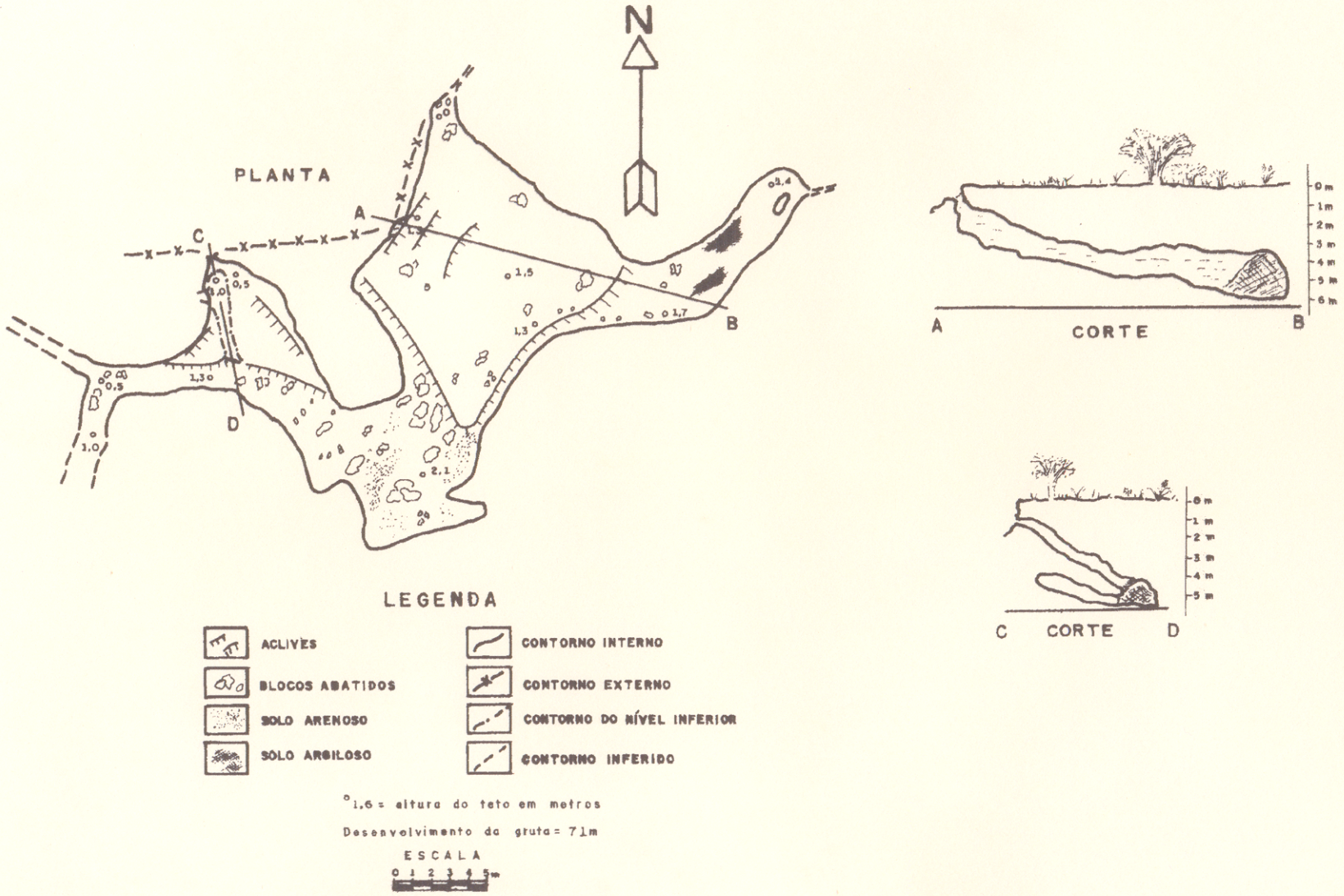


Figura 21 - Planta baixa e cortes mostrando o desenvolvimento da Gruta da Fenda.

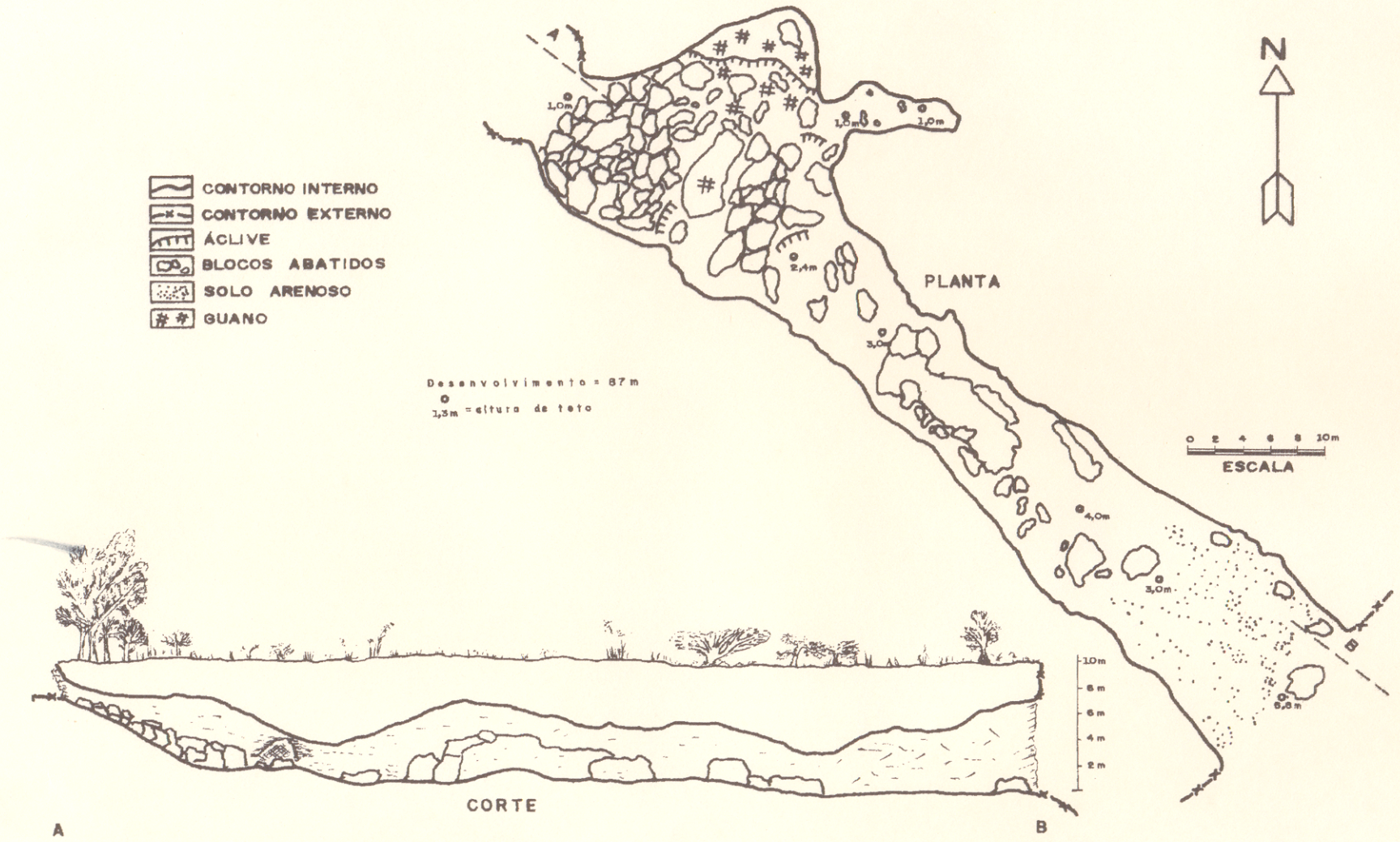


Figura 22 - Planta baixa e corte mostrando o desenvolvimento da Gruta do N1.

3.3.1.5 - Gruta da Guarita

A Gruta da Guarita localiza-se na borda SE do platô N1, próximo à cabeceira do igarapé Guarita, a 5,5 km do acampamento da DOCEGEO na direção sudeste e a 600 m da estrada de acesso à mina de ferro e ao núcleo urbano (Figura 18).

A morfologia da Gruta da Guarita cujo desenvolvimento total é de 98 m, é controlada por fraturas paralelas às bordas do platô (Figura 23). O controle por fraturas impressas na couraça laterítica verifica-se em particular nas direções das estreitas galerias que ligam os salões.

Essa gruta possui duas entradas, ambas voltadas para a encosta do platô. Elas apresentam uma forma arqueada, sendo uma com altura máxima de 2 m e largura de 10 m, e outra maior com 3 m de altura e 15 m de largura.

O piso dos salões nas partes mais internas e mais elevada topograficamente, está parcialmente recoberto por blocos abatidos do teto, enquanto que os salões próximos à entrada são mais baixos e comportam um solo espesso com vestígios de ocupação humana pré-histórica (material lítico e cerâmica). Nos salões internos ocorre um solo guanoso com espessura de até 1 m.

3.3.2 - **Geologia**

3.3.2.1- Gruta Falsa

A Gruta Falsa encontra-se encaixada na base do conglomerado laterítico, em uma zona que exibe alta porosidade secundária devida aos fenômenos de degradação. O teto da gruta apresenta feições esqueletais em forma de lâminas retorcidas constituidas por hematita e gibbsita. Essas formas correspondem a moldes negativos de seixos argilosos destruidos por dissulução dos seus minerais constituintes (Figura 24).

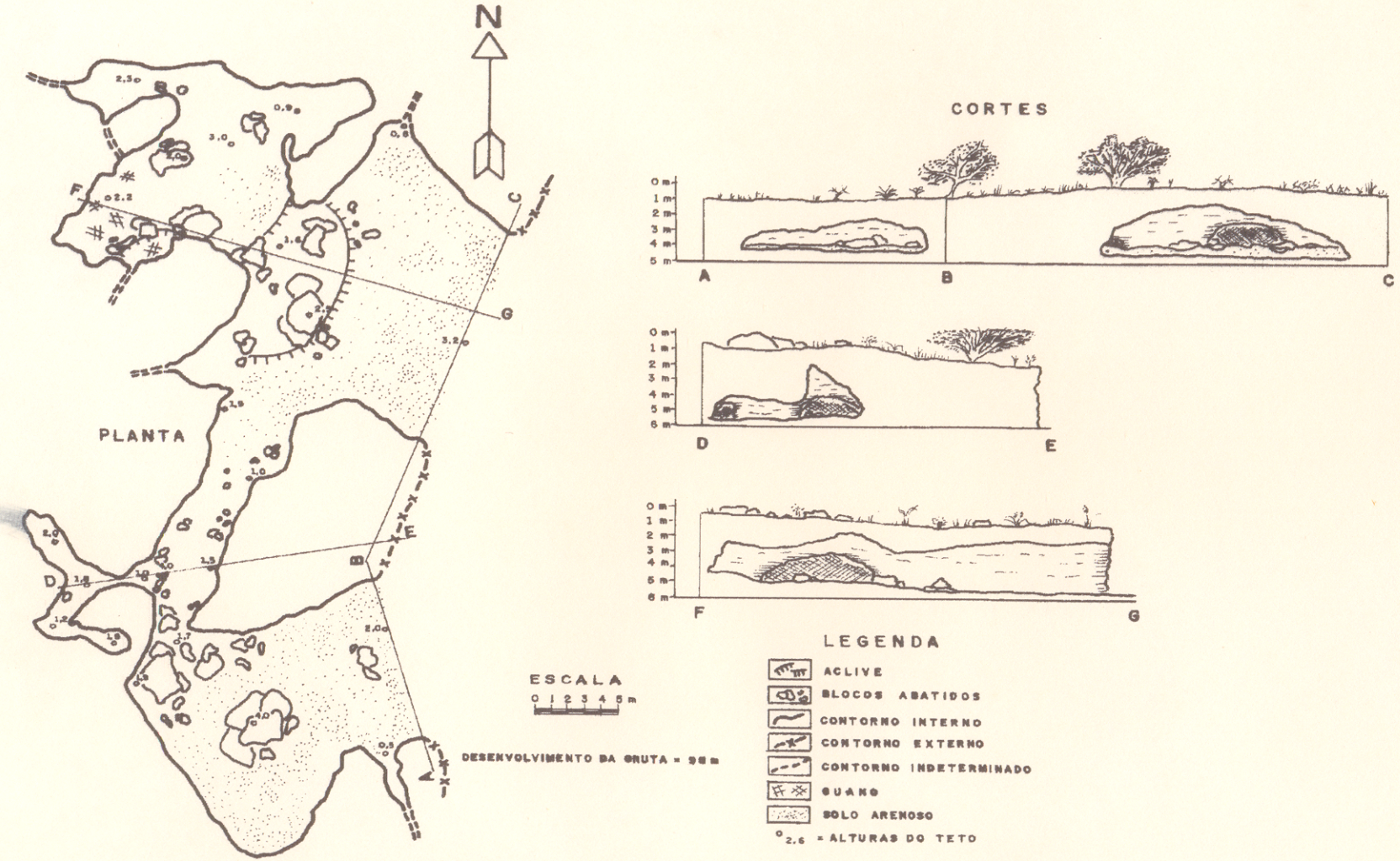


Figura 23 - Planta baixa e cortes mostrando o desenvolvimento da Gruta da Guarita.

Um material de textura altamente esponjosa e de consistência friável, composto essencialmente de hematita e envolvendo grãos milimétricas de quartzo mostrando sinais de corrosão, constitui essencialmente essa laterítica (Figura 25). Essas zonas esponjosas estão parcialmente protegidas da erosão por filonetes de hematita e/ou gibbsita que preenchem fraturas na laterita degradada e apresentam uma distribuição totalmente aleatória.

