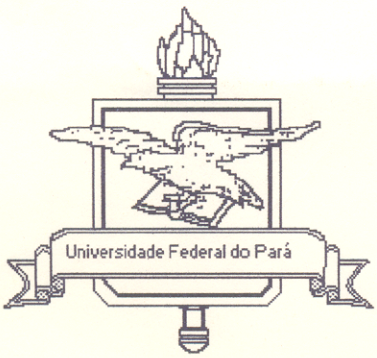


Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

"CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DE SEDIMENTOS GLACIAIS DA FORMAÇÃO CABEÇAS NA BORDA SUDOESTE DA BACIA DO PARNAÍBA"

TESE APRESENTADA POR

MARCELO JOSÉ DE OLIVEIRA

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

Data de Aprovação : 19 / 02 / 97

Comitê de Tese:

MÁRIO VICENTE CAPUTO (Orientador)

WERNER TRUCKENBRODT

ALMÉRIO BARROS FRANÇA

BELÉM

À minha mãe (in memoriam) e à minha avó materna, indiretamente também responsáveis por este trabalho.

AGRADECIMENTOS

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG) da Universidade Federal do Pará (UFPa) pela oportunidade que me deu de realizar o presente trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelo apoio e financiamento da pesquisa.

Ao Prof. PhD Mário Vicente Caputo pela orientação e apoio durante todo desenvolvimento do trabalho.

Ao Prof. Dr. Werner Truckenbrodt pela contribuição e sugestões à pesquisa.

Aos funcionários da UFPa., em particular aos Srs. Afonso e Pompeu que muito ajudaram durante a fase de campo.

Ao Prof. Msc. Afonso Nogueira que também contribuíu ao trabalho.

Ao amigo geólogo Walter Fernandes que ajudou através de sugestões e discussões acerca do trabalho, principalmente durante a etapa de campo.

Aos amigos geólogos Claudia Silvia Cerveira, Erimar Soares, Marcelo Borges Leão, Márcio Santos, Marcos Giovani, Ieda Oliveira, Mário Carlos Hermes, Ofir Moraes Jr., Pedro Walfir, Paulo Khoury e Valdenira Santos pelo apoio, incentivo e inúmeras contribuições que deram ao trabalho.

À todos aqueles que de forma direta ou indireta ajudaram na elaboração desta dissertação de tese de mestrado.

SUMÁRIO

p.

DEDICATÓRIA..... I

AGRADECIMENTOS..... II

LISTA DE ILUSTRAÇÕES..... VI

RESUMO..... 1

ABSTRACT..... 3

1 - INTRODUÇÃO..... 5

1.1 - APRESENTAÇÃO..... 5

1.2 - OBJETIVOS..... 5

1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO..... 6

1.3.1 - **Melhores Exposições**..... 7

1.4 - METODOLOGIA..... 8

1.5 - RELEVÂNCIA DO TRABALHO..... 12

2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DA FORMAÇÃO CABEÇAS..... 14

2.1 - GENERALIDADES..... 14

2.2 - OCORRÊNCIA DA FORMAÇÃO CABEÇAS..... 16

2.3 - LITOLOGIA E POSIÇÃO ESTRATIGRÁFICA..... 16

2.4 - IDADE DA FORMAÇÃO CABEÇAS..... 19

2.5 - AMBIENTE DEPOSICIONAL..... 20

2.6 - TECTÔNICA GLACIAL NA FORMAÇÃO CABEÇAS..... 21

3 - EVENTOS GLACIAIS NO PALEOZÓICO..... 22

3.1 - O REGISTRO GLACIAL DEVONIANO NO CONTINENTE GONDUANA OCIDENTAL..... 26

4 - CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL DA FORMAÇÃO CABEÇAS..... 28

4.1 - DESCRIÇÃO DAS FÁCIES IDENTIFICADAS..... 28
4.1.1 - Introdução..... 28
4.1.2 - Fácies não glaciais..... 30
4.1.2.1 - Arenito fino a grosso com laminação plano paralela..... 30
4.1.2.2 - Arenito fino a grosso com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo - At_1..... 36
4.1.2.3 - Arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular de alto ângulo - At_2..... 38
4.1.2.4 - Arenito médio a grosso com estratificação cruzada sigmoidal - As..... 40
4.1.2.5 - Siltito a Arenito fino laminado - SAl..... 40
4.1.2.6- Arenito fino a grosso com estruturas deformacionais - Ad..... 42
4.1.3 - Fácies glaciais..... 43
4.1.3.1 - Fácies Diamictito..... 43
4.1.3.1.1 - Diamictito cisalhado - Dc 43
4.1.3.1.2 - Diamictito laminado - Dl..... 57
4.1.3.1.3 - Diamictito maciço - Dm..... 57
4.1.3.2 - Fácies Arenito..... 61
4.1.3.2.1 - Arenito fino a microconglomerático com estratificação plano paralela e cruzada - Apc..... 61
4.1.3.2.2 - Arenito fino a microconglomerático com estratificação plano paralela - App..... 62
4.1.3.2.3 - Arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal e *climbing ripple cross lamination* - Asr..... 64
4.1.3.2.4 - Arenito fino com laminação planar a ondulada - Apo..... 68
4.1.3.2.5 - Arenito maciço com estruturas deformacionais - Amd... 70
4.1.3.2.6- Arenito fino com laminação plano paralela e *climbing ripple* e estruturas deformacionais - Apr..... 72
4.1.3.3 - Fácies Pelito..... 77

4.1.3.3.1 - Pelito com arenito fino intercalado - PA..... 77
4.1.3.3.2 - Pelito deformado - Pd..... 79
5 - ASSOCIAÇÃO FACIOLÓGICA..... 82
5.1 - INTRODUÇÃO..... 82
5.2 - ASSOCIAÇÃO DAS FÁCIES..... 83
5.2.1 - Associação de fácies não glaciais..... 85
5.2.1.1 - Associação litorânea..... 85
5.2.2 - Associação de fácies glaciais..... 87
5.2.2.1 - Associação glaciofluvial..... 88
5.2.2.2 - Associação glaciolacustre..... 89
5.2.2.2.1 - Considerações sobre a fácies arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal e *climbing ripple*..... 91
5.2.2.3 - Associação subglacial..... 94
5.2.2.4 - Associação glaciomarinha..... 98
6 - TECTÔNICA GLACIAL..... 103
6.1 - INTRODUÇÃO..... 103
6 .2 - CONSIDERAÇÕES SOBRE A TECTÔNICA GLACIAL..... 103
6.2.1 - A Importância das condições subglaciais..... 104
6. 3 - ESTRUTURAS GLACIOTECTÔNICAS LOCAIS..... 105
6.3.1 - Feições Planares..... 106
6.3.2 - Feições Lineares..... 110
6.3.3 - Feições Curviplanares..... 113
6.3.3.1 - Algumas considerações sobre as feições curviplanares..... 117
6.4 - ESTRUTURAS DEFORMACIONAIS E DE ESCAPE DE ÁGUA. 119
7 - TRAÇOS DE REGISTRO GLACIAL DA FM CABEÇAS..... 124
8 - MODELO EVOLUTIVO E DEPOSICIONAL..... 127
9 - CONCLUSÕES..... 133
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 135
ANEXO - MAPA DE PONTOS

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização e acesso à área de estudo..... 9
Figura 2.1 - Mapa de ocorrência da Formação Cabeças na Bacia do Parnaíba.... 17
Figura 2.2 - Mapa geológico da área estudada..... 18
Figura 2.3 - Seção lito-estrutural do Perfil de Pedro Afonso-To..... 21
Figura 3.1 - Migração de centros glaciais paleozóicos sobre o Gonduana..... 24
Figura 3.2 - Distribuição de indicadores paleoclimáticos no período quente do Siluriano Médio ao Carbonífero Inferior..... 25
Figura 4.1 - Pequeno lajedo desenvolvido no topo de um morrote sustentado pela fácies Ap..... 32
Figura 4.2- Detalhe da laminação plano paralela observada na fácies Ap..... 33
Figura 4.3 - Detalhe de um *megaripple* desenvolvido no topo da fácies Ap..... 34
Figura 4.4 - Lineações regionais de partição (LP) e estrias ou lineações tectônicas de *decollement* desenvolvidas por deformação cisalhante..... 35
Figura 4.5 - Fácies At_1. Pequeno set cruzado de baixo ângulo..... 37
Figura 4.6 - Fácies At_1, notar o set cruzado tabular de baixo ângulo..... 38
Figura 4.7 - Fácies At_2 sobreposta discordantemente à fácies At_1..... 39
Figura 4.8 - Fácies SAl..... 41
Figura 4.9 - Fácies Ad. Observar as estruturas deformacionais sob a forma convoluções e *slumpings* sobre a fácies At_1 na base..... 42
Figura 4.10 - Vista geral da fácies Dc sustentando um pequeno morro..... 44
Figura 4.11 - Aspecto geral da fácies Dc..... 45
Figura 4.12 - Fácies Dc_1, obsevar os clastos de quartzito e arenito envolvidos e imersos na matriz areno-argilosa extremamente intemperizada..... 46
Figura 4.13 - (A) Fácies Dc, observar a textura extremamente cisalhada. (B) Estruturas amendoadas constituídas por pequenas lentes de arenito..... 49

Figura 4.14 - Fácies Dc. Presença de pequenos clastos e um matacão de quartzito imerso no diamictito cisalhado..... 50
Figura 4.15 - Fácies Dc, detalhe mostrando a presença de um grande bloco (1 m) de diamictito dentro da mesma..... 51
Figura 4.16 - Fotomicrografia mostrando a textura da fácies Dc..... 52
Figura 4.17 - Difratograma de raios-X..... 53
Figura 4.18 - Presença de planos de cisalhamento e clastos areníticos finos..... 56
Figura 4.19 - Fácies Dl. Laminação plano paralela..... 58
Figura 4.20 - Fácies Dm (A). Detalhe mostrando um bloco de arenito dentro da mesma. (B) Detalhe mostrando sua textura maciça..... 60
Figura 4.21-Estratificação cruzada acanalada de pequeno porte da fácies Apc. 61
Figura 4.22 - Lente de arenito fino a microconglomerático (Fácies App)..... 62
Figura 4.23 - Presença de um grande bloco todo quebrado e deformado da fácies App abaixo da fácies diamictito cisalhado (Dc)..... 63
Figura 4.24 - Aspecto deformado da fácies Asr..... 65
Figura 4.25 - Detalhe mostrando as estruturas *climbing ripple cross lamination* no arenito fino (Asr)..... 66
Figura 4.26 - Textura microscópica da fácies Asr..... 67
Figura 4.27 - Fácies Apo. Observar lâminas plano paralelas e pequenas lâminas onduladas e cruzadas..... 69
Figura 4.28 - Aspecto geral da fácies Amd..... 71
Figura 4.29- Detalhe das estruturas deformacionais presentes na fácies Amd. 72
Figura 4.30 - Vista geral da fácies Apr..... 74
Figura 4.31 - Laminação plano paralela (tipo *sand paper*) a ligeiramente ondulada da fácies Apr..... 75
Figura 4.32 - Estruturas da fácies Apr. (A) Observar laminação plano paralela e pequenos *sets* sigmoidais. (B) Laminações convolutas (Lc)..... 76
Figura 4.33 - Fácies pelito com arenito fino intercalado (PA)..... 78

Figura 4.34 - (A) Vista geral do afloramento constituído pela fácies Pd (pelito deformado). (B) Detalhe da laminação planar a ondulada..... 80
Figura 4.35 - Coluna estratigráfica composta para o Perfil de Pedro Afonso... 81
Figura 5.1- A- Modelo de sedimentação de lago proglacial para a associação glaciolacustre interpretada. B - Sequência glaciolacustre mapeada..... 92
Figura 5.2 - Domínio subglacial dominado por tilitos de alojamento na base da geleira. Modificado de BOULTON & DEYNOUX (1981)..... 97
Figura 5.3 - Associação turbidítica glaciomarinha caracterizada no perfil de Pedro Afonso - To..... 98
Figura 5.4 - Sequência clássica turbidítica de Bouma..... 101
Figura 5.5 - Evolução dos processos deposicionais por correntes de turbidez.. 102
Figura 6.1- Sítios de pertubações potenciais dentro da camada móvel subglacial..... 105
Figura 6.2 - Detalhe mostrando o aspecto da foliação cisalhante desenvolvida no diamictito cisalhado (Dc)..... 107
Figura 6.3 - Seção mostrando a deformação e ao aleitamento tectônico glacial no contato da fácies Asr e Dc..... 109
Figura 6.4 - Pavimento estriado por deformação subglacial..... 111
Figura 6.5 (A) Pequeno dobramento na fácies Ap. (B) Detalhe ressaltando na superfície de estratos dobrados a ocorrência de *slikensides*..... 112
Figura 6.6 - Dobramento recumbente e apertado desenvolvido no contato entre o substrato base (Fácies App) e o diamictito subglacial (Dc)..... 114
Figura 6.7 - Pequena dobra sob a forma de *bumerangue* desenvolvida dentro do diamictito cisalhado..... 115
Figura 6.8 - Mostra um suave e amplo dobramento desenvolvido na fácies não glacial Ap..... 116
Figura 6.9 - Estrutura tipo sigmóide desenvolvida na fácies Asr..... 118
Figura 6.10 - Estruturas deformacionais de derretimento desenvolvidas na fácies At_1..... 120

Figura 6.11 - Estruturas de sobrecarga em pratos na fácies Apr..... 122
Figura 6.12 - Estruturas "exóticas" sob a forma de bolas, almofadas desenvolvidas na fácies Amd..... 123
Figura 8.1 - Modelo esquemático mostrando a evolução dos sedimentos da Formação Cabeças..... 132

QUADROS

Quadro 4.1 - Resumo das principais fácies glaciais e não glaciais identificadas na Formação Cabeças na área estudada..... 29
Quadro 5.1 - Resumo das principais associações faciológicas interpretadas na área estudada..... 83

RESUMO

A presente dissertação trata de um estudo de caracterização faciológica de sedimentos glaciais que encerram o ciclo deposicional da Formação Cabeças, e que afloram na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, próximo da cidade de Pedro Afonso no Estado do Tocantins.

Os sedimentos glaciais assentam discordantemente sobre fácies litorâneas de *foreshore - shoreface*, constituídas por arenitos com estratificações plano paralela (fácies Ap) e cruzada tabular, de baixo ângulo a alto ângulo (fácies At_1 e At_2), os quais, em sua parte superior mostram estruturas deformacionais possivelmente geradas por derretimento de gelo intersticial, no início da glaciação durante estação mais quente - verão.

Os depósitos glaciogênicos foram agrupados em quatro associações faciológicas a saber: associação glaciofluvial, associação glaciolacustre, associação subglacial e associação glaciomarinha

A associação glaciofluvial é representada por arenitos finos a microconglomeráticos com estratificações cruzada acanalada (Apc) e plano paralela (App), provavelmente depositados em canais alimentados por água de degelo.

A associação glaciolacustre é composta pelas fácies Pd (Pelito deformado), Dm (diamictito maciço) e Apo (arenito fino com laminação planar a ondulada). Estas fácies foram depositados por correntes de turbidez dentro de um pequeno corpo aquoso (lago). A fácies Ld foi provavelmente depositada a partir de fluxo aquosos supridos por água de degelo, tal como os sedimentos glaciofluviais acima citados. Já as fácies Dm e Apo foram possivelmente depositadas diretamente pela geleira, quando esta avançou sobre o lago.

A associação subglacial é constituída pelos depósitos glaciais mais comuns e característicos na área estudada, sendo representados essencialmente pela fácies Dc (diamictito cisalhado), que é aqui interpretada como tilito de alojamento (*lodgement till*), gerado na base da geleira durante seu deslocamento. A fácies Dl (diamictito laminado) também compõe esta associação, e é correlacionada como tilito de derretimento que atingiu a base da geleira.

A associação glaciomarinha é constituída pela sequência turbidítica de Bouma, formada pelas seguintes unidades: - arenitos finos maciços com estruturas de escape de fluídos (Ta), arenitos com laminação plano paralela (Tb) e *climbing ripples* e convoluções (Tc), e níveis de arenito muito fino, siltito e pelito intercalados (Td). Estes depósitos foram provavelmente depositados durante um recuo de geleira, concomitantemente com um significativo aumento do nível do mar.

ABSTRACT

This dissertation consists of a study of facies characterization of glacial sediments that end the depositional cycle of the Cabeças Formation. This formation is exposed in the southwest border of the Parnaíba Basin, near Pedro Afonso town in Tocantins State.

The glacial sediments lie abruptly over coastal foreshore-shoreface facies, composed of horizontally laminated sandstone (Ap facies) and low to high angle cross-bedded sandstone (At_1 and At_2 facies). These sandstone beds show deformational structures in the upper part, probably created by ice pores melting during the initial glaciation in summer times.

Glaciogenic deposits were grouped into four facies associations: glaciofluvial association, glaciolacustrine association, subglacial association and glaciomarine association.

The glaciofluvial association is represented by fine sandstones to microconglomerates with trough cross-bedding (Apc) and parallel-laminated features (App) probably deposited in channels fed by melt-out water.

The glaciolacustrine association is composed of Pd (deformed pelite), Dm (massive diamictite) and Apo (horizontally and rippled cross-laminated sandstone) facies. These facies were deposited as turbidite currents in a small water body (lake). The Ld facies was probably deposited from water flows supplied by melt-out water, as the glaciofluvial facies discussed above. The Dm and Apo facies were possibly deposited directly from glaciers, when they advanced on the lake.

The subglacial association is the commonest glacial deposit in the studied area. It is represented essentially by Dc facies (sheared diamictite), interpreted as lodgement till, created in the basal portion of glaciers during they advance. The Dl facies (laminated diamictite) is part of this association and it is related to melt-out till formed on the ice body, but it reaches the basal portion of glaciers due to the gravity action.

The glaciomarine association is constituted by Bouma's turbidite sequence. It shows the following units: fine massive sandstones with water scape structures (Ta), horizontally laminated sandstones (Tb), climbing ripple cross and convolute-laminated sandstone (Tc), and levels of very fine sandstones, siltstones and mudstone interlaminated (Td). These deposits were probably deposited during a glacial retreat, when occurred a significative sea level rise.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

A presente tese versa sobre depósitos sedimentares glaciogênicos de idade devoniana superior que encerram o ciclo deposicional da Formação Cabeças, e que afloram na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. Este trabalho trata dos primeiros estudos relacionados à definição e descrição das diversas fácies de origem glacial, bem como, a descrição de estruturas glaciotectônicas desenvolvidas durante o deslocamento das geleiras na bacia.

1.2 - OBJETIVOS

Destacam-se como principais objetivos desta pesquisa:

- estudo detalhado de afloramentos que ocorrem em excelentes exposições na área em apreço, com a finalidade de caracterizar as diversas fácies glaciais da Formação Cabeças.

- a partir da caracterização faciológica, tentar estabelecer um possível ordenamento estratigráfico das fácies identificadas, assim como, esboçar um modelo deposicional para as mesmas. O estudo das sucessões faciológicas auxiliará também no reconhecimento dos períodos de avanço e recuo de geleiras na margem da Bacia do Parnaíba durante o Devoniano Superior.

- identificação e descrição de estruturas glaciotectônicas subglaciais geradas concomitantemente à deposição dos sedimentos, a partir do deslocamento de grandes massas de gelo. Ressalta-se porém, que o trabalho aqui desenvolvido se deteve apenas na identificação e descrição das estruturas glaciotectônicas, não sendo executados estudos mais minunciosos.

1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

Os afloramentos selecionados para o estudo estão inseridos na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, mais precisamente na região centro-norte do Estado do Tocantins, dentro de uma área de aproximadamente 20.000 Km^2, a qual está incluída nas folhas de escala 1 : 250.000 SC-22-X-B (Conçeição do Araguaia), SC-22-X-D (Miracema), SC-23-V-A (Itacajá) e SC-23-V-C (Lizarda). Está limitada pelos meridianos 48° 45′ e 47° 45′ e pelos paralelos 8° 00′ e 9° 30′. Nesta região estão localizadas as seguintes cidades: Colinas do Tocantins, Guaraí, Itapiratins, Itacajás, Miranorte, Tocantínea, Miracema do Tocantins e Pedro Afonso; sendo estas duas ultimas, as principais cidades tomadas como base de apoio (Figura 1.1) (Anexo).

O acesso à área de estudo pode ser integrado por via rodoviária, a partir da cidade de Belém-Pa pela Br-316 até o Km 108, onde toma-se então a Br-153 (Belém-Brasília), passando-se pelo Estado do Maranhão até atingir o Estado do Tocantins, mais precisamente à cidade de Colinas do Tocantins, já inserida na região estudada.

Dentro da área de estudo utilizam-se as rodovias estaduais, algumas bem preservadas, mas a maioria pouco conservadas e geralmente não pavimentadas. Citam-se as rodovias To-253 que liga Colinas do Tocantins a Couto Magalhães; To-256 que liga Couto Magalhães a Guaraí; a To-256 que vai da Br-153 para leste em direção à cidade de Itacajá; a To-010 que liga Pedro Afonso a Tocantínea e; a To-245 que liga Miranorte a Miracema. Utiliza-se ainda a Br-153 no trecho entre Colinas do Tocantins e Barrolândia, além da Br-235 parcialmente concluída que vai da Br-153 à Pedro Afonso (totalmente pavimentada) e desta cidade até Amaro Leite na divisa do Estado do Tocantins com o Maranhão (não pavimentada e não concluída; se estendendo por apenas mais 45 Km a partir de Pedro Afonso) (Figura 1.1).

Por via fluvial, boas exposições podem ser encontradas ao longo do rio Tocantins no trecho entre Palmeirante (a Norte) até pouco acima da Cidade de Tocantínea. O melhor período para se visitar tais afloramentos é entre os meses de agosto até o início de novembro, período de franca estiagem, e em que o rio Tocantins está baixo, aflorando as melhores exposições da Formação Cabeças (Figura 1.1).

1.3.1 - **Melhores Exposições**

Este capítulo trata das principais exposições da Formação Cabeças, sobretudo, dando ênfase às fácies glaciogênicas, e que portanto, serviram de suporte para todos os estudos e idéias lançadas neste trabalho acerca da referida formação. Justifica-se este capítulo como de suma importância no que concerne à credibilidade da presente tese, para que toda comunidade científica geológica tenha acesso aos elementos geológicos que fundamentaram a mesma.

Uma vez já conhecida e estudada por COSTA et al. (1994), no que se refere a estruturas tectonoglaciais, utilizou-se como base de estudo o perfil localizado na Br-235, que inicia-se a cerca de 30 Km a leste da Cidade de Pedro Afonso, se estendendo por uma faixa de 10-12 Km, em direção à divisa do Estado do Tocantins com o Maranhão. Trata-se de uma sucessão de fácies glaciais da Formação Cabeças de boa continuidade lateral local, entretanto, com constantes feições intempéricas. Cita-se ainda nesta mesma estrada uma estreita faixa (1 Km) de sedimentos glaciais localizados a 2 Km de Pedro Afonso, na margem esquerda do rio Tocantins.

Na rodovia To-259, a 6 Km de Colinas do Tocantins, em direção a Couto Magalhães, onde ocorre uma faixa restrita (< 2 Km) de fácies glaciogênicas, também bastante intemperizadas.

Ao longo da rodovia federal Br-153, entre Colinas do Tocantins e Guaraí, a 50 Km da primeira, aflora uma sequência restrita de fácies glaciais, algumas ocorrências mostram sedimentos perturbados por tectonismo.

Ressalta-se ainda, a frequente intercalação de fácies glaciais com fácies não glaciais da Formação Cabeças, e folhelhos marinhos da Formação Pimenteiras, que afloram ao longo do rio Tocantins, no trecho entre Pedro Afonso e Itapiratins, tais contatos são aqui interpretados como tectônicos, possivelmente associados a fortes lineações estruturais presentes ao longo do rio. Outro aspecto importante a ser ressaltado, refere-se ao contínuo recobrimento das fácies acima citadas, por coberturas terciárias e quaternárias.

Com relação às fácies não glaciogênicas, cita-se o afloramento localizado na margem direita da Br-153 a 17 Km de Miranorte em direção a Guaraí; e outro localizado na Fazenda Santa Cruz, em um ramal que vai da Br-153 (a 20 Km abaixo de Miranorte) para Miracema do Tocantins.

Destacam-se sobretudo, as exposições localizadas no rio Tocantins nos trechos entre Pedro Afonso e Tocantínea, aflorando a partir de 7 Km de Pedro Afonso, ocorrendo por uma faixa de aproximadamente mais 35 Km, e no trecho entre Itapiratins e Palmeirante, iniciando a cerca de 12 Km de Itapiratins, se extendendo por mais 25 Km, mais precisamente na frente da Ilha do Acará (onde passam a ocorrer então, fácies glaciais da Formação Cabeças).

1. 4 - METODOLOGIA

Este capítulo refere-se à descrição das técnicas e métodos utilizados no desenvolvimento dos trabalhos de campo e de laboratório. Entretanto, em uma visão mais ampla, deve-se entender metodologia científica, não apenas como emprego de técnicas e métodos durante a pesquisa, mas referir-se a uma estrutura muito mais complexa, na qual, sempre tendo em visto alcançar os objetivos pretendidos pela pesquisa, são utilizados também elementos tais como: questões, teses, hipoteses e etc, com relação ao problema estudado (Samuel Sá, informação verbal).

Inicialmente foi feito um levantamento acerca do estudo d'arte, ou seja, uma revisão bibliográfica sobre a Formação Cabeças, na qual foram relevadas as principais caraterísticas da mesma, como: litologia, área de ocorrência, idade, posicionamento estratigráfico, ambiente deposicional. O levantamento bibliográfico é de fundamental importância para realizar qualquer tipo de trabalho científico, pois toda pesquisa, deve partir sempre de elementos já conhecidos e estudados.

A seguir, trabalhou-se na confecção de uma base cartográfica com as principais vias de acessos e rios da região, a que serviu como base logística, na qual foram plotados os pontos estudados.

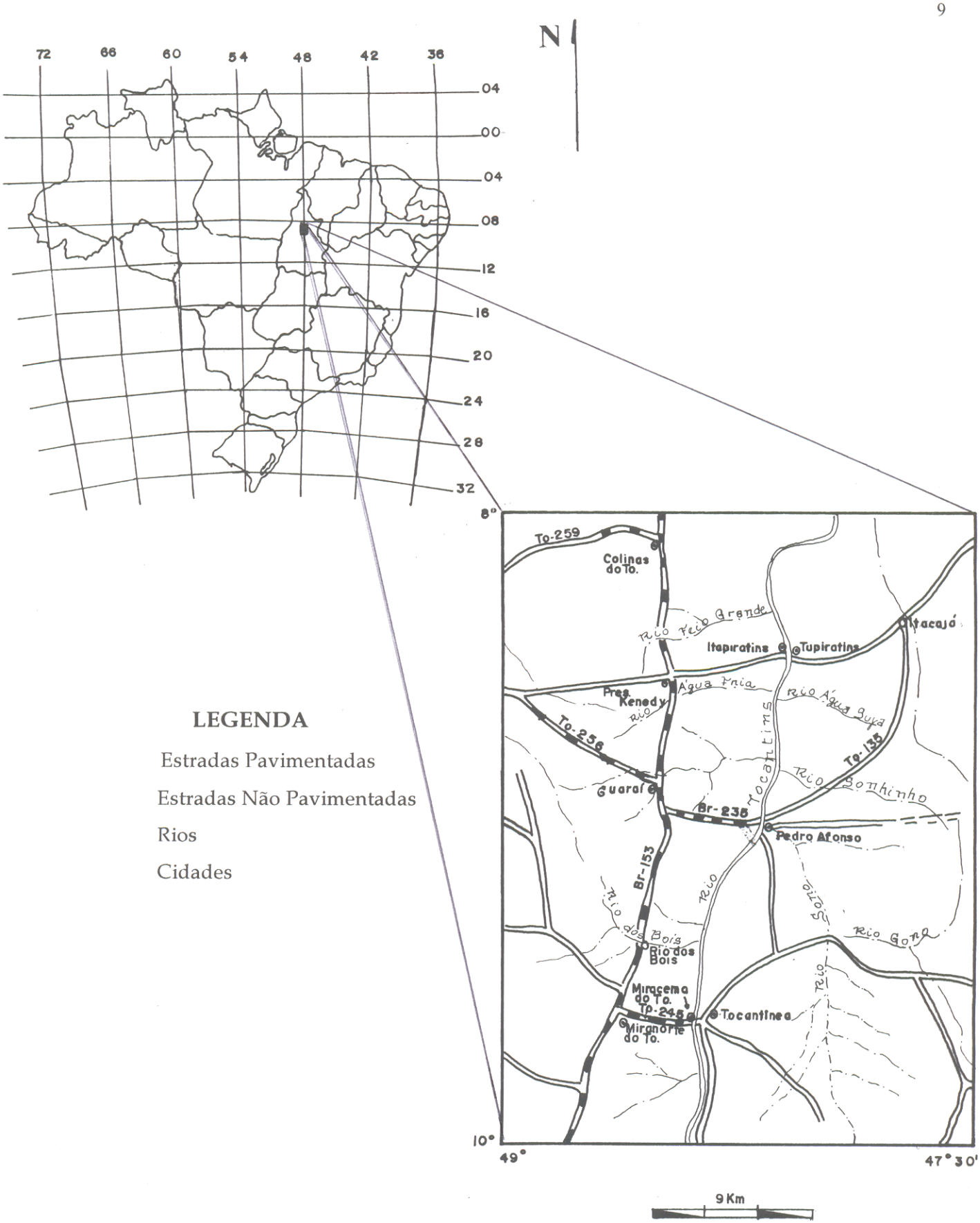


Figura 1.1 - Mapa de localização e acesso á área de estudo.

Após o reconhecimento e domínio do assunto a ser estudado, partiu-se para a principal fase metodológica da pesquisa, priorizando-se os trabalhos de campo, ou seja, a coleta de dados, com a observação direta das exposições rochosas.

Durante a etapa de campo foram feitas descrições macroscópicas dos principais litotipos identificados, considerando-se sua cor, textura, granulometria e estruturas sedimentares, seguida também da coleta sistemática de rochas.

Para a análise faciológica utilizou-se a metodologia de WALKER (1992), segundo a qual, a chave para a interpretação de fácies é correlacionar observações das relações espaciais e características internas (litologia e estruturas sedimentares) das fácies com informações de outros exemplos de unidades estratigráficas bem estudados, principalmente, de modernos ambientes sedimentares.

Com relação ao estudo de estruturas glaciotectônicas, o presente trabalho se deteve apenas na identificação e descrição das estruturas observadas, sobretudo a nível de afloramento (estruturas mesoscópicas), e foi fortemente apoiado em bibliografias que caracterizam as estruturas geradas por deslocamento de gelo.

Para auxiliar no reconhecimento e estudo das fácies identificadas, alguns estudos específicos foram realizados, destacam-se:

- estudos detalhados dos diversos tipos de tilitos (depósitos glaciais verdadeiros) observados na área em apreço, e suas implicações, quanto às condições de deposição. Para a análise sistemática e interpretação de tilitos glaciais foi utilizado o guia elaborado por CHUMAKOV (inédito).

- trabalho em laboratório de algumas amostras coletadas sistematicamente, e as quais possuiam suas caracteristicas composicionais primárias, ainda preservadas (amostras frescas). Consistiu nos seguintes estudos :

- análise petrográfica de seções delgadas foi realizada com amostras de rochas clásticas, coletadas sistematicamente em afloramentos com menores sinais de intemperismo.

Foram ainda analisadas por difração de raios-X os tipos de argilo minerais em várias amostras de diamictitos cisalhados glaciais. Na etapa de preparação de amostras utilizou-se a seguinte metodologia:

a) as amostras foram inicialmente desagregadas com o auxílio do gral de ágata.

b) a seguir, 10 a 15g do material desagregado de cada amostra foram recolhidos para preparação por tratamentos específicos, para posterior análise.

b.1) preparação de amostras orientadas

- 10g de amostras diluídas em 200 ml de água destilada são homogeneizadas durante 5 a 10 minutos no ultra-som. A seguir, separa-se as frações de silte e argila, centrifugando-se pequena quantidade das amostras durante 2 minutos na freqüência de 1000 r.p.m. O precipitado obtido é eliminado, sendo retirada uma quantidade adequada do material sobrenadante, para a confecção da lâmina. Uma alíquota (2ml) da suspensão argilosa é retirada com o auxílio de uma pipeta, e despejada sobre uma lâmina de vidro limpa e seca, sendo mantida durante 48 horas, em temperatura ambiente, sem controle de umidade, até secar.

b.2) tratamento com etileno-glicol

- É utilizado para a determinação de minerais do grupo da esmectita e baseia-se na expansão das reflexões ou deslocamento dos picos destes minerais, quando glicolizados. Neste tratamento as lâminas orientadas foram levadas a um dissecador contendo etileno-glicol, e mantidas neste meio durante 48 horas. A seguir são levadas para análise no difratômetro de raio-x

b.3) tratamento por aquecimento

- As lâminas são aquecidas à temperatura de 550º C durante 2 horas, e em seguida, submetidas à análise por difração de raios-x.

1.5 - RELEVÂNCIA DO TRABALHO

Durante muito tempo a comunidade científica internacional contestava a influência glacial na sedimentação devoniana no Continente Gonduana Ocidental. Grande parte dos pesquisadores que desenvolveu estudos na Bacia do Parnaíba descreveu os paraconglomerados ou diamictitos da Formação Cabeças, mas não os aceitavam como "tilitos", ou seja, verdadeiros depósitos de origem glacial. KEGEL (1953) foi o primeiro a identificar os diamictitos em testemunhos de poços, e ventilar a idéia de origem glacial para estas rochas.

MALZAHN (1957) mapeou varvitos com seixos pingados e pavimentos estriados em Canto do Buriti, na suposta Formação Serra Grande, admitindo uma origem periglacial a glacial para os mesmos. CAPUTO (1984a,b) posteriormente verificou que não se tratava da Formação Serra Grande, mas sim da Formação Cabeças, muito embora, sua interpretação ambiental se mostrasse correta.

RODRIGUES (1967) admitiu para o paraconglomerado da Formação Cabeças uma origem por fluxo de detritos, e alternativamente uma influência glacial.

AGUIAR (1971) também reconheceu os paraconglomerados, mas coube a CAROZZI et al. (1975) o papel de interpretar a influência de massas de gelo na deposição da Formação Cabeças.

CAPUTO (1984a) desenvolvendo tese de doutoramento, pôs fim definitivamente às dúvidas referentes à Formação Cabeças, comprovando como de origem glaciogênica alguns depósitos identificados, não só na Formação Cabeças, como também, nas formações Jaraqui (Bacia do Solimões), e Curiri e Oriximiná (Bacia do Amazonas), todas de idade devoniana.

Como exposto, o conhecimento acerca dos depósitos sedimentares de origem glaciogênica na Bacia do Parnaíba é relativamente novo e restrito a algumas pesquisas de cunho regional, carecendo ainda de estudos mais detalhados de análise faciológica e caracterização de sistema deposicional; e é neste propósito que a presente pesquisa se justifica como de grande importância para a ampliação do entendimento de um ambiente até hoje pouco explorado e conhecido pela comunidade

geológica à nivel nacional, ressaltando-se apenas os trabalhos desenvolvidos no Grupo Itararé, na Bacia do Paraná (GRAVENOR & ROCHA CAMPOS, 1983; FRANÇA & POTTER, 1988; EYLES et al., 1993).

Não se pode deixar de frizar também a importância do trabalho na escala global, uma vez que, o evento glacial é registrado a nível mundial, deixando características marcantes em todo registro geológico da época, tais como: mudanças de fácies regionais, predominando fácies regressivas; inibição do desenvolvimento de carbonatos e evaporitos pelo clima frio e; sobretudo, grandes extinções bióticas. Tais mudanças podem ser relacionadas à glaciação gerada a partir da redução de CO_2 atmosférico e oceânico no final do Devoniano (CAPUTO, 1994).

2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DA FORMAÇÃO CABEÇAS

2.1 - GENERALIDADES

A Formação Cabeças foi reportada pela primeira vez por Plummer apud KEGEL (1953) nas proximidades da região homônima, para designar uma seção de arenitos médios a grossos, com espessura de aproximadamente 300 m. KEGEL (1953), dividiu a unidade em três membros assim denominados: Membro Passagem (inferior), composto de arenitos estratificados, com níveis conglomeráticos intercalados na sua base; Membro Oeiras (médio), representado por arenitos com estratificação cruzada e; Membro Ipiranga (superior), dominado por arenitos maciços, geralmente grossos. Campbell apud KEGEL (1953) correlacionou errôneamente a Formação Cabeças com a Formação Serra Grande.

KEGEL (1953) identificou pela primeira vez em testemunho do poço **1-Cl-1-Ma** a presença de diamictitos na Formação Cabeças, levantando a possibilidade de constituírem "tilitos".

