



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

**“ESTUDO SEDIMENTOLÓGICO DA FORMAÇÃO PIMENTEIRA
(DEVONIANO) NA BORDA SUDOESTE DA BACIA DO PARNAÍBA
(TO)”.**

TESE APRESENTADA POR

VALTER FERNANDES SILVA

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

Data de Aprovação 15 / 04 / 98

Comitê de Tese:

Mário Vicente Caputo
.....
MÁRIO VICENTE CAPUTO (Orientador)

Werner Truckenbrodt
.....
WERNER TRUCKENBRODT

Almério Barros França
.....
ALMÉRIO BARROS FRANÇA

BELÉM

*Ao meu amado filho e
minha querida esposa nos
quais busquei forças e
motivação para enfrentar
os momentos difíceis.*

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar o meu reconhecimento e agradecimento ao CNPq / PROPESP por ceder a bolsa de mestrado e ao Centro de Geociências / UFPA pela oportunidade de cursar o mestrado.

Ao Prof. Dr. Mário Vicente Caputo pela amizade, dedicação e disponibilidade dispensada durante as atividades de orientação onde suas observações e discussões sobre o ambiente glacial foram fundamentais para o desenvolvimento desta.

Ao colega, geólogo Marcelo Oliveira, pelo companheirismo, discussões e sugestões durante a fase de campo, bem como ao amigo e companheiro de viagem Walter Ponpeu que auxiliou várias vezes na logística, coleta de amostras e confecção de fotografias nos diversos afloramentos.

Ao Sr. Tadeu Oliveira Machado, gerente da PIPES, e ao comandante do 3º Batalhão de Polícia Militar do Tocantins em Pedro Afonso, que nos conseguiram um barco a motor e a cessão de dois soldados do Batalhão para nos acompanhar nos perfis realizados no rio Tocantins.

À amiga Prof. Vânia Maria Fernandes Barriga pelo espaço cedido em sua sala durante todo o curso de mestrado e pelas conversas e orientações, bem como ao fiel amigo geólogo Antônio Wanderlei Gomes Borges, pela força, encorajamento, desenhos de figuras e discussões pertinentes à tese.

À todas essas pessoas o meu muito obrigado, inclusive àquelas que contribuíram indiretamente a realização desta tese.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	v
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1- INTRODUÇÃO	5
1.1 - APRESENTAÇÃO.....	5
1.2 - OBJETIVOS.....	5
1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	6
1.4 - SISTEMÁTICA DE TRABALHO.....	8
2 - GEOLOGIA DA BACIA DO PARNAÍBA	10
2.1 - INTRODUÇÃO.....	10
2.2 - ESTRATIGRAFIA.....	12
2.3 - ARCABOUÇO TECTÔNICO.....	20
2.4 - FORMAÇÃO PIMENTEIRA.....	23
2.4.1 - Generalidades	23
2.4.2 - Litologia	24
2.4.3 - Estruturas Sedimentares	25
2.4.4 - Posicionamento Estratigráfico	27
2.4.5 - Idade	27
2.4.6 - Ambiente Depositional	28
3 - A FORMAÇÃO PIMENTEIRA NA BORDA SUDOESTE DA BACIA DO PARNAÍBA	29
3.1 - INTRODUÇÃO.....	29
3.2 - CONTATOS DA FORMAÇÃO PIMENTEIRA.....	29
3.3 - DESCRIÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES.....	32
3.3.1 - Associação de Fácies A	32
3.3.1.1 - Folhelho laminado (Fl).....	32
3.3.1.2 - Arenito com laminação plano paralela e ondulada (Alp).....	32
3.3.1.3 - Arenito intercalado a Argilitos c/ bolsões de areia (A-Ab).....	34
3.3.2 - Associação de Fácies B	34
3.3.2.1 - Diamictito maciço (Dmm).....	40
3.3.2.2 - Arenito com clastos fluidizado (Acf).....	45
3.3.2.3 - Folhelho laminado (Fl).....	45
3.3.2.4 - Paraconglomerado grosso maciço (Pgm).....	45

3.3.2.5 - Paraconglomerado fino maciço(Pfm).....	47
3.3.2.6 - Arenito grosso maciço (Agm).....	47
3.3.3 - Associação de Fácies C.....	47
3.3.3.1 - Folhelho - Arenito laminado (Fl).....	48
3.3.3.2 - Folhelho intercalado a Siltito (Fl-S).....	48
3.3.3.3 - Arenito c/ estratificação cruzada ondulada truncada por onda (Aco).....	49
3.3.3.4 - Arenito com estratificação plano paralela (Ap).....	49
3.3.3.5 - Arenito c/ estratificação plano paralela e cruzada tabular(Apt).....	49
3.3.3.6 - Arenito c/ estratificação cruzada ondulada truncada e cruzada tangencial (Acot).....	53
3.3.3.7 - Arenito com estratificação cruzada hamocky (Ach).....	53
3.3.3.8 - Arenito c/ estratificação plano paralela e cruzada tabular bioturbado (Aptb).....	53
3.3.3.9 - Arenito c/ estratificação plano paralela e marcas onduladas (Apmo).....	56
3.3.3.10 - Arenito maciço com grânulos e seixos dispersos (Amg).....	56
3.3.3.11 - Paraconglomerado maciço (Pm).....	56
4 - MODELO DEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO PIMENTEIRA NA BORDA SUDOESTE DA BACIA DO PARNAÍBA.....	58
5 - O REGISTRO GLACIAL NO DEVONIANO SUPERIOR.....	68
6 - CONCLUSÕES.....	71
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	74
ANEXO - Mapa geológico com localização de pontos.	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização da área estudada no contexto da Bacia do Parnaíba (Compilado de DELLA FÁVERA, 1990).....	7
Figura 2 - Mapa mostrando as rodovias e estradas de acesso à área e aos afloramentos estudados.....	9
Figura 3 - Limites da Bacia do Parnaíba (Compilado de CUNHA, 1986).....	11
Figura 4 - Redefinição da Bacia do Parnaíba (GOES, 1995).....	13
Figura 5 - Síntese tectono-sedimentar das bacias da Província Sedimentar do Meio Norte (GOES, 1995).....	14
Figura 6 - Relacionamento entre os lineamentos Transbrasilianos e o lineamento Picos - Santa Inês que influenciaram a sedimentação devoniana (Modificado de Cunha apud GÓES et al. 1990).....	17
Figura 7 - Carta estratigráfica para a Bacia do Parnaíba (GÓES & FEIJÓ, 1994).....	19
Figura 8 - Grabens precursores, influência dos pulsos terminais do Ciclo Brasileiro (CUNHA, 1986; GÓES et al. 1990; DELLA FÁVERA, 1990).....	21
Figura 9 - Seção lito-estratigráfica do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba onde Andrade & Daemon identificaram o diamictito na Formação Pimenteiras (ANDRADE & DAEMON, 1974).....	26
Figura 10 - Representação esquemática da passagem entre as Formações Itaim e Pimenteira a sudoeste da área.....	31
Figura 11 - Representação esquemática mostrando a passagem entre as Formações Pimenteiras e Cabeças à leste da área estudada.....	31
Figura 12 - Seção panorâmica das fácies Fl e Alp. Observe a falha normal, com atitude 315° Az/ 65° NE. O rejeito é de 60 cm e o acamamento mergulha 3°/10°Az (Ponto 17/ Anexo).....	33
Figura 13 - Seção panorâmica e seção vertical mostrando o relacionamento das fácies Fl, Alp e A-Ab. O acamamento mergulha 5°/40° Az (Ponto 5/ Anexo).....	35
Figura 13 A - Fácies Alp mostrando estruturas de sobrecarga do tipo bolas e almofadas e marcas onduladas simétricas.....	36
Figura 13 B - Fácies Alp mostrando estruturas de carga do tipo bolas e almofadas, marcas onduladas simétricas e estruturas de convolução.....	36
Figura 14 - Fácies Alp mostrando laminação ondulada e lentes com laminação cruzada truncada por onda (Ponto 13/ Anexo).....	37

Figura 15 - Lentes da fácies Alp mostrando concreções de óxido de ferro.....	38
Figura 16 - Fácies A-Ab mostrando as intercalações de arenitos e argilitos onde as camadas de argilitos são truncadas por bolsões de arenitos denunciando estruturas de carga.....	39.
Figura 17 - Vista geral do afloramento contendo as fácies Dmm e Acf, localizado na margem direita do Rio Tocantins à 18 km da cidade de Tocantínea, rio abaixo (Ponto To-Mi.4 / Anexo).....	41
Figura 17 A - Ccontato retilíneo e brusco entre a fácies Dmm e Acf onde ocorre uma zona de deformação (xistosidade) com aproximadamente 30 cm de espessura na fácies Dmm. Note, também, as muitas estruturas de escape de fluídos na fácies Acf.....	41
Figura 17 B - Detalhe da fácies Acf mostrando uma leve estratificação cruzada truncada e clastos de arenitos com forma triangular e laminação interna plano-paralela.....	41
Figura 17 C - Fácies Dmm com clastos sustentados por uma matriz argilosa.....	42
Figura 17 D - Detalhe da fácies Dmm mostrando a ocorrência de clastos exóticos (granito) de dimensões além da média.....	42
Figura 17 E - Detalhe da fácies Dmm mostrando clastos de arenito muito fino com várias direções de estrias.....	42
Figura 18 - Fácies Dmm mostrando variação no tamanho e composição dos clastos sustentados pela matriz argilosa intemperizada.....	43
Figura 19 - Fácies Dmm com clastos de quartzito, quartzo e arenitos suportados pela matriz (Ponto 11/ Anexo).....	44
Figura 20 - Afloramento mostrando o relacionamento das fácies Fl, Pgm, Pfm e Agm que compõe a Associação de Fácies B (Ponto 12/ Anexo).....	46
Figura 21 - Afloramento da Associação de Fácies C pertencente a Formação Pimenteira, mostrando, no detalhe, uma lente de arenito com 4 a 6 cm de espessura, com estratificação cruzada truncada por onda (microhunmocky). Observe que a espessura das lentes de areia aumentam (estratificação lenticular) culminando na deposição da lente maior e volta a diminuir (Ponto 19/ Anexo).....	50
Figura 22 - Afloramento da Formação Pimenteira pertencente a Associação de Fácies C. Observe as lentes de arenito com laminação plano-paralela passando para laminação lenticular (Ponto To. 2/ Anexo), indicando variação no regime de fluxo.....	51

Figura 22 - Afloramento da Formação Pimenteira pertencente a Associação de Fácies C. Observe as lentes de arenito com laminação plano-paralela passando para laminação lenticular (Ponto To. 2/ Anexo), indicando variação no regime de fluxo.....	51
Figura 23 - Perfil vertical mostrando o comportamento de algumas fácies da Associação de Fácies C (Ponto 14/ Anexo).....	52
Figura 24 - Afloramento da Associação de Fácies C mostrando laminação plano-paralela na base, laminação cruzada planar e ondulada com mergulhos em sentidos contrários, bem como superfícies de truncamento desenhando ondulações. Indicando variações no regime de fluxo e também de direção.....	54
Figura 25 - Fácies Arenito médio com estratificação cruzada hummocky (Ach), pertencente a Associação de Fácies C (Ponto R.So. 4/Anexo).....	55
Figura 26 - Relacionamento das fácies Fl, Ap, Amg, Pm e Apmo compondo a Associação de Fácies C.....	57
Figura 27 - Quadro resumo das fácies e associação de fácies com seus respectivos ambientes e processos deposicionais para a Formação Pimenteira na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba..	59
Figura 28 - Bloco diagrama ilustrando o provável ambiente deposicional da associação de fácies A e C.....	61
Figura 29 A - Modelo de deposição para a associação de fácies B.....	62
Figura 29 B - Bloco diagrama mostrando os depósitos de barras remanescentes de canais subglaciais associados aos depósitos glaciomarinho proximal.....	62
Figura 30 - Representação esquemática de sedimentação glaciomarinha proximal associado a um <i>fjord</i> ou plataforma aberta. Sugere, ainda, a relação entre taxa de sedimentação de diferentes fontes de sedimentos e o depósito característico (BOULTON & DEYNOUX, 1981).....	64
Figura 31 - Sedimentação glaciomarinha na frente de uma geleira de base molhada. Sedimentos grosseiros caem no fundo próximo a margem da geleira onde podem ser transportados para mais adiante por fluxo de alta densidade e/ou fluxo gravitacional de sedimentos. Sedimentos finos e grosseiros são carriados da margem da geleira através de um pluma carregada de sedimentos. Variações na concentração de sedimentos em suspensão na pluma pode levar a formação de lamina ou camadas no fundo marinho (EDWARDS, 1986).....	65
Figuar 32 - Migração dos centros glaciais paleozóicos sobre o Gondwana (CAPUTO & CROWELL, 1985).....	68

RESUMO

A parte da Formação Pimenteira estudada ocorre na porção sudoeste da Bacia do Parnaíba, na região entre as cidades de Paraíso, Miranorte, Miracema, Tocantinea, Pedro Afonso e Itacajás no Estado do Tocantins.

Essa formação é considerada como sendo depositada em um trato de sistema de mar transgressivo de idade Devoniano Médio e Superior (Givetiano ao Famemiano).

Na área em palco os estudos das fácies possibilitaram individualizar três associações de fácies denominadas aqui de A, B e C que foram depositadas em uma plataforma marinha rasa durante o nível de mar transgressivo, nível de mar regressivo e nível de mar alto, respectivamente. Estas associações de fácies foram interpretadas como produto dos seguintes ambientes deposicionais:

- 1) PLATAFORMA MARINHA DE LAMMA (associação de fácies A) representada pelas Fl (fácies folhelho laminado), Alp (arenito com laminação plano-paralela e Aab (arenito intercalado a argilitos com bolsões de areia) onde a deposição se deu, principalmente, a partir de sedimentos finos em suspensão (pelitos) intercalados a arenitos finos a muito finos (psamitos) depositados sob a influência de fluxo oscilatório e trativo originados por ondas;
- 2) GLACIOMARINHO PROXIMAL com CANAL SUBGLACIAL associado (associação de fácies B), representada pelas fácies Dmm (diamictito maciço), Acf (arenito com clásto fluidizado), Fl (folhelho laminado), Pgm (paraconglomerado grosso maciço), Pfm (paraglomerado fino maciço) e Agm (arenito grosso maciço), foram depositadas a partir de geleiras, com canais subglaciais associados, jangadas de gelo e/ou icebergs que se deslocaram do continente, flutuaram no mar, liberando água de derretimento trazendo uma grande quantidade de sedimentos finos e grosseiros, formando à frente da geleira uma pluma carregada de sedimentos em

suspensão. Com o decréscimo da energia, ocorrem deposição de extensos lençóis de lama, com seixos e cascalhos, dispersos, sendo liberados das jangadas de gelo e/ou icebergs, a medida que vão derretendo.

As fácies Fl, Pgm, Pfm e Agm representam um depósito de barras remanescente de um canal subglacial.

Os canais subglaciais descarregam sedimentos grossos na frente da geleira que podem ser transportados para mais além por correntes de turbidez formando depósitos lenticulares ou acamadados intercalados aos diamictitos;

3) PLATAFORMA MARINHA RASA SOB AÇÃO DE ONDAS DE TEMPESTADES (associação de fácies C) representada pelas fácies F-A1 (folhelho arenito laminado), Fl-S (folhelho laminado intercalado a siltitos), Aco (arenito com estratificação cruzada ondulada truncada por onda), Ap (arenito com estratificação plano-paralela), Apt (arenito com estratificação plano-paralela e cruzada tabular), Acot (arenito com estratificação cruzada ondulada truncada por onda e tangencial), Ach (arenito com estratificação cruzada hamocky), Aptb (arenito com estratificação plano-paralela e cruzada tabular bioturbado), Apmo (arenito com estratificação plano-paralela e marcas onduladas), Amg (arenito maciço com grânulos e seixos dispersos) e Pm (paraconglomerado maciço).

Os depósitos são característicos de barras de plataforma com estruturas hummocky dominante, atestando a ação de ondas de tempestades, encobertas por extensas camadas de folhelhos marinhos depositados durante a fase de bom tempo.

Essa associação de fácies predomina na porção superior da Formação Pimenteira passando gradativamente para os arenitos e diamictitos deformados da Formação Cabeças a leste da cidade de Pedro Afonso.

ABSTRACT

The studies about Pimenteira Formation occurred in the southwest part of the Parnaíba basin, the region among cities called Paraíso, Miracema, Tocantína, Pedro Afonso and Itacajás, in Tocantins state - Brasil.

This formation is considered as a transgressive system tract deposited in medium and upper Devonian time (Givettian to Fammenian).

The faciologic studies made possible the individualization of three facies associations named here A, B and C. These were deposited into a *shallow marine platform* during transgressive sea level, regressive sea level and high sea level, respectively. These associations were interpreted as follows:

1) MUD MARINE PLATFORM (A) is represented by Fl (laminated shale facies), Alp (sandstone with plane-parallel lamination) and Aab (mudstone beds with sand portions in sandstones). The deposition process was dominated by thin sediments in suspension (pelitic deposits) with thin or very thin sandstones intercalations deposited under *oscillation and traction flow* conditions in wave environment;

2) PROXIMAL GLACIOMARINE with SUBGLACIAL CHANNEL (B) is represented by Dmm facies (massive diamicton), Acf (sandstone with fluidized clasts), Fl (laminated shale), Pgm (massive coarsening paraconglomerate) Pfm (massive thinning paraconglomerate) and Agm (massive coarsening sandstone). These were deposited by glaciers associated with subglacial channels. The icebergs were moving from the continent, floating on the sea, spreading melting water and bringing a lot of thin and coarse sediments along the front part of the glacier, thus building a plume deposit from suspension. The decreasing of

transport energy built large mud sheet deposits with pebbles and gravels dropping from the icebergs as the melting ice was taking place.

The Fl, Pgm, Pfm and Agm facies represent a remnant bar deposit into the subglacial channel.

The subglacial channels discharge coarse grains in front of the glacier which can be transported far away by turbidity currents, and then, creating lenticular or bedded deposits with diamicton intercalations.

3) SHALLOW MARINE PLATFORM UNDER STORM WAVES PROCESS (C) is represented by F-Al facies (laminated shale-sandstone), Fl-S (laminated shale with siltstone), Aco (sandstone with ripple climbing cross stratification), Ap (sandstone with plane-parallel stratification), Apt (sandstone with plane-parallel stratification and tabular cross stratification), Acot (sandstone with ripple climbing and tangencial cross stratification), Ach (sandstone with hummocky cross stratification), Aptb (bioturbated sandstone with plane-parallel stratification and tabular cross stratification), Apmo (sandstone with plane-parallel stratification and ripple marks), Amg (massive sandstone with grains and pebbles) and Pm facies (massive paraconglomerate).

The deposits were originated on platform bars with formation of hummocky structures. This confirms the action of storm waves along large beds of marine shales deposited during calm time periods. The bed shales are covering the sand platform bars.

This facies association is dominant over the upper part of the Pimenteira Formation. It passes gradually to deformed sandstones and diamicton deposits belonging to Cabeças Formation which are placed in the eastern portion from Pedro Afonso town.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

A Formação Pimenteira tem despertado interesse por conter uma seqüência transgressiva-regressiva (RODRIGUES, 1995) de folhelhos e arenitos, de idade Mesodevoniana a Neodevoniana, depositados em ambiente de plataforma rasa influenciada por ondas de tempestades. Há a possibilidade dessas rochas terem potencial para geração e armazenamento de hidrocarbonetos. Entretanto, são importantes, também, por conterem fácies com seqüências tempestíticas completas (DELLA FÁVERA, 1990).

Nosso interesse pela Formação Pimenteira na borda sudoeste da Bacia surgiu quando M.V. Caputo (Informação Verbal) sugeriu uma possível ocorrência de diamictitos em afloramentos pertencentes à Formação Pimenteira nas proximidades das cidades de Pedro Afonso e Tocantinea no Estado do Tocantins. Posteriormente, a pesquisa bibliográfica mostrou que os trabalhos BARBOSA et al. (1966), ANDRADE & DAEMON (1974) relatavam a ocorrência desse diamictito e o posicionaram dentro da Formação Pimenteira

1.2 - OBJETIVOS

Este trabalho de dissertação visa a estudar detalhadamente os afloramentos da Formação Pimenteira expostos na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, porção norte do Estado do Tocantins, objetivando descrever as várias fácies sedimentares lá ocorrentes procurando, principalmente, reconhecer e caracterizar a ocorrência de fácies glacial e/ou influenciada por glaciação nessa formação, a qual seria restrita a essa porção da bacia, bem como, seu posicionamento estratigráfico na Formação Pimenteira.

A partir da integralização desses dados e de outros constantes na literatura geológica visa-se a interpretação e a confecção de um modelo deposicional evolutivo para as rochas pertencentes à Formação Pimenteira na porção sudoeste da Bacia do Parnaíba.

1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de ocorrência da Formação Pimenteira, de interesse deste trabalho, está situada entre os paralelos 07°30' e 10°00' e os meridianos 47°00' e 49°00' e localiza-se na borda sudoeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, na porção norte do Estado do Tocantins (Figura 1).

A Formação Pimenteira aflora a oeste da rodovia BR.153 (Belém-Brasília) desde as proximidades da cidade de Araguaína (TO) até próximo a cidade de Paraíso do Norte (TO). A leste da rodovia BR. 153, a Formação Pimenteira ocorre na margem direita do Rio Tocantins, desde a localidade de Itupirantins (TO), seguindo pela região da cidade de Pedro Afonso (TO) estendendo-se até ao sul da cidade de Tocantinea (TO). Essa seção predomina na margem direita do Rio Tocantins até algumas dezenas de quilômetros para leste. Ao sul da cidade de Pedro Afonso (TO) também ocorrem rochas pertencentes à Formação Pimenteira ao longo das margens esquerda e direita do Rio do Sono (Anexo).