Observa-se também que porções lateríticas de consistência essencialmente argilosa e de composição gibbsítica, estão igualmente recortadas por filonetes hematíticos que constituem sistemas compartimentados de tipo "box work". Localmente, os produtos argilosos que preenchiam as células ou septos foram totalmente removidos, ficando preservada apenas uma estrutura esqueletal na forma de uma rede de filonetes hematíticos exibindo um padrão de distribuição ortogonal (Figura 26).

A Gruta Falsa comporta um teto bastante instável e sujeito a desmoronamentos devido à presença de abundantes fraturas sub-horizontais. A grande quantidade de blocos abatidos no piso evidencia essa instabilidade.

3.3.2.2 - Gruta da Bomba D'água

A Gruta da Bomba D'água está encaixada no conglomerado laterítico que, no local, apresenta acentuada textura pseudopisolítica.

Estruturas colunares bem expressas aparecem na laterita e em particular no teto da gruta. Essas estruturas superimpõem-se à textura pseudopisolítica. Pode-se observar, tanto nas paredes como no teto, cutanes subverticais cortando a laterita. Entre essas vênulas a crosta exibe uma textura pseudopisolítica reliquiar. Os pseudopisólitos esféricos estão parcial a totalmente

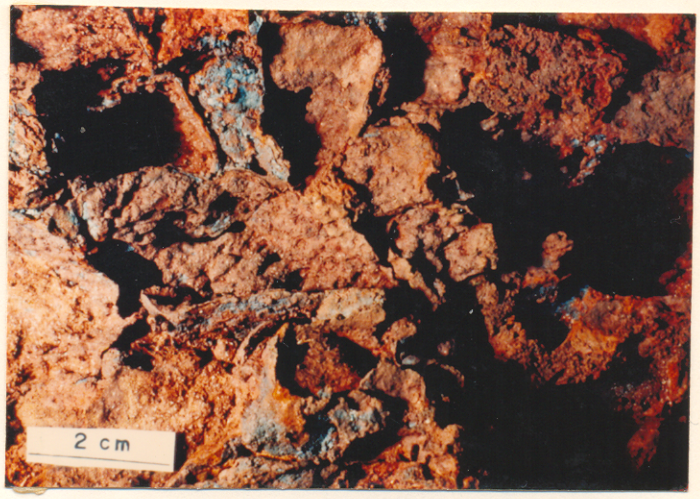


Figura 24 - Feições esqueletais do teto da Gruta Falsa. As lâminas retorcidas são compostas de hematita, alternada com gibbsita.

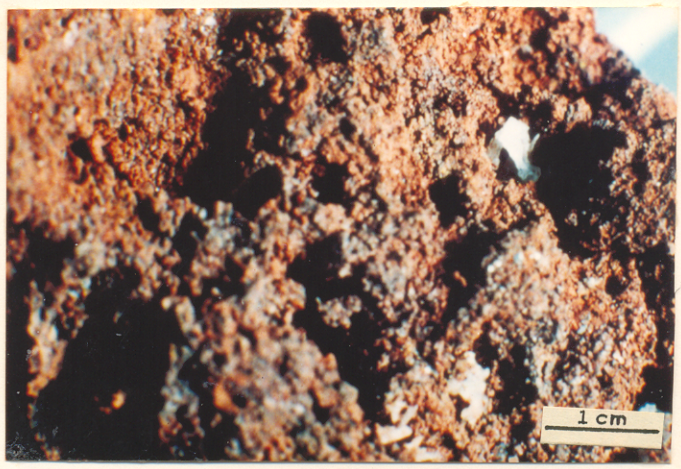


Figura 25 - Textura esponjosa desenvolvida em material hematítico no teto da Gruta Falsa.

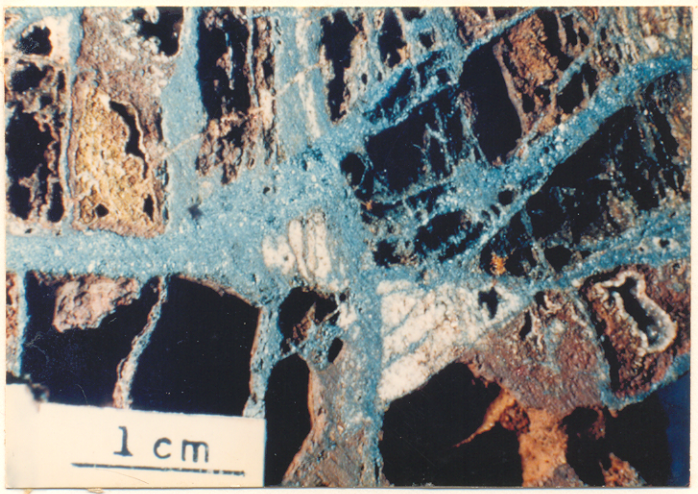


Figura 26 - Textura do tipo "box works" desenvolvida em porções argilosas do teto da Gruta Falsa.

ocos devido a remoção das suas partes internas, o que confere ao meio uma alta permoporosidade. Fraturas sub-horizontais controlam o estágio de desenvolvimento atual da gruta. A presença de grande quantidade de blocos abatidos do teto no salão principal denota a instabilidade causada por essas fraturas.

3.3.2.3 - Gruta da Fenda

A Gruta da Fenda situa-se na interface saprólito/crosta conglomerática. O seu piso encontra-se no horizonte saprolítico que exibe ainda a foliação milonítica dos xistos metavulcânicos, enquanto que o seu teto é sustentado pelo conglomerado laterítico.

Tanto as paredes como parte do piso são marcadas por estruturas cavernosas e tubulares desenvolvidas no material argiloso e microporoso (Figura 27).



Figura 27 - Estrutura cavernosa e tubular causada pelo regime hidráulico intenso no sistema vadoso.

As paredes dos túbulos são revestidas por finas camadas de aspecto porcelanado e coloração castanho-escuro a avermelhado, compostas de hematita, Al-goethita e traços de anatásio. Os próprios túbulos são preenchidos por depósitos de consistência terrosa, compostos de gibbsita, Al-goethita e traços de anatásio e contendo diminutos fragmentos hematíticos e esferólitos hematito-goethíticos.

O teto da gruta é constituido pelo conglomerado de arcabouço aberto, cuja matriz de consistência argilosa e composta de goethita, hematita, gibbsita e Al-goethita envolve seixos argilosos, de minério de ferro e de laterita. Devido a natureza da crosta, o teto é bastante instável e sujeito a desmoronamentos. Na entrada da gruta o teto é sustentado pelo horizonte mais maciço e endurecido do topo da crosta.

3.3.2.4 - Gruta do N1

A Gruta do N1 está desenvolvida na interface saprólito litoreliquiar/crosta essencialmente esferulítica, num horizonte permoporoso e bastante friável de 5 a 6 m de espessura.

Próximo à entrada NW, o teto é sustentado por uma laterita litificada, cavernosa, rica em cutanes hematito-goethíticas que formam um sistema anastomosado sub-horizontal.

Em direção à parte mais interna da gruta, pode-se verificar nas paredes e no teto a passagem da crosta litificada para uma zona menos endurecida que apresenta uma estrutura cavernosa. Nessa zona, cavidades centimétricas estão parcialmente preenchidas por produtos de consistência terrosa, compostos de hematita, goethita e gibbsita. Mais abaixo no perfil, essa zona altamente permoporosa grada para um horizonte saprolítico cavernoso e microporoso que, por sua vez, passa para um saprólito maciço exposto na base das paredes, próximo à entrada SE da gruta.

3.3.2.5 - Gruta da Guarita

A Gruta da Guarita encontra-se encaixada na brecha hematitica. Esta canga, constituida por fragmentos de minério de ferro formando um arcabouço bastante fechado e por uma matriz essencialmente goethítica, apresenta feições de degradação pouco acentuadas. A evolução da gruta parece ter sido controlada principalmente pela presença de fraturas verticais impressas na cobertura laterítica. Essas fraturas são geralmente paralelas às bordas do platô, sendo esta a direção do eixo principal de desenvolvimento da gruta. Somente no teto e nas paredes das galerias menores e, parcialmente, dos salões mais internos, podem ser observadas zonas descontínuas nas quais a laterita apresenta alta porosidade e consistência friável. Essas zonas restritas, constituídas principalmente por gibbsita e hematita, não obedecem, no seu desenvolvimento, ao controle estrutural assinalado acima. Diversos produtos de degradação da brecha hematítica, mostrada no seu estado não alterado na Figura 7, são apresentados nas Figuras 28, 29 e 30.

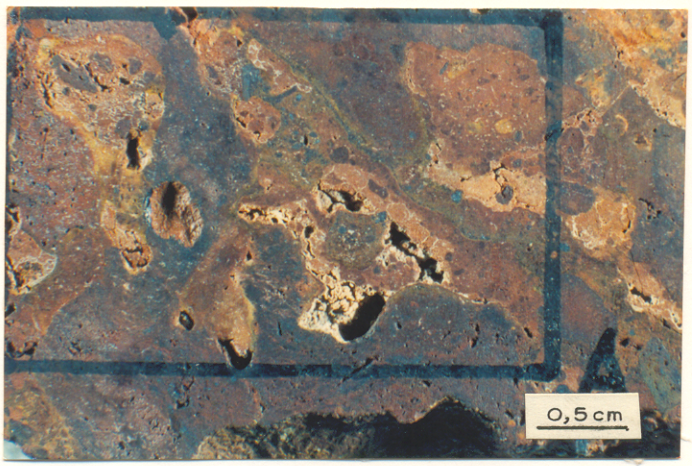


Figura 28 - Brecha hematítica com matriz de consistência argilosa e com zonas de desferrificação da Gruta da Guarita.

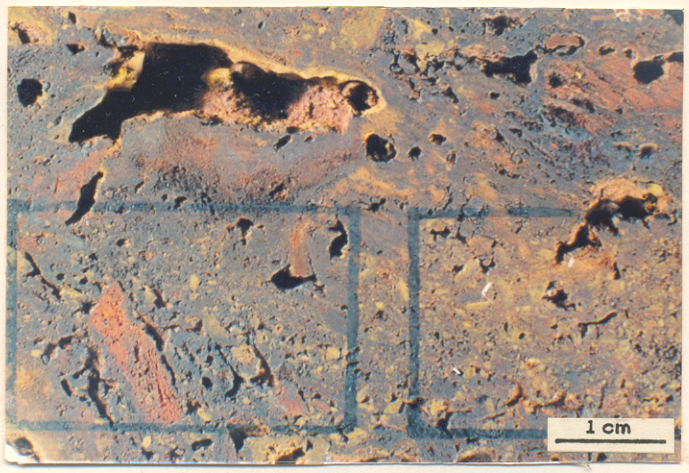


Figura 29 - Fragmento da breche hematítica fortemente degradada da Gruta da Guarita.

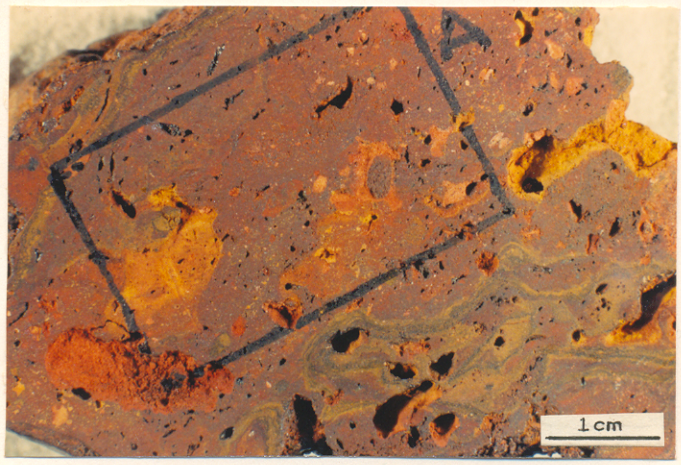


Figura 30 - Cutanes hematíticas e goethíticas superimpostas à brecha hematítica.

4 - DESENVOLVIMENTO DAS FEIÇÕES PSEUDOCÁRSTICAS

4.1 - TEXTURAS E ESTRUTURAS FAVORÁVEIS

As paredes e tetos das grutas estudadas mostram variações texturais que permitem reconstituir parte dos mecanismos que levaram a formação das feições morfológicas pseudocársticas.

De um modo geral verifica-se que as grutas estão situadas na interface saprólito/crosta ou na parte inferior da crosta. O teto geralmente encontra-se sustentado pelos horizontes superficiais da laterita endurecida.

O nível favorável para o desenvolvimento das grutas caracteriza-se pela sua textura porosa/cavernosa e consistência friável. Trata-se de um horizonte aparentemente descontínuo chamado comumente zona de baixa densidade (TWIDALE,1987).

Na cobertura de alteração intempérica desenvolvida sobre os metavulcanitos, a zona de baixa densidade localizada, via de regra, na interface saprólito/crosta pode apresentar uma espessura de até 6 m. Ela consiste normalmente em laterita degradada altamente porosa e permeável, com estruturas cavernosa e tubular bem desenvolvidas.

As zonas de baixa densidade na brecha hematítica tem extensão mais restrita a exemplo das observadas em alguns salões da Gruta da Guarita. Em geral elas não seguem um controle estrutural ou litológico perceptível. Essas zonas apresentam uma textura porosa superimposta aos fragmentos constituintes da brecha, e consistem em produtos de consistência friável.

No conglomerado laterítico as zonas de baixa densidade são marcadas pela predominância de texturas esponjosas e estrutura esqueletais (de tipo "box work" e de moldes de seixos) desenvolvidas na base da crosta. O mesmo acontece no

conglomerado laterítico exibindo textura pseudopisolítica na parte superior da crosta. Os moldes negativos dos pseudopisólitos são preservados, formando uma acumulação de pequenas esferas vazias. Essa última feição é comum no teto da Gruta da Bomba D'água.

