



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

**“ FÁCIES LITORÂNEAS GLACIAIS DA FORMAÇÃO NHAMUNDÁ
(SILURIANO INFERIOR), NA REGIÃO DE PRESIDENTE
FIGUEIREDO, AM, BACIA DO AMAZONAS ”.**

TESE APRESENTADA POR

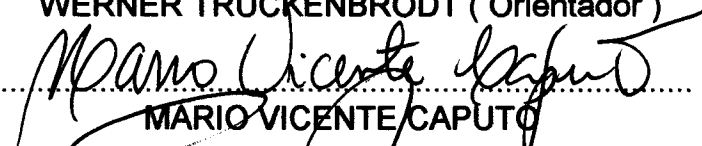
EMÍLIO ALBERTO AMARAL SOARES

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

Data de Aprovação 29.11. 1998

Comitê de Tese:


WERNER TRUCKENBRODT (Orientador)


MARIO VICENTE CAPUTO


CLÁUDIO RICCOMINI

BELÉM

Aos meus pais João e Elisete pelo apoio constante, compreensão e encorajamento durante as várias etapas da minha vida.

Aos meus irmãos Cássia, Egídio, Carla e Alan que sempre me incentivaram em meus objetivos.

À minha avó Antônia e em memória de meus avós Emílio, Alberto e Raimunda, por tudo.

AGRADECIMENTOS

Quero deixar registrado os meus agradecimentos às pessoas e instituições que colaboraram na realização deste trabalho.

À Universidade Federal do Pará e à Universidade Federal da Amazonas pelo apoio logístico e financeiro.

Ao Prof. Dr. Werner Truckenbrodt pela orientação, críticas e sugestões, além do estímulo e amizade.

Ao Professor MSc. Afonso César Rodrigues Nogueira pela amizade e incentivo constantes durante todas as etapas deste trabalho, além das discussões fundamentais, desde a escolha da área de tese até sua elaboração final.

Aos Professores Dr. Mário Vicente Caputo, Dr. Roberto Vizêu Lima Pinheiro, Dra. Ana Maria Góes e Dra. Adriana Horbe pelas críticas e sugestões, dosados de muitos incentivos que contribuíram para a finalização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Cláudio Riccomini pelas correções e críticas.

À Petrobrás (Petróleo Brasileiro S/A) pelo apoio na pesquisa bibliográfica e, em especial, aos geólogos José Henrique G. de Melo e Philippe Steemans pela datação das amostras da área de estudo. À Eletronorte, representada pelo engenheiro Antonio Armando, pelo apoio logístico e empréstimos de mapas da região.

Ao arqueólogo Marcos Silva e aos geólogos Jackson Paz e Roseane Sarges pela amizade e apoio durante parte dos períodos de campo.

Aos amigos do Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica da UFPa que me acompanharam em parte desta jornada, em especial a José Anaisse e José Vieira.

Aos colegas da FUA, em especial aos Professores Cláudio Millioti, Regina Haddad, Walmir Souza e Elena Franzinelli, pelo apoio dispensado durante este trabalho.

Também agradeço a todas as pessoas que de forma indireta contribuíram para a elaboração deste trabalho.

SUMÁRIO

	p.
DEDICATÓRIA -----	i
AGRADECIMENTOS -----	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES -----	v
RESUMO -----	1
ABSTRACT -----	3
1 - INTRODUÇÃO -----	5
2 - METODOLOGIA -----	8
3 - GEOLOGIA DA BACIA DO AMAZONAS -----	11
3.1. - GENERALIDADES-----	11
3.2. - ESTRATIGRAFIA-----	11
3.3. - ARCABOUÇO TECTÔNICO-----	13
4 - GLACIAÇÃO EOSSILURIANA -----	17
5 - FORMAÇÃO NHAMUNDÁ -----	23
5.1. - HISTÓRIA DO CONHECIMENTO ESTRATIGRÁFICO E TRABALHOS PRÉVIOS-- -----	23
5.2. - ANÁLISE DE FÁCIES-----	26
5.2.1. - Introdução-----	26
5.2.2. - Depósitos de <i>foreshore</i> -----	26
5.2.2.1. - Arenito com estratificação plano-paralela e truncamentos de baixo ângulo (Apb)-----	26
5.2.2.2. - Interpretação-----	29
5.2.3. - Depósitos de <i>shoreface</i> superior-----	29
5.2.3.1. - Arenito com estratificação cruzada tabular (At)-----	29
5.2.3.2. - Arenito maciço bioturbado (Amb)-----	30
5.2.3.3. - Arenito com marcas onduladas e laminação cruzada cavalgante (Amc)-----	30
5.2.3.4. - Interpretação-----	43
5.2.4. - Depósitos de <i>shoreface</i> inferior-----	45
5.2.4.1. - Arenito com estratificação cruzada hummocky (Ah)-----	45

5.2.4.2. - Arenito com laminação plano-paralela (Al)-----	45
5.2.4.3. - Pelito com laminação plano-paralela (Pp)-----	51
5.2.4.4. - Interpretação-----	51
5.2.5. - Depósitos de intermaré/submaré-----	55
5.2.5.1. - Ritmito com laminação ondulada (RI)-----	55
5.2.5.2. - Arenito conglomerático com estratificação plano-paralela (ACp)-----	55
5.2.5.3. - Arenito com estratificação cruzada tabular e mud drapes (Atm)-----	58
5.2.5.4. - Pelito bioturbado intercalado com arenito (PAb)-----	58
5.2.5.5. - Interpretação-----	58
5.2.6. - Diamictito foliado (Df)-----	60
5.2.7. - Arenito foliado (Af)-----	69
5.2.8. - Interpretação das fácies deformadas-----	72
5.3. - RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL-----	84
6 - CONCLUSÕES-----	89
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS-----	90

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

	p.
Figura 1 - Mapa de localização e acesso-----	6
Figura 2 - Mapa geológico e de localização da área de estudo-----	7
Figura 3 - Legenda dos perfis e seções panorâmicas-----	9
Figura 4 - Mapa de localização da Bacia do Amazonas e seus limites-----	12
Figura 5 - Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas-----	14
Figura 6 - Blocos compartimentais da Bacia do Amazonas-----	15
Figura 7 - Distribuição dos depósitos glaciais no Ordoviciano-Siluriano-----	18
Figura 8 - Diagrama de correlação do <i>Ashgill-Wenlock</i> nas bacias brasileiras-----	19
Figura 9 - Reconstituição paleogeográfica no Eossiluriano-----	21
Figura 10 - Migrações dos centros glaciais durante o Paleozóico-----	22
Figura 11 - Fácies Apb com estratificações plano-paralela e cruzada-----	28
Figura 12 - Truncamento de baixo ângulo da fácies Apb-----	28
Figura 13 - Perfil estratigráfico da localidade Portal das Cachoeiras-----	31
Figura 14 - Estratificação cruzada tabular da fácies At-----	32
Figura 15 - Sets de estratificação cruzada tabular da fácies At -----	33
Figura 16 - Perfil estratigráfico na localidade Caverna Refúgio do Maroaga-----	34
Figura 17 - Perfil estratigráfico da Cachoeira da Santa Cláudia-----	35
Figura 18 - Estratificação plano-paralela bioturbada por <i>Skolithos</i> na Cachoeira de Lages-----	36
Figura 19 - Estratificação plano-paralela bioturbada por <i>Skolithos</i> no km-15 da Br-174-----	37
Figura 20 - Bioturbação por <i>Skolithos</i> e estratificação plano-paralela na Corredeira do Urubuí--	38
Figura 21 - Bioturbação por <i>Skolithos</i> na Corredeira do Urubuí-----	38
Figura 22 - Detalhe da bioturbação por <i>Skolithos</i> -----	39
Figura 23 - Perfil estratigráfico da localidade Cachoeira das Orquídeas-----	40
Figura 24 - Seção panorâmica mostrando o arranjo geométrico entre as unidades deformadas e não deformadas do afloramento B4b-----	41
Figura 25 - Arenito com marcas onduladas e laminação cruzada cavalgante-----	42
Figura 26 - Laminação cruzada cavalgante-----	42

Figura 27 - Origem das variações granulométricas em <i>foresets</i> -----	44
Figura 28 - Aspectos estratigráficos e faciológicos da Formação Nhamundá-----	46
Figura 29 - Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i> -----	47
Figura 30 - Seção panorâmica mostrando o arranjo geométrico entre as fácies deformadas e não deformadas do afloramento B5b-----	48
Figura 31 - Estratificação cruzada <i>hummocky</i> -----	49
Figura 32 - Perfil estratigráfico e seção panorâmica mostrando o arranjo geométrico entre as fácies deformadas e não deformadas no ponto B5a-----	50
Figura 33 - Superfície erosiva truncando a fácies A1-----	52
Figura 34 - Perfil estratigráfico na localidade Cachoeira da Pedra Furada -----	53
Figura 35 - Intercalações arenito/pelito sobrepostas por pelito laminado e detalhe do pelito laminado com finas intercalações arenosas-----	54
Figura 36 - Ritmito arenito/pelito (fácies RI)-----	56
Figura 37 - Perfil estratigráfico e seção panorâmica das fácies deformadas e não deformadas da Formação Nhamundá na BR-174-----	57
Figura 38 - Ciclos granodecrescentes ascendentes compostos pelas fácies Atm e PAb-----	59
Figura 39 - Nível de <i>Skolithos</i> truncado pela fácies Atm-----	59
Figura 40 - Fácies deformada da Formação Nhamundá na região de Presidente Figueiredo-----	61
Figura 41 - Relação entre as fácies deformadas da Formação Nhamundá na região de Presidente Figueiredo -----	62
Figura 42 - Relação entre as fácies deformadas da Formação Nhamundá no ponto B2a - Seção Balbina -----	63
Figura 43 - Composição de afloramentos da Seção Balbina e relação entre as fácies deformadas-----	64
Figura 44 - Seixo de rocha granítica alterada na fácies diamictítica -----	65
Figura 45 - Disposição subhorizontal das estruturas glacioteclônicas-----	66
Figura 46 - Composição de afloramentos da Seção Balbina, mostrando a disposição das fácies deformadas e não deformadas -----	67
Figura 47 - Injeções de diamictito em planos de cavalgamento-----	68
Figura 48 - Dobra em chevron associada com planos de cavalgamento-----	70
Figura 49 - Dobra de arrasto associada a plano de cavalgamento-----	70

Figura 50 - Planos de foliação anastomóticos impressos no arenito deformado -----	71
Figura 51 - Fragmentos irregulares de diamictito dentro do Arenito foliado -----	73
Figura 52 - Representação esquemática dos subambientes proglacial e subglacial -----	75
Figura 53 - Modelo alternativo para desenvolvimento de cavalgamentos-----	76
Figura 54 - Modelo de zona de cisalhamento-----	77
Figura 55 - Orientação dos minerais micáceos e de quartzo no diamictito-----	78
Figura 56 - Estágios de formação de blocos de grande escala numa região proglacial-----	81
Figura 57 - Clivagem de fratura subvertical -----	82
Figura 58 - Seção através da Morena Bride -----	83
Figura 59 - Reconstituição paleogeográfica no Eossiluriano-----	85
Figura 60 - Reconstituição paleoambiental para a Formação Nhamundá na região de Presidente Figueiredo-----	86

TABELA

Tabela 1 - Interpretação e descrição das fácies da Formação Nhamundá-----	27
---	----

RESUMO

A Formação Nhamundá (Siluriano inferior: Llandoveryano e Eowenlockiano) do Grupo Trombetas pertence à parte inferior da seqüência transgressiva-regressiva neo-ordoviciano a eo-devoniana da Bacia do Amazonas. Estudos faciográficos desta formação, realizados principalmente em cortes de estrada da região de Presidente Figueiredo, cerca de 100 km a norte de Manaus (AM), objetivaram a identificação de seus ambientes deposicionais e, particularmente, o registro de suas estruturas glacioteclônicas.

A análise faciográfica da Formação Nhamundá permitiu a individualização de 13 fácies distintas, as quais foram agrupadas em dois conjuntos denominados de (i) Fácies não deformadas e (ii) Fácies deformadas, ambas de ambiente litorâneo.

As fácies não deformadas incluem: a) arenitos médios a grossos com estratificação plano-paralela, localmente apresentando truncamentos de baixo ângulo, considerados como depósitos de *foreshore*; b) arenitos finos a médios, com grânulos dispersos, exibindo estratificação cruzada tabular, estratificação plano-paralela e acamamento maciço devido à bioturbação por *Skolithos* e, localmente, pelitos com *Arthropycus alleghaniensis*, interpretados como depósitos de *shoreface* superior; c) arenitos finos mostrando estratificação cruzada *hummocky* e laminação plano-paralela, bem como pelitos laminados, representativos de depósitos de *shoreface* inferior; e d) ritmitos de arenito-pelito, arenitos com estratificação cruzada tabular com *mud-drapes* nas lâminas dos *foresets* e pelitos bioturbados preliminarmente interpretados como depósitos de maré.

As fácies deformadas são compostas por arenitos e diamictitos e estendem-se por mais de 80 km na área de estudo. Suas estruturas consistem principalmente em planos de foliação, cavalgamento e descolamento, compondo zonas de cisalhamento de até 5 m de espessura. Seixos e blocos de arenitos, encontrados no diamictito, são muito semelhantes ao quartzo-arenito fino de *shoreface* da referida unidade, indicando origem intraformacional; clastos exóticos, de rocha granítica, são raros. Dados palinomórficos (quitinozoários e acritarcos) dos diamictitos corroboram com a interpretação paleoambiental litorânea e confirmam a idade eossiluriana da glaciação na Bacia do Amazonas.

As fácies deformadas envolvem porções ou *pods* de sedimentos não deformados de *shoreface* inferior, extensos por centenas de metros e configurando um padrão anastomótico da

zona de cisalhamento. Não foram observadas relações estratigráficas entre as fácies deformadas e os depósitos de *shoreface* superior e *foreshore*.

A sucessão estratigráfica da Formação Nhamundá, na área de trabalho, permite interpretar a existência de pelo menos três episódios. (1) deposição dos sedimentos de *shoreface* inferior, (2) avanço de geleiras sobre o litoral provocando a deformação destes sedimentos e (3) recuo do gelo proporcionando a instalação dos ambientes litorâneos de *shoreface* superior e *foreshore*. Em seguida, a rápida subida do nível do mar levou à deposição dos folhelhos de *offshore*, já pertencentes à Formação Pitinga (Neollandoveriano a Eoludloviano).

ABSTRACT

The Nhamundá Formation (Lower Silurian: Llandovery and Early Wenlock) of the Trombetas Group occurs in the lower part of the late Ordovician to early Devonian transgressive-regressive sequence of the Amazon Basin. Facies analysis of this formation, carried out mainly in road cuts of the Presidente Figueiredo region, about 100 km north of Manaus (AM), was aimed at identifying its sedimentary environments and, in particular, to record its glacio-tectonic structures.

Altogether 13 facies are recognized in the Nhamundá Formation which were divided in two groups: i) undeformed facies; and ii) glacio-deformed facies, both characterized by littoral settings.

The undeformed facies include: a) even-parallel bedded, coarse to medium grained sandstones, locally with low-angle discordances, which are interpreted as foreshore deposits; b) fine to medium grained sandstones, with dispersed granules, exhibiting tabular cross bedding, even-parallel bedding and massive bedding due to intense bioturbation by *Skolithos* and, locally, mudstone with *Arthropycus alleghaniensis*, which characterize an upper shoreface environment; c) fine grained sandstones with hummocky cross-stratification and even-parallel lamination and laminated mudstone, which are related to a lower shoreface environment; and d) sandstone-mudstone rhythmites, tabular cross-bedded sandstones with mud drapes and bioturbated mudstones, preliminarily interpreted as intertidal/subtidal deposits.

The glacio-deformed facies consist of sandstone and diamictite and extend for more than 80 km in the study area. They are characterized mainly by numerous planes of foliation, overthrusts and *decollement* surfaces, which compose shearing zones up to 5 m thick. Sandstone clasts enclosed in the diamictite are very similar to the fine grained shoreface quartz arenite of the Nhamundá Formation indicating an intraformational origin; exotic clasts of granitic rocks are very rare. Palynological data (acritarchs, chitinozoans) of the diamictite corroborates the littoral environment interpretation and confirm the early Silurian age of the glaciation in the Amazon Basin.

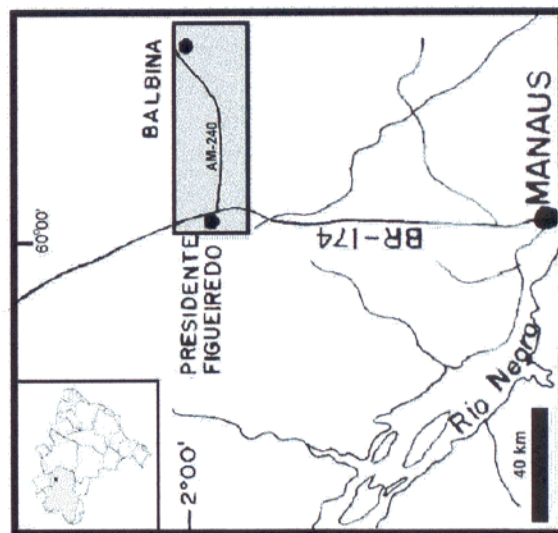
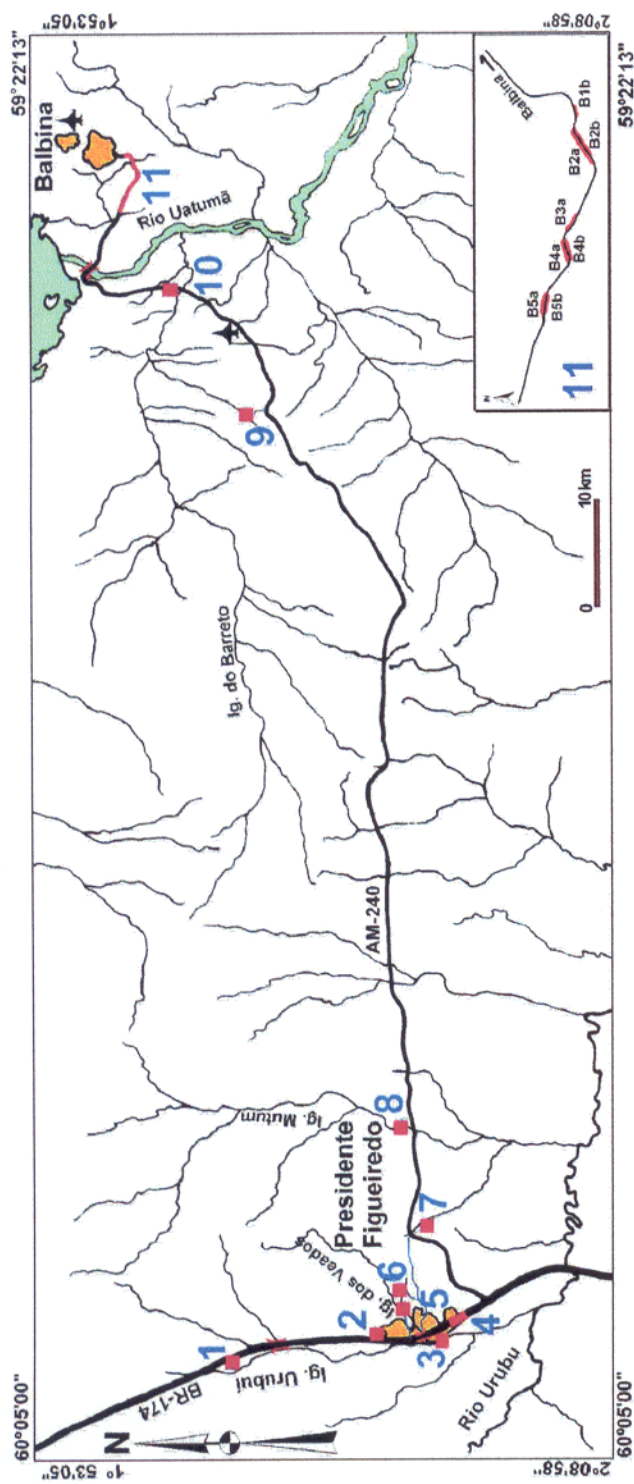
The deformed facies include pods of undeformed lower shoreface deposits, which extend about hundreds of meters showing an anastomotic pattern of the shearing zone. Stratigraphic

contacts between the deformed facies and the upper shoreface/foreshore associations were not observed because the lack of outcrops.

The history of the Nhamundá Formation in the area can be subdivided in at least 3 phases: 1) Deposition of lower shoreface sediments; 2) advance of ice-sheets upon littoral sediments impressing glacio-tectonic structures; and 3) retreat of glacier ice to allow installation of upper shoreface and foreshore environments. The subsequent rapid sea level rise favoured the deposition of offshore mudstones belonging to the Pitinga Formation (late Llandovery to early Ludlow).

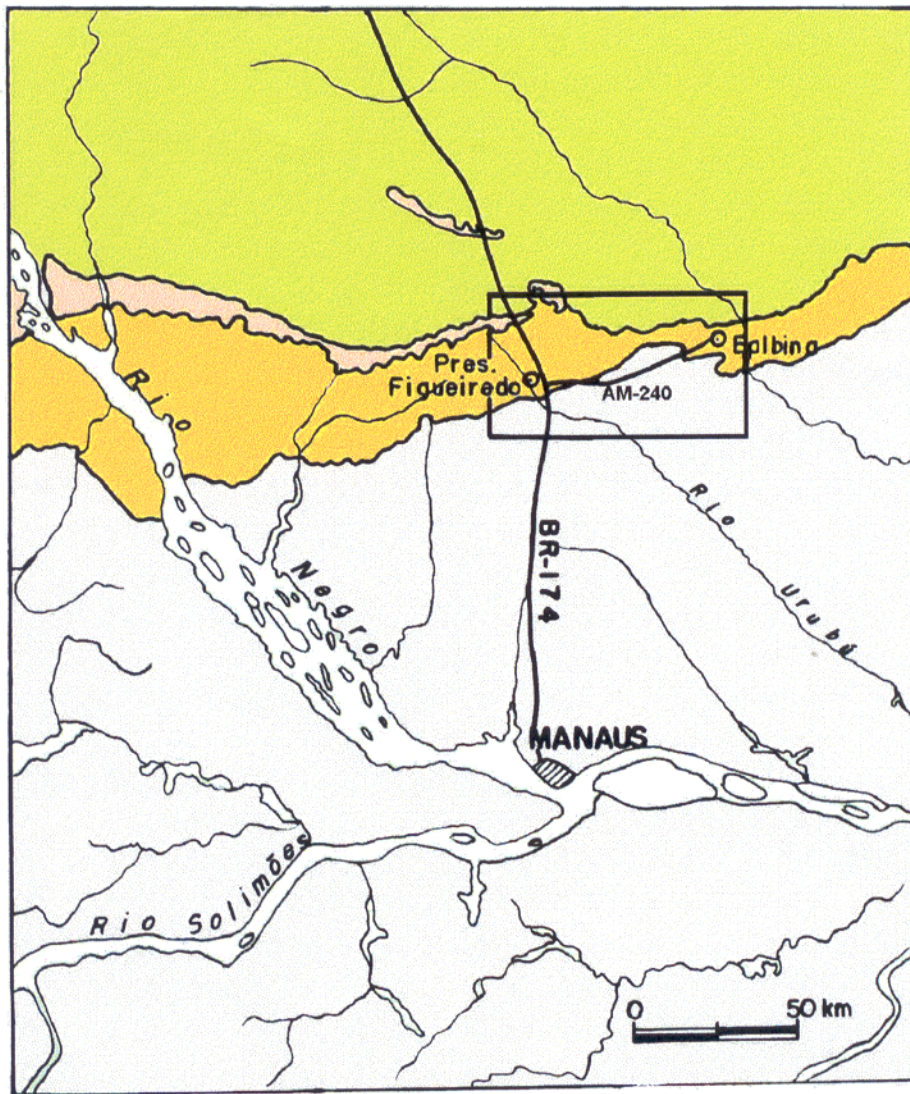
1 - INTRODUÇÃO

Este estudo trata de rochas sedimentares siliciclásticas da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) do Grupo Trombetas, que representa a primeira seqüência transgressiva-regressiva na Bacia do Amazonas. A pesquisa foi motivada pela identificação preliminar de estruturas glacioteclônicas encontradas em perfis de superfície da região de Presidente Figueiredo, situada cerca de 100 km ao norte de Manaus. Até agora, evidências glaciais na Formação Nhamundá, mormente diamictitos com seixos exóticos, têm sido registradas quase exclusivamente em testemunhos de sondagem de poços da Petrobrás (Caputo *et al.* 1971, Carozzi *et al.* 1973, Caputo & Crowell 1985, Grahn 1991 e 1992, Grahn & Paris 1992). Assim sendo, este trabalho visou documentar detalhadamente em afloramentos texturas e estruturas deformacionais de depósitos interpretados como sendo de origem glacial e estabelecer a relação entre sedimentos glaciais e não glaciais. Com este objetivo, foi realizada uma análise faciológica dos sedimentos glaciais e dos não glaciais associados, que se mostraram como produtos de deposição em *foreshore* e *shoreface*. Os afloramentos analisados, alguns com centenas de metros de comprimento, incluíram cortes das estradas BR-174 e AM-240 e exposições em cachoeiras e igarapés da região acima citada (Figuras 1 e 2).



- LEGENDA**
- Rodovia
 - Estradas Vicinais
 - Cidade
 - Aeroporto
 - Ponte
 - Drenagem
 - 7 Afloramentos principais

Figura 1 - Mapa de localização e acesso



Esc: 1: 2 500 000

Figura 2 - Mapa geológico da região de Manaus - Presidente Figueiredo e área estudada (modificado de Schobbenhaus 1984).

Legenda:

- Formação Alter do Chão (Cretáceo)
- Grupo Trombetas (Paleozóico inferior)
- Formação Prosperança (Proterozóico superior)
- Embasamento - Supergrupo Uatumã (Proterozóico médio)

2 - METODOLOGIA

Para se obter os resultados desejados referentes aos objetivos desta pesquisa, foram realizadas análises de fácies e estrutural sendo a maioria dos dados adquirida diretamente no campo. Trabalhos laboratoriais, como petrografia e análise por difração de raios X, tiveram apenas caráter complementar. Os trabalhos de campo incluíram: a) descrição de fácies (geometria, estruturas sedimentares, textura, fósseis inclusive icnofósseis e padrões de paleocorrente); b) mapeamento lateral e vertical de distribuição de fácies, usando perfis litoestratigráficos, fotomosaicos e esboço de seções; c) mapeamento das superfícies chaves; e d) análise geométrica da zona deformada. De acordo com as características descritivas, as fácies foram agrupadas em dois conjuntos, denominados de “Fácies deformadas” e “Fácies não deformadas”, cujos símbolos gráficos são indicados na figura 3.