A principal via de acesso a área é a rodovia Belém-Brasília (BR.153). Ao longo do trecho entre Colinas de Goiás (TO) e Paraíso do Norte (TO) encontram-se várias estradas estaduais que ligam a BR.153 ao leste da área passando pelos municípios de Itupirantins (TO) e Itacajás (TO) ao norte, Pedro Afonso (TO) no centro, e mais à sul liga as cidades de Miranorte (TO), Miracema do Norte (TO), Tocantínia (TO) passando por Anajanópolis (TO). Estas estradas

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

7

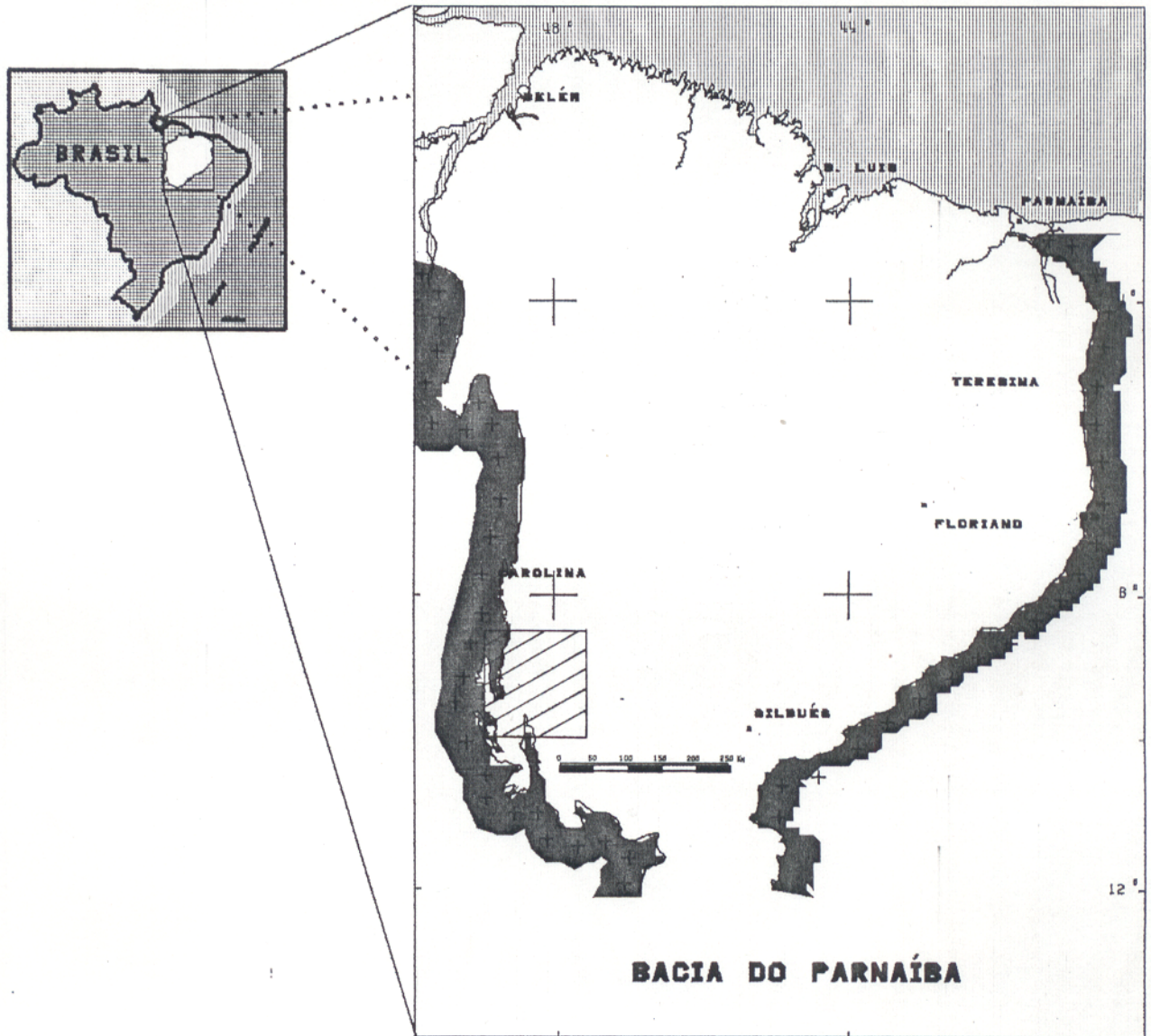


Figura 1 - Mapa de localização da área estudada no contexto da Bacia do Parnaíba (Compilado de DELLA FÁVERA, 1990).

estaduais têm sentido E-W e cortam a seção sedimentar da Formação Pimenteira (Figura 2).

Um outro meio de acesso aos afloramentos dessa formação é o fluvial ao longo do Rio Tocantins e alguns afluentes, como o Rio do Sono.

1.4 - SISTEMÁTICA DE TRABALHO

Este item visa a descrever as técnicas empregadas durante o desenvolvimento deste trabalho.

Foram analisados mapas geológicos regionais e imagens de radar sobre a área, visando conhecer e delinear as grandes estruturas e o controle da ocorrência da Formação Pimenteira na borda sudoeste da bacia. Com base nas informações contidas nesses sensores e mapeamento geológico da área foi elaborado um mapa geológico integrado (escala 1:350.000), mostrando os pontos visitados e a localização de perfis.

Durante a fase de campo foram realizadas descrições macroscópicas detalhadas das litofácies, suas relações espaciais (quando possível), bem como coleta sistemática de amostras, objetivando definir a composição mineralógica. Nas argilas, folhelhos e siltito a composição foi diferenciada através de difração de raios X. Os arenitos, por sua vez, foram analisados em seções delgadas sob o microscópio. Entretanto, apenas poucas amostras se mostraram apropriadas para serem analisadas, pois a maioria encontravam-se alteradas intempéricamente. No caso do diamictito não foi possível fazer nenhuma lâmina, pois não se obteve uma amostra de boa qualidade.

Nesta fase utilizou-se, também, composições fotográficas obtidas nos afloramentos, que posteriormente, foram estudadas e completadas com dados de desenhos e informações observadas em campo, de forma a caracterizar os principais

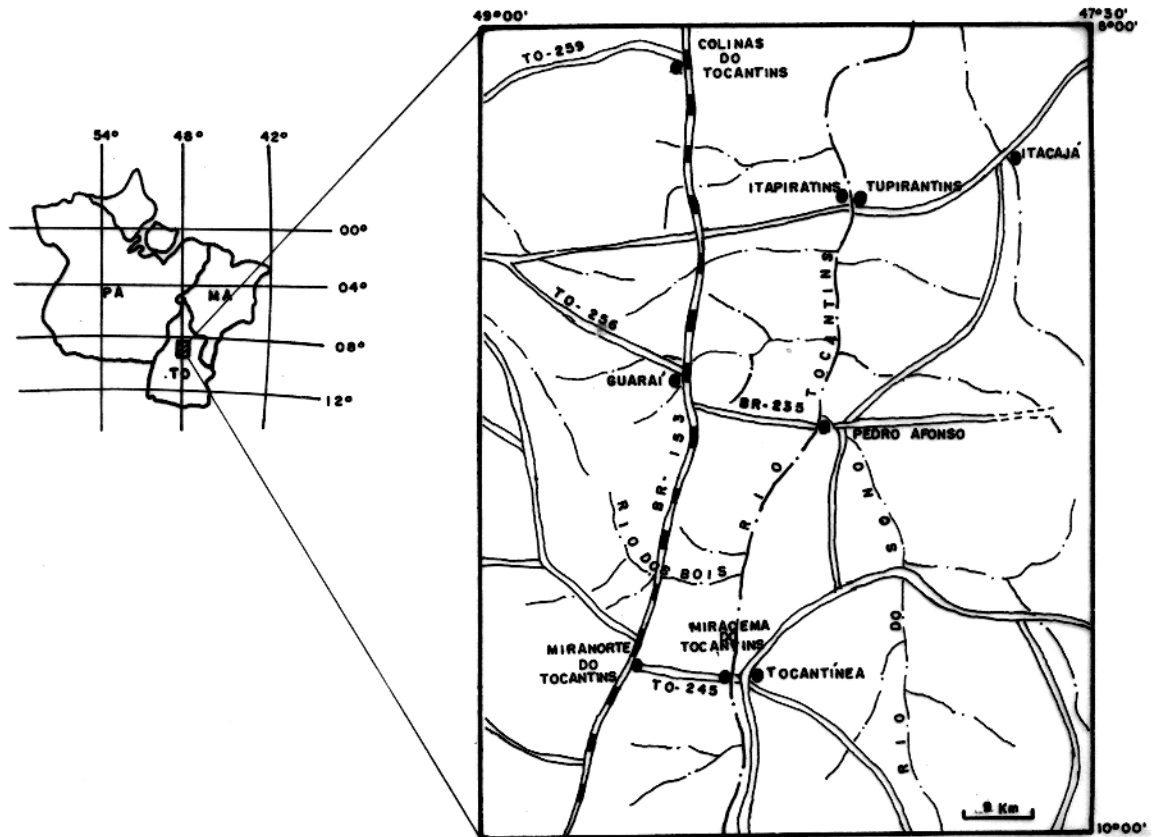


Figura 2 - Mapa mostrando as rodovias e estradas de acesso à área e aos afloramentos estudados.

elementos arquiteturais definidores do sistema deposicional, segundo WALKER (1984).

2 - GEOLOGIA DA BACIA DO PARNAÍBA

2.1 - INTRODUÇÃO

A Bacia Sedimentar do Parnaíba, também conhecida, impropriamente, como Bacia do Maranhão, Bacia do Meio Norte e Bacia do Piauí-Maranhão (RODRIGUES, 1967; Coimbra apud GÓES, 1995), está localizada na porção ocidental nordeste da Plataforma Sul-Americana (N - NE do Brasil) e é considerada como uma bacia intracratônica ou interior simples (tipo IS) segundo a classificação de KINGSTON et al. (1983), cujo seu arcabouço, formado no Eopaleozóico como consequência da colisão entre as plataformas Amazônica e Brasileira (CAPUTO et al. 1983), está intimamente relacionada a trama tectono-estrutural herdada do Pré-Cambriano, particularmente à estruturação das faixas de dobramentos e lineamentos estruturais formados e/ou reativados durante o Ciclo Brasileiro (CUNHA, 1986).

Esta bacia apresenta forma elipsoidal com diâmetro maior orientado no sentido NE - SW, medindo cerca de 1.000 km, e o diâmetro menor, ortogonal ao primeiro, medindo cerca de 800 km. Ocupa uma área de aproximadamente 600.000 km² e estruturalmente é assimétrica em relação a um eixo orientado NE -SW passando por Teresina (MA), tendo os mergulhos da borda sul/sudeste mais acentuados que os da borda noroeste (CUNHA, op. cit.).

A Bacia do Parnaíba limita-se (Figura 3) ao norte com as bacias de São Luiz e Barreirinhas pelo Arco São Vicente Ferrer Urbano Santos-Guamá (REZENDE & PAMPLOMA, 1970; Cordani et al., apud GÓES, 1995). À noroeste é separada da Fossa do Marajó pelo Arco do Tocantins (CUNHA, op.cit.).

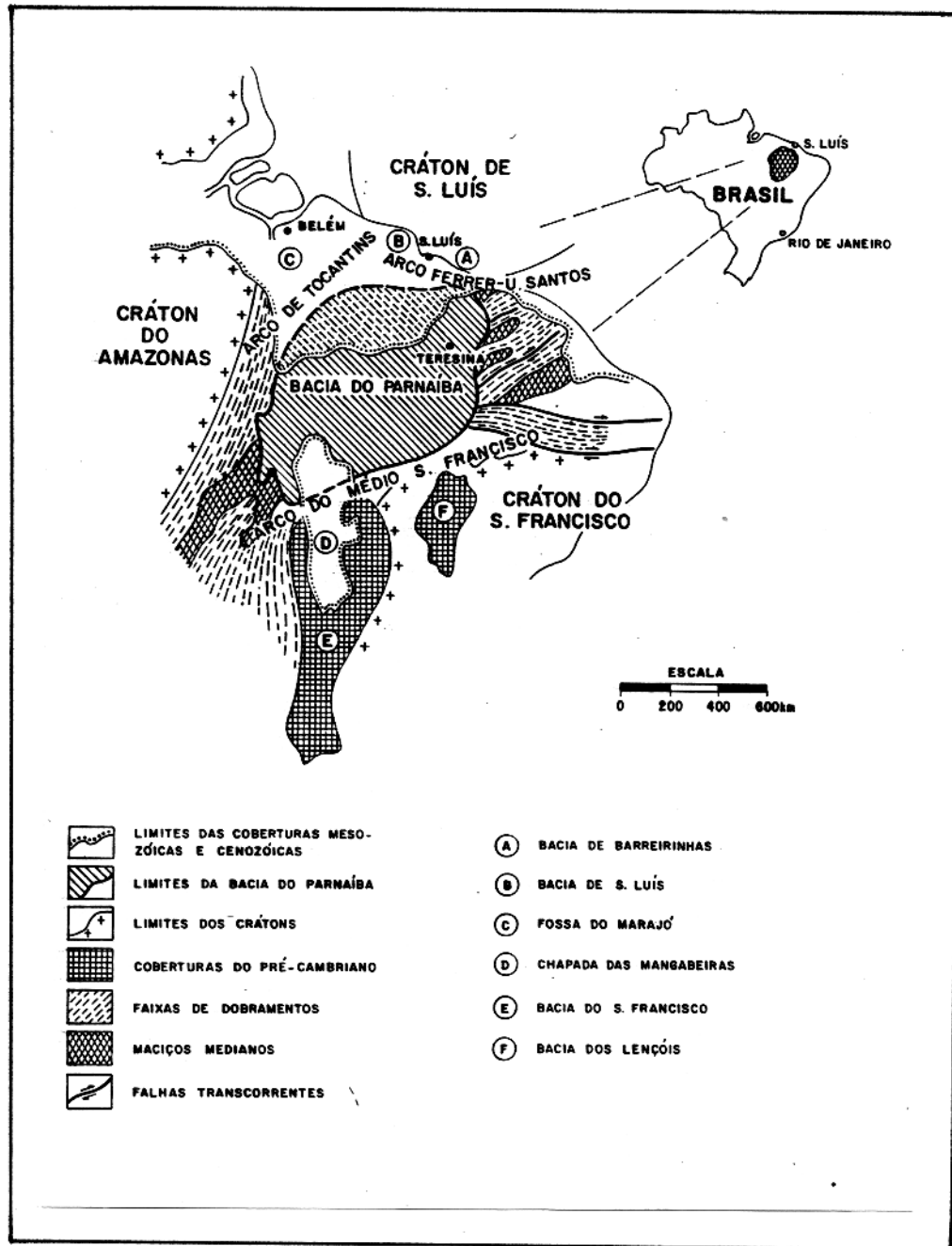


Figura 3 - Limites da Bacia do Parnaíba (Compilado de CUNHA, 1986).

Entretanto, GÓES (1995) considera que o limite da bacia a noroeste com a Fossa do Marajó é o Arco do capim, termo introduzido para caracterizar a feição limítrofe com direção NE-SW e sugere que o termo Arco do Tocantins seja restringido ao alto tectônico associado ao conjunto de lineamentos estruturais com direção N-S e NW-SE pertencentes à faixa orogênica Araguaia-Tocantins.

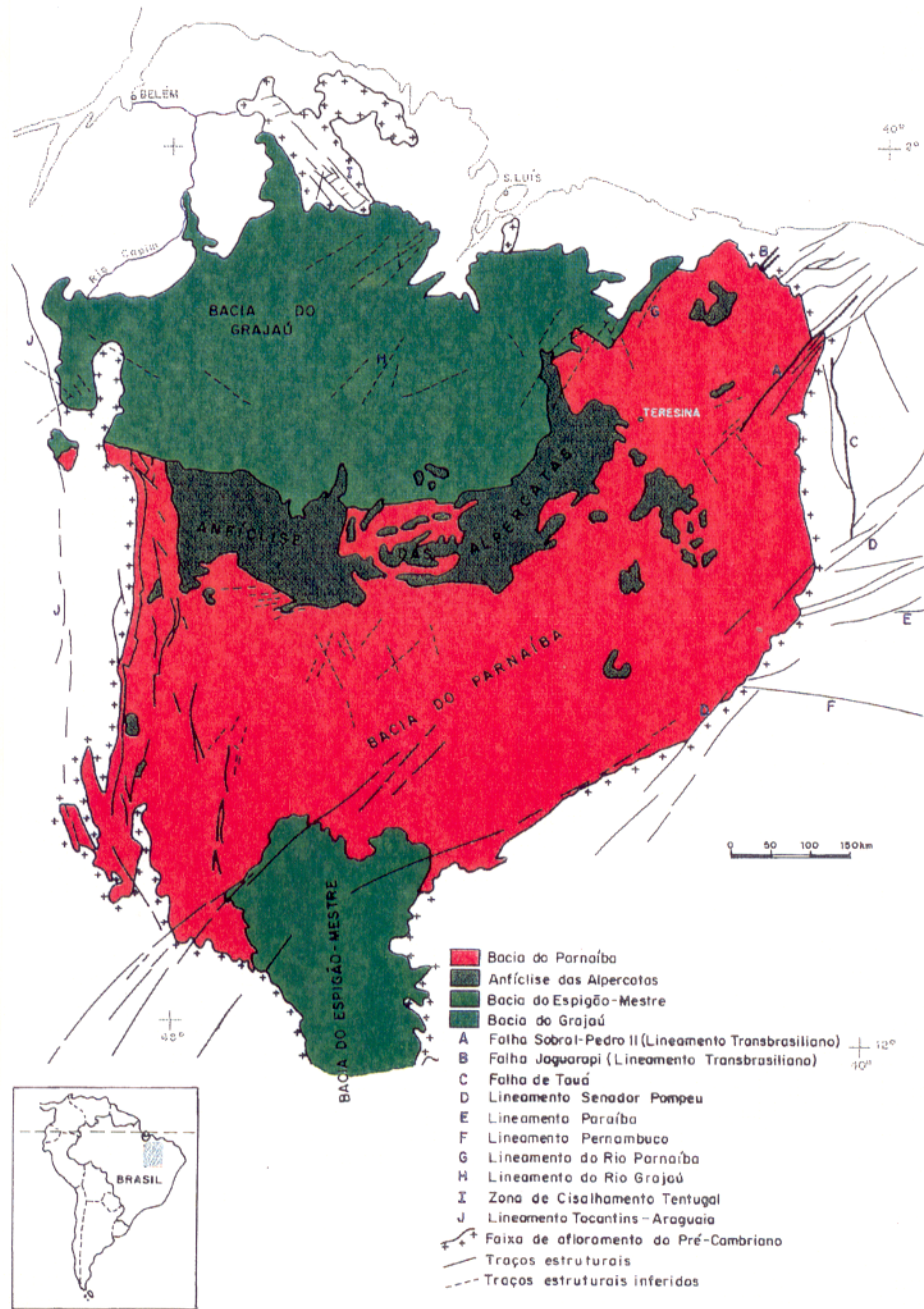
Ao sul e a sudeste, a bacia é limitada pelo Arco do Médio São Francisco que separa grandes extensões de coberturas pré-cambrianas correlatas com a Faixa de Dobramentos Brasília, denominadas de “Bacia do São Francisco” e “Bacia dos Lençóis”. A oeste a bacia é limitada pelo lineamento Tocantins-Araguaia de direção norte - sul (GÓES, 1995).

GÓES (op. Cit.), em ampla redefinição da Bacia do Parnaíba, considera que a área, até então, pertencente à Bacia e composta por preenchimento sedimentar de idade cambriana (?) até mesozóico (CUNHA, 1986; GÓES et al.1990; DELLA FÁVERA, 1990; GÓES & FEIJÓ, 1994) seja denominada de Província Sedimentar do Meio Norte e compartimentada em quatro diferentes unidades geotectônicas com gênese, estilos tectônicos, preenchimento sedimentar e idades distintas denominadas de Bacia do Grajaú, ao norte, Aficlose das Alpercatas, Bacia do Parnaíba e Bacia do Espigão Mestre, ao sul (Figuras 4 e 5).

2.2 - ESTRATIGRAFIA

A Bacia do Parnaíba possui uma espessura sedimentar em torno de 2.500 m de sedimentos essencialmente de natureza siliciclástica, ocorrendo subordinadamente calcário, anidrita e sílex.

Extensas soleiras de diabásio e basalto, alcançando cerca de 500 m de espessura, ocorrem pela bacia representando os eventos magmáticos do Neotriássico



NOTA: Base geológica de Schobbenhaus *et al.* 1981.

Figura 4 - Redefinição da Bacía do Parnaíba (GOES, 1995).

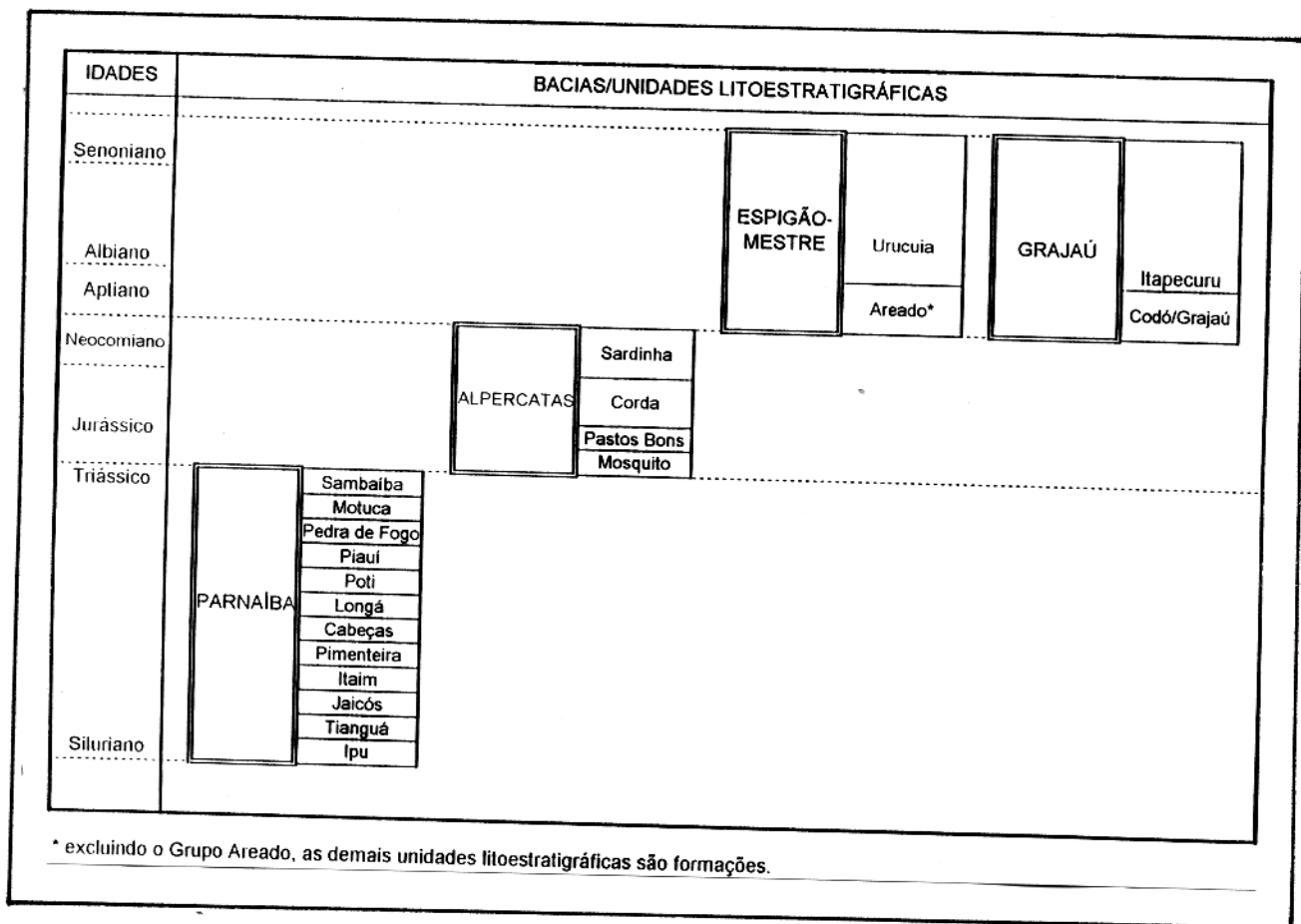


Figura 5 - Síntese tectono-sedimentar das bacias da Província Sedimentar do Meio Norte (GOES, 1995).

ao Eocretáceo (GÓES & FEIJÓ, 1994), que afetaram também outras bacias intracratônicas brasileiras (DELLA FÁVERA, 1990).