MALZAHN (1957) registrou a ocorrência de estrias glacias em arenitos deltaícos, próximo à localidade de Canto do Buriti (borda sudeste da bacia) e folhelhos estratificados ritmicamente, tipo varvitos, com seixos pingados ("dropstones"), na suposta Formação Serra Grande, mas que na realidade tratava-se da Formação Cabeças.

MOORE (1963) definiu como a mais característica litologia da Formação Cabeças os arenitos "pedra branca" na parte superior. Cita ainda, na margem sudoeste da Bacia do Parnaíba, a presença de uma zona de tilitos intermediária e uma porção basal arenosa melhor selecionada que o arenito do horizonte superior.

RODRIGUES (1967), considerando a variação faciológica da Formação Cabeças, subdividiu a mesma em três membros: Membro Tem Medo - sequência basal constituída por folhelhos e siltitos com intercalação de arenitos finos; Membro Testa Branca - sequência sedimentar de maior ocorrência, essencialmente arenosa até raramente conglomerática, com raras intercalções de folhelhos e siltitos e Membro Ribeirãozinho - corresponde a uma variação lateral argilosa dos arenitos superiores do Membro Testa Branca.

ANDRADE (1968), em trabalho de mapeamento da região sudeste de Itacajá citou a ocorrência de arenitos finos esbranquiçados na parte basal da Formação Cabeças, com a intercalação de paraconglomerados cinza escuros na parte média, que gradam lateralmente de forma brusca para arenitos. Na seção superior foram identificados arenitos alaranjados grosseiros e conglomerados.

AGUIAR (1971) considerou como Formação Cabeças, na porção oeste da Bacia do Parnaíba, o arenito compreendido entre os folhelhos das formações Pimenteiras (subjacente) e Longá (sobrejacente), observando a presença de paraconglomerados interdigitados com arenitos, próximos à localidade de Pedro Afonso; estendeu a ocorrência até o Rio Araguaia, onde os arenitos praticamente desaparecem, sendo a formação dominada apenas por conglomerados.

ANDRADE & DAEMON (1974), em trabalho de mapeamento do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba descreveram arenitos com estratitificação cruzada de baixo ângulo na Formação Cabeças; denominaram de diamictitos os paraconglomerados identificados por AGUIAR (1971), os quais são caracterizados por seixos e matacões de arenito, siltito e quartzito, imersos em matriz sítico-argilosa. Os diamictitos são ligeiramente estratificados e possuem estruturas de escorregamento e fragmentos de oólitos ferruginosos, possivelmente derivados da Formação Pimenteiras. ANDRADE & DAEMON (1974) praticamente descartaram a possibilidade de uma origem glacial para os diamictitos identificados, como também não assumiram uma natureza turbidítica para os mesmos.

Ojeda & Perillo apud CUNHA et al. (1981) reconheceram a sudoeste de Carolina, a presença de paraconglomerados e "mudstones" intercalados com arenitos micáceos e friáveis característicos da Formação Cabeças.

CAPUTO (1984b) observou a grande ocorrência de diamictitos com elementos glaciais associados, tais como clastos estriados, polidos e facetados, na borda oeste da bacia; no rio Tocantins na localidade de Talhadinho, e próximo à cidade de Pedro Afonso, reportou os pavimentos estriados próximo de Canto do Buriti, identificados por MALZAHN (1957). CAPUTO (1984b) registrou também a presença de

um matacão de conglomerado silicificado do embasamento, com 1,40m de diâmetro, próximo do pavimento estriado, parecendo ser um bloco errático deixado por geleiras. Observou também a presença de diamictitos e varves com seixos pingados (*dropstones*) próximo ao topo da Formação Cabeças em poços da Bacia do Parnaíba.

2.2 - OCORRÊNCIA DA FORMAÇÃO CABEÇAS

A Formação Cabeças é registrada nos dois flancos da Bacia do Parnaíba, possuindo uma ampla e extensa faixa de afloramentos de considerável espessura (até 300 m) no lado leste da bacia. Entretanto, no flanco oeste, mais precisamente na borda sudoeste da bacia (área de estudo), é restrita a uma delgada faixa (com no máximo 50 Km de largura) orientada na direção N-S, e com espessura bem reduzida (inferior a 100 m). Ocorre localmente ao longo e nas adjacências do rio Tocantins, onde parece ser fortemente controlada por antigos lineamentos tectônicos (Figuras 2.1 e 2.2).

2.3 - LITOLOGIA E POSIÇÃO ESTRATIGRÁFICA

Segundo CUNHA et al. (1981), que desenvolveram trabalho regional na borda oeste da bacia (Projeto Araguaia-Tocantins), a Formação Cabeças corresponde a arenitos finos a médios, por vezes grossos, de coloração esbranquiçada e pobremente a mal selecionados que comumente exibem estratificação cruzada de baixo ângulo e pequeno a médio porte. Ocorrem também feições erosivas, como canais preenchidos por diamictitos. Estes sedimentos gradam em direção a sudoeste para arenitos e diamictitos com clastos milimétricos a centimétricos de arenitos, siltitos, folhelhos; quartzo, quartzito, e mais raramente gnaisses e granitos; e a oeste para diamictitos com clastos milimétricos a centimétricos de arenitos, siltitos e conglomerados; quartzo, quartzito, gnaisse e rochas granitóides. Aparecem ainda arenitos maciços e deformados, com abundantes feições de escorregamento, dobras convolutas e de sobrecarga, interpretadas como resultantes de colapso e destruição da fábrica sedimentar, devido à fusão de corpos de gelo estagnados, soterrados por tais camadas de sedimentos. Estas feições são características da Formação Cabeças.

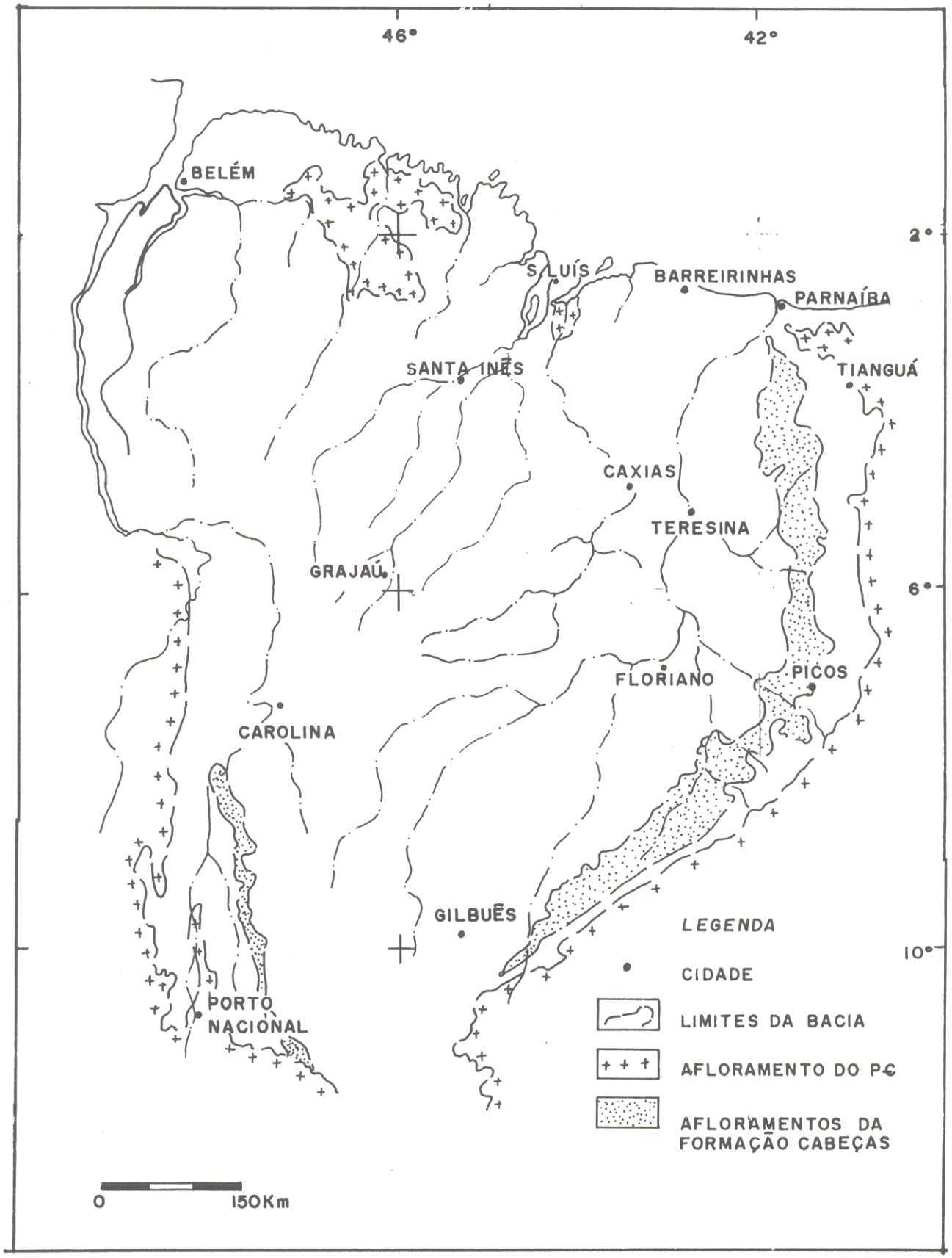


Figura 2.1 - Mapa de ocorrência da Formação Cabeças na Bacia do Parnaíba. Fonte: RODRIGUES (1967)

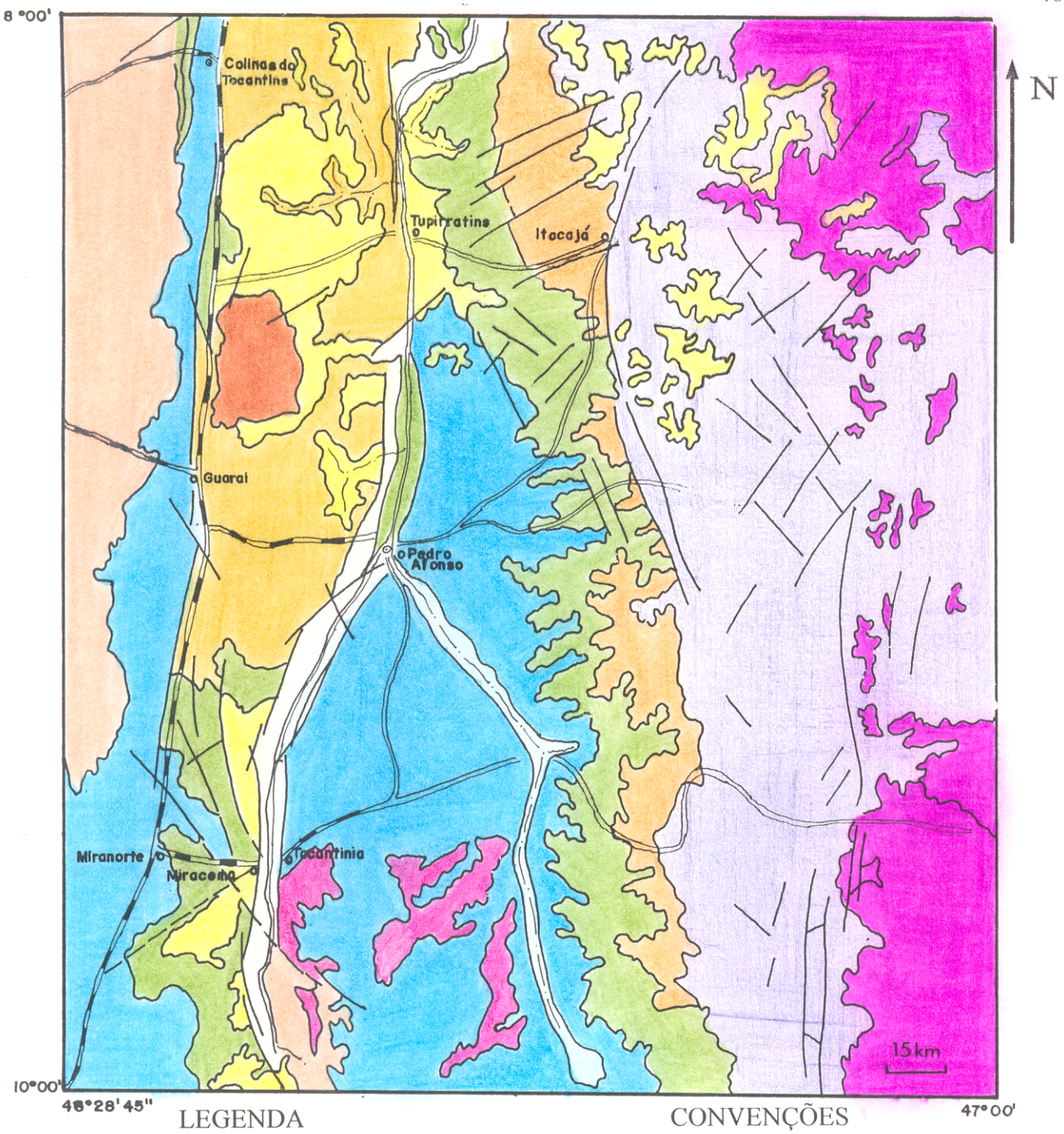


Figura 2.2 - Mapa geológico da área estudada, modificado de LIMA & LEITE (1978).

Quanto ao posicionamento estratigráfico da Formação Cabeças, esta ocorre entre os folhelhos marinhos das formações Pimenteiras (anteposta) e Longá (sobreposta). O contato inferior se dá de forma brusca com a Formação Pimenteiras, muito embora, localmente, alguns autores admitam um contato gradacional. O contato superior com a Formação Longá também é abrupto. Ojeda e Perillo apud CUNHA et al. (1981) colocaram a Formação Cabeças também em contato com as Formações Poti, Piauí e Pedra de Fogo, tendo com as duas últimas um relacionamento tectônico.

2.4 - IDADE DA FORMAÇÃO CABEÇAS

MOORE (1963), fundamentado unicamente na posição intermediária da Formação Cabeças entre o Membro Picos e a Formação Longá atribuiu a mesma uma idade mesodevoniana.

ANDRADE (1968) também admitiu uma idade devoniana média para a Formação Cabeças baseada em estudos de fauna.

ANDRADE & DAEMON (1974) determinaram através de estudos de zoneamento palinológico que a Formação Cabeças pertence ao intervalo bioestratigráfico VIII, compreendendo Devoniano Superior, Famenianno a Struniano.

CAPUTO & CROWELL (1985) dataram a Formação Cabeças, como Famenniano Médio. LOBOZIAK et al. (1992), a partir de estudos estratigráficos, através da análise de miósporos de tilitos, caracterizaram a assembléia glacial da Formação Cabeças como pertencentes à parte superior do Famenniano (Zona de esporo LN). Modernamente, o Struniano é incluído dentro do Famenniano, de modo que a Formação Cabeças é de idade famenniana e situa-se, conforme o zoneamento de esporos europeu, entre as zonas V e LN (Mario Vicente Caputo, informação verbal).

2.5 - AMBIENTE DEPOSICIONAL

MOORE (1963) relacionou os arenitos basais da Formação Cabeças a um possível retorno de um estágio de mais ativa erosão e deposição, após a relativa quiescência do período Picos. Concluíu que a origem dos tilitos é controversa, embora admita a hipótese de tilitos glaciais marinhos, ou originados por correntes de turbidez. Já para o arenito superior "Pedra Branca", sugeriu uma deposição rápida.

RODRIGUES (1967) propôs um sistema coalescente de deltas marinhos, com sedimentação litorânea e epinerítica associada. Admitiu também uma influência glacial.

Um provável ambiente deposicional litorâneo com contribuições deltaicas para os arenitos da Formação Cabeças foi atribuido por ANDRADE (1968). Já para os paraconglomerados sugeriu que poderiam ter resultado de escorregamento e de material inconsolidado na frente deltaica.

Ojeda & Perillo apud CUNHA et al. (1981) propuseram um ambiente deltaico para os clásticos da Formação Cabeças, com processos de escorregamento associados. Afirmaram ainda, que os paraconglomerados têm mais características de turbiditos do que de tilitos.

Beurlen & Mabesoone apud CUNHA et al. (1981), admitiram para o Membro Oeiras da Formação Cabeças, um ambiente deltaico com rápida deposição.

Lima et al. apud CUNHA et al. (1981), inferiram para a Formação Cabeças um ambiente litorâneo com contribuição deltaica nos níveis argilosos subordinados.

CAROZZI et al. (1975) propuseram um modelo deposicional de "depósitos glaciais em ambientes fluviais, deltaícos e interdeltaícos", representando a interação de uma capa continental glacial com um sistema de deltas coalescentes.

CAPUTO (1984a) atribuíu uma origem glacial para os diamictitos da Formação Cabeças mapeados na Bacia do Parnaíba, baseado em inúmeras evidências características deste ambiente.

2.6 - TECTÔNICA GLACIAL NA FORMAÇÃO CABEÇAS

COSTA et al. (1994) apresentaram o primeiro trabalho de caracterização tectônica glacial da Formação Cabeças, realizado próximo à cidade de Pedro Afonso (Figura 2.3). Descreveram uma geometria caracterizada pela presença de rochas deformadas, geralmente foliadas penetrativamente, se expressando nos diamictitos sob a forma de planos pouco espaçados que lembram uma laminação ou trama de transposição; enquanto que nos arenitos a foliação é materializada por um arranjo amendoado semelhante ao das rochas miloníticas. Tal arranjo é observado em escala mesoscópica sob a forma de boudins de arenitos envolvidos por diamictitos foliados. Identificaram também estruturas tipo duplexes anti e sinformais e dobras em "kink".

COSTA et al. (1994) concluiram que a geometria, natureza e posição espacial das estruturas mostram que as rochas da Formação Cabeças foram submetidas à atuação de um binário tangencial, e que como a deformação não afetou as formações soto e sobrepostas, sua origem é atribuída a processos sindeposicionais glaciais.

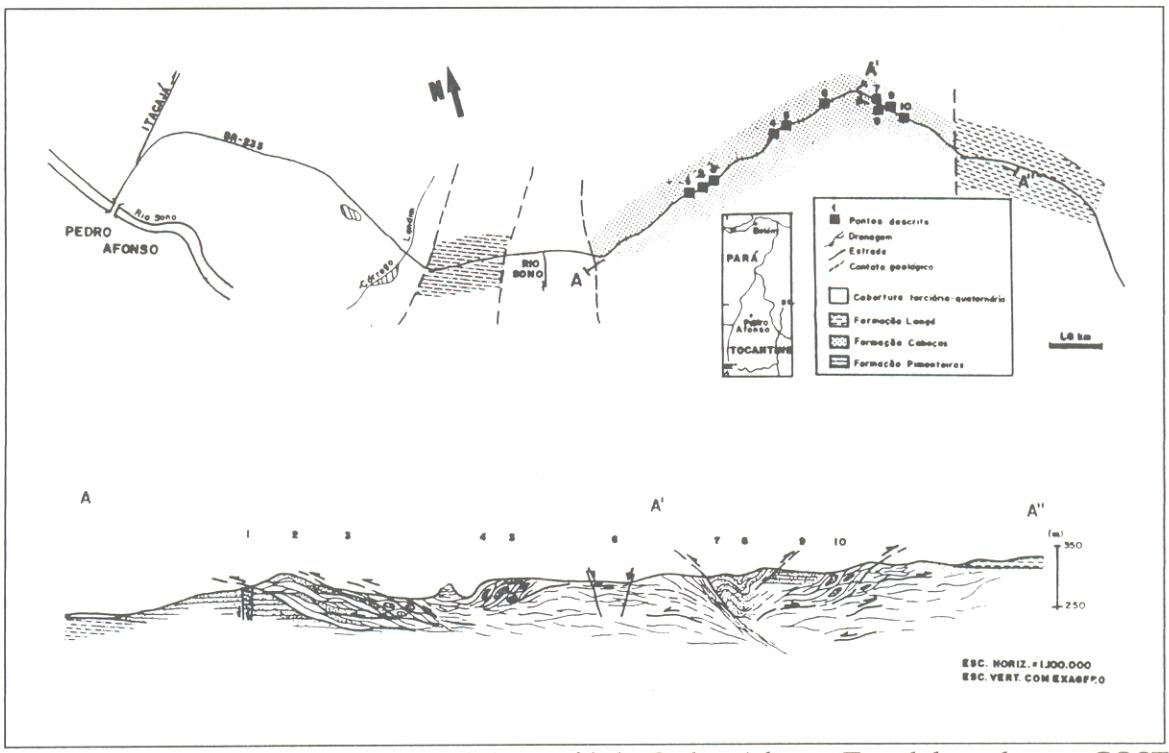


Figura 2.3 - Seção lito-estrutural do Perfil de Pedro Afonso-To, elaborada por COSTA et al. (1994).

3 - EVENTOS GLACIAIS NO PALEOZÓICO E A GLACIAÇÃO DO DEVONIANO SUPERIOR NO CONTINENTE GONDUANA OCIDENTAL

CAPUTO & CROWELL (1985) propuseram que o padrão das glaciações durante o Paleozóico Inferior e Superior no Gonduana representa a migração do supercontinente sobre o Polo Sul (Figura 3.1). GRAHN & CAPUTO (1992) inferiram que no período compreendido entre o Ordoviciano Superior e o Siluriano Inferior o centro de glaciação deslocou-se do norte da África para o sudoeste da América do Sul, e citaram pelo menos três possíveis glaciações no Siluriano Inferior, e alguns prováveis depósitos de influência glacial situados entre médias e altas latitudes na Argentina, Bolívia e Peru (Formação Cancañiri); e no Brasil (Bacias do Amazonas - Grupo Trombetas; e Paraná - Formações Vila Maria e Iapó) (Figura 3.1).

Do Siluriano Médio ao início do Devoniano Superior, nenhum registro glacial é reconhecido. Caputo apud EYLES & YOUNG (1994), relacionou ao fato de o Polo Sul estar localizado sobre o Oceano Pacífico, onde as correntes marinhas não permitiram a persistência de um lençol de gelo, muito embora a inexistência de depósitos marinhos de clima frio seja ainda um fato obscuro.

Já no Devoniano Superior a glaciação é bem documentada em no mínimo três grandes bacias cratônicas no Brasil: Bacias do Amazonas, Parnaíba e Solimões (CAPUTO & CROWELL, 1985); e na Bolívia (Dias apud EYLES & YOUNG, 1994) (Figura 3.2).

O principal período glacial ou estágio *Icehouse* é reconhecido mundialmente e estendeu-se desde o final do Carbonífero Inferior até o início do Permiano Superior, depositando sedimentos glaciais em quase todo continente Gonduana e marcando mudanças globais do nível do mar, que são registradas em bacias não glaciadas (Crowell; Klein & Willard; Klein & Kuppermam apud EYLES & YOUNG, 1994) (Figura 3.2).

FRAKES et al. (1994) caracterizaram o período compreendido entre o Siluriano Superior e o início do Carbonífero Inferior como de clima globalmente quente, ou estágio de *greenhouse* ou interglacial, ressaltando que rápidos intervalos glaciais no Devoniano (Famenniano) e Viseano (Carbonífero Inferior) foram excessões, aparentemente limitadas às regiões de média a alta latitude da América do Sul. Este intervalo quente é evidenciado globalmente por uma progressiva expansão de depósitos evaporíticos e carbonáticos o que sugere, também, um progressivo aumento da temperatura (Figura 3.2).

FRAKES et al. (1994) ressaltaram ainda que os tilitos famennianos registrados em bacias da América do Sul por CAPUTO (1984a) poderiam representar um curto episódio glacial (inferior a 3 m.a.) relacionados a paleolatitudes superiores a 70°, e esta curta glaciação poderia ser atribuída a um relativamente rápido movimento do continente sobre o Polo Sul. Tanto a glaciação devoniana quanto a viseana são consideradas como eventos regionais que afetaram somente o continente sulamericano e possivelmente o africano.

Um relativo aumento do nível do mar foi registrado durante o intervalo quente no Devoniano segundo Vail et al.; Hallam; Johnson; Klepper & Sandber apud FRAKES, et al. (1994). Entretanto, as curvas elaboradas por Hallam & Johnson apud FRAKES et al. (1994), caracterizaram uma abrupta queda ou diminuição do nível do mar durante o Famenniano, a qual seria atribuída à regressão glacioeustática, como sugerida por CAPUTO (1994), causada pelo crescimento local de massas de gelo na América do Sul, durante um rápido período glacial.

Outro indicador de um breve episódio glacial devoniano refere-se ao registro de verdadeiros eventos anóxicos, que foram relativamente escassos durante todo o intervalo quente, mas que situam-se no limite Frasniano - Famenniano, onde ocorre um pico na concentração de ^{13}C de cerca de + 1.5 °/₀₀ em folhelhos negros abundantemente acumulados nas plataformas (FRAKES et al., 1994). Isto significa que houve uma grande transferência de CO_2 da atmosfera e dos oceanos para a matéria

orgânica acumulada nos folhelhos. A redução do teor de CO_2 atmosférico deve ter provocado uma redução da temperatura global e um novo sistema de circulação oceânica foi criado, desestabilizando a biota oceânica, acarretando processos de extinção biótica (Wilde & Berry apud FRAKES et al., 1994)

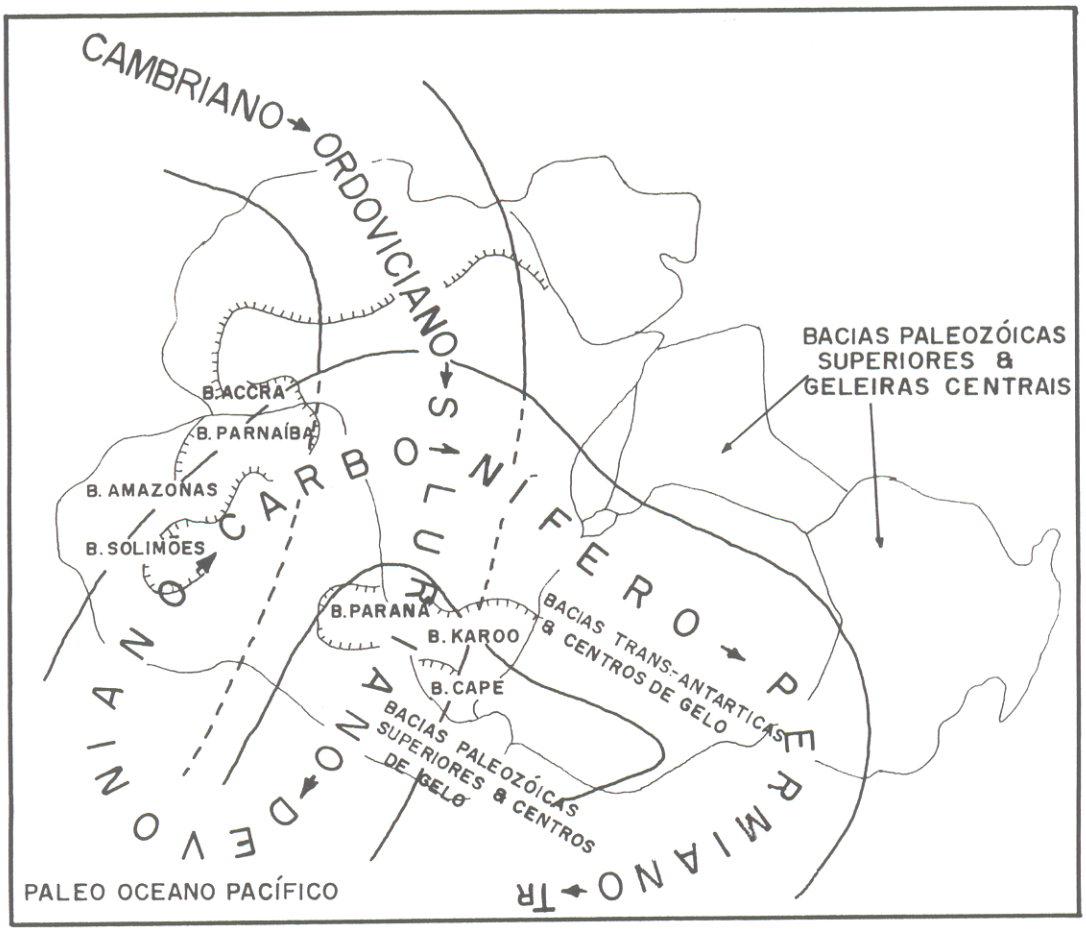


Figura 3.1 - Migração de centros glaciais paleozóicos sobre o Gonduana. Fonte: EYLES & YOUNG (1994), após CAPUTO & CROWELL (1985).

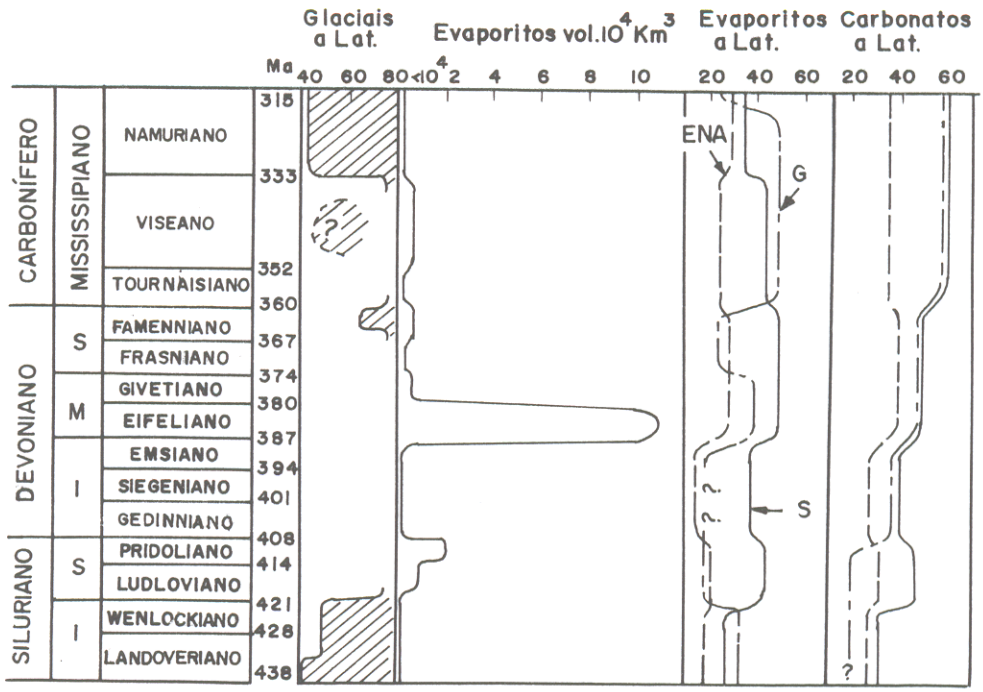


Figura 3.2 - Distribuição de indicadores paleoclimáticos no período quente do Siluriano Médio ao Carbonífero Inferior. A primeira coluna fornece a distribuição latitudinal de depósitos glaciais e *ice-rafted*. A coluna 2 mostra o volume de evaporitos (Zharkov apud FRAKES et at., 1994); a coluna 3 dá a expansão latitudinal de evaporitos e; a coluna 4, de rochas carbonáticas. Nas colunas 3 e 4, **ENA**, denota a Europa e a América do Norte, **G** o Gonduana e; **S** a Sibéria. Escala de tempo de Palmer apud FRAKES et at. (1994). Fonte: FRAKES et al. (1994)

3.1 - O REGISTRO GLACIAL DEVONIANO NO CONTINENTE GONDUANA OCIDENTAL

Segundo CAPUTO (1984b) a glaciação devoniana está registrada em várias porções do Brasil, nas bacias do Parnaíba (Formação Cabeças), Solimões (Formação Jaraqui) e Amazonas (formações Curiri e Oriximiná), podendo ser correlacionada com outros registros na América do Sul, como no Lago Titicaca - Bolívia (Formação Cumaná) e na África: bacias de Acra (Camadas Takoradi - Gana), Tim Mersoi (Formação Teragh- Nigér), Murzuk (Formação Tahara - Líbia) e Karoo (Diamictito Miller, África do Sul).

Durante um período glacial, grandes mudanças ocorrem no registro geológico a nível mundial. Algumas evidências são observadas durante o Devoniano Superior e podem servir de suporte para atestar uma fase de refrigeração mundial.

Crowell apud CAPUTO (1994) destacou a importância da glaciação nas rápidas variações eustáticas do nível do mar, associadas à formação e ao degelo de geleiras. Durante a glaciação extensiva, há grande quantidade de água retida nos polos, acarretando uma redução de água dos oceanos e, consequentemente, registros sedimentares regressivos e discordâncias. Nas bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba, as rochas eofamennianas e mesofamennianas são regressivas. No norte da África, sedimentos famennianos são tipicamente regressivos. Em outras regiões do planeta também ocorrem exemplos de sedimentos regressivos de idade fameniana (Canadá, Ilhas Britânicas), o que realmente sugere uma regressão mundial no fim do Famenniano, relacionada ao clímax da glaciação no Continente Gonduana Ocidental.

Glaciações geram regressões e mudanças na circulação da água dos fundos oceânicos, acarretando desequilíbrio ecológico e extinção biótica. Registros de extinção biótica são identificados no Famenniano, que Copper apud CAPUTO (1994) e o próprio CAPUTO (1994) atribuiram à glaciação devoniana na América do Sul.

Segundo House apud CAPUTO (1994), a crise no final do Frasniano ao início do Famenniano levou à extinção da maioria dos *stromatoporoides*, muitos grupos de *Brachiopodes*, recifes de corais, além de outros organismos de água marinha rasa e

profunda. Todas estas extinções resultaram de um movimento de retorno da coluna de água oceânica no final do evento anóxico, devido a um significante resfriamento climático ou glaciação (CAPUTO, 1994).

A inibição do desenvolvimento de carbonatos e evaporitos no Famenniano, também apóia a hipótese de um evento de refrigeração mundial, impedindo a deposição bioquímica em clima frio. Por outro lado, CAPUTO (1994) citou a deposição em escala mundial de grande quantidade de folhelhos anóxicos ricos em matéria orgânica, que substituiram calcários e evaporitos em áreas tropicais e clásticos grossos em zonas frias durante o Frasniano. Estes folhelhos orgânicos com teor médio de matéria orgânica em torno de 10% estão presentes nas bacias do Amazonas, Solimões, e Parnaíba (CAPUTO, 1994). A ampla ocorrência de folhelhos orgânicos sugere uma fase de grandes eventos anóxicos que provocaram a transferência de CO_2 atmosférico e oceânico para a matéria orgânica incorporada aos sedimentos, diminuindo significativamente o nível de CO_2 e a temperatura, causando o que se conhece como *icehouse effect*.

LOBOZIAK et al. (1992) concluiram que os sedimentos glaciogênicos da parte superior da Formação Cabeças na Bacia do Parnaíba correspondem em pelo menos uma parte do evento de regressão mundial (Evento Hangenberg), registrado no topo do Devoniano.

4 - CONTEXTO GEOLÓGICO DA FORMAÇÃO CABEÇAS NA ÁREA ESTUDADA

4.1 - DESCRIÇÃO DAS FÁCIES IDENTIFICADAS

4.1.1 - Introdução

A Formação Cabeças, na maior parte da Bacia do Parnaíba, envolve uma espessa seqüência de sedimentos clásticos regressivos de ambiência litorânea, com fortes contribuições fluvio-deltáicas (RODRIGUES,1967; CAROZZI et al., 1975; Lima apud CUNHA et al., 1981). Na área em apreço, tais sedimentos são representados por litotipos clásticos que compõem um pacote aflorante de até 50 m de espessura. Estes sedimentos transicionam no topo para camadas de até 8 m de espessura, que possuem as mesmas características texturais, porém, com sua fábrica e estruturas primárias, totalmente destruídas; observando-se apenas feições deformacionais de escorregamento e estruturas de escape de fluídos.

Esta seqüência é recoberta abruptamente por um conjunto de estratos sedimentares relativamente espessos (> 50 m) que indica um novo contexto deposicional para a Formação Cabeças, o qual está associado a um evento glacial registrado no continente Gonduana Ocidental. O gelo então, passou a constituir o principal agente geológico, atuante na erosão, transporte e deposição de sedimentos na parte superior da Formação Cabeças.

Neste trabalho, foram considerados portanto, dois grandes episódios deposicionais de características distintas para a Formação Cabeças. O primeiro depositou a maior parte dos sedimentos da referida formação, e registrou fácies sedimentares não glaciais provavelmente litorâneas; enquanto o segundo episódio encerra o ciclo deposicional da Formação Cabeças, e foi responsável pelo registro de fácies glaciais ou glaciogênicas. O Quadro 4.1 ilustra as principais fácies da Formação Cabeças identificadas na área estudada.