4.2 - FORMAÇÃO DAS ZONAS DE BAIXA DENSIDADE

O desenvolvimento das feições pseudocársticas foi controlado, por um lado, pelos fatores estruturais e, por outro, pela existência de zonas de baixa densidade. As fraturas, como condutos naturais das águas percolantes, desempenharam um papel fundamental na evolução das grutas, definindo, em particular, as direções das galerias. No entanto, o desenvolvimento lateral das cavernas e a formação das depressões doliniformes resultaram sobretudo da individualização de zonas altamente porosas e permeáveis e por isso friáveis, situadas na interface saprólito/crosta, ou dentro da própria crosta. A formação das zonas de baixa densidade foi controlada por variações nas condições físico-químicas no perfil de alteração que causaram a desestabilização, pelo menos parcial, dos minerais constituintes da laterita e a redistribuição dos elementos liberados.

Na cobertura sobre xistos, o ferro e o alumínio mobilizados na crosta migraram para zonas mais profundas do manto de alteração. Apesar da fixação de parte de Fe e Al na própria crosta sob a forma de cutanes e preenchimentos de poros e vacúolos, outra parte alcançou a base da couraça/topo do saprólito, onde se verifica uma intensa migração lateral de águas subterrâneas oxigenadas devida à diferença de permeabilidade entre os dois horizontes. O encontro das soluções percolando "per descensum" com este fluxo lateral desestabilizou os complexos solúveis de Fe e Al contidos nas primeiras, causando a precipitação de goethita, hematita e gibbsita nas fissuras e fraturas do topo da zona saprolítica. Formou-se, deste modo, um sistema

reticular mais o menos denso, superimposto ao saprólito predominantemente caulinítico. Prosseguindo-se a migração lateral das águas subterrâneas, a caulinita sofreu dissolução incongruente. Com a lixiviação do Si, o Al remanescente precipitou na forma de agregados de gibbsita meso a macrocristalina, porosos e friáveis, que revestiram as paredes das células do sistema reticular, e mais raramente preencheram essas últimas. Com o aumento da porosidade e permeabilidade do meio causado pela ação química das águas, as soluções tornaram-se mais eficientes também na sua ação física, removendo parte das finas partículas de gibbsita. Assim, com o aparecimento de vazios cada vez mais abundantes na interface saprólito/crosta, individualizaram-se zonas de baixa densidade.

Dentro e na base do conglomerado laterítico a evolução foi semelhante. Sob efeito de relativa acidez e da presença de matéria orgânica, Fe e Al mobilizados próximo à superfície migraram "per descensum", enquanto que a matriz argilosa do conglomerado sofreu dessilicificação e o alumínio liberado da caulinita dissolvida acumulou-se "in situ". A eliminação da sílica e a redistribuição de Fe e Al resultaram nas zonas mais oxigenadas e de acidez mais baixa, isto é, nas zonas melhor drenadas, em cimentação dos seixos lateriticos e dos fragmentos hematíticos. O cimento hematítico e/ou gibbsítico, embora apresentasse alta porosidade e fragilidade mecânica, tornou-se mais estável quimicamente que os seixos e fragmentos, por esses conterem caulinita ou exibirem estruturas (laminação, foliação) facilitando o ataque das águas subterrâneas. Prosseguindo-se a alteração, os seixos lateríticos e os fragmentos hematíticos sofreram intensa degradação e, muitas vezes, completa destruição. Progressivamente individualizou-se um nível macrocelular sustentado pela antiga matriz transformada em cimento ou substituida por ele. Formou-se, assim, um sistema compartimentado constituido essencialmente em paredes encurvadas desenhando moldes negativos de antigos seixos.

Sobre as formações ferríferas ocorreu aproximadamente o mesmo processo, sendo o resultado final um nível cavernoso devido à degradação de grande parte dos fragmentos hematíticos da canga previamente transformados em produtos goethíticos friáveis.

4.3 - EVOLUÇÃO DAS FEIÇÕES PSEUDOCÁRSTICAS

A evolução posterior da zona de baixa densidade foi função da sua resistência à ação física e química das águas subterrâneas, bem como à pressão da crosta sobreposta. O grau de estabilidade da crosta em zonas de fraturas e a natureza dessas últimas foram igualmente fatores importantes. Nos locais onde a couraça permaneceu estável, a destruição gradativa pelas águas das estruturas esqueletais da zona de baixa densidade levou ao desenvolvimento de salões e galerias subterrâneas. Ao contrário, nas áreas onde a crosta apresentou instabilidade e acabou cedendo, sofrendo subsidência, formaram-se na superfície do platô depressões mais ou menos acentuadas que evoluiram, as vezes, para dolinas. Algumas dessas depressões abrigam lagos com lâmina d'água de até 18 m (SOUBIES et al. 1991).

Nas grutas, o abatimento de blocos do teto foi certamente um fenômeno auxiliar importante que levou ao desenvolvimento das cavidades até próximo à superfície e, ao aumento notável da altura tanto dos salões como das galerias. Em algumas cavernas, localmente, o teto desabou totalmente dando origem a dolinas mais profundas e depressões afuniladas. Novas entradas para as grutas surgiram, deste modo, na base dessas depressões. A Figura 31 representa as principais feições pseudocársticas identificadas no platô N1.

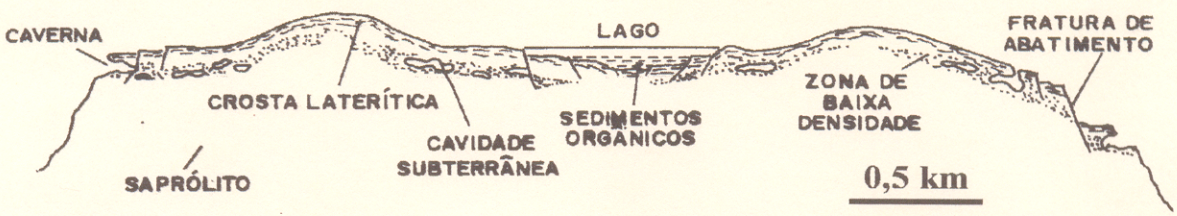


Figura 31 - Seção esquemática do platô N1 mostrando as principais feições pseudocársticas.

5 - SOLOS E DEPÓSITOS DE CAVERNAS

Nas grutas estudadas no platô N1 foram encontrados três tipos de depósitos recentes associados ao ecossistema cavernícola. São solos pouco transportados ou sedimentos inconsolidados, depósitos de guano resultantes da instalação nas grutas de colônias de morcegos e depósitos de minerais neoformados, gerados através de reações envolvendo produtos da alteração laterítica e o guano.

Os depósitos minerais e biogênicos encontrados no interior das grutas apresentam, portanto, uma estreita interligação em termos genéticos, dentro das condições muito particular deste ambiente.

5.1 - SOLOS E SEDIMENTOS

As grutas do N1 e da Guarita são as únicas a apresentarem camadas significativas de solo, cuja a espessura alcança 1,5 m próximo as suas entradas. Na entrada SE na Gruta do N1, o solo exibe uma coloração avermelhada escura a amarronzada, tem consistência argilo-arenosa e contém abundantes grânulos de crosta laterítica. Observa-se igualmente nesse solo uma fina estratificação marcada por horizontes centimétricos avermelhados, alternados com finas lentes de material esbranquiçado e pulverulento. A análise por difração de raios x de material semelhante a essas lentes encontrado no solo da Gruta do Gavião, no platô N4E, mostrou tratar-se de alunita $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$.

Escavações arqueológicas revelaram que a Gruta do N1 foi habitada no passado. Vestígios de ocupação humana pré-cerâmica tais como fragmentos líticos, lascas de cristal de rocha e de ametista, ossos de animais usados para alimentação e restos de fogueiras foram encontrados no solo (MPEG/CNPq 1988).

Na Gruta da Guarita o solo próximo às entradas é de cor marrom-escuro, de consistência areno-argiloso e contém bastante matéria orgânica na sua parte superficial. Este solo revelou também grande quantidade de artefatos líticos sobretudo lascas de cristal de rocha e de ametista. Este achado foi comunicado à Área de Arqueologia do Museu Paraense Emílio Goeldi em vista de futuros estudos nessa gruta. Dentro da gruta, nos salões menores, o solo, cuja espessura pode ultrapassar 1 m, apresenta-se como uma alternância de camadas centimétricas de argila e de guano decomposto. A análise química desse solo revelou um alto teor de P_2O_5 enquanto que a difratometria de raios x mostrou tratar-se de um produto quase exclusivamente composto de leucofosfita $KFe_2(PO_4)_2(OH).2H_2O$ (Tabela 3, Figura 32).

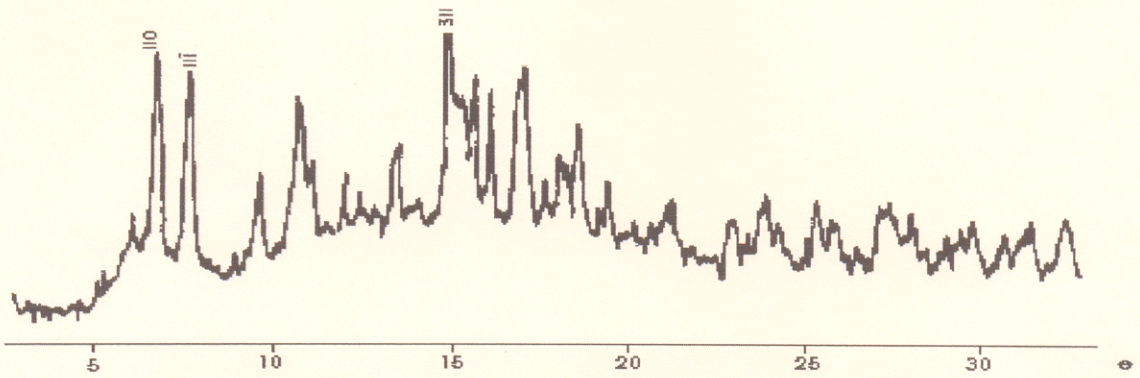


Figura 32 - Difratograma de raios x de solo guanoso constituido essencialmente de leucofosfita (Gruta da Guarita).

Na Gruta da Bomba D'água, no salão inferior, observou-se em alguns locais a acumulação de argila avermelhada. Este sedimento provém de setores mais elevados da gruta ou da própria cobertura laterítica, tendo sido transportado pelas águas pluviais infiltradas na crosta. Represadas nas partes mais deprimidas do piso, essas águas carregadas em finas partículas minerais sofreram decantação, formando-se finalmente

delgados depósitos argilosos. A análise por difração de raios x revelou que estes são constituidos por leucofosfita e traços de goethita.

5.2 - GUANO

Depósitos de guano foram encontrados em áreas restritas das grutas, em salões e galerias que serviam e, em parte, ainda servem de sítios de repouso a colônias de morcegos. Via de regra eles recobrem sobretudo pisos e blocos abatidos de laterita. Os depósitos mais expressivos encontram-se nas Grutas do N1 e da Guarita e podem atingir mais de 1 m de espessura.

O guano está semidecomposto, apresenta uma cor negra, uma consistência terrosa a granulada e é bastante leve quando seco ou pouco úmido. Este material é constituido de restos de exoesqueletos de insetos (quitina), pêlos, sementes, pólen e esporos. Nele encontram-se igualmente diminutos agregados cristalinos esbranquiçados a incolores. Esses cristais foram separados e identificados por difração de raios x, sendo encontrados dois fosfatos hidratados: a hannaiyta $(NH_4)_2Mg_3H_4(PO_4)_2.8H_2O$ e a brushita $CaHPO_4.2H_2O$ (Figura 33). Esses minerais foram também encontrados por BRIDGE (1973) em guano de morcego na Caverna Murra-el-elevyn, no oeste da Austrália. Neste local a hannayita apresenta-se em agregados de cristais tabulares de 0.2 a 0.5 mm de comprimento, transparentes a marrom-pálido, dispostos em camadas, enquanto que a brushita, associada à taylorita, ocorre na forma de finas agulhas brancas de 0.25 a 0.20 mm de comprimento, dispersas ou agregadas. Os produtos minerais cristalizados contidos no guano semidecomposto da Gruta do N-1 são de dois tipos. Um apresenta-se na forma de cristais incolores, tabulares, alongados segundo o eixo c, de até 5 mm de comprimento, disseminados ou formando agregados com estrutura radial, geralmente misturados com resíduos de matéria orgânica escuros e terrosos e pêlos de morcego. O outro produto constitui uma massa terrosa a puverulenta, de

coloração esbranquiçada, de forma arredondada e tamanho milimétrico. Com base nos hábitos exibidos por esses dois minerais e nas descrições de NRIAGU & MOORE (1984), acredita-se que no primeiro caso se trata de hannaiyta, e no segundo de brushita.

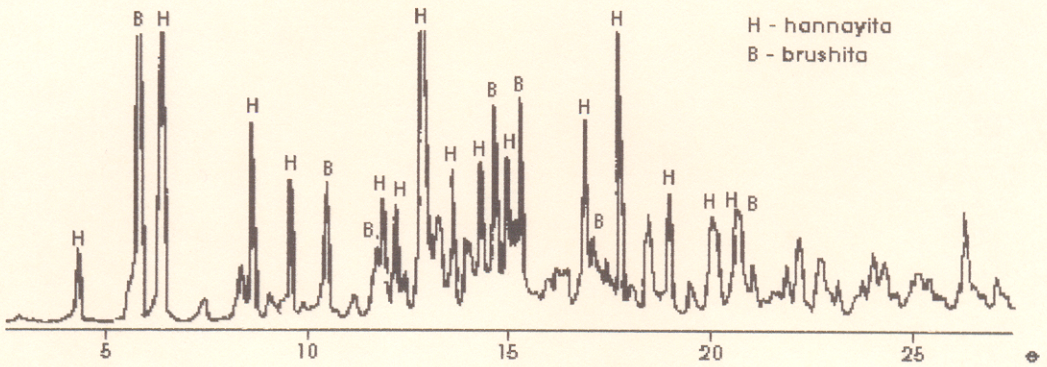


Figura 33 - Difratograma de raios x do material cristalizado encontrado no guano da Gruta do N1. H - hannayta e B - brushita.