A bacia se desenvolveu diretamente sobre um substrato de rochas metamórficas do Paleozóico Médio, sobre as quais se instalaram grábens (GÓES et al. (1992) que foram preenchidos por sedimentos da Formação Riachão (Kegel apud CUNHA, 1986). Estes são correlacionáveis com a Formação Monte do Carmo (CUNHA, op. cit.), as coberturas plataformais do Craton Amazônico tipo gráben do Cachimbo (GÓES et al.1992) de idade superior a 1.100 m.a (Costa et al. apud CUNHA, op.cit.), a Formação Mirador (RODRIGUES, 1967) a qual é mais antiga que o Grupo Serra Grande (CAPUTO & LIMA, 1984), e os sedimentos molássicos dos grábens de Jaibaras (Formação Pacujá)(CUNHA, 1986) e os sedimentos dos grábens Cococi e São Julião, que afloram na borda leste da bacia (GÓES & FEIJÓ, 1994).

Brito apud DELLA FÁVERA (1990) reconheceu três grandes ciclos sedimentares na bacia. O primeiro ciclo representa uma sequência continental-marinha-continental composta pelos Grupos Serra Grande e Canindé. O segundo ciclo está composto pelo grupo Balsas e Mearim e está separado do primeiro por uma discordância angular regional e o terceiro ciclo corresponde à fase rifte das bacias marginais brasileiras está representado pelas Formações Sardinha, Grajaú-Codó e Itapecurú.

GÓES & FEIJÓ (1994) subdividem a coluna sedimentar em cinco Grupos depositados desde o Siluriano até o Cretáceo. Utilizando os conceitos da estratigrafia de sequências esses grupos podem ser referidos como sequências deposicionais de 2º ordem correlacionáveis a ciclos tectônicos de caráter global (GÓES et al.1992).

Segundo GÓES et al. (1990) e GÓES & FEIJÓ (1994), o Grupo Serra Grande corresponde à primeira sequência, de caráter transgressivo-regressivo que se iniciou em consequência da atuação de um megassistema de fraturas associado à contração térmica no final da Orogenia Brasileira. Seu término é atribuído a reflexos da Orogenia Caledoniana. O Grupo Serra Grande é composto pelas Formações Ipu, Tianguá e Jaicós (CAPUTO & LIMA, 1984) e corresponde ao assoalho sedimentar da Bacia do Parnaíba de idade Cambro-Ordoviciano.

O Grupo Canindé, de idade Mesodevoniana à Eocarbonífera, é composto pelas Formações Itaim, Pimenteira, Cabeças, Poti e Longá, e repousa discordantemente sobre o Grupo Serra Grande e o embasamento (CAPUTO & LIMA, 1984). Este grupo corresponde à segunda sequência transgressivo-regressivo e a retomada da sedimentação se dá por subsidência flexural da bacia como consequência da carga sedimentar preexistente, e termina em consequência de soerguimentos, reflexo da Orogenia Eoherciniana (GÓES et al. 1990; GÓES & FEIJÓ, 1994; GÓES, 1995).

A deposição do Grupo Balsas (Neocarbonífero a Eotriássico) corresponde a terceira sequência deposicional de GÓES & FEIJÓ (1994), e marca mudanças estruturais e ambientais no âmbito da bacia. Os principais eixos deposicionais, controlados pelos Lineamentos Transbrasilianos e Picos - Santa - Inês, que controlaram a deposição dos Grupos Serra Grande e Canindé (Figura 6), nesta época, se deslocaram em direção ao centro da bacia (GÓES et al. 1990; GÓES & FEIJÓ, 1994). O Grupo Balsas está composto pelas Formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba e a semelhança com as sequências anteriores mostra que este também é um ciclo transgressivo-regressivo cuja sedimentação se deu em condições marinhas rasas e restritas controlada por condições severas de aridez responsável pela deposição de evaporitos e implantação de desertos no início e fim

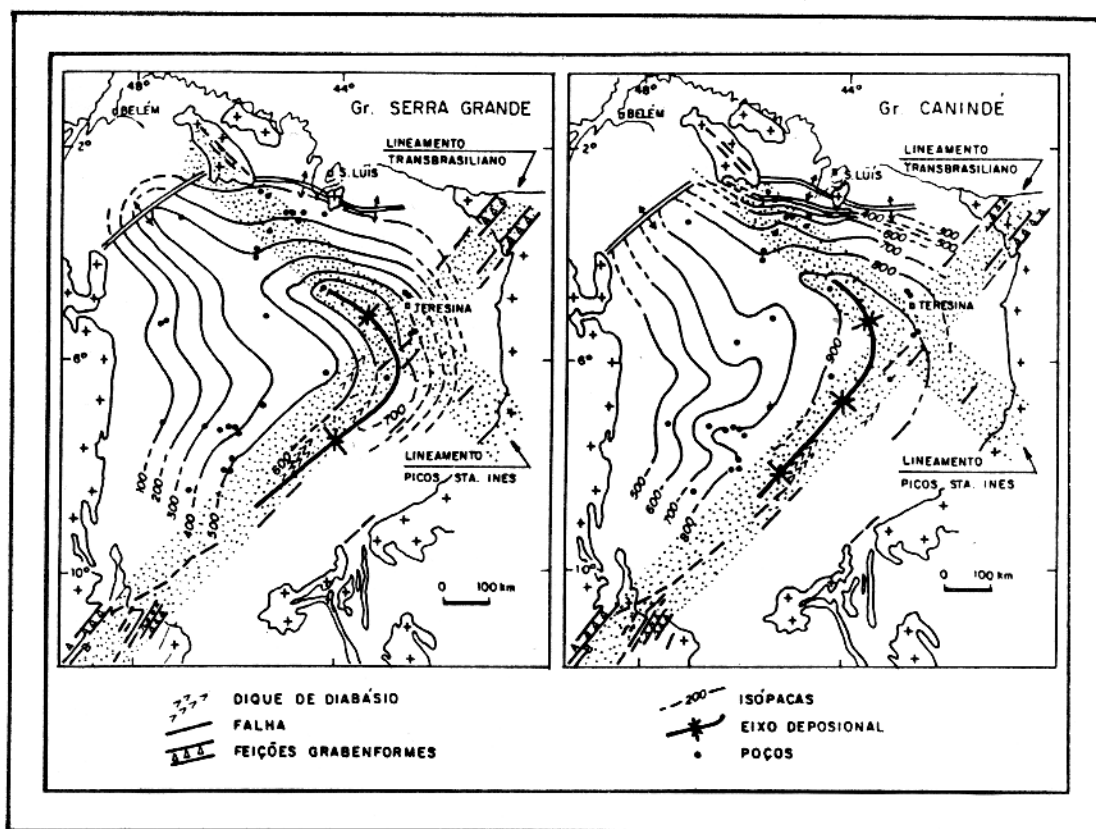


Figura 6 - Relacionamento entre os lineamentos Transbrasilianos e o lineamento Picos - Santa Inês que influenciaram a sedimentação devoniana (Modificado de Cunha apud GÓES et al. 1990).

do ciclo (CUNHA, 1986; GÓES et al. 1990; GÓES & FEIJÓ, 1994). É separado do Grupo Canindé por uma ampla discordância angular (CUNHA, 1986). O término da sedimentação do Grupo Balsas é atribuído por Zalán apud GÓES & FEIJÓ (1994) a um soerguimento generalizado resultante da Orogenia Gonduanide.

A quarta sequência deposicional corresponde ao Grupo Mearim, de idade Jurássico o qual é composto pelas Formações Pastos Bons e Corda (GÓES et al. 1990; GÓES & FEIJÓ, 1994). Essa sequência marca condições de deposição exclusivamente continental. GÓES (1995) em uma redefinição da área sedimentar considerada então como Bacia do Parnaíba estabelece que essa sequência, juntamente com as rochas vulcânicas das formações Mosquito e Sardinha, seja o preenchimento vulcano sedimentar da unidade geotectônica Anficlise das Alpercatas, um sistema de riftes orientado, predominantemente segundo as direções ENE-WSW e NNE-SSW (Figuras 4 e 5).

Segundo GÓES & FEIJÓ (1994), a sequência Cretácea (quinta sequência deposicional), composta pelas Formações Grajaú, Codó e Itapecurú marca um novo ciclo transgressivo-regressivo na bacia, consequência direta dos esforços de ruptura da margem equatorial brasileira no Neocomiano. A subsidência tectônica condicionou uma rápida entrada do mar e posterior retirada definitiva predominando uma sedimentação exclusivamente continental encerrando o ciclo.

GÓES (1995) apresenta essa sequência como o preenchimento sedimentar da Bacia do Grajaú (Figuras 4 e 5).

A carta estratigráfica apresentada aqui para a Bacia do Parnaíba corresponde à versão proposta pelo Grupo de Trabalho de Estratigrafia do Distrito de Exploração Norte da Petrobrás (GÓES & FEIJÓ, 1994) (Figura 7). Entretanto, ressalta-se que GÓES (1995) faz uma redefinição da área sedimentar considerada

até o presente como Bacia do Parnaíba e propõe modificações consideráveis e bastante consistentes na coluna estratigráfica (Figura 5).

2.3 - ARCABOUÇO TECTÔNICO

A Bacia do Parnaíba é classificada como uma bacia intracratônica típica (Brito Neves apud GÓES, 1995) ou bacia cratônica interior (ASMUS & PORTO, 1972) ou, ainda, como fratura interior continental passando para sinéclise interior continental (KINGSTON et al. 1983; Figueredo & Raja Gabaglia apud GÓES, 1995). AGUIAR (1969) postula que a bacia foi formada por aprofundamento epirogênico contínuo uniforme do Craton segundo três eixos principais, os quais estão associados a deposição Neosiluriana a Mesotriássica.

CAPUTO et al. (1983) advogam que a bacia teve sua estruturação formada no final do Pré-Cambriano Superior início do Paleozóico como consequência da colisão entre as Plataformas Amazônica e Brasileira, resultando no fechamento dos cinturões Araguaia, Propiá e Arioses.

CUNHA (1986), GÓES et al. (1990), GÓES & FEIJÓ (1994) reconhecem a grande influência dos pulsos terminais do Ciclo Brasileiro (Cambro-Ordoviciano) responsáveis pela formação de grábens ou “rifts precursores” com eixos orientados NE e N-S (Figura 8) preenchidos por sedimentos das Formações Riachão e Mirador correlacionáveis com a Formação Monte do Carmo e Grupo Jaibaras, respectivamente. As áreas subsidentes dos grábens ou “riftes precursores” e o lineamento denominado Picos-Santa Inês (CUNHA, 1986; GÓES et al. 1990) influenciaram, principalmente, a deposição dos sedimentos silurianos e devonianos dos Grupos Serra Grande e Canindé (Figura 6).

A discordância regional existente no topo do Grupo Serra Grande é atribuída a efeitos da Orogenia Caledoniana (GÓES & FEIJÓ, 1994).

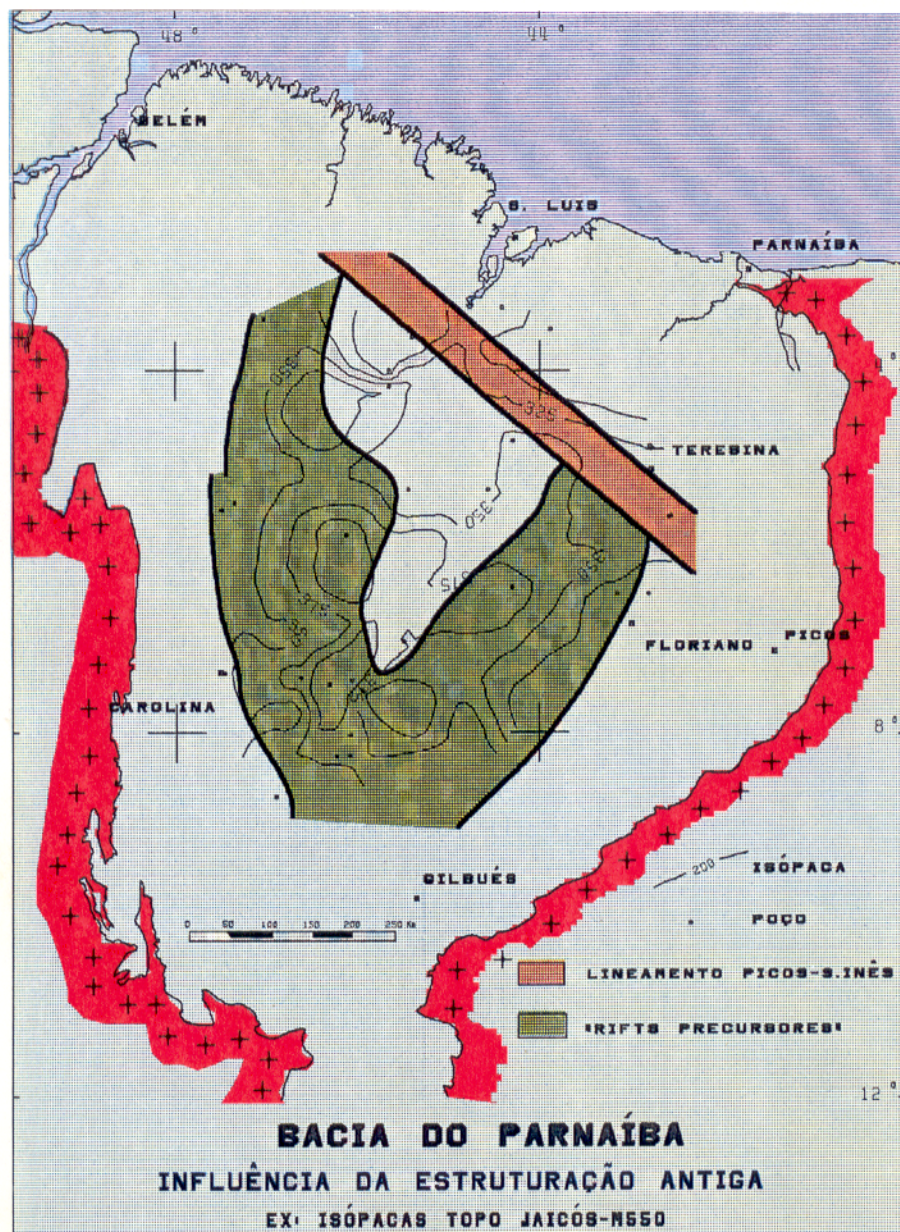


Figura 8 - Grabens precursores, influência dos pulsos terminais do Ciclo Brasileiro (CUNHA, 1986; GÓES et al. 1990; DELLA FÁVERA, 1990).

A Orogenia Eoherciniana (Eocarbonífero) responsável pela discordância regional que separa o Grupo Canindé do Grupo Balsas (DELLA FÁVERA, 1990), e são reconhecidas evidências estruturais desse evento, como falhamentos normais e estruturas associadas a falhas reversas, na porção central da bacia (GÓES et al, 1990).

Durante o tempo Balsas ocorreram mudanças ambientais e estruturais significativas, como sedimentação em mares abertos com ampla circulação e clima temperado (CAPUTO, 1984). Os Grupos Serra Grande e Canindé cederam lugar a mares com circulação restrita e clima quente responsável pela deposição de evaporitos e implantação de desertos. Ocorre, também, o deslocamento dos depocentros controlados por zonas de fraqueza de direção NE e NW para o centro da bacia (GÓES & FEIJÓ, 1994).

No Mesozóico ocorre um expressivo magmatismo intrusivo e extrusivo relacionado à separação dos continentes Sul-Americano e Africano, modificando o arcabouço tectônico da bacia e deformando, localmente, os estratos sedimentares, indicando atividade tectônica regional (DELLA FÁVERA, 1990).

GÓES et al. (1990) referem-se a uma nova fase de estruturação da bacia que se deu por meio de falhas reversas e dobramentos compressionais, dispostos na direção NW e relacionados com um tectonismo Neocretáceo. Segue-se a formação dos riftes nas Bacias de São Luiz e Barreirinhas na porção N e NW da bacia.

2.4 - FORMAÇÃO PIMENTEIRA

2.4.1 - Generalidades

O nome Pimenteira foi usado pela primeira vez por Small apud SCHOBENHAUS et al. (1984) para caracterizar as camadas de folhelhos e siltitos aflorantes nas proximidades da vila de Pimenteira no Estado do Piauí, porém, considerou-os mais antigos que os sedimentos da Formação Serra Grande. Plummer apud KEGEL (1953) adotou o termo Pimenteira e o elevou à categoria de formação, definindo-a na região de Picos (Pi). Definiu e caracterizou na mesma dois membros, um inferior, mais argiloso o qual denominou de Oitís e um superior, mais arenoso o qual denominou de Picos. Entretanto, posicionou-a estratigraficamente abaixo dos estratos da Formação Serra Grande.

KEGEL (1953), aplicando novos conhecimentos paleontológicos e mapeamentos geológicos mais detalhados na região de Picos (Pi), utilizou a denominação de Formação Pimenteira, de Plummer e dividiu-a nos membros: Itaim (inferior) e Picos (superior). O Membro Itaim é caracterizado por arenitos micáceos e arenitos sílticos de granulação fina, pouco cimentados, intercalados por siltitos e folhelhos. O Membro Picos consiste predominantemente de folhelhos e siltitos na base e intercalações de arenitos de granulação média no topo. Este autor posicionou estratigraficamente a Formação Pimenteira acima da Formação Serra Grande modificando, até então, o posicionamento proposto por Small e Plummer .

CAROZZI et al. (1975) incluíram na base da Formação Pimenteira duas unidades de arenitos os quais denominaram de Membro Carolina. Seus estudos foram embasados em detalhes petrográficos (análises de cimentos, identificação de minerais de argila por difratometria de raios x) e análises geoquímicas.

CUNHA et al. (1981) reconheceram a ocorrência de rochas descritas por Kegel como pertencentes tanto ao Membro Itaim como ao Membro Picos. Entretanto, não subdividiram a Formação Pimenteira em vista do posicionamento indefinido e a continuidade lateral irregular dessas rochas, bem como, os efeitos tectônicos que atingiram as mesmas.

2.4.2 - Litologia

Na borda sudoeste da bacia, a Formação Pimenteira aflora em uma grande área comendo extensos e aplainados chapadões sustentados por lateritas (CUNHA et al. 1981) tanto na porção oeste da BR.153 como na margem direita do Rio Tocantins (Anexo).

Segundo SCHOBENHAUS et al. (1984) esta unidade é caracterizada litologicamente por apresentar dois membros, um inferior e um superior e ainda por apresentar variação lateral de fácies de modo gradativo e vários ciclotemas

O membro inferior é composto predominantemente por folhelhos com cores variegadas, levemente micáceos e siltitos argilosos, arroxeados, cinza e róseos intercalados por arenitos finos, argilosos, bem selecionados de cor cinza a creme. No membro superior ocorrem principalmente arenitos finos, esbranquiçados, localmente conglomeráticos e calcíferos intercalados subordinadamente por folhelhos cinza escuros e pretos, laminados, gradando lateralmente a folhelhos cinzas e avermelhados.

Nos folhelhos da Formação Pimenteira, tanto no membro inferior como no membro superior, ocorrem níveis de minério de ferro e níveis de oólitos piritosos (ANDRADE & DAEMON, 1974) que em algumas áreas da bacia, como por exemplo, no flanco oeste servem como camadas guias (LIMA & LEITE, 1978).

Ribeiro & Dardenne apud CUNHA et al. (1981) reportam a ocorrência no membro inferior da Formação Pimenteira, no Estado de Goiás, dois níveis de minério de ferro oolítico com espessura de aproximadamente 3 cm capeados por uma camada de arenito fino, laminado com matriz chamosítica e abundantes nódulos de pirita.

ANDRADE & DAEMON (1974) descrevem a existência de um diamictito na porção superior da Formação Pimenteira. Com base na integração dos dados lito e bioestratigráficos esses autores constataram que o diamictito constituído predominantemente por matacões de quartzo atravessado pelo poço 1-CI-1-Ma (Carolina), observado no perfil composto de superfície da área sudeste de Itacajás-Pedro Afonso (TO) e descrito na cisterna perfurada em Pedro Afonso (TO) pertence a Formação Pimenteira (Figura 9). AGUIAR (1971) descreve esse diamictito interpretado por Andrade & Daemon (op.cit) como um paraconglomerado constituído por clastos com tamanhos variando de centimétricos até um metro de diâmetro de diferentes composições petrográficas, dispersos em uma matriz argilosa, de cor creme-esverdeada intemperizada para amarelo ocre ou marrom chocolate.

Barbosa et al. apud CUNHA et al. (1981) citaram a possível ocorrência, nas proximidades da cidade de Miracema do Norte (TO) e a sul da cidade de Tocantínea (TO), de um típico tilito superposto por siltitos com a presença da talófito *Spongiophyton* que indica idade eodevoniana, sendo essas rochas pertencentes à Formação Pimenteira.