FORMAÇÃO CABEÇAS		FÁCIES	CÓDIGO
FÁCIES GLACIAIS	FÁCIES PELÍTICAS	Pelito com arenito fino intercalado	PA
		Pelito deformado	Pd
	FÁCIES ARENÍTICAS	Arenito fino maciço com estruturas deformacionais	Amd
		Arenito fino com laminação plano paralela a *climbing ripples*, com estruturas deformacionais	Apr
		Arenito fino com laminação plano paralela a ondulada	Apo
		Arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal e *climbing ripples cross lamination*	Asr
		Arenito médio a microconglomerático com estratificação plano paralela	App
		Arenito fino a microconglomerático com estratificações plano paralela e cruzada	Apc
	FÁCIES DIAMICTÍTICAS	Diamictito maciço	Dm
		Diamicito laminado	Dl
		Diamictito cisalhado	Dc
FÁCIES NÃO GLACIAIS		Arenito fino a grosso com estruturas deformacionais	Ad
		Siltito a arenito fino laminado	SAl
		Arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular de alto ângulo	At_2
		Arenito médio a grosso com estratificação cruzada sigmoidal	As
		Arenito fino a grosso com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo	At_1
		Arenito fino a grosso com laminação plano paralela	Ap

Quadro - 4.1 - Resumo das principais fácies glaciais e não glaciais identificadas na Formação Cabeças na área estudada.

Para a descrição das fácies sedimentares estudadas, utilizou-se uma nomenclatura que apresenta uma designação descritiva breve e formal de rochas sedimentares, de acordo com EYLES et al. (1984), entretanto, com algumas modificações. O primeiro termo representa o tipo de rocha sedimentar, e segundo termo destaca o tipo de estruturas primárias presentes na mesma. Para simplificar o

entendimento de alguns capítulos em que as fácies serão exaustivamente descritas, estas poderão vir também abreviadas, através de um código que é representado pelas primeiras letras de cada termo, vindo apenas a letra do primeiro termo em maiúsculo, e o segundo em minúsculo. Ex.: Arenito fino com estratificação cruzada tabular: At (Quadro 4.1).

4.1.2 - Fácies não glaciais

Estas fácies terão aqui uma breve descrição, na qual serão apresentadas suas principais características, não sendo realizados trabalhos específicos, uma vez que tal seqüência não está intimamente relacionada com o ambiente glacial.

As fácies não glaciais incluem sedimentos clásticos com coloração cinza esbranquiçada, granulometria variando de areia fina a grossa, por vezes, até constituindo níveis microconglomeráticos. Apresentam-se homogêneos, seleção moderada a boa, ampla continuidade lateral e de fácil reconhecimento no campo. Mostram-se freqüentemente estratificados, e algumas vezes, podem conter intercalações centimétricas a métricas de material mais fino micáceo, e comumente constituído de frações silte e areia muito fina.

As melhores exposições das fácies não glaciogênicas são observadas ao longo do rio Tocantins, desde Tocantínea até próximo a Palmeirante, e nas rodovias To-235 e Br-153.

Foram identificadas seis fácies não glaciais, predominantemente arenosas, as quais serão descritas a seguir:

4.1.2.1 - Arenito fino a grosso com laminação plano paralela - Ap

Esta unidade litológica compreende um dos litotipos mais comuns na região estudada, suas melhores exposições estão na margem direita da To-235, a 12 Km de Miranorte (Ponto 2); na margem direita da Br-153, a 17 Km de Miranorte (sentido Miranorte-Guaraí - Ponto 4) e na Fazenda Santa Cruz (Ponto 3), localizada no ramal que liga a BR-153 a Miracema do Tocantins, 20 Km acima de Miranorte.

Esta unidade, geralmente, sustenta pequenos morrotes, que por vezes, desenvolvem feições ruiniformes (Figura 4.1).

Compreende espessos pacotes de arenito de até 25 m de espessura, entretanto, em um poço artesiano escavado no ponto 3, atingiu 45 m. Este litotipo é definido por um arenito friável de coloração creme esbranquiçada, fino a grosso, por vezes microconglomerático, com grânulos até pequenos seixos subarredondados e moderadamente a bem selecionado. Sua mineralogia é composta principalmente por quartzo, e secundariamente por micas (biotita e muscovita), raros feldspatos (alguns já caulinizados) e minerais pesados.

O arenito mostra laminação plano paralela bem definida, ressaltada pela intercalação planar de lâminas constituídas por grãos de quartzo e feldspato (raros), com lâminas algo mais finas e melhor caracterizadas de minerais placóides/ micáceos e pesados, que por vezes, individualizam pequenos níveis milimétricos a centimétricos (< 5 cm), desenvolvendo uma incipiente orientação mineral, semelhante a foliação (Figura 4.2).

Em lâmina delgada, a laminação pode ser observada a partir da intercalação de bandas espessas essencialmente quartzosas, com bandas algo mais finas ricas em minerais argilosos a micáceos (geralmente muscovita) com pequenos cristais de quartzo subordinados, por vezes muito semelhantes a bandas de cisalhamento. Tal comportamento pode ser entendido, uma vez que a amostra analisada foi coletada em afloramento parcialmente deformado. Os grãos de quartzo subangulosos a subarredondados são predominantemente monocristalinos com fraca extinção ondulante. Mostram-se bastante quebrados e fraturados, talvez devido à deformação imposta à rocha por cisalhamento glacial.

Localmente (Ponto 2), é observado no topo da fácies Ap a presença de estratos ligeiramente inclinados, sob forma sigmoidal, constituindo uma estrutura semelhante a um corte transversal de um pequeno banco arenoso, desenvolvido a partir de um *megaripple* (Figura 4.3).

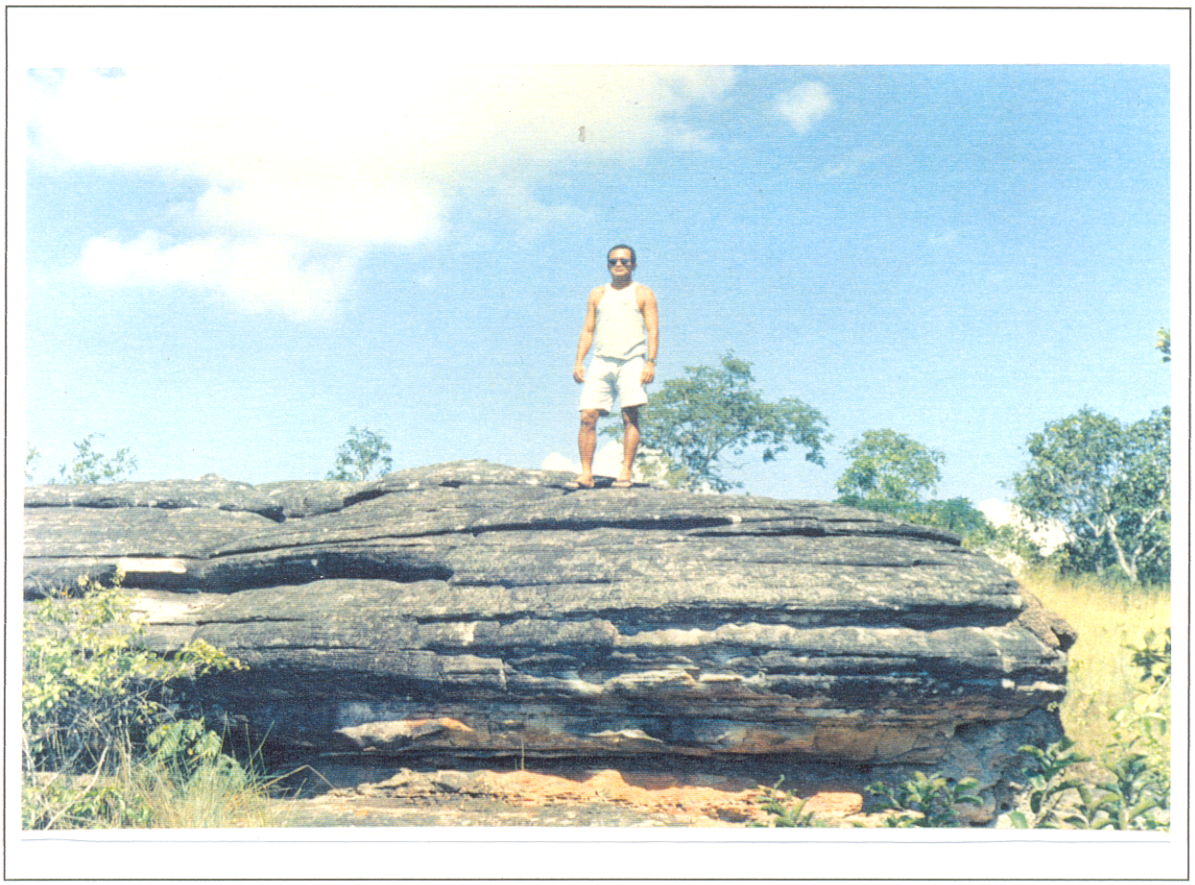


Figura 4.1 - Pequeno lajedo de forma ruiniforme desenvolvido no topo de um morrote sustentado pela fácies Ap. Notar a laminação plano paralela ligeiramente inclinada. Ponto 4 (Br -153)

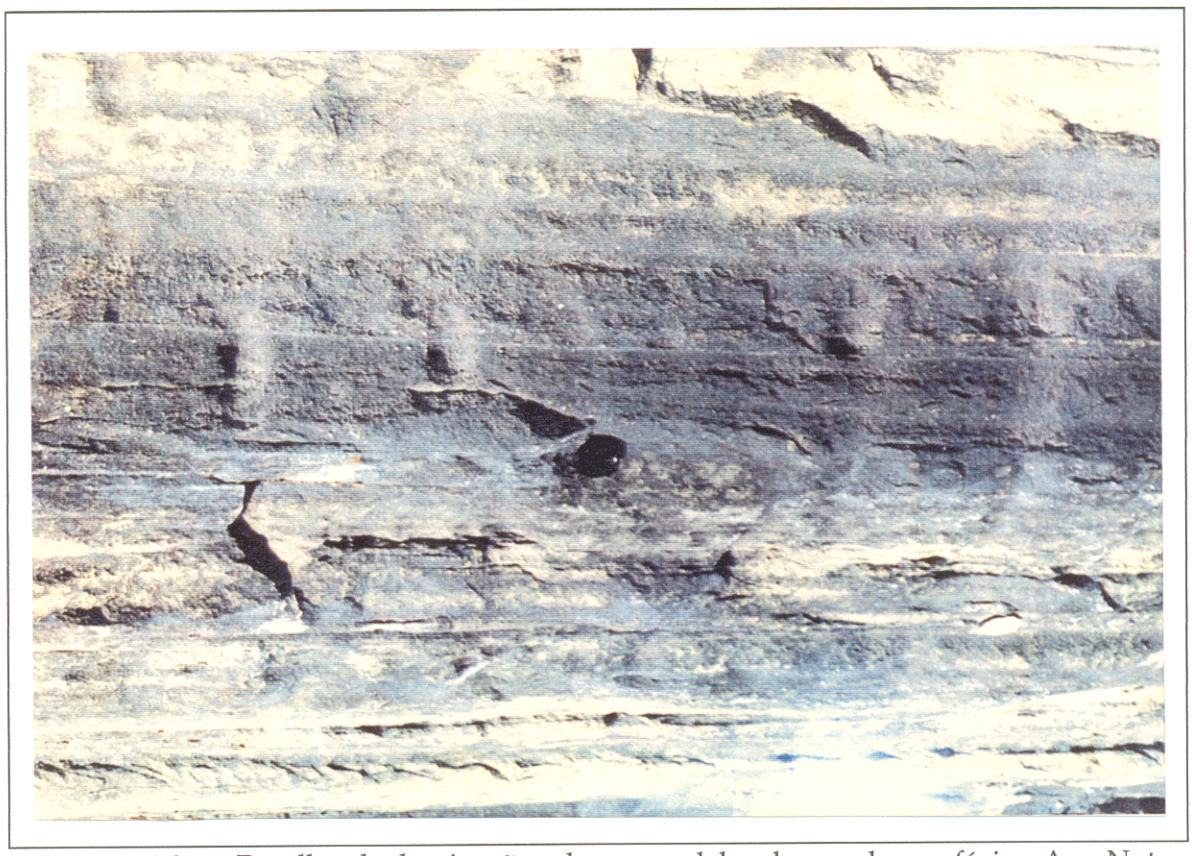


Figura 4.2 - Detalhe da laminação plano paralela observada na fácies Ap. Notar a regularidade das laminações bem ressaltadas por efeito erosivo. Ponto 2 (To-235)

Outra estrutura muito comum, embora um tanto controversa, refere-se a um sistema de lineações presentes na superfície dos estratos arenosos. Duas hipóteses são lançadas para explicar a ocorrência destas estruturas: - a primeira que corresponde a lineações de partição, desenvolvidas na superfície dos estratos arenosos sob condições de regime de fluxo superior em ambiente litorâneo (Figura 4.4). A segunda hipótese seguiria o modelo desenvolvido de RIBEIRO (1984), em que as lineações observadas na superfície dos estratos da Formação Cabeças, representariam estrias tectônicas de descolamento (*decollement*), ou seja, *slikensides*, formadas pelo deslocamento de grandes massas de gelo, provocando estrias e sulcos na superfície do substrato, bem como, o descolamento e movimentação entre as camadas arenosas (Figura 4.4).



Figura 4.3 - Detalhe da fácies Ap. Notar o desenvolvimento de uma estrutura semelhante a um *megaripple* no topo do pacote. Ponto 2 (To-235)

No ponto 2, afloramento localizado na To-235, a hipótese de estrias tectônicas glaciais de descolamento inter-camadas é corroborada pela presença de um *trend* de estrias muito finas e densas, semelhantes a *slikensides*, que cortam obliquamente as lineações principais regionais (lineações de partição). Ademais, ainda neste ponto, o pacote arenoso encontra-se parcialmente deformado, compondo estratos suavemente ondulados a dobramentos mesoscópicos fechados, possivelmente desenvolvidos a partir do deslocamento de geleiras sobre tais sedimentos (Figuras 4.3 e 4.4).

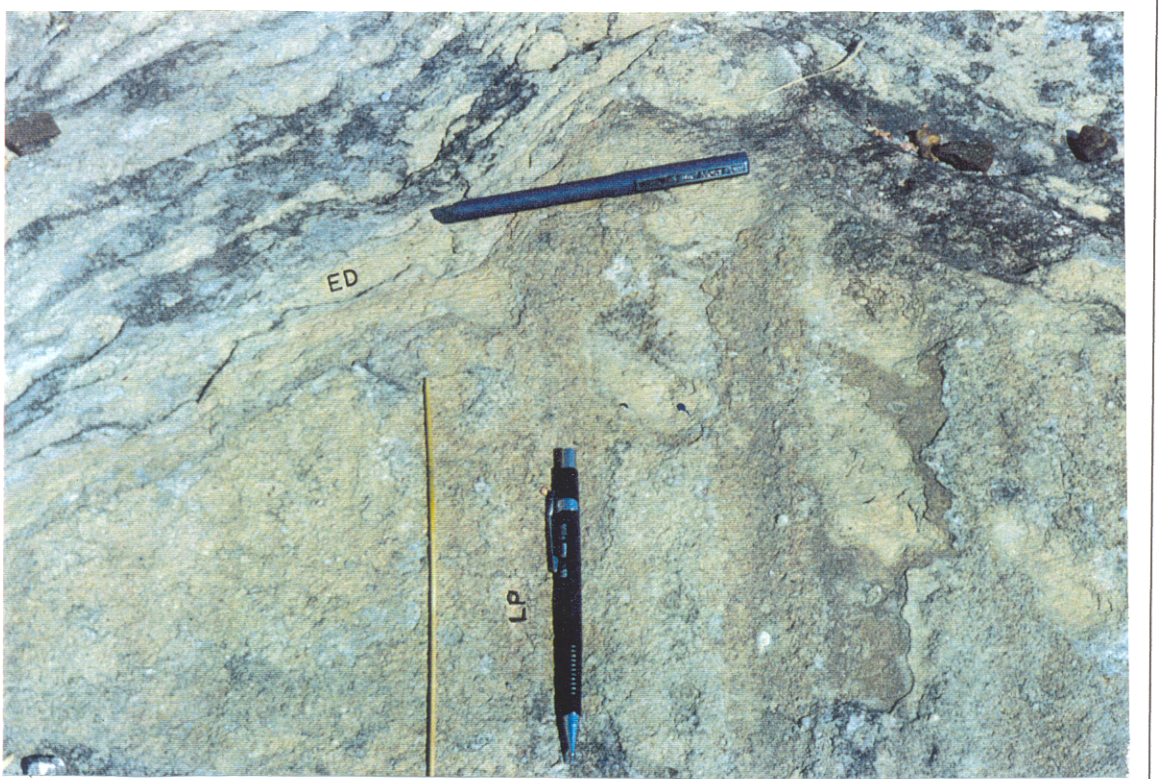


Figura 4.4 - Lineações regionais de partição desenvolvidas nas superfícies dos estratos arenosos sob condições de regime de fluxo superior (LP) e; estrias ou lineações tectônicas de *decollement* (ED) desenvolvidas por deformação cisalhante imposta por tectônica glacial (ED). Ponto 2 (To-235).

Muito embora, esteja fora dos domínios da área de estudo, na borda sudeste da Bacia do Parnaíba, mais precisamente próximo à cidade de Canto do Buriti-Pi, pavimentos estriados de origem glacial são frequentes em sedimentos superiores da Formação Cabeças. As estrias são observadas tanto na superfície da rocha, quanto entre os planos da mesma, corroborando uma superfície de *decollement* entre os planos dos estratos, imposta pelo deslocamento de grandes massas de gelo, como sugerido por RIBEIRO (1984) para estruturas semelhantes na borda sudoeste da bacia.

4.1.2.2 - Arenito fino a grosso com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo - At_l

Este litotipo ocorre sob a forma de lajedos, ao longo do rio Tocantins, nas proximidades da cidade de Pedro Afonso (Pontos 43 e 44), a 16 Km e 20 Km acima (Pontos 45 e 46) e 15 Km abaixo (em frente à praia do Soné - Ponto 42) desta cidade. Aflora ainda a sucessão que inicia-se a 13 Km abaixo de Itapiratins, se estendendo por mais 15 a 20 Km a norte desta cidade (Pontos 37, 38 e 39). Ocorre também nos pontos 3, 3' (Fazendas Santa Cruz e Três Marias) e 4 (Br-153), sustentando pequenos morrotes, conjuntamente com a fácies anteriormente descrita (Ap), com a qual transiona lateralmente e verticalmente (Figura 4.5).

A fácies At_l corresponde a bancos de arenitos pouco espessos (< 10 m), de cor cinza esbranquiçada, granulometria fina a grossa, por vezes microconglomeráticos e com grãos subarredondados, moderadamente a bem selecionados.

Os arenitos apresentam estruturas definidas por *sets* tabulares cruzados de baixo ângulo e de grande porte (até 3 m), os quais são ressaltados pela fina intercalação de lâminas de granulometria areia grossa, com lâminas pouco menos espessas de material mais fino (areia fina contendo material micáceo). Os estratos cruzados localmente mostram-se bastante planares com ângulos muito baixos, que assemelham-se a estratos plano paralelos. Estas estruturas são definidas por REINECK & SINGH (1973) como acamamento cruzado de barras costeiras (Figuras 4.5 e 4.6).

No ponto 46, ao longo do rio Tocantins, os estratos cruzados tabulares de baixo ângulo a plano paralelos são bruscamente recobertos por arenitos com estratificação cruzada tabular de alto ângulo. Em alguns locais, a fácies At_l é sotoposta por uma fácies arenosa com estruturas deformacionais - Ad, a qual será posteriormente abordada (Figura 4.6).



Figura 4.5 - Fácies At_1 - Um pequeno *set* cruzado de baixo ângulo desenvolvido sobre a superfície de um estrato subhorizontal com lineações de partição (LP) (paralelas ao martelo). Ponto 4 (Br-153).

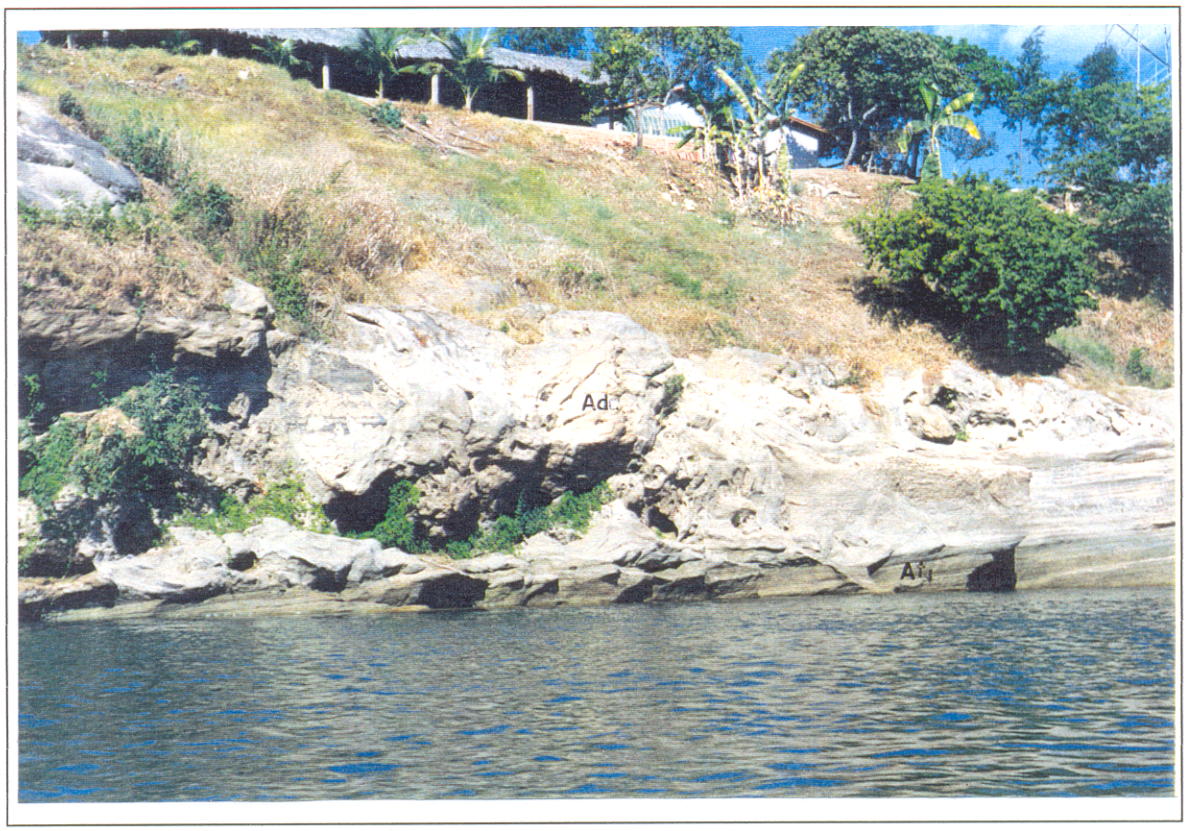


Figura 4.6 - Fácies At_1, notar um grande *set* cruzado tabular de baixo ângulo, sotoposto pela fácies Ad, onde se observa estruturas deformacionais. Ponto 46 - rio Tocantins - próximo da cidade de Pedro Afonso-To.

4.1.2.3 - Arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular de alto ângulo - At_2

Esta fácies aflora restrita ao ponto 46, no rio Tocantins, sobreposta discordantemente à fácies Ap e à fácies At_1. Compreende um pacote com pouco mais de 2 m de espessura, composto por um arenito cinza, de granulometria fina a média, com grãos subarredondados, moderadamente a bem selecionados e constituído essencialmente por quartzo (Figura 4.7).

O arenito apresenta estratificação cruzada tabular de alto ângulo, definida pelo arranjo regular de *foresets* cruzados tabulares de médio a grande porte (< 0,6 m), que truncam em ângulos superiores à 30° finos níveis (< 5 cm) arenosos plano paralelos na base e no topo, os quais configuram os *bottomsets* e *topsets* respectivamente.

Localmente, são limitados também por superfícies de reativação, geralmente marcada por uma interrupção e truncamento entre *foresets* cruzados com ângulos de inclinação diferentes. Observa-se ainda uma progressiva diminuição do ângulo de inclinação dos *foresets* de um mesmo estrato atingindo por vezes uma posição subhorizontal (Figura 4.7).

Embora pouco ressaltada, é possivel observar ainda uma ligeira diferença granulométrica definida pela intercalação de finos filmes de areia fina com lâminas de areia mais grossa dispostas no *foreset*, o que é salientado principalmente por efeito erosivo fluvial.

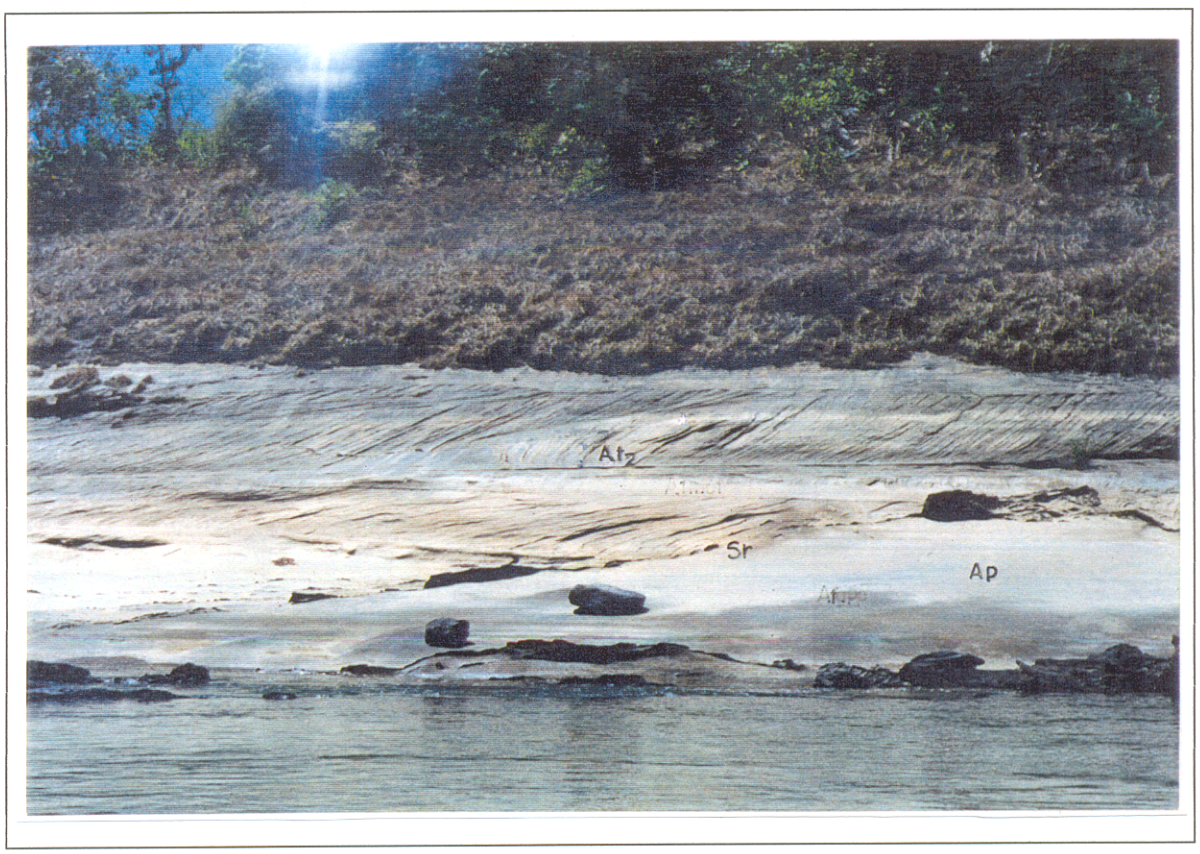


Figura 4.7 - Fácies At_2 sobreposta discordantemente à fácies Ap, através de uma superfície de reativação. Notar que os *sets* cruzados tabulares no topo do pacote, mostram-se em alto ângulo do lado direito da figura, e tendem a diminuir sua inclinação para o lado esquerdo; notar também superfície de reativação entre os *sets*. Ponto 46 (rio Tocantins).

4.1.2.4 - Arenito médio a grosso com estratificação cruzada sigmoidal - As

Esta fácies ocorre ao longo do rio Tocantins, no ponto 37, a 16 Km acima de Itapiratins e no Ponto 47, a cerca de 20 Km acima de Pedro Afonso. Neste último, este litotipo aparece sob a forma de uma pequena lente com no máximo 3 m de espessura na fácies Siltito a arenito fino laminado (SAl).

A fácies Al é formada por pacotes com até 5 m de espessura, constituídos de um arenito pouco friável, coloração cinza esbranquiçada, granulometria fina a grossa, grãos subangulosos a subarredondados, moderadamente a mal selecionados, compostos por quartzo, raros feldspatos caulinizados e micas (biotita e muscovita).

O arenito apresenta estratificação cruzada de grande porte (até 2m), com *foresets* sigmoidais. Mais raramente são observados *set*s de menor espessura (< 0,5 m) que mostram um ligeiro acunhamento, formando estruturas tipo olhos, cunhas. No Ponto 47, os *sets* sigmoidais assumem, localmente, a forma de estratos cruzados tangenciais de grande porte, e freqüentemente, apresentam níveis centimétricos de até 20 cm de espessura compostos por material conglomerático, constituído por seixos centimétricos (de comprimento inferior a 8 cm), subangulosos a arredondados, e essencialmente quartzosos.

4.1.2.5 - Siltito a arenito fino laminado - SAl

Tem ocorrência restrita ao ponto 47 no rio Tocantins, e corresponde a duas delgadas lentes de siltito a arenito fino, com espessura variando de 0,5 a 3,5 m, intercaladas com as fácies As e Ap.

O litotipo é essencialmente síltico, e mostra na base uma bem definida laminação plano paralela, ressaltada pela intercalação de lâminas centimétricas (< 2cm) de silte de coloração avermelhada, com filmes milimétricos de argila de cor pouco mais escura; para cima esta estrutura horizontal progride rapidamente para ondulada, caracterizando superfícies de marcas onduladas simétricas. No topo esta fácies

transiciona para uma camada não superior a 1,5 m, composta pela intercalação de finas lâminas onduladas (< 1cm) de silte vermelho com lâminas/níveis com até 2 cm de areia fina, de coloração cinza esbranquiçada e muito quartzosa. Na superfícies das lâminas arenosas, também é possível observar marcas onduladas simétricas (Figura 4.8).



Figura 4.8 - Fácies SAl, notar na parte inferior da figura uma porção (6 cm) predominantemente síltica de cor castanho avermelhada com laminação ondulada. Progride em direção ao topo para um arenito fino (15 cm) de cor creme esbranquiçada com finas lâminas de silte vermelho também ligeiramente ondulado. Ponto 47.

4.1.2.6 - Arenito fino a grosso com estruturas deformacionais - Ad

Esta fácies ocorre ao longo do rio Tocantins, pontos 31 e 47, próximo a Pedro Afonso; ponto 48, a 23 Km abaixo de Miracema do Tocantins e; no ponto 37, 15 Km abaixo de Itapiratins. Está geralmente relacionada e sobreposta à fácies At_1.

A fácies Ad envolve pacotes com no máximo 8 m de espessura, constituídos por um litotipo arenoso muito semelhante ao da fácies At_1, ressaltando-se apenas a inexistência de estruturação primária interna, com uma fábrica caótica. Mostra, entretanto, estruturas deformacionais sob a forma de convoluções, bem como, de *slumping* (Figura 4.9). Tais estruturas serão posteriormente discutidas no item 6.4.

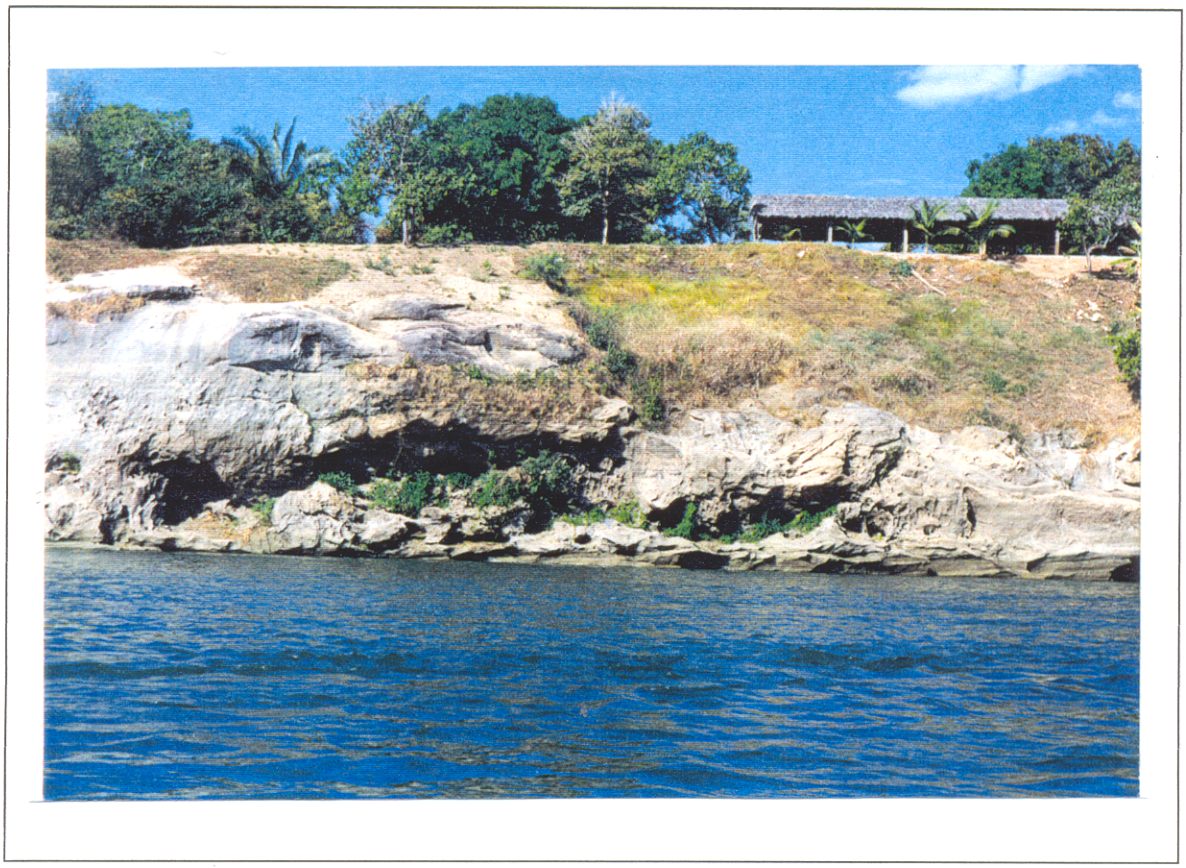


Figura 4.9 - Fácies Ad. Observar as estruturas deformacionais sob a forma de convoluções e *slumpings* sobre a fácies At_1 na base. Notar que as duas fácies possuem características texturais muitos semelhantes. Ponto 46 - rio Tocantins - Pedro Afonso-To.

4.1.3 - Fácies glaciais

Denomina-se aqui como fácies glaciais, os litotipos identificados na Formação Cabeças que apresentam características referentes à influência direta de climas glaciais. Estão incluídas, tanto as fácies diretamente depositadas pela geleira (compondo um subambiente estritamente glacial), quanto aquelas influenciadas por geleira, depositadas na frente da mesma (subambiente proglacial).

Nesta categoria foram identificadas 11 fácies (Quadro 4.1), que são assim agrupadas de acordo com suas características litológicas e texturais: 1) fácies diamictitícas, as quais têm maior ocorrência e representatividade na área de estudo; 2) fácies areníticas e; 3) fácies pelíticas.

4.1.3.1 - Fácies Diamictito - D

4.1.3.1.1 - Diamictito cisalhado - Dc

Corresponde à fácies glacial de maior ocorrência na área estudada, aflorando em grande parte ao longo da Br-235 (Perfil de Pedro Afonso), aparecendo em uma estreita faixa de afloramentos (< 1 Km) a 2 Km da margem esquerda do rio Tocantins (Pontos 5, 6 e 7), próximo a cidade de Tupirama, e a cerca de 30 Km a leste de Pedro Afonso, se estendendo por mais 12 Km na mesma direção (Pontos 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 22, 23, 24, 29, 30). Ocorre ainda no ponto 39 (Ilha do Acará - Palmeirante), no rio Tocantins, e pontos 33 e 34, próximo a cidade de Itapiratins.

Compreende a pacotes com até 15 metros de espessura e grande extensão lateral; geralmente bastante intemperizados e sustentando relevo suavemente ondulado a localmente colinoso (Figura 4.10).

De forma geral, o diamictito apresenta-se como um litotipo de coloração creme amarelada, composto por uma matriz areno-argilosa, contendo clastos e matacões de tamanhos e composições diversas. Mostra um forte cisalhamento dúcitl-rúptil, que ressaltado pelo intenso intemperismo, atribue à rocha um aspecto quebradiço, característico de cisalhamento rúptil, obliterando a estruturação original (Figuras 4.11 e 4.12).