A análise dos principais caracteres de fácies individuais levou ao reconhecimento de processos responsáveis pela formação destas feições. Entretanto, muitas das fácies individuais têm interpretações paleoambientais ambíguas. A combinação de seções laterais e perfis verticais foi importante na documentação de elementos arquiteturais de fácies e na interpretação de ambientes sedimentares. O mapeamento de superfícies significativas ajudou na subdivisão e correlação de perfis. No estudo das fácies deformadas foram empregados os fundamentos da análise estrutural segundo a concepção de Ramsay & Huber (1983 e 1987) e Hancock (1994). Esta técnica trata os elementos planares e lineares das rochas utilizando-se análises geométrica e cinemática. Face às limitações impostas pelos objetivos do trabalho, foi realizada principalmente a análise geométrica investigando natureza, comportamento espacial e relações de superposição de estruturas. A avaliação das estruturas dentro do contexto tectônico regional junto com a presença de diamictitos contribuiu para atribuir origem glacioteclônica à deformação.

Os resultados das análises de fácies e estrutural foram sintetizados através de um modelo apresentado em forma de esboços.

LITOLOGIAS DA FORMAÇÃO NHAMUNDÁ



Arenito



Pelito



Diamictito

ESTRUTURAS SEDIMENTARES



Estratificação cruzada tabular



Intraclastos argilosos



Estratificação plano-paralela



Intraclastos argilosos curvados
(*curled flakes*)



Estratificação cruzada acanalada



slumps



Acamamento maciço / Estratificação
plano-paralela incipiente



Laminação convoluta



Estratificação cruzada *hummocky*



Sobrecarga / pseudonódulos



Marcas onduladas



Greta de *synaeresis*



Laminação cruzada cavalgante



Acamamento de megamarcas

FÓSSEIS



Quitinozoários e acritarcas



Fragmentos de carapaças de ar-
trópodos euripterídeos

Figura 3 - Legenda dos perfís e seções panorâmicas

LEGENDA (CONTINUAÇÃO)

ICNOFÓSSEIS

*Arthropycus alleghaniensis**Skolithos sp.*

OUTROS



Grânulos



Seixos



Medida de paleocorrentes



Contatos inferidos



Formação Alter do Chão



Formação Pitinga



Contato brusco erosivo

Contato entre as fácies deforma-
da / não deformadaCiclo granodecrescente ascen-
dente

Ciclo granocrescente ascendente

Porção alterada/enco-
berta

Colúvio

3 - GEOLOGIA DA BACIA DO AMAZONAS

3.1 - GENERALIDADES

A Bacia do Amazonas é do tipo intracratônica e foi implantada sobre províncias do Cráton Amazônico, aparentemente sem conexão com as estruturas do Proterozóico Superior (Cordani *et al.* 1984). Abrange uma área de cerca de 400.000 km² que possui um formato alongado na direção WSW-ENE. Situada entre os escudos Brasileiro (sul) e das Guianas (norte), a Bacia do Amazonas está separada das bacias de Solimões (oeste) e Marajó (leste) pelos arcos de Purus e Gurupá, respectivamente (Figura 4). O pacote sedimentar da Bacia do Amazonas, constituído predominantemente de rochas siliciclásticas paleozóicas e intrudido por diques e soleiras de diabásio, alcança mais de 5000 m de espessura (Caputo 1984).

3.2 - ESTRATIGRAFIA

O arcabouço estratigráfico fanerozóico da Bacia do Amazonas pode ser subdividido em 4 seqüências deposicionais, separadas por discordâncias relacionadas a movimentos orogenéticos. Estas seqüências compreendem os grupos Trombetas (Ordoviciano Superior - Devoniano Inferior), Urupadi mais Curuá (Devoniano Inferior - Carbonífero Inferior), Tapajós (Carbonífero Superior - Permiano) e Javari (Cretáceo Superior - Terciário) (Cunha *et al.* 1994). A seqüência pré-cambriana do Grupo Purus é, pelo menos em parte, relacionável com a fase *rift*, precursor da sinéclise intracratônica do Amazonas (Castro *et al.* 1988, Cunha *et al.* 1994).

A seqüência do Grupo Trombetas é transgressiva-regressiva e está truncada por uma discordância decorrente da Orogenia Caledoniana. Este grupo reúne as formações Autás-Mirim (arenitos e folhelhos), Nhamundá (arenitos, folhelhos e diamictitos glaciais), Pitinga (folhelhos, depositados no auge da transgressão) e Manacapuru (arenitos e folhelhos). A segunda seqüência, que inclui os grupos Urupadi e Curuá, tem grande semelhança com a primeira. É constituída pelas formações Maecuru (arenitos e folhelhos), Ererê (arenitos, siltitos e folhelhos), Barreirinha (folhelhos negros, depositados no auge da transgressão), Curiri (diamictitos glaciais, folhelhos e siltitos), Oriximiná (arenitos e folhelhos) e Faro (arenitos). O topo da seqüência é marcada por uma discordância relacionada à Orogenia Eo-Herciniana.

A seqüência do Grupo Tapajós também é transgressiva-regressiva, mas foi depositada sob condições de clima quente e árido, bem diferente do clima frio dominante durante o Paleozóico

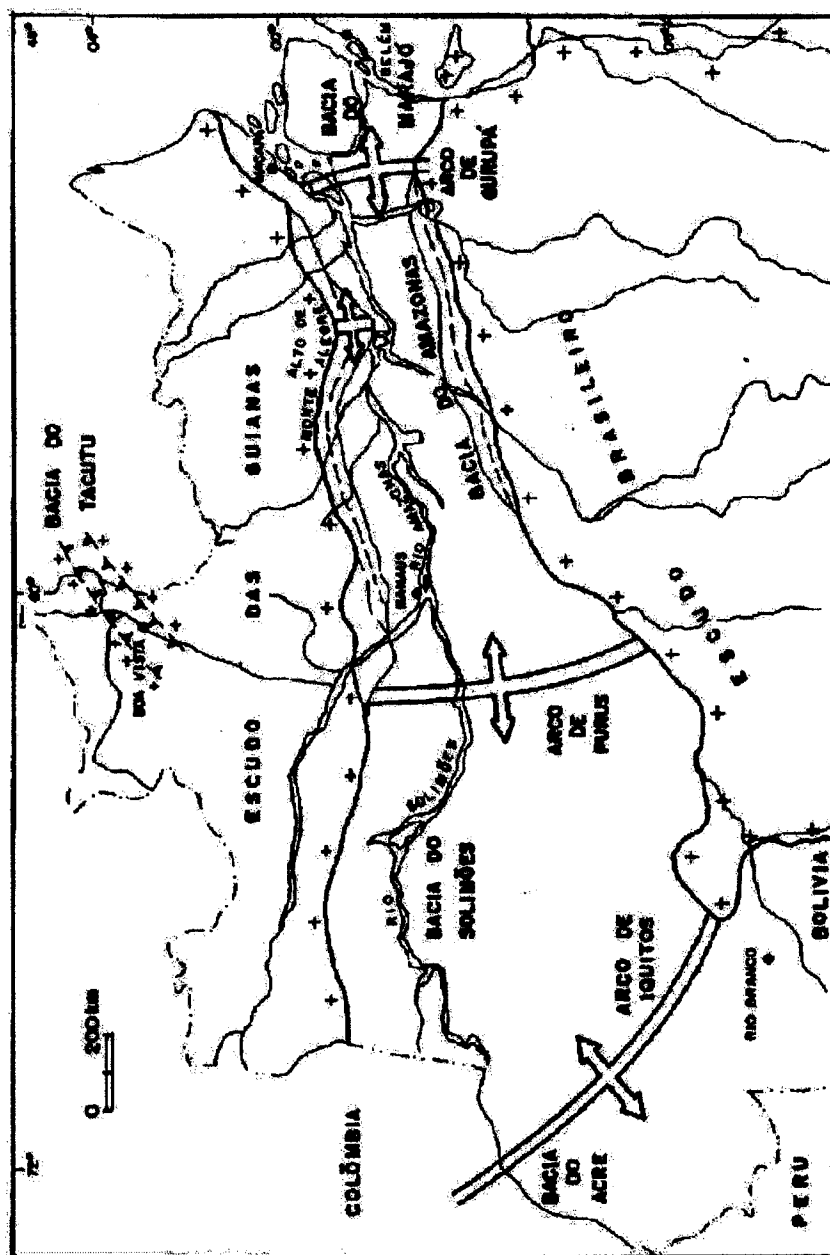


Figura 4 - Mapa de localização da Bacia do Amazonas e seus limites com escudos e outras bacias (modificado de Caputo 1986).

Inferior. O Grupo Tapajós inclui as formações Monte Alegre (arenitos, siltitos e folhelhos), Itaituba (calcários fossilíferos), Nova Olinda (evaporitos) e Andirá (*red beds*), esta última caracterizando o início da continentalização completa da bacia. A sequência é cortada por uma discordância, reflexo da Orogenia Gonduanide.

No Jurássico a Cretáceo Inferior, não há registro sedimentar; entretanto a Bacia do Amazonas foi palco de manifestações magmáticas básicas, relacionadas à separação das placas Africana e Sul-Americana.

A última sequência, de idade cretácea superior-terciária, é composta pelos depósitos flúvio-lacustres das formações Alter do Chão e Solimões, reunidas no Grupo Javari.

A coluna estratigráfica da Bacia do Amazonas está apresentada, nos seus pormenores, na Figura 5.

3.3 - ARCABOUÇO TECTÔNICO

O tectonismo da Bacia do Amazonas é de natureza cratônica, essencialmente rúptil, de pouca expressão vertical, mas com deformações regionais de grande escala, que mantêm relações espaciais estreitas com as principais faixas tecto-orogênicas do embasamento pré-cambriano, através de processos de reativação ao longo de antigas descontinuidades durante o Fanerozóico (Rezende & Brito 1973).

Dados sísmicos e anomalias morfoestruturais exibem evidências de falhas associadas com dobras discretas nos sedimentos paleozóicos e falhas na cobertura terciária (Rezende & Brito 1973), enquanto dados gravimétricos mostram a existência de várias descontinuidades orientadas para NW e NNW na bacia, paralelas às falhas do embasamento (Hasui *et al.* 1984).

Segundo Wanderley Filho (1991) as principais falhas NW-SE, de transferência, interpretadas a partir de mapas estrutural, sísmico, gravimétrico, magnético e de isópacas, seccionam quase todas as unidades litológicas e deslocam os depocentros da bacia (Figura 6).

Nepomuceno Filho & Theodoro (1985) descreveram 3 fases de tectonismo, com base em dados de linhas sísmicas, na Bacia do Amazonas: a) evento tectônico responsável pela implantação de falhamentos normais, de idade permo-carbonífera, provavelmente ligado à Orogenia Herciniana, b) tectonismo distensivo com intensa atividade ígnea durante o permo-triássico,

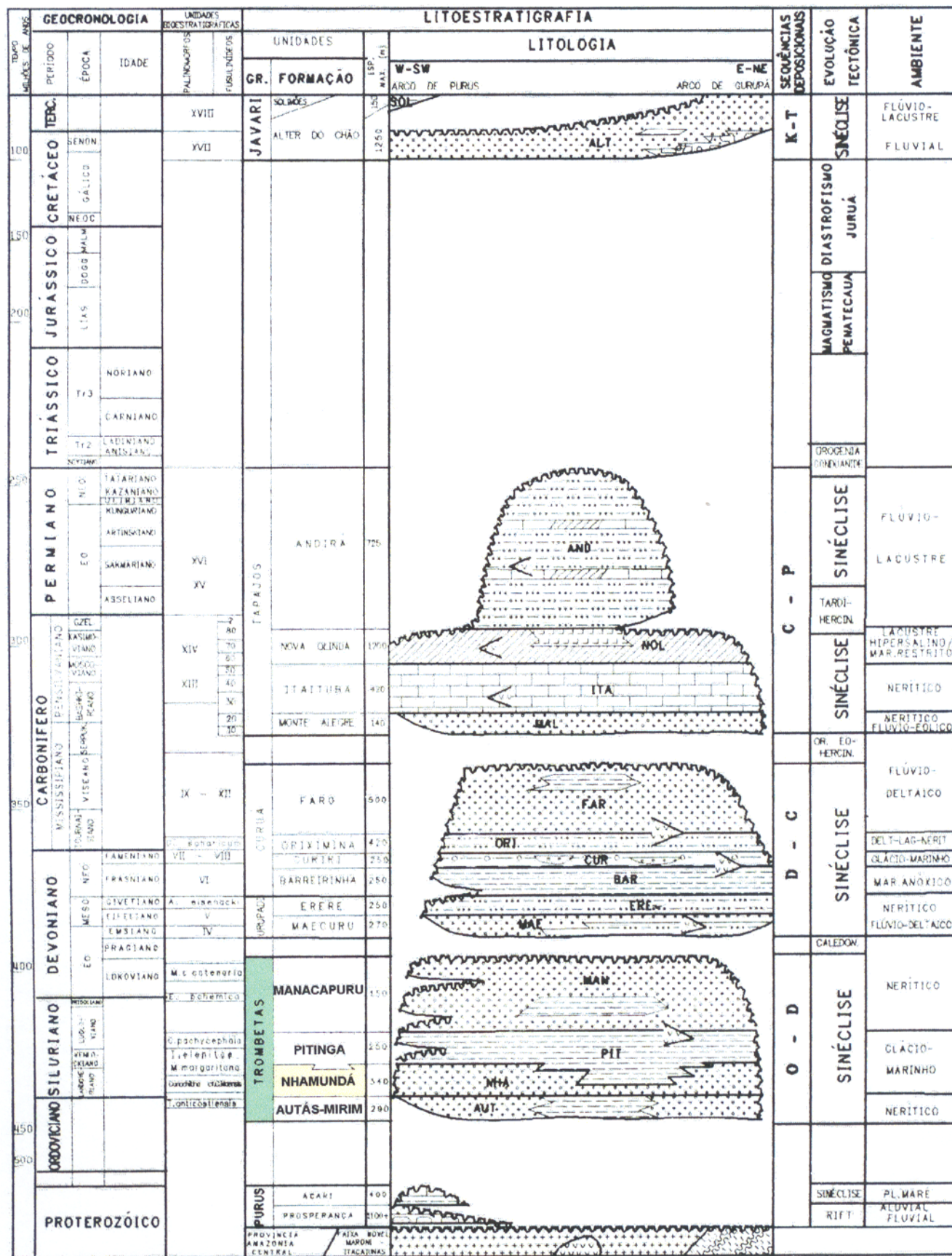


Figura 5 - Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas (modificada de Cunha et al. 1994)

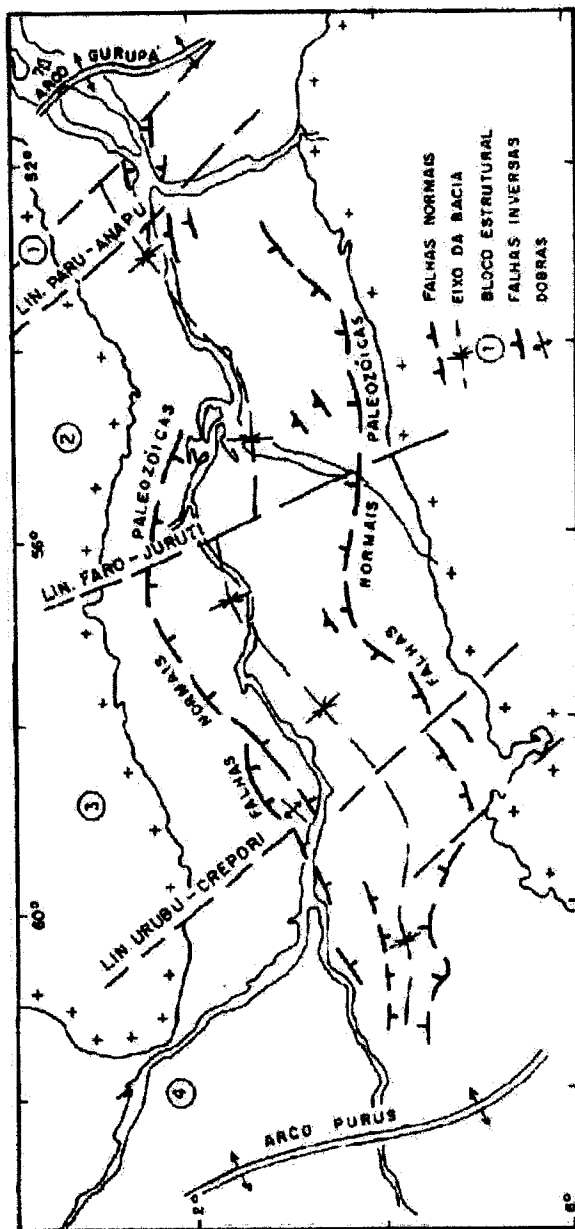


Figura 6 - Blocos compartimentais da Bacia do Amazonas (segundo Wanderley Filho & Costa 1991).

coincidente com a abertura do Atlântico Norte e c) tectonismo transpressivo e transtensivo do juro-cretáceo até hoje, aparentemente relacionado à abertura do Atlântico Sul.

A Bacia do Amazonas pode ser subdividida em 4 blocos estruturais (Figura 6) segundo Wanderley Filho & Costa (1991). O bloco 1 é caracterizado por estruturas transtensivas e compreende os pacotes sedimentares mais espessos da sequência devoniana-eocarbonífera. O bloco 2, por sua vez, apresenta dobras e falhas inversas. No bloco 3, distinguem-se dobras e falhas de empurrão e o bloco 4 exibe como principais feições tectônicas linhas de charneira.

4 - GLACIAÇÃO EOSSILURIANA

Segundo Eyles (1993) glaciações estiveram presentes tanto nas fases de crescimento quanto de desagregação de supercontinentes, com as características de ocorrerem episodicamente em diferentes intervalos de tempo e duração na história da Terra.

A glaciação eossiluriana faz parte de um período glacial maior que começou no Caradociano e terminou no Wenlockiano, com duração de cerca de 35 milhões de anos (Figura 7, Frakes *et al.* 1992). Após o Neopaleozóico e Pleistoceno, este período neo-ordoviciano a eossiluriano é caracterizado pelo clima mais frio do Fanerozóico. Substituiu os climas uniformemente quentes do Neocambriano e Eo/Meso-Ordoviciano e uma das primeiras indicações mais fortes de refrigeração foi o deslocamento da zona de deposição carbonática de cerca de 45° de latitude sul para perto de 30° nos blocos asiáticos (Frakes *et al.* 1992).

Depósitos glaciais ordovicianos-silurianos têm sido encontrados no *Gondwana* e em regiões comumente consideradas como partes dos blocos de Laurentia e Báltica, os quais provavelmente foram ligados ao *Gondwana* no início do Paleozóico (Frakes *et al.* 1992). O auge da glaciação ordoviciano-siluriana ocorreu durante o *Ashgill* na África do Norte, onde tilitos, pavimentos estriados e outras feições glaciais associadas foram encontrados no Saara, numa área que se estende da Argélia até Líbia e Mali (Frakes *et al.* 1992).

Na América do Sul, depósitos glaciais do Ordoviciano-Siluriano são conhecidos em vários países, incluindo Argentina, Bolívia, Brasil, Peru e Paraguai (Caputo 1984 e 1998, Borghi *et al.* 1997). Na parte oriental da Cadeia Andina e nos Pré-Andes, unidades glaciogênicas do Siluriano Inferior afloram ao longo de uma faixa com cerca de 1500 km de comprimento que se estende da Argentina setentrional até o Peru. Estas unidades incluem as Formações Mecoyita no norte da Argentina, Zapla, Cancañiri ou Sacta na Bolívia e San Gaban no Peru (Branisa *et al.* 1972, Berry & Boucot 1972, Caputo 1984). Recentemente, Borghi *et al.* (1997) identificaram diamictitos na parte basal do Grupo Itacurubi (Paraguai), relacionados a depósitos glacio-marinheiros, correlacionando-os com a Formação Vila Maria, do Siluriano Inferior na Bacia do Paraná. Evidências da glaciação eossiluriana no Brasil estão impressas nas Formações Pitinga e Nhamundá na Bacia do Amazonas, Ipu e Tianguá na Bacia do Parnaíba, Tacaratu na Bacia do Jatobá e Vila Maria na Bacia do Paraná (Figura 8, Caputo 1984, Grahn & Caputo 1992).

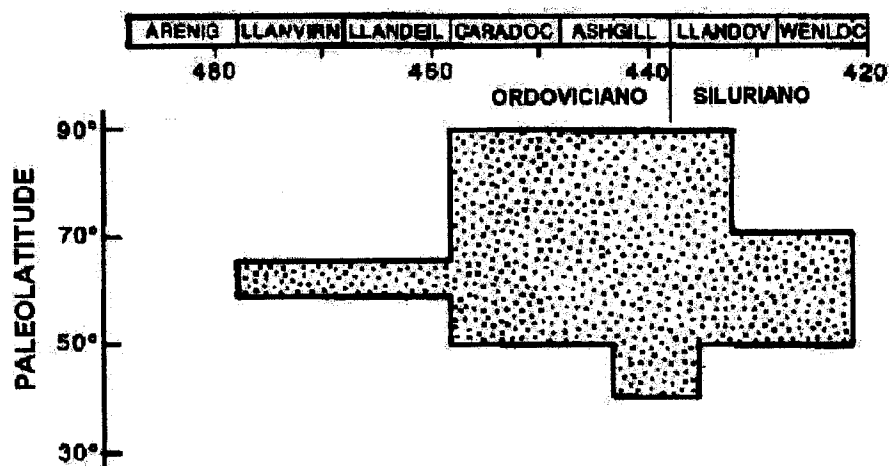


Figura 7 - Distribuição latitudinal dos depósitos glaciais do Ordoviciano superior - Siluriano inferior (modificado de Frakes et al. 1992).

SERIES	AMAZONAS BASIN	PARNAÍBA BASIN	CARIRI VALLEY	JATOBÁ BASIN	PARANÁ BASIN
WENLOCK	Pitanga Fm. upper unit	Jacó's Fm. lower part	?	?	
LLANDOVERY	Pitanga Fm. lower unit	Tiangua Fm.	?	?	Vila Maria Fm.
	Nhamundá Fm.				
ASHGILL	Autás-Mirim Fm.	Ipu Fm.	Ipu Fm.	Tacaratu Fm.	Rio Itaí Fm.

Figura 8 - Diagrama de correlação do Ashgill - Wenlock nas bacias brasileiras. As linhas tracejadas indicam camadas de diamictitos (modificado de Grahn & Caputo 1992).

A origem glacial destes depósitos se baseia na ocorrência de diamictitos, contendo em parte clastos estriados e facetados bem como exóticos, e na grande extensão lateral destas rochas no mesmo nível estratigráfico.

No Brasil, Grahn & Caputo (1992) e Grahn (1996) dataram, com base em microfósseis, quatro glaciações, às quais atribuíram as seguintes idades: a) Ashgilliano e/ou Eo-landoveriano, b) Eo-Aeroniano, c) Neo-Aeroniano - Eotelichiano e d) Neotelichiano-Eowenlockiano. Destas glaciações, apenas as 3 mais novas foram identificadas na Bacia do Amazonas (Carozzi *et al.* 1973, Grahn & Caputo 1992).

A glaciação ordoviciana-siluriana é compreendida como glaciação de alta latitude centrada sobre o polo sul (Figura 9, Caputo 1984, Caputo & Crowell 1985, Kaljo *et al.* 1995, Frakes *et al.* 1992). A migração do polo da África para a América do Sul no Siluriano foi rápida, já que a glaciação durou apenas 35 milhões de anos (Caputo & Crowell 1985, Grahn & Paris 1992). A Figura 10 mostra a migração dos centros glaciais através do Gondwana de acordo com Caputo & Crowell (1985).



Figura 9 - Reconstituição paleogeográfica do Gondwana ocidental no Eossiluriano (modificado de Caputo 1984) e posição aproximada da região de Presidente Figueiredo.

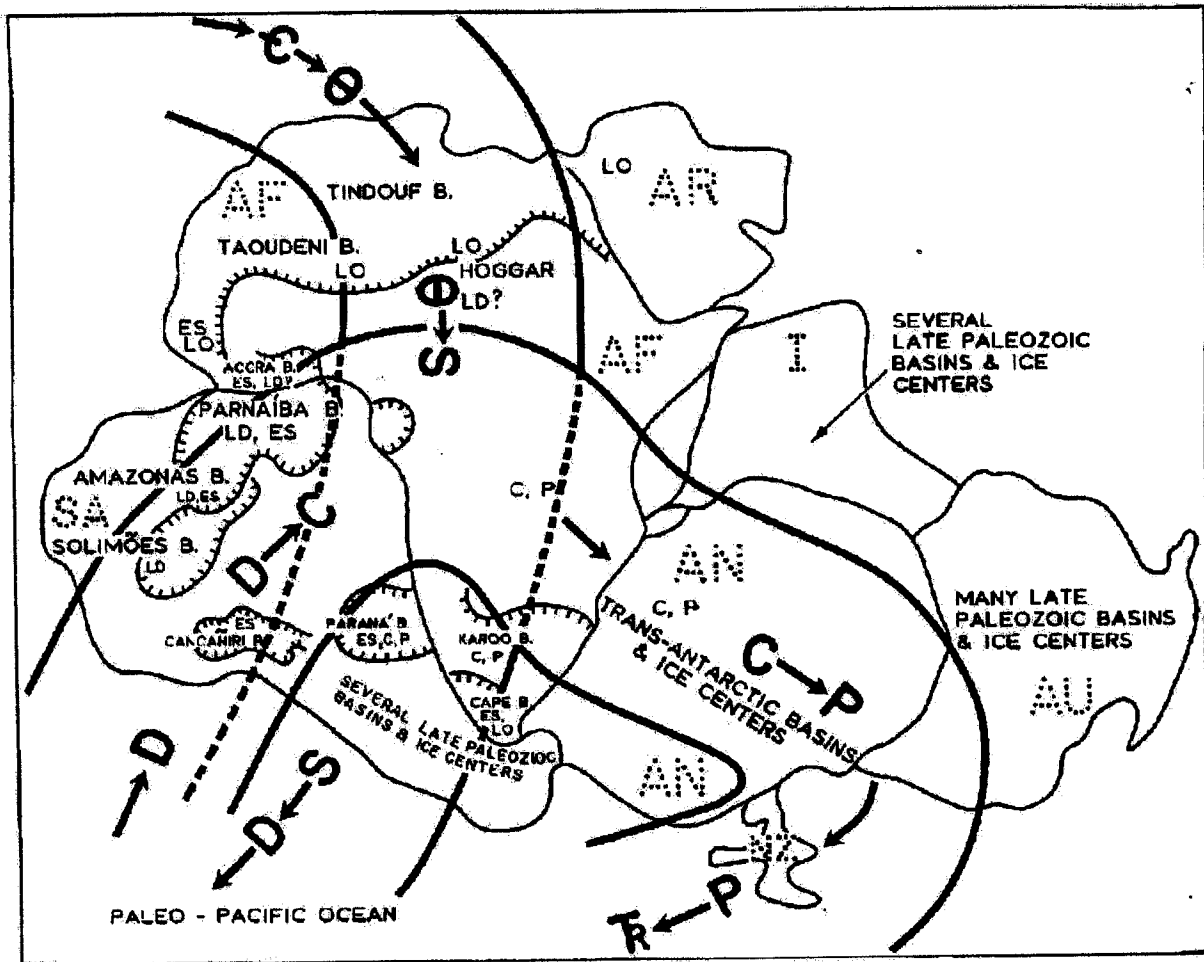


Figura 10 - Migração dos centros glaciais através do Gondwana durante o Paleozóico (segundo Caputo & Crowell 1985).