2.4.3 - Estruturas Sedimentares

A estrutura sedimentar mais comum que ocorre na Formação Pimenteira é a estratificação plano-paralela, às vezes ondulada. Na fácies silito/folhelho ocorre o acamamento “flaser”. Localmente (Miracema do Norte, TO) existem, em

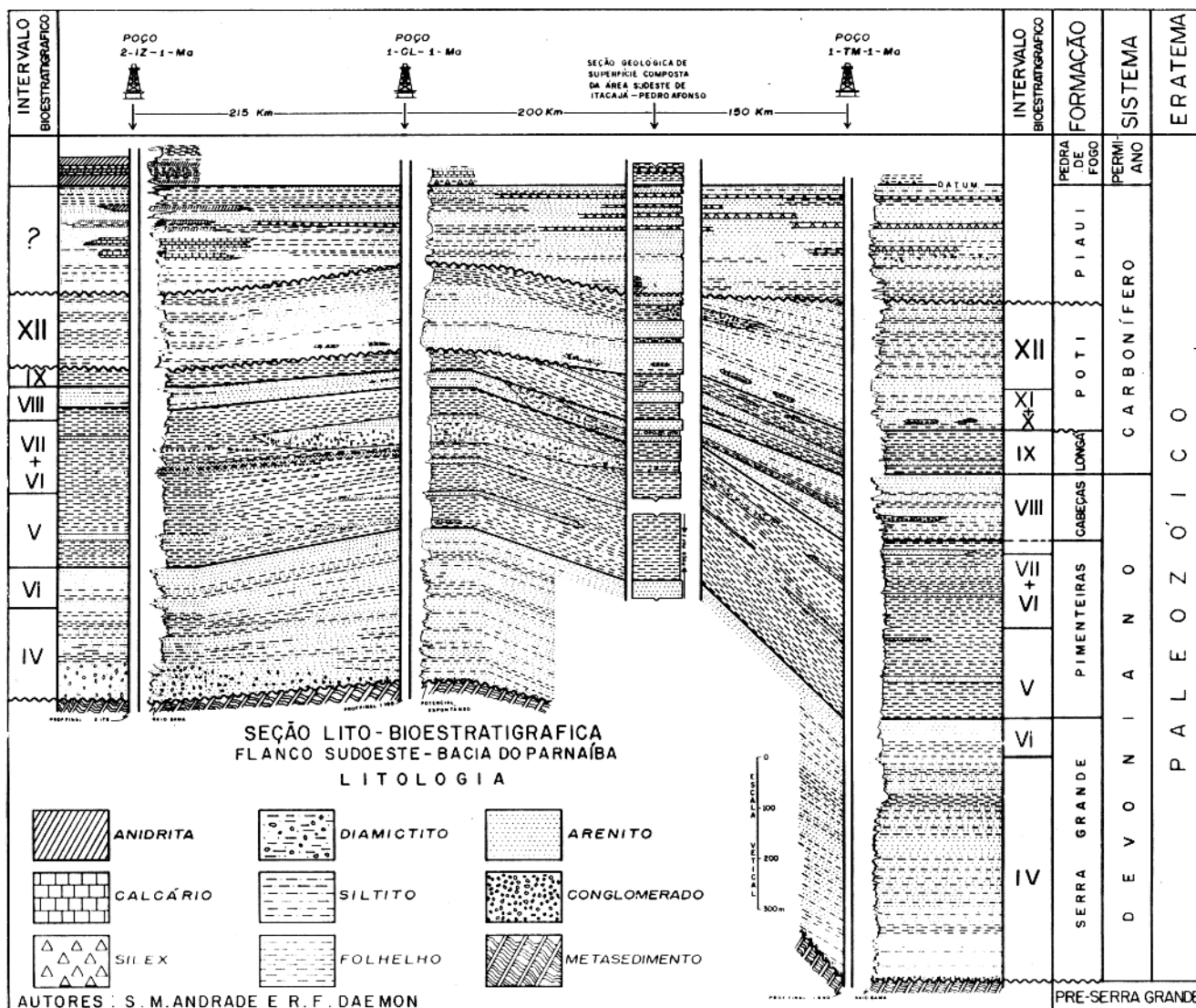


Figura 9 - Seção lito-estratigráfica do flanco suldoeste da Bacia do Parnaíba onde Andrade & Daemon identificaram o diamictito na Formação Pimenteiras (ANDRADE & DAEMON, 1974).

folhelhos cinza esbranquiçados, abundantes impressões de vegetais. Ocorrem, também, siltitos com marcas onduladas e arenitos finos com estratificação cruzada incipiente (SCHOBENHAUS et al. 1984).

Além dessas estruturas CUNHA et al. (1981) citam a ocorrência de estruturas concrecionadas, estruturas oolíticas, estruturas de sobrecarga e tubos e rastros de vermes como as estruturas biogênicas mais comuns.

Siqueira Filho et al. apud CUNHA et al. (1981) citam a presença de gretas de dissecação na Formação Pimenteira.

2.4.4 - Posicionamento Estratigráfico

A Formação Pimenteira, na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, tem uma espessura que varia entre 180m a 300m (ANDRADE & DAEMON, 1974) (Figura 9). Seu contato inferior é discordante com a Formação Serra Grande e o embasamento cristalino. O contato superior com as rochas da Formação Cabeças se dá de forma concordante e gradacional, porém localmente é discordante (SCHOBENHAUS et al. 1984). Entretanto, CUNHA et al. (1981) ressaltam que esta última não é observável com clareza. O contato gradacional entre as Formações Pimenteira e Cabeças pode ser observado em vários pontos, onde as rochas arenopelíticas da Formação Pimenteira gradam para arenitos brancos, muscovíticos, característicos da Formação Cabeças.

2.4.5 - Idade

Com relação à idade da Formação Pimenteira, os estudos palinológicos dos poços 1-IZ-1-Ma (Imperatriz) e 1-TM-1-Ma (Rio Tem Medo) feitos por ANDRADE e DAEMON (1974) revelaram que essa formação pertence aos intervalos bioestratigráficos V a VII, Eifeliano-Givetiano (Devoniano Médio) no

poço Rio Tem Medo e nos intervalos bioestratigráficos V a VIII, Frasniano-Famenniano (Neodevoniano) no poço de Imperatriz (Figura 9).

2.4.6 - Ambiente Depositional

Parece ser consenso na literatura geológica (KEGEL, 1953; RODRIGUES, 1967; ANDRADE & DAEMON, 1974, CUNHA et al. 1981, SCHOBENHAUS et al. 1984) que o ambiente deposicional da Formação Pimenteira seja marinho infranético até litorâneo, com oscilações do nível do mar causando períodos de exposição nas áreas sobrelevadas.

A presença comum de uma alternância rítmica de arenitos, siltitos e argilitos associados a variações faciológicas laterais, a presença de estruturas primárias como marcas de onda, estratificação cruzada, indicam uma deposição marinha em águas rasas com variações no regime de fluxo, atuação de correntes e oscilações do fundo marinho e/ou no regime de fluxo e aporte de detritos. Estruturas “flaser” indicam deposição em planície de maré (CUNHA et al. 1981).

DELLA FÁVERRA (1990) considera a deposição da Formação Pimenteira como sendo em um sistema deposicional de plataforma dominada por tempestades com ciclos que gradam em direção às fontes a sistemas deltaicos (dominados por ação fluvial ou por ação de marés), os quais, por sua vez, se instalam por sobre depósitos dominados por sistemas fluviais anastomosados da sequência anterior.

3. A FORMAÇÃO PIMENTEIRA NA BORDA SUDOESTE DA BACIA DO PARNAÍBA.

3.1. INTRODUÇÃO

A Formação Pimenteira é composta por folhelhos, siltitos e arenitos, na sua porção inferior predominam pelítos enquanto psamitos são mais abundantes na parte superior.

Para melhor entendermos a Formação Pimenteira na região de Pedro Afonso e Tocantínea (TO) foi feito, primeiramente, a identificação das fácies e a descrição de suas características texturais, mineralógicas, de estruturas sedimentares e, sempre que possível, identificada a geometria dos corpos. Em seguida as fácies cogenéticas foram agrupadas em associações de fácies seguida pela elaboração de um modelo deposicional para cada associação.

Entretanto, não foi possível estimar a espessura de cada associação, pois os afloramentos são distantes um dos outros e mostram pequena amplitude e a área está bastante afetada por falhamentos que colocam as Formações Pimenteira e Cabeças em um mesmo nível topográfico.

As fácies estudadas foram agrupadas em três (3) associações de fácies denominadas de A, B e C, descritas a seguir.

3.2. CONTATOS DA FORMAÇÃO PIMENTEIRA

Na área em estudo, a Formação Pimenteira está posicionada sobre a Formação Itaim e sob a Formação Cabeças. Entretanto o contato inferior é muito difícil de ser definido por falta de continuidade dos afloramentos e pela trama estrutural que compartimenta a parte sul-sudoeste da área.

De acordo com o mapeamento geológico realizado na área foi observado que a passagem Itaim - Pimenteira se dá gradativamente com as camadas de folhelhos marinhos Pimenteira onlapando em baixo ângulo os arenitos e folhelhos deltaicos Itaim (Figura 10).

Em muitos pontos da borda sudoeste da bacia a Formação Pimenteiras está em contato direto com o embasamento.

O contato superior com os arenitos da Formação Cabeças é observado na estrada que sai de Pedro Afonso no sentido oeste-leste. Observa-se que a partir do ponto 19 (Anexo) começam a aparecer camadas de arenitos médios a grossos de cor amarelo avermelhada e marrom com estratificação cruzada tabular de pequeno porte, intercalados a argilitos cinza claros. Esses arenitos apresentam-se deformados, mostrando estratificação cruzada sigmoidal e em muitos casos limonitizados (Ponto 20/ Anexo). A partir desse ponto observa-se os arenitos brancos muscovíticos com estratificação cruzada tabular de grande porte, apresentando deformação glacio-tectônica, slumps e fluidização intensa, pertencentes as fácies glaciais da Formação Cabeças (Figura 11).

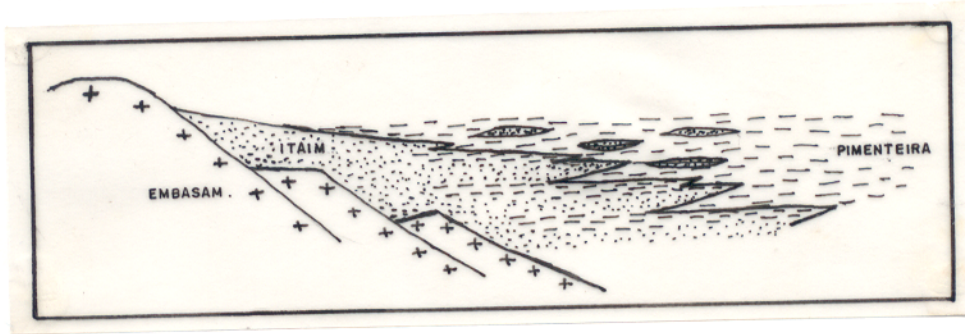


Figura 10 - Representação esquemática mostrando a passagem entre as Formações Itaim e Pimenteira à sudoeste da área.

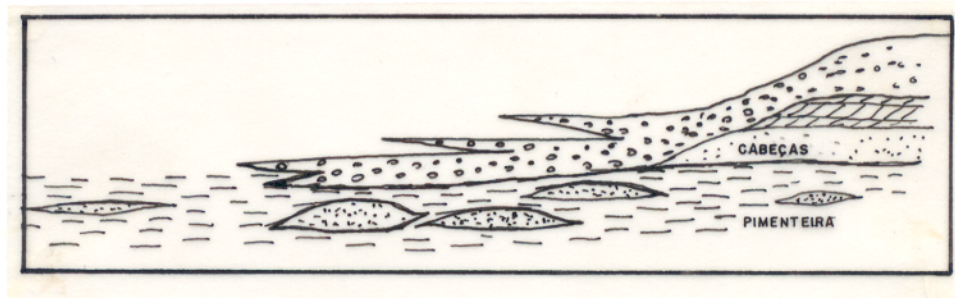


Figura 11 - Representação esquemática mostrando a passagem entre as Formações Pimenteira e Cabeças à leste da área estudada.

3.3. DESCRIÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

3.3.1. Associação de Fácies A

Esta associação ocorre predominantemente na porção localizada à sudoeste da área de trabalho, entre as cidades de Paraíso do Norte e Miranorte, nas margens esquerda e direita da rodovia BR.153 (Pontos 5,6,7 e 17/ Anexo). Pode-se observar a sucessão estratigráfica Pimenteira, Cabeças e Longá, porém o contato Pimenteira - Cabeças, na BR.153, parece ser por falha normal (Anexo) e na estrada que liga a BR.153 à Miracema do Norte (sentido SW-NE) não se observa a passagem por falta de afloramentos.

Esta associação é composta, essencialmente, pelas fácies Fl (folhelho laminado, Alp (arenito com laminação plano paralela) e mais restritamente A-Ab (arenito intercalados a argilitos com bolsões de areia). O mergulho regional do acamamento é 3° e 5° para NE (Figura 12).

3.3.1.1. Folhelho laminado (Fl)

A fácies Fl predomina largamente nesta associação, podendo ocorrer de duas formas: uma de cor cinza escura, muito rica em matéria orgânica e a outra de cor cinza claro amarelada apresentando laminação lenticular definida por alternâncias de lentes de folhelho e lentes de siltito e arenitos muito fino com laminação interna cruzada.

3.3.1.2. Arenito com laminação plano paralela (Alp)

Esta fácies Alp é caracterizada por conter arenitos muito finos de cor creme amarelado e laminados; os grãos são principalmente subarredondados e unidos por uma matriz argilosa. A geometria da fácies é lenticular, com espessura



Figura 12 - Seção panorâmica das fácies F1 e Alp. Observe a falha normal, com atitude 315° Az/ 65° NE. O rejeito é de 60 cm e o acamamento mergulha $3^{\circ}/10^{\circ}$ Az (Ponto 17/ Anexo).

não ultrapassando mais que 50 cm. No contato entre as fácies Fl e Alp observa-se estruturas de sobrecarga onde a areia afunda na porção superior da camada sotoposta de folhelho desenvolvendo formas semi esféricas e também estruturas do tipo bolas e almofadas, onde porções de areia afundam e se isolam na porção superior da camada de folhelho (Figura 13A e 13B). Essa fácies apresenta laminação plano paralela e ondulada (Figura 13A e 13B) e marcas onduladas levemente assimétricas com cristas levemente sinuosas (Figura 14). Nessa fácies também ocorre lentes de cor amarela, com aproximadamente 1 a 5 cm de espessura, em vários níveis, contendo nódulos e concreções de óxido de ferro (Figura 15).

3.3.1.3. Arenito intercalado a Argilitos com bolsões de areia (A-Ab)

A fácies AAb foi observado apenas em um afloramento (Ponto 5, Figura 13 e 16), tem espessura de aproximadamente 50 cm e consiste de camadas com aproximadamente 10 a 15 cm de espessura de argila cinza clara, maciça intercalada a arenito médio de coloração variando de creme, amarelo, marrom até roxo.

O arenito apresenta grãos essencialmente quartzosos e subordinadamente feldspáticos e micas (muscovita), subarredondados unidos por uma matriz de composição siltico-argilosa. Os contatos entre as camadas são muito irregulares, caracterizadas por estruturas de sobrecarga. Em uma ou outra camada de arenito ainda é possível observar uma laminação cruzada remanescente (Figura 16).

3.3.2. Associação de Fácies B

Esta associação ocorre na margem direita do Rio Tocantins, aproximadamente 18 km, rio abaixo, da cidade de Tocantínea (PontoTo.Mi.4/ Anexo) e a nordeste desta cidade nas margens da estrada de terra que liga

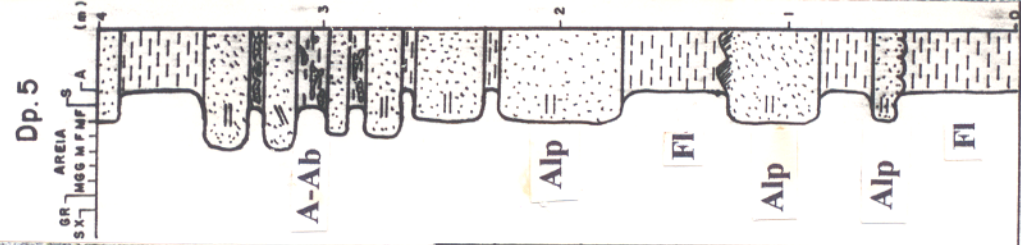
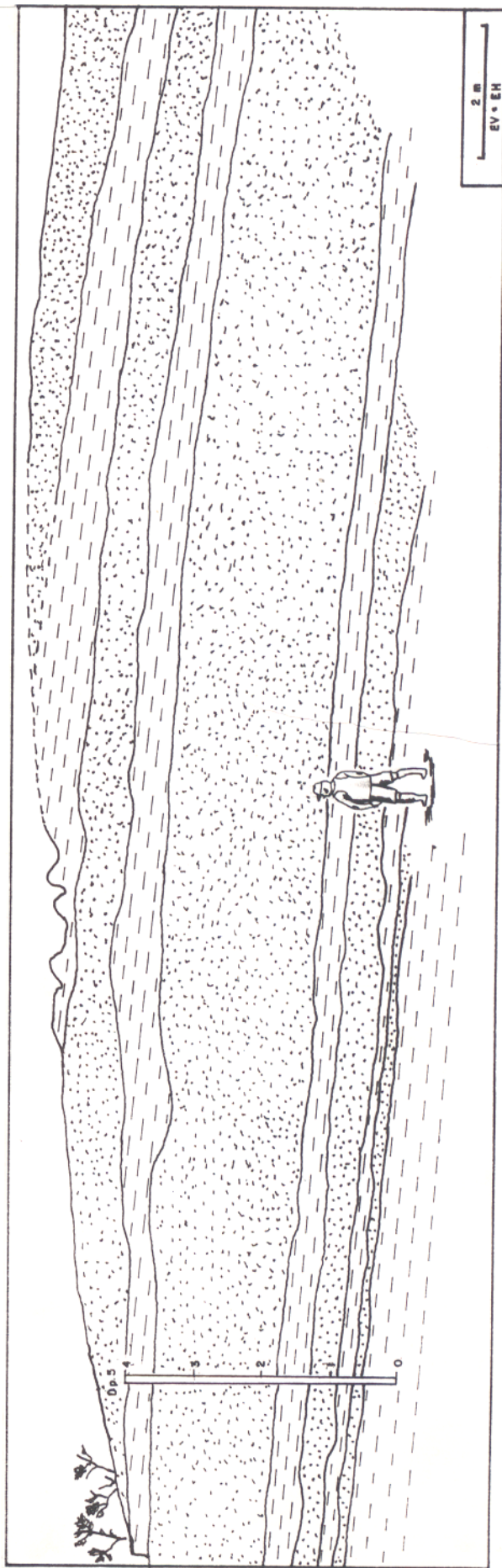


Figura 13 - Seção panorâmica e seção vertical mostrando o relacionamento das fácies FI, Alp e A-Ab. O acamamento mergulha 5°/40° Az (Ponto 5/ Anexo).



Figura 13A - Fácies Alp mostrando estruturas de sobrecarga do tipo bolas e almofadas e marcas onduladas simétricas.

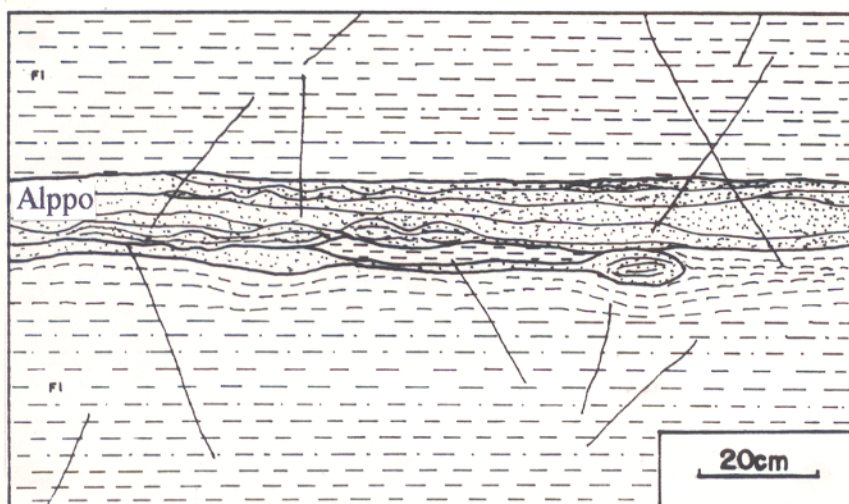
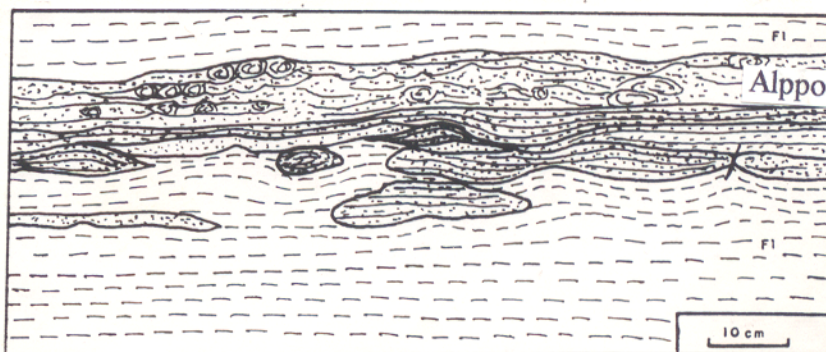


Figura 13 B - Fácies Alp mostrando estruturas de carga do tipo bolas e almofadas, marcas onduladas simétricas e estruturas de convolução.