Figura 4.10 - Vista geral da fácies Dc sustentando um pequeno morro. Notar o aspecto extremamente intemperizado, salvo na base (parte cinza escura) ainda fresca. No topo observar um porção mais esbranquiçada composta pela fácies Dl. Ponto 19 (Perfil de Pedro Afonso)



Figura 4.11 - Aspecto geral da fácies Dc. Notar o caráter extremamente quebradiço da textura da fácies, ressaltado pelos planos de fraturamento subverticais, e planos de cisalhamento e fraturamento subhorizontais. Notar também a presença de um grande bloco de arenito (A) dentro do diamictito. Ponto 13 - Perfil Pedro Afonso.



Figura 4.12 - Fácies Dc. Observar os clastos de quartzito e arenito envolvidos e imersos na matriz areno-argilosa extremamente intemperizada. Os planos de cisalhamento quase horizontais também são bastante ressaltados pelo intemperismo (To-235).

Em alguns pontos, foi possível o reconhecimento das características originais da rocha. Trata-se de uma variedade litológica que apresenta uma distribuição polimodal das partículas e clastos. Possui textura similar a porfiroclástica, ou seja, grânulos até clastos de tamanhos diversos, imersos aleatoriamente a ligeiramente orientados em uma matriz fina síltico-argilosa, de coloração cinza escura, constituída essencialmente por clorita, que apresenta uma suave foliação cisalhante. Os clastos e matacões têm tamanhos, formas e composições variadas, sendo descritos a seguir, conforme sua ordem de abundância:

1 - Arenito fino - compreende clastos a partir de 1 cm, predominando, entretanto, aqueles com dimensões compreendidas entre 1 a 2,5 cm e entre 5 e 10 cm (eixo maior de elongação). Matacões que atingem tamanhos superiores a 2 metros de diâmetro também são comuns. Os clastos são compostos de um arenito cinza amarelado, fino a médio e bastante intemperizado. Os clastos menores ocorrem sob formas plano-convexas, achatadas e típicas formas em "ferro de engomar"; suas superfícies comumente aparecem polidas e estriadas. Apresentam comumente arestas bem desenvolvidas, provavelmente geradas por fricção glacial. Já os matacões são geralmente muito angulosos (Figura 4.13A).

2 - Quartzo / quartzito - os fragmentos de quartzo geralmente variam de pequenos grânulos e clastos, inferiores a 1 cm, a matacões de até 50 cm, predominando aqueles com dimensões compreendidas entre 5 e 10 cm, já matacões superiores a 1m são raros e geralmente de composição quartzítica (Ponto 39 - Ilha do Acará, rio Tocantins). Alguns clastos mostram formas tipo "ferro de engomar", mas geralmente são plano convexos. A presença de arestas e superfícies polidas e estriadas é comum, e foram observadas até três direções de estriamento (Figura 4.14).

3 - Arenito grosso a microconglomerático - aparece como pequenos clastos angulosos de 2,5 a 5 cm, até matacões angulosos com dimensões em torno de 1 m. A rocha é de coloração cinza amarelada, grossa a microconglomerática, e localmente, apresenta incipiente laminação planar parcialmente obliterada. Localmente são observados sob a forma de amêndoas/boudins, alguns ainda ligados compondo estruturas tipo *pinch and swell* em megaescala (Figura 4.13B). Algumas porções arenosas aparecem parcialmente assimiladas pelo diamictito, desenhando feições de arrastro e dobramentos recumbentes. Os clastos menores (até 10 cm) de arenito são menos freqüentes, e mostram suas superfícies facetadas, estriadas e chanfradas (desenvolvimento de arestas).

4 - Siltito / Folhelho - é uma rocha fina de coloração cinza escura a avermelhada (ferruginizada), sob a forma de pequenos clastos geralmente de dimensões entre 1 e 5 cm, e raros com mais de 10 cm. Apresentam-se algo arredondados, alongados e

achatados, compõem típicas formas de "ferro de engomar", e mostram freqüentemente estrias, sulcos e achatamento em suas superfícies.

5 - Granitoídes - são clastos de rocha granitóide muito alterada, angulosos com tamanhos compreendidos entre 1 e 15 cm. A rocha apresenta textura equigranular, granulação grossa e coloração cinza esbranquiçada devido à ocorrência de feldspatos caolinizados, pintalgada com vermelho de minerais alterados de óxido de ferro.

6 - Clorita Xisto - apresenta-se sob a forma de clastos angulosos cinza esverdeados, com tamanho entre 1 e 2,5 cm, granulação média a grossa, e textura ligeiramente granular envolvida por planos ricos em clorita, que definem uma xistosidade característica.

7 - Gnaisse - ocorre como pequenos (entre 1 e 2,5 cm) clastos angulosos de coloração verde escura, granulação média e apresentando um incipiente bandamento gnaíssico, definido pela alternância de bandas de coloração clara, ricas em minerais félsicos (quartzo e feldspatos) com bandas escuras de minerais máficos (biotita e anfibólio).

8 - Diamictitos - são diamictitos maciços incluídos dentro da fácies Dc_3. Apresentam coloração cinza, matriz argilo-arenosa contendo clastos de até 10 cm, subarredondados, geralmente de quartzo e arenito. Ocorrem sob a forma de matacões subangulosos de até 1,5 m de diâmetro (Figura 4.15).

9 - *Filito* - clastos de tamanho inferior a 15 cm, subangulosos a subarredondados, de uma rocha de coloração esverdeada, bastante micácea, com brilho sedoso, e apresentando uma incipiente foliação definida pela orientação planar das micas.

10 - Ocorrem ainda, raros fragmentos diminutos de sílex, pirita e conchas fósseis.

É possível caracterizar os clastos, de acordo com a sua fonte, em: a - clastos intrabasinais ou intraformacionais, constituídos por: arenito fino, grosso até microconglomerático, siltito, folhelho e sílex e; b - clastos extrabasinais provenientes da erosão do embasamento cristalino da margem da bacia, os quais são compostos de: quartzito, xisto, gnaisse e granito.

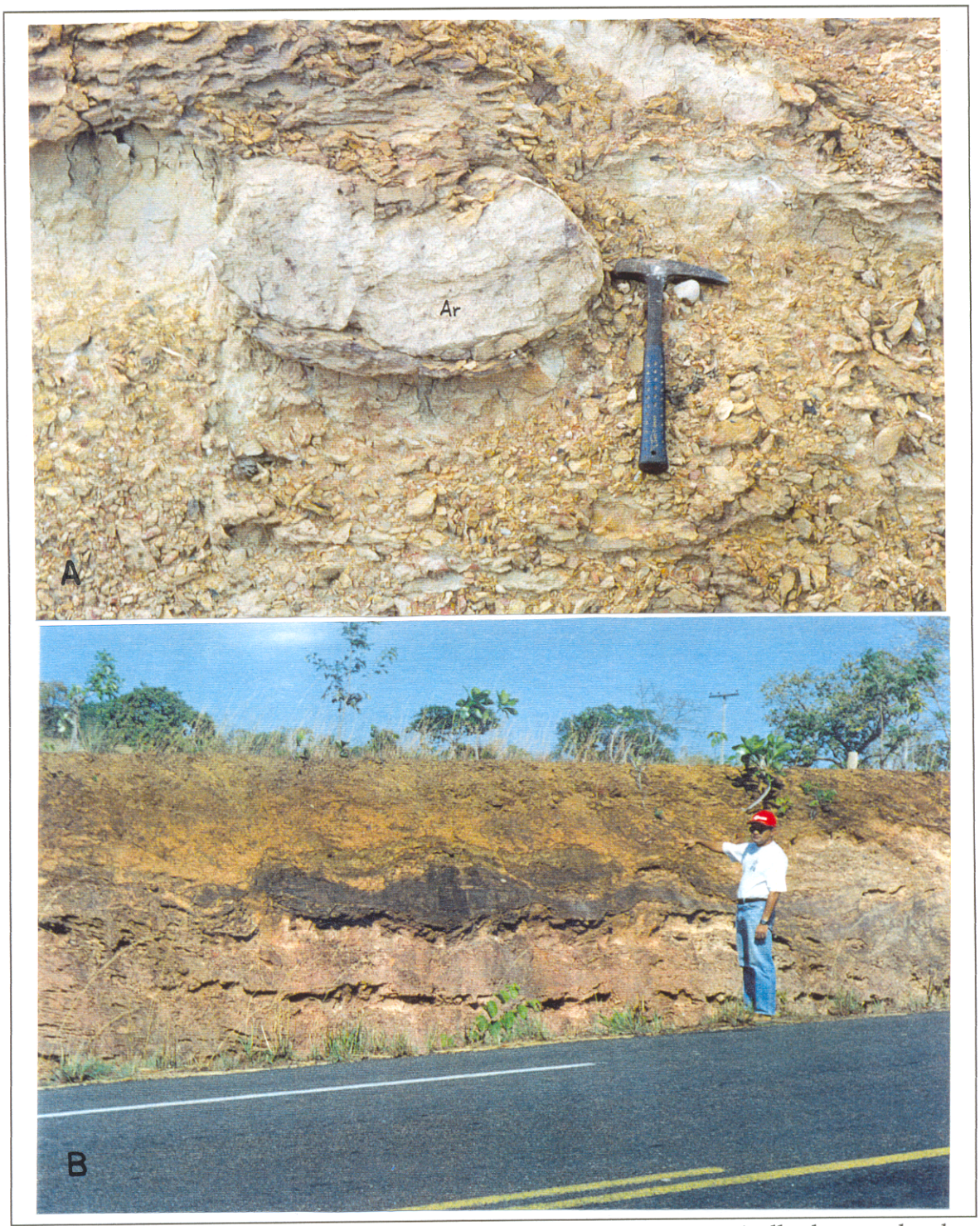


Figura 4.13 - (A) - Fácies Dc, observar a textura extremamente cisalhada e quebrada, e a presença de um bloco de arenito fino envolvido pelos planos de cisalhamento do diamictito. (B) - Estruturas amendoadas constituídas por pequenas lentes de arenito médio a grosso, envolvidos no diamictito cisalhado Pontos 31 e 32 (To-246).

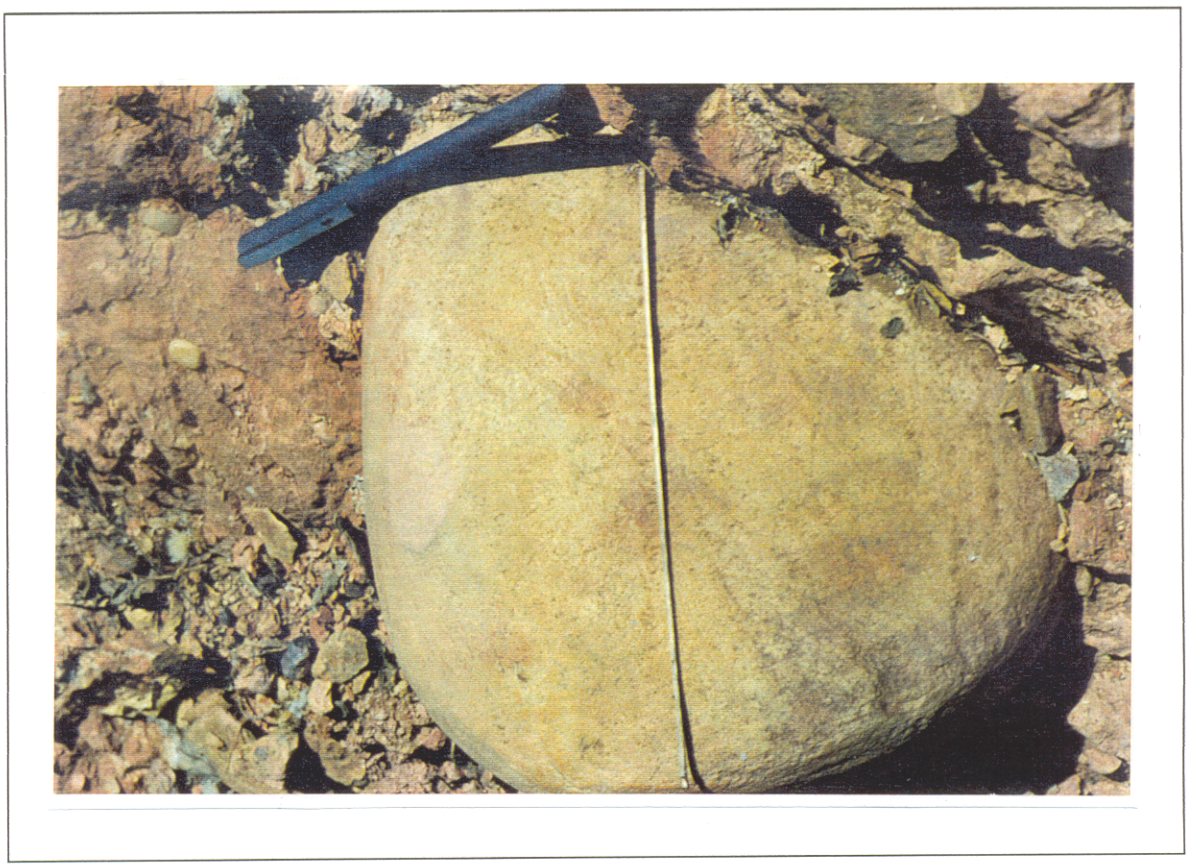


Figura 4.14 - Fácies Dc - presença de pequenos clastos e um matacão de quartzito dentro do diamictito cisalhado (Dc). Ponto 25 - Perfil Pedro Afonso.



Figura 4.15 - Fácies Dc, detalhe mostrando a presença de um grande bloco (1 m) de diamictito (D) dentro da mesma; notar também os planos de cisalhamento. Ponto 26 - Perfil de Pedro Afonso.

Em lâmina delgada o diamictito é composto por uma textura porfiroclástica, definida por um arranjo caótico caracterizado pela presença de grãos e pequenos clastos de quartzo, fragmento de rochas (quartzito, arenito, rochas graníticas, gnáissicas), e mais raramente feldspatos e micas dispersos em matriz síltico-argilosa com orientação incipiente (Figura 4.16).

Os grãos de quartzo são predominantes, e apresentam ampla variação no tamanho; são subangulosos a subarredondados e geralmente equidimensionais, mas alguns mostram-se muito alongados. Ocorrem essencialmente grãos monocristalinos com forte extinção ondulante. Os demais grãos ocorrem de forma mais restrita na matriz argilosa, sendo geralmente subangulosos e com grande variação granulométrica.

A matriz argilosa é essencialmente clorítica (Figura 4.17), muito embora, em raras bandas, perceba-se a incorporação de pequenos grãos de quartzo de tamanho silte, geralmente alongados. Apresenta uma incipiente foliação, definida pela orientação regular de clorita, sob a forma de pequenas e incipientes bandas de cisalhamento. Microfaturamentos são frequentes, e mostram-se parcialmente preenchidos por quartzo.

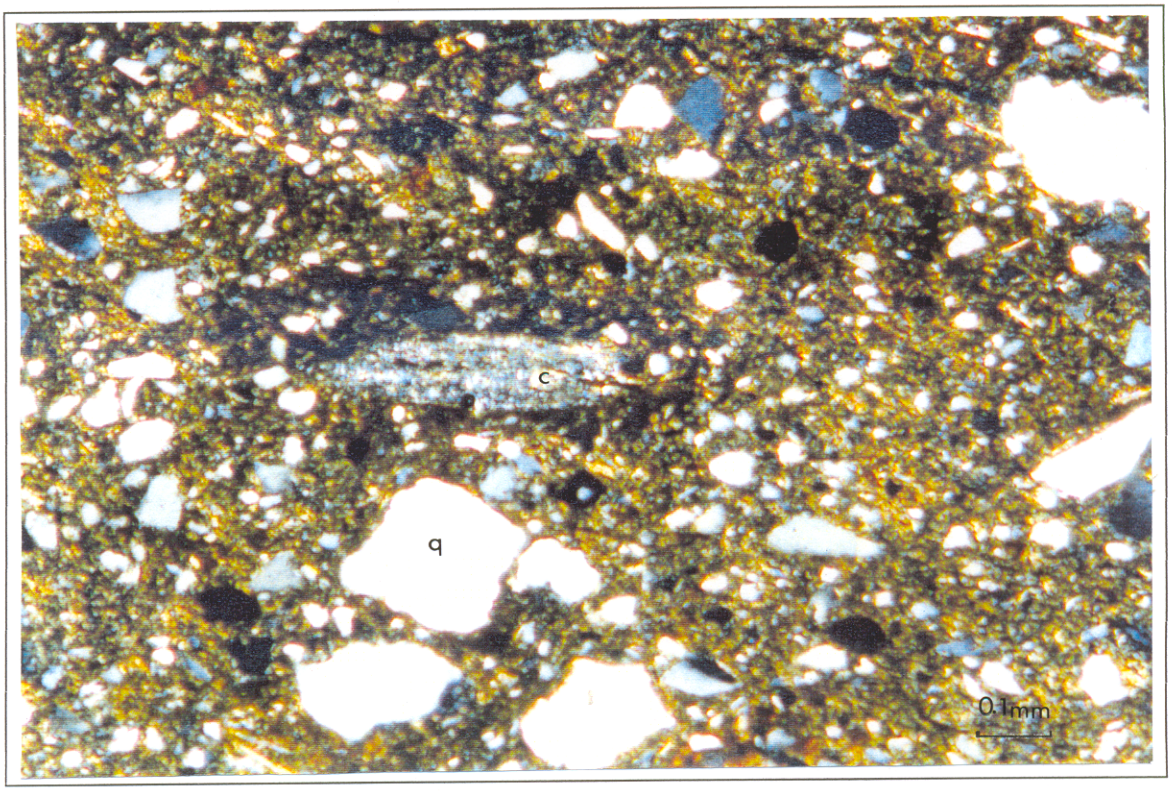


Figura 4.16 - Fotomicrografia mostrando textura da fácies Dc. Notar os grãos de quartzo monocristalinos e límpidos dispersos na matriz clorítica. Ao centro observar a presença de um grão de clorita.

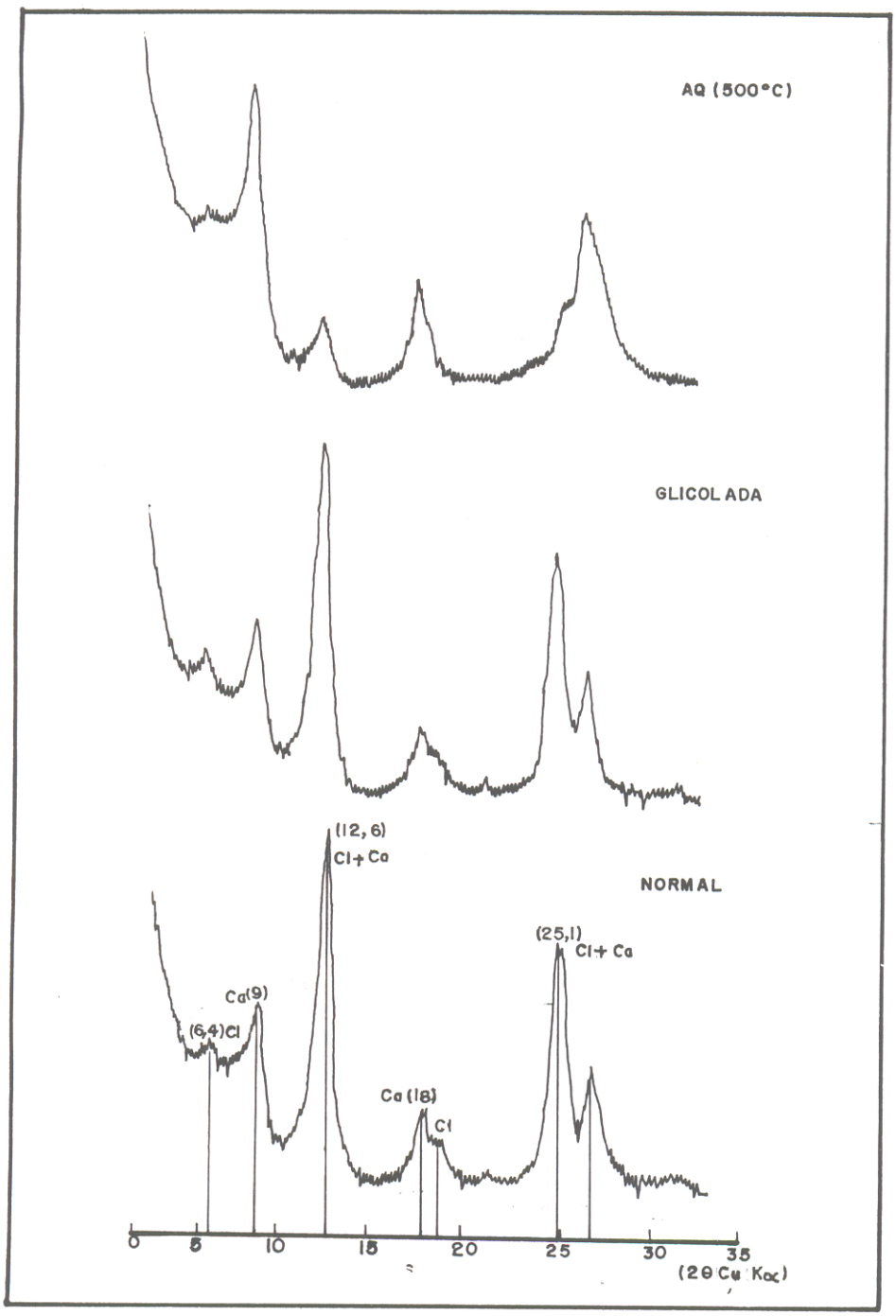


Figura 4.17 - Difratograma de raios-X, observar os picos bem desenvolvidos da clorita (Cl) e os mal formados da caolinita (Ca) - Am. P19.

Compõem ainda a fácies diamictito cisalhado, lentes, fragmentos e blocos métricos a decamétricos de rochas sedimentares subjacentes (arenitos médios, grossos e microconglomeráticos com estratificações plano paralela e cruzada), que foram erodidas, e parcialmente incorporadas e assimiladas pelo diamictito, formando, o que se denomina de diamictito/tilito de incorporação, de deformação ou glaciotectonito (Elson apud BOULTON & DEUNOUX, 1981; EDWARDS, 1986; Elson, Rozycki apud BRODZKOWSKI & VAN LOON, 1987).

De forma geral, os clastos encontrados possuem uma ampla variação com relação a tamanho, forma e textura superficial. São clastos comumente polidos, facetados (tais facetas podem ser primárias causadas por desintegração; ou secundárias, superimpostas a forma primária por abrasão glacial (CHUMAKOV, inédito). Nas superfícies de alguns clastos, são observadas ranhuras, estrias e sulcos retos ou irregulares, que constituem um ou mais sistemas de estrias subparalelas, em uma ou várias direções. Clastos tabulares, achatados, alongados e elipsoidais que mostram apenas uma frente desgastada e uma retaguarda aparentemente intacta, formam os típicos seixos glaciais denominados de "ferro de engomar".

Estruturas deformacionais estão quase sempre presentes e são caracterizadas macroscopicamente pelos planos de cisalhamento subhorizontais regionais, e principalmente por planos de fraturas e, localmente, falhas subverticais (Figura 4.11). As fraturas ocorrem geralmente em três sistemas de orientações preferenciais: o primeiro sistema é caracterizado por descontinuidades subhorizontais e paralelas ao acamamento regional; o segundo sistema corresponde a fissuras suavemente inclinadas, com ângulos inferiores a 45^0 ; o terceiro sistema é composto por fraturas subverticais a verticais. As falhas são principalmente inclinadas e de empurrão, e raramente normais.

São comuns também, estruturas compressionais imbricadas, sigmóides e duplexes, dobramentos desarmônicos recumbentes fechados, que podem ser observados em micro, meso e megaescala. Geralmente os planos axiais são orientados segundo a direção principal de fluxo glacial, ou seja, paralela à estruturação regional

(foliação cisalhante). Diques ascendentes de rochas do substrato que sofreram arrastros e deformações, além de feições extensionais caracterizadas por estiramento também são muito comuns no diamictito cisalhado.

As relações de contato com os litotipos subjacentes e sobrejacentes são assim definidas: o limite inferior é estabelecido com um substrato rochoso sobre o qual a geleira deslocou-se. No perfil de Pedro Afonso observa-se que o contato do diamictito cisalhado com as rochas subjacentes (geralmente arenitos grossos a microconglomeráticos) é comumente brusco e erosivo, onde se pode observar camadas subjacentes dobradas, e parcialmente acamadadas e incorporadas ao diamictito.

No perfil de Pedro Afonso, nos pontos 14 e 15, observa-se um contato brusco erosional, que mostra feições topográficas erosivas tipo rocha *moutonée*, com zonas de intensa assimilação, mistura e arrastro suave, desenvolvendo estruturas de estiramento tipo megaboudins e *pinch and swell*. O arenito fino (fácies Asr) subjacente parece ter sido parcialmente assimilado e cisalhado pelo diamictito cisalhado sobreposto, provavelmente durante o deslocamento da geleira sobre o substrato, quando este, encontrava-se ainda mal consolidado.

Já o contato superior da fácies diamictito cisalhado Dm_1, se dá geralmente de forma brusca com a litofácies arenito fino com laminação plano paralela e *climbing ripple* (Apr). No ponto 19 entretanto, o diamictito cisalhado transiciona verticalmente para uma camada com pouco mais de 1,5 metros de um diamictito laminado (Dl) (Figura 4.10).

Em uma estreita faixa (< 3 Km) que ocorre na rodovia To-246, a 6 km de Colinas do Tocantins (Pontos 31 e 32), esta litofácies apresenta um ligeira variação com relação aos clastos constituintes, com a predominância de seixos extrabasinais, tais como: quartzito, xisto, granito e gnaisse.

No final da faixa de ocorrência de sedimentos da Formação Cabeças no Perfil de Pedro Afonso, 47 Km a E (leste) da cidade homônima (Ponto 25), observa-se a presença de um segundo nível de diamictito cisalhado, que ocorre acima da fácies Apr, a qual sobrepõe-se discordantemente à fácies Dc. Esta unidade se estende por mais 2

km para E no Perfil de Pedro Afonso (Pontos 26, 27 e 28), onde está sobreposta discordantemente por folhelhos e arenitos finos da Formação Longá. Aflora também em um ramal bem próximo (700 m) da cidade de Rio dos Bois (Ponto 4').

Este segundo nível de diamictito cisalhado apresenta algumas variações em relação ao primeiro nível da fácies Dc : - a) maior quantidade de clastos intrabasinais e principalmente intraformacionais : diamictito maciço (Figura 4.15), arenito e siltito derivados de rochas subjacentes, e menor quantidade de clastos extrabasinais tais como: gnaisse, granito e xisto; b) menor continuidade lateral e espessura (faixa de no máximo 2 Km, com espessura inferior a 6 m) e; c) é bem menos estruturado e deformado.

No ponto 4', próximo à cidade de Rio dos Bois, o diamictito sofre um significativo aumento na quantidade de clastos, os quais são essencialmente originados de arenitos finos laminados subjacentes (Figura 4.18). Tal enriquecimento, leva-se a pensar que o diamictito foi formado basicamente à custa dos arenitos finos, que foram cisalhados e incorporados ao mesmo.



Figura 4.18 - Fácies Dc - presença de planos de cisalhamento e clastos essenciamente areníticos finos, orientado paralelamente à foliação. Ponto 4' - Rio dos Bois.

4.1.3.1.2 - Diamictito laminado (Dl)

Aflora restrita ao ponto 19, sob a forma de uma pequena lente (20 m de extensão) com espessura inferior a 1,5 m, sotoposta ao diamictito cisalhado (Dc), com a qual possui um contato gradacional. No topo, é recoberta discordantemente por arenitos da fácies Apr.

A fácies Dl é predominantemente argilosa, de coloração creme esbranquiçada a arroxeada (alteração), contém algum teor de areia fina com grânulos a pequenos clastos (< 1 cm) geralmente de quartzo, dispersos em uma matriz argilosa. A fácies Dl inicia-se na base por um nível (0,30 cm) de lâminas claras de silte intercaladas com lâminas escuras de argila; prograda acima para um termo mais argiloso e aparentemente maciço, de cor vermelha arroxeada e com bastante grânulos dispersos (< 10 cm). A seguir, há novamente um enriquecimento em fração síltica de coloração mais clara, a qual intercala-se milimetricamente com lâminas de argila escura, definindo uma laminação plano paralela, que localmente mostra microfalhamentos. Grânulos de quartzo estão presentes, muito embora, de forma muito discreta (Figura 4.19). O topo é caracterizado por um nível (0,30 cm) de arenito fino, laminado e de coloração amarelada, com finas intercalações de lâminas sílticas de cor branca.

4.1.3.1.3 - Diamictito maciço - Dm

Ocorre sob a forma de um morrote de corte de estrada, restrito aos pontos 35 e 36, localizados na margem direita da BR-153, a 50 Km de Colinas do Tocantins, no trecho entre esta cidade e Guaraí.

A fácies Dm tem aproximadamente 5 metros de espessura e é caracterizada por um litotipo de coloração cinza a cinza escura, composta por uma matriz argilo-arenosa, maciça, contendo grânulos, pequenos seixos e até matacões, de formas variadas, e com as seguintes composições, assim descritas conforme sua abundância :



Figura 4.19 - Fácies Dl. Laminação plano paralela definida pela intercalação de lâminas de argila com silte na base; um nível (< 10cm) mais argiloso no centro de coloração escura e; a intercalação de argila branca com areia fina e silte (amarela) no topo. Ponto 19 - Perfil de Pedro Afonso.

1 - Arenito fino - arenito fino de coloração cinza, moderadamente selecionado e apresentando laminação plano paralela. Ocorrem como clastos de tamanho médio entre 2,5 e 5 cm, subarredondados, achatados e alongados, mostrando superfícies polidas e estriadas, com uma ou mais direções de estriamento. Raros matacões com no máximo 1 m de diâmetro, geralmente angulosos, também podem ser reconhecidos (Figura 4.20).

2 - Quartzito/Quartzo - ocorre como grânulos a seixos de até 10 cm, geralmente subarredondados, achatados e polidos; raramente os fragmentos são estriados (Figura 4.20).

3 - Siltito - rocha síltica laminada de coloração cinza escura, que ocorre sob a forma de pequenos clastos com tamanhos inferiores a 5 cm. São subarredondados, achatados, polidos e apresentam abundantes estrias.

4 - Identificaram-se ainda, raros clastos subangulosos de até 10 cm de granito, gnaisse e milonitos.

O diamictito maciço é cortado por um sistema de fraturas subverticais preenchidas por mobilizados zonados, constituídos por material ferruginizado de coloração arroxeada no centro, e quartzo nas bordas. As superfícies dos veios são marcados por planos de cisalhamento.

Esta unidade está sobreposta discordantemente por um arenito cinza amarelado a avermelhado (muito intemperizado), fino, argiloso, muito alterado e com laminação plano paralela ou organizados em pequenos *sets* ondulados e cruzados (Apo). Abaixo é sotoposta por um pacote composto pela fácies pelito deformado (Pd), a qual será posteriomente tratada.

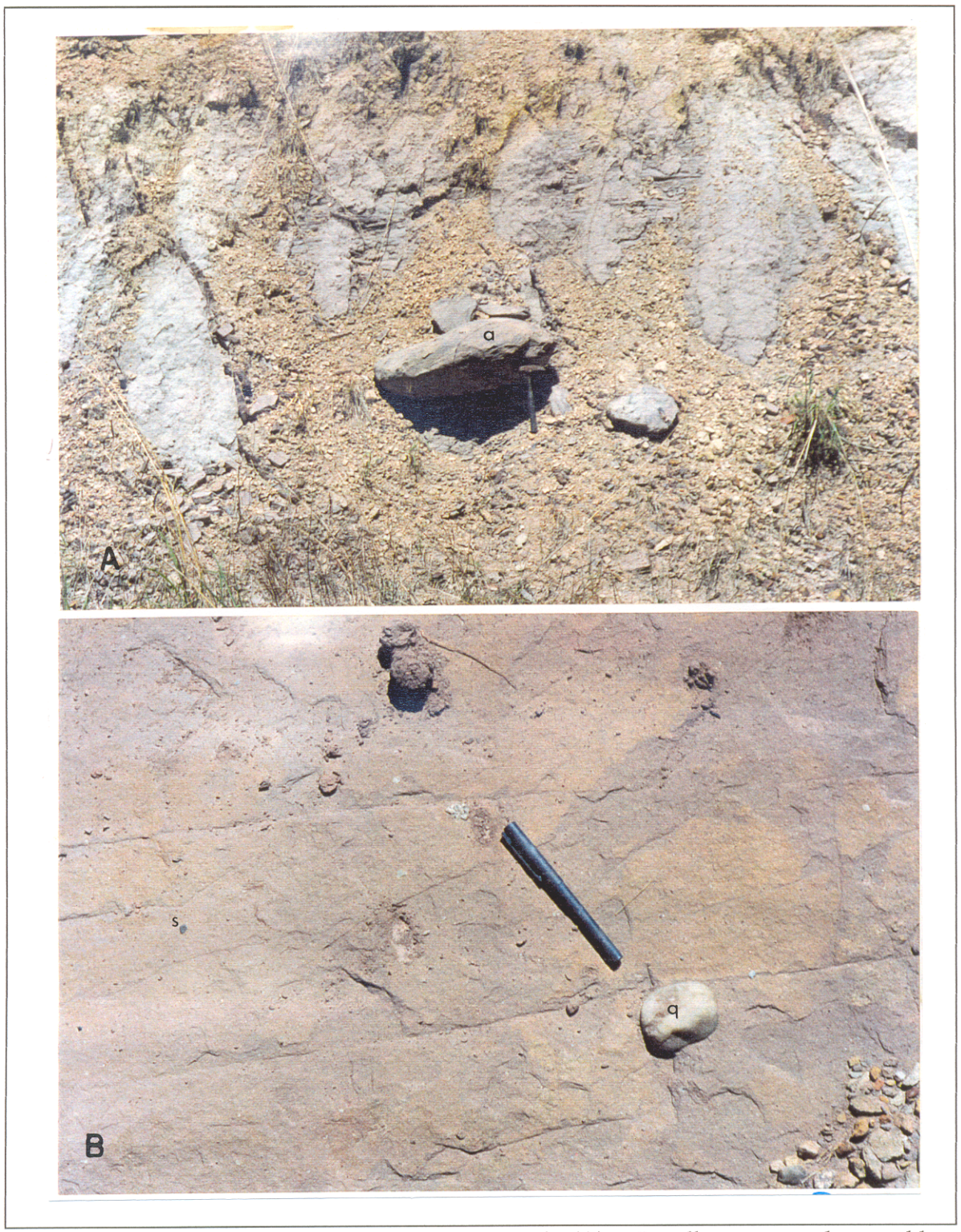


Figura 4.20 - Fácies Dm (diamictito maciço). (A) - Detalhe mostrando um bloco de arenito dentro do diamictito maciço. (B) - Detalhe mostrando a sua textura maciça, observar também o seixo de quartzo imerso na mesma, e um pequeno clasto de siltito. Ponto 36 (Br-153).

4.1.3.2 - Fácies Arenito

4.1.3.2.1 - Arenito fino a microconglomerático com estratificação plano paralela e cruzada - Apc

Corresponde a um pacote arenoso parcialmente lateritizado, observado nos pontos 10 e 11. Compreende um litotipo de granulometria variando de areia fina a grossa, por vezes microconglomerática (pequenos seixos de quartzo e arenito), mal selecionada, imatura e composta predominantemente por grãos de quartzo subangulosos.

A sucessão arenosa inicia-se na base com um nível de arenito fino, com laminação plano paralela a ondulada, apresentando espessura de pouco mais de 20 cm. Este grada para um arenito médio a grosso com estratificação cruzada tangencial a acanalada de médio porte, contendo alguns grânulos e pequenos seixos de quartzo imersos em matriz ferruginizada, assumindo um aspecto microconglomerático (Figura 4.21). O pacote arenoso encontra-se bastante fraturado com planos de cisalhamento na sua base.



Figura 4.21 - Estratificação cruzada acanalada de pequeno porte da fácies Apc. Ponto 10 - Perfil de Pedro Afonso.

4.1.3.2.2 - Arenito fino a microconglomerático com estratificação plano paralela - App

Esta unidade ocorre como pequenas lentes e camadas observadas no Perfil de Pedro Afonso, que geralmente ocorrem abaixo da fácies diamictito cisalhado (Dc), sendo parcialmente incorporadas e deformadas pela mesma (Pontos 5, 6 e 23) (Figuras 4.22 e 4.23). São arenitos grossos a microconglomeráticos, de coloração cinza clara a cinza escura, argilosos e mal selecionados.

A fácies App apresenta estratificação plano paralela, por vezes, definindo uma ligeira gradação. Localmente, encontra-se bastante lateritizada e mostra-se muito deformada e cisalhada, com dobramentos apertados e recumbentes (Figura 4.23).