5 - FORMAÇÃO NHAMUNDÁ

5.1 - HISTÓRIA DO CONHECIMENTO ESTRATIGRÁFICO E TRABALHOS PRÉVIOS

Desde o final do século passado até meados deste século, o termo estratigráfico Nhamundá não existia e os depósitos correspondentes foram relacionados com o nome de Trombetas. Derby (1879) foi o primeiro autor a denominar de Grés do Trombetas as rochas aflorantes nas cachoeiras Vira-Mundo e Porteira, no baixo curso do rio Trombetas, posicionando-as no Siluriano Inferior com base no traço fóssil *Arthropycus harlani*. Posteriormente, Clarke (1899) se referiu a Série Trombetas, comparando-a com o Andar Niágara/Estados Unidos do Siluriano Médio. Foi Albuquerque (1922) quem levantou as primeiras informações geológicas sobre a região do atual Município de Presidente Figueiredo ao descrever as rochas da Série Trombetas na Serra da Lua no rio Urubu. Mais tarde, Maury (1929), revisando a fauna siluriana do rio Trombetas a partir das descrições de Clarke (1899) e com base em novas coleções, corroborou a classificação estratigráfica de Derby (1879).

A partir da década de 50 a Petrobrás iniciou uma série de trabalhos de prospecção na região amazônica. Surgiram então as primeiras propostas estratigráficas mais abrangentes para a sucessão sedimentar do Paleozóico Inferior. Breitbach (1957) denominou a Série Trombetas de Formação Trombetas, subdividindo-a da base para o topo nos membros Cajari, Nhamundá e Pitinga. Ludwig (1964), por sua vez, elevou estas rochas, juntamente com a sequência pré-Curuá, à categoria de grupo, classificando-as de Grupo Trombetas. Entretanto, Lange (1967) considerou este nível hierárquico impróprio e rebaixou o grupo à categoria de formação, subdividindo-a em quatro membros denominados de Urubu, Cajari, Nhamundá e Pitinga. Caputo *et al.* (1971 e 1972), com base em dados de afloramentos e de subsuperfície, concluíram que os membros Urubu e Cajari de Lange (1967) são equivalentes aos membros Nhamundá e Pitinga. Além disso, individualizaram um membro basal, denominado de Autás-Mirim, conhecido apenas em subsuperfície, e acrescentaram à Formação Trombetas o Membro Manacapuru, como parte superior do Membro Pitinga. Finalmente, a classificação estratigráfica atual, segundo Caputo (1984), apresenta os sedimentos Trombetas como grupo, subdividido nas formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru (Figura 5).

A Formação Nhamundá, com espessura superior a 450 m, aflora apenas no noroeste da Bacia do Amazonas, mas tem extensão maior em subsuperfície. A grande parte de seus dados

petrográficos, paleontológicos e estratigráficos é oriunda de testemunhos de sondagem. A área-tipo da Formação Nhamundá situa-se ao longo do rio homônimo, um tributário da margem esquerda do rio Amazonas, no limite entre os estados do Pará e Amazonas (Caputo 1984 e 1988, Grahn & Paris 1992). Segundo Carozzi *et al.* (1973), a Formação Nhamundá é composta predominantemente por “quartzitos”, mas apresentando também *subwakes* “quartzíticas”, *wakes* “quartzíticas”, *wakes* chamosíticas e diamictitos. Grahn & Caputo (1992) e Caputo (1998) subdividiram a formação em 3 unidades. A unidade inferior, que ocorre somente em subsuperfície, consiste em arenito fino a médio exibindo estratificação cruzada; a unidade média é composta de arenitos cinza e folhelhos intercalados, com os arenitos apresentando laminação cruzada e estratificação cruzada *hummocky*; e a unidade superior contém camadas de siltito gradando para arenito argiloso, além de arenito com estratificação cruzada. Loczy (1966), Andrade & Cunha (1971) e Carozzi *et al.* (1973) atribuíram à Formação Nhamundá os ambientes deposicionais de *foreshore*, *shoreface* e glacial. Em trabalhos posteriores (Caputo 1984, Souza Filho *et al.* 1988, Grahn & Paris 1992, Grahn 1992, Eyles 1993), o *shoreface* é subdividido em inferior e superior e são também descritos, na parte superior da formação, arenitos com estratificação cruzada interpretados como de origem fluvial e associados a diamictitos.

Carozzi *et al.* (1973) interpretaram estes diamictitos como tilitos formados *in situ* pelo *debris* relacionado ao degelo. Crowell *et al.* (1980), entretanto, enfatizaram a falta de dados que indicassem origem glacial. Rocha-Campos (1981) considerou os diamictitos da Formação Nhamundá como tilitos de origem subglacial, que teriam preenchido canais submarinos. Caputo & Crowell (1985) e Caputo (1998) corroboraram com considerações paleogeográficas a interpretação glacial dos diamictitos, destacando que diamictitos com clastos de grande variabilidade petrográfica repousam sobre uma plataforma subhorizontal e que clastos foram carreados por distâncias superiores a 150 km. Enquanto os diamictitos da margem norte da Bacia do Amazonas são compostos predominantemente por clastos de rochas sedimentares, os diamictitos da margem sul contêm também clastos de rochas ígneas e metamórficas, imersos em matriz composta principalmente por clorita e subordinadamente ilita (Carozzi *et al.* 1973, Grahn & Caputo 1992). Já clastos estriados e facetados são difíceis de recuperar (Caputo 1984). A idade das formações paleozóicas na Bacia do Amazonas sempre foi um dos aspectos bastante controvertidos. Estes conflitos de idade podem estar mais relacionados ao mau posicionamento

das amostras dentro da coluna litoestratigráfica sintética do que a conclusões bioestratigráficas errôneas (Grahm & Paris 1992). Análises bioestratigráficas mais recentes definiram as idades Neo-Ordoviciano a Eolochkoviano para o Grupo Trombetas e Llandoveryano a Eowenlockiano para a Formação Nhamundá (Grahm & Melo 1990, Quadros *et al.* 1990, Grahm 1991 e 1992, Grahm & Paris 1992). Outras datações palinológicas em amostras de diamictito e pelito, coletadas pelo autor da tese na região de Presidente Figueiredo, confirmaram a idade llandoveryana - wenlockiana da Formação Nhamundá (Melo 1997, Melo & Steemans 1997).

5.2 - ANÁLISE DE FÁCIES

5.2.1 - Introdução

Na área de estudo, a análise faciológica da Formação Nhamundá permitiu a individualização de 13 fácies distribuídas em dois conjuntos distintos: i) não deformado e ii) deformado, com as estruturas deposicionais modificadas ou obliteradas por processos glaciodinâmicos. As fácies foram codificadas usando-se letras maiúsculas para indicar os litotipos e letras minúsculas para designar as estruturas características das fácies. A análise revelou 4 associações faciológicas que representam depósitos de *foreshore*, *shoreface*, intermaré/submaré e depósitos glaciais.

Os litotipos que compõem as fácies da Formação Nhamundá na região de Presidente Figueiredo são exclusivamente de natureza siliciclástica; predominam os quartzos-arenitos enquanto pelitos e diamictitos têm distribuição mais restrita. Os quartzos-arenitos contêm, além do quartzo detrítico, poucos grãos de vulcanitos e sílex. Como minerais diagenéticos ocorrem quartzo em forma de sobrecrecimento sintaxial e caulinita vermicular preenchendo porosidade intergranular. Os argilominerais dos pelitos e diamictitos foram identificados como illita e caulinita, sendo esta última provavelmente de origem intempérica. Os diamictitos contêm clastos de arenito de tamanhos variados (desde 1cm até aproximadamente 4 m de comprimento), imersos em uma matriz argilosa com composição semelhante à dos pelitos. Em geral, as rochas são bastante intemperizadas, com exceção dos quartzos-arenitos que mostram-se pouco friáveis devido a silicificação.

5.2.2 - Depósitos de *foreshore*

5.2.2.1 - Arenito com estratificação plano-paralela exibindo truncamento de baixo ângulo (Apb)

Os depósitos de *foreshore* são principalmente representados pela fácies Apb, caracterizada por quartzos-arenitos de granulometria fina a média, com grânulos de quartzo dispersos (Tabela 1). Os grãos da fração areia mostram-se, em geral, bem selecionados e bem arredondados. A estrutura predominante da fácies é a estratificação plano-paralela com truncamentos de baixo ângulo (em torno de 4°); estratos cruzados ocorrem subordinadamente (Figura 11). Localmente encontram-se concentrações de grânulos de quartzo alinhados em arenito grosso e poucos exemplares de traços-

Tabela 1 - Interpretação e descrição das associações de fácies não deformadas da Formação Nhamundá.

FORDESHORE	Areias tabulares	Apb	Arenitos finos a médios com grânulos de quartzo dispersos. Os grãos são bem selecionados e bem arredondados; apresenta estratificação plano paralela com truncamentos de baixo ângulo. Estratos cruzados ocorrem subordinadamente, além de escassos traços fósseis do tipo <i>Skolithos</i> .
SUBSHOREFACE	Barras bidimensionais	At, Amb Amc	Arenitos finos a médios, com grossos subordinados e grânulos de quartzo dispersos. Os grãos são subarredondados a arredondados e a seleção moderada a boa. Ocorre algumas intercalações de pelito. Apresentam estratificação cruzada tabular, estratificação plano-paralela, acamamento maciço, marcas onduladas e laminação cruzada cavalgante. Tem-se bioturbação por <i>Skolithos</i> e <i>Arthropycus alleghaniensis</i> .
SHOREFACE	Barras e lençóis de areia de tempestades (<i>storm sand sheet</i>).	Ah, Al, Pp	Arenitos finos e pelitos (siltos, argilas) intercalados. Apresenta estratificação cruzada <i>hummocky</i> , laminação plano-paralela e laminação cruzada esporádica. Localmente ocorrem estruturas deformacionais. Observa-se traços de bioturbação subverticais.
INTERTIDAL	Areias e lamas tabulares, macroformas onduladas.	Rl, ACp, Atm, PAb	Arenitos finos a médios, localmente grossos, com grãos bem arredondados e bem selecionados. Apresenta intercalações de pelito, por vezes formando alternância (arenito/pelito) rítmica. Localmente intraclastos argilosos ocorrem concentrados em níveis. Apresenta estratificação plano-paralela, laminação plano paralela, estratificação cruzada tabular com <i>foresets</i> recobertos por lama e localmente laminação cruzada. Alguns níveis de pelitos estão bioturbados por <i>Skolithos</i> .



Figura 11 - Fácies Apb com estratificações plano-paralela e cruzada (seta). Algumas camadas apresentam truncamentos de baixo ângulo. Detalhe D da Figura 13.



Figura 12 - Detalhe do truncamento de baixo ângulo da fácies Apb.

fósseis do tipo *Skolithos* (ver descrição no item 5.2.3.2). A melhor exposição dos depósitos de *foreshore* encontra-se na localidade de Portal das Cachoeiras, km 15 da rodovia AM-240 (Figura 1).

5.2.2.2 - Interpretação

A estratificação plano-paralela da fácies Apb é atribuída à ação de fluxo e refluxo na praia, especialmente na zona de espraiamento de onda (*wave swash*), enquanto o truncamento dos estratos em baixo ângulo é interpretado como ajuste da praia a mudanças seja no regime de ondas seja no fornecimento de sedimentos (ver Galloway & Hobday 1996). A presença de camadas com estratos cruzados indica a formação esporádica de marcas onduladas.

Além das estruturas deposicionais, a alta maturidade textural e composicional dos arenitos bem como a presença de *Skolithos* corroboram a interpretação de ambiente de *foreshore*. A baixa diversidade e baixa abundância dos traços-fósseis na fácies Apb são compatíveis com as severas condições ambientais nesta zona (Howard & Frey 1984) (ver item 5.2.3.4).

5.2.3 - Depósitos de *shoreface* superior

As características composicionais e texturais dos depósitos de *shoreface* superior são semelhantes às de *foreshore*, com a diferença que os grãos dos arenitos de *shoreface* são menos selecionados e apenas subarredondados a arredondados. Além de arenitos, ocorrem depósitos de pelitos, que são entretanto pouco frequentes e pouco espessos. Os depósitos de *shoreface* superior englobam 3 fácies (At, Amb e Amc) cujas principais estruturas são estratificação cruzada tabular, acamamento plano-paralelo, marcas onduladas com laminação cruzada cavalgante e estruturas de bioturbação (Tabela 1). As melhores exposições encontram-se nas localidades de Portal das Cachoeiras, Cachoeira da Santa Cláudia, Corredeira do Urubuí, Cachoeira da Orquídea, Igarapé de Lages, Caverna do Maroaga e nos kms 107, 108 e 115 da rodovia BR-174 (Figura 1).

5.2.3.1 - Arenito com estratificação cruzada tabular (At)

Este arenito, geralmente bem silicificado, apresenta granulometria média a muito grossa, grãos subarredondados a arredondados e seleção moderada a boa; geralmente contém grânulos dispersos. A estrutura principal desta fácies é a estratificação cruzada tabular, formando *sets* de

dispersos. A estrutura principal desta fácies é a estratificação cruzada tabular, formando *sets* de até 2 m de espessura, separados por intervalos de espessura centimétrica de arenito com estratificação plano-paralela (Figuras 13, 14, 15, 16 e 17). Os estratos cruzados mergulham para NE ($23^{\circ}/10^{\circ}$, $35^{\circ}/50^{\circ}$, $10^{\circ}/10^{\circ}$) e apresentam nítida diferenciação granulométrica destacada pelo intemperismo (Figuras 13, 14, 15 e 17). Alternam estratos com arenito grosso e arenito médio (Figura 14).

5.2.3.2 - Arenito maciço bioturbado (Amb)

O arenito Amb, de granulometria fina a média, forma bancos amalgamados, com espessura individual de 20 a 80 cm, que são intensamente bioturbados por *Skolithos* (Figuras 13, 18, 19, 20, 21 e 22). Este icnofóssil é caracterizado por tubos verticalizados, com diâmetro de 0,5 cm e comprimento de até 7 cm, preenchidos pelo arenito hospedeiro. Destaca-se, principalmente, na corredeira do Urubuí e Igarapé de Lages por apresentar um epirelevo com cavidade circular, resultante da ação intempérica (Figuras 18, 20, 21). Localmente observa-se no arenito estratificação plano-paralela tênue (Figura 18).

5.2.3.3 - Arenito com marcas onduladas e laminação cruzada cavalgante (Amc)

A fácies Amc é caracterizada por arenitos finos a médios com grânulos dispersos de quartzo que se concentram, localmente, na base das camadas. As camadas, com espessura variando de 5 a 25 cm, têm no topo marcas onduladas simétricas e assimétricas e internamente podem apresentar laminação cruzada cavalgante do tipo *depositional stoss climbing ripple cross lamination* (Harms *et al.* 1982, Figura 23, 24, 25 e 26). Em alguns lugares ocorrem intercalações de espessura centimétrica de pelitos recobrimdo as marcas onduladas (Figura 24, 25 e 26). Na base e no topo do perfil da Cachoeira das Orquídeas foram encontrados exemplares do icnofóssil *Arthropycus alleghaniensis* (Figuras 23), tanto na interface arenito/pelito, em forma de hiporelevo positivo, como nas camadas arenosas.

Os exemplares de *Arthropycus* formam tubos simples ou ramificados que alcançam até 1m de comprimento e se cruzam em ângulos reto ou agudo. Em seção transversal, os tubos são elípticos ou subquadráticos, com diâmetro variando de 2 a 6 cm. Apresentam sulcos anelares transversais, espaçados regularmente, que localmente mostram-se desgastados.

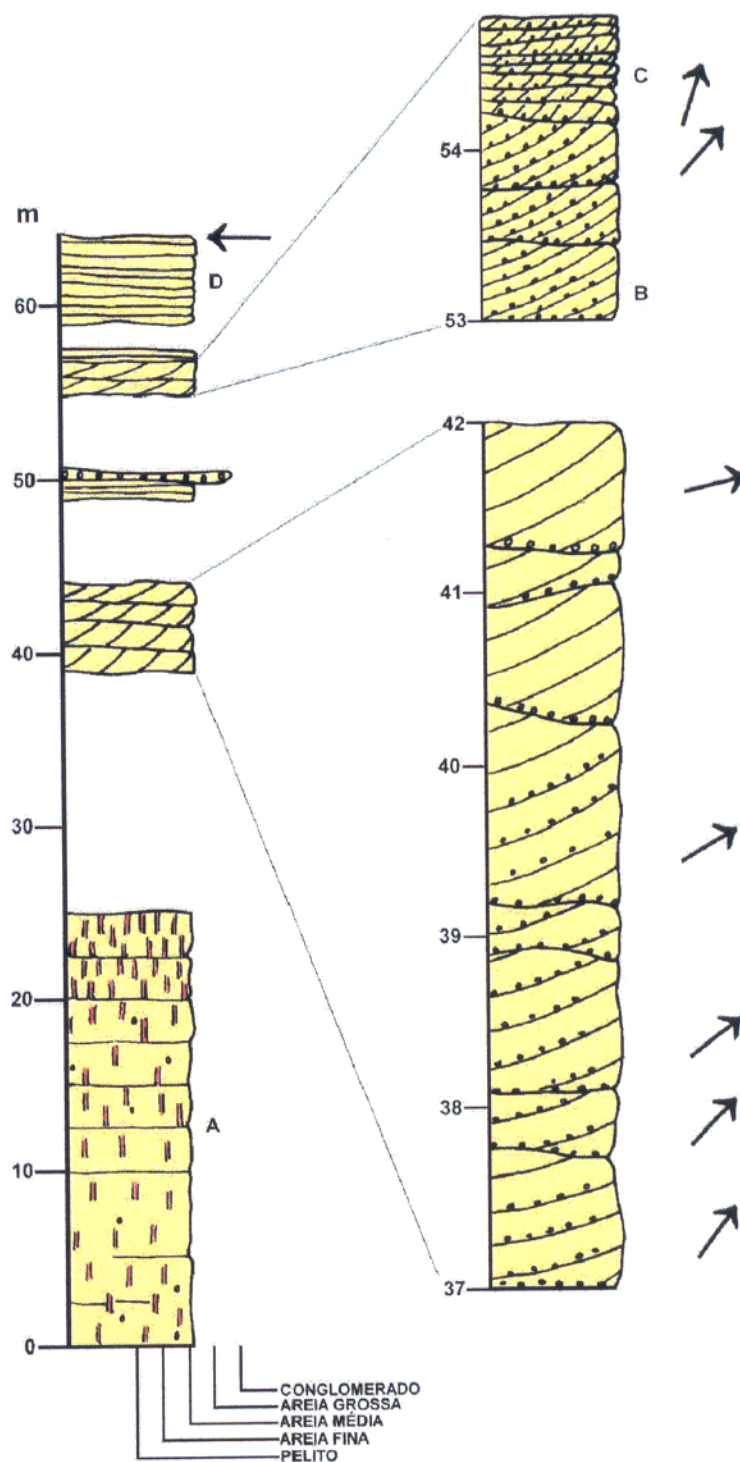


Figura 13 - Perfil estratigráfico da localidade de Portal das Cachoeiras (ver legenda - Figura 3). As letras A, B, C, e D localizam, respectivamente, as Figuras 22, 14, 15 e 11.



Figura 14 - Estratificação cruzada tabular. Segregação de areia grossa nas lâminas dos *foresets* destacadas pelo intemperismo. Detalhe B da figura 13.

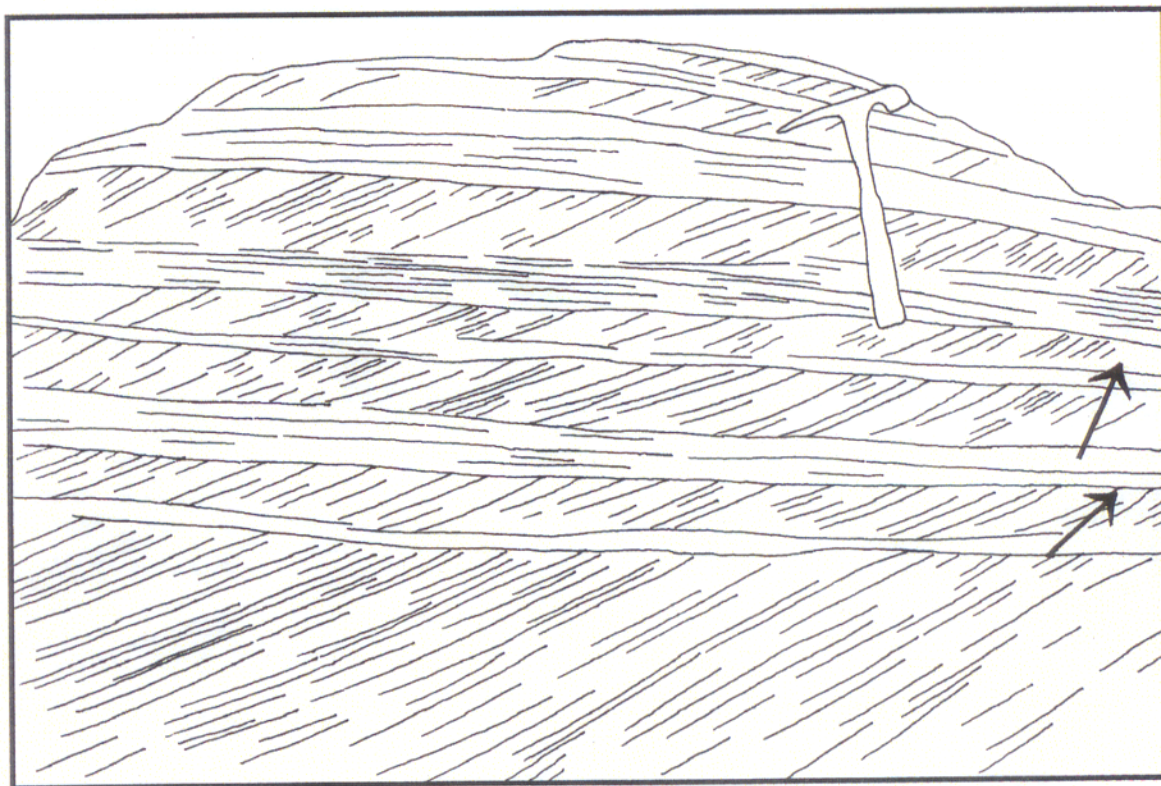


Figura 15 - *Sets* de estratificação cruzada tabular levemente tangencial na base, apresentando adelgaçamento para o topo (*thinning upward*). Os *sets* são separados por camadas com estratificação plano-paralela a levemente ondulada que se espessam para o topo. Detalhe C da Figura 13.

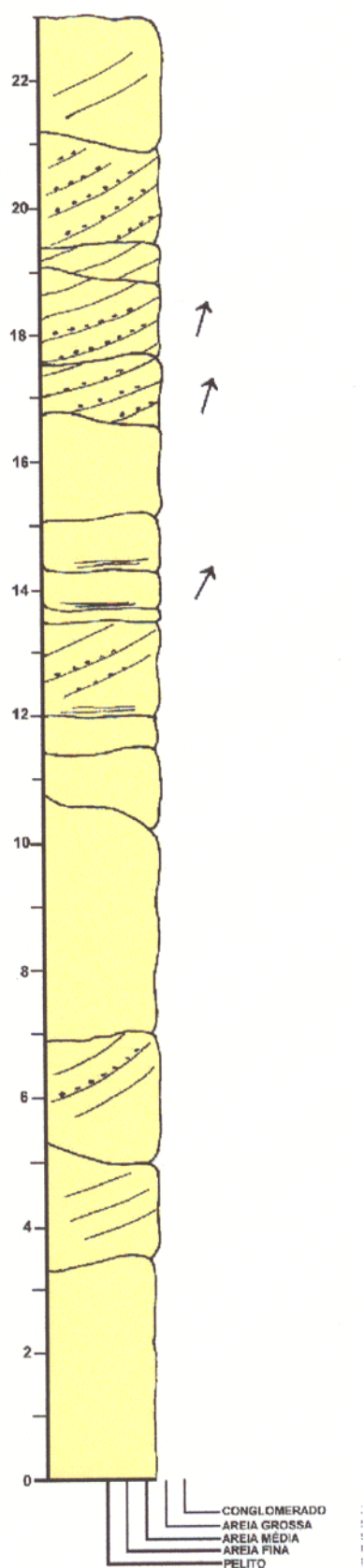


Figura 16 - Perfil estratigráfico na localidade Caverna Refúgio do Maroaga, mostrando estratificação cruzada tabular (ver legenda - Figura 3).

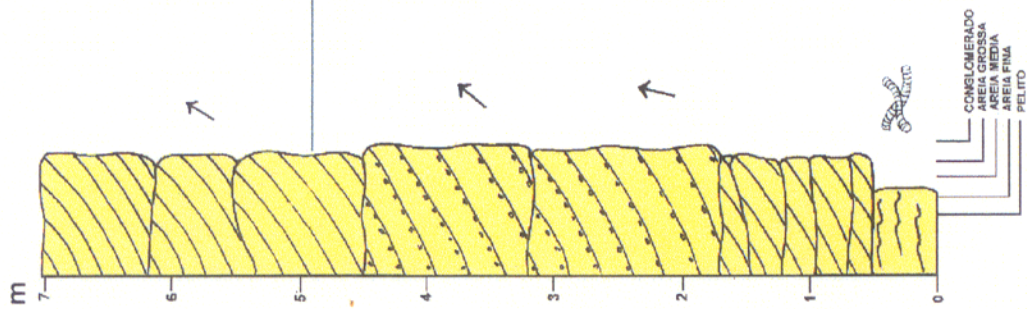


Figura 17 - Perfil estratigráfico da Cachoeira da Santa Cláudia (ver legenda - Figura 3), mostrando estratificação cruzada tabular com segregação de material grosso nos foresets (fácies At) e posição de *Arthropycus*.



Figura. 18 - Estratificação plano-paralela discreta da fácies Amb, intensamente bioturbada por *Skolithos* sp.. Observar estruturas de dissolução tipo "favo de mel" (setas). Localidade da Corredeira de Lages.



Figura 19 - Perfil estratigráfico no km-15 da BR-174 mostrando sucessão de camadas de arenito bioturbado com estratificação plano-paralela discreta (fácies Am).



Figura 20 - Fácies Amb com intensa bioturbação que oblitera a estratificação plano-paralela, Corredeira do Urubuí em Presidente Figueiredo (ver legenda - Figura 3 e mapa de localização - Figura 1). A letra A localiza o detalhe mostrado na Figura 21.