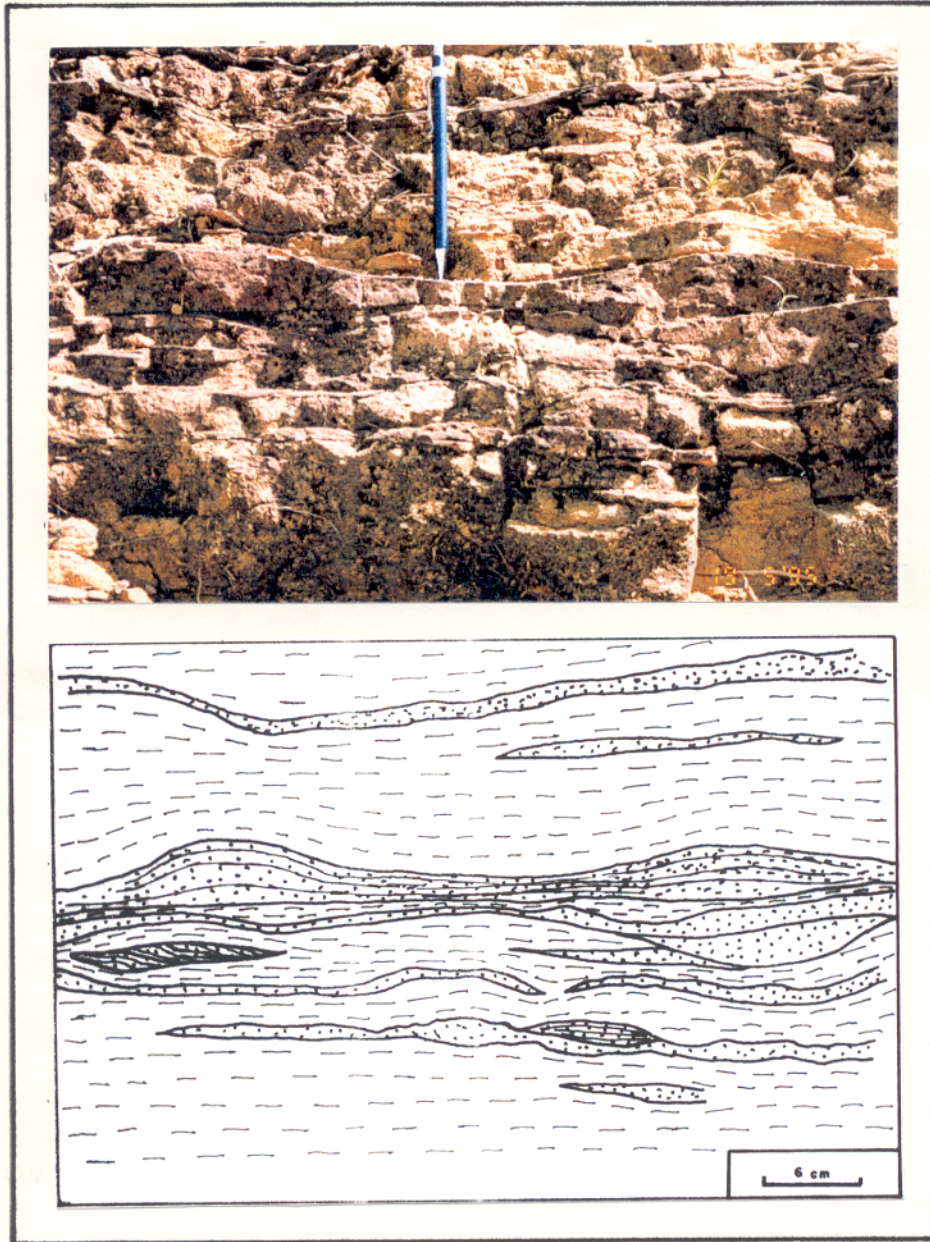


Figura 14 - Fácies Alp mostrando laminação ondulada e lentes com laminação cruzada truncada por onda (Ponto 13 / Anexo).



Figura 15 - Lentes da fácies Alp mostrando concreções de óxido de ferro.

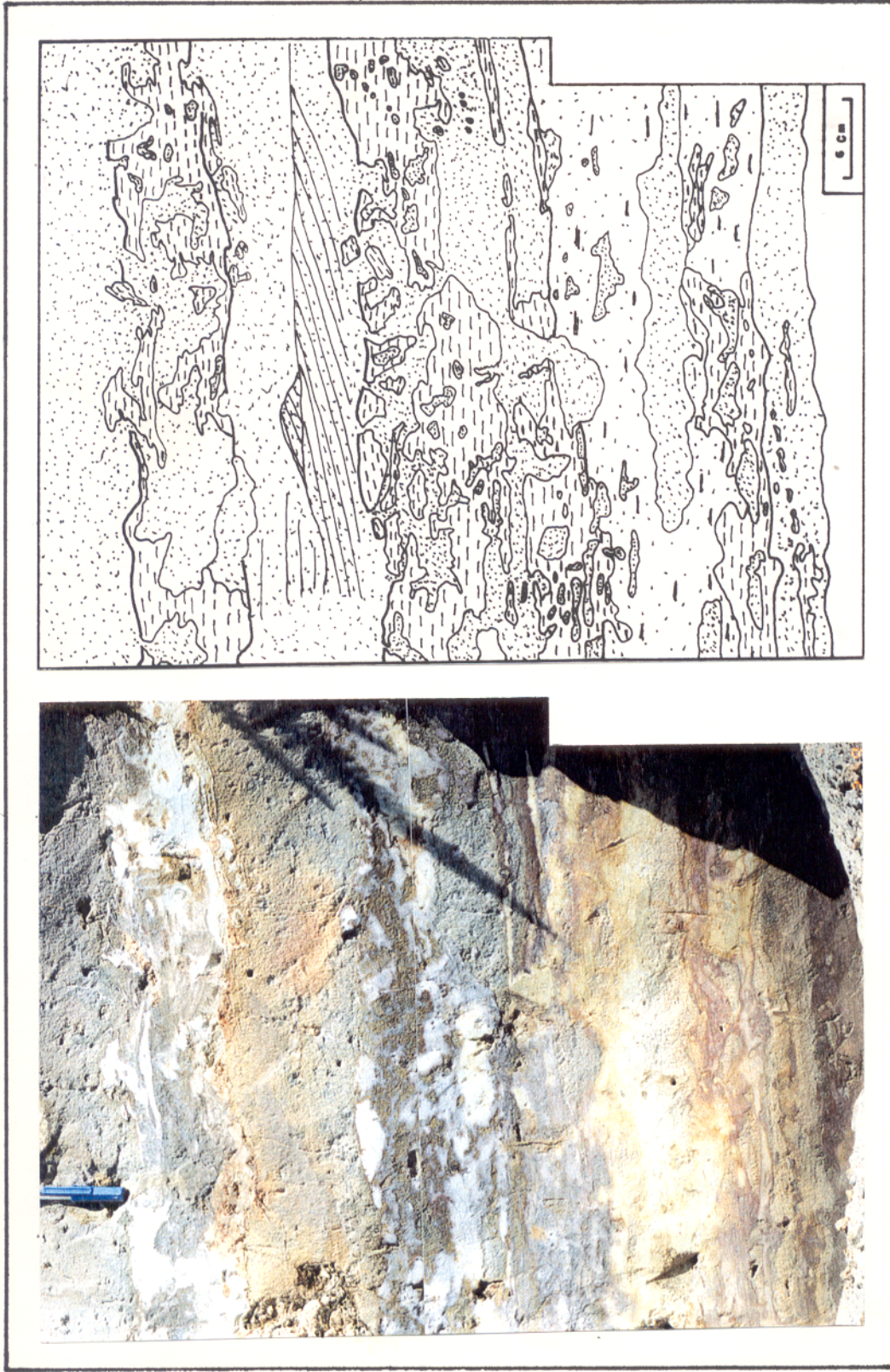


Figura 16 - Fácies A-Ab mostrando as intercalações de arenitos e argilitos onde as camadas de argilitos são truncadas por bolsões de arenitos denunciando estruturas de carga.

Tocantínea ao povoado de Rio do Sono, na margem direita do Rio do Sono (Pontos 9,10 e 11/Anexo).

A associação é composta pelas fácies Dmm (Diamictito maciço) e Acf (arenitos com clastos fluidizados) (Figura 17), Fl (folhelho laminado), Pgm (paraconglomerado grosso maciço), Pfm (paraconglomerado fino maciço) e Agm (arenito grosso maciço).

3.3.2.1. Diamictito maciço (Dmm)

A fácies Dmm é caracterizada por conter clastos de arenitos muito fino a fino, arenito médio com matriz ferruginosa, quartzo, quartizito e clastos exóticos como de granito (Figura 17D), os quais, em geral, encontram-se dispersos, entretanto, observa-se também um leve agrupamento. Estes clastos estão sustentados por uma matriz argilosa de cor cinza escura, quando fresca, e de cor variegada, quando alterada (Figuras 17C, 17D, 18 e 19). Os clastos variam desde angulosos até subarredondados com dimensões variando desde 1 cm de diâmetro até matações com mais ou menos 25 cm de diâmetro, entretanto o tamanho modal fica em torno de 3 cm de diâmetro (Figura 17C). Apresentam formas triangular, losangular e retangular. Foram identificados clastos estriados, com três direções de estrias os quais são, principalmente de arenitos muito fino a fino (Figura 17E), bem como, clastos com formas glaciais de "ferro de engomar" (Figura 19).

A fácies Dmm, no ponto To.Mi 4, apresenta-se sotoposta pela fácies Acf onde ocorre uma zona de aproximadamente 30 cm de espessura em que os minerais argilosos deformam-se formando uma xistosidade (?) (Figura 17A).



Figura 17 A - Contato retilíneo e brusco entre a fácies Dmm e Acf onde ocorre uma zona de deformação (xistosidade) com aproximadamente 30 cm de espessura na fácies Dmm. Note, também, as muitas estruturas de escape de fluidos na fácies Acf.

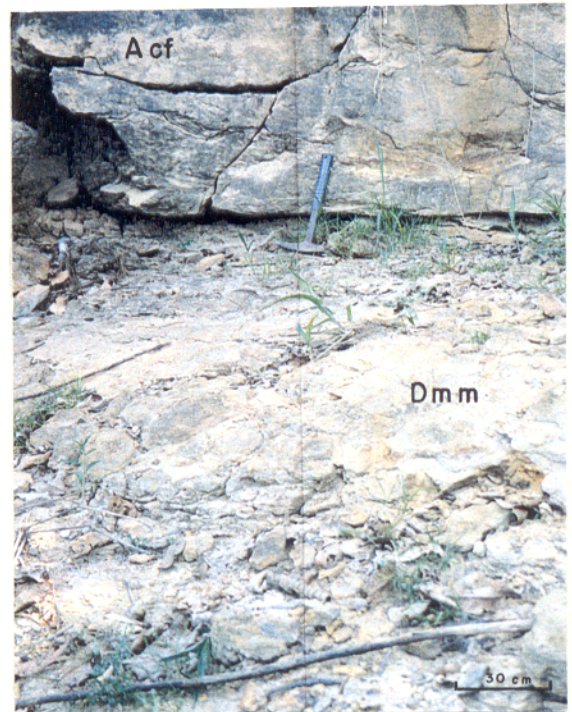
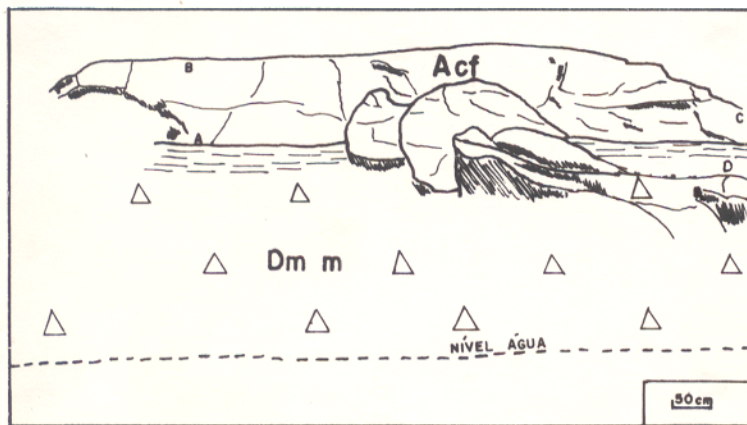
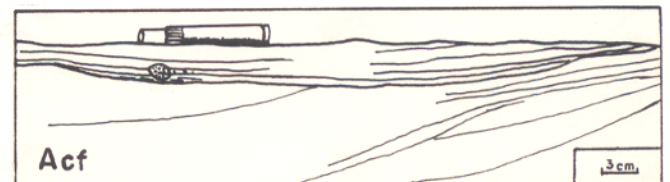


Figura 17 - Vista geral do afloramento, contendo as fácies Dmm e Acf, localizado na margem direita do Rio Tocantins à 18 km da cidade de Tocantínea, rio abaixo (Ponto To-Mi. 4/ Anexo).



Figura 17 B - Detalhe da fácies Acf mostrando uma leve estratificação cruzada truncada e clastos de arenitos com forma triangular e laminação interna plano-paralela.



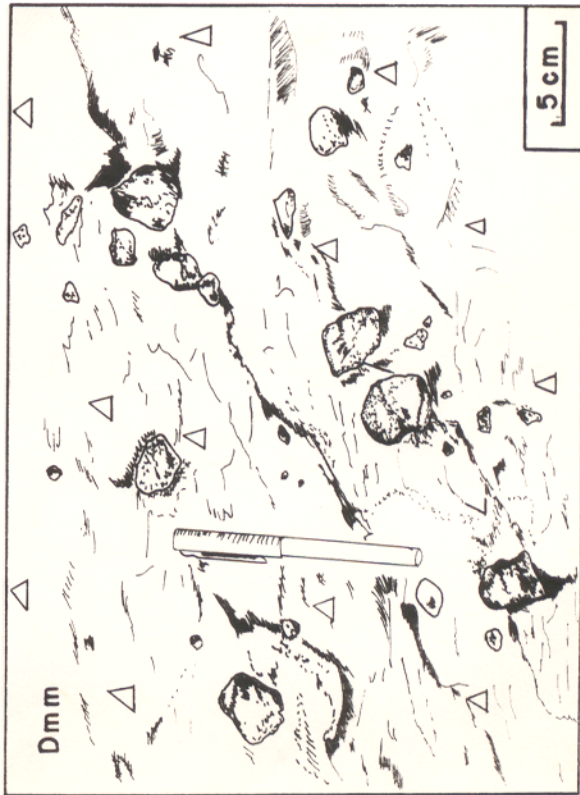


Figura 17 C - Fácies Dmm com os clastos sustentados por uma matriz argilosa.

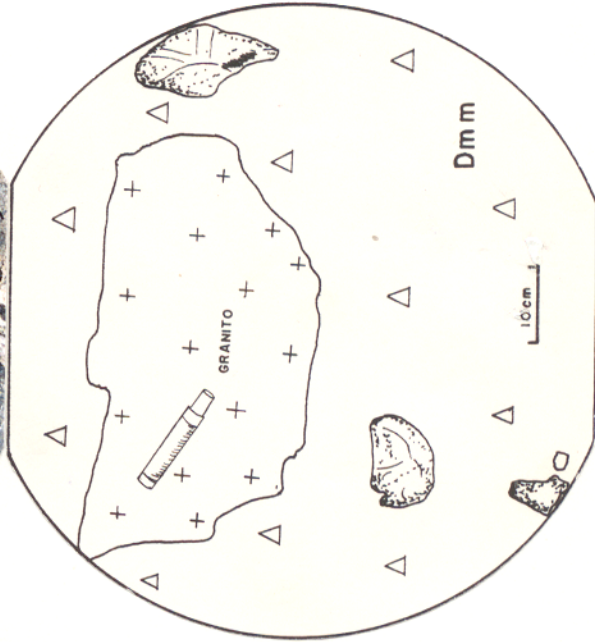
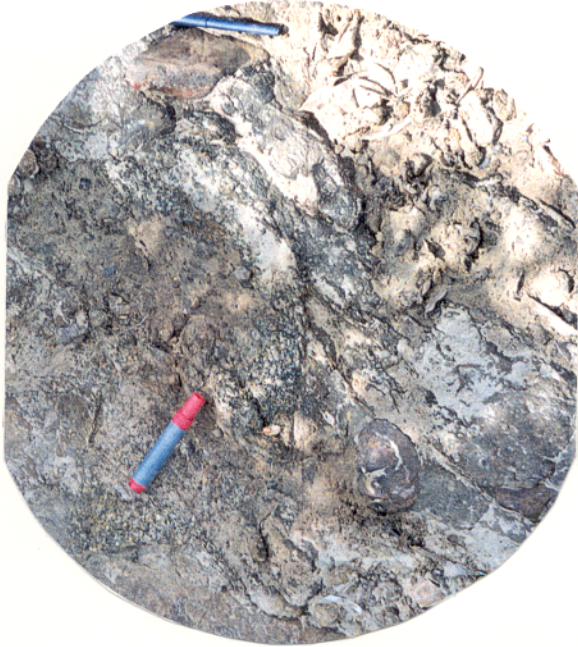


Figura 17 D - Detalhe da fácies Dmm mostrando a ocorrência de clastos exóticos (granito) de dimensões além da média.



Figura 17 E - Detalhe da fácies Dmm mostrando clastos de arenito muito fino com várias direções de estrias.

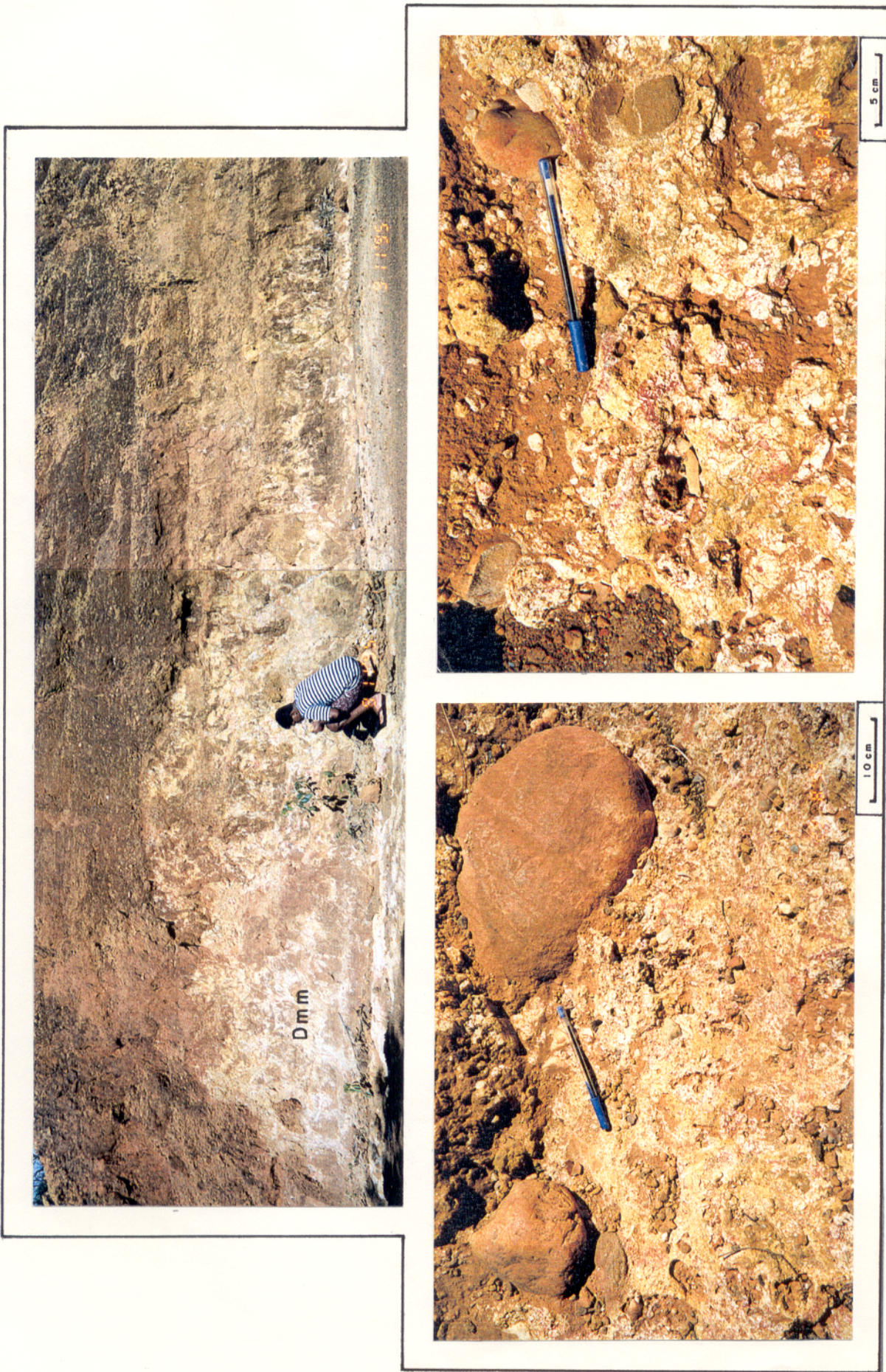


Figura 18 - Fácies Dmm mostrando variação no tamanho e composição dos clastos sustentados pela matriz argilosa intemperizada.

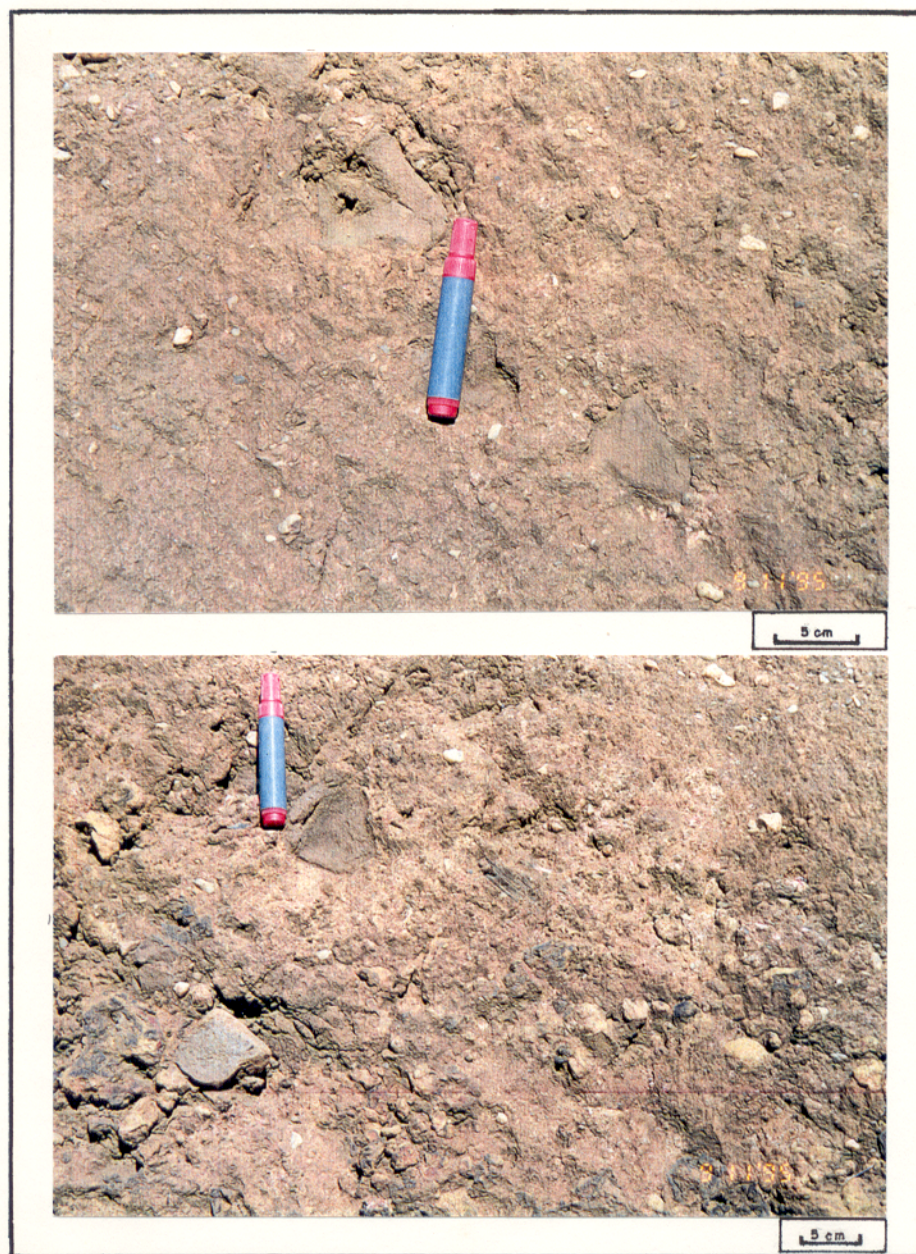


Figura 19 - Fácies Dmm mostrando o comportamento dos clastos de quartzito, quartzo e arenitos suportados pela matriz (Ponto 11/ Anexo).