No ponto 23, observa-se, abaixo do diamictito (Dc), uma lente com 2,5 m de espessura composta de arenito cinza esbranquiçado, com estratificação plano paralela, granulometria variando de fina na base até microconglomerática em direção ao topo. Mais acima observa-se um nível de 1 metro de espessura mostrando uma variação para arenito bem mais fino, micáceo com intercalação de finas lâminas(mm), até níveis de siltito com 10 cm. O pacote apresenta-se todo deformado e aparentemente foi arrastado pela litofácies sotoposta (Figura 4.22).



Figura 4.22 - Lente da Fácies App deformada e parcialmente assimilada pela fácies Diamictito cisalhado (Dc) acima. Ponto 23 - Perfil de Pedro Afonso.



Figura 4.23 - Presença de um grande bloco da fácies App todo quebrado e deformado dentro da fácies diamictito cisalhado (Dc). Ponto 5 (Br-235), próximo á Pedro Afonso.

4.1.3.2.3 - Arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal e *climbing ripple cross lamination* - Asr

Esta litofácies foi observada nos pontos 14, 15 e 16, localizados na Br-235, a 35,5 Km de Pedro Afonso na direção leste. Os três pontos compõem um afloramento que possui forma lenticular alongada (SE-NW), com aproximadamente 7 - 12 m de altura, por 130 m de largura (Figura 4.24).

O arenito da fácies Asr é de coloração creme amarelada, fino, bastante argiloso e moderadamente a bem selecionado. Apresenta estratificação cruzada sigmoidal, que varia de médio a grande porte, com *sets* arenosos de até 1,5 m de espessura (Figura 4.24).

Internamente os grandes *sets* sigmoidais mostram finas laminações plano paralelas a ligeiramente onduladas, formadas pela alternância regular de lâminas arenosas de coloração amarela, com lâminas pouco menos espessas de silte de cor esbranquiçada. A seguir gradam para mais frequentes *climbing ripple cross laminations*, que são caracterizadas pela intercalação milimétrica de lâminas inclinadas de material arenoso, de cor amarela avermelhada (ferruginizada), com lâminas mais finas (< 2 mm) de areia muito fina e silte de coloração creme clara (Figura 4.25). Alguns destes pequenos *sets* inclinados são separados por superfícies de reativação que marcam a erosão do *stoss side* definindo *climbings* tipo A de ASHLEI et al. (1982).

A sucessão como um todo apresenta-se parcialmente deformada, com os planos de cisalhamento subhorizontais a inclinados; localmente, mostram estrias, lineações e ressaltos incipientes. A deformação cisalhante parece ter aproveitado as porções de granulometria mais fina da fácies Asr, obliterando localmente o acamamento (Figura 4.24).

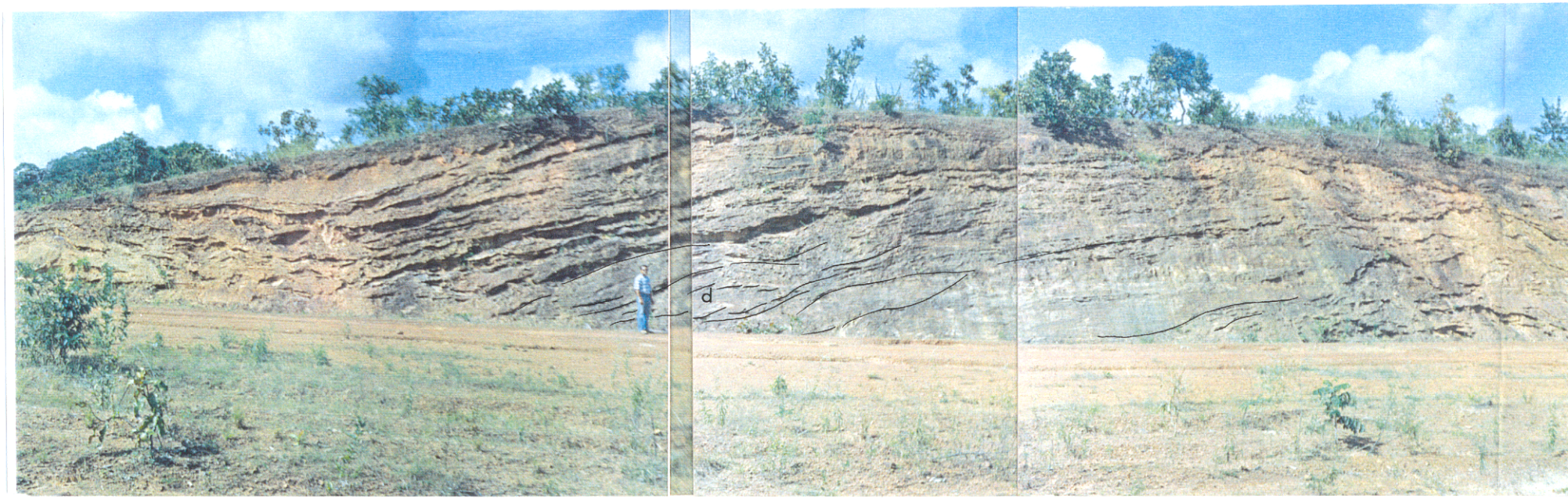


Figura 4.24 - Aspecto deformado da fácies Asr. Observar o contato interacamadado com a fácies sobrejacente (Dc). Notar os estratos cruzados sigmoidais parcialmente cisalhados desenvolvendo pequenos duplexes. Ponto 15 - Perfil de Pedro Afonso.



Figura 4.25 - Detalhe mostrando as estruturas *climbing ripple cross lamination* no arenito fino (Asr). Notar na base a presença também de pequenos estratos cruzados com um porte pouco maior. (Sr - superfícies de reativação; CR - "climbing ripple" e; Ec - estratos cruzados sigmoidais. Ponto 16 - Perfil de Pedro Afonso.

Ao microscópio a laminação planar pode ser observada a partir da intercalação de bandas de grãos de quartzo orientadas, e mais raramente de feldspato potássico; com bandas algo menos espessas compostas por material síltico-argiloso, com pequenos cristais subordinados bem desenvolvidos de mica, e diminutos grãos alongados de quartzo, incorporados à mesma (Figura 4.26).

Os grãos de quartzo são subangulosos a subarredondados e apresentam grande variação granulométrica. São predominantemente monocristalinos, com fraca extinção ondulante, e mostram-se bastante fraturados; talvez em resposta ao intenso cisalhamento a que foram submetidos. Os feldspatos são raros, mas podem aparecer nas bandas mais grossas, sob a forma de pequenos grãos subarredondados a alongados de microclíneo. Os grãos de mica aparecem raramente nas bandas mais argilosas.

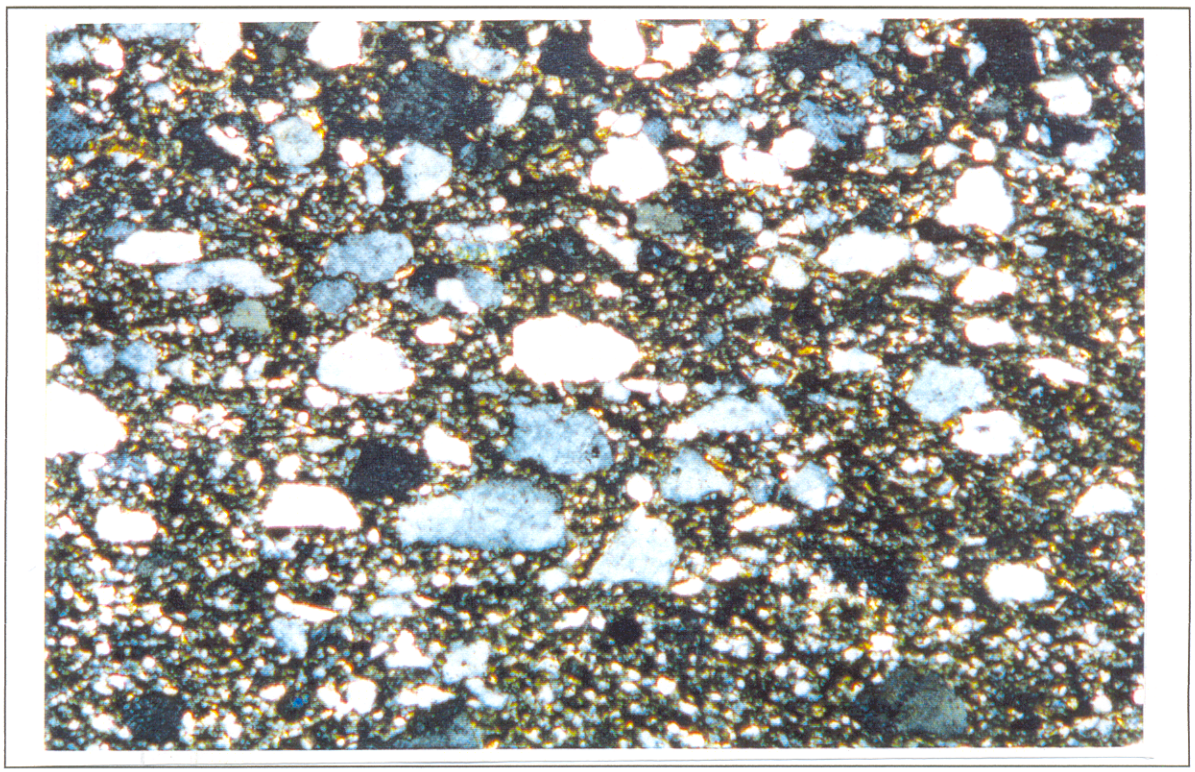


Figura 4.26 - Textura microscópica da fácies Asr. Observar a intercalação de bandas grossas compostas predominantemente por quartzo, com bandas algo mais finas, compostas por micas e quartzo tamanho silte, alongado.

Dobramentos são frequentes na fácies Asr, e variam desde dobras apertadas e recumbentes mesoscópicas a suaves ondulações e arqueamentos em escala meso a megascópica, neste último caso, formando par antiformal-sinformal. Ocorrem ainda, feições de estiramento compondo estruturas amendoadas, sob a forma de "olhos" de até 2 m (eixo maior de elongação), localmente, ainda interligados, similares a estruturas *pinch and swell*. Fraturas e falhas normais também são observadas; destaca-se a falha normal mapeada no ponto 14, com rejeito superior a 2 m.

Próximo à base da sucessão ocorre uma delgada lente com 1 m de espessura, constituída por material síltico, de coloração creme esbranquiçada e aparentemente maciço.

Esta fácies é sobreposta pela fácies diamictito cisalhado (Dc), e mostra um contato interacamadado. Este contato é definido pelo aparecimento de zonas de mistura e intensa assimilação entre as duas fácies, a partir do arrastro e cisalhamento da litofácies subjacente (Asr) pelo litotipo sobrejacente (Dc) (Figura 4.24).

4.1.3.2.4 - Arenito fino com laminação planar a ondulada - Apo

Aflora na Br-153, onde é observada nos pontos 35 e 36. Ocorre como uma delgada camada com espessura inferior a 2 m, acima da fácies diamictito maciço (Dm) (Ponto 36); bem como, grandes blocos deformados e envolvidos na fácies Pd (pelito deformado) (Ponto 35).

A fácies Apo corresponde a um arenito argiloso de coloração cinza amarelada a avermelhada (intemperizado), muito fino a fino, moderadamente selecionado e com grãos subangulosos a subarredondados.

Apresenta uma leve laminação plano paralela materializada pela orientação planar de lâminas de areia fina intercaladas com filmes de material mais fino (areia muito fina e silte). Localmente, esta laminação planar pode evoluir para uma estruturação ligeiramente ondulada a cruzada de pequeno porte, constituída por pequenos *sets* cruzados suavemente cavalgantes. Observa-se a presença subordinada de lentes de argila (Figura 4.27).



Figura 4.27 - Fácies Apo. Observar as lâminas plano paralelas e pequenas lâminas onduladas e cruzadas. Ponto 36 (Br-153).

4.1.3.2.5 - Arenito fino maciço a incipientemente laminado com estruturas deformacionais - Amd

A fácies Amd aflora no Ponto 12, na Br-235, 34 Km a leste de Pedro Afonso, formando um pacote com pouco mais de 7 m de espessura (Figura 4.28).

Corresponde a um arenito de coloração creme esbranquiçada, muito fino a fino, argiloso, muito friável, quartzoso e aparentemente maciço a incipientemente laminado.

Ressalta-se a ocorrência de suaves estruturas deformacionais, possivelmente de escape de fluídos, sob a forma de bolas e almofadas (*balls and pillows*), cunhas/pratos (*dish*), e convoluções; cujas dimensões variam desde centimétricas (> 15 cm) a mais comumente métricas (< 3 m) (Figura 4.29). Identifica-se ainda, alguns fraturamentos subverticais, frequentemente preenchidos por níveis de até 10 cm de espessura de material endurecido e ferruginizado.

O topo do pacote é marcado por um nível irregular e ondulado também de material bastante litificado, de coloração creme amarelada e com aproximadamente 20-30 cm de espessura, localmente, individualizando-se pequenos blocos sob a forma de cunhas e almofadas. Acima deste, assenta-se bruscamente a fácies Apr (arenito fino com laminação plano paralela e *climbing ripple*) (Apr) (Figura 4.29).

O contato inferior é também discordante e irregular, com o desenvolvimento inclusive de um pequeno dobramento provavelmente por efeito de sobrecarga gravitacional, sobre a fácies PA (Pelito com intercalação de areia fina) (Figura 4.28).

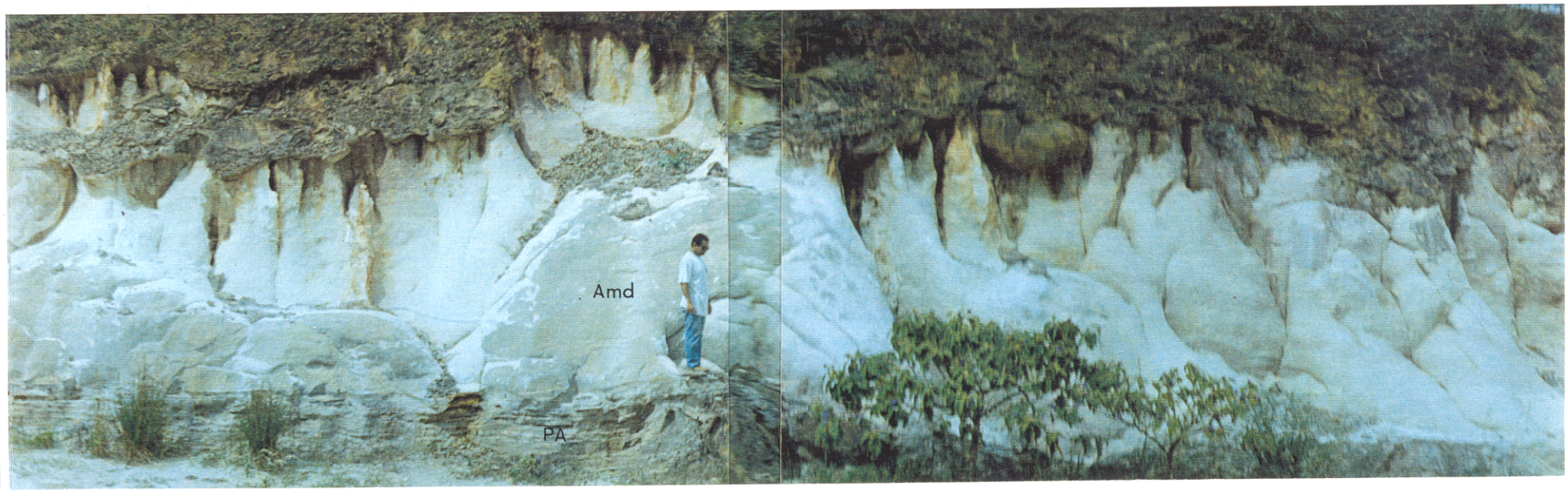


Figura 4.28 - Aspecto geral da fácies Amd (arenito fino maciço com estruturas deformacionais). Observar na base do pacote arenoso, o contato brusco com a fácies Pd (pelito com arenito intercalado), parcialmente deformada. Ponto 12 - Perfil de Pedro Afonso.



Figura 4.29 - Detalhe das estruturas deformacionais presentes na fácies Amd, sob a forma de almofadas, cunhas, bolas. Observar no topo um nível (< 30 cm) endurecido e ferruginizado, que marca um contato erosivo com a fácies sobrejacente. Ponto 12.

4.1.3.2.6 - Arenito fino com laminação plano paralela e *climbing ripple cross lamination* e estruturas deformacionais - Apr

Esta fácies ocorre no perfil de Pedro Afonso (Pontos 12, 20, 21, 22, 24 e 26); e no ponto 4', perto da cidade de Rio dos Bois, próximo à Br-153. Compreende uma sucessão de bancos arenosos creme esbranquiçados a amarelados, com espessuras variando entre 0,5 e 2 m, separados por níveis de até 40 cm de material ferruginizado e bastante litificado. O pacote tem espessura máxima de 20 a 35 m, e geralmente aparecem sustentando pequenos morros (Figura 4.30). Está sotoposta de forma discordante pela fácies anteriormente descrita (Amd), e é sobreposta bruscamente pela fácies Dc (diamictito cisalhado).

Os arenitos da fácies Apr são muito finos a finos, argilosos, friáveis, bastante homogêneos e moderadamente a bem selecionados. Apresentam laminação plano paralela a ligeiramente ondulada, definida pela intercalação milimétrica de lâminas de areia fina, de coloração creme amarelada; com lâminas delgadas de material mais fino (silte/argila), de cor branca, por vezes compondo uma laminação muito planar que se assemelha a folhas de papel, conhecidas como *sand paper* segundo VAN DER WATEREN (1994) (Figura 4.31). Mais acima, as laminações planares tornam-se suavemente onduladas, e logo a seguir predominam *climbing ripple cross laminations*, as quais localmente constituem pequenos estratos cruzados sigmoidais (Figura 4.32). Os *sets* sigmoidais são também definidos pela intercalação, agora pouco mais espessas de níveis arenosos creme amarelados inclinados e ondulados, com lâminas muito finas de material síltico creme esbranquiçado, que freqüentemente mostram-se alterados para um mineral branco com aspecto de papel.

Localmente, são observados pequenos níveis (< 30 cm) enriquecidos em lâminas de argila, que intercalando-se ao arenito fino podem constituir laminações plano paralelas, onduladas, cruzadas e principalmente estruturas convolutas (Figura 4.32). Delgados níveis (< 10 cm) totalmente pelíticos laminados de cor vermelha arroxeada são, localmente observados no topo de alguns bancos arenosos mais superiores.

A fácies Apr apresenta também estruturas deformacionais suaves, possivelmente associadas a escape de fluídos e colapso de sedimentos saturados em fluídos, constituindo localmente camadas convolutas, estruturas sob a forma de bolas, almofadas, dobras, cunhas e convoluções, que variam de dimensões centimétricas a métricas (até 3 m).

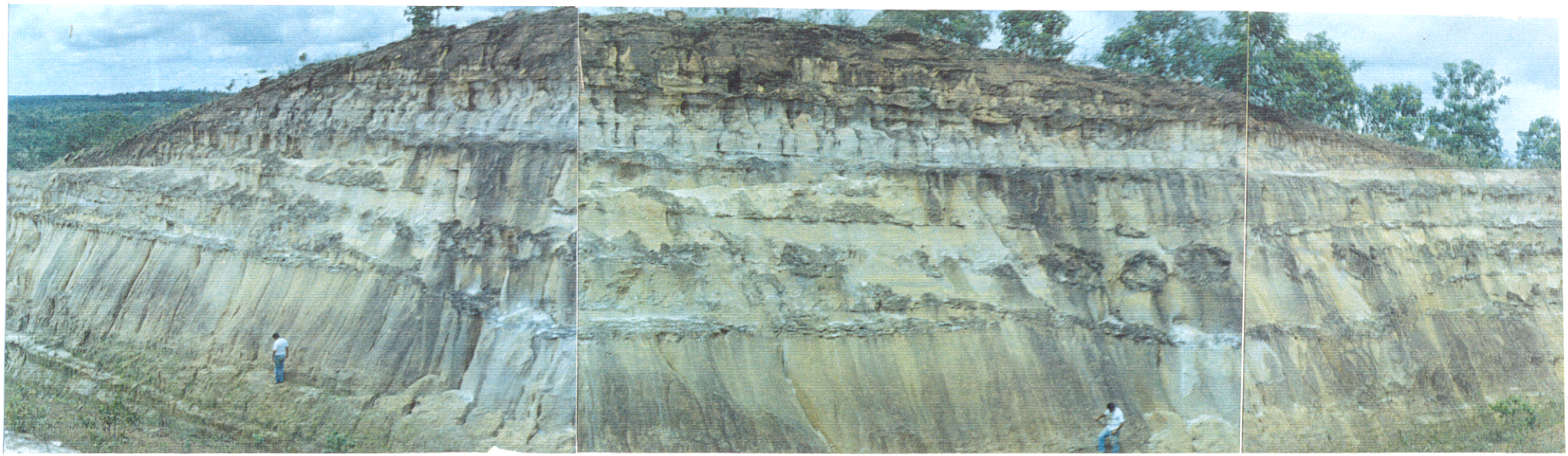


Figura 4.30 - Vista geral da fácies Apr (arenito fino com laminação plano paralela e *climbing ripple cross lamination*. Observar os vários bancos arenosos separados por níveis endurecidos e ferruginizados de coloração cinza escura. Notar também as estruturas deformacionais. Ponto 22 - Perfil de Pedro Afonso.



Figura 4.31 - Laminação plano paralela (tipo *sand paper*) a ligeiramente ondulada da fácies Apr. Ponto 21 - Perfil de Pedro Afonso.



Figura 4.32 - Estruturas da fácies Apr. (A) - Observar na parte superior laminação plano paralela definida pela intercalação de finas lâminas de areia fina (clara) com argila (vermelha arroxeada). Mais abaixo esta laminação planar horizontal trunca pequenos sets sigmoidais, os quais estão deformados na base. (B) - Laminação convoluta (Lc), ressaltada pelas lâminas de argila (vermelha arroxeada), dentro do material arenoso. Ponto 21.

4.1.3.3 - Fácies pelito

4.1.3.3.1 - Pelito com arenito intercalado - PA

Está litofácies ocorre sob a forma de uma lente com pouco mais de 1,5 m de espessura e 2 m de comprimento; e está restrita ao ponto 12, na Br-245 (Perfil Pedro Afonso).

Corresponde uma sucessão de rítmitos com estratificação plano paralela inicia-se com camadas de até 5 cm, constituídas por lâminas milimétricas de argilito, de coloração cinza arroxeada, alternando com lâminas menos espessas de material síltico de cor creme. Em direção ao topo observa-se um progressivo aumento no teor de silte e areia fina, compondo camadas de até 7 cm de espessura, essencialmente sílticos/síltico-arenosos, com finos filmes de argila. O pacote encerra-se com uma camada de espessura superior a 10 cm, composta por arenito de cor creme amarelada, muito fino a fino apresentando *climbing ripple cross lamination* (Figura 4.33). Acamamentos *linsen*, *wavy* e *flaser* também ocorrem nas porções intermediárias, onde há gradação de níveis mais finos argilosos para mais arenosos. A medida que surge pequena quantidade de areia, esta tende a formar pequenas lentes dentro do material argiloso compondo uma estrutura lenticular. Quando o teor de areia equipara-se ao de argila, individualizando pequenas lâminas onduladas, forma-se então a laminação ondulada. A seguir, quando a areia predomina sobre a argila, esta última forma apenas pequenas lentes dentro da areia, compondo estrutura *flaser*.

A fácies PA apresenta-se localmente deformada, sob a forma de um suave dobramento mesoscópico. Tal deformação parece ser efeito de sobrecarga local imposta pelo peso da fácies sobrejacente (Amd) (Figura 4.28).

Seu contato inferior não é observado; entretanto, com relação à unidade sobrejacente, seu contato é claro e ocorre de forma brusca e discordante.



Figura 4.33 - Fácies PA (Pelito com arenito intercalado), notar que a sequência rítmica inicia-se por um nível (8 cm) de argila escura laminada na base; a seguir um delgado nível (5 cm) de material mais síltico também laminado de coloração clara e; no topo, material arenoso intercalando-se com finas lâminas de silte e argila, compondo laminações plano paralelas, onduladas e cruzadas (Ponto 12).

4.1.3.3.2 - Pelito Deformado - Pd

Esta litofácies está restrita ao ponto 35, localizado na BR-153, 50 Km a oeste de Colinas do Tocantins, no trecho entre esta cidade e Guaraí. É caracterizada pela ocorrência de um pacote com aproximadamente 3 a 4 m de espessura, composto por um material pelítico-siltoso, deformado, parcialmente cisalhado, e contendo grandes blocos com até 4 m de diâmetro de arenito estratificado e diamictito maciço (Figura 4.34A).

A fácies pelítica deformada, de cor vermelha arroxeada, é caracterizada pela intercalação de finas lâminas plano paralelas a onduladas de argilito, de cor vermelha arroxeada, com filmes de siltito, de cor creme clara; localmente ocorrem pequenos *sets* com laminação cruzada cavalgante e estratificação cruzada sigmoidal de pequeno porte, em porções ligeiramente enriquecidas em areia fina (Figura 4.34B).

A fácies Pd mostra-se bastante deformada, com suaves dobras macroscópicas e freqüentes estruturas de colapso, associadas com fraturas (geralmente subverticais) e falhas. Apresenta uma incipiente foliação cisalhante, ressaltada por uma leve orientação dos filmes de argila e silte, que são semelhantes a crenulações. Contém blocos com até 4 m de diâmetro de diamictito de cor cinza, o qual é correlacionado à fácies Dm (Diamictito maciço) e blocos da fácies Apo (arenitos finos com laminação plano paralela a ondulada).

O contato inferior da fácies Pd não é observado. Já seu contato superior é discordante com a fácies Dc (diamictito cisalhado).

Grande parte das fácies glaciais identificadas foi caracterizada no perfil de Pedro Afonso, no qual foi possível a confecção de uma coluna estratigráfica composta para o mesmo, como mostra a Figura 4.35.

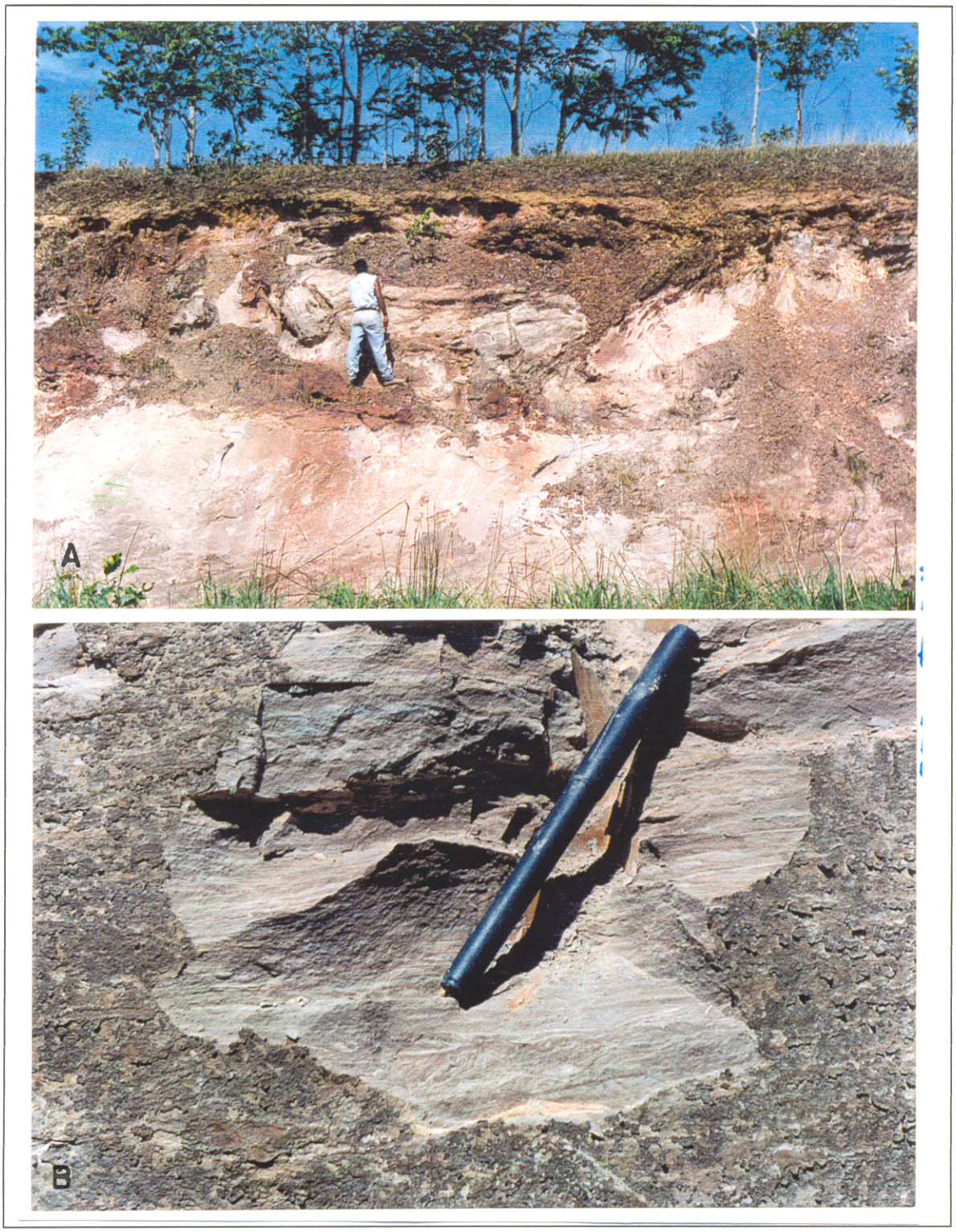
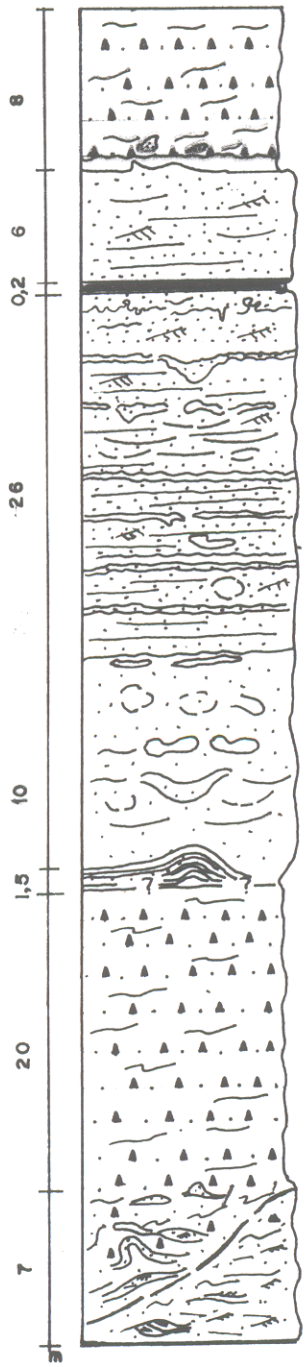


Figura 4.34 - (A) - Vista geral do afloramento constituído pela fácies Pd (Pelito deformado). Observar a presença de grandes blocos de arenito fino (Apo). (B) - Detalhe da laminação planar a ligeiramente ondulada da fácies Pd (pelito deformado). Ponto 35 (Br-153).



- Fácies Dc (Diamictito cisalhado), com abundantes clastos de arenito e quartzo. Localmente, presença de blocos e lentes métricas de rochas subjacentes, na base.

- Nível pelítico laminado
- Laminação convoluta no topo da fácies Apr

- Fácies Apr - na base arenito fino com laminação plano paralela na base dos bancos arenosos, que gradam em direção ao topo, para *climbing ripple cross lamination*. Abundantes estruturas deformacionais suaves, sob a forma de bolas, almofadas e pratos.

- Fácies Amd (arenito fino maciço a incipientemente laminado), com abundantes feições de deformação suave: pratos, bolas, almofadas.

- Pequena lente (1,5 m) da fácies PA (pelito com intercalação de arenito muito fino a fino.

- Fácies Dc (Diamictito cisalhado) bastante deformado, contendo abundantes clastos, matacões de tamanho e composição variada.
- Contato discordante erosivo marcado por intensa fragmentação plástica e assimilação devido ao cisalhamento, entre as fácies Dc, e Asr.
- Fácies Asr (arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal e *climbing ripple cross lamination*).

Figura 4.35 - Coluna estratigráfica composta para o Perfil de Pedro Afonso-To.

5 - ASSOCIAÇÃO FACIOLÓGICA E CONSIDERAÇÕES AMBIENTAIS

5.1 - INTRODUÇÃO

Segundo Collinson apud WALKER (1992) uma associação faciológica pode ser definida como "um grupo de fácies geneticamente relacionadas umas com as outras, e que tem algum significado ambiental" (p.5). Em larga escala, estas associações faciológicas também tem sido denominadas de elementos arquiteturais de um ambiente deposicional.

No presente trabalho, as fácies são tratadas em escala local, mas exploradas principalmente no âmbito de elementos arquiteturais, os quais possam fornecer os fundamentos necessários para definir um ciclo deposicional glacial para os sedimentos superiores da Formação Cabeças; uma vez que, tratam-se dos primeiros estudos em fácies de origem glaciogênica da referida formação, resguardando-se trabalhos faciológicos mais refinados, para aproveitamentos futuros.

Com relação às fácies aqui abordadas como não glaciais da Formação Cabeças, as mesmas não foram alvo de minunciosa análise, sendo brevemente caracterizadas em escala regional, visando apenas a definição geral do sistema deposicional dominante na bacia, durante o período que antecedeu, e logo no início da deposição de sedimentos glaciais. Trabalhos mais acurados nesta sucessão faciológica não foram realizados, muito embora, variações faciológicas locais, ou seja, a nível de afloramento, tenham sido observadas.

A partir do mapeamento e do estudo das associações de fácies identificadas na área (características texturais, estruturais, petrográficas, disposição geométrica e espacial), bem como, apoiado no reconhecimento dos contatos entre as mesmas, tentou-se compor os elementos arquiteturais definidores dos vários subambientes deposicionais, os quais juntos formam um sistema deposicional particular, neste caso, o glacial. Segundo WALKER (1992), a chave para a interpretação de fácies é a combinação de dados referentes à sua disposição espacial e características internas (litologia e estruturas sedimentares); e sua comparação com exemplos de

unidades estratigráficas bem conhecidas e estudadas, principalmente de ambientes sedimentares recentes.

A nomenclatura adotada para as associações faciológicas estabelecidas, tem uma breve conotação formal dos depósitos, ou subambientes que as mesmas representam, muito embora, algumas possam apresentar características comuns a outras suítes deposicionais. Exemplo da nomenclatura : Associação subglacial = fácies de ambientes subglaciais.

5.2 - ASSOCIAÇÃO DAS FÁCIES

De acordo com as litofácies observadas na área de estudo, a Formação Cabeças na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba é caracterizada por pelo menos dois episódios de deposição, os quais podem ser inferidos como dois sistemas deposicionais distintos: - o primeiro e mais antigo, provavelmente caracteriza uma sequência depositada em um ambiente litorâneo de praia *foreshore / shoreface,* com indícios de contribuições flúvio-deltáicas, em uma bacia sob condições de relativa quiescência e em suave subsidência. O segundo episódio encerra o ciclo deposicional da Formação Cabeças e representa um importante registro de mudança climática no supercontinente Gonduana Ocidental, durante o Devoniano (Neofamenniano), caracterizado pela ocorrência de associações faciológicas de origem glacial. Os depósitos de maior ocorrência e representatividade na área de estudo são aqueles verdadeiramente glaciais, ou seja, depositados diretamente pelo gelo durante o avanço de geleiras, representados sobretudo, por tilitos de alojamento subglaciais. Os demais consistem em depósitos pelíticos e arenosos finos a grossos, cuja origem tem influência glacial, a partir de fluxos de água de derretimento - depósitos proglaciais.

O Quadro 5.1 ilustra e resume as principais associações faciológicas mapeadas na área estudada.