Duas amostras de guano provenientes da Gruta do N1 foram selecionadas para análise de P, S, Na, K, Ca e Mg. Uma delas foi coletada no piso da gruta e se encontrava inicialmente relativamente seca. A outra, mais densa e húmida, provém de guano acumulado sobre um bloco abatido. Os resultados das análises mostraram um moderado a baixo teor de P_2O_5 no guano em comparação com o solo guanoso (Tabela 3). A análise do enxofre no guano foi dificultada pela interferência dos efeitos da matéria orgânica e, possivelmente, do nitrogênio, havendo certa imprecisão nos dados obtidos. No entanto, a diferença composicional entre o guano semidecomposto e o solo das caverrnas pode ser comparado pelo ligeiro enriquecimento de enxofre no guano.

Tabela 3 - Resultados analíticos de solo e guano semi-decomposto.

	I	II	III	IV
Al_2O_3	3,08	1,02	7,42	3,03
Fe_2O_3	3,88	5,48	57,80	35,90
MgO	0,79	0,84	0,02	0,32
CaO	1,41	1,84	0,03	0,13
K_2O	1,42	3,68	0.00	0,05
Na_2O	0,37	0,74	0,06	0,05
P_2O_5	4,37	6,95	7.42	21.37
SO_4	0,20	0,20	0,06	0,06
M.O. + H_2O	80,50	77,74	22.71	29.87
TOTAL	95,81	98,29	95,46	95,41

M.O. - Matéria orgânica incinerada a 500°C;
I - Guano granulado, seco e solto acumulado no piso da Gruta do N1, (hannaiyta, brushita e matéria orgânica);
II - Guano compactado e úmido acumulado sobre blocos abatidos na Gruta do N1, (hannayta, brushita e matéria orgânica);
III - Solo superficial próximo aos depósitos de guano e sujeito à percolação de água na Gruta do N1, (traços de goethita e leucofosfita);
IV - Solo superficial, argiloso, úmido com intercalações de guano na Gruta da Guarita , (leucofosfita).

5.3 - ESPELEOTEMAS

A percolação no interior das cavernas de soluções aquosas e o seu contato com meios físico-químicos diversos tais como rochas, a atmosfera das cavidades, produtos orgânicos e soluções de composição diferente, favorecem a precipitação de minerais neoformados sob várias formas. Desenvolvidos através de processos químicos de dissolução e precipitação em subsuperfície, esses depósitos são chamados espeleotemas (MOORE, 1952; WHITE, 1976)

As cavernas geradas em formações atípicas como arenitos, quartzitos, xistos, rochas vulcânicas e lateritas, também desenvolvem os seus espeleotemas.

Nas grutas da serra dos Carajás, foram identificados vários tipos de espeleotemas. Com base na sua composição mineralógica e química, esses depósitos foram divididos em três grupos: oxi-hidróxidos, fosfatos e sulfatos.

5.3.1 - **Oxi-hidróxidos**

Os minerais pertencentes a este grupo identificados nos espeleotemas são: goethita, hematita e gibbsita. Em geral são encontrados nos pisos e nas paredes das cavernas, assumindo formas variadas.

A goethita e a hematita estão freqüentemente associadas nos espeleotemas. Em "Palatul de Ciocolatá" (Castelo de Chocolate), Romênia, espeleotemas de goethita exibem grande variedade de formas numa caverna desenvolvida em rochas piroclásticas intensamente caulinizadas e silicificadas. Sob o efeito do intemperismo, o ferro foi mobilizado e transportado por águas percolantes e em seguida redepositado no interior dessa cavidade, formando depósitos de gel de hidróxido férrico. A desidratação desse gel resultou na formação de espeleotemas de goethita/limonita (Naun & Butnaru apud HILL & FORTI, 1986).

Na caverna Dente de Mamute ("Dachstein-Mammuthohle"), Áustria, a hematita e a goethita aparecem em depósitos de lamitos, sob a forma de massas arredondadas originadas pela desidratação de oxi-hidróxido de ferro. Nesta caverna ocorrem igualmente espeleotemas de gibbsita e boehmita, que consistem em revestimentos puverulentos esbranquiçados, resultantes da precipitação de hidróxido de alumínio a partir de soluções que percolaram previamente sedimentos bauxíticos (Seeman apud HILL & FORTI, 1986).

No platô N1 da serra Norte, encontrou-se na Gruta Falsa revestimentos de hematita e goethita desenvolvidos em planos de fraturas abertas nas paredes da caverna. Esses depósitos possuem menos de 1 cm de espessura e exibem feições botroidais ou em cachos de agregados globulares (Figura 34). Cortes feitos nessas placas mostram uma fina laminação marcada por uma alternância de camadas de hematita e de goethita indicando uma evolução polifásica para esses revestimentos. Na Gruta da Guarita pode-se também observar o preenchimento de fraturas por hematita sob a forma de camadas finamente laminadas envolvendo fragmentos milimétricos do mesmo mineral (Figura 35). Tal fato mostra que durante a deposição de substâncias gelatinosas pequenos fragmentos de hematita resultantes da degradação física da couraça também se acumularam.

Gibbsita neoformada foi encontrada na Gruta Falsa sob a forma de camadas milimétricas que revestem as paredes e o teto. Esses depósitos exibem um aspecto rugoso semelhante ao do microtravertino. Esse material possui coloração amarela pálida e consistência friável (Figura 36). A análise por difração de raios x revelou tratar-se de gibbsita com baixo grau de cristalinidade (Figura 37).

Atualmente pode-se observar nas grutas a deposição de substâncias gelatinosas em superfícies de escorrimento. Com a alternância de períodos de acumulação e de períodos de desidratação desses produtos controlada pelo regime pluviométrico sazonal continuam se formando revestimentos de hematita, goethita e gibbsita.

5.3.2 - **Fosfatos**

Existe uma importante bibliografia referente aos fosfatos formados em cavernas (HUTCHINSON ,1950; HILL & FORTI,1986). Aparece claramente que o fósforo necessário para a geração desses minerais provém, sobretudo, do guano de morcego, e

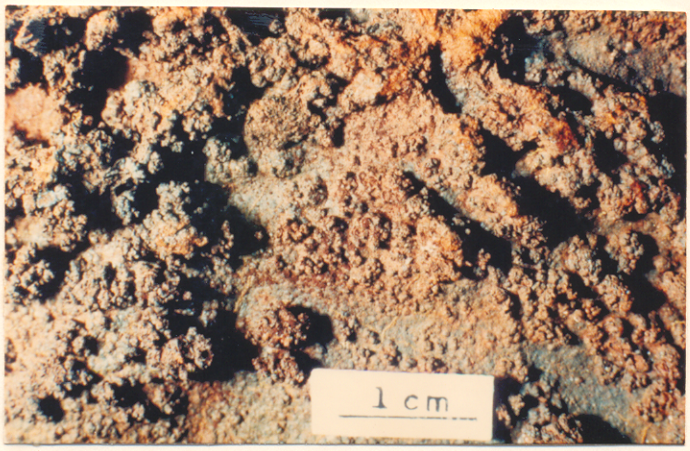


Figura 34 - Revestimento hematítico com feições botroidais na superfície de planos de escorrimento (Gruta Falsa).

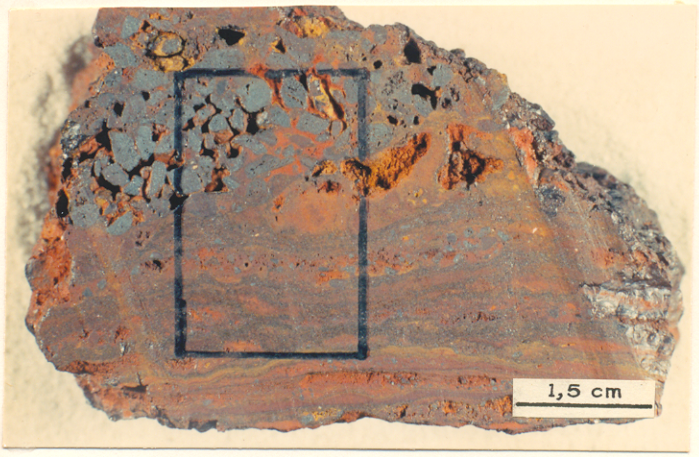


Figura 35 -Depósito hematítico preenchendo fraturas na laterita (Gruta da Guarita).



Figura 36 - Revestimento gibbsítico das paredes da Gruta Falsa.

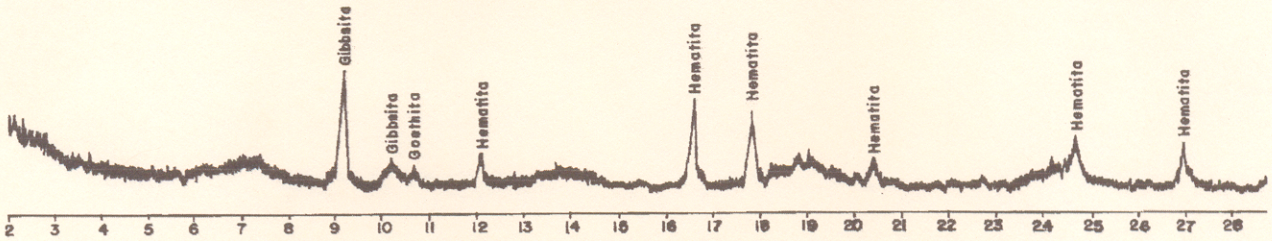


Figura 37- Difratograma de raios x da gibbsita com baixo grau de cristalinidade que reveste as paredes da Gruta Falsa.

raramente do guano de aves, de fragmentos de ossos e de outros produtos orgânicos. O guano é rico em nitrogênio e fósforo. Sua decomposição leva à remoção do nitrogênio que é muito solúvel, permanecendo o fósforo relativamente insolúvel. Com efeito, HUTCHINSON (1950) mostrou que o guano fresco apresenta altos teores de nitrogênio e baixos a moderados teores de fósforo, enquanto que no guano lixiviado observa-se o inverso.

HILL & FORTI (1986) descreveram os fenômenos normalmente responsáveis pela formação de minerais fosfáticos em cavernas desenvolvidas em rochas carbonáticas. Através da lixiviação do guano pela água de percolação, o nitrogênio é parcial ou inteiramente eliminado junto com os elementos mais solúveis, permanecendo apenas o fósforo que se combina, em diversas proporções, com o cálcio e ions hidroxila. Em termos gerais as soluções originadas da lixiviação do guano reagem com o substrato carbonático (calcário) altamente solúvel, gerando uma complexa associação de minerais ricos em nitrogênio e fósforo. Assim os minerais que primeiro se formam apresentam nitrogênio na sua composição, enquanto que os minerais tipicamente fosfáticos aparecem mais tarde. Quando o guano encontra-se em contato direto com o substrato carbonático, os minerais fosfáticos são geralmente ricos em cálcio, ao passo

que os minerais formados ao contato com produtos argilosos resultantes da dissolução dos carbonatos (terra rossa) contém alumínio e magnésio.

FLICOTEAUX & LUCAS (1984) mostraram que a reação do guano com rochas ígneas e solos, bem como a alteração de rochas guanitizadas de diferentes origens (sedimentos marinhos, sedimentos de cavernas e solos) pelas águas meteóricas, levam à formação de fosfatos de alumínio e de ferro. A paragênese clássica gerada nessas condições comporta, segundo os autores, a leucofosfita $KFe_2(PO_4)_2(OH).2H_2O$ e minerais da série isomórfica variscita-estrengita $(Al,Fe)PO_4.2H_2O$.

Nas Grutas do N1 e da Guarita, foi encontrada uma associação mineral constituída predominantemente por estrengita, fosfosiderita $FePO_4.2H_2O$ em menor quantidade e rara leucofosfita (Figura 38). Esses minerais ocorrem na forma de revestimentos de paredes, pisos e blocos abatidos e, por vezes, estão associados a sulfatos.

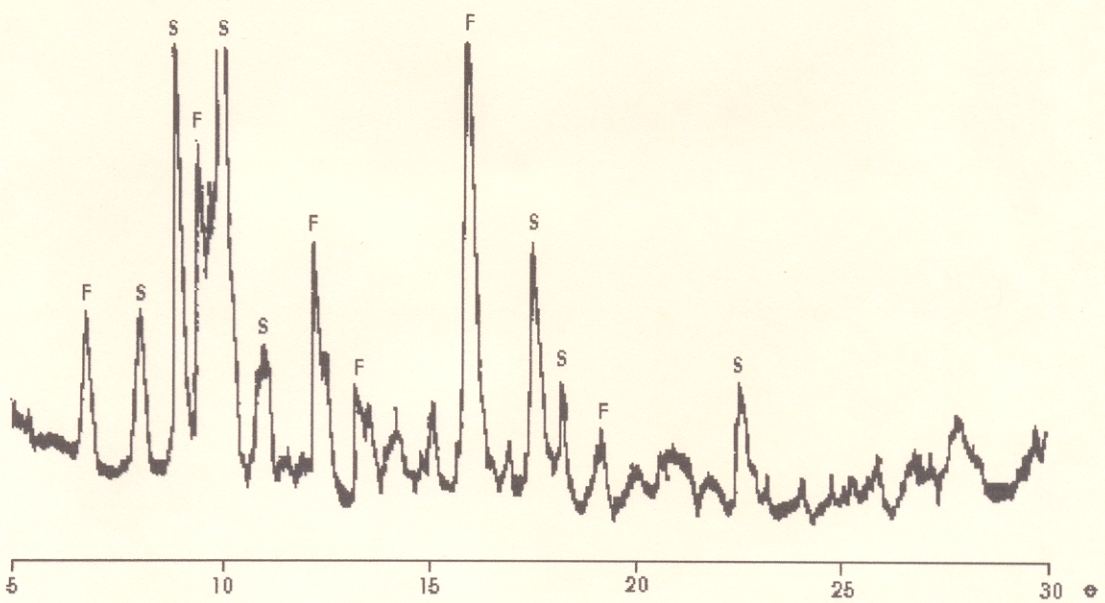


Figura 38 - Difratograma de raios x de espeleotema fosfático da Grutas do N1; S - estrengita e F - fosfosiderita.