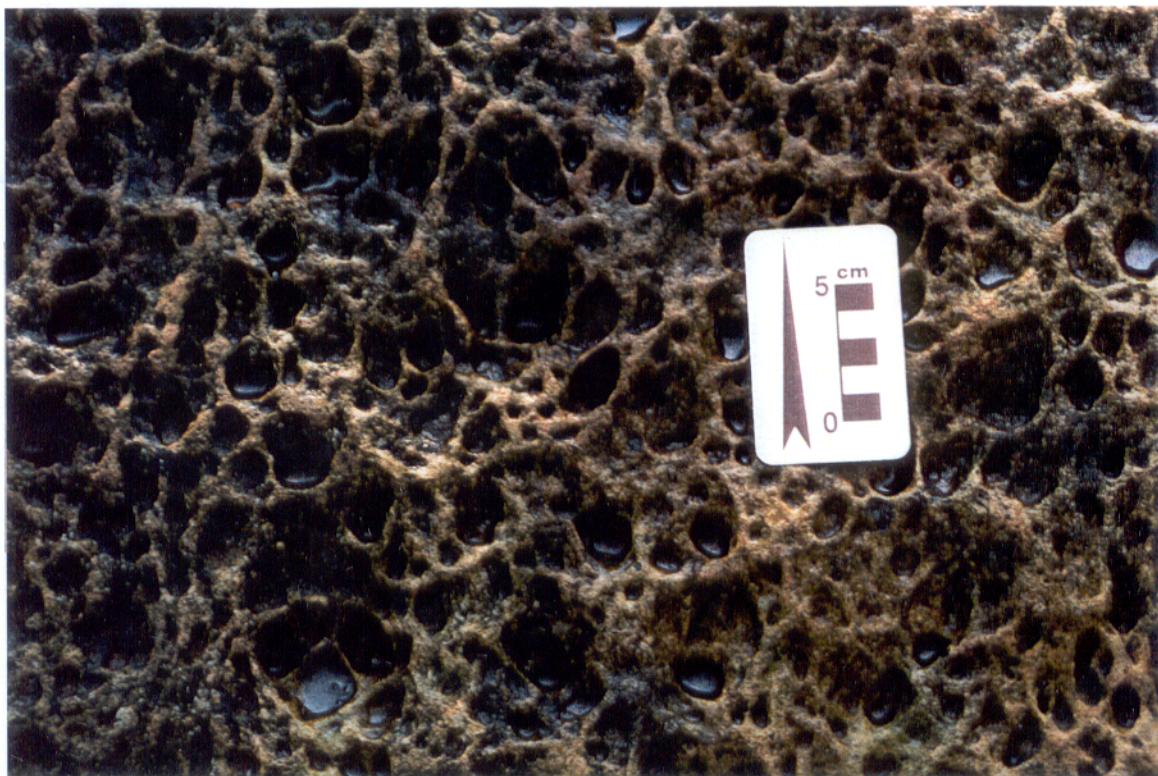


Figura 21 - Bioturbação ressaltada pela ação erosiva das águas. Detalhe A da Figura 20.



Figura 22 - Tubos subverticais de *Skolithos* sp. (Detalhe A da Figura 13).



Figura 23 - Perfil estratigráfico da localidade de Cachoeira das Orquídeas. (ver legenda - Figura 3). Destaque para o icnofóssil *Arthropycus alleghaniensis*.



ENE

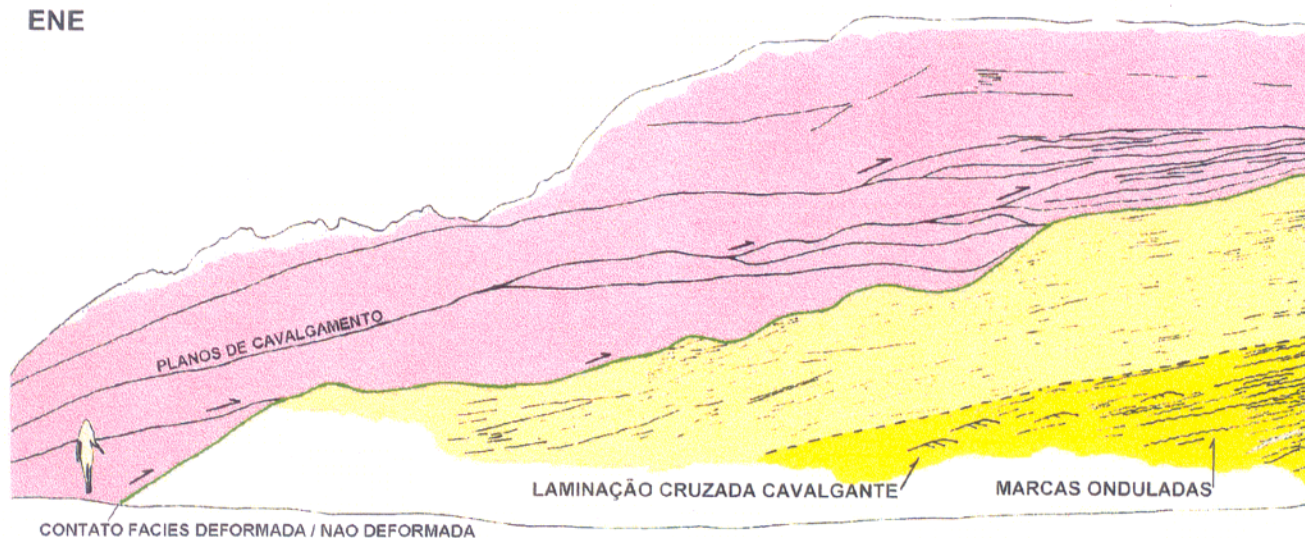
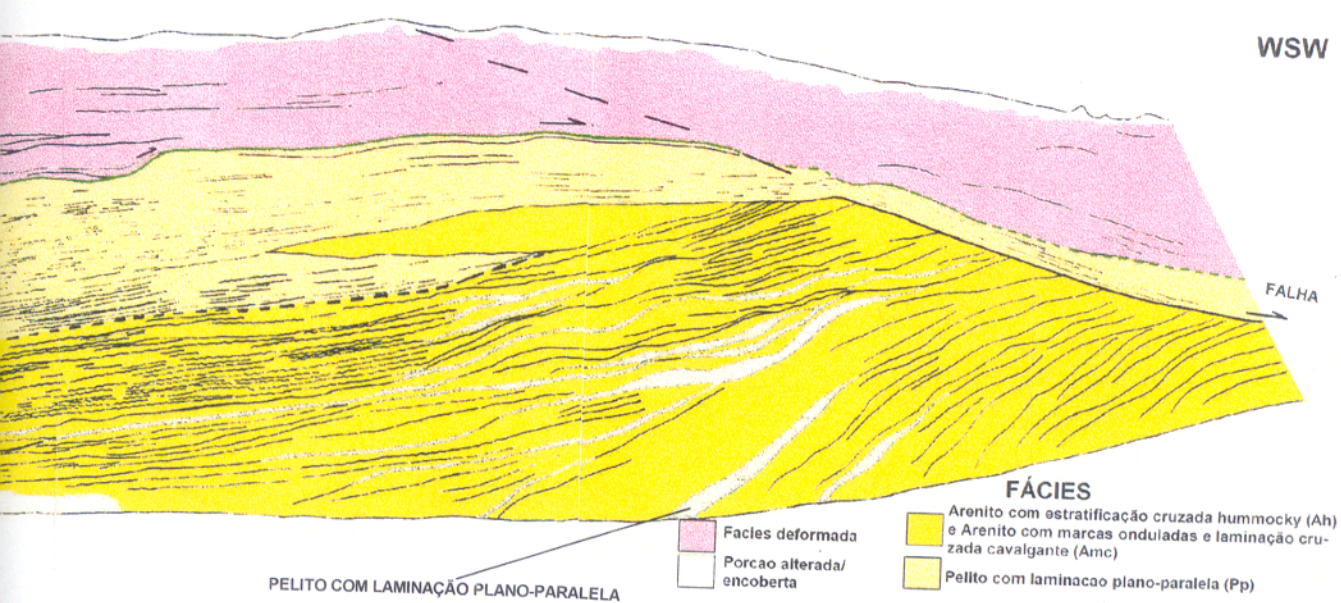


Figura 24 - Seção panorâmica mostrando o arranjo geométrico entre as ur
(ver legenda - Figura 3 e mapa de localização).



ades não deformadas e deformadas da Formação Nhamundá, afloramento B4b



Figura 25 - Arenito com marcas onduladas e laminação cruzada cavalgante. O retângulo é referente a Figura 26.



Figura 26 - Laminação cruzada cavalgante. Detalhe da Figura 25.

5.2.3.4 - Interpretação

A estratificação cruzada tabular de médio porte da fácies At indica migração de barras por corrente unidirecional, como mostra o padrão unimodal das medidas de paleocorrentes (Figuras 15, 16 e 17). Variações no regime de fluxo são evidenciadas pela ocorrência de estratificação plano-paralela intercalada aos *sets* de estratificação cruzada (Figuras 14, 15). A alternância entre lâminas de granulometria grossa e fina dos *foresets* da estratificação cruzada tabular pode ser explicada através de avalanches de sedimentos finos e grossos de formas de leito parasíticas sobre o flanco à jusante da macroforma (Figura 27, Smith 1972). A migração das formas parasíticas leva tanto o sedimento fino como o sedimento grosso, concentrado nas calhas, até o topo do flanco da macroforma, onde os grãos deslizam, proporcionando a diferenciação granulométrica dos *foresets*. O sentido do mergulho dos *foresets* principalmente para NE é consistente com a orientação ENE-WSW da paleocosta da bacia, o que sugere migração de macroformas (barras) por correntes litorâneas.

A fácies Amb, sotoposta à fácies At, mostra-se intensamente bioturbada por *Skolithos* (Figuras 13, 18, 19, 20, 21 e 22). Segundo Frey & Howard (1970), Crimes (1975), Cotter (1983), Ekdale *et al.* (1984), Pemberton & Frey (1984), Pemberton *et al.* (1992), Duke & Prave (1992), a icnofácies *Skolithos* é indicativa de altos níveis energéticos de corrente ou onda, comumente ocorrendo nos ambientes de *foreshore* e *shoreface*. Os tubos verticalizados de *Skolithos* são o artifício ecológico usado pelos organismos para poder suportar as severas condições deposicionais litorâneas (Seilacher 1967). Representam domicílios mais ou menos permanentes (*domicinia*), propiciando o comportamento de *suspension feeding* aos organismos. Em geral, este tipo de bioturbação tem baixo potencial de preservação e somente estruturas escavadas profundamente são preservadas (Howard & Frey 1984). Apesar da icnofácies *Skolithos* ocorrer também em ambientes não marinhos (Bracken & Picard 1984; Bromley & Asgaard 1991), a associação da fácies Amb com as fácies At e Apb sugere ambiente de *shoreface* para a icnofácies *Skolithos*. Perfis com fácies semelhantes apresentados por Pemberton *et al.* (1992) e MacEachern & Pemberton (1992) reforçam esta interpretação paleoambiental.

Além de *Skolithos*, ocorre *Arthropycus alleghaniensis* nos depósitos de *shoreface* superior, isto é, relacionada à fácies Amc. No perfil da Cachoeira da Santa Cláudia esta fácies se

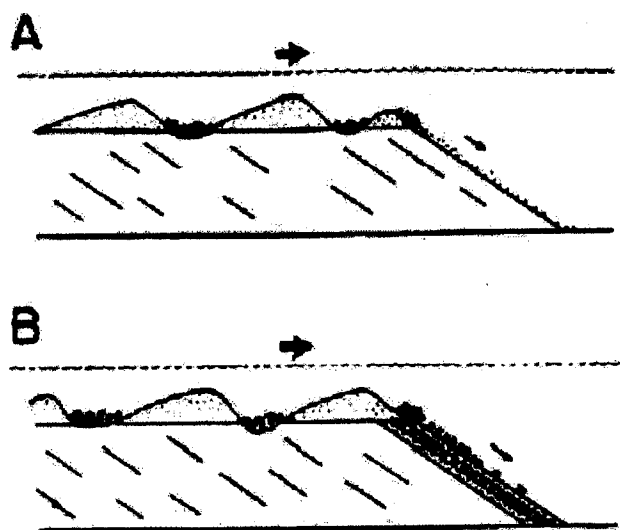


Figura 27 - Origem das variações granulométricas em foresets por avaranches contínuos. A - O sedimento mais fino compõe uma forma de leito assimétrica de pequena escala e cai na frente da barra; B - O sedimento grosso previamente segregado dentro da escavação na frente desta microforma desliza pelo flanco à jusante da macroforma. A espessura da lâmina depende da extensão do foreset e do tamanho da superfície das formas de leito (fonte; Smith 1972).

sotopõe diretamente aos arenitos com estratificação cruzada da fácies At. Segundo Häntzschel (1975) *Arthropycus* é produzido por artrópodes ou vermes, que escavaram túneis subhorizontais revolvendo sedimentos finos à procura de alimento (*feeding burrows*). O potencial de preservação deste icnofóssil, em forma de hiporelevo, se deve sobretudo a sua geração em sedimentos argilosos e posterior preenchimento por areia. Esta relação icnofóssil/pelito indica períodos relativamente calmos de deposição no ambiente de *shoreface*, caracterizado principalmente por níveis elevados de energia de corrente ou onda, denunciados pelas fácies At e Amc.

5.2.4 - Depósitos de *shoreface* inferior

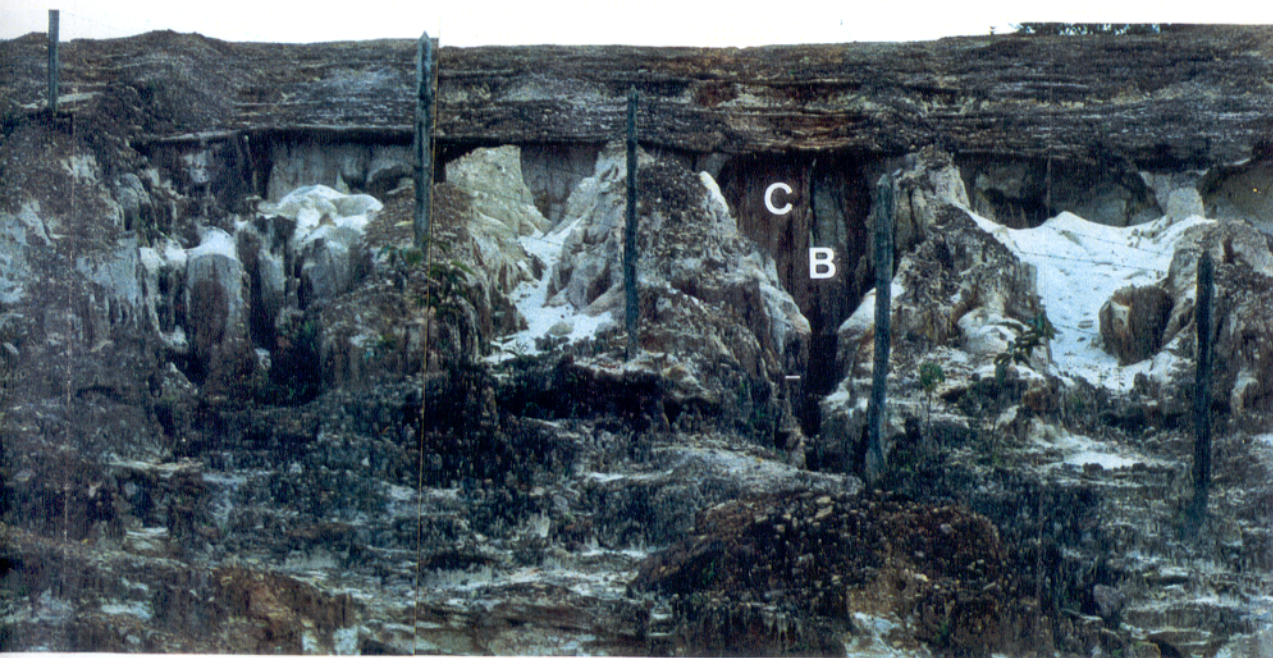
Estes depósitos se caracterizam pelos litotipos de granulometria mais fina da Formação Nhamundá, representados por quartzo-arenitos finos e pelitos. Como principais estruturas ocorrem estratificação cruzada *hummocky*, marcas onduladas e laminação plano-paralela (Tabela 1). Os depósitos de *shoreface* inferior são compostos pelas fácies Ah, Al e Pp, cujos melhores afloramentos encontram-se na cidade de Presidente Figueiredo (ponto 2) e próximos a Vila de Balbina (exposições B4a, B4b, B5a e B5b) (figura 1).

5.2.4.1- Arenito com estratificação cruzada *hummocky* (Ah)

Os arenitos finos desta fácies apresentam como estrutura principal a estratificação cruzada *hummocky* (Figuras 24, 28, 29, 30, 31, 32). Ângulos de truncamento desta estrutura alcançam até 34°, denunciando formas de megamarcas onduladas cujos comprimentos e alturas variam de 0,64 a 2,5 m e 3,5 a 25 cm, respectivamente. Em planta as camadas apresentam mergulhos com comportamento dômico, caracterizado por igual caimento para todas as direções. As camadas de arenito, individualizadas por pelito, são lateralmente contínuas, mostrando adelgaçamento e espessamento sistemático; comumente apresentam base erosiva marcada por *lags* de seixos de pelito centimétricos.

5.2.4.2 - Arenito com laminação plano-paralela (Al)

Este arenito forma camadas tabulares contínuas por dezenas de metros cuja estrutura predominante é a laminação plano-paralela e, eventualmente, a laminação cruzada de baixo ângulo



os do topo da Formação Nhamundá (ver legenda - Figura 3). A) Perfil e seção panorâmica
e a Formação Nhamundá, Formação Pitinga e Colúvios. B) Conglomerado brechóide com
terial argiloso, dispostos subhorizontalmente e marcando a estratificação plano-paralela da
curvados (*Curvled flakes*). A letra D localiza a figura 29.

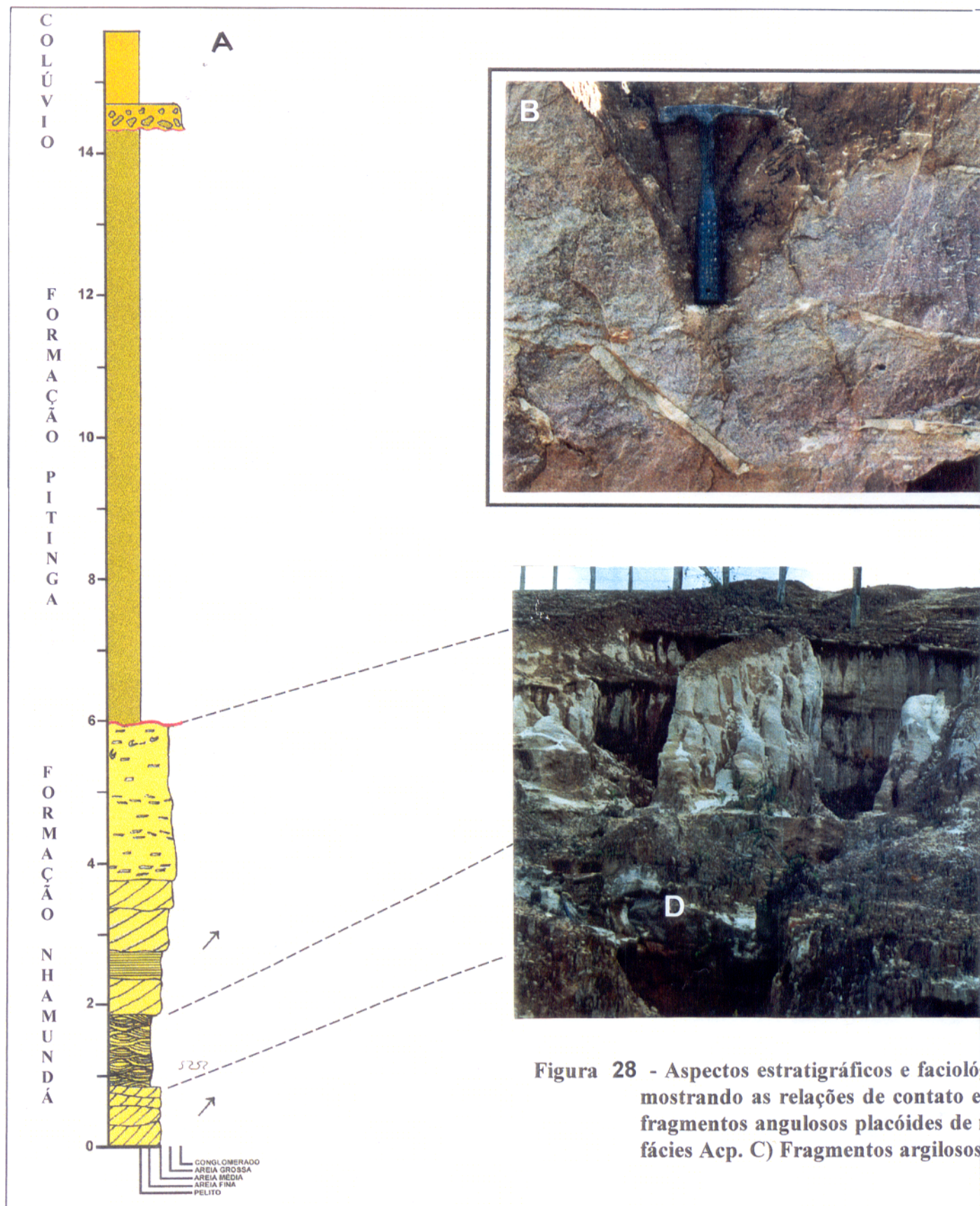


Figura 28 - Aspectos estratigráficos e faciolog
mostrando as relações de contato e
fragmentos angulosos placóides de
fácies Acp. C) Fragmentos argilosos

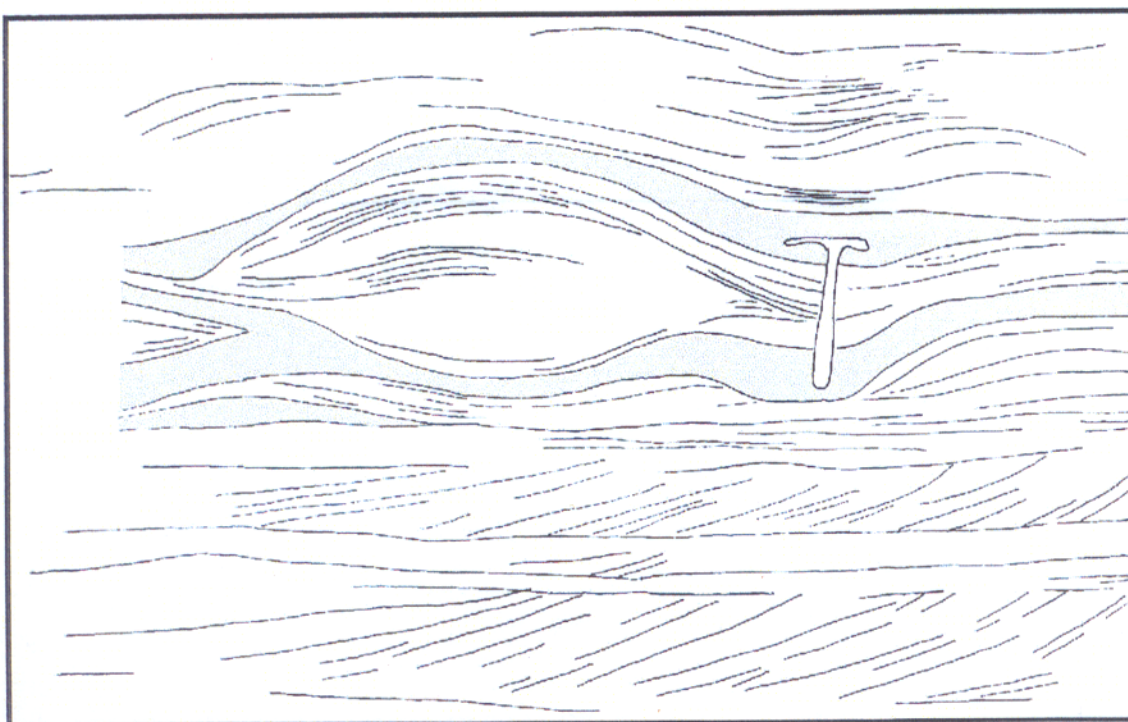


Figura 29 - Arenito com estratificação cruzada tabular (fácies Atm), sobreposto por arenito com estratificação cruzada *hummocky* (fácies Ah) . Detalhe D da Figura 28).