Formação Cabeças	Associação Faciológica	Fácies	Código	Interpretação
FÁCIES GLACIAIS	Turbiditos glaciomarinhos de baixa densidade	Arenito fino com laminação plano paralela e *climbing ripple* e estruturas deformacionais	Apr	Turbidito glaciomarinho de baixa densidade do tipo Tb-e de LOWE (1982).
		Arenito fino maciço a incipientemente laminado e estruturas deformacionais	Amd	Turbidito glaciomarinho de alta a baixa densidade do tipo S_3 - Ta de LOWE (1982).
		Pelito com arenito fino intercalado	PA	Turbiditos glaciomarinhos distais de baixa densidade.
	Associação glaciolacustre	Arenito fino com laminação plano paralela a ondulada	Apo	Depósitos de correntes de turbidez de baixa densidade.
		Diamictito maciço	Dm	Diamictitos glaciais de fluxo de lama, depositados em um lago por correntes de turbidez de alta densidade.
		Pelito deformado	Pd	Depósitos lacustres supridos por água de derretimento glacial durante geleira retraída.
	Associação Subglacial	Diamictito cisalhado e Diamictito laminado	Dc Dl	Depósitos subglaciais de alojamento.
	Associação Glaciofluvial	Arenito finoa microcong. com est. plano paralela e cruzada	Apc	Depósitos fluviais proglaciais desenvolvidos na frente da geleira, ou canais subglaciais.
		Arenito fino a microcong. com est. plano paralela	App	
FÁCIES NÃO GLACIAIS	Associação de *foreshore - shoreface*	Arenito fino a grosso com estratificação cruzada tabular e estruturas deformacionais	Ad	Depósitos de *foreshore*, zona de estirâncio, sujeitos ao congelamento glacial.
		Arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular de alto ângulo	At_2	Sistema de cristas e canais de maré, desenvolvidos na base da zona de estirâncio.
		Arenito fino a grosso com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo	At_1	Depósitos de zona de *foreshore - shoreface* , zona de estirâncio.
		Arenito fino a grosso com estratificação plano paralela	Ap	

Quadro 5.1 - Resumo das principais associações faciológicas mapeadas na área estudada.

5.2.1 - Associação de fácies não glaciais

Como o estudo dos depósitos não glaciais se deteve apenas ao reconhecimento das mesmos, estes não foram muito bem explorados no que concerne à sua interpretação genética, tendo uma abordagem extremamente superficial a nível regional. Neste contexto foi possível estabelecer apenas uma associação faciológica, aqui denominada formalmente de Associação de *foreshore - shoreface.*

5.2.1.1 - Associação litorânea (*foreshore - shoreface*)

É constituída pelas litofácies Ap (arenito fino a grosso com laminação plano paralela), At_1 (arenito fino a grosso com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo) e At_2 (arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular de alto ângulo). As duas primeiras fácies possuem maior representatividade na área estudada, e a ultima está restrita ao ponto 46, no rio Tocantins.

As características desta associação : - granulometria variando de areia fina a grossa, composição essencialmente quartzosa, e seleção moderada a boa; bem como as estruturas sedimentares presentes e, sua disposição espacial e geometria: - geralmente grandes bancos arenosos com laminação horizontal planar, ou estratos suavemente inclinados em direção ao centro da bacia, apontam para um sistema litorâneo e sujeito à ação de ondas, sendo aqui interpretado como um subambiente de praia, mais precisamente de zona de estirâncio - *foreshore - shoreface*. Na parte distal desta zona, desenvolveu-se possivelmente um sistema de cristas e canais (*ridges and runnels*), o que é corroborado pela ocorrência localizada da fácies arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular de alto ângulo.

O registro de espessas sucessões compostas essencialmente por arenito fino a grosso com estratificações plano paralela e cruzada de baixo ângulo que mergulham suavemente em direção ao centro da bacia, as quais, por vezes, mostram-se truncadas, também corroboram um subambiente de praia. GALLOWAY & HOBDAY (1983) destacaram que estas estruturas são frequentes em ambientes de *foreshore*, formadas a partir da lavagem e espraiamento (*swash*), propiciado pela atividade de

ondas, ou por nuvens de areia em suspensão (areia mais fina), geralmente em um leito plano (MENDES, 1984).

Muito embora restrito, o registro de *megaripple* na superfície de um banco de areia com laminação plano paralela indica o desenvolvimento de formas de leito ondulado originadas por correntes ou ondas, possivelmente desenvolvendo barras longitudinais arenosas na zona de estirâncio, que são definidas também pela estratificação planar suavemente inclinada em direção ao centro da bacia. REINECK & SINGH (1973) denominaram estas feições como acamamento cruzado de barras longitudinais, mas que localmente, podem parecer horizontais.

A existência de lineação de partição na superfície de estratos planares horizontais e ligeiramente inclinados sugerem condições de regime de fluxo superior na zona de estirâncio, sobre um leito relativamente plano e com lâmina d'água pouco profunda (CONYBEARE & CROOK, 1968; MENDES, 1984).

A composição da associação faciológica identificada, predominantemente monominerálica, caracterizada por grãos de quartzo, monocristalinos e subarredondados, com discretos níveis de minerais micáceos e pesados, podem reforçar o reconhecimento do ambiente de praia.

A ocorrência localizada da fácies At_2 (arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular de alto ângulo), assentada discordantemente sobre a fácies Ap (arenito fino a grosso com laminação plano paralela), bem como, sua disposição espacial orientada paralelamente à margem da bacia, sugerem que tal associação representa a superposição de depósitos de cristas e canais paralelos à linha de costa, na porção inferior da zona de estirâncio e, sujeitos principalmente à ação de marés (MENDES, 1984; POPP, 1987). Tal sistema pode ser caracterizado por barras e canais de maré. Nestes canais, durante a baixamar, a água aprisionada entre as cristas fluem, formando depósitos arenosos bastante estruturados (principalmente estratificação cruzada acanalada); entretanto, como tratam-se de estruturas cruzadas tabulares de alto ângulo, prefere-se admitir que tais depósitos podem ser interpretados mais como barras ou cristas de maré do que como canais de maré.

A influência de marés na deposição desta fácies também pode ser percebida pela ligeira diferença na composição granulométrica dos estratos cruzados, caracterizando incipientes pares conjugados, definidos pela intercalação de areia fina a média com filmes de material mais fino, assim como, a partir da observação de uma leve diminuição do ângulo de inclinação dos estratos, passando de tabulares a tangenciais subhorizontais, denotando variações de energia das marés durante a deposição dos sedimentos, ou seja, a medida que a energia aumenta, o ângulo de inclinação dos estratos tende à horizontal. Superfícies de reativação também corroboram variações de energia na ação de marés.

5.2.2 - Associações de fácies glaciais

De acordo com as características observadas nas diversas fácies de origem glacial identificadas, foram definidas 4 associações faciológicas, as quais serão descritas a seguir, de acordo com a disposição cronoestratigráfica e o zoneamento faciológico considerados para as mesmas. As associações glaciogênicas compreendem sequências de contato com gelo ou proglaciais, desenvolvidas durante a fase de crescimento ou retração de geleira, passando para fácies glacioterrestres depositadas durante o avanço de geleira, até ao limite glaciomarinho durante fase de recuo de geleira.

Ressalta-se que para algumas associações de fácies aqui apresentadas, adotou-se a classificação sistemática de depósitos glaciais e proglaciais (situados à frente de geleiras, e supridos por água de derretimento) elaborada por BRODZIKOWSKI & VAN LOON (1987). Bem como, a interpretação amibiental a partir dos perfis verticais de litofácies, como sugerido por EYLES et al. (1984).

5.2.2.1 - Associação glaciofluvial

Este conjunto faciológico é formado pelas fácies arenosas a microconglomeráticas, maciças a estratificadas (Apc e App), que geralmente ocorrem abaixo ou na base de diamictitos cisalhados, sob a forma de lentes e blocos, comumente deformados. Em função desta sua disposição estratigráfica, tais sedimentos representam provavelmente os primeiros depósitos sedimentares, cuja origem está associada ao crescimento de massas de gelo na borda da bacia.

Tais depósitos são constituídos por arenitos grossos a microconglomeráticos, maciços a estratificados (estratificação plano paralela e cruzada), mal selecionados, lamosos e imaturos que inferem um rápido transporte e deposição fluvial suprida por água de degelo. Nos pontos 9, 10 e 11, esta fácies mostra características típicas de sedimentos fluviais, tais como: mau selecionamento, presença de níveis microconglomeráticos (*lags*), e estratificação plano paralela e cruzada tangencial a acanalada de pequeno a médio porte, as quais são compatíveis com depósitos de lavagem, localizados à frente da geleira, ou seja, pequenos canais fluviais (corroborado pelo desenvolvimento de sets tangenciais de médio porte) localizados na região proglacial, pelos quais escoaram correntes de água de derretimento glacial, durante fase de geleira em crescimento.

Uma segunda hipótese lançada para alguns depósitos de ocorrência restrita e espessuras muito reduzidas, que ocorrem como blocos e lentes na base, ou logo abaixo de diamictitos cisalhados, é que estes representariam pequenos túneis desenvolvidos na base da geleira, por onde escoava grande quantidade de água de derretimento, durante o deslocamento da mesma. A grande ocorrência de glacioestruturas apoia esta hipótese.

Os depósitos apresentam-se frequentemente deformados desenhando dobramentos desarmônicos e recumbentes com vergência, comumente, paralela ao fluxo glacial, sugerindo que estas estruturas foram desenvolvidas durante o avanço da geleira sobre estes depósitos, quando os mesmos estavam ainda pouco consolidados. Segundo Boulton, Macdonalds & Shilts apud BOULTON & DEYNOUX (1981), muitos

sedimentos glaciofluviais são acumulados como depósitos de contato com a geleira, e portanto são submetidos à deformação pós-deposicional quando a geleira funde e avança. VAN DER WATEREN (1994) destacou que o topo de sedimentos glaciofluviais são comumente recobertos e envolvidos por um tilito deformado (Dc), que é produzido por cisalhamento subglacial.

Embora, se lance estas duas idéias para compreender a ocorrência desta associação, adimite-se que a ocorrência restrita destes depósitos limite uma interpretação mais precisa para os mesmos.

5.2.2.2 - Associação glaciolacustre

Esta associação faciológica ocorre restrita aos pontos 35 e 36, na Br-153, sendo composta pelas seguintes fácies: Pd (Pelito deformado), Dm (diamictito maciço) e Apo (arenito fino com laminação plano paralela a ondulada) (Figura 5.1).

A sucessão é iniciada por um pacote pelítico deformado com espessura aproximada de 5 m, que passa bruscamente para um diamictito maciço com 4 m de espessura. Mais acima ocorre um arenito fino com laminação plano paralela e cruzada (sua espessura não é bem reconhecida). Estas duas ultimas fácies também são observadas como grandes blocos (até 3 m) dentro do Pelito deformado.

Muito embora esta associação tenha uma ocorrência restrita, tentou-se, a partir de suas características texturais (principalmente do diamictito) e disposição espacial, inferir um possível ambiente deposicional para esta associação. Representa provavelmente um subambiente localizado à frente da geleira (proglacial), definido por um pequeno corpo aquoso (lago) relativamente calmo, o qual recebia suprimento sedimentar ora diretamente ligado ao avanço de geleiras (diamictito), a partir de fluxo de massa aquoso; ora indiretamente, por correntes ou canais de água de derretimento de gelo carregadas em detritos, durante períodos de geleira estacionária (deposição de areia e lama). Segundo EDWARDS (1986) e BRODZIKOWSKI & VAN LOON (1987), lagos são feições muito comuns no ambiente localizado a frente das geleiras, devido ao

contínuo suprimento sedimentar por água de derretimento, e a existência de barreiras topográficas, represando os cursos de rios.

De acordo com as suas características, o diamictito maciço pode ser denominado de tilito de fluxo gerado por sedimentos erodidos, transportados e retrabalhados pela geleira (é indicado pela presença de estrias nas superfícies dos clastos), que são liberados na frente da mesma, ao atingirem um corpo aquoso. Durante a entrada deste material no lago, são gerados fluxos de detritos coesivos - fluxo de lama, no qual, LOWE (1982) destacou que os grãos e os clastos são suportados pelo efeito boiante da matriz coesiva constituída por água-sedimento. Estes são geralmente restritos lateralmente, e mostram características intermediárias, entre tilitos subglaciais e depósitos lacustres verdadeiros (Flint & May apud BRODZIKOWSKI & VAN LOON, 1987); ressaltaram também que a ocorrência de clastos estriados de arenito, siltito e lamito, ou seja, clastos autóctones retrabalhados, são diagnósticas no reconhecimento destes depósitos; tais características são comprovadas pela grande ocorrência de clastos predominantemente desta natureza dentro do diamictito. VAN DER WATEREN (1994) também citou a ocorrência maciça de seixos autóctones retrabalhados e pouca quantidade de clastos erráticos em sedimentos glaciolacustres. Além disso, a presença frequente de estrias na superfície dos clastos indica a erosão e o retrabalhamento direto pela geleira, de sedimentos glaciais pré-existentes.

A fácies pelítica provavelmente representa depósitos distais de fundo de lago (*Depósitos de bottom sets lacustres*, de BRODZIKOWSKI & VAN LOON, 1987) gerados durante períodos de retração de geleira, por canais de água densa de derretimento de gelo que contém grande quantidade de detritos, e que ao atingir um corpo aquoso, geralmente com água menos densa, geram correntes de turbidez.

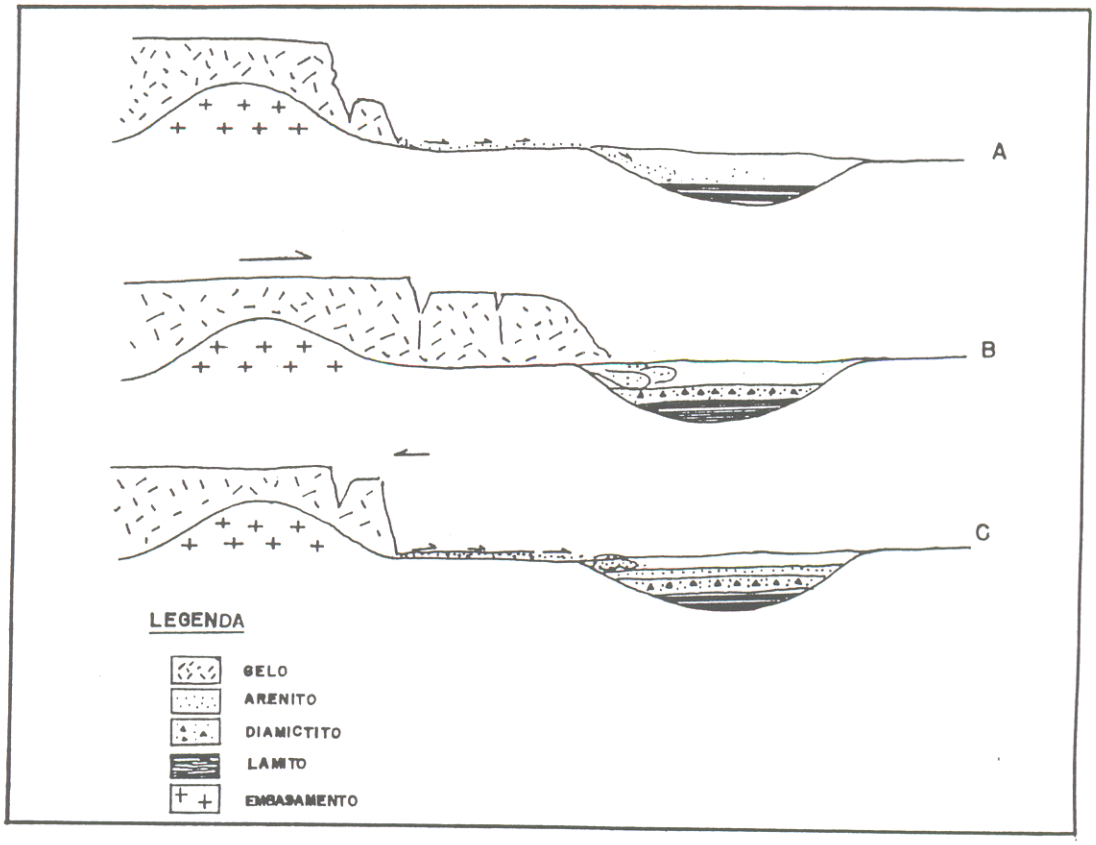
EDWARDS (1986) destacou que a sedimentação em um lago glacial é controlada por dois mecanismos: (a) correntes carregadas em detritos que transportam sedimentos finos em suspensão sobre a base do lago, como um fluxo de densidade, depositando material lamoso; neste caso, quando se observa laminação ondulada, esta indica a influência de corrente basal de tração; (b) variações no fluxo de água derretida e carga

sedimentar que resultam na deposição de arenito muito fino a fino e silte durante o verão, e argila durante o inverno; tal processo deposicional é responsável pela formação dos varvitos, entretanto, como esta estrutura não é bem caracterizada na fácies pelítica, abandona-se esta hipótese para a formação da mesma.

As três fácies que compõem a associação glaciolacustre foram provavelmente depositadas pelo mesmo processo, ou seja, por correntes de turbidez geradas por água de derretimento glacial ricas em sedimentos e que atingiram um lago, entretanto, variações na competência de transporte destas correntes foram responsáveis pela formação dos diferentes depósitos (Figura 5.1). Os lamitos foram os primeiros depósitos formados, a partir de correntes de turbidez de baixa densidade, abastecida por água de derretimento glacial durante fase de geleira em crescimento, quando pouca quantidade de água era suprida, atingindo o lago apenas sedimentos finos que eram transportados em suspensão, mas com alguma contribuição de correntes tractivas, face aos *climbings* observados na mesma. A seguir, a partir de correntes de turbidez de alta densidade foram formados os diamictitos, possivelmente abastecidos diretamente pela geleira por canais de desembocadura englaciais e subglaciais carregados em detritos, quando esta avançava sobre o lago. Acompanhando o final das correntes de turbidez de alta densidade, já passando para correntes de baixa densidade, foi depositada a fácies arenosa, que encerra a sequência.

5.2.2.2.1 - Considerações sobre a fácies Asr (Arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal e *climbing ripple cross lamination*)

No perfil de Pedro Afonso (pontos 14, 15 e 16) a fácies Asr, muito embora, apresente-se apenas associada com a fácies Dc (diamictito cisalhado) sobreposta. Esta, de acordo com sua disposição espacial, geometria e principalmente estruturas sedimentares presentes, está possivelmente ligada a um ambiente glacio-delta-lacustre situado no domínio proglacial, ou seja, representa o desenvolvimento de um pequeno delta na margem de um lago situado à frente da geleira, que é suprido por água de degelo carregada em detritos.



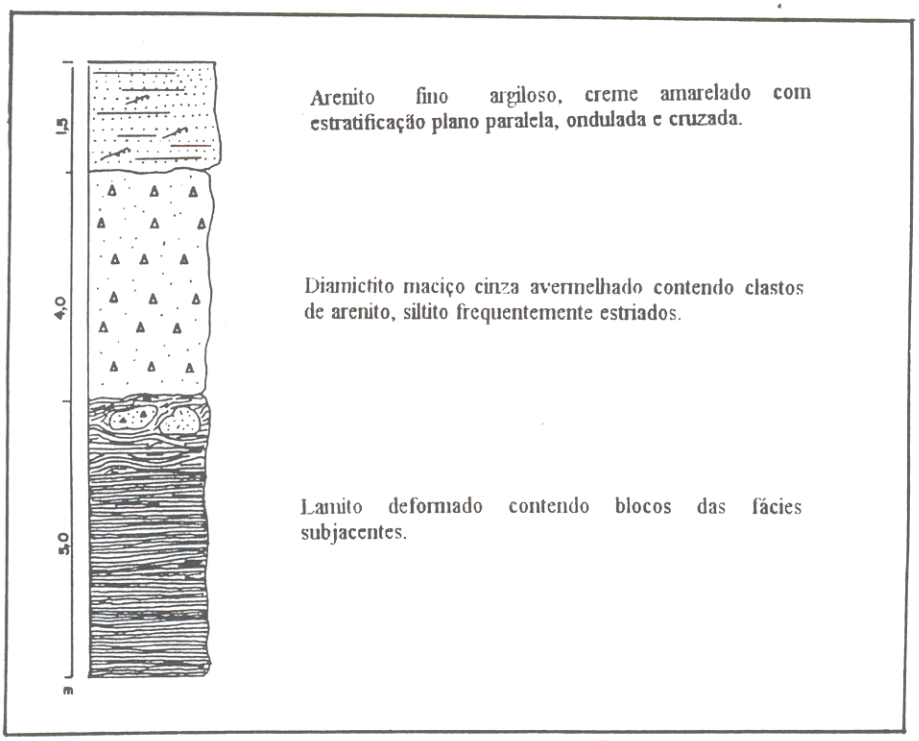


Figura 5.1-A- Modelo de sedimentação de lago proglacial para a associação glaciolacustre interpretada. 1 - deposição de material lamoso suprido por correntes de água de derretimento. 2 - deposição direta por canais subglaciais a frente da geleira, durante o avanço da mesma, sobre o lago proglacial - correntes turbidíticas de alta densidade (fluxo de lama - diamictito maciço). 3 - fase final de correntes de turbidez acompanhando o recuo da geleira, com a deposição da fácies arenosa. B - Sequência glaciolacustre mapeada.

Como ressaltado por REINECK & SINGH (1973), EDWARDS (1986) e BRODZIKOWSKI & VAN LOON (1987), é extremamente comum o desenvolvimento de pequenos deltas na borda de lagos proglaciais supridos por água de derretimento glacial; destacam que a estratificação cruzada (geralmente sigmoidal) de grande porte em *foresets* deltaicos resulta de variações no suprimento de água devido à alternância de intervalos erosivos e deposicionais.

A litofácies Asr (arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal e *climbbing ripple cross lamination*) é aqui interpretada como "*depósitos de foresets deltaicos proglaciais*" de BRODZIKOWSKI & VAN LOON (1987), ou seja, são sedimentos depositados sobre condições delta-lacustres formados por constante suprimento sedimentar fornecido por correntes aquosas de derretimento glacial contendo detritos que fluem através de canais subglaciais, e atingem à frente da geleira sob a forma de canais de desembocadura submersos. Podem representar o prolongamento de "*eskers*" (canais subglaciais que se estendem além da frente da geleira, se orientando perpendicular à mesma) que desaguam em pequenos lagos glaciais. REINECK & SINGH (1973) destacaram que onde canais subglaciais ("*eskers*") terminam em um corpo aquoso, são formados pequenos deltas bem desenvolvidos.

A granulometria variando de areia fina a muito fina deve indicar um longo transporte a partir da frente de geleira, com os detritos mais grossos incorporados nos canais subglaciais sendo deixados para trás durante o transporte, alcançando o corpo aquoso apenas os sedimentos clásticos finos. A estratificação cruzada sigmoidal de grande porte identificada na fácies se assemelha a pequenos *foresets* deltáicos criados na margem do corpo aquoso. Internamente tais estruturas são caracterizadas pela ocorrência em pequena escala de *climbing ripple cross lamination*, geralmente assimétricos, que indicam uma deposição aquosa mais por suspensão do que por carga de fundo, muito embora, correntes de tração ondulatórias sejam importantes na geração da estrutura. EDWARDS (1986) ressalta que a superfície do *foreset* e *topset* está tipicamente coberta com formas de leito tractivas, tais como *climbing ripples*, que

indicam deposição por um fluxo basal (hiperpicnal) com abundantes sedimentos suspensos. Tal relacionamento é observado nos afloramentos estudados.

O desenvolvimento de estruturas deformacionais tais como: dobras, duplexes, boudins, foliação cisalhante, bem como, a ocorrência de depósitos do tipo tilito de alojamento (diamictito cisalhado - Dc), acima desta fácies arenosa, sugerem que logo após a sua deposição, ocorreu um avanço da geleira sobre esta fácies, que estava ainda pouco consolidada, submentendo a mesma à deformação subglacial. Isto também é corroborado pelas relações de contato entre ambos, que é marcada por interacamadamento e assimilação entre as duas fácies.

5.2.2.3 - Associação subglacial

Esta associação faciológica é constituída pelas litofácies Dc (diamictito cisalhado) e Dl (diamictito laminado). Os diamictitos cisalhados são aqui interpretados como tilitos de alojamento subglaciais, os quais, de acordo com PITROWSKI (1994), sua deposição é geralmente acompanhada por distúrbios glaciotectônicos nos sedimentos subjacentes.

São depósitos que indicam a ação direta do gelo (transporte, erosão e sedimentação), formados na zona basal da geleira, ou seja, no contato inferior desta com o substrato rochoso. Neste sítio, grande quantidade de detritos é suprida, ora por túneis ou canais dentro da própria geleira (englaciais) que atingem a base (subglaciais); ora, principalmente, por erosão e incorporação pela massa de gelo, de detritos, clastos e até blocos, lentes e camadas de rochas subjacentes; logo, se o tilito for diretamente derivado do substrato, a textura do mesmo refletirá a composição da fonte subjacente (CLARK & WALDER, 1994). Segundo Boulton et al. apud BRODZIKOWSKI & VAN LOON (1987), existe uma importante diferença do subambiente subglacial, com os subambientes "passivos" englacial e supraglacial. No domínio subglacial uma maior quantidade de novas partículas e detritos são produzidas e os grãos são muito mais modificados pelo atrito resultante da interação partícula-partícula, partícula-camada.

Um conjunto de várias características e evidências sugere uma deposição sob condições subglaciais para tais diamictitos. As mais comuns e ressaltadas por diversos autores são a ocorrência de marcantes feições de deformação subglacial no tilito de alojamento, tais quais: a) foliação cisalhante penetrativa, com grande quantidade de clastos estranhos geralmente estriados e facetados, orientados paralelamente à mesma; b) intenso fraturamento constituído por duas famílias de juntas bem desenvolvidas: a mais densa e antiga, subhorizontal, e a mais jovem, geralmente empinada a subvertical, sobre a qual, localmente se desenvolvem cavalgamentos e; c) a combinação e coexistência de estruturas compressivas e distensivas, tais como dobras e duplexes (compressivas), bem como boudins (distensão).

A boa continuidade lateral, aliada a reduzida espessura dos pacotes não superiores a 20 m, também apontam para tilitos de alojamento (EYLES & EYLES, 1992; CHUMAKOV, inédito).

A excessiva quantidade de corpos erráticos ou autóctones retrabalhados, bem como, blocos, lentes e camadas de rochas do substrato deformadas, erodidas, transportadas e retrabalhadas dentro do diamictito cisalhado também corroboram o desenvolvimento de tilitos de alojamento subglacial.

A porção mais basal da fácies Dc (diamictito cisalhado), pode ser correlacionada a um tilito de deformação (Elson apud BOULTON & DEYNOUX, 1981) face a maior ocorrência de blocos, pedaços, lentes e camadas dobradas e puxadas de rochas subjacentes, formando morfologia tipo rochas *moutonée*. Portanto, ambos constituem um mesmo subambiente deposicional, apresentando um contato geralmente gradacional e difuso, por vezes, de difícil separação.

No ponto 19, a fácies Dc (diamictito cisalhado) passa gradativamente para a fácies Dl (diamictito laminado contêndo apenas alguns grânulos, a raros pequenos seixos de quartzo). Esta última pode ser reconhecida, de acordo com suas características texturais e disposição espacial extremamente restrita, como sendo possivelmente, um tilito englacial a subglacial de derretimento, originado pelo soterramento de blocos isolados de gelo enriquecidos em sedimentos englaciais finos, que contém alguns

grânulos e pequenos clastos que foram incorporados durante o soterramento. Estes atingiram o limite da zona englacial com a zona subglacial, pelo suave derretimento (BOULTON & DEYNOUX, 1981). Segundo Shall apud KRZYSZKOWSKI (1994), tilitos de alojamento e de derretimento são os principais produtos da deposição subglacial.

Nos pontos 31 e 32 a fácies Dc possui uma maior quantidade de clastos erráticos extrabasinais, principalmente derivados do embasamento, configurando assim, um sítio paleogeográfico mais próximo da margem pretérita da bacia; ou ainda, um depósito subglacial influenciado por eventos tectônicos sindeposicionais ou posteriores, o que é atestado pela estreita faixa de afloramentos, os quais estão localizados no domínio da zona de dobramentos Araguaia-Tocantins.

No final do perfil de Pedro Afonso (Pontos 25 a 28) e no ponto 4', a litofácies Dc corresponde a um segundo nível de diamictito cisalhado identificado. Esta mostra feições e evidências de transporte, erosão e deformação subglacial, refletidas pela excessiva ocorrência de estruturas glaciotectônicas, e clastos estriados orientados paralelamente aos planos de foliação desenvolvidas por cisalhamento na base da geleira. Estes diamictitos possuem clastos essencialmente intraformacionais retrabalhados pelo gelo, geralmente derivados de rochas subjacentes: arenitos finos e diamictitos; indicando portanto, um segundo avanço da geleira sobre sedimentos glaciais pré-existentes.

No ponto 4' o diamictito cisalhado ocorre acima de sedimentos arenosos finos de origem provável glaciomarinha, e parece ter se desenvolvido essencialmente à custa de clastos derivados destes. Tal relacionamento pode indicar diretamente o deslocamento da geleira de uma área continental subaérea, sobre uma plataforma marinha relativamente rasa e calma (Frakes et. al apud GRAVENOR & ROCHA CAMPOS, 1983). Entretanto, Middleton & Hamptom apud GRAVENOR & ROCHA CAMPOS (1983) enfatizaram que esta relação pode também indicar não o avanço direto de uma geleira, mas sim, um cisalhamento imposto na parte basal de diamictitos de fluxo em ambiente subaquoso marinho.

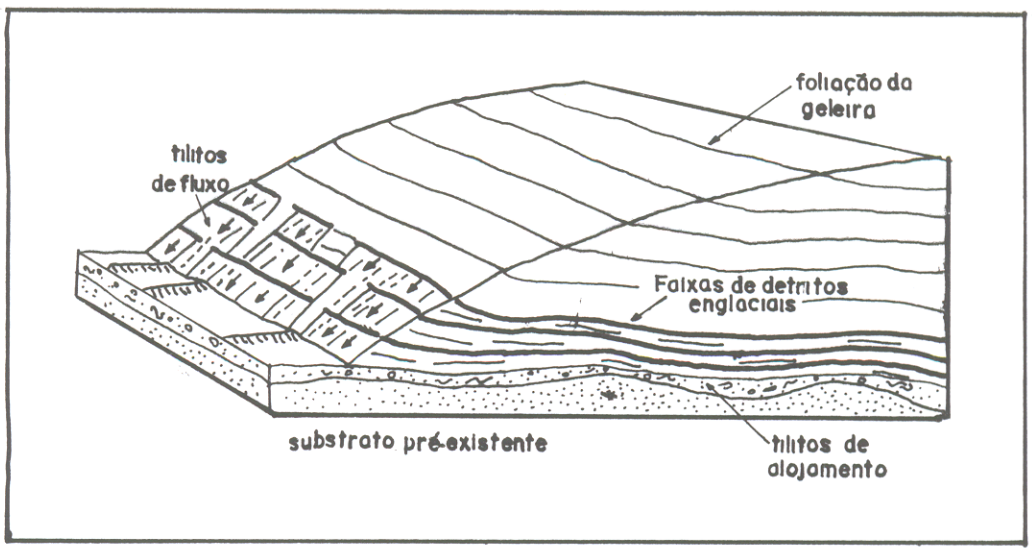


Figura 5.2 - Domínio subglacial constituído por tilitos de alojamento. Modificado de BOULTON & DEYNOUX (1981).

5.2.2.4 - Associação glaciomarinha

Esta associação faciológica ocorre principalmente ao longo do perfil de Pedro Afonso, onde a fácies Apr (arenito fino com laminação plano paralela a *climbing ripple* e estruturas deformacionais), sobrepõem-se a fácies Amd (arenito fino maciço a incipientemente laminado com estruturas deformacionais); que, por sua vez, repousa discordantemente sobre a fácies PA (pelito com arenito fino intercalado) (Figura 5.3). Estas duas últimas fácies ocorrem praticamente restritas ao ponto 12. Tal associação é aqui interpretada como sendo de origem turbidítica, originada por fluxo de derretimento glacial, que avançou bacia adentro, atingindo o domínio marinho proglacial.

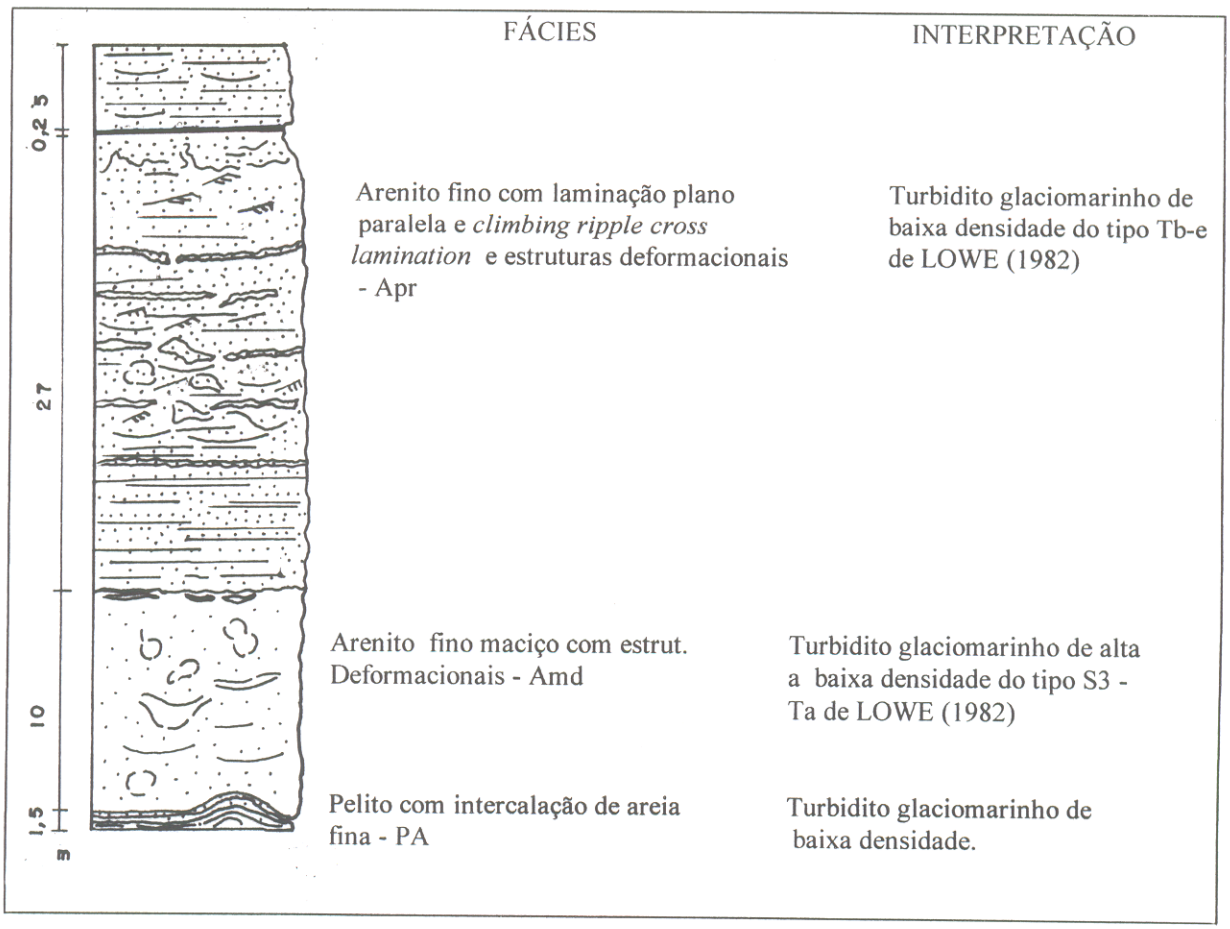


Figura 5.3 - Associação turbidítica glaciomarinha caracterizada no perfil de Pedro Afonso - To.

Segundo Mutti apud WALKER (1992), a origem e o tamanho do fluxo turbidítico são uma função da posição relativa do mar: - durante estágios de mar baixo, grandes *slumps* formam correntes de turbidez arenosas; enquanto que pequenos *slumps*, formando correntes de turbidez argilosas, são esperados em períodos de mar alto, ou em elevação. Tal hipótese pode ser aplicada a restrita e delgada ocorrência de lamitos, sobrepostos por arenitos turbidíticos. Este relacionamento pode indicar que logo após o degelo, houve uma elevação do nível do mar, sendo depositadas finas camadas pelíticas, a partir de descargas de água derretida. Entretanto, logo a seguir, inicia-se um novo período de crescimento de massas de gelo, acarretando agora uma diminuição do nível marinho, depositando espessos pacotes de areia fina maciça por correntes de turbidez, também originadas por correntes de água de derretimento.

EDWARDS (1986) destacou que o ambiente glaciomarinho está influenciado diretamente pelas geleiras adjacentes e/ou água derretida glacial; e indiretamente, por outros fatores, principalmente: isostasia e eustasia.

Os pelitos basais apresentam características várvicas definidas pela alternância de milimétricas lâminas de argilito, siltito e até arenito fino; e devem provavelmente representar depósitos turbidíticos distais em fase de geleira retraída, onde apenas os sedimentos mais finos alcançam este domínio. EYLES & EYLES (1992) destacaram que ritmitos descritos como varves, compreendem unidades simples e múltiplas de silte e argila das divisões C, D, E da sequência de Bouma. A ocorrência de níveis mais espessos arenosos (fino a muito fino) com *climbing ripples cross lamination* suporta a hipótese de períodos de maior aporte sedimentar, provavelmente durante o período mais quente (verão), quando maior quantidade de água de derretimento é fornecida à bacia. Embora, tais evidências sejam aqui tratadas como suporte para a definição desta sucessão, a restrita ocorrência desta impede uma interpretação mais precisa.