As forma exibidas pelos depósitos fosfáticos e as suas texturas são bastante diversificadas. As texturas esferulítica, laminada e celular são as mais comuns nos produtos que preenchem fendas, formam bolsões ou substituem porções da laterita. Diversos blocos descolados do teto das Grutas do N1 e da Guarita estão recobertos por finas camadas fosfáticas. Internamente esses blocos contém bolsões de material fosfático de cor creme, de aspecto porcelanado, poroso, que envolve pequenos fragmentos de laterita e corpos esferulíticos milimétricos. Essa massa é constituída essencialmente por estrengita. Os pequenos fragmentos são compostos de hematita e Al-goethita. Algumas fendas, nos blocos lateríticos, encontram-se preenchidas por depósitos de estrutura laminada apresentando uma alternância de camadas milimétricas avermelhadas e esbranquiçadas, por vezes porcelanadas ou puverulentas. As lâminas esbranquiçadas são constituidas apenas por estrengita e fosfosiderita, enquanto que as avermelhadas contém hematita e goethita associadas aos fosfatos. Algumas camadas mais espessas de material esbranquiçado e friável contém igualmente basaluminita subordinada (Figura 39).

O contato da massa fosfática com a laterita, pode ser brusco ou mostra uma passagem gradativa através de uma zona ou franja de transição. Nessa zona de reação, a estrengita e a fosfosiderita aparecem substituindo parcialmente a hematita e a goethita, deixando preservadas as texturas da laterita pretérita (Figura 40).

A Gruta da Guarita comporta um paleopavimento fosfático, constituído por uma alternância de camadas decimétricas de cor marrom, envolvendo fragmentos centimétricos e angulosos de hematita e de camadas de cor beje, exibindo textura coloforme. Tanto o cimento marrom como as camadas de cor beje são constituídas essencialmente de estrengita (Figura 41).

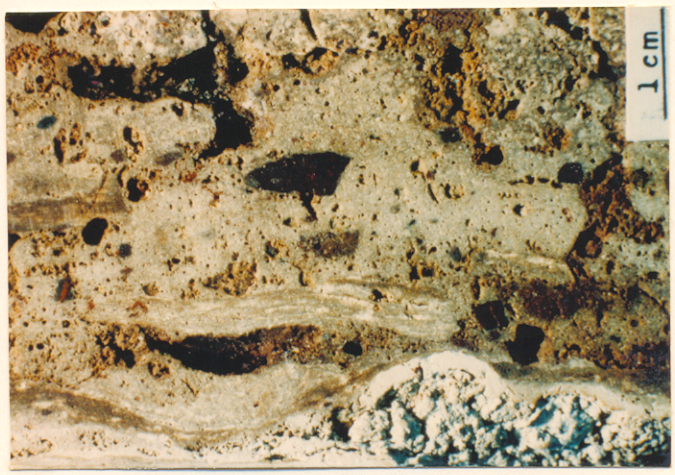


Figura 39 - Crosta fosfática com bolsões de material esbranquiçado e pulverulento contendo estrengita, fosfosiderita e traços de basaluminita.

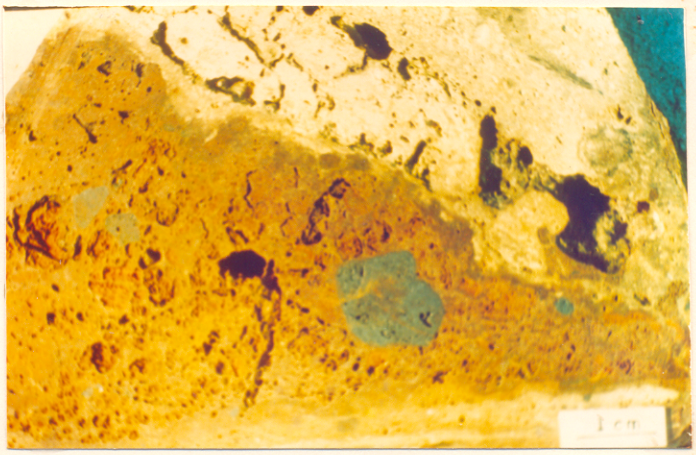


Figura 40 - Crosta fosfática exibindo a textura original da laterita em vermelho.

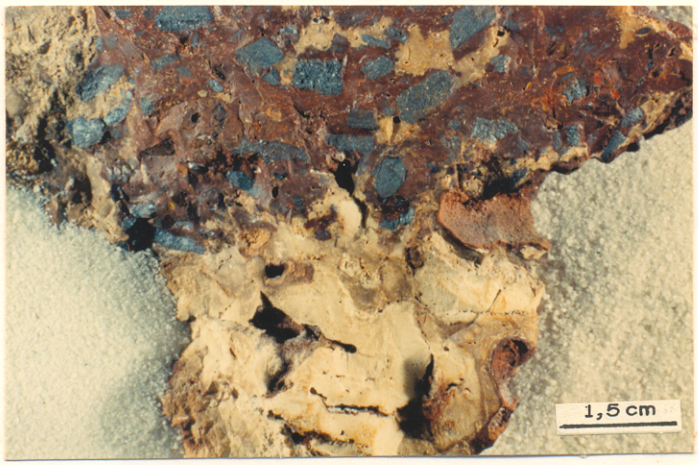


Figura 41 - Paleopavimento fosfático da Gruta da Guarita composto de fragmentos de hematita cimentados por estengita.

A leucofosfita aparece raramente e forma geralmente uma película acinzentada que reveste partes restritas do piso, das paredes e dos blocos da Gruta da Guarita. Ressalta-se, porém, que este mineral é mais abundante no solo guanoso, como foi assinalado anteriomente.

Um modo de formação dos fosfatos através da lixiviação do guano pelas águas meteóricas e da subseqüente deposição de material fosfático em depressões no piso na forma de substâncias gelatinosas, foi observado na gruta do N1. Procurou-se, através das mudanças na composição das águas de percolação, determinar os fenômenos ocorridos durante a sua migração no meio laterítico.

Foram analisadas a água de chuva, a água de infiltração após a sua percolação através da crosta laterítica, a água após a sua percolação através do guano e a água após a deposição dos produtos gelatinosos (Tabela 4). Os resultados, embora parciais, sugerem que a água meteórica lixivia a quase totalidade do nitrogênio e parte do fósforo no guano semidecomposto. A parte remanescente do fósforo combina-se rapidamente com Fe e deposita-se sob a forma de fosfato de ferro, enquanto que o nitrogênio mais móvel, acaba sendo totalmente eliminado. Nota-se que na água empoçada no piso o ferro também se faz presente sob a forma de partículas coloidais. Combinando-se com o ferro em solução verdadeira ou colóidal, o fósforo mobilizado anteriormente acaba formando as substâncias gelatinosas observadas. Na estação menos chuvosa, quando a intensidade da evaporação aumenta, a substância fosfática se solidifica por desidratação, formando-se principalmente a estrengita como produto final. No caso dos solos argilosos é provável que a leucofosfita seja um produto intermediário no processo de formação das crosta fosfáticas a partir da lixiviação do guano.

Tabela 4 - Resultado das análises químicas das águas no platô N1.

TIPO DE ÁGUA	pH	Na	K	Ca	Mg	Fe	H_4SiO_4	Cl	PO_4	SO_4	NO_3
1	5.9	0,04	0,02	n.d.	n.d.	0,09	0,01	0,27	----	n.d.	------
2	4,5	0.05	0.02	n.d.	n.d.	0.21	0.02	0.27	n.d.	0.07	0.05
3	4.8	----	----	----	----	----	----	----	0.01	----	0.40
4	3.8	0.06	0.06	n.d.	0.27	0.21	0.02	0.54	n.d.	0.22	0.09

obs.: valores expressos em 10^{-4} $M.l^{-1}$, com exceção do Fe expresso em 10^{-6} $M.l^{-1}$.
(n.d.) = não detectado
(1) - água de precipitação pluvial; (2) - água de infiltração na crosta; (3) - água de percolação do guano; e (4) - água represada no piso da gruta.

5.3.3 - **Sulfatos**

Os estudos relativos aos espeleotemas de sulfatos ainda apresentam muitas controvérsias principalmente em que concerme a sua origem. Muitos pesquisadores consideram que os sulfetos disseminados nas rochas carbonáticas encaixantes das cavernas contendo espeleotemas de sulfatos, são a fonte do enxofre. Quando os sulfetos sofrem oxidação em condições intempéricas, o enxofre é liberado na forma de ions sulfatos que se combinam com o cálcio disponível no meio devido a dissolução da rocha, havendo em seguida, precipitação de sulfato de cálcio.

HILL & FORTI (1986) propuseram quatro alternativas para explicar a origem dos ions sulfatos envolvidos na formação dos espeleotemas. Segundo estes autores as possíveis fontes do enxofre são: 1) os sulfetos contidos na rocha; 2) os sulfatos contidos nas formações encaixantes como, por exemplo, camadas de gipsita; 3) eflorescências sulfatadas geradas durante o resfriamento de lavas basálticas e 4) o guano de morcego.

Depósitos de gipsita $CaSO_4.2H_2O$ encontrados em cavernas recobrindo acumulações de guano lixiviado tem sido interpretados como subprodutos da decomposição de dejetos (MARTINI & KAVALIERIS, 1976).

Além da gipsita, outros sulfatos menos comuns como a alunita $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$; a aluminita $Al_2(SO_4)(OH)_4.7H_2O$; a basaluminita $Al_4(SO_4)(OH)_{10}.5H_2O$; e a meta-aluminita $Al_2(SO_4)(OH)_4.5H_2O$, podem formar espeleotemas.

Na África do Sul, na região leste do Transvaal, a aluminita e a alunita foram encontradas no solo da caverna "Mbobo Mkulu", sob a forma de material esbranquiçado, finamente granulado a puverulento, e nódulos verde-pálidos resultantes da alteração de alumino-silicatos e sulfetos contidos em folhelhos negros (MARTINI, 1980). Na Guiana Francesa foi registrada a presença de alunita no piso da caverna "Fourgassié" localizada numa crosta bauxítica (BOYÉ & PASCUAL, 1977). No Brasil a alunita foi citada em cavernas encaixadas em terrenos areníticos da Província de Altinópolis-SP, na forma de revestimentos de paredes e pisos com espessura centimétrica (KARMANN & BOGGIANI, 1986).

HILL & FORTI (1986) citam a presença de basaluminita numa caverna no Japão, porém não comentam a sua formação. Em uma mina subterrânea próxima de Weymouth-Dorsetshire, na Inglaterra, CLAYTON (1980) encontrou a basaluminita e a hidrobasaluminita na zona intemperizada de formações argilosas contendo pirita e concreções calcárias. Este autor sugere que a geração desses minerais deu-se a partir da oxidação e hidrólise da pirita na zona de alteração. A consequente formação de soluções sulfatadas ácidas permitiu a mobilização do alumínio das argilas. As concreções calcárias agiram como barreiras geoquímicas, causando a neutralização das soluções e a precipitação da gipsita. O aumento do pH provocou a precipitação do alumínio que, combinando-se com os ions sulfatos, formou a hidrobasaluminita. Em seguida, este mineral sofreu desidratação transformando-se em basaluminita.

Quanto a meta-aluminita, FRONDEL (1968) descobriu este mineral associado à basaluminita e à gipsita sob a forma de vênulas em arenitos na mina "Fuemrole", na Montanha do Templo, Utah - USA. Este autor sugere que a meta-aluminita resultou da

alteração da aluminita. A formação deste último mineral teria como origem a oxidação de pirita, a geração de soluções sulfatadas e a reação destas com os argilo-minerais contidos na rocha.

Nas grutas do platô N1, sulfatos constituem revestimentos de pisos, paredes e tetos, ou eflorescências em pequenas cavidades geralmente localizadas no teto. Através da difratometria de raios x foram reconhecidas a gipsita, a meta-aluminita, a alunita e a basaluminita (Figura 42). A gipsita ocorre predominantemente na Gruta da Guarita onde, junto com alunita subordinada forma nas paredes e no piso depósitos de finas camadas brancas de cristalitos bem formados (Figura 43). Na Gruta do N1 a gipsita está associada às acumulações fosfáticas e ocorre na forma de cristais incolores milimétricos, dispersos nas superfícies expostas desses depósitos. Agregados de cristais centimétricos estriados deste mineral também foram encontrados numa caverna próxima da mina de ferro do platô N4, hoje destruida (Figura 44).

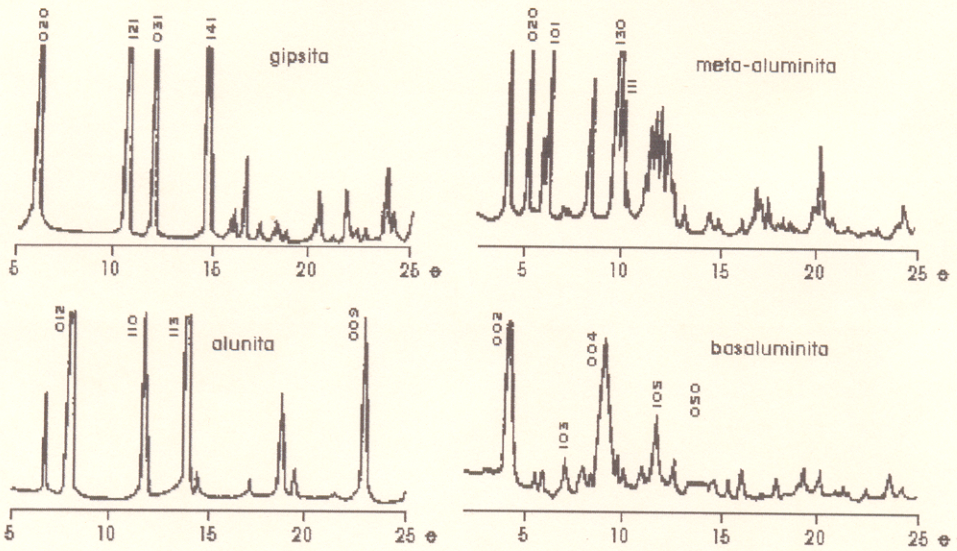


Figura 42 - Difratogramas de raios x dos espeleotemas sulfatados das grutas do Platô N1.