ESE

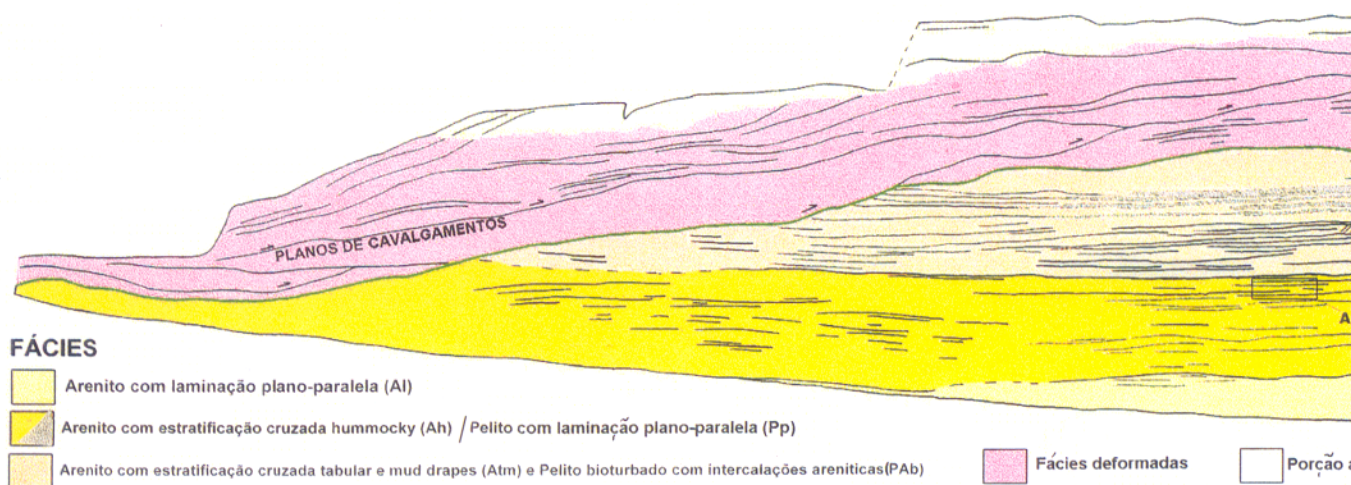
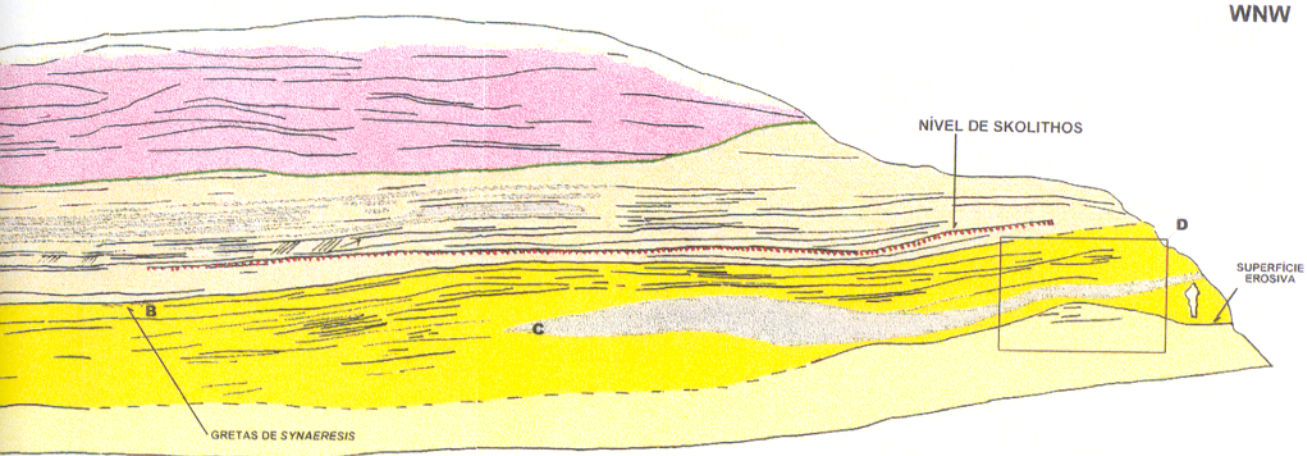


Figura 30 - Seção panorâmica mostrando o arranjo geométrico entre as fácies deformadas

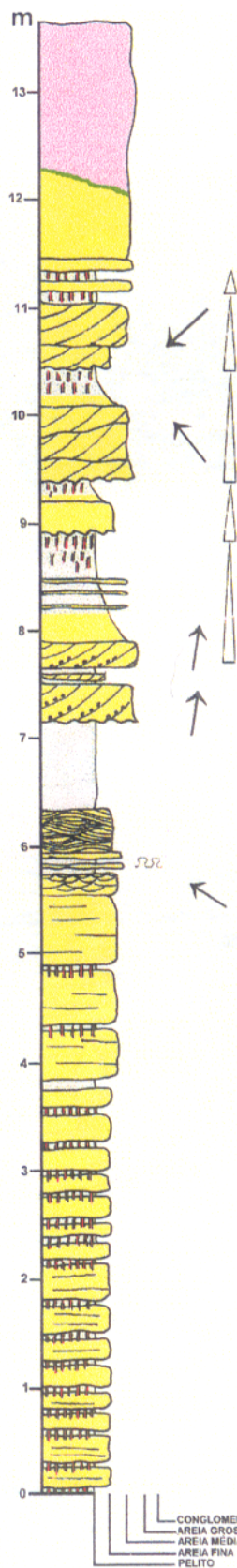


ada / encoberta

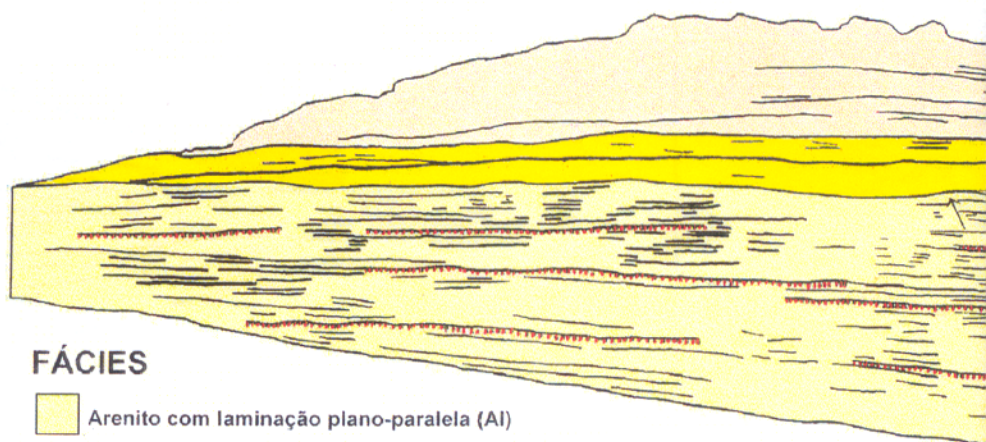
das e não deformadas, afloramento B5b (ver legenda - Figura 3 e mapa de localização).



Figura 31 - Estratificação cruzada hummocky. Detalhe A da figura 30.



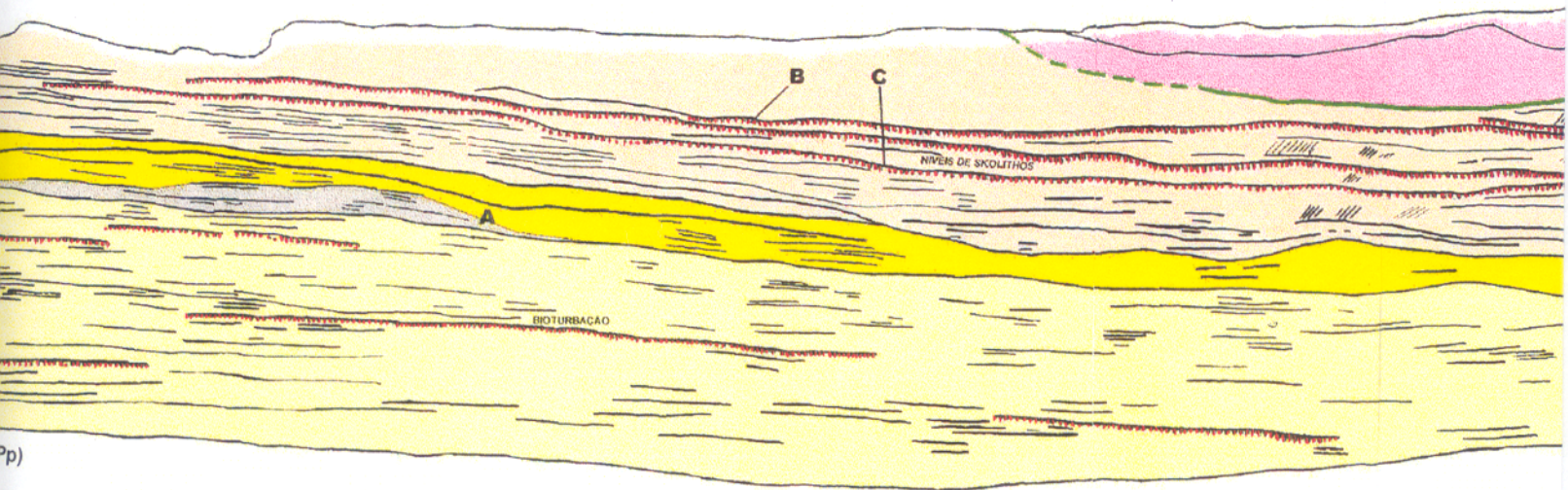
WNW



FÁCIES

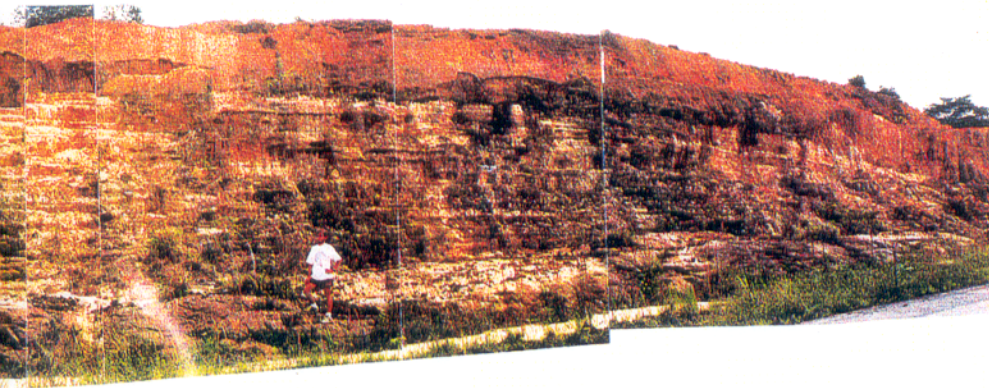
- Arenito com laminação plano-paralela (Al)
- Arenito com estratificação cruzada hummocky (Ah) / Pelito com laminação plano-paralela
- Arenito com estratificação cruzada tabular e mud drapes (Atm) e Pelito bioturbado com intercalação
- Fácies deformada
- Porção alterada / encoberta

Figura 32 - Perfil estratigráfico e seção panorâmica mostrando o a
as Figuras 35, 38 e 39.

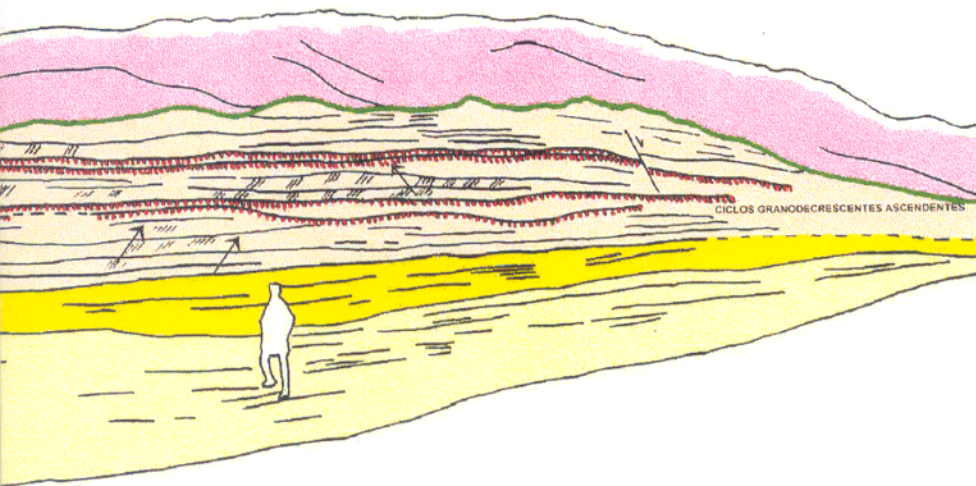


p)
ções areníticas (PAb)

ranjo geométrico entre as fácies deformadas e não deformadas, no ponto B5a (ver legenda - Figura 3 e n



ESE



mapa de localização). As letras A, B e C correspondem, respectivamente,

(Figuras 30, 32 e 33). As camadas de arenito exibem espessamento ascendente com espessuras que variam de 10 a 50 cm, e são separadas por camadas de pelito de até 10 cm de espessura. Bioturbações subverticais a inclinadas, com 0,5 cm de diâmetro e com até 3 cm de comprimento, ocorrem preferencialmente nos pelitos. Laminação cruzada ocorre eventualmente na parte superior desta fácies.

5.2.4.3 - Pelito/arenito com laminação plano-paralela (Pp)

É característico para esta fácies a sua desagregação intempérica em pequenos blocos. A laminação plano-paralela, muitas vezes, é marcada pela alternância entre pelito e arenito fino (Figuras 24, 30, 32, 34, 35). Localmente foram observados lentes arenosas e estruturas deformacionais como acamamento convoluto e pseudonódulos (Figura 35). Estruturas de escorregamento, caracterizadas por dobras em caixa, associados a planos de cavalgamento, são observados na Cachoeira da Pedra Furada (Figura 34).

5.2.4.4 - Interpretação

A estratificação cruzada *hummocky* da fácies Ah, gerada por fluxo oscilatório e/ou combinado, indica a ação de tempestades durante a deposição dos sedimentos Nhamundá (ver Harms *et al.* (1982), Southard *et al.* (1990), Walker & Plint (1992), Cheel & Leckie (1993)) (Figuras 24, 28, 29, 30, 31, 32). Em parte, a estratificação cruzada *hummocky*, descrita na área, apresenta espessamento das laminas dos *hummocks* em relação às dos *swales*, diferente de sua forma convencional. Este fato é atribuído à intensa deposição a partir de suspensão, típica da forma acrescionária citada por Cheel & Leckie (1993). Os tempestitos são geralmente de granulometria fina (areia fina), e individualizados por lama (*discrete hummocky cross stratified sandstone* segundo Cheel & Leckie 1993) (Figuras 24 e 29), indicando deposição mais distal em relação aos depósitos de *shoreface* superior, possivelmente no domínio do *shoreface* inferior. Apesar dos tempestitos distais geralmente serem considerados como produtos de costa afora (*offshore*), a associação da fácies Ah com depósitos arenosos, por vezes bioturbados por *Skolithos*, coaduna muito mais com o ambiente de *shoreface* para os tempestitos da Formação



Figura 33 - Superfície erosiva truncando a fácies Al (seta). Detalhe D da Figura 30.

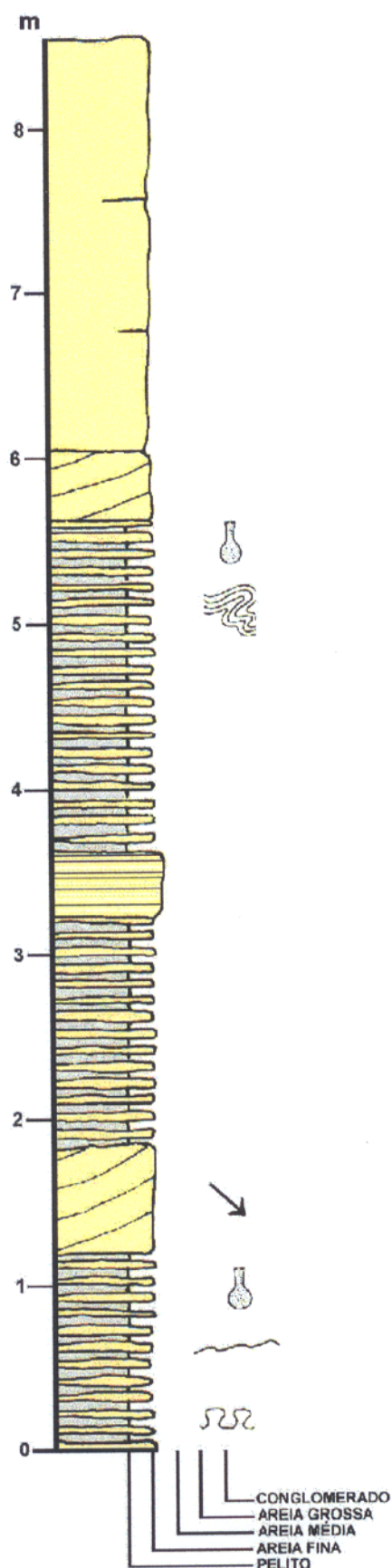


Figura 34 - Perfil estratigráfico na localidade Cachoeira da Pedra Furada (ver legenda - Figura 3 e mapa de localização - Figura 1). Predomina a fácies Pp até aproximadamente 6m do perfil.

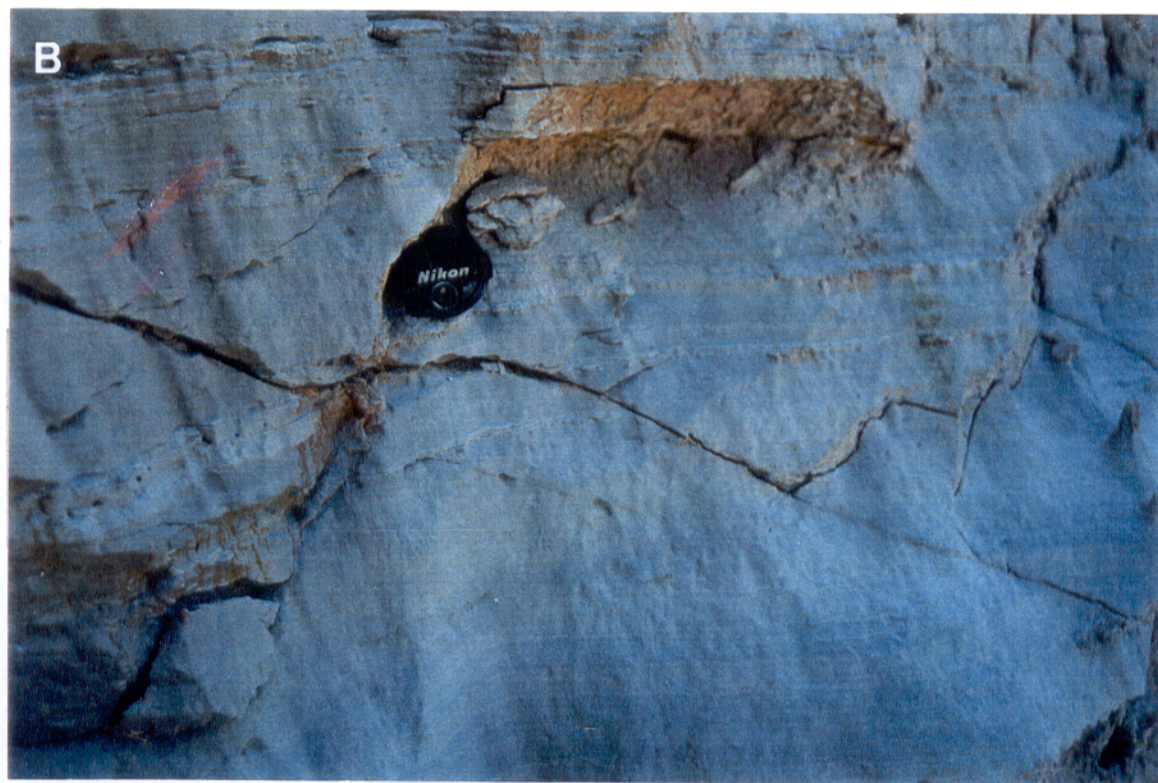
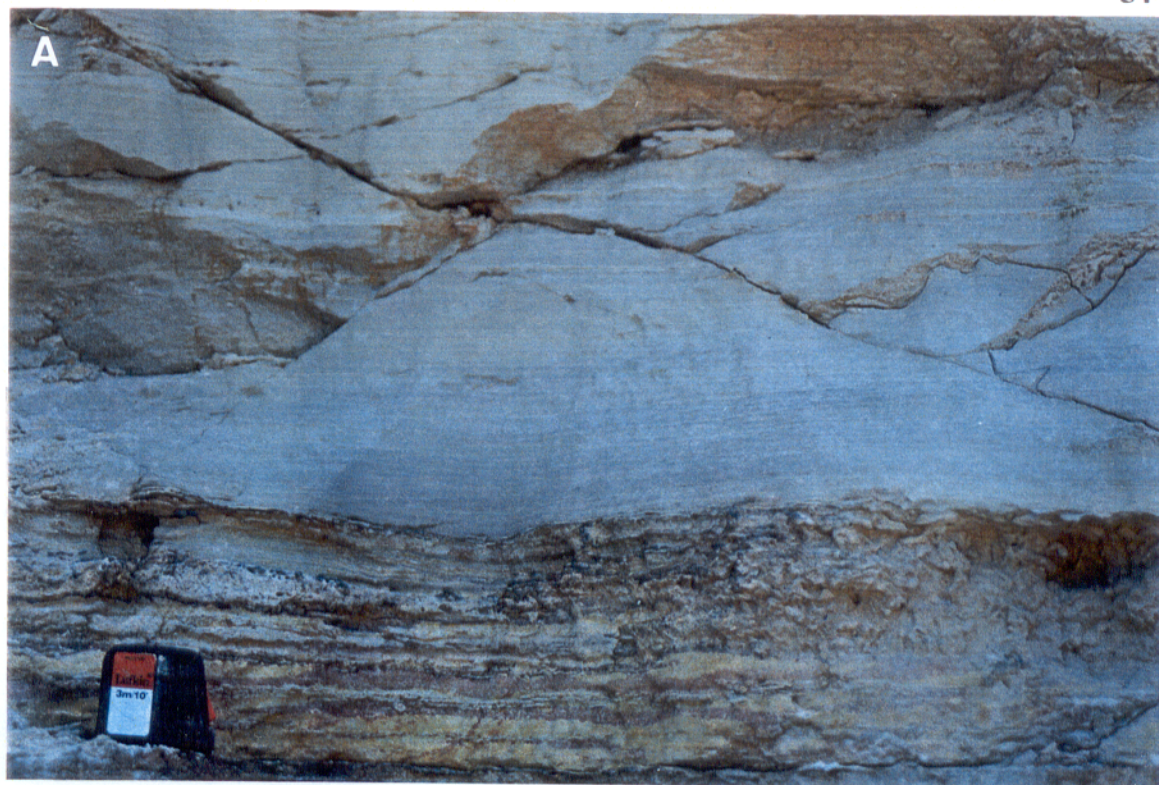


Figura 35 - A) Intercalações arenito / pelito sobrepostas por pelito laminado. B) Detalhe de A, mostrando pelito laminado com finas intercalações arenosas. Detalhe A da Figura 32.

Nhamundá na região de Presidente Figueiredo. Acredita-se também que os arenitos das fácies Al tenham sua deposição relacionada à ação de tempestade embora características indicativas não tenham sido observadas. As intercalações arenosas milimétricas e, subordinadamente, centimétricas nos pelitos da fácies Pp poderiam representar aportes esporádicos de areia induzidos por correntes de tempestades (ver Cudzil & Driese 1987).

5.2.5 - Depósitos de intermaré/submaré

Os depósitos com influência de maré incluem 4 fácies (RI, ACp, Atm e PAb) cujas estruturas mais importantes são a laminação rítmica horizontal de arenito-pelito e a estratificação cruzada com lâminas de pelito nos *foresets* (Tabela 1). Os melhores afloramentos destes depósitos encontram-se nos arredores de Presidente Figueiredo (ponto 2 e 3) e no ponto 11 (B5a e B5b) da estrada de Balbina (Figura 1).

5.2.5.1 - Ritmito com laminação ondulada (RI)

Esta fácies é caracterizada pela alternância de estratos espessos e finos, pouco ondulados, de arenito fino, recobertos por pelito. A espessura dos estratos arenosos individuais varia de aproximadamente 1 a 5 cm. É notável que a disposição das lâminas argilosas e camadas arenosas mostra um certo padrão de ciclicidade (Figuras 36 e 37).

5.2.5.2 - Arenito conglomerático com estratificação plano-paralela (ACp)

O arenito da fácies ACp tem grãos bem arredondados e bem selecionados de quartzo, além de intraclastos argilosos de vários tamanhos e formas (Figura 28B e C). A estrutura principal é a estratificação plano-paralela, definida pela orientação dos intraclastos alongados (Figura 28B) e pelo recobrimento dos planos de acamamento por lâminas milimétricas de argila; localmente ocorre laminação cruzada (Figura 37).

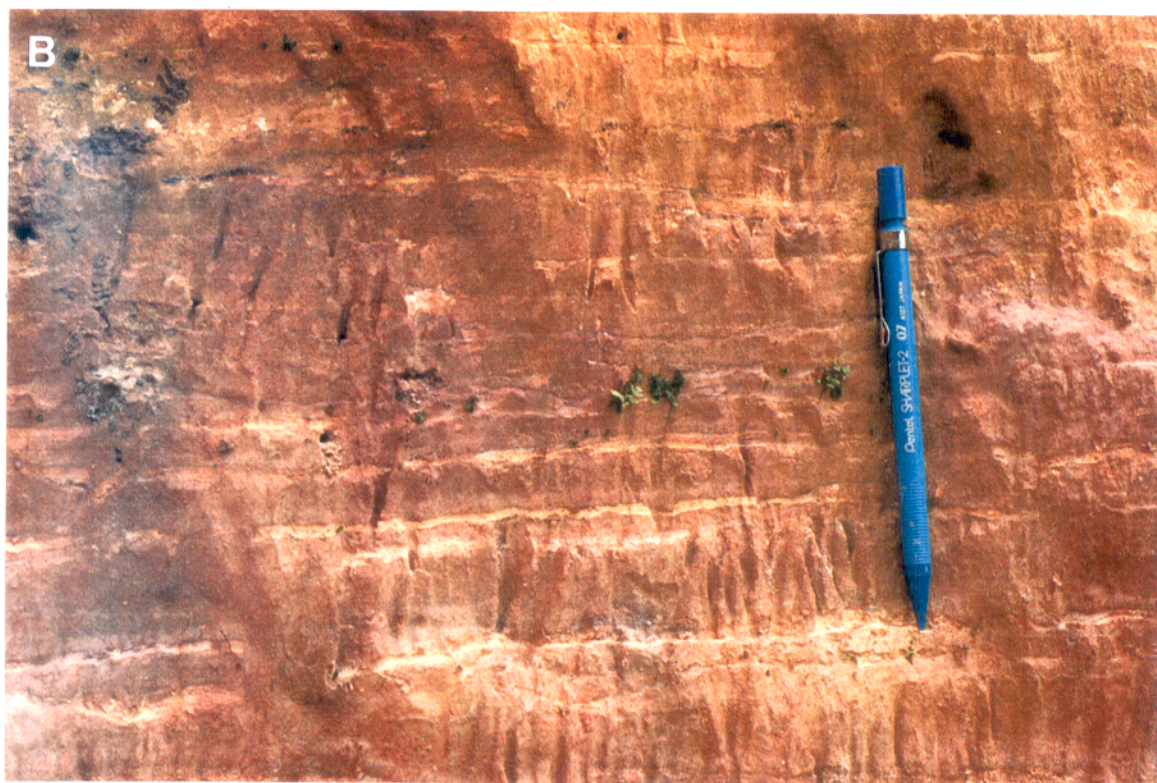
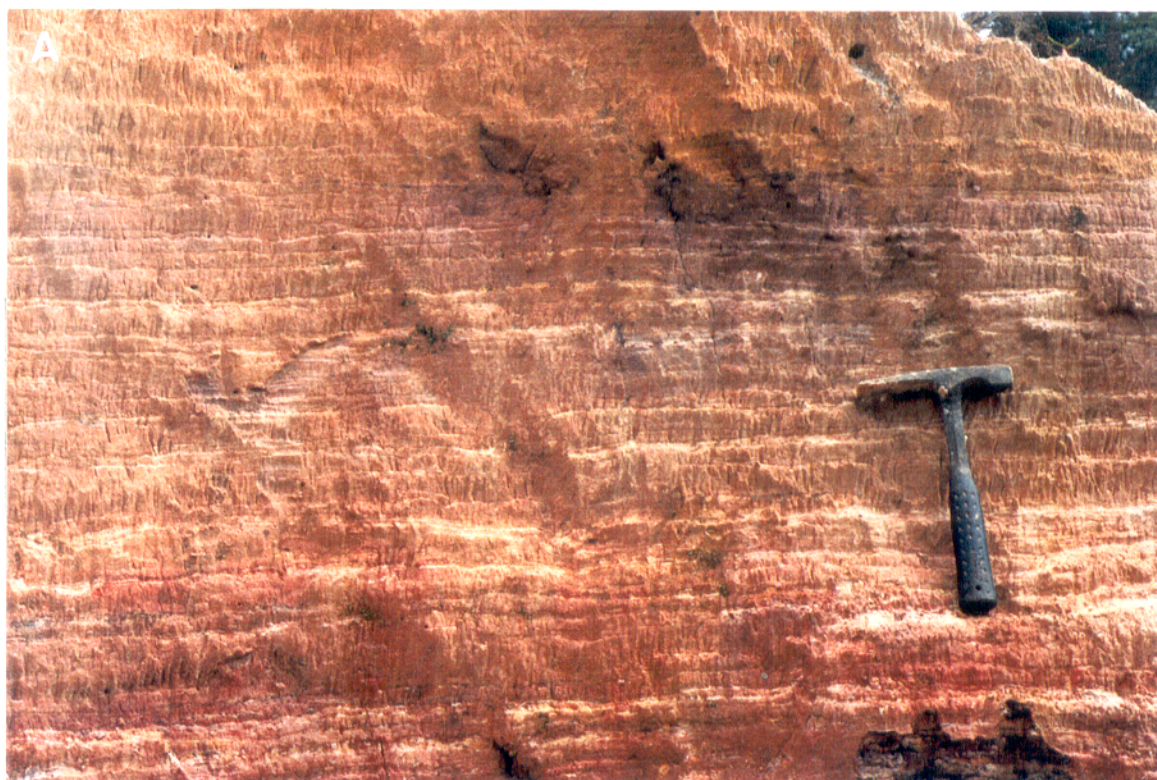


Figura 36 - Ritmito arenito / pelito da fácies RI. A) Detalhe A da Figura 37.
B) Detalhe da alternância arenito / pelito.