O reconhecimento da associação de fácies turbidítica glaciomarinha é denotado sobretudo, pela ocorrência da sequência clássica de Bouma (WALKER, 1992), caracterizada pelas seguintes divisões (da base para o topo): A - arenito maciço; B -

arenito com laminação plano paralela; C - arenito com *climbing ripples* e convoluções e; D - níveis de arenito muito fino, siltito e argilito laminados (Figura 5.4). LOWE (1982) destaca estas fácies como pertencentes à população 1 de associação turbidítica, ou seja, exibindo granulometria que varia de silte a areia média, as quais são sustentadas em suspensão por fluxo turbulento.

A litofácies arenito fino maciço, corresponde a divisão $A=T_a$ ou S_3, e embora maciça, mostra abundantes estruturas de escape de fluídos, que são muito comuns nesta divisão. É esperada ser de contexto mais proximal, e segundo LOWE (1982) é depositada em suspensão no final de correntes de turbidez de alta densidade (S_3), ou início de fluxo residual de correntes de baixa densidade (T_a).

Após a deposição da fácies T_a, nos estágios finais de correntes de turbidez de alta densidade, o fluxo turbulento sofre uma desaceleração, passando a funcionar como um fluxo residual diluído, dominado por processos de tração que depositaram as fácies T_b e T_c; a seguir processos mistos (suspensão e tração) responsáveis pela formação da fácies T_d; e culminando com a deposição de delgados depósitos lamosos maciços por supensão (T_e) (LOWE, 1982; MUTTI, 1993).

Os arenitos finos laminados com estruturas deformacionais (divisões T_{b-d}) que se estendem por todo perfil de Pedro Afonso registram possivelmente depósitos originados por correntes de turbidez de baixa densidade em ambiente aquoso glaciomarinho distal. Esta fácies pode ser correlacionada àquela fácies arenosa de origem glaciomarinha mapeada por EYLES et al. (1993) na Bacia do Paraná, face à suas semelhanças texturais, geometria e espessura (geralmente espessos pacotes formados por vários bancos arenosos). São depósitos arenosos, finos e laminados (laminação plano paralela e *climbbing ripples*) originados por correntes de turbidez tracionais com alta concentracão de clásticos suspensos.

A Figura 5.5 ilustra os processos deposicionais por correntes de turbidez, os quais são aqui adotados para a sequência turbidítica correlata.

A presença de lâminas subordinadas de argilito, algumas inclusive mostrando convoluções e deformações na parte superior dos bancos arenosos, bem

como, níveis centimétricos localizados de siltito e argilito laminados e argilito maciço, indicam que nos estágios deposicionais finais, material muito fino foi depositado neste sítio por suspensão, e que é aqui correlacionada à divisão D de Bouma, ou T_e segundo LOWE (1982).

Ressalta-se ainda, a presença, quase que constante, de estruturas e feições deformacionais, tanto no lamito basal, quanto nas fácies arenosas sobrepostas. A disposição destas estruturas, geralmente mostrando movimentos verticais e desenvolvendo suaves dobramentos e feições de carga, indica uma origem associada a efeitos gravitacionais de sobrecarga, por sucessivos aportes sedimentares. WALKER (1992) destacou que tal processo ocorre durante a compactação inicial dos grãos dispersos do pacote arenoso, formando estruturas verticais de escape de água sob a forma de pilares e pratos.

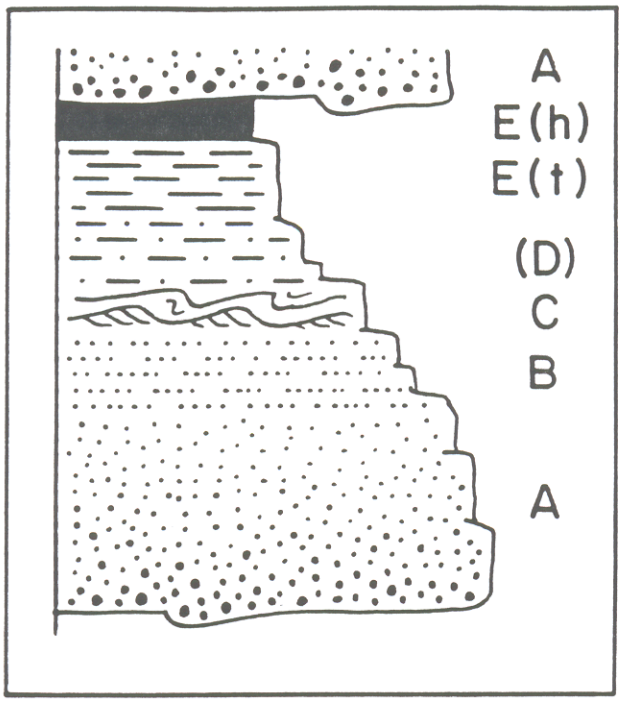


Figura 5.4 - Sequência clássica turbidítica de Bouma. A - areia maciça a pouco estruturada; B - areia com laminação plano paralela; areia com laminação ondulada e/ou convoluta; D - silte e argila laminados; E(t) - intervalo pelítico de origem turbidítica e; E(h) - intervalo pelítico de origem hemipelágica. Fonte : WALKER (1992)

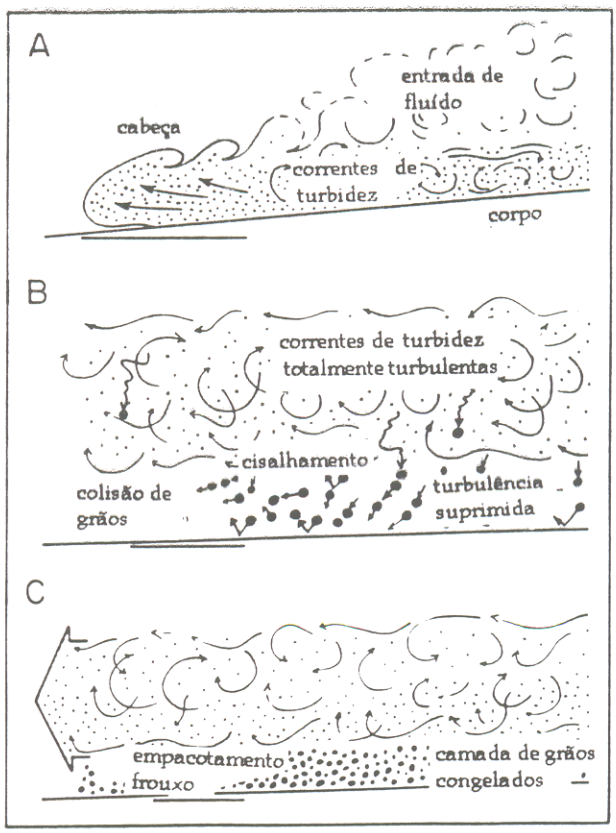


Figura 5.5 - Evolução dos processos deposicionais por correntes de turbidez. - Na fase A é ilustrado o início do fluxo por correntes de turbidez, no qual, toda areia grossa, grânulos e seixos são suportados na porção superior do fluxo por turbulência fluída. B - A medida que o fluxo desacelera, os componentes superiores da turbulência tornam-se muito fracos para suportar os grãos maiores, que se afundam formando uma camada basal incoesa e dispersa, que é mantida por stress de cisalhamento. Entretanto, em dado momento - C, este torna-se insuficiente para manter a camada arenosa dispersa, e os grãos que estão colidindo então congelam (cessa o movimento), e as camadas inicialmente com empacotamento frouxo são compactadas para formar depósitos arenosos ou de cascalho sem estruturas sedimentares. O depósito arenoso é aqui correlacionado à divisão A de Bouma, ou seja, um espesso arenito maciço; o qual é sujeito a escapes de fluídos durante a compactação inicial dos grãos dispersos, resultando em estruturas sob a forma de pilares e pratos. A desaceleração contínua do fluxo, forma laminação plano paralela (divisão B de Bouma); e posteriormente, sob as mesmas condições, surgem *climbing ripple cross lamination* (Divisão C de Bouma), pelo retrabalhamento da sequência anterior, ou pela deposição de nova areia por suspensão (neste caso as marcas onduladas cavalgam). Concomitantemente, a rápida deposição por suspensão da divisão C, aprisiona fluídos entre os grãos, e as *climbing ripples* podem ser facilmente deformadas sob a forma de laminação convoluta. Fonte: WALKER (1992).

6 - TECTÔNICA GLACIAL

6.1 - INTRODUÇÃO

São tecidas no presente capítulo algumas considerações acerca de estruturas tectônicas identificadas na Formação Cabeças, as quais foram possivelmente geradas como resposta ao deslocamento de grandes massas de gelo. Ressalta-se ainda, que de acordo com os objetivos da presente tese, a mesma se deteve apenas a apresentar uma sucinta descrição das estruturas glaciotectônicas, com breves interpretações e inferências baseadas em trabalhos desenvolvidos em regiões glaciadas de várias regiões do globo, geralmente em depósitos de idade pleistocênica. Trabalhos mais minunciosos e acurados não foram executados, pois exigiriam um tempo maior, e mais conhecimento do assunto, que até então, é pouco estudado no Brasil.

6 .2 - CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A TECTÔNICA GLACIAL

Antes de se apresentar e descrever as estruturas glaciotectônicas impressas em sedimentos da Formação Cabeças, convém frisar que as mesmas estão estritamente associadas ao ambiente subglacial, ou seja, a porção inferior ou basal da geleira. EYLES & EYLES (1992) destacaram que a base da geleira pode ser entendida como uma megazona de cisalhamento, com o depósito de deformação (tilito deformado = diamictito cisalhado) equivalente à farinha de falha, e os *drumlins* (*bedforms* resultantes de erosão glacial) como *slikensides* de grande escala. De acordo com NIELSEN-HOUMARK (1988) estruturas glaciotectônicas podem ser definidas como estruturas tectônicas induzidas por geleiras que se desenvolvem acima de uma superfície de *decollement* em sedimentos frágeis, e em conexão com o avanço e retração de lençóis de gelo. O autor ressalta também que o desenvolvimento de estruturas glaciotectônicas móveis é devido à combinação de pressão de carga e um movimento de geleira ativa, que podem ocorrer tanto na frente da geleira (domínio proglacial), quanto na base da mesma (domínio subglacial).

Uma característica marcante desta megazona de cisalhamento é a combinação, ou coexistência, de zonas localizadas de fluxo compressional e extensional

(Allen, Maltman, Owen apud MENZIES, 1989). Tal característica pode ser identificada na área estudada inclusive a nível mesoscópico, ou seja, em um mesmo afloramento é possível se observar dobramentos e cavalgamentos (feições compressionais) com falhas normais e estruturas de estiramento (feições extensionais). CROOT (1988) ressaltou que o fluxo compressivo produz sucessões sedimentares deformadas espessas, enquanto que no fluxo extensional sucessões mais delgadas são produzidas.

RAPPOL (1986) admitiu que estas estruturas glaciodinâmicas são importantes feições diagnósticas para se diferenciar diamictitos subglaciais, de outros diamictitos glaciais e não glaciais.

6.2.1 - A importância das condições subglaciais no modelamento de camadas subglaciais e as estruturas formadas

MENZIES (1989) definiu três tipos básicos de camadas sob condições subglaciais: a) camadas H - de comportamento duro ou rígido; b) camadas M - de comportamento móvel ou plástico e; c) camadas Q - de comportamento intermediário entre as camadas H e M. O mesmo autor ressaltou que é na camada M que os processos de modelamento de camadas e perturbações locais provocados por deformação subglacial ocorrem com eficiência. De acordo com a Figura 7.1, as perturbações podem ocorrer em qualquer lugar da camada móvel, mas é deduzido que somente na interface inferior (sítios Cp e Dp) ocorre o modelamento do *bedform*, e consequentes perturbações tectônicas (dobramentos e cavalgamentos), que podem variar de locais a regionais. Outras anomalias podem vir a ocorrer na interface superior (sítio Ap) e dentro da própria camada (sítio Bp), mas somente contribuem para mudar a natureza de dimensões e mobilidade de massa, não afetando as formas dentro ou no limite da camada. MENZIES (1989) considerou ainda que os mais importantes fatores responsáveis por perturbações locais da camada móvel são as mudanças anisotrópicas, ou diferenças reológicas, as quais dependem do tamanho e distribuição de detritos, viscosidade, teor de porosidade e; externamente, da taxa de stress aplicada.

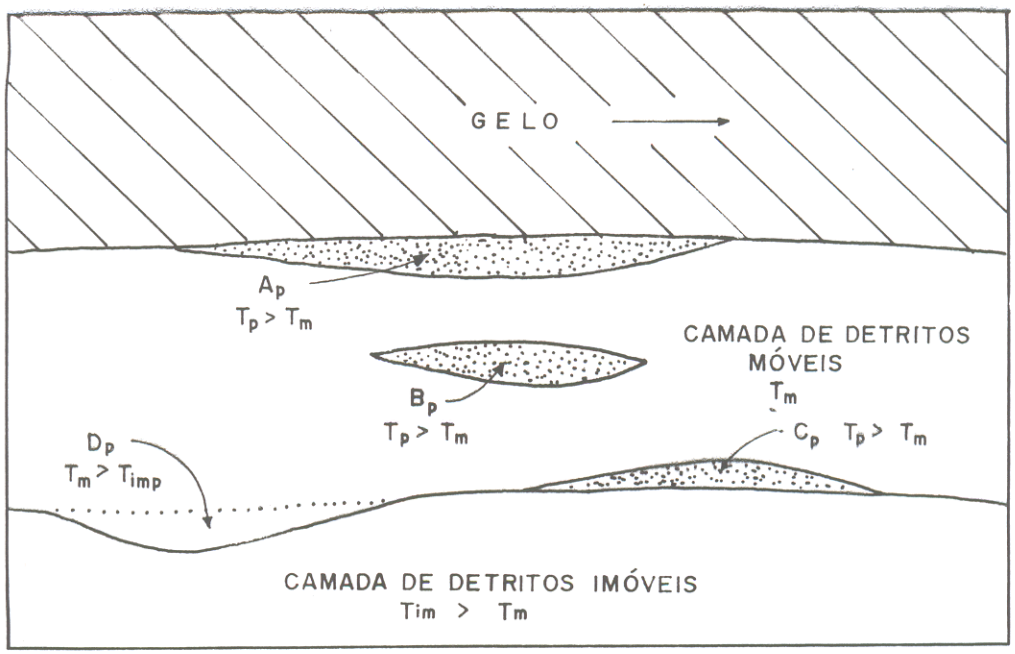


Figura 6.1 - Sítios de perturbações potenciais dentro da camada móvel subglacial, modificado de MENZIES (1989).

6. 3 - ESTRUTURAS GLACIOTECTÔNICAS LOCAIS

Na região estudada, tanto estruturas de esforços compressivos, quanto distensivos são observadas em escalas micro, meso e até megascópica, que seguem geralmente um *trend* regional SE-NW a SSE-NNW, com algumas variações locais principalmente com relação ao mergulho (10^0 a 30^0). Estas estruturas comumente obedecem uma trama orientada paralelamente a um acamamento ou foliação cisalhante subhorizontal a ligeiramente inclinada. Na maior parte dos afloramentos, a foliação cisalhante dúctil original aparece fortemente mascarada por efeito intempérico, simulando um aspecto essencialmente cataclástico/quebradiço (Figura 6.2).

De acordo com HASUY & COSTA (1990) foi possível se identificar estruturas tectônicas do tipo planar (foliação cisalhante, aleitamento tectônico, planos de fraturas e falhas), linear (lineação, boudins e *slikensides*) e curviplanar (dobras e duplexes), as quais serão descritas a seguir.

6.3.1 - Feições Planares

São observadas a nível microscópico e mesoscópico sendo representadas principalmente pela proeminente foliação dúctil, provavelmente gerada por forte e rápida deformação cisalhante, devido a altas taxas de esforço impostas pela base da geleira em detritos de camadas subglaciais tipo-M, ou seja, de comportamento plástico, móvel e deformável, segundo MENZIES (1989).

Tal foliação é definida pela orientação planar de minerais argilosos, seguida de uma forte orientação da fábrica dos clastos. Regionalmente, a foliação segue uma orientação SE-NW, com mergulhos em torno de 10° a 20° e não superiores a 30°. Ao microscópio, a foliação é definida pela orientação regular da clorita sob a forma de pequenas e incipientes bandas de cisalhamento. Microfraturamentos são frequentes e mostram-se parcialmente preenchidos por quartzo.

Localmente, pode ser observado também o aleitamento tectônico (Pontos 14 e 15), principalmente próximo e no contato do tilito subglacial de alojamento (Dc) com o substrato rochoso composto pela fácies Asr (arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal e *climbing ripple*) (Figura 6.3). Este contato é caracterizado pelo interacamadamento de lentes e camadas de até 2,5 m de espessura de arenito fino com o diamictito cisalhado, marcando um contato erosivo e brusco entre as duas fácies. Tal aleitamento foi possivelmente gerado durante o deslocamento da geleira sobre um substrato arenoso frágil e pouco consolidado, ocasionando o cisalhamento do mesmo. Esta feição ocorre orientada paralelamente aos planos da foliação cisalhante (SE-NW), muito embora, esteja mergulhando tanto para NE, quanto para SW, compondo um amplo e suave anticlinal.



Figura 6.2 - Detalhe mostrando o aspecto da foliação cisalhante desenvolvida no diamictito cisalhado (Dc_1). Notar os planos de fraturamento subverticais bem ressaltados. Observar também a presença de blocos e lentes deformadas de rochas arenosas provenientes do substrato. Ponto 8 (Br-245).

RAPPOL (1986) destacou que a deformação no contato do tilito com o subtilito ou substrato base incorpora sedimentos locais ao tilito, e que é provavelmente o mais importante processo responsável pela erosão e deformação e incorporação de material local no diamictito subglacial.

Pode-se destacar ainda a nível mesoscópico a ocorrência de planos de falhas, e principalmente de fraturas, os quais também servem de critério para a identificação dos tilitos cisalhados (Figura 6.2). As fraturas apresentam-se comumente subhorizontais e subverticais, com planos de mergulho intermediário menos frequentes. As fraturas horizontais ou subhorizontais são menos proeminentes e apresentam uma orientação regional SE-NW, concordando com os planos de cisalhamento, com os quais, localmente, se confundem, devendo por este motivo, terem sido formadas durante a fase final do cisalhamento. As fissuras subverticais mostram planos inclinados com mergulhos entre 60º e 85º, cortando, de forma geral, os planos de cisalhamento, dos quais alguns foram aproveitados como cavalgamentos. BRODZIKOWSKI & VAN LOON (1987) destacaram que as fissuras subhorizontais mostram por vezes *slikensides* na sua superfície, o que é observado em algumas superfícies dos planos de cisalhamento da fácies Asr. Estas fraturas são provavelmente as mais antigas, formadas sindeposicionalmente, concomitante ao cisalhamento, já as demais constituem fissuras de dilatação ou relaxamento, e são pós-deposicionais (Boulton & Dent apud BRODZKOWSKI & VAN LOON, 1987) .

Mais raramente, são observados planos de falhas, tanto normais quanto de cavalgamentos, ambos frequentemente se apresentando bastante inclinados e concordantes com algumas direções de fraturamento (Figura 6.3). As falhas normais são interpretadas como pós-deposicionais, geradas pelo degelo e dilatação, já as falhas de cavalgamento podem estar associadas ao cisalhamento no final da deposição do tilito subglacial.



Figura 6.3 - Seção mostrando a deformação e ao aleitamento tectônico glacial no contato da fácies Asr (arenito fino com cruzada sigmoidal e *climbing ripple*) e o diamictito cisalhado, que está no topo da sequência aflorante. Na porção esquerda observa-se um pequeno falhamento que colocou as duas fácies lado a lado. Ponto 14 - Perfil Pedro Afonso.

6.3.2 - Feições Lineares

Observadas também a nível microscópico e mesoscópico, as feições lineares são representadas por pavimentos estriados, lineações ou estrias de cisalhamento, e boudinagem e estiramento.

Uma feição muito restrita na área estudada, refere-se a presença de superfícies polidas e estriadas observadas em alguns blocos, possivelmente constituindo pavimentos estriados. Ademais, na porção sudeste da bacia, ocorrem fácies pré-glaciais da Formação Cabeças que realmente mostram típicos pavimentos estriados, gerados pelo deslocamento de grandes massas de gelo. Estes pavimentos são marcados pela existência de ressaltos e sulcos (cristas e calhas) linearizados, e com uma orientação bastante uniforme e retilínea (Figura 6.4).

Os *slikensides* são estrias ou lineações de cisalhamento impressas nas superfícies dos planos da foliação (plano XY da foliação) desenvolvidos em arenitos finos (Asr) que estão em contato por aleitamento tectônico com o diamictito cisalhado (Dc) (Ponto 15). Constituem geralmente um denso sistema de estrias regularmente espaçadas (milimetricamente), orientadas subparalelamente, ou próximas à direção do movimento cisalhante, e que atestam a movimentação entre os vários planos de cisalhamento. São observadas também nas superfícies dos planos de acamamento de arenitos finos a grossos não (pré) glaciais da Formação Cabeças (Fácies Ap), sendo definidas por um denso e apertado sistema de finas estrias regularmente espaçadas, dispostas na direção N-S, cortando as lineações de partição. Estas estrias, associadas com dobras marcam possivelmente uma superfície de descolamento gerada por cisalhamento imposto pelo movimento e cavalgamento de geleiras sobre o substrato base - fácies Ap (RIBEIRO, 1984) (Figura 6.5A,B).



Figura 6.4 - Pavimento estriado gerado por deformação subglacial - Canto do Buriti-Pi (Borda SE da Bacia do Parnaíba).

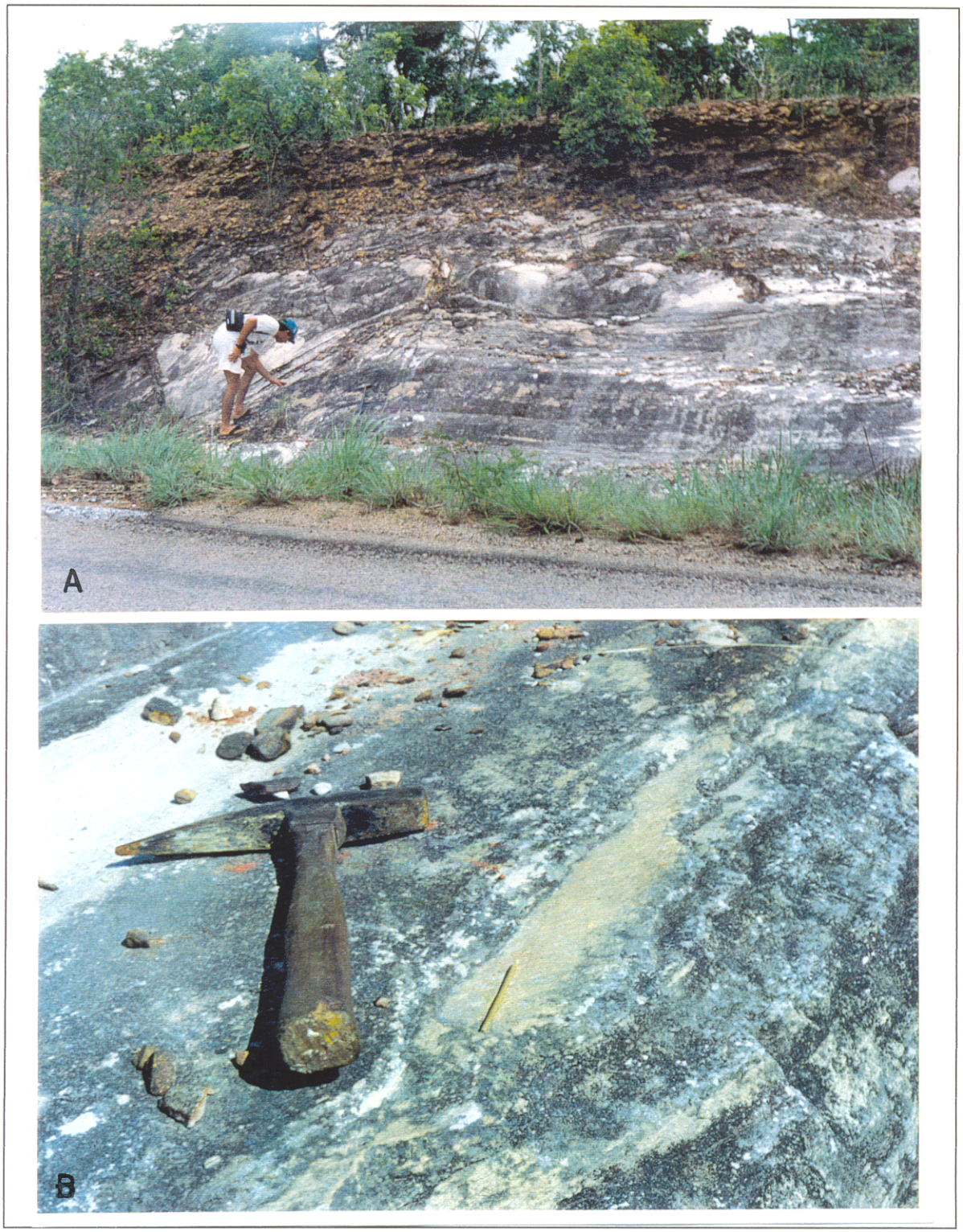


Figura 6.5 (A) Pequena dobra na fácies Ap provavelmente imposta pelo deslocamento de geleiras. (B) Detalhe ressaltando na superfície de estratos dobrados a ocorrência de *slikensides*, que comprova o descolamento e movimentação entre as camadas. Ponto 3 (To-245).

Os boudins estão associados a movimentos extensionais, resultando na formação de grandes estruturas (até 2 metros) em forma de olhos e amêndoas constituídas por material arenoso, e isoladas dentro do tilito subglacial da alojamento (Dc). Mais comumente estes boudins permanecem interligados compondo estruturas chamadas de *pinch and swell*, que mostram-se dispostas subparalelamente à direção da foliação cisalhante. Alguns diamictitos subglaciais com variações mais arenosas também mostram localmente estruturas tipo boudins e *pinch and swell* em pequena escala.

6.3.3 - Feições Curviplanares

São as feições mais comuns e diagnósticas de tectônica subglacial e representadas por dobras, sigmoídes e duplexes.

As dobras variam desde em mesoescala, compondo comumente diápiros ou diques ascendentes de rochas do substrato dentro do diamictito cisalhado; até megaescala, como amplas e suaves ondulações desenvolvidas no mesmo, formando feições antiformais-sinformais, respectivamente.

Os dobramentos mesoscópicos variam de pequenas dobras intrafoliais, até perturbações com dimensões superiores a três metros de extensão. Estas, por sua vez, são as feições mais comuns no contato entre o limite subglacial e o substrato base (Figura 6.6). São dobras geralmente recumbentes e/ou isoclinais apertadas, algumas formando feições exóticas tipo "bumerangue" que são envolvidas pela foliação do diamictito cisalhado (Figura 6.7). Possuem os planos axiais orientados subparalelamente ou suavemente inclinados à foliação, sendo provavelmente resultantes da deformação e arrastro imposto pela base da geleira ao substrato; o qual possivelmente se encontrava pouco consolidado, se comportando como uma pasta, ou seja, sujeito a uma mobilização plástica da massa de sedimentos subjacentes. O contato do material dobrado com o tilito subglacial se dá de forma brusca, ressaltado por superfícies erosivas puxadas e arrastadas, caracterizando localmente feições *moutonée* (Figura 6.6).

Observa-se ainda dobras com topo chato, denominadas como dobras em *kink* por COSTA et al. (1994) (Pontos 14 e 15), as quais MENZIES (1989) atribui à deformação de camadas com alta porosidade. Dobras abertas e suaves mesoscópicas são raramente observadas, e quando ocorrem se desenvolvem geralmente no substrato mais rígido de rochas pré-glaciais (Fácies Ap), que são mais resistentes à deformação subglacial (Figura 6.8).

Regionalmente, os dobramentos compõem um estilo mais suave, desenvolvendo amplas e suaves ondulações observadas no diamictito cisalhado, formando, localmente, pares antiformais (ressaltando altos topográficos) - sinformais (baixos topográficos).



Figura 6.6 - Dobramento recumbente e apertado desenvolvido no contato entre o substrato base (Fácies App) e o tilito subglacial (Dc). Notar que o arenito está todo contorcido, deformado, puxado, compondo uma superfície tipo *moutonée* (Ponto 5).



Figura 6.7 - Pequena dobra sob a forma de "bumerangue" desenvolvida dentro do diamictito cisalhado. A lente de arenito foi erodida do substrato base, e incorporada e deformada pelo diamictito. Ponto 14 - Perfil Pedro Afonso.



Figura 6.8 - Mostra um suave e amplo dobramento desenvolvido na fácies não glacial Ap,possivelmente desenvolvido por defomação subglacial, durante o deslocamento de grandes massas de gelo sobre este substrato. Ponto 3. (To-235)

Sigmóides são feições comuns na porção inferior do diamictito cisalhado e próximo ao contato deste com o substrato base ou subtilito (Figura 6.9). Por vezes, se observa a justaposição de dois ou mais sigmóides, formando feições tipo duplexes. Destacam-se principalmente aqueles ressaltados por COSTA et al. (1994), observados no ponto 15, os quais compõem a trama interna de um amplo e suave dobramento que atingiu lentes de arenito (fácies Asr) interacamadadas com o diamictito cisalhado sobreposto. Os duplexes são definidos por lascas sob forma sigmoidal, que ocorrem formando arranjos de dois ou mais sigmóides limitados por planos de cisalhamento empinados. Embora os sigmoídes estejam inclinados, geralmente acompanham o trend regional da foliação. BANHAM (1988) destacou que os duplexes se desenvolvem por progressivos cavalgamentos da rampa do *footwall*.

Admite-se que a estratificação cruzada sigmoidal dos arenitos (Asr) tenha favorecido ainda mais o desenvolvimento de sigmoídes e, por consequência dos duplexes observados, a partir de cavalgamentos gerados pela deformação e cisalhamento imposto por camadas subglaciais.

6.3.3.1 - Algumas considerações sobre as feições curviplanares

Diversos geólogos especialistas em glaciotectônica (VAN DER WATEREN, 1987; CROOT, 1988) ressaltaram a frequente ocorrência de dobras isoclinais e recumbentes, e duplexes em escala local a regional (raros) no sistema compressional existente na zona de cisalhamento da base da geleira. Destacaram sobretudo, a associação de dobramentos recumbentes como critério para reconhecimento de tectônica glacial. Já BANHAM (1988) admitiu que embora dobramentos isoclinais sejam importantes em alguns casos pleistocênicos, um sistema de cavalgamentos formando duplexes é o mais característico elemento estrutural, dentro do regime glaciotectônico compressional.

VAN DER WATEREN (1987) destacou que o estilo tectônico compressional glacial é fortemente controlado pela reologia e taxa de esforço: dobramentos isoclinais e recumbentes são formados em uma sequência composta pela intercalação de sedimentos pelíticos com arenitos finos, enquanto que, para espessas sequências clásticas (arenitos e conglomerados) predominam cavalgamentos formando grandes *nappes* que deslizam como rígidas lascas sobre uma camada de *decollement* dúctil.



Figura 6.9 - Detalhe de uma estrutura tipo sigmóide desenvolvida na fácies Asr, provavelmente por deformação subglacial - Ponto 15 - Perfil Pedro Afonso.

6.4 - ESTRUTURAS DEFORMACIONAIS DE ESCAPE DE ÁGUA

Foi possível se identificar ainda, algumas estruturas que não estão diretamente ligadas com a deformação subglacial sindeposicional, e sim originadas por processos pós deposicionais. Estas estruturas estão associadas ou com mecanismos de derretimento de sedimentos pré-glaciais, que foram congelados durante o início do período glacial; ou com processos de escape de água dos poros de sedimentos, possivelmente depósitos glaciomarinhos de origem turbidítica. Nesta ultima categoria, destacam-se estruturas de carga, laminação convoluta, feições em pratos e diques (*dish and pillar structures*) e, estruturas de *slump*; que podem ser observadas em escala micro a mesocópica.

Nos pontos 45, 47 e 52 são observadas feições deformacionais "exóticas" semelhantes a *convoluted beds*, que são aqui referidas possivelmente como estruturas de derretimento e escape de fluídos que afetaram sedimentos originalmente não glaciais da Formação Cabeças - fácies At_1 (Arenito fino a grosso com estratificação cruzada tabular). Tais feições poderiam refletir o início do evento glacial Famenniano na bacia, ou seja, durante o resfriamento climático, as camadas superficias da fácies At_1, que estavam provavelmente expostas em condições subaéreas (pois com a retenção de gelo , ocorre uma redução no nível do mar) foram congeladas, com o gelo sustentando o arcabouço dos grãos. A seguir, provavelmente durante uma estação mais quente, ocorreu o derretimento de gelo intergranular, com uma consequente expulsão de fluídos dos poros, provocando a destruição completa da fábrica e estruturas primárias, e a formação de estruturas convolutas.

Ressalta-se, como mostrado na Figura 6.10, que o pacote superior deformado assenta sobre a fácies At_1 que não foi deformada, e que ainda apresenta sua estrutura primária.

Com relação às estruturas deformacionais observadas em fácies turbidíticas glaciomarinhas da Formação Cabeças, estas são tipicamente geradas pela expulsão de água dos poros existentes no arcabouço dos grãos, penecontemporâneamente ou logo após a consolidação destes sedimentos. Durante a

diagênese dos sedimentos, as soluções são expulsas dos poros a partir de mecanismos de escape de fluídos, levando a formação de estruturas deformacionais sedimentares diagenéticas de carga, denominadas por LOWE (1975), como estruturas de escape de água, as quais podem ser geradas por três mecanismos básicos: infiltração, liquefação e fluidização.

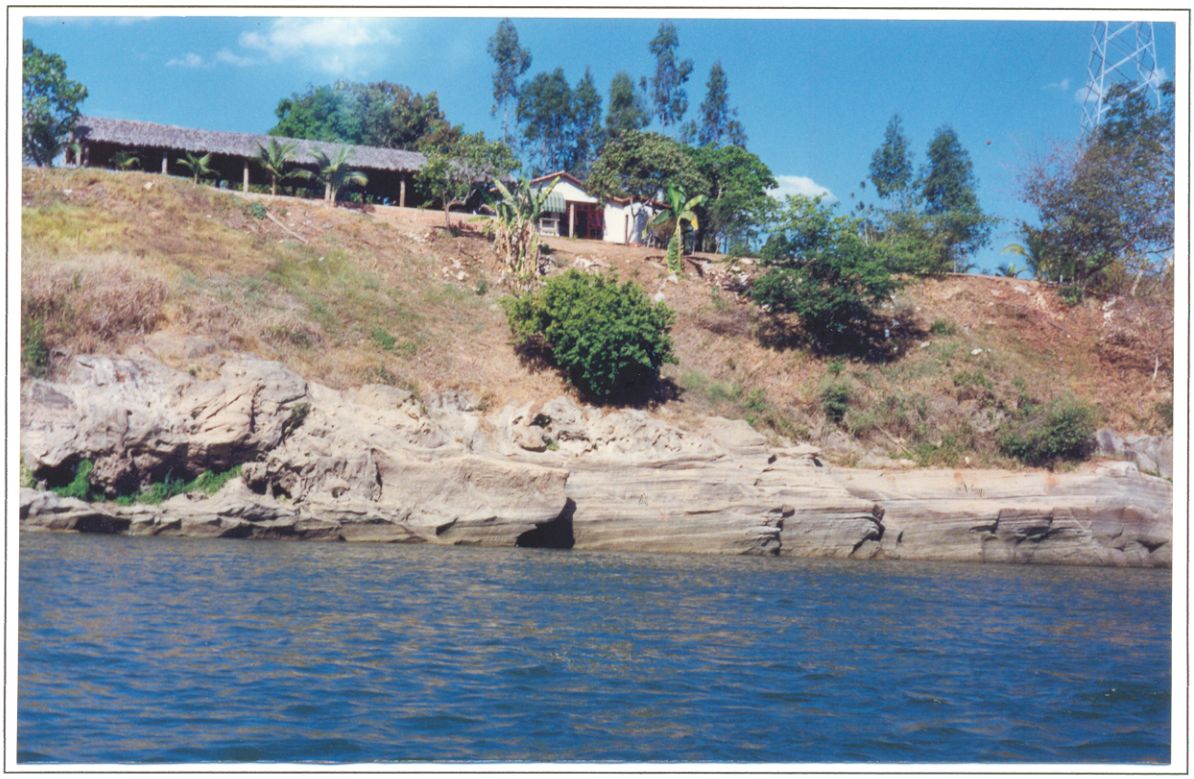


Figura 6.10 - Estruturas deformacionais de derretimento desenvolvidas na fácies At_1; notar que não há diferença entre o material deformado acima, e a fácies arenosa não deformada na base da sequência. Ponto 42 - rio Tocantins próximo a Pedro Afonso.