3.3.2.2. Arenito com clastos fluidizado (Acf)

A fácies Acf é caracterizada por arenito castanho amarelado de granulação média, com grãos subangulosos à subarredondados envoltos em uma matriz siltico-argilosa ferruginizada. Essa fácies contém clastos angulosos (Figura 17B) e clastos subarredondados de arenitos muito finos a finos com laminação interna plano paralela, localizados aleatoriamente no arenito.

A fácies apresenta estratificação cruzada truncada e ondulada incipiente, bem como abundantes estruturas de fluidização (Figuras 17A e 17B).

No ponto To.Mi 4 ela ocorre sobreposta à fácies Dmm em contato brusco e bastante retilíneo (Figura 17A).

3.3.2.3. Folhelho laminado (Fl)

A fácies Fl é caracterizada por um folhelho cinza claro finamente laminado com níveis escuros de matéria orgânica (Figura 20).

3.3.2.4. Paraconglomerado grosso maciço (Pgm)

A fácies Pgm ocorre na forma de lentes não muito extensas com aproximadamente 50/60 cm de espessura acunhados na fácies Fl. Seu contato inferior com esta fácies é brusco e bastante retilíneo enquanto que o contato superior é convexo e mais irregular (ondulado). Devido à forma convexa do contato superior as lâminas de folhelho (Fl) onlapam essa fácies. Esse paraconglomerado é composto por seixos de quartzo, arenitos médios a grossos, com cimento de óxido de ferro, e seixos de quartizitos, emersos em uma matriz arenosa fina a média com seleção ruim a moderada e forma de grãos subangulosos. O diâmetro maior dos seixos varia desde 0.5 a 6 cm e são subangulosos, na sua maioria (Figura 20).

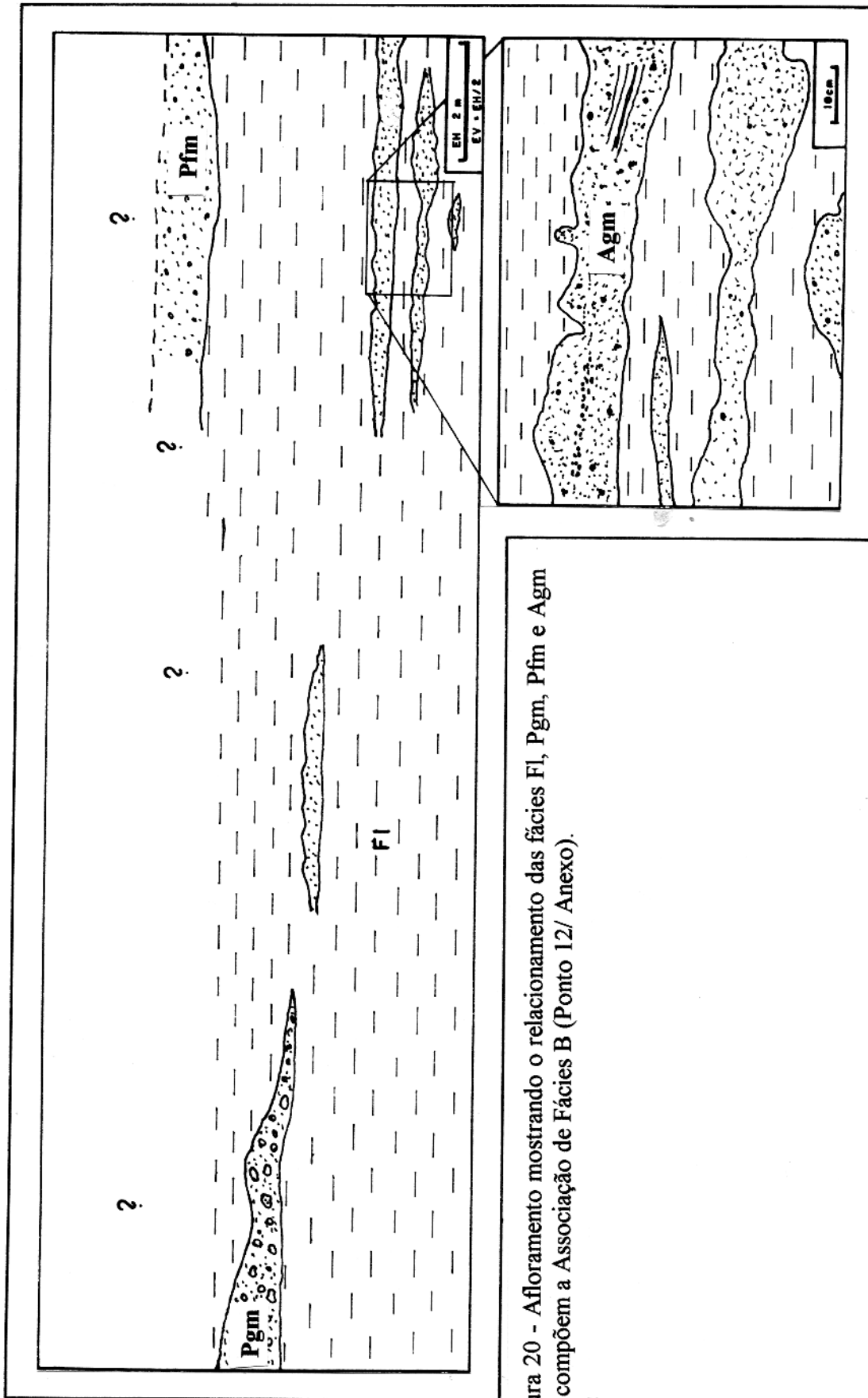


Figura 20 - Afloramento mostrando o relacionamento das fácies FI, Pgm, Pfm e Agm que compõem a Associação de Fácies B (Ponto 12/ Anexo).

3.3.2.5. Paraconglomerado fino maciço (Pfm)

A fácies Pfm apresenta-se com geometria semelhante à fácies Pgm, entretanto não foi possível identificar o contato superior. Observa-se variação no tamanho dos seixos (0,3 a 1.5 cm de diâmetro) emersos em uma matriz arenosa fina oxidada de cor amarelo avermelhada, mal selecionada. Nessa fácies não foi observado estruturação interna, porém a granulometria decresce para o topo (Figura 20).

3.3.2.6. Arenito grosso maciço (Agm)

Essa fácies ocorre na forma de lentes e bolsões irregulares associados as fácies Fl, Pgm e Pfm. As lentes tem espessuras variando desde 10 cm até 35 cm e comprimento não ultrapassando 5 m. Seus contatos inferior e superior são retilíneo e ondulado, respectivamente. Os bolsões tem forma irregular e não ultrapassam 60 cm de comprimento.

A fácies Agm é composta por arenitos médios a grossos de cor amarelo avermelhada, com grãos e grânulos pobremente selecionados e angulosos, de composição quartzosa, emersos em uma matriz siltica-argilosa. Os grânulos estão geralmente dispersos aleatoriamente, entretanto, pode-se observar também, lentes centimétricas formando pequenos níveis dentro do arenito (Figura 20).

Associado a esses arenitos ocorrem, também, fragmentos de argilas marrom escura com formas bastante irregulares.

3.3.3. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES C

Esta associação de fácies predomina amplamente na área em estudo e apresenta uma maior variação de fácies. Os afloramentos estudados ocorrem principalmente na margem direita do Rio Tocantins, margem direita e esquerda do

*minúscula
e
resumo*

Rio do Sono, na estrada que liga Tocantínea ao Rio do Sono e ao longo da continuação da rodovia BR-235, com direção W/E, a partir de Pedro Afonso (Anexo), onde pode-se observar a passagem gradativa da Formação Pimenteiras para os arenitos brancos da Formação Cabeças.

Essa associação é composta pelas fácies F-AI (folhelho-arenito laminado), Fl-S (folhelho laminado intercalado a siltitos), Aco (arenito com estratificação cruzada ondulada truncada por onda), Ap (arenito com estratificação plano-paralela), Apt (arenito com estratificação plano-paralela e cruzada tabular), Acot (arenito com estratificação cruzada ondulada truncada por onda e tangencial), Ach (arenito com estratificação cruzada hamocky), Aptb (arenito com estratificação plano-paralela e cruzada tabular bioturbado), Apmo (arenito com estratificação plano-paralela e marcas onduladas), Amg (arenito maciço com grânulos e seixos dispersos) e Pm (paraconglomerado maciço).

3.3.3.1. Folhelho - Arenito laminado (F-AI)

Esta fácies ocorre mais raramente nesta associação. É composta por folhelho, cinza escuro a cinza claro, finamente laminado com níveis ricos em matéria orgânica, muitas vezes intercalado com finas lentes de arenito muito fino com laminação interna cruzada.

3.3.3.2. Folhelho intercalado a Silito (Fl-S)

A fácies Fl-S, mais abundante na associação de fácies C, é caracterizada por intercalações de folhelho e siltitos de cor cinza amarelado. Pode ocorrer, também, próximo ao contato com arenitos da fácies Amg, lentes de arenitos muito fino a fino com laminação interna cruzada e ondulada truncada por onda definindo um acamamento linsen. As lentes geralmente ocorrem isoladas, entretanto

podem ocorrer sotopostas umas sobre as outras ou ainda interligadas lateralmente (Figuras 21, 22 e 23).

3.3.3.3. Arenito com estratificação cruzada truncada por onda (Aco)

Esta fácies é composta por arenitos sílticos-argilosos, friáveis, amarelados, finos a médios, com grãos bem selecionados e bem arredondados.

Geralmente ocorre na forma de lentes de 4 a 6 cm de espessura, entretanto foi observado uma camada com 30 cm associada a fácies Fl-S, onde a principal estrutura sedimentar é a estratificação e/ou laminação cruzada ondulada truncada por onda (*microhummocky*) (Figura 21).

3.3.3.4. Arenito com estratificação plano paralela (Ap)

A fácies Ap é caracterizada por arenitos médios, sílticos-argilosos, de cor creme amarelada, com grãos bem selecionados e bem arredondados. Ocorre sob a forma de lentes de 5 a 10 cm de espessura associada as fácies Fl-S e Aco (Figura 22), e camadas com aproximadamente 40 a 50 cm de espessura associados as fácies Fl-S e Acot (Figura 24). Apresenta internamente estratificação plano-paralela.

3.3.3.5. Arenito com estratificação plano paralela e cruzada tabular (Apt)

Esta fácies mostra arenitos argilosos, médios de cor creme amarelada, seleção moderada e grãos subarredondados. Os arenitos ocorrem na forma de camadas de 20 e até 60 cm de espessura, exibindo estratificação plano paralela e cruzada tabular. Observa-se, também, sets com estratificação cruzada tabular e *mud drape*, entretanto esta estrutura é mais rara (Figura 23).

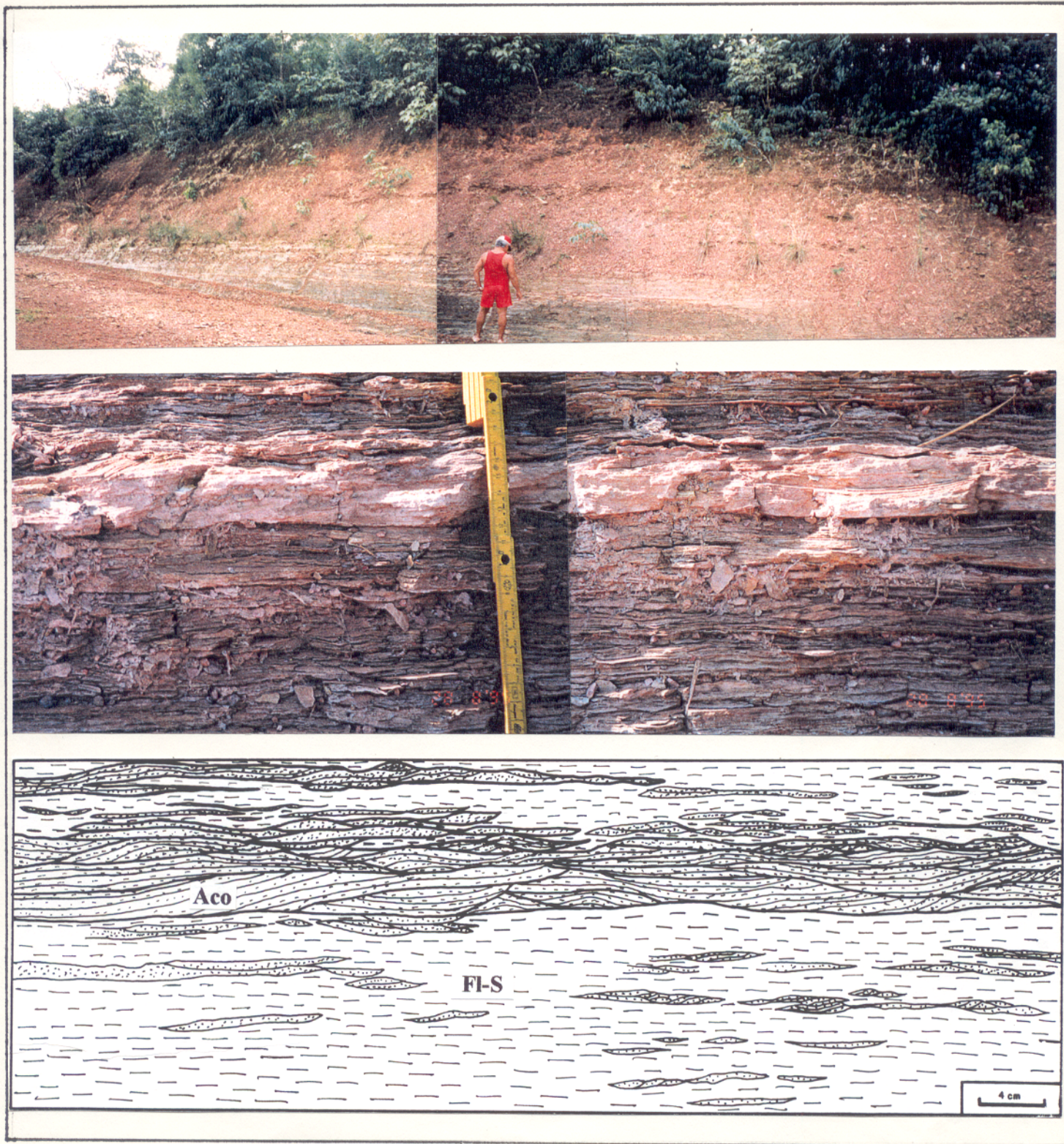


Figura 21 - Afloramento da Associação de Fácies C pertencente a Formação Pimenteiras, mostrando, no detalhe, uma lente de arenito com 4 a 6 cm de espessura, com estratificação cruzada truncada por onda (microhummocky). Observe que a espessura das lentes de areia aumentam (estratificação lenticular) culminando na deposição da lente maior e volta a diminuir (Ponto 19/ Anexo).



Figura 22 - Afloramento da Formação Pimenteira pertencente a Associação de Fácies C. Observe as lentes de arenito com laminação plano-paralela passando para laminação lenticular (Ponto To. 2/ Anexo), indicando variação no regime de fluxo.

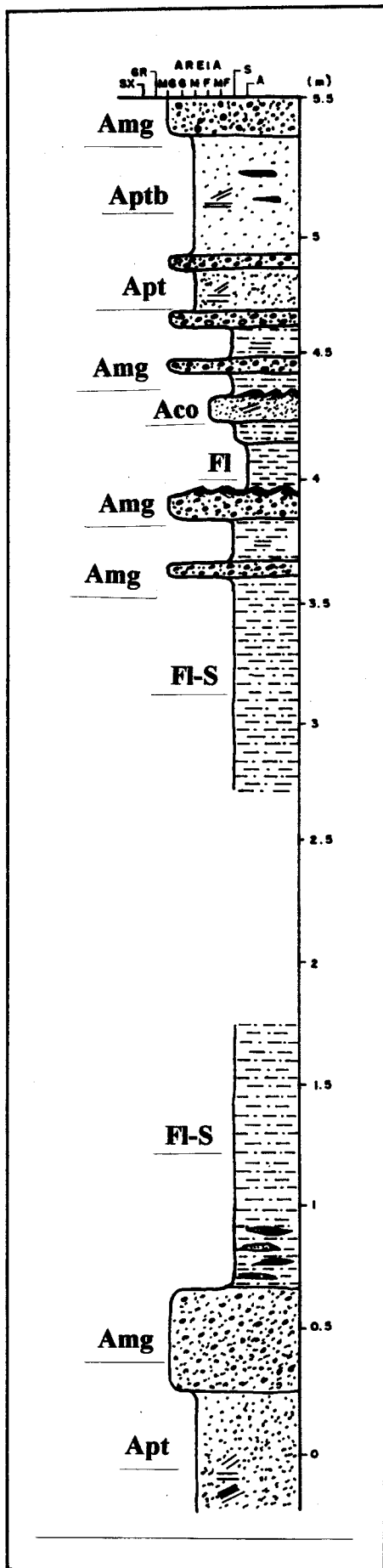


Figura 23 - Perfil vertical mostrando o comportamento de algumas fácies da Associação de Fácies C (Ponto 14 / Anexo).

3.3.3.6. Arenito com estratificação cruzada ondulada truncada e cruzada tangencial (Acot)

Esta fácies está representada por arenitos sílticos, médios de cor creme amarelada, boa seleção e com grãos bem arredondados. A estrutura sedimentar marcante é a estratificação cruzada ondulada truncada que no contato com a fácies Ap mostra direção de mergulho contrária aos sets superiores que apresentam estratificação cruzada tangencial na base. Observa-se nessa passagem várias superfícies erosivas limitando os sets. Os set com estratificação cruzada tangencial na base mostram decréscimo na espessura em direção ao topo da camada que também é limitada por uma superfície de erosão. (Figura 24).

3.3.3.7. Arenito com estratificação cruzada hummocky (Ach)

A fácies Ach é caracterizada por arenitos médios sílticos-argilosos, de coloração creme amarelado, boa seleção e grãos subangulosos a subarredondados. A estrutura sedimentar marcante é a estratificação cruzada hummocky, porém sets com estratificação cruzada ondulada truncada por ondas normais também ocorrem. Em muitos casos a base desses sets contém grânulos de quartzo e fragmentos de argila do tamanho de grânulos compondo um pequeno lag descontínuo. Essa fácies ocorre repetidamente por grande parte da área e seus melhores afloramentos estão localizados na margem direita do Rio Tocantins e margens direita e esquerda do Rio do Sono (Figura 25).

3.3.3.8. Arenito com estratificação plano paralela e cruzada tabular bioturbado (Aptb)

Esta fácies é caracterizada por arenitos, argilosos, médios, creme amarelados, bioturbados, com seleção moderada e grãos subangulosos a

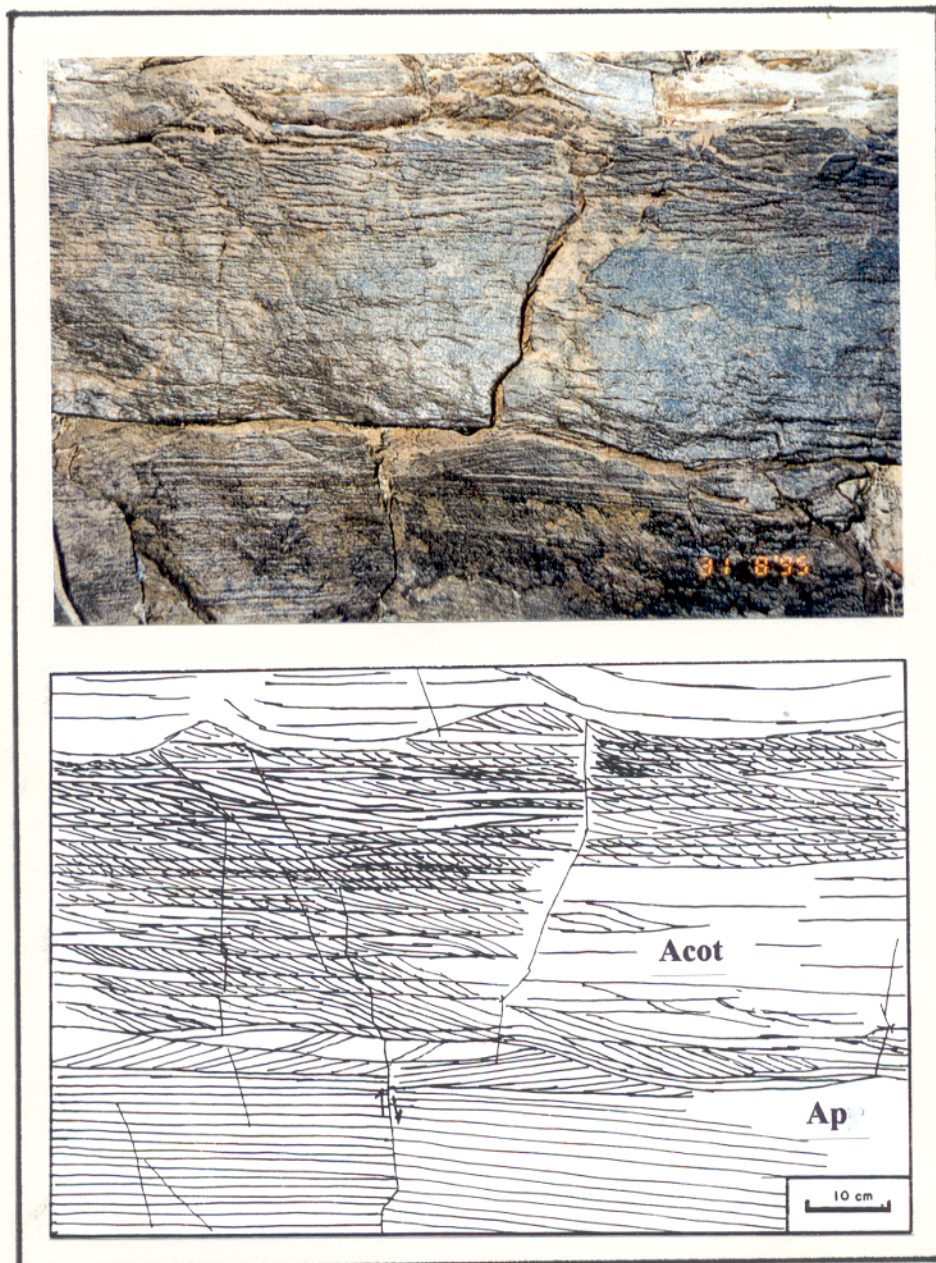


Figura 24 - Afloramento da Associação de Fácies C mostrando laminação plano-paralela na base, laminação cruzada planar e ondulada com mergulhos em sentidos contrários, bem como superfícies de truncamento desenhando ondulações. Indicando variações no regime de fluxo e também de direção.