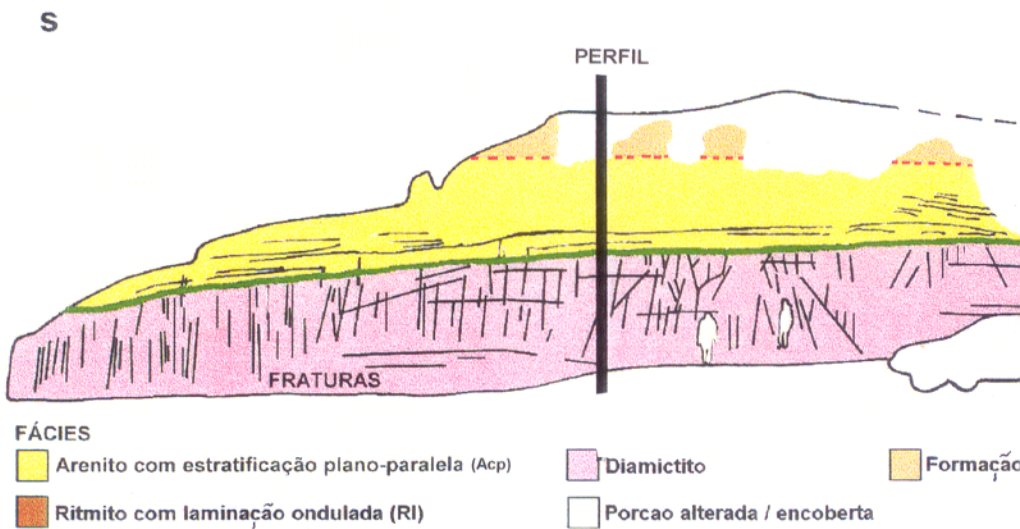
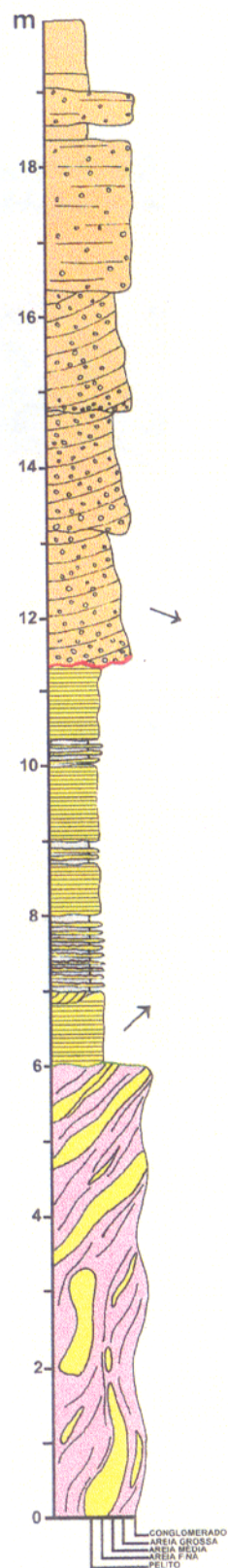
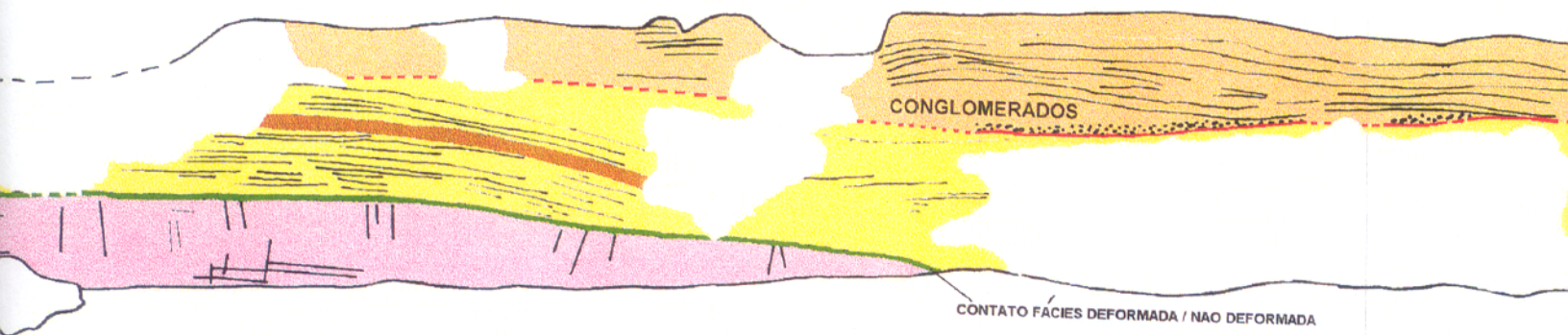


Figura 37 - Perfil estratigráfico e seção panorâmica das fácies deformadas e não

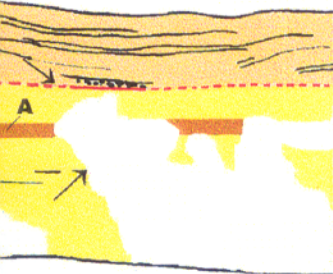


ter do Chao

deformadas da Formação Nhamundá (Figura 1 -ponto 3) na BR-174. A letra A corresponde a Figura 36.



N



Os intraclastos argilosos mostram-se em grande parte imbricados (figura 28B) e, localmente, concentram-se em níveis de espessura centimétrica, com leve tendência de *fining upward*, acompanhada pela diminuição na quantidade dos clastos de argila. Os clastos de argila, geralmente angulosos, exibem formas alongadas, achatadas e, em parte, encurvadas (*curvled flakes*) (Figuras 28B e C), apresentando comprimento variando desde milimétrico até 5 cm, eventualmente alcançando até 50 cm.

5.2.5.3 - Arenito com estratificação cruzada tabular e *mud drapes* (Atm)

O arenito da fácies Atm é fino a médio e tem grãos bem selecionados e arredondados. Forma corpos tabulares que apresentam estratificação cruzada tabular cujos *foresets* mergulham para NE e SW ($22^\circ/10^\circ$, $10^\circ/190^\circ$, $8^\circ/220^\circ$, $20^\circ/240^\circ$, $20^\circ/280^\circ$, $16^\circ/240^\circ$) e são recobertos, na parte inferior, por lama (*mud drapes*) (Figuras 30, 32, 38). Os *sets*, na maioria das vezes, são separados por lâminas de pelito geralmente bioturbadas (Figura 39). Em alguns locais, a fácies Atm está intercalada com a fácies Acp.

5.2.5.4 - Pelito bioturbado intercalado com arenito (PAb)

Esta fácies é caracterizada por intercalações de pelito, localmente laminado, mas geralmente bioturbado por *skolithos*, e arenito com laminação cruzada tabular (Figuras 30, 32, 38). O topo desta fácies é marcado por uma superfície que a separa da fácies Atm (Figuras 38 e 39).

5.2.5.5 - Interpretação

Certas dúvidas existem com relação aos depósitos de maré apesar da presença da laminação rítmica de arenito-pelito (fácies RI) e dos *mud drapes* nos *foresets* de estratificação cruzada da fácies Atm. Embora estas estruturas possam ocorrer em depósitos de maré, elas não são conclusivas na definição da ação de maré.

Os intraclastos argilosos da fácies ACp sugerem gretação de pelitos previamente expostos ao ar e retrabalhamento por correntes. A presença de clastos curvados é condizente com esta interpretação, o que pode apontar para a existência de uma planície de maré. Caso esta interpretação fosse correta, a fácies Atm poderia representar um preenchimento de canal de maré, sendo os *mud drapes* nos *foresets* depositados durante o período de água estofa.



Figura 38 - Ciclos granodecrescentes ascendentes compostos pelas fácies Atm e PAb, com topos marcados por intensa bioturbação produzida por *Skolithos* sp. . Detalhe B da Figura 32.



Figura 39 - Nível de *Skolithos* sp. truncado pela fácies Atm. Detalhe C da Figura 32.

5.2.6 - Diamictito foliado (Df)

Diamictito é um termo não genético, usado na descrição de litofácies para se referir a uma mistura pobremente selecionada de argila/silte-areia-clastos > 2 mm, independente do ambiente deposicional, seja glacial ou não glacial, terrestre ou aquoso (Eyles *et al.* 1993).

A fácies Df da região de estudo apresenta textura pelítico-arenosa geralmente com clastos de arenito disseminados de diâmetros variados, a partir de 1 cm. Mas pode conter também lentes, camadas e blocos de arenito de dimensões métricas (Figuras 40, 41, 42, 43B). Apenas um bloco de rocha granítica foi encontrado (Figura 44). Amostras menos intemperizadas do diamictito mostraram-se fossilíferas, apresentando diversos palinomorfos, sobretudo leiosferídeos e numerosos criptosporos, além de alguns pequenos esporos triletes de morfologia simples, cutículas vegetais e de artrópodes (Eurípterídeos) e cenóbios algálicos, isto é, colônias de algas unicelulares (Identificação por Melo 1997 e Melo & Steemans 1997). Como principais estruturas da fácies Df ocorrem foliação e planos de cavalgamento. As melhores exposições do diamictito, de até 4 m de espessura e centenas de metros de extensão, encontram-se nos lugares B1b, B2a e B2b da estrada AM-240, próximo a Vila de Balbina, e nos pontos 3 e 4 da rodovia BR-174, nas imediações de Presidente Figueiredo (Figura 1).

A foliação é a estrutura mais freqüente e constante no diamictito, exibindo, em perfil, traços curvilineares e descontínuos, com espaçamento milimétrico, melhor ressaltados nas porções intemperizadas da rocha (Figuras 42C e 45). Na região de Balbina os planos de foliação são geralmente subhorizontais, sofrendo apenas leves inflexões ao contornar camadas e lentes de arenito (Figura 43B e C). Na vizinhança de Presidente Figueiredo os planos mostram direção NW - SE e mergulhos moderados a altos para SW, até subverticais ao envolver e contornar grandes blocos de arenito (Figuras 40 e 41). Estes planos chegam a desenvolver dobras desarmônicas e recumbentes (Figuras 43B e 46).

Os planos de cavalgamento são curvos a levemente ondulados e podem truncar a foliação (Figuras 41, 43, 43B, 45, 47). Distribuídos irregularmente, apresentam espaçamento predominante de 30 cm, podendo alcançar até 1,5 m (Figura 43, 43A e 47). Têm direção principal NE-SW e secundária de NW-SE. Onde há maior concentração dos planos de cavalgamento, estes formam um padrão anastomótico-sigmoidal, caracterizando uma zona de maior concentração de deformação ou de cisalhamento (Figuras 43 e 45).

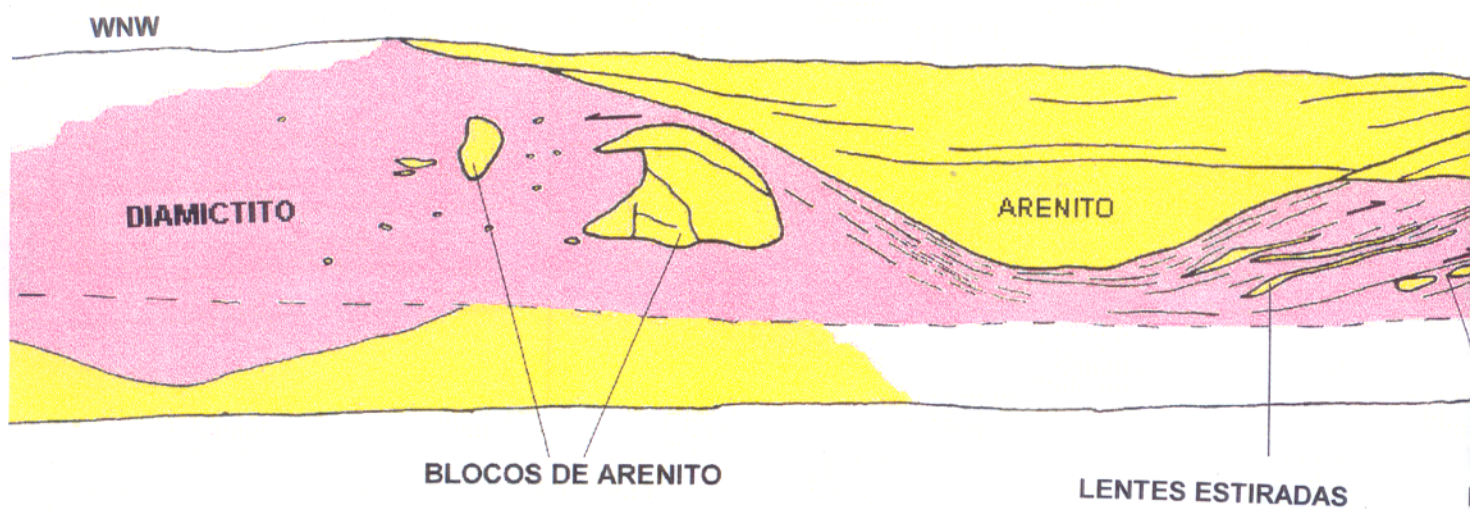
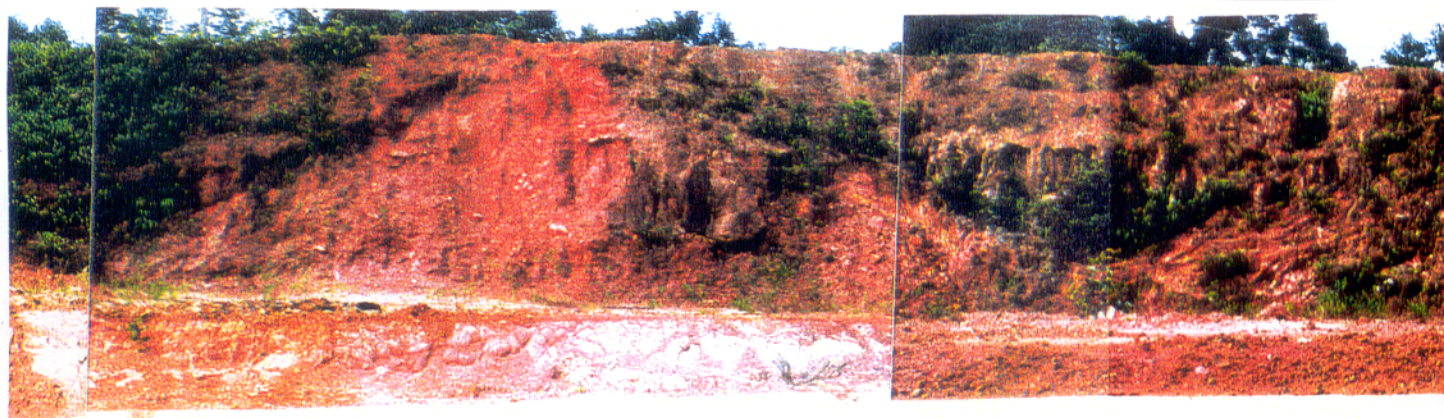
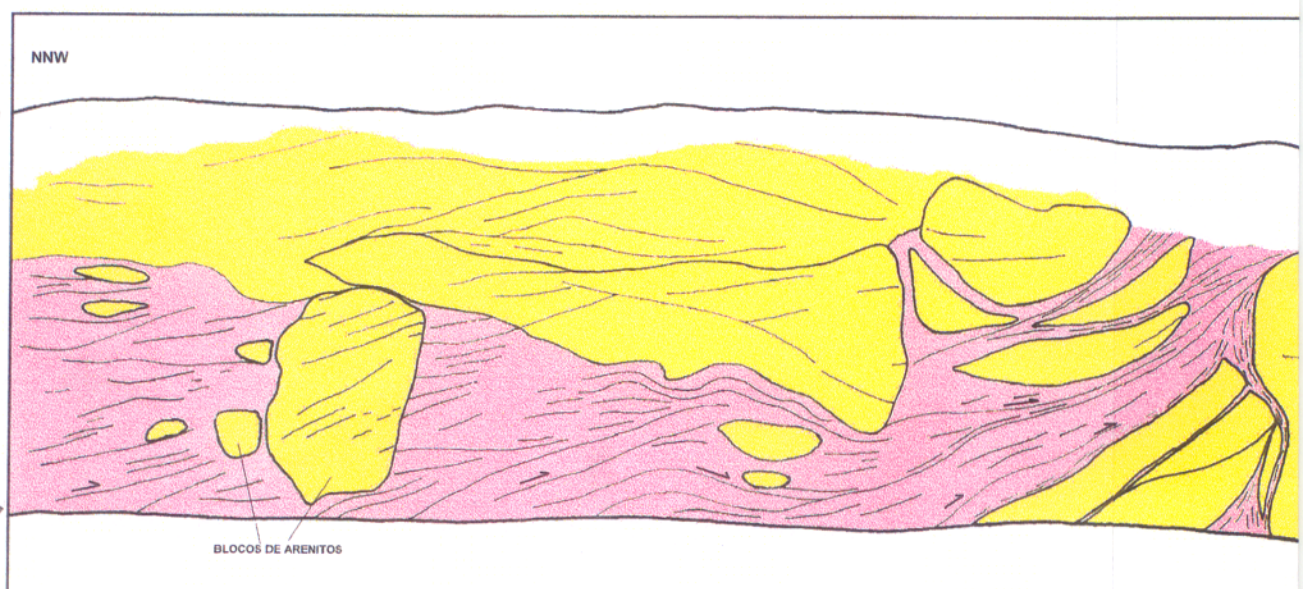
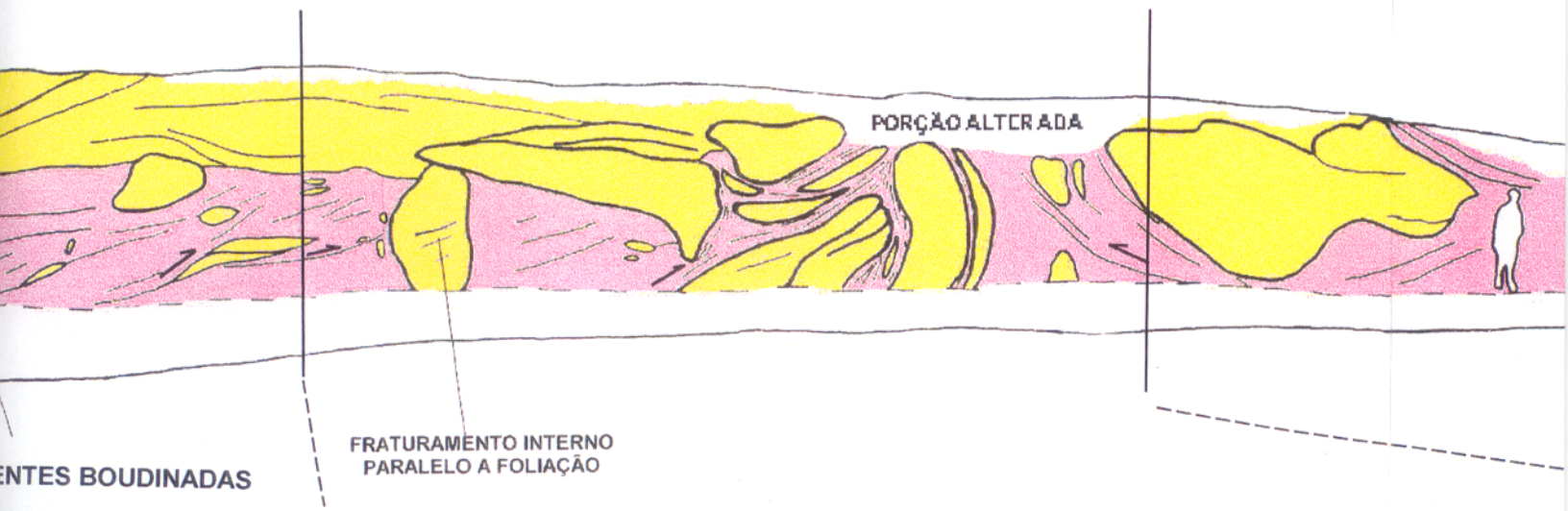


Figura 40 - Seção panorâmica construída a partir de fotomosaicos das fácies deformadas d



Formação Nhamundá (Figura 1 - ponto 3), na região de Presidente Figueiredo. Blocos de arenito rotacionados e envolvidos por



ESE



SSE

diamictito foliado.

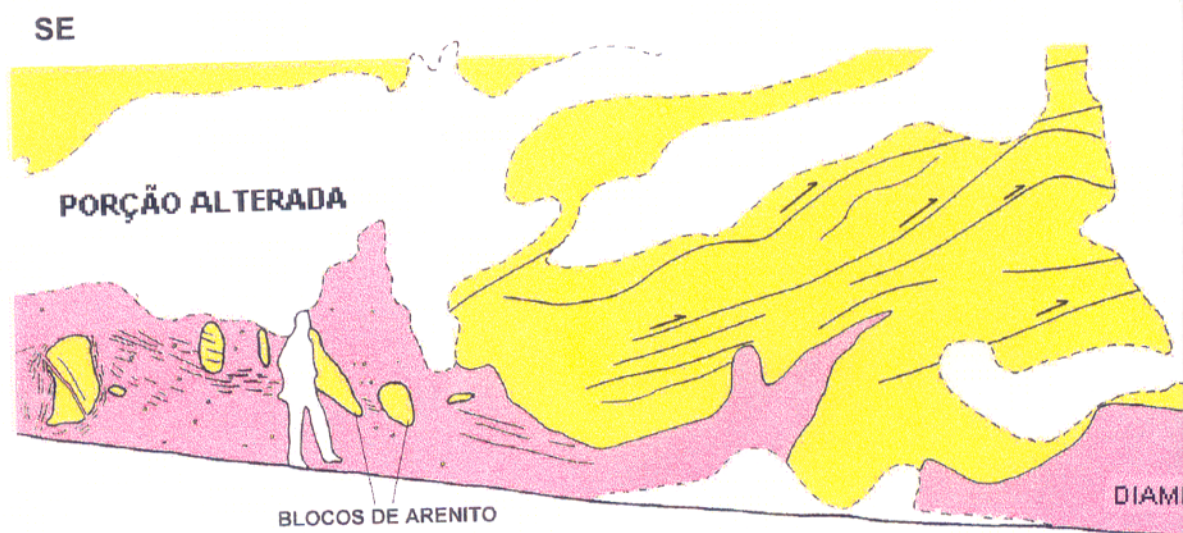
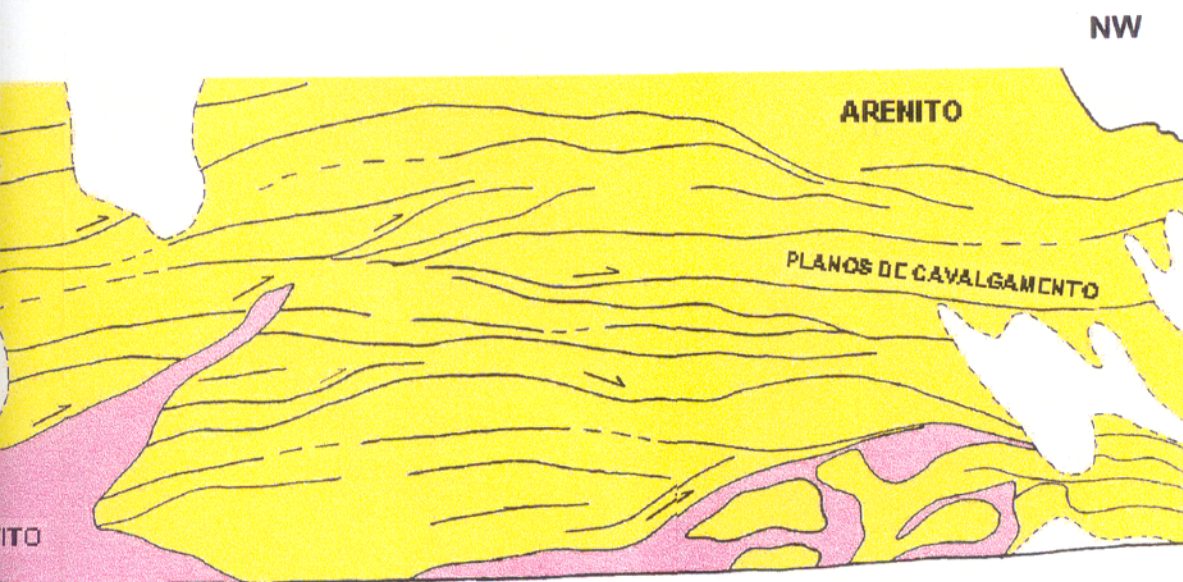


Figura 41 - Seção panorâmica construída a partir de fotomosaicos, mostrando as fácies envolvidas por diamictito e injeções de diamictito subconcordantes com os



reformadas da Formação Nhamundá, na região de Presidente Figueiredo. Blocos de arenito
planos de cavalgamento, com vergência para NNW.