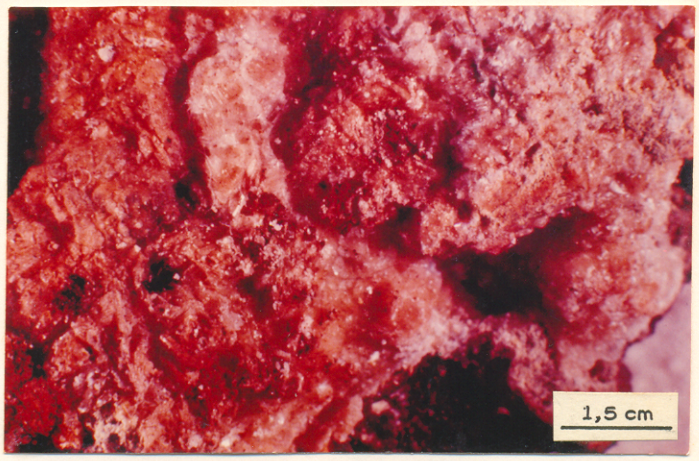


Figura 43 - Revestimentos de gipsita da Gruta da Guarita.



Figura 44 - Cristais centimétricos de gipsita provenientes de uma gruta do platô N4, hoje destruida.

A basaluminita é abundante na Gruta do N1 onde ocorre na forma de um produto esbranquiçado, plástico ou, por vezes, puverulento, que reveste os blocos abatidos, formando depósitos de até 5 cm de espessura. Em pequenas cavidades no teto da gruta, a basaluminita constitui eflorescências de 1 a 2 cm de diâmetro, de coloração branca e praticamente soltas dentro dos alvéolos. Algumas fendas, principalmente as

desenvolvidas no saprólito, na base das paredes da gruta, encontram-se também preenchidas por esse mineral.

A meta-aluminita, por sua vez, foi encontrada somente num corredor bastante seco da Gruta da Fenda. Trata-se de um material branco leitoso que reveste as paredes argilosas da caverna, exibindo feições botroidais de tipo "couve-flor" e formando agregados centimétricos (Figura 45).

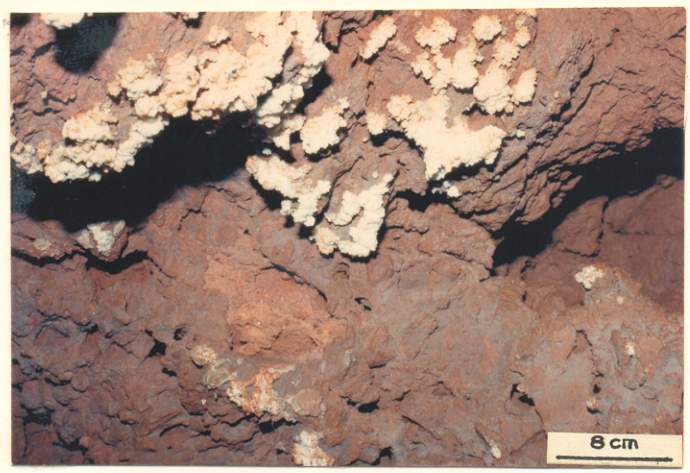


Figura 45 - Revestimento de meta-aluminita com feições de tipo "couve-flor" (Gruta da fenda).

6 - FORMAÇÃO DE ESPELEOTEMAS

Os depósitos de minerais neoformados que revestem as paredes, pisos e tetos das cavernas do platô N1 tem origens distintas. Os espeleotemas do grupo dos oxi-hidróxidos estão diretamente relacionados aos processos de degradação laterítica. Os minerais constituintes da crosta e do saprólito (hematita, goethita, caolinita e gibbsita) são em parte dissolvidos sob condições microambientais ácidas e redutoras, provavelmente geradas pela atividade biológica e pela acumulação de matéria orgânica em superfície.

A alternância de períodos de saturação e de estagnação da água na crosta com períodos de percolação livre, controlada pelas mudanças climáticas sazonais, desempenha igualmente um papel importante na destruição dos minerais, sobretudo dos de ferro, devido às variações provocadas por ela nas condições de oxidação do meio laterítico.

Tal dissolução resulta na mobilização de Fe e Al na forma de soluções verdadeiras e/ou coloidais. Após a migração dessas soluções, a redeposição pode ocorrer no interior das cavernas, devido a mudanças físico-químicas, tais como o aparecimento de condições mais oxidantes ou menos ácidas, e/ou à alteração e decomposição de complexos orgânicos ferruginosos e aluminosos, via de regra, bastante instáveis.

A principal questão referente à formação dos espeleotemas fosfáticos e sulfatados é a origem do fósforo e do enxofre. A crosta residual sobre as formações ferríferas e os xistos vulcânicos da serra Norte apresenta teores de P_2O_5 que dificilmente ultrapassam 1% em peso, sendo na maioria dos casos bem inferiores (BEISIEGEL, 1982; KRONBERG et al. 1982; COELHO, 1986; SOUZA, 1993). Ademais, considerando a composição química da cobertura de alteração, supõe-se que o fósforo, já de início, esteja fixado nela na forma de fosfatos de Fe e Al, minerais

consideraods estáveis no ambiente laterítico (NRIAGU & MOORE, 1984). Com efeito, traços de senegalita foram assinalados recentemente no minério de ferro, na mina do platô N4E da serra Norte (J. R. Cordeiro, com. verbal). No platô N1 também foi detectado por difração de raios x traços de fosfatos da série variscita-strengita e senegalita na superfície da crosta pseudopisolítica por ARAÚJO (1994). A adsorção de fosfato iônico por goethita é igualmente possível, porém certamente inexpressiva na área em estudo. Acredita-se que, embora apresente teores mensuráveis deste elemento, o meio laterítico pode dificilmente ser considerado como fonte do fósforo dos espeleotemas. Por outro lado, são conhecidos depósitos, localmente notáveis, de guano de morcego, em particular nas grutas do N1 e da Guarita onde justamente ocorrem os mais relevantes exemplos de espeleotemas fosfáticos. Essa íntima relação espacial entre o guano e os espeleotemas sugere fortemente uma relação genética entre os dois produtos.

O teor de P_2O_5 no guano de morcego, embora seja relativamente modesto no platô N1(4,37 e 6,90 % em peso na Gruta do N1), pode alcançar valores da ordem de 8% segundo os dados de HUTCHINSON (1950). Entretanto, no solo guanoso originário da mistura do guano decomposto com resíduos da degradação da couraça laterítica, o teor de P_2O_5 aumenta sobremaneira devido à remoção do nitrogênio constituinte fundamental dos excrementos de morcegos, e dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos (Tabela 3). Pode ainda permanecer parte do potássio que entra na estrutura da leucofosfita, enquanto que o fósforo, menos móvel, enriquece-se nesse solo. O fosfato solúvel na água representa parte importante do total no guano sendo mais considerável ainda a sua proporção em presença de matéria orgânica. Entretanto, com o envelhecimento do guano, a solubilidade do fósforo diminui drasticamente.

Acredita-se, portanto, que os espeleotemas fosfáticos do platô N1 resultam da combinação do fosfato liberado pela decomposição do guano e do ferro (em grau menor do alumínio) proveniente do meio laterítico. Decompondo-se sob efeito da ação

de bactérias, o guano libera íons fosfáticos que reagem com os compostos de Fe e Al disponíveis no local. Em condições moderadamente ácidas a próximas da neutralidade, características do ambiente laterítico, predomina o íon $H_2PO_4^-$, ocorrendo igualmente, em teores mais baixos, o íon PO_4^{3-} (TAN, 1982). O ferro em solução encontra-se comumente na forma do íon ferroso Fe^{2+} ou de $FeOH^+$, este último em presença de muito baixas concentrações de dióxido de carbono. A maior parte do ferro ferroso dissolvido ocorre, porém, na forma de complexos orgânicos. Por sua vez, as principais formas iônicas do ferro férrico (Fe^{3+}, $FeOH^{2+}$, $Fe(OH)_2^+$) são praticamente insolúveis a pH > 4,8 (YARIV & CROSS, 1979). No entanto, colóides de hidróxido férrico e complexos ferri-orgânicos permanecem em solução numa faixa bem mais ampla de valores de pH. Consequentemente, nas condições oxidantes e de baixa acidez presentes nas cavernas, esses compostos desempenham um papel importante na mobilização do ferro junto com as diferentes formas iônicas do ferro ferroso. No mesmo ambiente, o alumínio pode se tornar disponível seja por dessilicificação da caulinita, seja por dissolução da gibbsita. Em ausência de matéria orgânica e a 4,5 < pH < 7, o alumínio ocorre principalmente na forma de $Al(OH)_2^+$, sendo os íons Al^{3+} e $Al(OH)^{2+}$ muito subordinados (HUANG & KELLER, 1972). Entretanto, a polimerização resulta normalmente em formação de colóides. Por outro lado, em presença de compostos orgânicos, ácidos em particular, o alumínio pode formar diversos íons complexos solúveis que aumentam fortemente a solubilidade do elemento no ambiente considerado (HUANG & KELLER, 1972).

O contato entre os íons fosfatos transportados pelas águas de escorrimento e as soluções enriquecidas em compostos de Fe e Al gerados pela desestabilização dos minerais da laterita, resulta em diversas reações. Assim, os íons livres de Fe ou Al podem reagir diretamente com $H_2PO_4^-$ causando a precipitação de Fe ou Al-fosfatos que, com o tempo, tornam-se praticamente insolúveis. Ocorre igualmente, numa faixa de valores do pH bastante ampla porém preferencialmente em condições ácidas, a

fixação do íon $H_2PO_4^-$ por hidróxidos de Fe e Al através da substituição de radicais hidroxila (OH^-) na estrutura desses minerais. Sob o efeito do ataque de soluções fosfatadas ácidas a caulinita sofre a mesma substituição, decompondo-se e liberando hidróxido de Al. Os produtos resultantes pertencem normalmente à serie isomórfica variscita ($AlPO_4.2H_2O$) - estrengita ($FePO_4.2H2O$) e são praticamente insolúveis em condições francamente ácidas (pH 3-4). Contudo, a sua solubilidade cresce progressivamente com o aumento do pH até próximo à neutralidade. Havendo no meio colóides e suspensões de hidróxidos de ferro ou de alumínio cuja carga é positiva no domínio de pH ácido a neutro (YARIV & CROSS, 1979), os íons fosfatos, em particular PO_4^{3-}, carregados negativamente, são adsorvidos na superfície ou nas bordas das partículas a razão de cerca de 40/1000 no caso de $Fe(OH)_3$ e de 23-25/1000 no caso de $Al(OH)_3$ (JORGE, 1972). A forte ligação entre o fosfato e os hidróxidos resulta em precipitação de produtos amorfos relativamente pouco solúveis que evoluem por desidratação e reorganização do arranjo das moléculas para fosfatos de Fe e Al bem cristalizados. A adsorção de íons PO_4^{3-} por partículas de caulinita se efetua de mesmo modo, porém com menor intensidade - apenas 0,14/1000 segundo JORGE (1972). Qualquer um desses mecanismos de formação de Fe- e Al-fosfatos pode ocorrer nas cavernas em meio laterítico.

A razão pela qual encontram-se sobretudo fosfatos de Fe nas grutas do platô N1 pode ser apenas objeto de especulação. Tal fato poderia ser explicado:

- pela predominância do ferro no meio, tanto na forma de hidróxido como de íons solúveis e colóides;
- pela acidez insuficiente para mobilizar o alumínio em quantidades significativas sob a forma iônica ou de colóides;
- pela fraca participação da matéria orgânica na formação dos espeleotemas;
- pela maior estabilidade dos fosfatos de Fe em relação aos de Al (MARSHALL, 1975).

As condições de baixa acidez do meio laterítico, além de dificultar a geração de

fosfatos de Al, podem igualmente provocar a sua dissolução posterior, permitindo um enriquecimento relativo em fosfatos de Fe.

A presença de potássio, constituinte da leucofosfita, não pode ser explicada pelos sempre baixissimos teores deste elemento (< 600 ppm) detectados na crosta laterítica sobre xistos vulcânicos e na canga sobre as formações ferríferas da serra Norte (SOUZA, 1993). Por outro lado, segundo HUTCHINSON (1950), o guano de morcego tanto fresco como parcialmente decomposto contém teores de potássio alcançando comumente alguns porcentos em peso. Tal fato verifica-se igualmente no guano semidecomposto da Gruta do N1 (Tabela 3). Acredita-se, portanto, que o potássio também seja de origem orgânica.

A acumulação de produtos gelatinosos em depressões do piso na Gruta do N1 próximo e abaixo de depósitos de guano, sugere que a formação de fosfatos prossegue ainda hoje.