Figura 25 - Fácies Arenito médio com estratificação cruzada hummocky (Ach), pertencente a Associação de Fácies C (Ponto R.So. 4/Anexo).

subarredondados. As camadas apresentam-se com estratificação plano paralela na base passando para estratificação cruzada tabular para o topo. As bioturbações são caracterizadas por tubos cilíndricos retilíneos e/ou irregulares dispostos horizontalmente com aproximadamente 0.2 cm de diâmetro médio e alguns centímetros de comprimento (Figura 23).

3.3.3.9. Arenito com estratificação plano paralela e marcas onduladas (Apmo)

Esta fácies consiste de arenitos muito grossos, argilosos, de coloração creme avermelhada, mal selecionados e com grãos subangulosos. Apresenta estratificação plano paralela e marcas onduladas ligeiramente assimétricas na superfície dos sets (Figura 26).

3.3.3.10. Arenito maciço com grânulos e seixos dispersos (Amg)

A fácies Amg é caracterizada por conter arenitos muito grossos de cor amarelo avermelhada e branca amarelada com grânulos e pequenos seixos angulosos a subangulosos de quartzo e quartzitos espalhados em uma matriz arenosa fina a média. Esta é pobremente selecionada e tem grãos subangulosos a subarredondados de cor marrom amarelado devido à pigmentação de óxido de ferro. A estruturação interna das camadas é maciça, mas podem ocorrer marcas onduladas levemente assimétricas na superfície do set (Figura 23).

3.3.3.11. Paraconglomerado maciço (Pm)

Esta fácies é caracterizada por conglomerados maciços, compostos por seixos de quartzo, quartzito e arenito, medindo de 0.5 até 3 cm de diâmetro. Os clástos são sustentados por uma matriz arenosa média, creme amarelada, mal selecionada com grãos subangulosos (Figura 26).

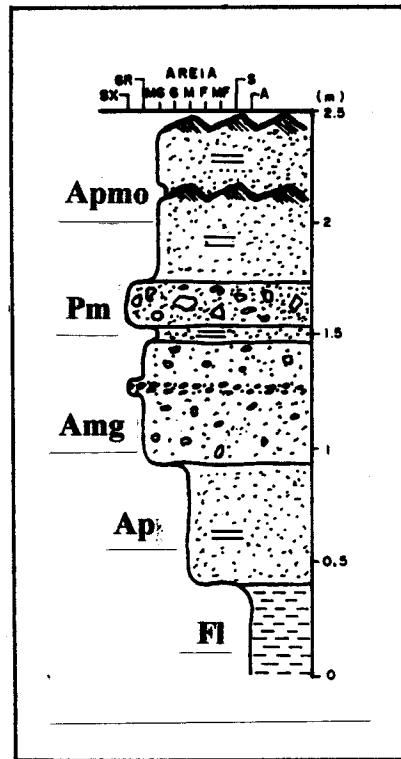


Figura 26 - Relacionamento das fácies Fl, Ap, Amg, Pm e Apmo compondo a Associação de Fácies C.

4 - MODELO DEPOSICIONAL PARA A FORMAÇÃO PIMENTEIRA NA BORDA SUDOESTE DA BACIA DO PARNAÍBA.

O modelo deposicional aqui apresentado é um arranjo de simplificações para ajudar na compreensão de processos e fenômenos naturais complexos (READING, 1986). Tem por objetivo apresentar simplificada e sobre os ambientes deposicionais estudados de um intervalo estratigráfico, em torno de bloco-diagramas.

Na área em estudo foram descritas fácies que posteriormente foram agrupadas em associações de fácies denominadas A, B, e C, que de acordo com suas características são interpretadas como representativas dos seguintes ambientes deposicionais:

1- PLATAFORMA MARINHA DE LAMA com barras e/ou pequenos lençóis arenosos de plataforma associadas (associação de fácies A), associação essa que predomina em grande parte da porção inferior da Formação Pimenteira;

2 - GLACIOMARINHO PROXIMAL associado a um CANAL SUBGLACIAL (associação de fácies B), que ocorre de forma mais localizada na porção média superior da Formação;

3 - PLATAFORMA MARINHA RASA COM BARRAS DE PLATAFORMA ASSOCIADAS DEPOSITADAS SOB A INFLUÊNCIA DE TEMPESTADES (associação de fácies C) que predomina na porção superior da Formação Pimenteira.

A Figura 27, a seguir, mostra um resumo das associações de fácies estudadas, o possível ambiente e processos deposicionais que atuaram durante a deposição das fácies.

UNID. LITO-ESTR.	SIST. DEPOS.	ASS. DE FÁCIES	FÁCIES	AMBIENTE/SUBAMBIENTE	PROCESSOS
F	P				
O	L	A	Fl, Alp, AAb	PLATAFORMA MARINHA DE LAMA COM BARRAS E/OU LENÇÓIS ARENOSOS ASSOCIADOS	DEPOSIÇÃO A PARTIR DE SUSPENSÃO E SUBORDINADAMENTE FLUXO OSCILATÓRIO E TRAÇÃO.
R	A				
M	T				
A	A	B	Dmm e Acf	GLACIOMARINHO PROXIMAL	FLUTUAÇÃO E DEGELO DA GELEIRA E JANGADAS DE GELO NO MAR COM DEPOSIÇÃO PRINCIPALMENTE POR SUSPENSÃO E QUEDA DE SEIXOS E CASCALHO ATRAVÉS DA ÁGUA DE DERRETIMENTO, ESTÁ ASSOCIADO A ALGUMA TRAÇÃO.
Ç	F				
Ã	O				
O	R				
P	M				
I	A	B	Fl, Pgm, Pfm e Agm	BARRAS SEIXOSAS E ARENOSAS DE CANAL SUBGLACIAL	DEPOSIÇÃO A PARTIR DE TRAÇÃO
M	M				
E	A	C		PLATAFORMA MARINHA RASA COM BARRAS ARENOSAS ASSOCIADAS DEPOSITADAS SOB A INFLUÊNCIAS DE TEMPESTADES	ACÇÃO DE ONDAS DE TEMPESTADES, MIGRAÇÃO DE FORMAS DE LEITO EM REGIME DE FLUXO SUPERIOR E INFERIOR, FLUXO OSCILATÓRIO E TRAÇÃO. DURANTE A FASE DE BOM TEMPO DEPOSIÇÃO A PARTIR DE SUSPENSÃO.
N	R		F-Al, Fl-S, Aco, Ap, Apt, Acot, Ach, Aptb, Apmo, Amg e Pm		
T	I				
E	N				
I	H				
R	A				
A					

Figura 27 - Quadro resumo das fácies e associação de fácies com seus respectivos ambientes e processos deposicionais para a Formação Pimenteira na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba.

A Formação Pimenteira é considerada, segundo os conceitos da estratigrafia de seqüências, uma seqüência transgressiva (DELLA FÁVERA, 1990), sendo registrada na sua porção mediana a superior uma superfície de inundação máxima com a porção superior depositada num trato de sistema de mar alto (RODRIGUES, 1995).

Nesse contexto a deposição da associação de fácies A composta pelas fácies Fl (folhelho laminado, Alp (arenito com laminação plano paralela) e mais restritamente A-Ab (arenito intercalados a argilitos com bolsões de areia) estariam associadas a um aumento rápido do nível do mar cobrindo extensas áreas da bacia, afogando os depósitos deltaicos da Formação Itaim sendo que as camadas de folhelhos e arenitos muito finos marinhos onlapam essa sequência. Essa associação é representativa do ambiente marinho mais distal da linha de costa, onde predomina a deposição de sedimentos finos principalmente por suspensão (fácies Fl). Os arenitos (fácies Alp e A-Ab) foram depositados subordinadamente em finas camadas entre os folhelhos marinhos apresentando estruturas, tais como, laminação plano-paralela, laminação cruzada, marcas onduladas levemente assimétricas de crista ligeiramente sinuosa e laminação ondulada, indicando a atuação do fluxo unidirecional e oscilatório (Figura 28).

As estruturas de sobrecarga podem e devem ter sido geradas por carga sedimentar bem como por arrasto friccional causados por correntes de tempestades (REINECK & SINGH, 1973).

Na área a sudoeste da Bacia do Parnaíba essa associação predomina na porção inferior da Formação Pimenteira (Anexo).

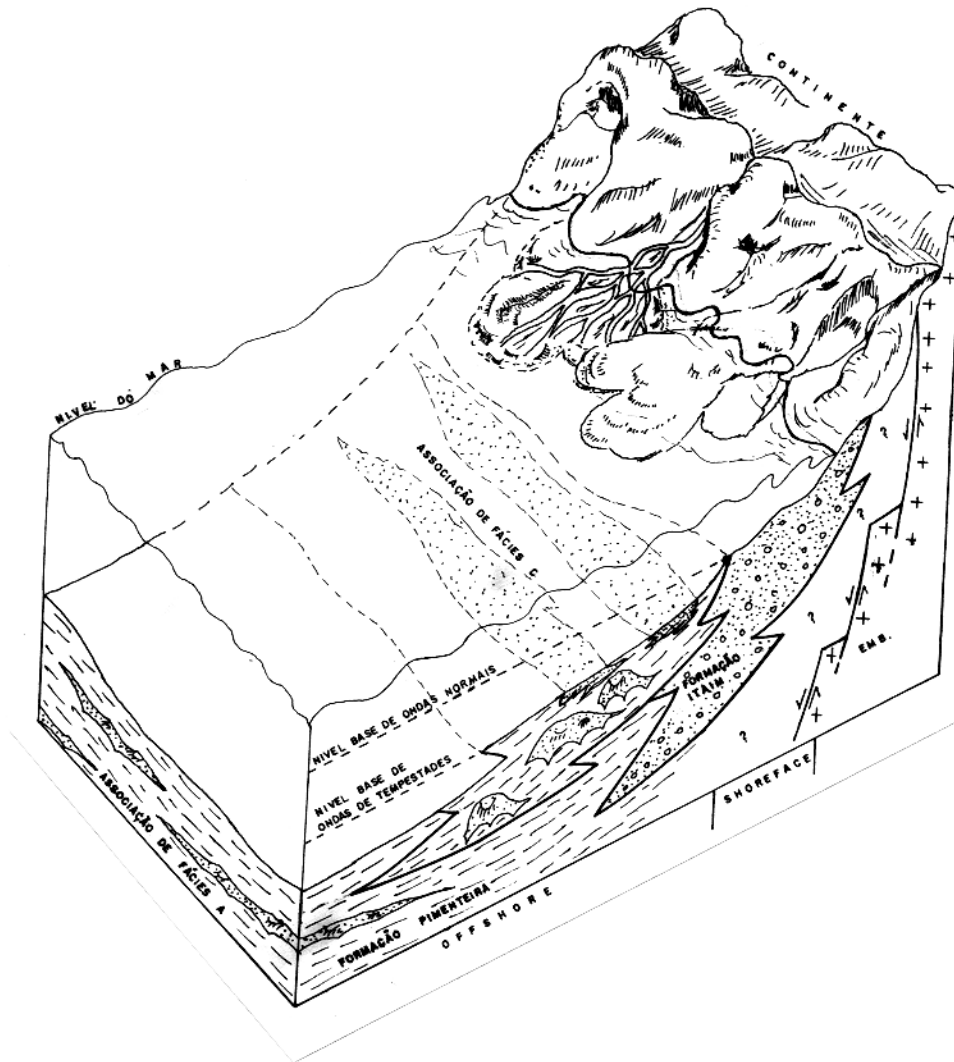


Figura 28 - Bloco diagrama ilustrando o provável ambiente deposicional da associação de fácies A e C.

A associação de fácies B representa um episódio inédito na estratigrafia da Formação Pimenteira, pois correspondem a depósitos glaciomarinho proximais com canal subglacial associado identificados pelas fácies Dmm (Diamictito maciço) e Acf (arenitos com clastos fluidizados), Fl (folhelho laminado), Pgm (paraconglomerado grosso maciço), Pfm (paraconglomerado fino maciço) e Agm (arenito grosso maciço) depositados a partir da água de derretimento de geleiras, jangadas de gelo e/ou icebergs flutuando no mar (Figura 29 A e B).

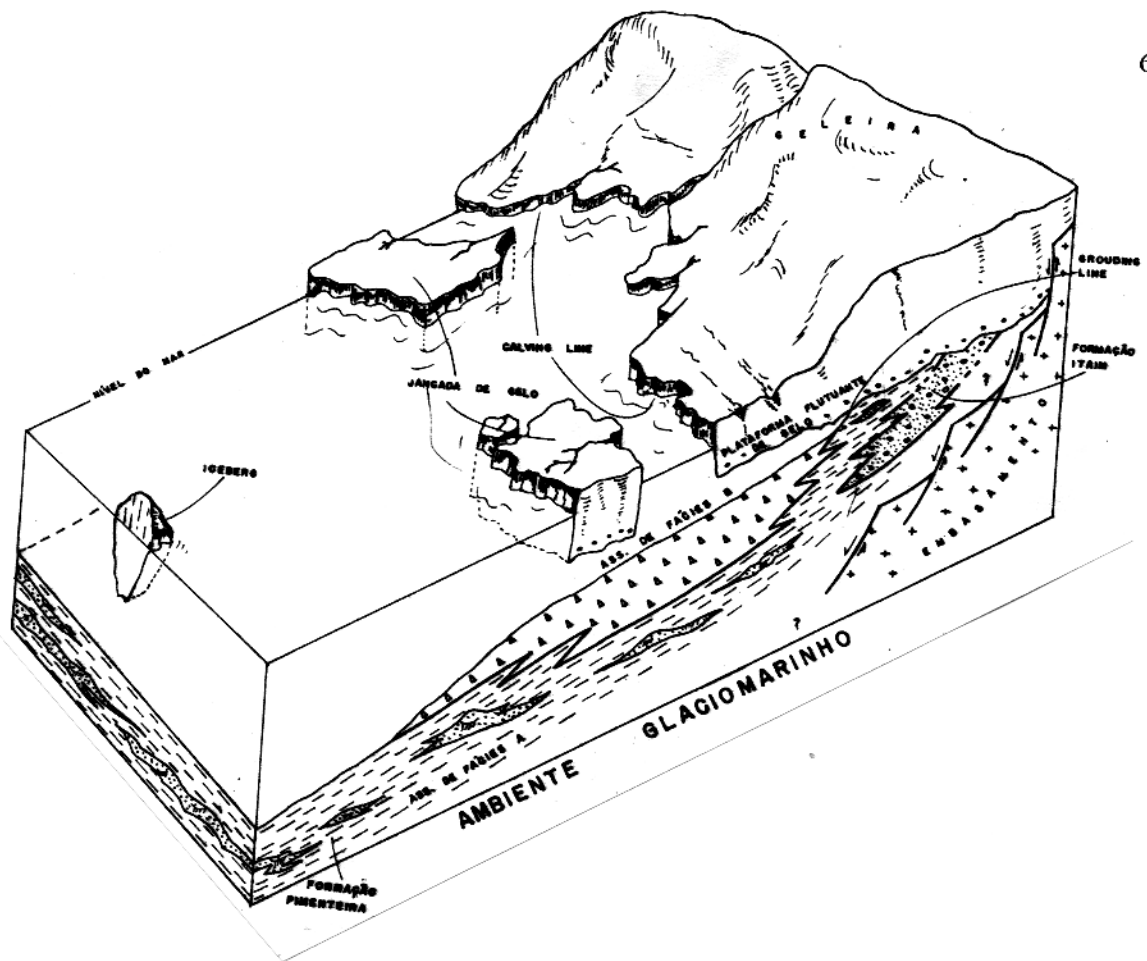


Figura 29 A - Modelo de deposição para a associação de fácies B.

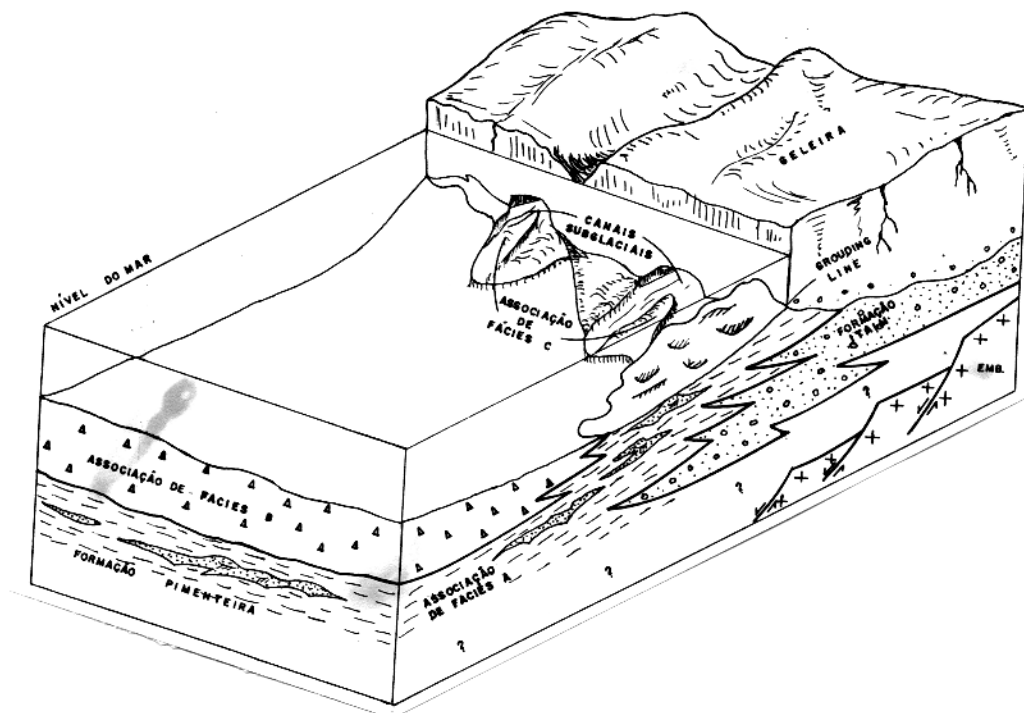


Figura 29 B - Bloco diagrama mostrando os depósitos de barras remanescentes de canais subglaciais associados aos depósitos glaciomarinho proximal.

O processo deposicional teve início quando uma grande massa de gelo deslocando-se do continente até flutuar no mar. A água de derretimento juntamente com fluxo canalizado de canais subglaciais de alta energia colocando em suspensão uma grande carga de sedimentos finos formando uma pluma carregada de sedimentos que, ao decréscimo da energia foram depositados por efeito da gravidade, acumulando extensas coberturas de lama (BOULTON & DEYNOUX, 1981; EDWARDS, 1986; EYLES, 1988), com o material grosseiro transportado pelas jangadas de gelo e/ou icebergs foram espalhados por todo esse sedimento a medida que se desprendiam do gelo em derretimento misturando-se aos sedimentos finos resultando num suprimento constante de seixos e cascalhos (fácies Dmm). O derretimento constante da massa de gelo flutuante pode também depositar amontoados de entulhos (EYLES, 1988) (Figura 30).

Variações de concentração de clastos nas fácies Dmm evidenciam variações na taxa de suprimento de material grosseiro transportado pelo gelo ou sedimentos finos em suspensão e pode levar à formação de acamamento (EDWARDS, 1986; EYLES, 1988).

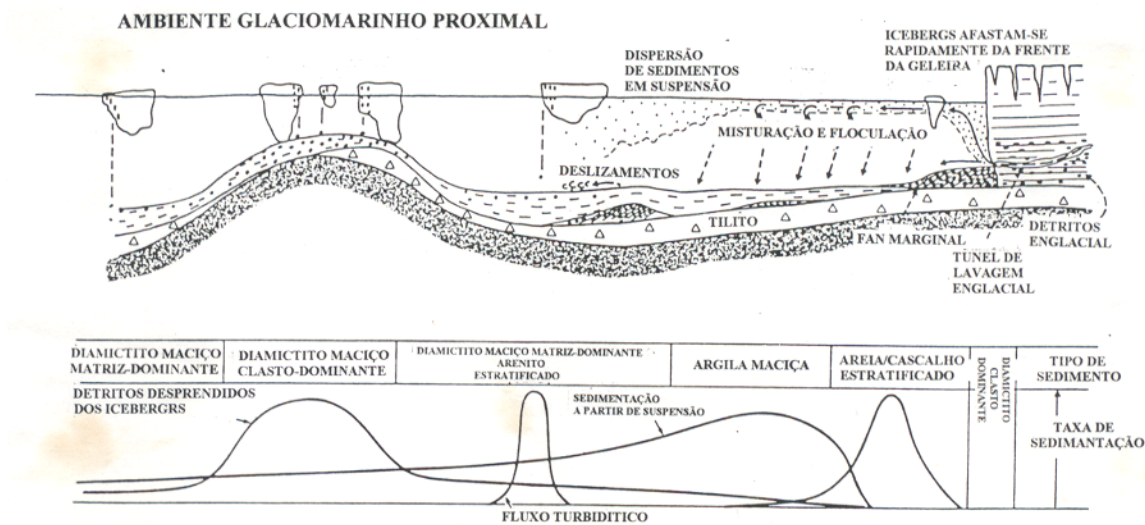


Figura 30 - Representação esquemática de sedimentação glaciomarinha proximal associado a um *fjord* ou plataforma aberta. Sugere, ainda, a relação entre taxa de sedimentação de diferentes fontes de sedimentos e o depósito característico produzido (BOULTON & DEYNOUX, 1981).