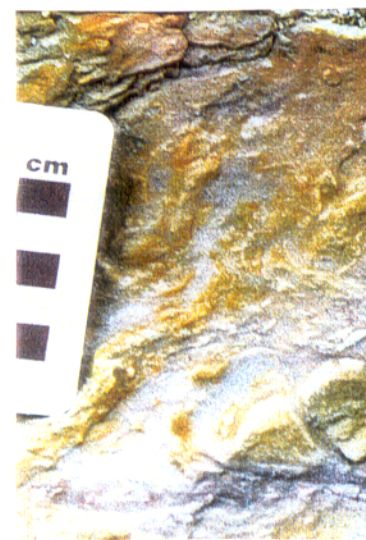
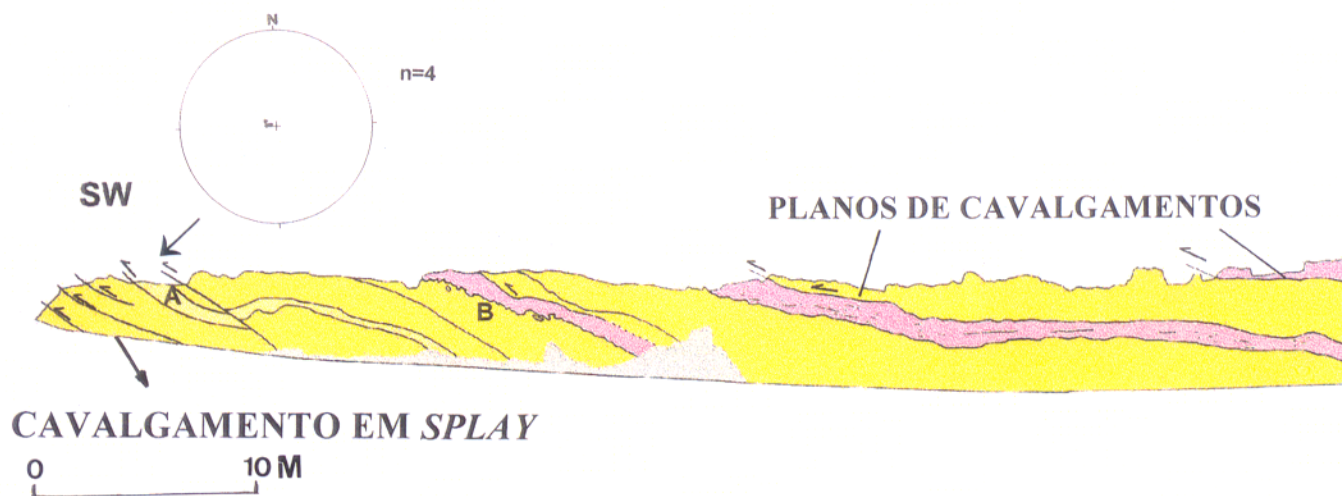
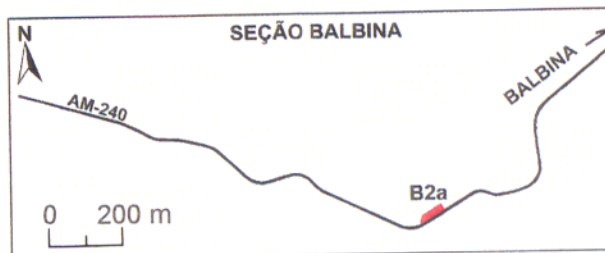
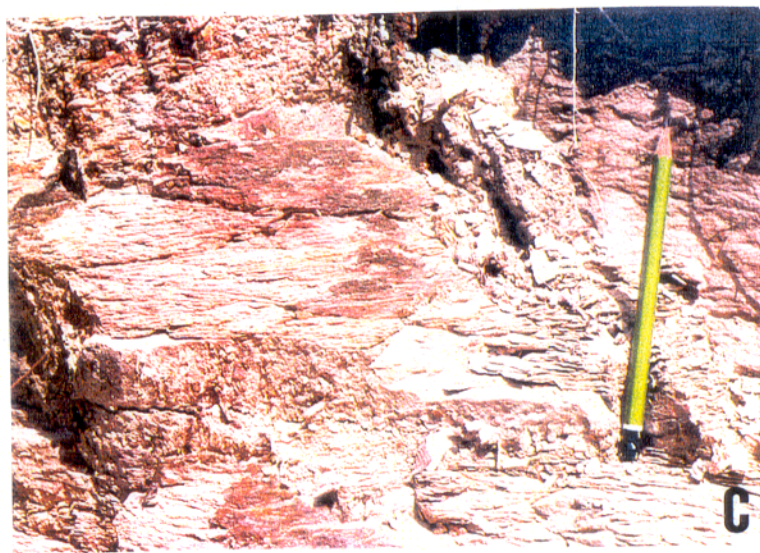
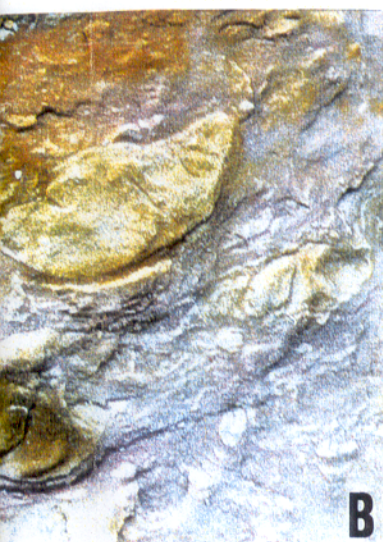
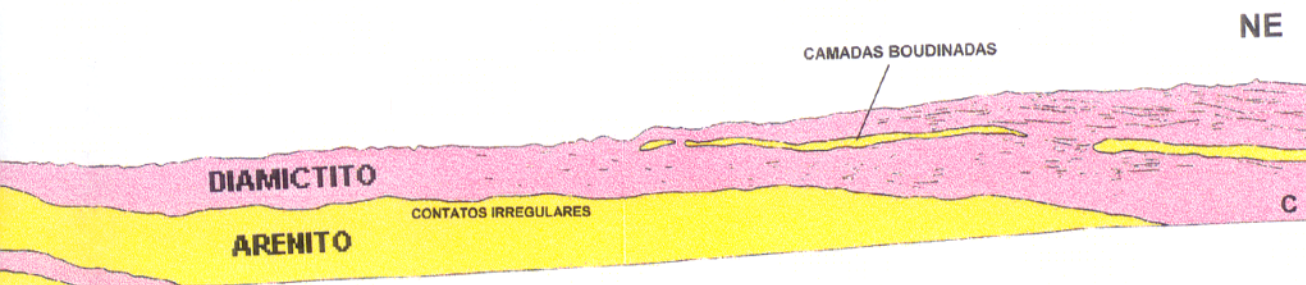


Figura 42 - Aspecto geométrico das fácies deformadas da Formação Nhamundá. Observar os contatos irregulares entre as fácies e a imbricação localizada da. C) Diamictito foliado.



á, na zona de cisalhamento da Seção Balbina (Figura 1 - ponto 11).

s camadas. A) Siltito laminado, B) Estrutura deformacional no arenito e

NE

FRAGMENTO DE DIAMICTITO

ZONA
DE
CISALHAMENTO

CAMADAS BOUDINADAS

A

PLANOS DE CAVALGAMENTO

B1

DOBRA EM CHEVRON

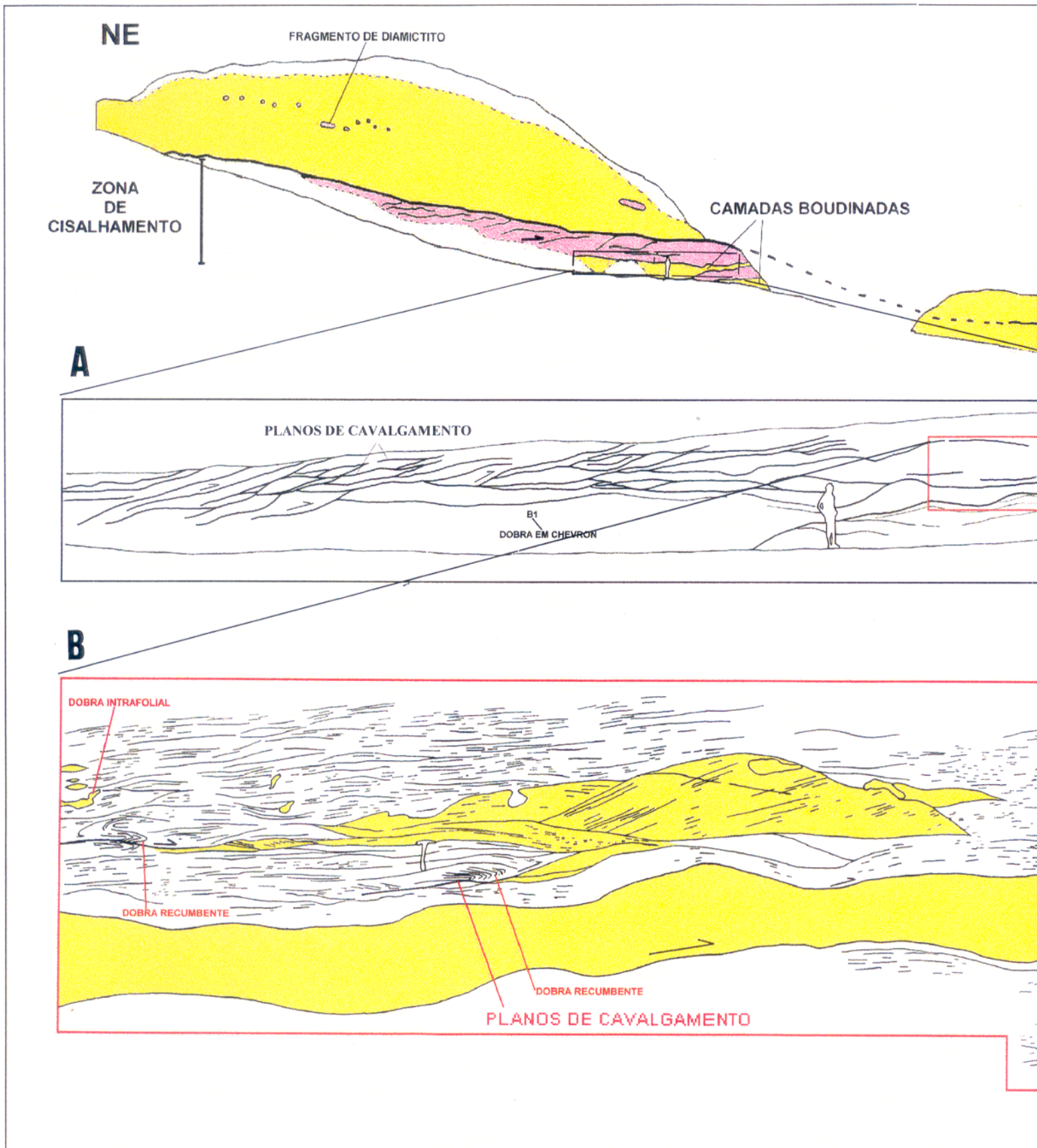
B

DOBRA INTRAFOLIAL

DOBRA RECUMBENTE

DOBRA RECUMBENTE

PLANOS DE CAVALGAMENTO



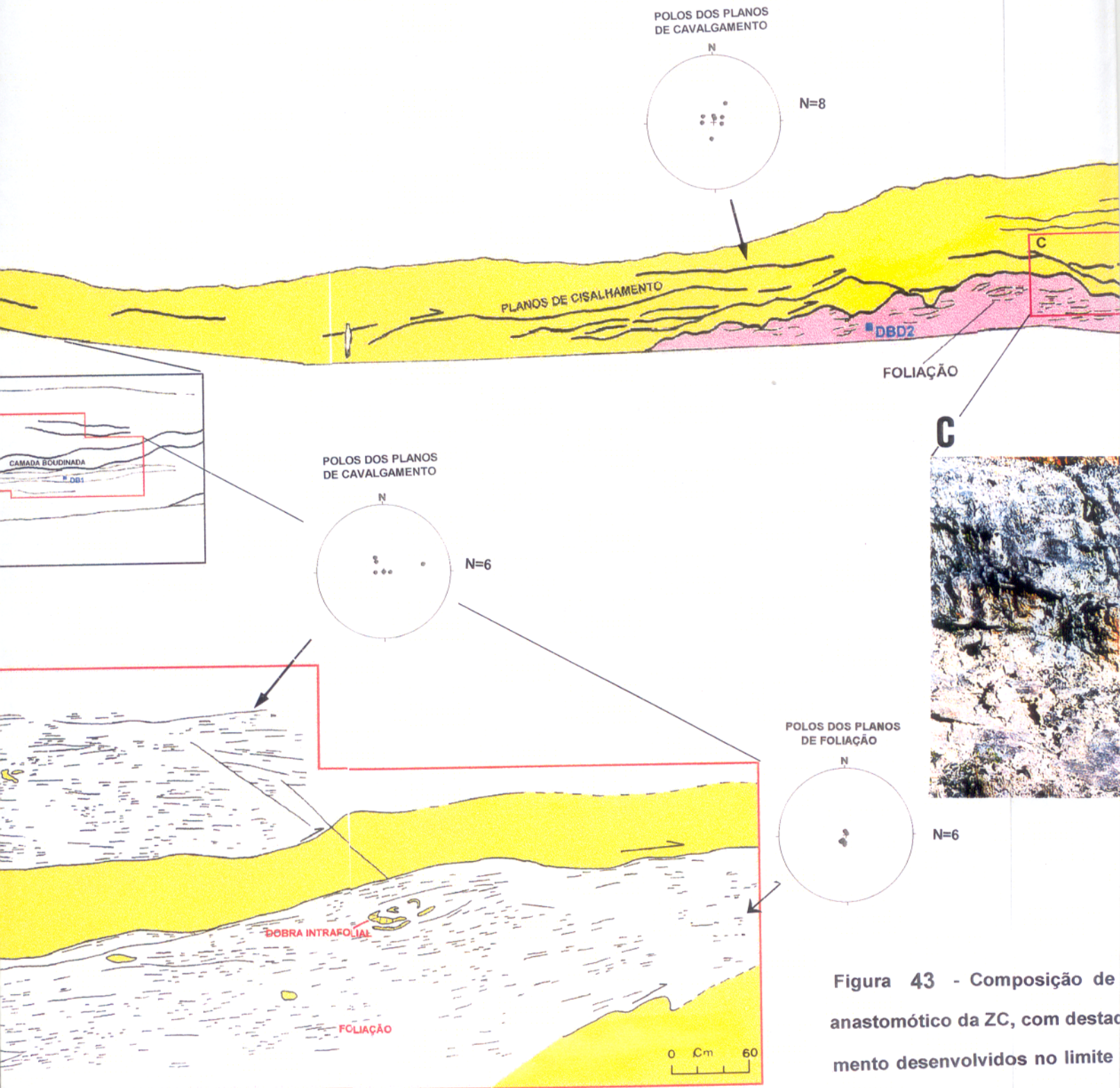
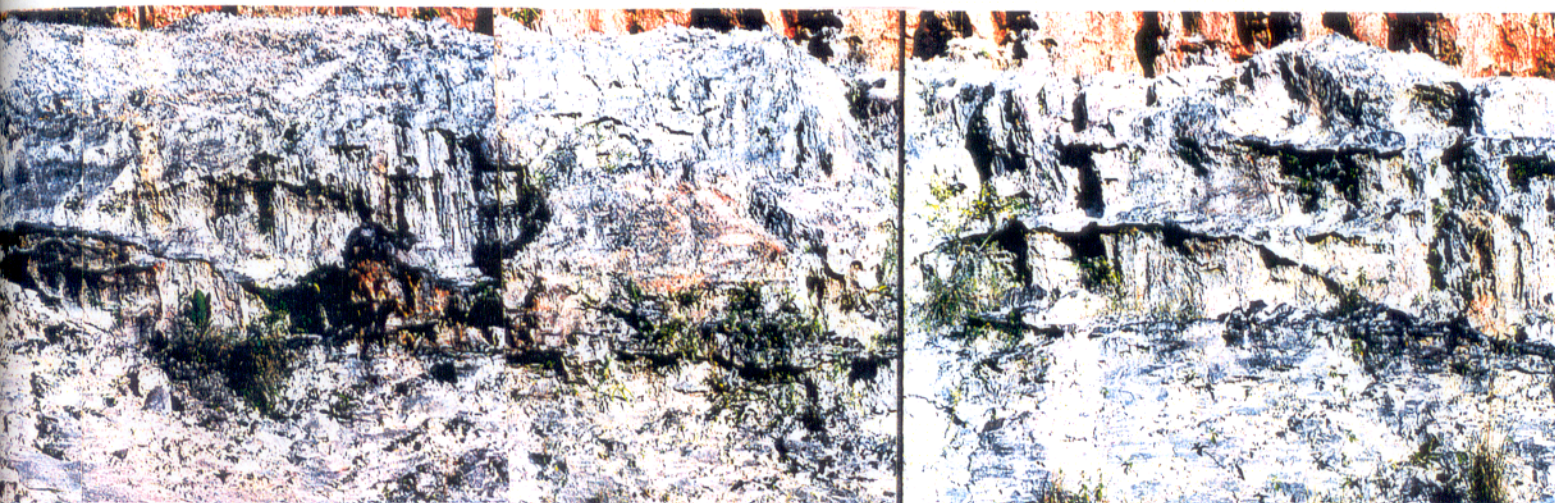
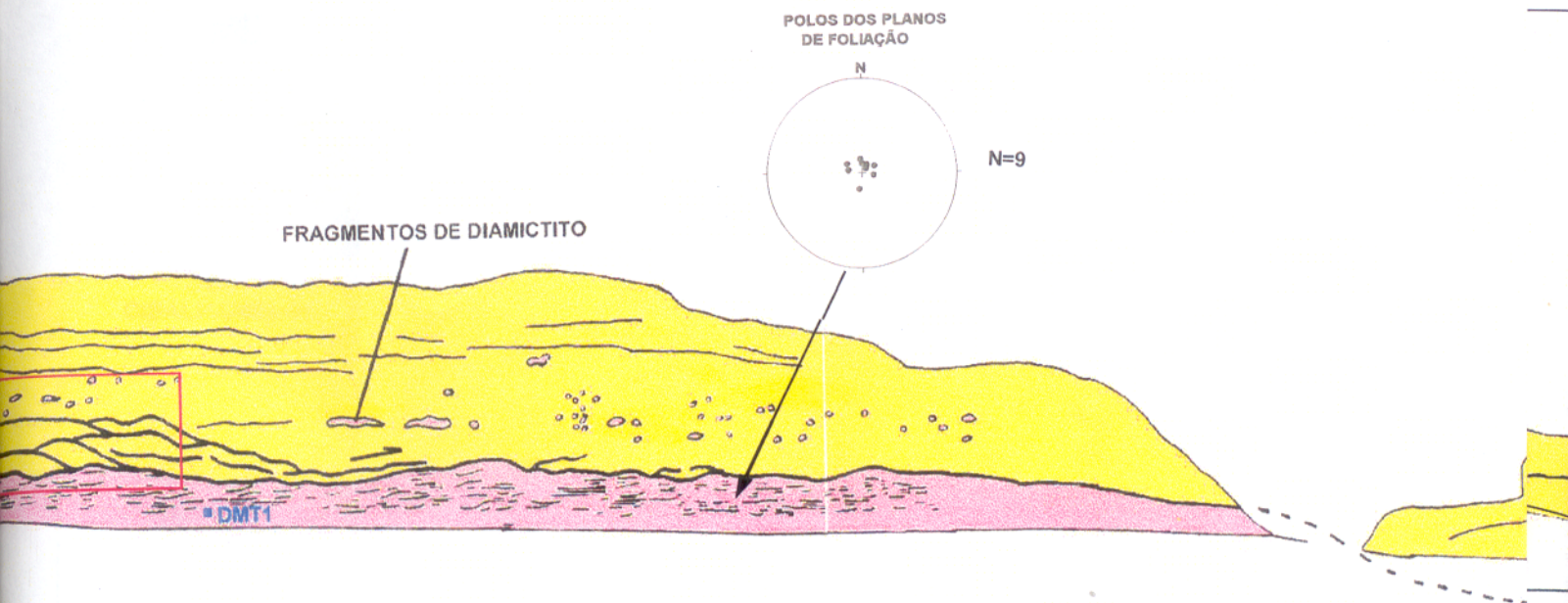


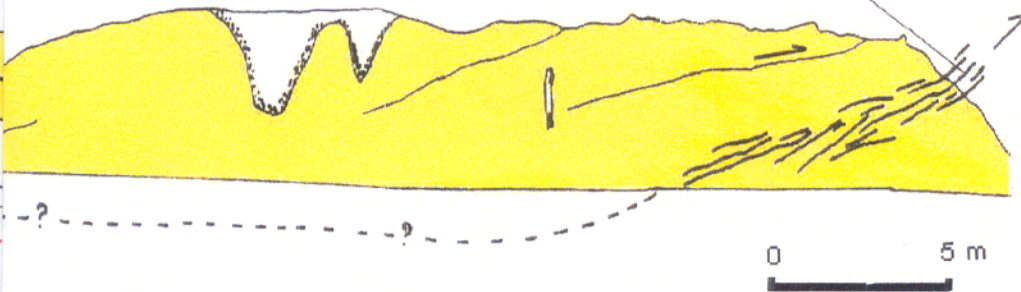
Figura 43 - Composição de anastomótico da ZC, com destaque desenvolvidos no limite



Fragmentos da Seção Balbina (Figura 1 - ponto 11), mostrando a geometria das fácies deformadas dentro da zona C para a camada de arenito boudinada, B) Detalhe de planos de cavalgamento (traços contínuos), foliação (traços descontínuos) e as fácies. Observar a concentração de fragmentos de diamictito restrito a um nível estratigráfico.

SW

PLANOS DE CAVALGAMENTO



LOCALIZAÇÃO DA SEÇÃO

SEÇÃO BALBINA



Fácies



Arenito foliado



Diamicctito



Porção alterada/encoberta

de cisalhamento (ZC). A) Comportamento

contínuos) e dobras e C) Planos de cavalga

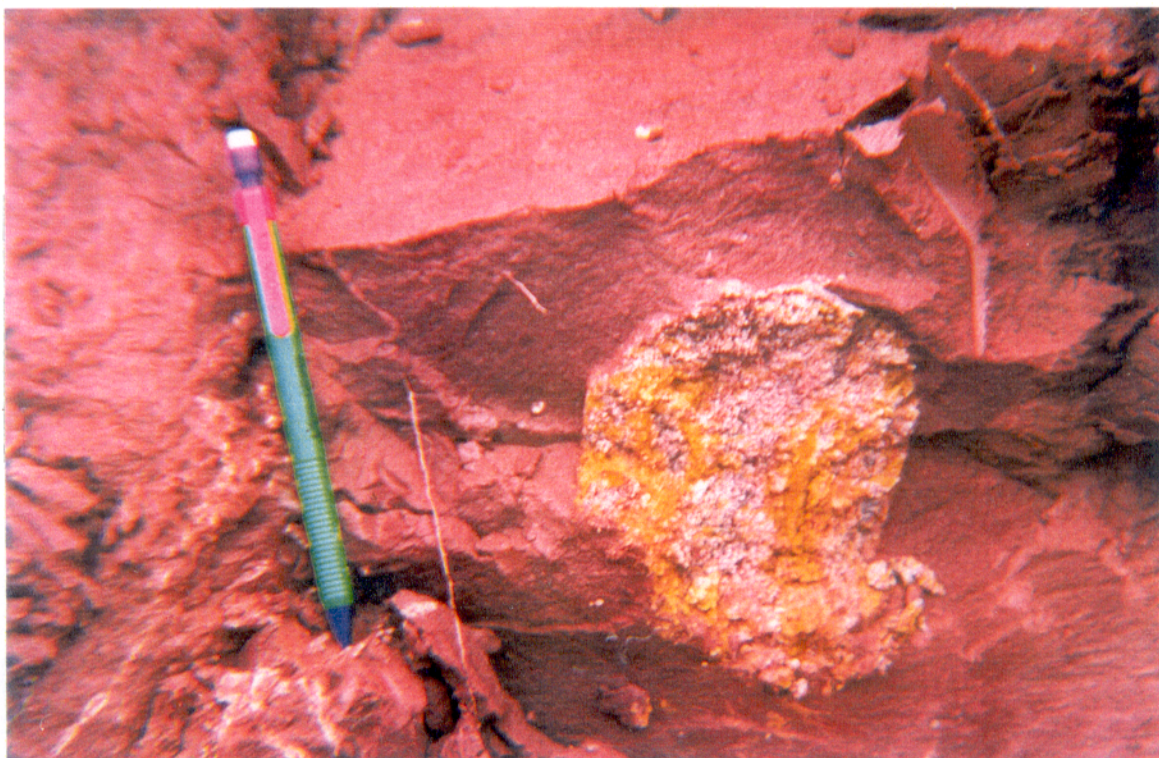


Figura 44 -Clasto de rocha granítica alterada na fácies diamictítica. Observar pintas brancas de feldspato alterado.