Na formação de espeleotemas sulfatados, tudo leva a crer que o enxofre provém da mesma fonte que o fósforo, isto é, do guano. As informações sobre o conteúdo de enxofre na cobertura laterítica da serra Norte são escassas. Apenas TOLBERT et al. (1971) assinalam um teor da ordem de 200 ppm deste elemento na canga hematítica. É pouco provável que em outros tipos de cobertura residual os teores sejam mais elevados, haja visto o caráter altamente oxidante do meio em questão e a intensa lixiviação à qual a crosta residual foi e ainda está sendo submetida. Nessas condições, nem a presença de sulfetos nem a acumulação de enxofre de origem orgânica na superfície ou dentro da couraça podem ser consideradas. Acredita-se portanto, que nos terrenos lateríticos em apreço não existam quantidades de enxofre disponível suficientes para a geração de qualquer depósito sulfatado. Por outro lado, tanto a localização dos depósitos de sulfatos como a sua distribuição areal restrita às caverrnas, apontam o guano de morcego como fonte mais provável do enxofre. Embora o teor de enxofre no guano semidecomposto das cavernas do platô N1 seja muito baixo (0,20 %

em peso de SO_4^{2-}), resultados analíticos citados por HUTCHINSON (1950) mostram que o teor de SO_3^- pode chegar a 4% em peso nos dejetos frescos de morcegos, diminuindo ou, ao contrário, aumentando fortemente de acordo com as condições físico-químicas do meio durante o envelhecimento do produto.

Os íons SO_4^{2-} liberados pela decomposição do guano podem combinar-se com íons Al disponíveis no meio, gerando dois complexos solúveis $AlSO_4^+$ e $Al(SO_4)_2^-$ (YARIV & CROSS, 1979). No entanto, a mobilização do alumínio e a estabilidade desses complexos verifica-se, sobretudo, em soluções francamente ácidas. Pode-se supor, portanto, que a decomposição do guano, produzindo ácidos orgânicos, permite localmente, a formação de tais complexos. Fora das zonas de influência direta do guano em processo de degradação e com o aumento do valor do pH, a solubilidade desses complexos diminuiria, resultando em precipitação de sulfatos de alumínio.

Mecanismos alternativos seriam a adsorção de íons sulfatos, carregados negativamente, por colóides de alumínio hidratado cuja carga é positiva, e a precipitação subsequente ou, pela mesma razão, a fixação de íons SO_4^{2-} em superfícies comportando hidróxido de alumínio (TAN, 1982; YARIV & CROSS, 1979). Contudo, neste segundo caso, a quantidade de SO_4^{2-} retida é nitidamente inferior à de íons fosfatos adsorvidos por colóides e torna-se inexpressiva em condições de pH > 6 (TAN, 1982). A desidratação dos produtos amorfos assim obtidos e a progressiva reorganização da sua estrutura cristalina levariam à formação de sulfatos de alumínio hidratados.

O potássio da alunita teria, como no caso da leucofosfita, o próprio guano como fonte. A presença de gipsita em total ausência de rocha calcária ou dolomítica e em ambiente no qual a umidade relativa do ar é, via de regra, bastante elevada, surpreende. Embora as condições físico-químicas de formação deste mineral não sejam, por ora, muito claras, a fonte de SO_4^{2-} foi provavelmente, como para os demais sulfatos, o guano. Quanto ao cálcio, as análises do guano da Gruta do N1 mostraram teores na

faixa de 1,4 a 1,8% em peso de CaO. Estes resultados levam a crer que o guano é a única fonte deste elemento nas cavernas desenvolvidas em lateritas. Com efeito, teores de até 5% em peso de CaO em guano fresco e conteúdos bem superiores em guano decomposto de diversas cavernas no mundo são citadas por HUTCHINSON (1950). É possível que os sulfatos e em particular a gipsita e a alunita tenham sido geradas em condições climáticas algo mais secas que as atuais. A presença exclusiva, com exceção da gipsita, de sulfatos de alumínio provêm, possivelmente, da notável estabilidade destes minerais em condições oxidantes e de baixa acidez. Os sulfatos de ferro, por sua vez, são instáveis em tal ambiente e decompõem-se rapidamente, o que resulta em precipitação de hidróxido de ferro (LEVINSON, 1974).

Em suma a gipsita resultaria diretamente da transformação do guano, enquanto que os sulfatos de alumínio hidratados proviriam da combinação do enxofre liberado pela decomposição dos dejetos com o alumínio mobilizado após dissolução da caulinita ou da gibbsita.

7 - CONCLUSÕES

Após a formação, provavelmente no final de Terciário Inferior, de uma espessa crosta laterítica, a região da serra dos Carajás sofreu no Neógeno e no Quaternário um progressivo soerguimento. O rebaixamento do nível de base decorrente da ruptura da estabilidade tectônica e condições climáticas favoráveis resultaram, por um lado, em reativação do intemperismo químico e aprofundamento gradativo do perfil de alteração e, por outro, em degradação e erosão dos produtos de lateritização, tanto antigos como mais recentes. Tal evolução levou à individualização de relevos tabulares bem destacados, sustentados essencialmente pelas formações residuais mais possante e mais resistentes quimicamente, desenvolvidos sobre as formações ferríferas bandadas e metavulcanitos do Grupo Grão Pará.

A serra Norte como as demais áreas da serra dos Carajás (serra Sul, serra Leste, etc.) comporta uma cobertura laterítica reliquiar que exibe feições de degradação e pseudocársticas resultantes da evolução mais recente do quadro supergênico. Estudadas em detalhe no platô N1 da serra Norte, essas feições revelaram que a couraça laterítica sofreu, em superfície, uma intensa pseudopisolitização enquanto que, dentro dela, se desenvolveram sistemas complexos de fissuras e túbulos anastomosados sob efeito de periódica dissolução do ferro e remoção dos produtos aluminosos friáveis ao longo desses condutos. A mobilização de Fe e Al permitiu a sua transferência lateral e sobretudo "per descensum", seguida por sua reprecipitação e formação de cutanes.

Na interface saprólito/crosta ou eventualmente na própria crosta, sob o efeito conjunto de fluxos laterais de águas subterrâneas e das soluções percolantes enriquecidas em ferro e/ou alumínio, individualizaram-se zonas de baixa densidade. Estas zonas marcadas por estruturas de tipo "box-work" ou celulares e caracterizadas por sua alta porosidade e permeabilidade, permitiram a geração de feições pseudocársticas. Assim, depressões doliniformes formaram-se nos locais onde zonas de

baixa densidade cederam sob a pressão da crosta. Por outro lado, cavernas puderam se desenvolver lá onde a crosta, permanecendo estável, tornou possível a evolução dessas zonas para cavidades maiores, através da dissolução de minerais, da remoção de produtos sólidos por águas de escorrimento e do eventual abatimento de blocos do teto.

Espeleotemas, consistindo em revestimentos de pisos, blocos abatidos, paredes e tetos, produtos preenchendo fendas e raras eflorescências, foram encontrados nas grutas investigadas. Além de depósitos geralmente delgados e pouco abundantes de goethita, hematita e gibbsita gerados pela mobilização, transporte e redeposição de Fe e Al em condições físico-químicas adequadas, destacam-se espeleotemas compostos de fosfatos e de sulfatos. Os primeiros consistem essencialmente em fosfatos de ferro (estrengita e fosfosiderita) e, muito subordinadamente, em fosfatos de ferro e alumínio (leucofosfita e Al-strengita ou barrandita). Formam revestimentos de pisos, blocos, raramente de paredes, bem como o cimento de paleopavimentos. Os sulfatos são menos abundantes, porém bastante diversificados. Trata-se basicamente de sulfatos de alumínio (basaluminita e meta-aluminita), de alumínio e potássio (alunita) e de cálcio (gipsita). Estes minerais formam revestimentos de pisos, paredes e tetos, bem como eflorescências. Os solos argilosos das cavernas revelaram, por sua vez, altíssimo conteúdo de leucofosfita além de prováveis indícios de alunita.

Para a formação tanto dos fosfatos como dos sulfatos, a fonte do ferro e do alumínio foi obviamente o meio laterítico. Acredita-se, no entanto, que o fósforo, enxofre, potássio e cálcio foram fornecidos por excrementos de morcegos que, como hoje, habitavam as cavernas. Depósitos bastante espessos de guano semi-decomposto foram, com efeito, encontrados em várias grutas, muitas vezes próximo aos espeleotemas. Os baixos teores dos citados elementos na cobertura laterítica e a ausência de outra alternativa plausível apoiam a idéia de uma origem coprogênica para os espeleotemas de fosfatos e de sulfatos. Dois processos distintos parecem ter causado a formação desses minerais. O primeiro seria a reação entre soluções contendo, por um

lado, ions fosfatos e/ou sulfatos e, por outro, complexos de Fe e Al. O segundo - referente exclusivmente à geração de fosfatos - seria a fosfatização da laterita, isto é, a substituição metassomática dos oxi-hidróxidos de ferro (e alumínio) originais sob efeito da infiltração de soluções enriquecidas em fósforo. A presença de depósitos de consistência gelatinosa em superfícies de escorrimento de águas sugere que pelo menos espeleotemas de oxi-hidróxidos e de fosfatos estão se desenvolvendo atualmente.

Três estágios de evolução do meio pseudocárstico foram definidos no platô N1. O primeiro (estágio protopseudocárstico) corresponde à formação, abaixo da crosta laterítica, de zonas de baixa densidade, altamente porosas e permeáveis e relativamente instáveis. No estágio intermediário, ocorre a pseudocarstificação propriamente dita, marcada por uma intensa eluviação lateral, a formação de canais subterrâneos e o desenvolvimento de cavernas nas bordas do platô. Localmente, o colapso da crosta laterítica resulta em depressões doliniformes. Durante o estágio final da evolução pseudocárstica, formam-se depósitos minerais secundários (espeleotemas) sob efeito da atividade biológica enquanto que prossegue o desenvolvimento das cavidades através do abatimento de blocos do teto laterítico. O desmantelamento da crosta nas bordas do platô e a destruição das cavernas é a consequência natural da evolução pseudocárstica.

Cabe ressaltar, ademais, que na maioria das cavernas do platô N1 foram encontradas abundantes vestígios de ocupação humana pré-histórica, cujo estudo encontra-se ainda na sua fase inicial. As cavernas também fazem parte de um ecossistema frágil, controlado por fatores físico-quimicos e biológicos ainda muito pouco conhecidos. Decorre desses fatos a necessidade absoluta de se manter estes ambientes subterrâneos intactos, por razões tanto científicas como ambientalistas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ab'SÁBER, A. N. 1986. Geomorfologia da Região. In: ALMEIDA Jr., J. M. G. (organizador). **Carajás: Desafio político, ecologia e desenvolvimento.** São Paulo, Brasiliense. 633 p, p 88-124. cap. 5.

ALEXANDER, L. T. & CADY, J. G. 1960. Genesis and hardening of laterite in soils. **V. S. Dept. Agric. Tech. Bull.**, 1282.

ALMEIDA, S. L. & COSTA, M. L. 1993. Geoquímica dos carbonatos de Seis Lagos (AMAZONAS). In: CONG. BRAS. DE GEOQ., 4., Brasília, 1993. **resumos expandidos**. Brasília, SBGq,p. 128-130.

ARAÚJO, E. S. 1994. **Geoquímica multi-elementar de crosta e solos lateríticos da Amazônia Oriental** . Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 1994. 241p. Tese (Doutorado em Geociências) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFPa, 1994.

ARAÚJO, O. J. B.; MAIA, R. G. N.; JORGE JOÃO, X. S.; COSTA, J. B. S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATINO-AMER. GEOL., 7., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG/NN. v. 1, p.324-38.

AVENARD, J. M. 1971. Aspects de la géomorphologie (de la Côte d'Ivoire) Extrait "Le milieu natural de la Côte d'Ivoire". **Mem. ORSTOM. ,** 50: 7-72.

BARBOSA, O. ; ANDRADE RAMOS, J. R. de; GOMES, F. A. de; HEMBOLD, R. 1966. Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da Área do "Projeto Araguaia". **MME.DNPM.DGM.** Monografia 19.

BEISIEGEL, V.R. 1982. Distrito de ferro da Serra dos Carajás, Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., Belém, 1982. **Anexo aos Anais.** Belém, SBG/NN. p.25-46.

BEISIEGEL, V. R.; BERNARDELLI, A. L.; DRUMOND, N.; RUFF, A. W.; TREMAINE, J. W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. **Rev. Bras. Geoc.**, 3:215-242.

BOAVENTURA, R. S.; RENNÓ, C. V.; MARITA, C.; FRANCO, E. M. S.; BOAVENTURA, F. M. C.; D'AVILA, L. M.; VENTURA, L. M. 1974. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.22. Araguaia** e parte da **Folha SC.22. Tocantins**; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. Cap. 4, p. 1-30. (Levantamento de Recursos Naurais, 4).

BOWDEN, D. J. 1980. Sub-laterite cave systems and other pseudokarst phenomena in the humid tropics: the example of the Kasewe Hills, Sierra Leone. **Z.Geomorph.** 24:77-90.

BOYÉ, M. & PASCUAL, J. F. 1977. Sur la présence d'alunite de la grotte Fourgassie dans les bauxites des montagnes de Roura (Guyane Française). **Rev. Géomorphol. Dynamique.,** Paris. 26. (1):1-14

BRIDGE, P.J. 1973. Guano minerals from Murra-el-elevyn Cave Western Australia. **Min. Mag.** (39): 467-469.

CHÉLETAT, E. De. 1938. Le modelé latérique de l'ouest de la Guinée française. **revue de geógraphie physique et de géologie dynamique,** 11 (1): 5-120.

CLAYTON, T. 1980. Hydrobasaluminite and basaluminite from Chickerell, Dorset. **Min. Mag.** (43):931-937.

C.M.M./C.V.R.D. 1972. **Relatório de Pesquisa de minério de ferro, distrito ferrífero da Serra dos Carajás, estado do Pará - Brasil**. Rio de Janeiro, 1972. 5v. il.