Os sedimentos grosseiros que caíram ao fundo próximo a margem da geleira poderiam ser transportados para longe através de fluxos de alta densidade e/ou fluxos gravitacionais de sedimentos (EDWARDS, 1986). A alta energia com que esse material entrou na coluna de água marinha causou, naturalmente, a seleção das areias que se acumularam em camadas intercaladas com os diamictitos (fácies Acf) através da migração de formas de leito que podem ter clastos incorporados pela água de degelo (Figura 31). A pequena zona de deformação com aproximadamente 30 cm de espessura observada no contato entre as fácies Acf e Dmm mostra que a camada de areia deslizou sobre a camada de diamictito ainda inconsolidado e com muita água nos poros. Essa movimentação imprimiu as estruturas de fluidização registradas na fácies Acf. A força motriz para isso ocorrer poderia ter sido causada por um aporte sedimentar muito grande a frente da *grounding line* (Figura 29, 30 e 31) formando um declive acentuado e

consequentemente deslizamentos ocorrem, bem como, por deformação glaciotectônica causada pelo atrito entre a base da geleira e o fundo sedimentar.

Um outro fato importante refere-se aos clastos de arenitos encontrados na fácies Dmm e Acf. Eles são muito similares aos arenitos mapeados na associação de fácies A da Formação Pimenteira sugerindo que a mesma poderia ter sido erodida pela capa de gelo em movimento. Entretanto, não se mapeou essas fácies que poderiam apresentar pavimentos estriados e deformações glaciotectônicas.

As fácies Fl (folhelho laminado), Pgm (paraconglomerado grosso maciço), Pfm (paraconglomerado fino maciço) e Agm (arenito grosso maciço) podem ser interpretadas como sendo depósitos de barras remanescentes de um canal subglacial associado ao ambiente glaciomarinho proximal.

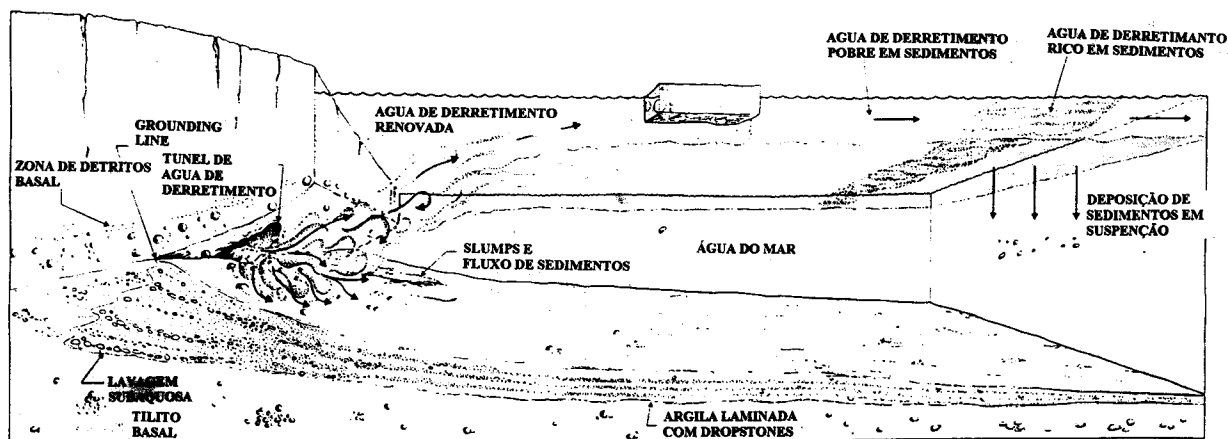


Figura 31 - Sedimentação glaciomarinha na frente de uma geleira de base molhada. Sedimentos grosseiros caem no fundo próximo a margem da geleira onde podem ser transportados para mais adiante por fluxo de alta densidade e/ou fluxo gravitacional de sedimentos. Sedimentos finos e grosseiros são carriados da margem da geleira através de um pluma carregada de sedimentos. Variações na concentração de sedimentos em suspensão na pluma pode levar a formação de laminas ou camadas no fundo marinho (EDWARDS, 1986).

Essas fácies ocorrem muito próximas lateralmente das fácies Dmm e Acf, os seixos observados nas fácies Pgm e Pfm possuem a mesma composição e características dos encontrados nos diamictitos, os depósitos arenosos são muito grosseiros e pobremente selecionados, angulosos, com seixos dispersos, indicando muito pouco retrabalhamento. A presença de fragmentos de argilas indicam erosão e redeposição sem muito transporte (Figura 29 B).

Estratigraficamente a associação de fácies B, na região de Tocantínea, está localizada na porção média a superior da seção da Formação Pimenteira corroborando com as interpretações de ANDRADE & DAEMON (1974) que descrevem a existência de um diamictito na porção superior da mesma (Figura 9).

A associação de fácies C é dominante na porção superior da Formação Pimenteira. Ela é característica de um ambiente plataformal onde a deposição das areias se deu, principalmente, abaixo do nível de base das ondas de bom tempo. Esse ambiente teria sido dominado por eventos episódicos de tempestades tropicais que causaram a entrada de material arenoso grosseiro até fino formando depósitos de barras (tempestitos), caracterizados, principalmente, através da estratificação cruzada hunmocky e cruzada ondulada truncada por onda (microhunmocky), observadas nas fácies Aco (arenito com estratificação cruzada ondulada truncada por onda), (arenito com estratificação cruzada ondulada truncada por onda e tangencial), Ach (arenito com estratificação cruzada hunmocky).

Passado o evento tempestítico volta a ocorrer calmaria e novamente deposição de pelitos recobrando as barras arenosas por extensas camadas de folhelhos (Figura 28).

As barras arenosas apresentam em sua porção basal areias muito grossa com tendência granodecrescente ascendente, e em alguns casos observa-se a

presença de um pequeno *lag* composto, principalmente por granulos de quartzo, arenito ferruginizado e folhelho (fácies Ach).

Nessas barras muitas camadas mostram evidências da atuação do fluxo oscilatório, tais como estratificação cruzada hummoky, estratificação e laminação cruzada ondulada truncada por onda (microhummoky), porém o fluxo unidirecional predomina em determinados momentos da sedimentação, inclusive com variação no regime de fluxo, bem como, no sentido do fluxo. Ocorre também, diminuição da espessura dos sets para o topo evidenciando diminuição da espessura da lamina d'água, como observado na fácies Acot (Figura 24).

As areias seriam transportadas para esse ambiente deposicional, principalmente por fluxos combinados, gerados durante as tempestades pelas ondas (WALKER, 1992), nesse sentido pode-se justificar a presença de sedimentos grosseiros e a ausência de bioturbação nos arenitos.

Assim o ambiente deposicional para a sequência superior da Formação Pimenteira, na área estudada, é o de plataforma marinha rasa proximal com barras arenosas associadas, depositadas entre o nível de base de ondas de tempestades e o nível de base de ondas de bom tempo por processos relacionados a ação de tempestades.

5. O REGISTRO GLACIAL NO DEVONIANO SUPERIOR

Segundo CAPUTO & CROWELL (1985) propuseram que o padrão das glaciações durante o Paleozóico Inferior e Superior no Continente Gondwana representam a migração do supercontinente sobre o Pólo Sul.

GRAHN & CAPUTO (1992) observaram que 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 sendo responsável por três eventos glaciais no Siluriano Inferior e alguns prováveis depósitos de influência glacial localizados nas latitudes médias e altas na Argentina, Bolívia e Peru (Formação Cancañiri), e no Brasil, nas bacias do Amazonas (Grupo Trombetas) e Paraná (Formações Vila Maria e Iapó) (Figura 32).

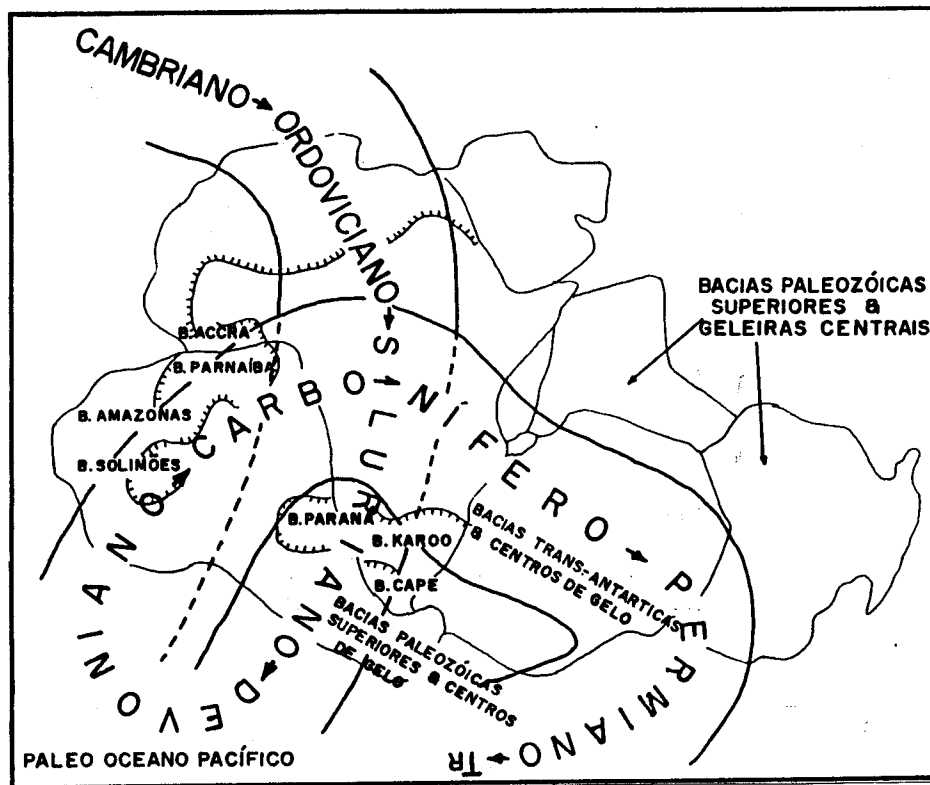


Figura 32 - Migração dos centros glaciais paleozóicos sobre o Gondwana (CAPUTO & CROWELL, 1985).

O Siluriano Médio ao início do Devoniano Superior, não apresenta registros de glaciação reconhecido.

No Devoniano Superior a glaciação está bem registrada em três grandes bacias cratônicas no Brasil (Bacias do Amazonas, Parnaíba e Solimões) e na Bolívia (CAPUTO & CROWELL, *op.cit.*).

CAPUTO (1994) observa que a glaciação devoniana está registrada nas bacias do Parnaíba (Formação Cabeças), Solimões (Formação Jaraqui) e Amazonas (Formações Curiri e Oriximiná), podendo ser correlacionada com registros na Bolívia (Formação Cumaná - Lago Titicaua), bacias de Acra (Camadas Takoradi - Gana), Tim Mersoi (Formação Teragh - Nigér), Murzuk (Formação Tahara - Líbia) e Karoo (Diamictito Miller - África do Sul).

Algumas evidências podem ser observadas no registro geológico mundial, durante o Devoniano Superior, indicativas de um evento de refrigeração mundial. Nas bacias do Amazonas, Parnaíba e Solimões ocorre, no registro sedimentar, sequências regressivas de idade eofameniana e mesofameniana, ao norte da África, sedimentos famenianos são tipicamente regressivos, no Canadá e Ilhas Britânicas ocorrem sedimentos regressivos de idade fameniana. Esses registros sedimentares sugerem uma regressão mundial no fim do Fameniano, relacionada ao climax da glaciação no Continente Gondwana Ocidental (CAPUTO, 1994).

Crowell apud CAPUTO (1994) destacou a importância das glaciações nas rápidas variações do nível do mar, associadas à formação e degelo de geleiras. Durante a glaciação a água fica retida nos polos causando um rebaixamento no nível dos oceanos, conseqüentemente, deposição de sequências sedimentar regressiva.

As glaciações geram regressões e mudanças na circulação da água nos fundos oceânicos, acarretando desequilíbrio ecológico e extinção da fauna e flora marinha. CAPUTO (1994) observa que, no registro sedimentar do Fameniano

ocorreu extinção biótica, ocasionada por movimento de retorno da coluna de água oceânica no final do evento anóxico, devido ao significativo resfriamento climático ou glaciação denoniana na América do Sul.

CAPUTO (op.cit.) postula que a inibição de depósitos carbonáticos e evaporíticos no Famêniano, apóia a hipótese de um evento de resfriamento mundial, citou, também, que a deposição, em escala mundial, de grande quantidade de folhelhos anóxicos ricos em matéria orgânica, substituíram a deposição de calcários e evaporitos em áreas tropicais e clásticos grossos em zonas frias durante o frasniano. Estes folhelhos orgânicos estão presentes nas bacias do Amazonas, Solimões e Parnaíba.

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

Nesse contexto podemos posicionar os depósitos glaciomarinhos proximais (Associação de fácies B) registrados na porção média à superior da Formação Pimenteira, na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, como um pulso regressivo, consequência do resfriamento mundial ocorrido no Frasniano.

Apoiando esse contexto a Formação Pimenteira, apresenta, em sua seção superior sequências regressivas, camadas de folhelhos orgânicos (RODRIGUES, 1995) e ausência de camadas evaporíticas e carbonáticas.

6 - CONCLUSÕES

A caracterização das fácies e seu agrupamento em associações de fácies denominadas A, B e C para a Formação Pimenteira na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba permitiram reconhecer os ambientes de PLATAFORMA MARINHA DE LAMA (associação de fácies A), GLACIOMARINHO PROXIMAL com CANAL SUBGLACIAL assossiado (associação de fácies B) e PLATAFORMA MARINHA RASA INFLUENCIADA POR TEMPESTADES (associação de fácies C).

A associação de fácies A representa deposição durante a subida do nível do mar, progressivamente, onde as fácies Fl, Alp e A-Ab atestam deposição em uma plataforma marinha de lama, cujo o principal processo deposicional é a partir de sedimentos em suspensão (pelitos) e subordinadamente o fluxo oscilatório e trativo mostra-se presente na deposição das lentes de arenitos. Estas fácies onlapam os depósitos da Formação Itain, considerados como sendo depósitos deltaicos (influenciados por ação fluvial ou marés) e tempestíticos.

As fácies Dmm e Acf (associação de fácies B) atestam a presença de uma geleira estendendo-se mar adentro bem como a presença de jangadas de gelo flutuante e icebergs deslocando-se da frente da geleira para mar afora. Provelmente essa deposição ocorreu durante um rebaixamento do nível do mar, devido as geleiras reterem água por congelamento. A deposição ocorreu, principalmente por gravidade com o decréscimo da energia do fluxo que colocou os sedimentos em suspensão. Os clastos, depositaram-se partir do desprendimento das jangads de gelo e/ou icebers a medida que vão derretendo caindo e misturanbdo-se aos sedimentos finos. A alta energia com que os sedimentos grossos entraram na coluna de água marinha selecionou, naturalmente, as areias que depositaram-se intercalados as diamictitos.

As fácies Fl, Pgm, Pfm e Agm (associação de fácies B), possivelmente representam restícios de depósitos de barras de canais subglaciais que ocorrem associados as geleiras de base molhada. Embora essas fácies ocorram muito próximas lateralmente das fácies Dmm e Acf, os seixos terem a mesma composição e textura dos encontrados nos diamictitos e os depósitos arenosos serem muito grossos, mal selecionados e angulosos a subangulosos, seixos dispersos e a presença de fragmentos de argila, indicando erosão e deposição sem muito transporte elas podem representar, também, depósitos de sedimentos grossos transportados por fluxos de alta energia até a plataforma de lama ou serem, ainda, produto de retrabalhamento e redeposição de outras fácies.

Os clástos de arenitos encontrados nas fácies Dmm e Acf são muito similares aos arenitos pertencentes a associação de fácies A, sugerindo que a mesma poderia ter sido erodida pela capa de gelo em movimento.

A pequena zona de deformação observada no contato das fácies Dmm e Acf indica que a fácies Acf deslizou sobre a fácies Dmm, ainda inconsolidada e com muita água nos poros desenvolvendo a xistosidade (?) no diamictito, por ser menos competente, e as estruturas de fluidização. A movimentação poderia ser causada por um aporte sedimentar grande a frente do “*grounding line*” da geleira, formando um depósito com um declive acentuado, bem como, por deformação glaciotectônica causada por atrito entre a base da geleira, jangadas de gelo e/ou icebergs e substrato sedimentar.

A associação de fácies C evidencia depósitos de plataforma marinha rasa dominada por tempestades, onde ocorrem deposição e retrabalhamento de barras arenosas de plataforma por correntes geradas durante as tempestades. Essa associação foi depositada, parte durante a retomada da subida do nível do mar, após rebaixamento durante a deposição da associação de fácies B, e parte durante o

nível de mar alto, atestada por camadas de folhelhos mais espessas para o topo da associação até a passagem para os arenitos brancos da Formação Cabeças considerados como depositados em nível de mar alto à regressivo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, G. A. 1969. Revisão Geológica da Bacia do Maranhão. In: CONG. BRAS. GEOL. 25. **Anais**. São Paulo. v.3, 22-113
- AGUIAR, G.A. 1971. Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONGR. BRAS. DE GEOL., 25., São Paulo, 1971. **Anais**. São Paulo, SBG. v.3. p. 113-122.
- ANDRADE, S.M. & DAEMON, R.F. 1974. Litoestratigrafia e Bioestratigrafia do Flanco Sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano-Carbonífero). In: CONG. BRAS. DE GEOL.,28., Porto Alegre, 1974. **Anais**. Porto Alegre ,SBG. p. 130-137.
- ASMUS, H. E. & PORTO, R. 1972. Classificação das bacias Sedimentares Brasileiras segundo a Tectônica de Placas. In: CONG. BRAS. GEOL. 26. **Anais**. Belém. SBG. v.2, p. 67-90.
- BARBOSA, O.; DE RAMOS, J. R. A.; GOMES, F de A.; HEMBOLD, R. 1966. Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da área do "Projeto Araguaia". Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Min., Monogr. nº 19, 94p.
- BOULTON, G. S. & DEYNOUX, M. 1981. Sedimentation in Glacial Environment and the Identification of Tills and Tillites in Ancient Sedimentary Sequences. **Precambrian Research**, 15: 397-422.
- BRITO NEVES, B.B. 1983. **O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil**, escala 1:1.000.000. São Paulo, 177p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, USP, 1983.

- CABRAL, N.M.T. 1991. **Estudo Litoestratigráfico do Permocarbonífero da Bacia do Maranhão**. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 152p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1991.
- CAPUTO, M. V. 1984. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil**. Santa Bárbara. University of California. 583p. Thesis (PhD) - University of California.
- CAPUTO, M. V. 1994. Atmospheric CO₂ Depletion as a Glaciation 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.
- CAPUTO, M. V. & LIMA, E. C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. v.2.
- CAPUTO, M. V.; MARQUES, L. F. P.; CARVALHO, L. C. A. 1983. **Desenvolvimento Tectônico das Bacias do Amazonas e Parnaíba**. Rio de Janeiro, Petrobrás. (Relatório Interno).

- CAROZZI, A.V., FALKNHEIN, F.V.H., CARNEIRO, R.G., ESTEVES, F.R.; CONTREIRAS, C.J.A. 1975. **Análise Ambiental e Evolução Tectônica Sinsedimentar da Seção Siluro-Eocarbonífera da Bacia do Maranhão**. Rio de Janeiro, Editora, p. 1-48 (Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração de Petróleo, 7).
- CUNHA, B.C.C da, et al. 1981. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC-22-Tocantins**. Rio de Janeiro. p.126-149.
- CUNHA, F.M.B. 1986. **Evolução paleozóica da bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. Rio de Janeiro. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências. 107p. Tese (Mestrado) - Instituto de Geociências, UFRJ, 1986.
- DELLA FÁVERA. J. C. 1990. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. Porto Alegre. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, 2 v. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRS, 1990.
- EDWARDS, M. 1986. Glacial Enviroments. In: READING, H. G. (ed). **Sedimentary Enviroments and Fácies**. 2.ed. Oxford, Blackwell Scientific Publications. p.445-470.
- EYLES, C.H. 1988. Glacially and Tidally Influenced Shallow Marine Sedimentation of the Late Precambrian Port Askaig Formation, Scotland. **Palaeogeography, Palaeclimatology, Paleoecology**, 68:1-25.

- GÖES, A. M. 1995. **A Formação Poti (Carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba**. São Paulo. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências, 171p. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, USP, 1995.
- GÖES, A. M. De O. & FEIJÖ, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. 8: 57-67.
- GOES, A. M. de O.; SOUZA, J. M. P.; TEIXEIRA, L. B. 1989. **Estágio Exploratório e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Parnaíba**. Rio de Janeiro. Petrobrás, Dep. Exploração, Coletânea dos Trabalhos Técnicos do 1º Seminário de Interpretação Exploratória, p.25-34.
- GÖES, A. M. de O.; SOUZA, J. M. P.; TEIXEIRA, L. B. 1990. Estágio exploratório e perspectiva petrolíferas da Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. 4: 55-64.
- GOES, A. M. de O.; TRAVASSOS, W. A.; NUNES, K. C. 1992. **Projeto Parnaíba - Reavaliação da Bacia e Perspectivas Exploratórias**. Belem, PETROBRAS. Rel. Interno.
- GRAHN, Y. & CAPUTO, M. V. 1992. Early Silurian Glaciations in Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 99:9-15.
- KEGEL, W. 1953. Contribuição para o Estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM**, Rio de Janeiro. 1: 141-148.
- KINGSTON, D. R.; DISHROON, C. P.; WILLIAMS, P. A. 1983. Global basin classification system. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 67, 2175-2193.

- LIMA, E. de M. & LEITE, J.F. 1978. **Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba**. Recife, Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais. v. I e II.
- 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.
- READING, H. G 1986. *Fácies*. In: READING, H. G. (ed). **Sedimentary Environments and Facies**. 2.ed. Oxford, Blackwell Scientific Publication. p.4-9.
- REINECK, H. E. & SINGH, I. B. 1973. **Depositional Sedimentary Environments**: with reference to terrigenous clastics. Berlin, Springer-Verlag, 439 p.
- REZENDE, W. M. & PAMPLONA, H. R. P. 1970. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. **Boletim Técnico da Petrobrás**, 13, 5-14.
- RODRIGUES, R. 1967. **Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba**. Belém, Petrobrás. 49p. (relatório interno).
- RODRIGUES, R. 1995. **A Geoquímica Orgânica da Bacia do Parnaíba**. Porto Alegre. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, 225p. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRG, 1995.

- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. de A., DERZE, G.R.; ASMUS, A.E.
1984. **Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica incluindo Depósitos Minerais**, escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM. p.163-165.
- WALKER, R. G. 1984. **Fácies, Fácies Models and Modern Stratigraphic Concepts**. In: WALKER, R. G. **Fácies Models and Sea Level Change**. 2. ed. Canadá. p. 01-04.
- WALKER, R. G. 1992. **Wave and Storm Dominated Shallow Marine Systems**. In: WALKER, R. G; & JAMES, N. P (eds). **Fácies Models - Response to Sea Level Change**. Toronto, Geological Association of Canadá. p. 219-235.