As estruturas de carga são definidas pela ocorrência de laminação convoluta, feições em pratos e diques ascendentes.

Laminação ou acamamento convoluto pode ser observado em escala micro a mesoscópica, sendo definida pela ocorrência de finas lâminas de material argiloso de coloração castanho arroxeado, desenhando dobramentos e convoluções dentro de material mais grosso (areia fina). Williams apud REINECK & SINGH (1973) sugeriu que laminação convoluta é produzida por liquefação diferencial de uma unidade de sedimentação e que o fluxo lateral (fluidização) dessas lâminas ou camadas liqueficadas produz contorções. Tal liquefação é atribuída à sobrecarga diferencial, a qual induz movimentos verticais. Já Kuenen apud REINECK & SINGH (1973) considerou que a laminação convoluta pode se desenvolver a partir da deformação de marcas onduladas, pois a corrente fluindo sobre as ondulações causa uma sucção vertical sobre as cristas e uma pressão para baixo nas calhas.

Nos turbiditos, WALKER (1992) sugeriu que a laminação convoluta é formada na divisão C da sequência de Bouma, ou seja, em arenitos com *climbing ripple cross lamination* que aprisionam fluídos entre os grãos, conduzindo à deformação dos *climbing ripples*, e formando laminação convoluta.

Ocorrem também estruturas em pratos (*dish*) em escala mesoscópica, que geralmente são identificadas na base da sequência, e estão também associadas a processos de liquefação, impostos por movimentos verticais gerados por efeitos de sobrecarga atribuídos a diferenças de densidade (Figura 6.11).

Uma estrutura sob a forma de um pequeno diápiro/dique ascendente definida por uma dobra mesoscópica (< 1,5 m) é observada no ponto 12, no contato entre as fácies Amd (arenito maciço) e PA (pelito com arenito intercalado). É atribuída possivelmente à mecanismos de fluidização combinado com liquefação, ou seja, a fácies arenosa flui suavemente sobre o pacote lamoso, impondo suave deformação ao lamito que se manifesta sob a forma de uma dobra que ascende dentro do material arenoso.

Estruturas de *slumping* são frequentes, e estão geralmente associadas ao movimento e deslocamento de camadas turbidíticas arenosas por efeito gravitacional, durante rápida sedimentação.

Feições exóticas tipo bolas e almofadas (*balls and pillows*), também estão presentes e parecem representar porções mais saturadas em água ou gelo (poros totalmente preenchidos por água) que foram soterradas dentro da sequência arenosa, sendo submetidas a mecanismos de liquefação e principalmente fluidização (Figura 6.12).

Ocorrem ainda, suaves ondulações observadas em níveis ferruginizados centimétricos (até 40 cm) que separam bancos de espessuras variáveis (0,5 a 2 m) da fácies arenosa turbidítica (Apr).



Figura 6.11 - Estruturas de sobrecarga em pratos (P) na fácies Apr. Ponto 25 - Perfil Pedro Afonso.



Figura 6.12 - Estruturas "exóticas" sob a forma de bolas (b) e almofadas (a) desenvolvidas na fácies Amd. Ponto 12 - Perfil Pedro Afonso.

7 - TRAÇOS DO REGISTRO GLACIAL DEVONIANO NA FORMAÇÃO CABEÇAS NA ÁREA ESTUDADA

São discutidos neste capítulo indícios de sedimentação glacial na Formação Cabeças, identificados na área de estudo, alguns inclusive, já ressaltados por CAPUTO (1984a,b), e que atestam a ocorrência de um evento glacial durante o Neodevoniano na Bacia do Parnaíba. Estes traços se justificam como de fundamental relevância no entendimento dos processos de transporte, erosão e deposição pelo principal agente geológico atuante naquela época: o gelo.

Destacam-se traços indiretos baseados na correlação do registro sedimentar glacial com as formações e/ou sequências sub e sobrejacentes, ou seja, no registro pré e pós-glacial; indicíos litológicos diretos em escala regional e local (depósitos de origem glacial), nos quais são observadas as características petrográficas e texturais destes sedimentos e; estruturas associadas ao transporte erosão, deposição e deformação glacial (glacioestruturas).

Buscou-se, primeiramente, evidências de mudanças glacioeustáticas registradas nas sequências sedimentares antepostas e sobrepostas à unidade glacial, pertencentes ou não à Formação Cabeças. Obteve-se uma correlação satisfatória, uma vez que as sequências não glaciogênicas, ou pré-glaciais da Formação Cabeças, que estão estratigraficamente abaixo do registro glacial, indicam condições de deposição relativamente rápida em um provável subambiente litorâneo de *foreshore-shoreface*, que apontam uma leve tendência regressiva. Este fato pode ser correlacionado, com o que geralmente ocorre durante o início do período glacial, quando tem-se uma retenção de água proveniente dos oceanos, que se acumula como neve e gelo nas geleiras, provocando rebaixamento do nível do mar. Ademais, a ocorrência de estruturas de derretimento na porção superior das camadas arenosas litorâneas da Formação Cabeças, também corrobora um breve intervalo de exposição destas, por efeito de rebaixamento do nível do mar, levando ao congelamento dos estratos superiores, durante o começo do evento glacial na bacia; e um posterior derretimento durante um intervalo com

temperaturas pouco mais elevadas (verão). Acima da sequência glaciogênica, mais precisamente sobrepostos á tilitos de alojamento subglaciais terrestres (Dc_3), assentam-se discordantemente folhelhos e arenitos marinhos rasos da Formação Longá. Este relacionamento também corrobora o evento glacial. Isto se deve ao fato de que, durante a deglaciação, grande quantidade de água de derretimento é suprida à bacia e aos oceanos, conduzindo então, a um levantamento do nível do mar, e consequentemente deposição de sedimentos marinhos rasos.

Outra indicação importante refere-se a não identificação de fósseis e bioturbação em sedimentos pré-glaciais da Formação Cabeças, depositados abaixo da sequência glacial. Tal ausência ou redução da atividade biológica nos sedimentos litorâneos, provavelmente reflete a ocorrência de condições severamente frias, durante o início da glaciação devoniana.

A grande continuidade de diamictitos maciços e cisalhados (tilitos subglaciais deformados), apresentando boa homogeneidade textural, e grande variedade de clastos, denota o avanço de grandes corpos de gelo dentro dos domínios da bacia.

Outra evidência indireta do clima frio glacial, baseada na petrografia do diamictito estudado, refere-se à identificação da clorita, como principal argilo-mineral constituinte da matriz argilosa dos diamictitos subglaciais, pois o clima frio inibe o desenvolvimento de minerais de caolinita e esmectita.

Traços importantes de erosão, abrasão e transporte glacial são caracterizados pela existência de superfícies polidas, estriadas e com sulcos (CROWELL, 1983). O processo glacial erosivo é bem marcado pela excessiva ocorrência de clastos estriados nos diamictitos. Embora sejam raras na área estudada, superfícies rochosas mostrando sulcos, ranhuras e lineações, que constituem típicos pavimentos estriados, são comuns e abundantes no flanco sudeste da bacia, em arenitos pré-glaciais da Formação Cabeças.

Ampla ocorrência de glacioestruturas originadas pelo deslocamento das geleiras, materializadas por cavalgamentos, acavalamentos empinados, intensos fraturamentos subhorizontais a subverticais, dobras desarmônicas recumbentes com planos axiais inclinados, e geralmente mostrando vergência seguindo o *trend* regional dos planos de cisalhamento.

O limite inferior do tilitos é marcado por forte deformação, com as rochas subjacentes sendo puxadas, empurradas e, por vezes, parcialmente assimiladas pelo diamictito, caracterizando-se pelo aparecimento de zonas de intensa mistura e arrastro, marcando um contato/superfície erosiva, porém interacamadada e gradacional por efeito de deformação durante o deslocamento da geleira.

Presença de típicas rochas associadas ao ambiente glacial, de origens glaciofluviais (arenitos e microconglomerados), glaciolacustres (arenitos finos, lamitos e diamictitos) e, sobretudo, turbiditos glaciomarinhos (arenitos finos).

Depósitos arenosos estratificados glaciais marinhos com abundantes estruturas deformacionais: estruturas de *slump*, de sobrecarga, dobras, convoluções, feições semelhantes à bolas, almofadas; interpretadas como estruturas de escape de fluídos de depósitos subaquosos; geralmente registrados em sequências turbidíticas glaciomarinhas.

Abundantes clastos, seixos e até matacões frequentemente orientados subparalelamente aos planos de cisalhamento, sob formas diversas: plano-convexas, achatados, alongados, e alguns tipicamente oriundos de transporte e abrasão glacial denominados de "ferro de engomar", que mostram apenas uma frente desgastada.

8 - MODELO EVOLUTIVO E DEPOSICIONAL

Tenta-se esboçar neste capítulo, uma possível história evolutiva para a deposição de sedimentos glaciais da Formação Cabeças no flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba. A partir da sucessão faciológica observada na coluna estratigráfica composta na área estudada, é possível estabelecer sucessivos períodos de avanço e retração de geleiras. Estes eventos são representados por determinadas associações de fácies com considerável ocorrência e espessura, muito embora, pequenas variações faciológicas locais indiquem ligeiros eventos de segunda ordem.

No período que antecedeu ao evento glacial, algumas evidências apontam para um sistema deposicional ligeiramente regressivo de ambiência transicional a litorânea, ou seja, em zona de antepraia ou estirâncio (*foreshore - shoreface*), desenvolvendo extensa planície arenosa com pouca ou nenhuma quantidade de lama e praticamente livre de atividade orgânica; isto provavelmente se deve ao clima frio que inibiu o desenvolvimento de vida.

O registro de estruturas deformacionais de derretimento nas camadas superiores de sedimentos clásticos litorâneos da Formação Cabeças marca possivelmente o início do período glacial. É caracterizado pelo encrudescimento de um clima frio glacial, que provocou a retenção de pequena quantidade de água nos altos do embasamento da margem da bacia, e acarretando consequentemente, uma pequena redução do nível do mar, expondo as camadas superiores de ambiente de *foreshore*, e conduzindo à formação de *permafrost beds*, ou seja, o congelamento superficial das camada, provavelmente durante o inverno, e subsequente derretimento e destruição das estruturas primárias na estação mais quente - verão.

A seguir, a medida que a temperatura média diminuía, proporcionava o desenvolvimento e crescimento de grandes massas de gelo na margem da bacia, e consequentemente, ocorreu um considerável decréscimo relativo no nível do mar. Durante este período de retração, ou crescimento de geleiras, variações termais sazonais e diurnas levaram à produção constante de água de derretimento, principalmente durante o verão. Tais correntes aquosas fluiram por canais

supraglaciais, englaciais e principalmente subglaciais atingindo a margem da geleira, sob a forma de um pequeno sistema de lavagem glaciofluvial de canais entrelaçados, formando depósitos de planície de lavagem, muito além da massa de gelo (Figura 8.1A).

É possível também que alguns destes pequenos depósitos de características flúvioglaciais, localizados abaixo do diamictito subglacial, representem canais subglaciais supridos por água de degelo ricas em sedimentos, desenvolvidos durante o avanço da geleira.

Outros cursos fluviais de água de derretimento desaguaram em pequenos corpos aquosos (lagos) levando à formação de depósitos glaciolacustres ou deltalacustres proglaciais, os quais são representados, na área estudada, pela fácies Asr (arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal e *climbing ripple cross lamination)* .

Durante o avanço da geleira, extensos depósitos glaciais terrestres foram depositados, principalmente provenientes da base da geleira, sob a forma de tilitos de alojamento (*lodgement tills*), possivelmente em uma área relativamente plana e rebaixada, recobrindo e erodindo antigas rochas do substrato e fácies glaciogênicas pré-existentes (Figura 8.1B). A extensão dos depósitos subglaciais de alojamento indica que as geleiras ou lobos glaciais se deslocaram por consideráveis distâncias dentro da bacia.

Frakes apud GRAVENOR & ROCHA CAMPOS (1983) ressaltaram que a presença de diamictito acima de corpos de arenitos e cascalhos glaciofluviais pré-existentes é atribuída ao reavanço do gelo sobre uma planície de lavagem a frente da geleira.

A natureza do contato entre tilito de alojamento subglacial (Dc) e a fácies proglacial deltalacustre (Asr) é sugestiva de avanço de geleira em ambiente subaquoso. MILLER (1989) destacou que a ocorrência de contatos gradacionais entre fácies proglaciais e fácies subglaciais de diamictitos estruturados indica um avanço de massas de gelo em domínio aquoso.

Medidas de fraturas e principalmente de foliação cisalhante em tilitos subglaciais de alojamento, localizados no perfil de Pedro Afonso, obedecem um forte *trend* regional SE-NW a SSE-NNW, indicando que pelo menos aquela faixa de afloramentos, foi ocupada por frentes glaciais que se deslocaram principalmente, a partir da margem S e SE da Bacia do Parnaíba para o centro da mesma. De acordo com CAPUTO (1994), durante o Famenniano o paleopolo sul estava situado na região sudeste do Brasil (próximo das cidades de São Paulo e Rio de Janeiro).

O registro de alguns depósitos proglaciais e diamictitos subglaciais , que ocorrem isoladamente muito próximos da margem sudoeste da bacia (Pontos 31 e 32), orientados na direção SW-NE, e são muito ricos em clastos provenientes do embasamento, infere que pequenas frentes de gelo, também se deslocaram, a partir desta borda da bacia. Isto indica que boa parte da área elevada do embasamento estava coberta de gelo.

A associação faciológica glaciolacustre, representada, sobretudo, pela fácies Dm (diamictito maciço) sugere sedimentação a partir de fluxo de lama, suprido diretamente por canais englaciais e subglaciais que desembocavam na frente da geleira , quando esta avançava sobre um corpo aquoso (lago). A inexistência de estruturação bem definida e feições de *slump* no diamictito indicam uma deposição relativamente rápida por fluxo de lama em um lago. A fácies pelítica deformada (Pd) faz parte do mesmo sistema, entretanto, foi possivelmente depositada durante o período de crescimento da geleira, quando a mesma abastecia esporadicamente o lago por água de derretimento, que ao atingi-lo, originava correntes turbidíticas de baixa densidade, depositando finos sedimentos em suspensão (Figura 8.1A).

Após o avanço da geleira, iniciou-se um período de recuo das massas de gelo. Durante esta fase, maior quantidade de água de degelo é suprida à bacia, com a água retida nas geleiras voltando para os oceanos e, consequentemente, acarretando uma elevação do nível do mar, o que possibilitou a deposição de sequências glaciomarinhas. EYLES & EYLES (1992) destacaram que a maior parte da sedimentação glaciomarinha ocorre durante o recuo ou retirada da geleira, quando grandes volumes

de água de derretimento estão disponíveis. ANDREWS (1975) destacou que a transferência de água dos continentes durante o derretimento e recúo de geleiras é muito mais rápida e efetiva do que a transferência de água dos oceanos para o continente, durante o crescimento da geleira.

O recuo de geleira é evidenciado na área estudada pela ocorrência da associação glaciomarinha turbidítica, sobreposta discordantemente, à suíte subglacial terrestre de tilitos de alojamento, indicando que durante a deglaciação ocorreu um significativo levantamento do nível do mar, inundando e erodindo as demais fácies glaciais terrestres, permanecendo apenas os depósitos mais espessos e contínuos. Neste período, grande quantidade de sedimentos foi depositada por correntes de turbidez, diretamente sobre as fácies subglaciais terrestres, configurando assim, uma bem definida superfície de erosão (Figura 8.1C).

Como ressaltado por EYLES & EYLES (1992) ao final do ciclo glacial, quando a geleira já recuou totalmente do ambiente marinho e parcialmente no domínio continental, ocorre uma elevação da crosta por alívio de pressão hidrostática a partir da retirada de grande quantidade de gelo da crosta, acarretando também um rápido soerguimento da margem costeira, que pode expor os depósitos glaciomarinhos à erosão.

Após este evento, iniciou-se então um novo período de crescimento glacial nos altos do embasamento situados às margens da bacia. Ocorreu novamente a retenção de água dos oceanos, que se precipita e se acumula sob a forma de neve e gelo, provocando um rebaixamento do nível do mar. Tal variação eustática associada também com o soerguimento da margem costeira, ocorrido no final da retirada da geleira (1º ciclo glacial), colocou as fácies glaciomarinhas praticamente em condições subaéreas; e durante o reavanço do gelo foram facilmente alcançadas e submetidas à deformação subglacial, o que é corroborado pela presença de um segundo nível de depósitos de *lodgement tills* sobre a associação glaciomarinha. Este segundo nível inclusive, mostra forte enriquecimento em clastos intrabasinais, parecendo ter se desenvolvido essencialmente à custa destes sedimentos. Matacões de arenitos grossos a

microconglomeráticos e de diamictitos dentro deste segundo nível de diamictitos subglaciais de alojamento podem indicar que fácies de fluxos gravitacionais de alta densidade foram erodidas e incorporadas ao tilito, durante o avanço da geleira, em contextos mais proximais.

Em síntese, de acordo com as características, geometria e disposição espacial das associações faciológicas interpretadas e, principalmente apoiado na natureza dos contatos entre as mesmas (discordâncias, relevo erosional e pavimentos estriados), pode-se inferir a ocorrência de eventos de avanço e recuo de geleira, durante o Famenniano na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. São identificadas pelo menos duas fases de avanço de geleira, indicada pela observação de dois níveis de depósitos glaciais terrestres - tilitos subglaciais de alojamento. Estes dois registros de avanço de gelo estão separados por uma associação glaciomarinha turbidítica de considerável espessura, a qual infere uma fase de recuo da geleira. É provável também que parte do registro estratigráfico do período de retirada de geleira tenha sido erodido, uma vez que, como ressaltado por diversos pesquisadores, durante o avanço do gelo, processos erosivos se superpõem a processos deposicionais.

Admite-se ainda que as geleiras se deslocaram sobre um substrato basinal de gradiente relativamente suave e bastante extenso, pois as sequências subglaciais apresentam boa continuidade lateral e estratigráfica, sendo encontradas até pouco mais de uma centena de quilômetros da margem da bacia, a partir da qual se deslocou. A intercalação destes depósitos com associações glaciomarinhas relativamente distais, também sugere um extenso deslocamento de gelo sobre uma vasta área de suave declive.

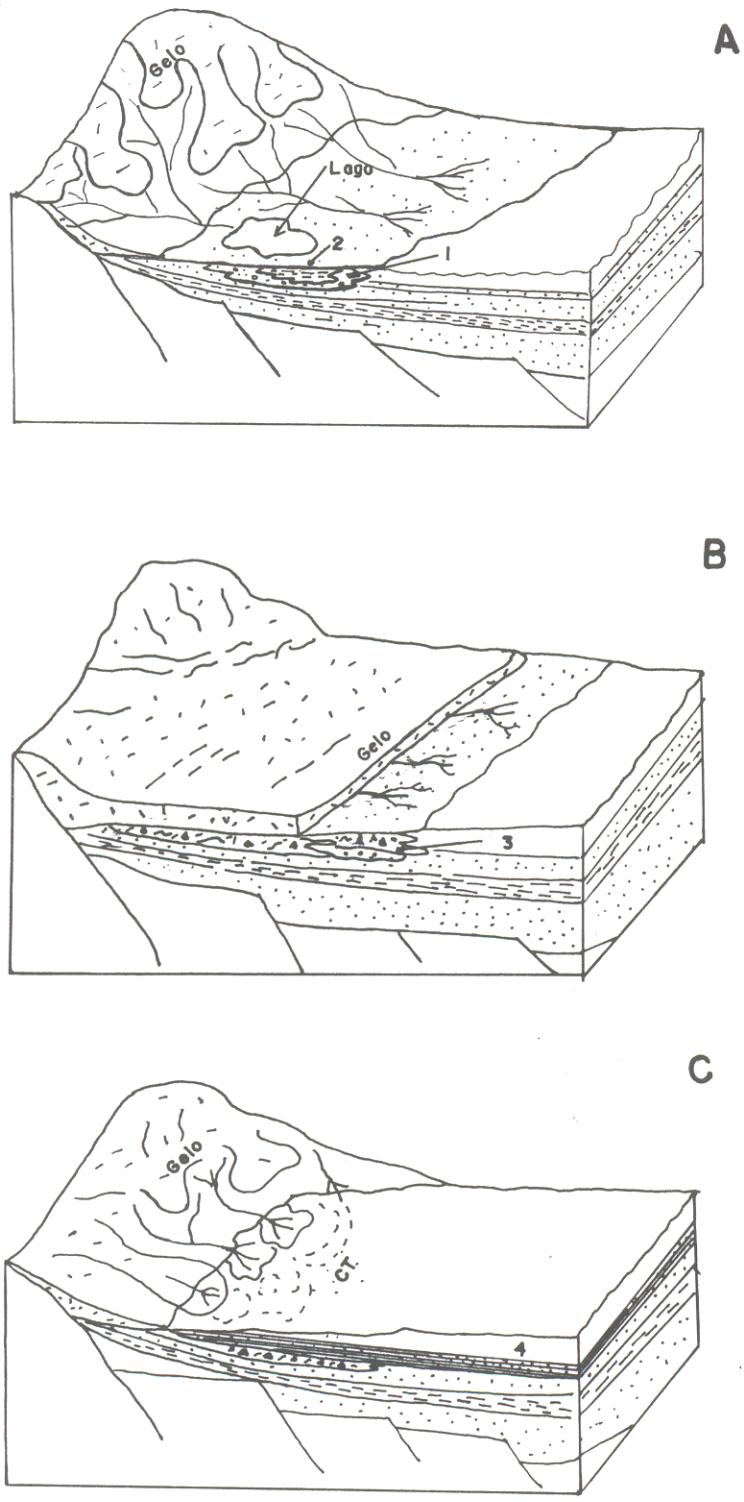


Figura 8.1 - Modelo esquemático mostrando a evolução dos sedimentos glaciais da Formação Cabeças. A - Estágio de geleira em crescimento, afetada esporadicamente por períodos quentes levando ao derretimento de gelo dos altos do embasamento, suprindo grande quantidade de água carregada em detritos, originando depósitos fluviais na frente da geleira (1), os quais podem alcançar pequenos lagos depositando sedimentos glacio-lacustres (2). B - Fase de crescimento e avanço de geleira para o centro da bacia; período de intensa deformação de sedimentos pré-existentes e deposição de tilitos de alojamento subglacial (3). C - Fase de recuo de geleira sendo a água devolvida para o mar, conduzindo a uma elevação no nível do mar. Grande quantidade de sedimentos é levada ao domínio marinho por correntes aquosas de derretimento, que alcançando o mar geram correntes de turbidez, formando depósitos turbidíticos glacio-marinhos (4).

9 - CONCLUSÕES

A partir da identificação e caracterização de fácies sedimentares da Formação Cabeças aflorantes na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, foi possível se chegar as seguintes conclusões:

- O ciclo deposicional da Formação Cabeças é encerrado na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba por uma sequência glacial com mais de 50 m de espessura.

- No período que antecedeu ao evento glacial, a associação faciológica identificada aponta para um ambiente litorâneo (*foreshore - shoreface*), caracterizado por extensos depósitos de planície arenosa com estratificações plano paralelas e suavemente inclinada em direção ao centro da bacia.

- De acordo com as associações faciológicas identificadas, e o caráter de seus contatos, o ciclo deposicional glacial possivelmente foi caracterizado por pelo menos dois períodos de avanço de geleira representados por depósitos de tilitos de alojamento, que são característicos de avanço de gelo, os quais são separados por uma sucessão glaciomarinha turbidítica. Este tipo de sedimentação é geralmente registrada durante períodos de recuo de geleira, quando grande quantidade de água proveniente do derretimento do gelo retorna aos oceanos, levando consigo grande quantidade de detritos.

- Os primeiros depósitos formados durante o evento glacial são representados por arenitos finos a grossos, até microconglomeráticos, comumente com estratificações plano paralela e cruzada acanalada. Estes são interpretados como produtos de origem glaciofluvial, originados em pequenos canais proglaciais, supridos por água de derretimento glacial. É possível também que estes canais alcançassem pequenos lagos, originando depósitos glaciolacustres predominantemente lamosos. Já durante o avanço da geleira, esta supria diretamente sedimentos transportados por canais subglaciais e que atingiam o lago como fluxos coesivos de lama, originando diamictitos maciços com seixos estriados. Ao final do avanço da geleira, fluxos de derretimento forneceriam sedimentos arenosos finos.

- Durante o avanço da geleira foram depositados os sedimentos mais representativos e característicos na área estudada. Trata-se de depósitos subglaciais de alojamento, comumente conhecidos como *lodgement tills*. São sedimentos formados na base da geleira quando esta se desloca, erode e aloja detritos provenientes do substrato, tendo como produto final diamictitos deformados ou cisalhados.

- A associação glaciomarinha turbidítica interpretada, que é representada pela ocorrência de fácies turbidíticas de Bouma, sugere recuo das geleiras, quando grande parte da água retida na mesmas retorna rapidamente ao oceano, havendo um aumento relativo do nível mar, possibilitando a deposição de grande quantidade de detritos (supridos a partir da água de derretimento) por correntes de turbidez. Ao final do recuo, associado ao alívio de pressão hidrostática propiciado pelo retirada de gelo da crosta, ocorreria um soerguimento da área na borda bacia, expondo estes depósitos glaciomarinhos à erosão.

- O registro de um segundo nível de tilitos de alojamento sobreposto discordantemente à associação glaciomarinha corrobora um segundo evento de crescimento e avanço de geleiras na borda sudoeste da bacia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, G. A. - 1971 - Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. **Anais**. São Paulo, SBG. v. 3,p. 113-122.

ANDRADE, S. M. - 1968 - **Geologia do Sudeste de Itacajá**. Rio de Janeiro, Petrobrás, 38p. (Relatório Interno, 293).

ANDRADE, S.M. & DAEMON, R.F. - 1974 - Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. **Anais**. Porto Alegre, SBG. v. 1, p. 129-137.

ANDREWS, J.T. - 1975 - **Glacial Systems** - An approach to glaciers and their enviroments. USA, Duxbury Press. 191p. (Enviromental Systems Series).

ASHLEY.G.M.; SOUTHARD,J.B.; BOOTHROYD,J.C. - 1982 - Deposition of Climbing-ripple beds: a flume simulation. **Sedimentology**, 29 : 67-79.

BANHAM, P.H. - 1988 - Thin-skinned glaciotectonic structures. In: CROOT,D.G., ed. **Glaciotectonics: Forms and process**. Rotterdam, Balkema. p. 21-26.

BOULTON, G.S. & DEYNOUX, M. - 1981 - Sedimentation in Glacial Envyronments and the identification of Tills and Tillites in Ancient Sedimentary Sequences. **Precambrian Research**, 15: 397-422.

BRODZIKOWSKI, K. & VAN LOON, A.J. - 1987 - A Systematic Classification of Glacial and Periglacial Enviroments, Facies and Deposits. **Earth-Science Reviews**, 24 : 297-381.

CAPUTO, M.V. - 1984a - **Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil**. Thesis (PhD). Universidade da Califórnia, Santa Bárbara, 583p.

CAPUTO, M.V. - 1984b - Glaciação Neodevoniana no Continente Gonduana Ocidental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**, Rio de Janeiro, SBG. v. 2, p. 725-739.

CAPUTO, M.V. - 1994 - Atmospheric CO2 Depletion as a Glatiation and Biotic Extinction Agent:The Devonian-Carboniferous Glacial Examples. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Anais**. Belém, SBG. v.1, p. 194-197.

CAPUTO, M.V. & CROWELL, J.C. - 1985 - Migration of Glacial Centers across Gondwana during Paleozoic Era. **Geological Society of American Bulletin**, 96: 1020-1036.

CAROZZI, A.V.; FALKENHEIN, F.V.H.; CARNEIRO, R.G., CONTREIRAS,C.J.A. - 1975 - **Análise Ambiental e Evolução Tectono-sedimentar da Seção Siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão**. Petróleo Brasileiro S.A. 89p. (Ciência-Técnica-Petróleo, seção: Exploração de Petróleo, 7).

CLARK, P.U. & WALDER, J.S. - 1994 - Subglacial drainage, eskers, and deforming beds beneath the Laurentide and Eurasian ice sheets. **Geological Society of American Bulletin**, 106: 304-314.

CHUMAKOV, N.M. - Inédito - **Guide to Reconnaissance of Tillites**. URSS Academy of Sciences - Geological Institute. 12p.

CONYBEARE C.E.B. & CROOK, K.A.W. - 1968 - **Manual of Sedimentary Structures**. Australian National University. 327p. (Bul., 102).

COSTA, J.B.S.; NOGUEIRA, A.C.R.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. - 1994 - Evidências de Tectônica Glacial na Formação Cabeças, Devoniano Superior, Sw da Bacia do Parnaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Anais**. Belém, SBG. v.1, p.51-53.

CROOT, D.G. - 1988 - Morphological, structural and mechanical analysis of neoglacial ice-pushe ridges in Iceland. IN: CROOT, D.G. (ed.), **Glaciotectonics: Forms and Processes**. Rotterdam, Balkema. p. 33-47

CROWELL, C.J. - 1983 - The rocgnition of ancient glaciations. **Geological Society of America Memoir**, 161: 289-297.

CUNHA, B.C.C. et al. - 1981 - Geologia da Folha SC-22, Tocantins. In: **Projeto RADAMBRASIL**, Rio de Janeiro, p. 126-149.

EDWARDS, M. B. - 1975 - Glacial retreat sedimentation in the Smalfjord Formation, Late Precambrian, North Norway. **Sedimentology**, 22 : 75-94.

EDWARDS, M. B. - 1986 - Glacial Environments. In: READING, H. G., (ed), **Sedimentary Environments and facies**. New York, Elsevier. p. 416-438.

EYLES, C.H.; EYLES,N.; FRANÇA, B.A. - 1993 - Glaciation and Tectonics in an Active Intracratonic Basin: the Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. **Sedimentology**, 40 : 1-25.

EYLES, N. & EYLES,C. H. - 1989 - Glacially-influenced deep-marine sedimentation of the Late Precambrian Gaskiers Formation, Newfoundland, Canada. **Sedimentology**, 36 : 601-620.

EYLES, N. & EYLES, C.H. - 1992 - Glacial depositional systems. In: WALKER, R.G. ed. **Facies Models and Sea Level Changes**. 2. ed., Canadá. p. 73-100.

EYLES, N & YOUNG, M. - 1994 - Geodinamics controls on glaciation in Earth history. In: DEYNOUX, M. et al. **Earth's Glacial Records** - Cambridge, Cambridge University Press, p. 1- 24.

EYLES, N.; MIALL,A.D.; EYLES, C.H. - 1984 - Lithofacies types and vertical profile models - REPLAY. **Sedimentology**, 31 : 891 - 897.

FRAKES, L.A.; JANE. E.; SYKTUS, J.I. - 1994 - **Climates Modes of the Phanerozoic.** Cambridge. Cambridge University Press. Cap. 7, p. 27-36.

FRANÇA, B.A. & POTTER, E.P. - 1988 - Estratigrafia, Ambiente Deposicional e Análise do Grupo Itararé (Permocarbonífero) - Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 2: 147-191

GALLOWAY, W.E. & HOBDAY, D.K. - 1983 - **Terrigenous Clastic Depositional Systems**. New York, Ed. Springer-Verlag. 423p.

GRAHN, Y. & CAPUTO, M. V. - 1992 - Early Silurian Glaciations in Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 99: 9-15.

GRAVENOR, C.P. & ROCHA-CAMPOS, A.C. - 1983 - Patterns of Late Paleozoic Glacial Sedimentation on the Southeast side of the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 43 : 1-39.

HANVEY, M.P. - 1989 - Stratified flow deposits in a late Pleistocene drumlin in northwest Ireland. **Sedimentary Geology**, 62 : 211-221.

HASUY, Y. & COSTA, J.B.S. - 1990 - **Zonas e Cinturões de Cisalhamento**. Belém, UFPa. 144p.

KEGEL, W. - 1953 - **Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba**. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia. 38p. (Boletim, 135).

KRZYSZKOWSKI, D. - 1994 - Forms at the base of tills units indicating deposition by lodgement and melt-out, with examples from the Wartanian tills near Belchatów, central Poland. **Sedimentary Geology**, 91 : 229-238.

LIMA, E. de M. & LEITE, J.F. - 1978 - **Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba**. Pernambuco, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2v.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; CAPUTO, M. V; MELO, J. H. G. de - 1992 - Middle Devonian to Lower Carboniferous Miospore Stratigraphy in the Central Parnaíba Basin (Brazil). **Annales de la Société Géologique de Belgique**, 115 (1) : 215-226.

LOWE, D.R. - 1975 - Water escape estructures in coarse-grained sediments. **Sedimentology**, 22 : 157-204.

LOWE, D.R. - 1976 - Subaqueous liquefied and fluidized sediments flow and their deposits. **Sedimentology**, 23 : 285-308.

LOWE, D.R. - 1982 - Sediments Gravity Flows: II Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High Density Turbidity Currents. **Journal of Sedimentary Petrology**, 52: 279-297.

MALZAHN, E. - 1957 - Devonisches Glazial in Staate Piauí (Brasilien), ein nener Beitrag zur Eiszeit des Devons. **Beihette zum Geologischen Jahrbuch**, 25 : 1- 30.

MENDES, J.C. - 1984 - **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo : T. A. Queiroz, 566p.

MENZIES, J. - 1989 - Subglacial hidraulic conditions and their possible impact upon subglacial bedform. **Sedimentary Geology**, 62 : 125-150.

MILLER, J.M.G. - 1989 - Glacial advance and retreat sequences in a Permo-Carboniferous section, Central Transartic Montain. **Sedimentology**, 36 : 419-430.

MILLER, J.M.G. - 1994 - The Neoproterozoic Konnarock Formation, southwestern Virginia, USA: glaciolacustrine facies in a continental rift. In: DEYNOUX, M. et al. eds. **Earth's Glacial Record**. Cambridge, Cambridge University Press, p. 47-59.

MOORE, B. - 1963 - **Geological Reconnaissance of the South West Corner of the Maranhão Basin**. Rio de Janeiro. 78p. (Relatório Interno da Petrobrás, 210).

MUTTI, E. - 1993 - **Turbidites Sandstones**. Istituto de Geologia, Universitá di Parma. p.50-75

NIELSEN-HOUMARK, M. - 1988 - Glaciotectonics unconformities in Pleistocene stratigraphy as evidence for the behaviour of former Scandinavian icesheets. In: CROOT,D.G., ed. **Glaciotectonics: Forms and process**. Rotterdam, Balkema. p. 91-100.

PIOTROWSKI, A.J. - 1994 - Waterlain and lodgement tills of the lower sedimentary complex from the Dänisher-Wohld Cliff, Schleswig-Holstein, North Germany. In: WARREN & CROOT (eds). **Formation and Deformation of Glacial Deposits**. Rotterdam, Balkema. p. 3-8.

POPP. J.H. - 1987 - **Introdução ao Estudo da Estratigrafia e da Interpretação de Ambientes de Sedimentação**. Parana, Ed. Scientia et Labor. 326p.

RAPPOL, M. - 1986 - Saalian Till in The Netherlands: A Review. In: VAN DER MEER, J.J.M., ed., **Tills and Glaciotectonics**. Amsterdam, University of Amsterdam. p. 3-22.

REINECK, H.E. & SINGH, L.B. - 1973 - **Depositional Sedimentary Enviroments with Reference to Terrigenous Clastics**. Berlin, Heidelberg, Springer - Verlag. 439p.

RIBEIRO,C.C. - 1984 - **Caractérisation sédimentologique et géochimique d'um milieu sédimentare - Cas du Dévonien Moyen et Supérieur de la Region de Paraiso do Norte - Miranorte (Bassin de Maranhão-Goiás-Bresil).** Institut National Polytechnique de Lorraine - Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Miniére. 230p. These (Docteur de 3º Cycle). INPL, 1984.

RODRIGUES, R. - 1967 - **Estudo Sedimentológico e Estratigráfico dos Depósitos Silurianos e Devonianos da Bacia do Parnaíba**. Belém. 63p. (Relatório Interno da Petrobrás, 273).

VAN DER WATEREN, D. - 1987 - Strutural Geology and Sedimentology of the Dammer Berge push moraine. In: VAN DER MEER, J.J.M., ed., **Tills and Glaciotectonics.** Amsterdam, University of Amsterdam. p. 157-182.

VAN DER WATEREN, F.M. - 1994 - Proglacial subaquatics outwash fan and delta sediments in push moraines - indicators of subglacial meltwater activity. **Sedimentary Geology**. 91 : 145-172.

WALKER, R..G. - 1992 - Facies, Facies Models and Modern Stratigraphic Concepts. In: WALKER, R.G. **Facies Models and Sea Level Changes**. 2. ed. Canadá. Cap. 1, p.01-04.