COELHO, C. E. S. 1986. Depósitos de ferro da Serra dos Carajás, Pará. In: SHOBBENHAUS, C. & COELHO, C. E. S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil; ferro e metais da indústria do aço.** Brasília., DNPM. v.2, p. 29-64.

COSTA, M. L. da; FONSECA, L. R.; ANGÉLICA, R. S.; LEMOS, V. P.; LEMOS, R.L. 1991. Geochemical exploration of the Maicuru alkaline-ultramáfic -carbonatitic complex, northern Brazil. **Journal of Geoch. Expl.,** 40:139-204.

DAILY, B.; TWIDALE, C.R.; BOURNE, J. A. 1979. Geology and geomorfology. In: TYLER, M. J.; TWIDALE, C.R.; LING, J. K. (ed.). **Natural History of Kangoroo Island.** Royal Soc. S. Aust., Adelaide. (1-39): p.1-20.

DAILY,B.; TWIDALE,C.R.; MILINES, A. R. 1974. The age of the lateritized summit surface on Kangaroo Island and adjacent areas of South Australia. **J. Geol. Soc. Aust.,** 21:387-392.

DIXEY, I. 1920. Notes on lateritization in Sierra Leone. **Geological Magazine**, 57:211-220.

DOCEGEO. 1988a. **Área Maraconaí.** Relatório final de pesquisa. Belém . 4v.

DOCEGEO. 1988b. Revisão lito-estratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988 **Anexo dos Anais**. Belém, SBG/NN. p.10-54.

FINLAYSON, B. 1982. Granite caves in Girra Ween National Park, southeast Queensland. **Helictite**. 20;53-59.

FLICOTEAUX, R. & LUCAS, J. 1984. Weathering of phosphate minerals. In: NRIAGU, J. O. & MOORE, P. B. (ed.). **Phosphate Minerals.** Berlim , Sprnger-Verlag. 442p.

FONSECA, L. R. 1987. **Área Maicuru. Relatório preeliminar de pesquisa. DNPM- 850.191/81 titânio/fosfato**. Monte Alegre-PA. 1v. 25p.

FRONDEL, C. 1968. Meta-aluminite, a new mineral from Tamle Mountain, Utah. **Am. Min.,** 53:712-721.

GAUTIER, E. F. 1902. Madagascar - essai de Géographie Physique. Colin. Paris.

GEORGE, B. 1968. Role de l'analyse du modèle latéritique dans la prospection des nappes d'eau des terrains d'alteration en Áfrique occidentale. **Bull. Bur. Rech. Geol. Min.** (hydrogéologie), Ser. 2, 3, 2:53-65.

GOMES, C. B.; CORDANI, U. G.; BASEI, M. A. S. 1975. Raiometric Ages from the Serra dos Carajás Area, Northern Brasil. **Geol. Soc. of Am. Bull.,** 86(7):939-942.

GOUDIE,A.S. 1973. **Duricrusts in tropical and Subtrocal Landcapes.** Oxford, Clarendon. 92p.

GWYNNE-JONES, D. R. G. 1973. The loma Moutains. **The Geogr. Bull**. , 3: (Dep. of Env. Studs. and Geog., Njala Univ. Coll., University of Sierra Leone).

HIERONYMUS, B.; KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT,W.; BOULEGUE,J. 1989. Bauxites and laterites of the Serra de Trucará (States of Pará, Brazil): Geologica survey and bauxitic evolution. **Sci. Geol. Bull.,** Strasbourg, 42(1): 3-14.

HILL,C. A. & FORTI, P. 1986. **Cave minerals of the word.** USA. Nat. Spel. Soc., 239 p.

HIRATA, W. K.; RIGON, J. C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A. A. C.; MEIRELES, E. M. 1982. Geologia regional da Província mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., Belém, 1982. **Anais.** Belém, SBG/NN, v. 1, p.100-110.

HUANG,N. H. & KELLER, W D. 1972. Geochemical mecanics for the dissolution, transport and deposition of aluminum in the zone of weathering.**Clay and Clay Min.,** New York ,20: 69-74.

HUTCHINSON, G. E. 1950. Survey of existing knowledge of biogeochemistry, 3 - The Biogeochemistry of vertebrate excretion. **Bull. of The Amer. Museus of nat. Hist.** , 96: 1-554.

JORGE, J. A. 1972. Fósforo. In: MONIZ, A.C. **Elementos de pedologia.** São Paulo, Polígono, Ed. da Universidade de São Paulo. p. 191-197.

KARMANN, I. & BOGGIANI, P.C. 1986. Minerales de cavernas de Brasil. **Bol. Soc. Venz. Espel.** , 22.

KOTSCHOUBEY, B. & LEMOS, V. P. 1985. Considerações sobre a origem e gênese das bauxitas da Serra dos Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém, 1985.**Anais.** Belém, SBG/NO. v. 3, 48-61.

KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; HIERONYMUS, D.; ALVES, C. A. 1989. Preliminary study of aluminous laterites and bauxites from the Serra Norte (Carajás Mineral Province) Northern Brazil. In: INTERN. CONG. ICSOBA, 6, Poços de Caldas, 1989, Travaux ICSOBA. Poços de Caldas. ICSOBA. p. 95-103.

KRONBERG, B. I.; FYFE, W. S.; McKINNON, B. J.; COUSTON, J.F., STILIANIDI FILHO, B.; NASH, R. A. 1982. Model for bauxite formation: Paragominas (Brazil). **Chem. Geol.**, 35(3/4): 311-320.

LEVISON, A. A. 1974. **Introdution to esploration geochemistry.** Wilmette, Applied Publishing. 614 p.

LÖFFLER, E. 1974. Piping and pseudo-karst features in the tropical Lowlands of New Guinea. **Erdkunde.** , Band 28: 13-18.

MABBUTT, E. 1961. Basal surface or weathering front. **Proc. Geol. Assoc. London,** 72:357-358.

MAIGNIEN, J. A. 1966. Review of research of laterites. Unesco. **Nat. Resour. Res.**, Se., IV, Paris. 148p.

MARSHALL, C. E. 1975. **The physical chemistry and mineralogy of soils.** Huntington, New York, Robert E. Krieger Publishing CO, Soil materials. v. 1. 388 p.

MARTINI,J.E. 1980. New cave minerals, mbobomkulite, hydrombobomkulite, sveite, etc. **South African Speleol. Assoc. Transvaal Sect. Newsl.**, 1: 20-28.

MARTINI, J.E. & KAVALIERIS, I. 1976. Mineralogy of the Tranvaal caves. **South African Speleol. Assoc. Bull.**, 17: 11-12.

McBEATH, D. M. & BARRON, C. N. 1954. Report on lateritic ore deposits at Iran and Wamara Mountains, Berlice. **Annu. Rept. Geol. Surv. Dept. Brit. Guiana.** (1953): 87-100.

McFARLANE, M. J. 1976. **Laterite and landscape**. London. 151p.

McFARLANE,M.J. & TWIDALE,C.R. 1987. Karstic features associated with tropical weathering profiles. **Z. Geomorph.** (suppl. Bd 64): 73-95.

MEIRELES, E. M.; HIRATA, W. K.; AMARAL, A. F.; MEDEIROS FILHO, C. A.; GATO, W. C. 1984. Geologa das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, estado do Pará. In: CONG. BRAS. DE GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. v.2, p. 2164-2174.

MOORE, G. W. 1952. Speleothem - a new cave term. **Nat. Speleol. Soc. News.**, 10(6):2.

MOREIRA, J. R. A.; PINHEIRO, R. V. L.; PAIVA, R. S. 1986. **Novos dados espeleológicos dos platôs N-1 e N-4 da Serra dos Carajás**. Relatório do Grupo Espeleológico Paraense-GEP. Belém, GEP. 23p.

MOSS, R. P. 1965. Slope development and soil morphology in a part of S. W. Nigéria. **J. Soil Sci.** ,16:192-209.

MPEG/CNPq 1988. **Projeto Estudo e Preservação de Recursos Humanos e Naturais da Área do Projeto "Ferro Carajás".** Relatório Final. v. I e II.

NRIAGU, J.O. & MOORE, P.B. 1984 **Phosphate Minerals.** Berlim, Springer-Verlag. 442p.

OLIVEIRA, N.P. & COSTA, M.L. da. 1984. Os fosfatos aluminosos do Pará e do Maranhão: estágio atual de conhecimentos e estratégia para o aproveitamento econômico. **Ciências da Terra**, 10:16-19.

OLIVEIRA, C. M.; FONSECA, L. R.; OLIVEIRA, N.P. 1988. A laterita titanífera de Maraconaí (PA). In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v. 1, p. 271-285.

PAZT, M. J. 1985. Hill-top hollows-futher investigations. **Uganda J.** , 29: 225-228.

PINHEIRO, R. V. L. & MAURITY, C. W. 1988. As cavernas em rochas intempéricas da Serra dos carajás -Brasil. In: CONG. ESPEL. AM. LAT./CARIBE, 1, Belo Horizonte, 1988, **Anais**. Belo Horizonte, SBE. p.179-186.

PINHEIRO, R. V.L.; SILVEIRA, L. T.; MAURITY, C. W.; HENRIQUES, A. L. 1985. **Considerações preliminares sobre a espeleologia da Serra dos Carajás (Pa)**. Relatório do Grupo Espeleológico Paraense-GEP. Belém, GEP. 38p.

PRESCOTT,J.A. & PENDLETON, R.L. 1952. Laterite and laterite soils. **Commonw. Bur. Soil Sci. Tech. Commun.** n° 47.

SECCO, R. S. & MESQUITA, A. L. 1983. Nota sobre a vegetação de canga da Serra Norte - I. **Bol. Mus. Par. Emílio Goeldi,** Nova Série. Botânica. Belém, 59:1-13.

SHANNON,C. H. C. 1975. Pseudokarst caves in duricrust/granite terrain, Banana Range, central Queensland. In: PROC. 10th BIENAL CONF. AUSTR. SPELEO. FED. Brisbane, Dec. 1974. p.20-24.

SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974 Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL.**Folha SB.22. Araguaia** e parte da **Folha SC.22. Tocantins**; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. Cap. 4, p. 1-138. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

SIMMONS, G. C. 1963. Canga caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Brasil. **The Nat. Spel. Soc. Bull.** (25):66-72.

SIVARAJASINGHAN, S.; ALEXANDER, L. T.; CADY, J. G.; CLINE, M. G. 1962. Laterite. **Adv. Agron.**, New York, 14, 1-60.

SOUZA, C. I. J. 1993. **Estudo da cobertura laterítica ferro-aluminosa da aba norte da Serra dos Carajás (PA).** Belém, Universidade Fedaral do Pará. Centro de Geociências, 1993. 152 p.Tese (Mestrado em Geociências) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFPa, 1994.

SOUZA, C. I. J. & KOTSCHOUBEY, B. 1991. Alguns aspectos micromorfológicos e gênese da cobertura residual sobre as rochas sedimentares da aba norte da Serra dos Carajás-Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém. **Anais**. Belém, SBG/NN. v.1, p.569-583.

SUOBIES, F.; SUGUIO, K.; MARTIN, L.; LEPRUN, J.C.; SERVANT, M.; TURCQ, B.; FOUMIER, M.; DELAUNE, M.; SIFEDDINE, A. 1991. The quaternary lacustrine deposits of the serra dos Carajás (state of Pará, Brazil) - ages and other preliminary results. **Bol. IG-USP**, Publ. Esp., 8:223-243.

TAN, K.H. 1982. **Principles of soil chemistry.** New York, Marcel Dekker, 264 p.

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

THOMAS, G. E. 1974. **Tropical Geomorphology.** A study of weathering and landform development in warn climates. Macmilian, London. 332p.

TOLBERT, G. E.; TREMAINE, J. W.; MELCHER, G. C.; GOMES, C. B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás Iron deposits, northern Brasil. **Econom. Geol.** 66(7):985- 994.

TRESCASES, J. J. 975. L'évolution géochéomique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickelífères de Nouvelle-Caledonie. **Mem. ORSTOM.** 79.

TRICART, J. 1972. **The landform of the Humid Tropcs, forest and savanas**. London, Longmans, 131p.

TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B.; GÓES, A. M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da região Amazônica. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1., Belém, 1982. **Anais.** Belém, SBG/NN. v. 1, p. 201-209.

TWIDALE,C.R. 1966. Geomorphology of the Leidhordt-Gilbert area of northwest Queensland. **CSIRO** (land Research Series, 16), Melbourne.Vic.

TWIDALE, C.R. 1987. Sinkholes (dolines) in lateritised sediments, western Sturt Plateau, Northern territory, Australia. **Geomorfology** , 1:33-52.

VANN, J.H. 1963. Developmental processes in laterite terrains in Amapá. **Geogr. Rev.** 53:406-417.

VELOSO, H. P. 1974. Vegetação. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.22. Araguaia** e parte da **Folha SC.22. Tocantins**; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. Cap. 4, p.26-29. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

VIÉGAS FILHO, J. R. & BONOW, C. W. 1976. **Projeto Seis Lagos.** Relatório Final. vol. I e II. CPRM.

WATSON, A. 1986. The origin and geomorphological significance of closed depresions in the Lubombo Mountains of Swaziland. **The Geographical J.** , 152(1):65-74.

WHITE, W. B. 1976. Cave minerals and spelotems. In: FORD, T. D. & CULLINFOR, C. H. D. (eds). **The Science of Speleology.** London, Academic Press, cap. 8. p.267-328.

WHITEHOUSE, F. W. 1940. The laterite soils of western Queensland. In: **Univ. Queensland Papers in geology.** 2. New Ser. 1:2-22.

WIRTHMANN, A. 1970. Zur Geomorphologie der Peridotite auf Neukaledonien. **Tubinger Geogr. stud.** 34:191-201.

YARIV, S. & CROSS, H. 1979. **Geochemistry of colloid systems for earth scientists.** Berlin, Springer-Verlag. 450p.