Figura 45 - Disposição subhorizontal das estruturas. Observar que os planos de cavalgamento truncam os planos de foliação
Ev = Eh

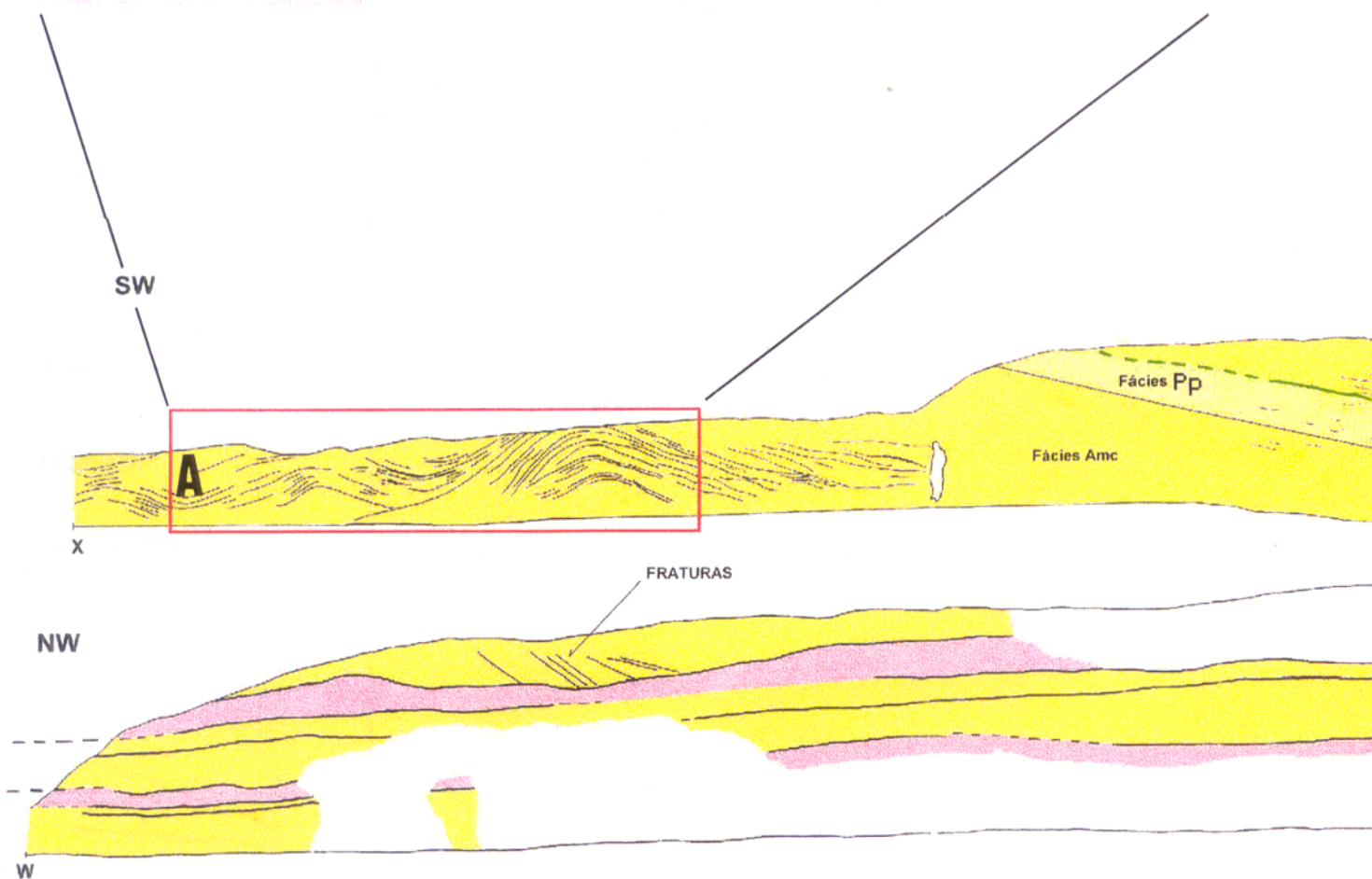
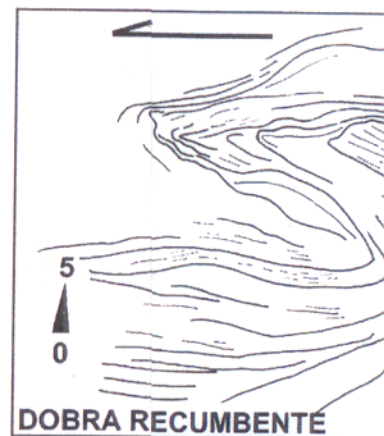


Figura 46 - Composição dos afloramentos da Seção Balbina (Figura 1 - ponto 11), mostrando a disposição d
B) Fraturas subverticais preenchidas por material argiloso e C) Dobra em S indicando movimentação sinistra

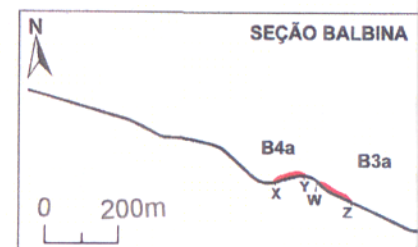
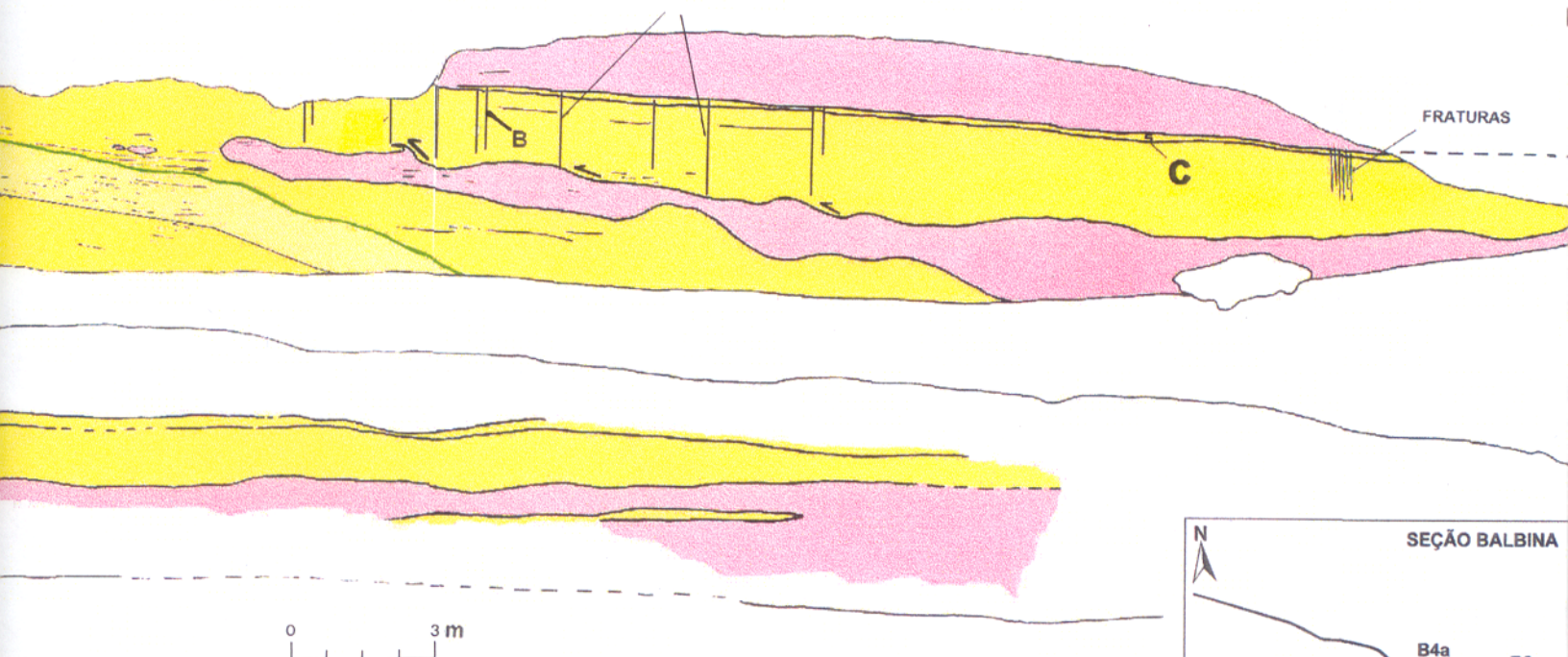


B

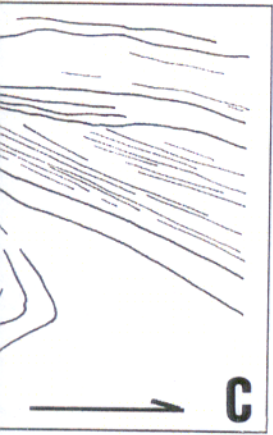


DOBRA RECUMBENTE

FRATURAS SUBVERTICAIS



ácies deformadas e não deformadas. Observar o comportamento irregular dos níveis de diamictito. A) Dobra aberta impressa e



IE

FÁCIES



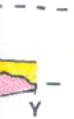
Arenito foliado



Diamictito



Porção alterada/encoberta



SE



Z

m sedimentos não deformados,

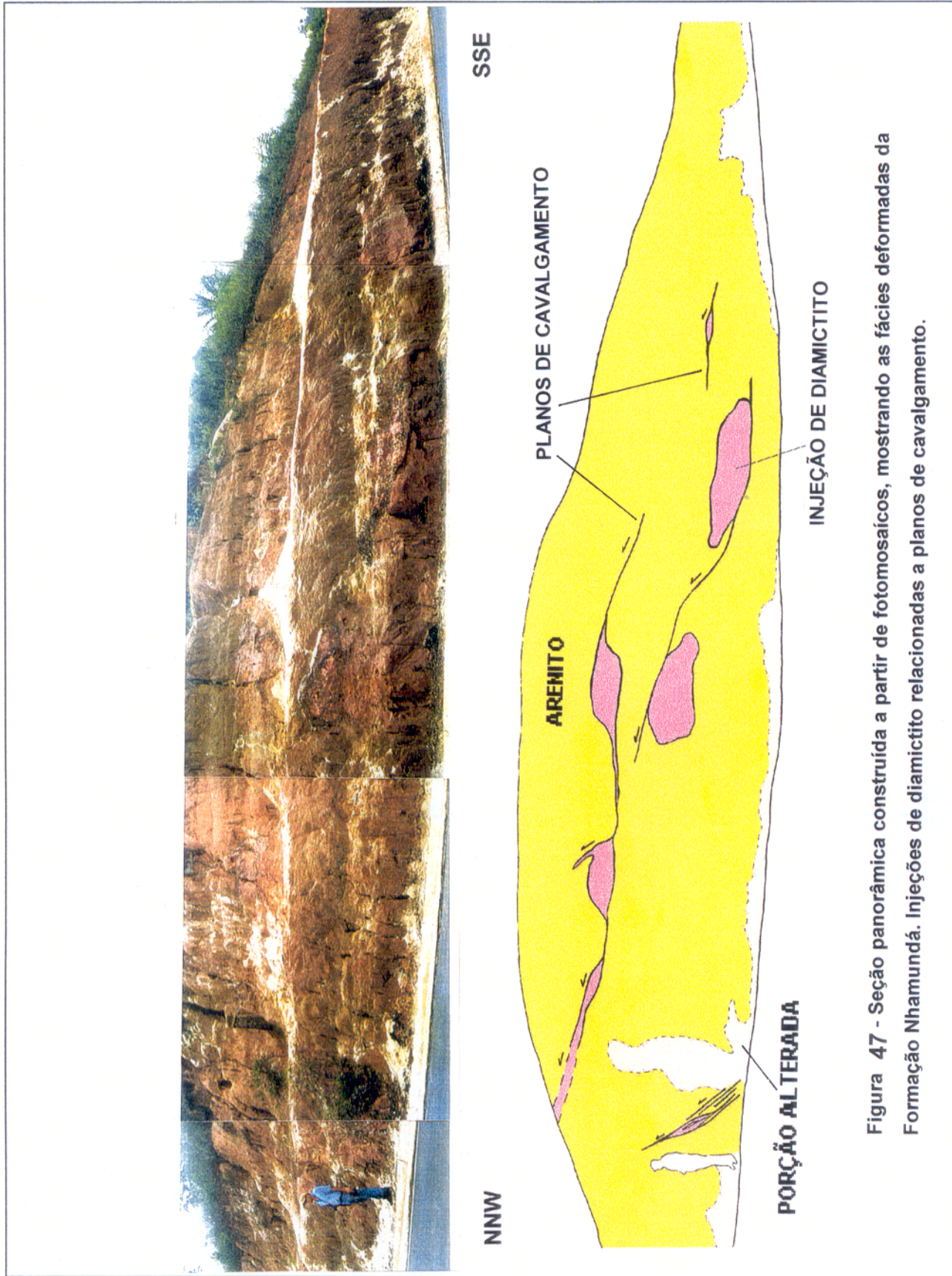


Figura 47 - Seção panorâmica construída a partir de fotomosaicos, mostrando as fácies deformadas da Formação Nhamundá. Injeções de diamictito relacionadas a planos de cavalgamento.

As lentes de arenito mostram-se estiradas e boudinadas. As formas amendoadas têm comprimento variando de centimétrico até quase 1 m e espessura centimétrica e são concordantes com a foliação (Figura 40). Localmente, as lentes desenham dobras desarmônicas centimétricas, em forma de S, chevron e recumbentes (Figuras 46C, 48 e 49). As dobras recumbentes, limitadas por planos de cavalgamento, exibem planos axiais subconcordantes com a foliação e têm vergência para SW; os eixos das dobras mergulham com cerca de 5° para NW ou SE (Figuras 43B e 49).

Semelhantes às lentes, as camadas de arenitos aparecem estiradas e boudinadas (Figuras 42 e 43B).

Os blocos de arenito, de até 4 m de comprimento, apresentam formas subovaladas e são contornados pela foliação (Figuras 40 e 41). As fraturas de alguns blocos encontram-se preenchidas com diamictito (Figura 41). Este ocorre também como injeções ao longo de planos de cavalgamento ou em forma de línguas no contato com arenito (Figuras 41, 46A e 47).

Na região de Presidente Figueiredo a fácies Df exhibe fraturas subverticais, orientadas aproximadamente segundo E - W e N - S que, localmente, chegam a formar clivagem de fratura (Figuras 37 e 57).

5.2.7 - Arenito foliado (af)

Este arenito, de granulometria fina e apresentando grãos arredondados e bem selecionados, forma camadas maciças cujo conjunto pode alcançar até 10 m de espessura (Figuras 41, 42, 43, e 47). Como estruturas deformacionais principais ocorrem foliação e planos de cavalgamentos, melhor desenvolvidos próximo ao contato com o diamictito (Figuras 41, 43 e 43C) e, localmente estruturas de deformação plástica. As melhores exposições desta litofácies são os cortes B1b, B2a, B2b, B4a e B4b da estrada de Balbina (AM-240) e os pontos 3 e 4 da BR-174 na Cidade de Presidente Figueiredo (Figura 1).

A foliação é representada por planos levemente ondulados a retilíneos, subhorizontais, que formam um padrão anastomótico (Figura 50). Os planos são ressaltados por filmes de quartzo, sendo melhor visualizados nas porções mais intemperizadas da rocha. Apresentando espaçamento milimétrico a centimétrico, a foliação está concentrada em faixas com 3 a 10 cm de espessura, que se alternam com zonas de baixa concentração ou quase ausência de planos.

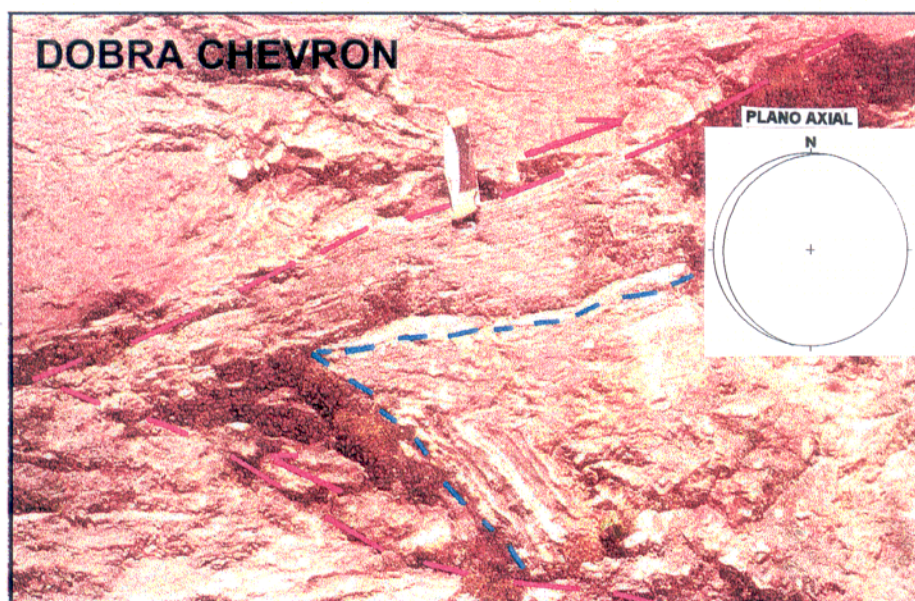


Figura 48 - Dobras em chevron entre planos de cavalgamento.

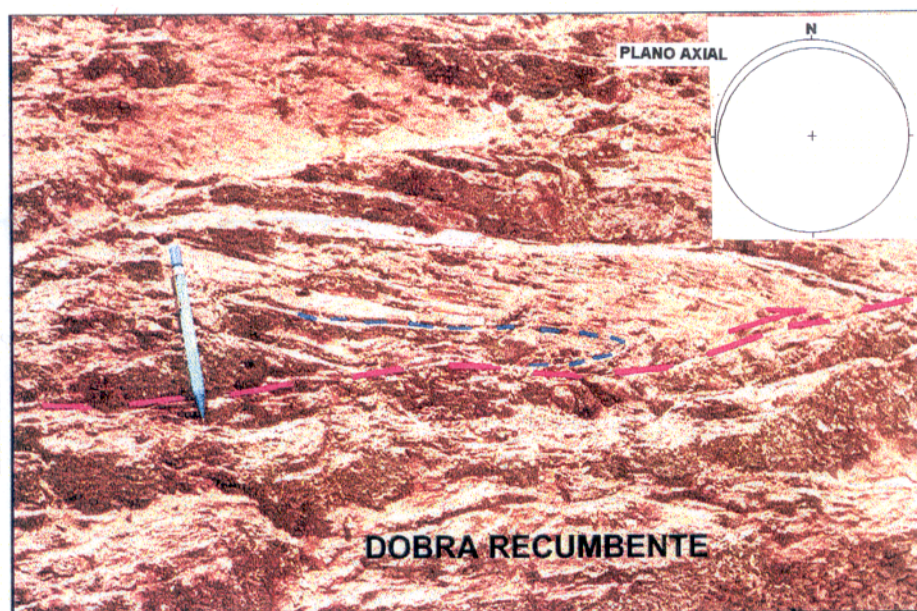


Figura 49 - Dobra de arrasto associada a plano de cavalgamento.

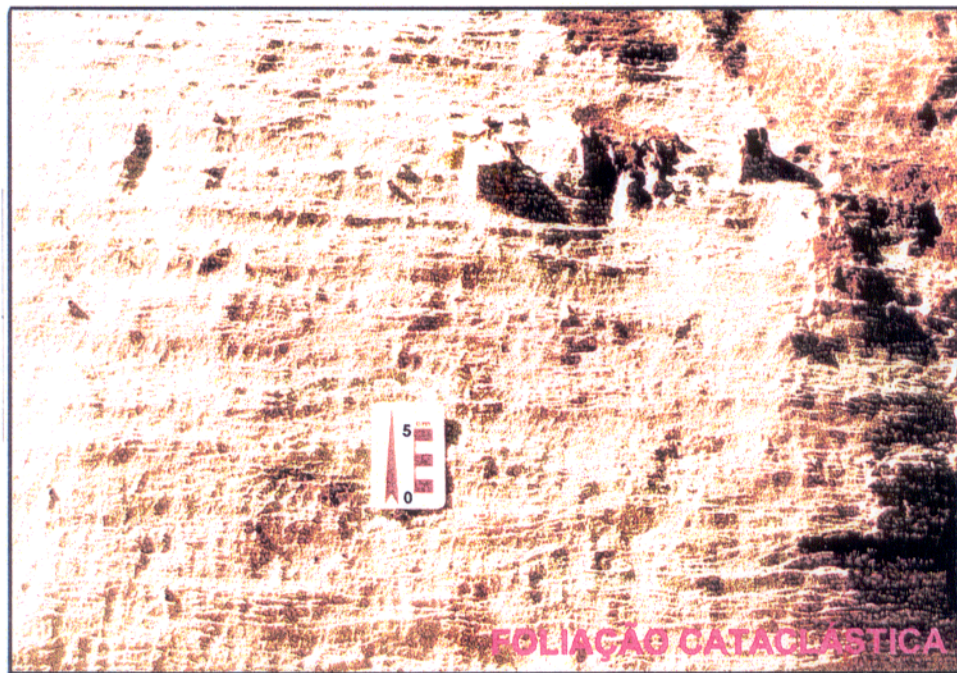


Figura 50 - Planos de foliação anastomóticos impressos no arenito deformado. Os planos de foliação são ressaltados por concentração de sílica.

Os planos de cavalgamentos, semelhantes aos que ocorrem no diamictito, têm espaçamento centimétrico a métrico; estendem-se por dezenas de metros e, localmente, são revestidos por óxidos de ferro (Figuras 41 e 43). Localmente, injeções de diamictito ocorrem ao longo de planos de cavalgamentos e falhas (Figura 46B e 47).

Próxima à zona de contato com o diamictito, o arenito pode englobar porções placóides a irregulares de diamictito com contornos ressaltados por concentração de óxido de ferro (Figuras 43 e 51). Estes fragmentos, com diâmetro centimétrico a métrico, apresentam geralmente estrutura maciça.

5.2.8 - Interpretação das fácies deformadas

As fácies deformadas da Formação Nhamundá, representadas por diamictitos e arenitos foliados, exibem uma gama de estruturas similares àquelas encontradas em zonas e cinturões de cisalhamento, impressas em rochas metamórficas (Ramsay & Huber 1983). O fato que a deformação das fácies Df e Af é intraformacional, isto é, restrita apenas a uma parte da Formação Nhamundá, e gerou planos de movimentação subhorizontais, não é compatível com movimentos tectônicos crustais em uma bacia intracratônica como a do Amazonas. Além disso, a presença de diamictitos e sua idade apontam claramente a deformação na Formação Nhamundá como sendo de origem glacial. O estudo dos palinomorfos encontrados em amostras de diamictito revelou idade Llandoveryana a Wenlockiana (Melo 1997; Melo & Steemans 1997), período este que corresponde à idade da glaciação (eossiluriana) na Bacia do Amazonas (Caputo 1984; Grahn 1991 e 1992; Grahn & Paris 1992).

Estruturas glacioteclônicas, resultantes do *stress* exercido pela geleira sobre sedimentos, diferem de estruturas orogênicas ou feições desenvolvidas por movimentos crustais por serem geralmente de menor escala e tenderem a desaparecer com o aumento da profundidade (Banham 1977; Nielsen 1988).

As feições deformacionais das fácies Df e Af sugerem a ação de processos glacioteclônicos relacionados aos subambientes subglacial e eventualmente proglacial. O subambiente proglacial localiza-se na porção frontal da geleira, onde as estruturas planares mostram-se mais verticalizadas, enquanto na parte subglacial a deformação, abaixo da massa de gelo, caracteriza-se



Figura 51 - Fragmentos irregulares de diamictito dento do Arenito foliado. Observar ferruginização nos contatos.

por cisalhamento tangencial gerando estruturas principalmente com planos de movimentação subhorizontais (Figura 52).

O ambiente subglacial é considerado por muitos autores como um dos mais complexos, por envolver superposição de eventos que incluem deposição, erosão e deformação (Hicock *et al.* 1996). Tanto considerações teóricas como observações de campo indicam que abrasão, esmagamento e trituração de clastos influenciam fortemente as características litofaciológicas dos depósitos subglaciais (Brodzikowski & van Loon 1991).

As estruturas do ambiente subglacial na região de Presidente Figueiredo, incluindo principalmente planos de descolamento, cavalgamento e foliação, aos quais são associados dobras com planos axiais subparalelos à foliação e camadas de arenito boudinadas, são indicativas da atuação de um campo de tensões tangenciais resultante do peso da geleira versus o fluxo glacial (Figura 53) (ver Moran 1971; Nielsen 1988; Owen 1989; Ferlund 1994). Estruturas deste tipo são descritas por diversos autores em ambientes subglaciais quaternários (Moran 1971; Thomas 1984; Berthelsen 1979; Nielsen 1988; Ingolfsson 1988; Owen & Derbyshire 1988; Owen 1989; Dreimanis 1989; O'Brien 1989; Rieck *et al.* 1991; Kluiving *et al.* 1991; Ferlund 1994; Hicock *et al.* 1996). O conjunto de estruturas de Presidente Figueiredo é, em parte, comparável com aquele apresentado no modelo de zona de cisalhamento glaciotectônico de Wateren (1986) (Figura 54).

A forte orientação principalmente dos minerais micáceos nos diamictitos, observada ao microscópio, é atribuída também ao *stress* cisalhante, embora a compactação diagenética não possa ser totalmente excluída para explicar o alinhamento desses minerais. Entretanto, uma segunda orientação, mais fraca, de minerais micáceos com relação à orientação principal e a presença de grãos de quartzo cominuídos e formando agregados alongados concordantes com a orientação principal, apoiam mais a ação de forças horizontais (Figura 55). Feições microscópicas semelhantes são descritas por Owen & Derbyshire (1988) em diamictitos das Montanhas Karakoram (Paquistão).

Embora existam vários indícios de glaciação na região de Presidente Figueiredo, não foram observados clastos de arenito estriados ou facetados. Se os sedimentos estudados (fácies Df e Af) foram deformados em contato com a geleira podem ser chamados de *till* (ver Ferlund 1994). Durante a deformação, os arenitos suportavam melhor as forças glaciotectônicas que as rochas pelíticas que foram mais facilmente cisalhadas e dobradas, provavelmente devido à fluidificação



Figura 52 - Representação esquemática dos subambientes proglacial e subglacial (modificado de Nielsen 1998).

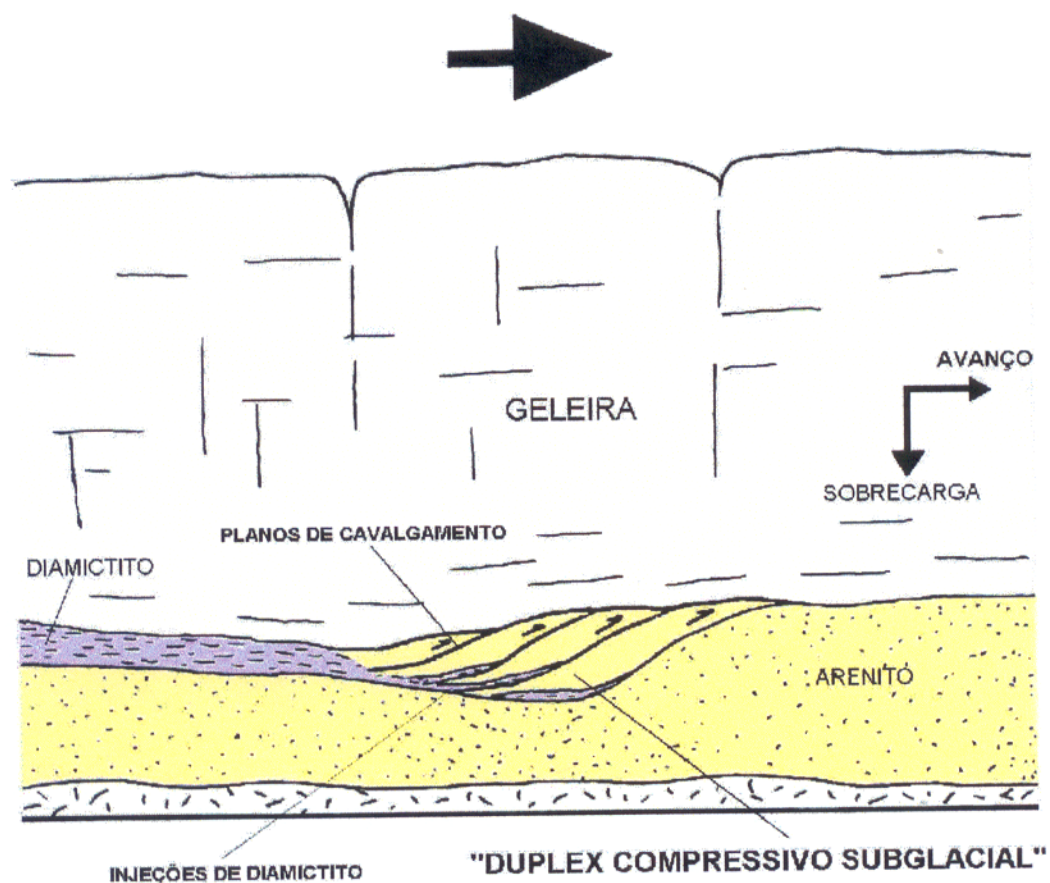


Figura 53 - Modelo alternativo para desenvolvimento de cavalgamentos a partir de anteparo de arenito (baseado em Aber 1982). O tipo de estruturação imbricada é similar a feição de duplex de Woodcock & Fisher (1986).

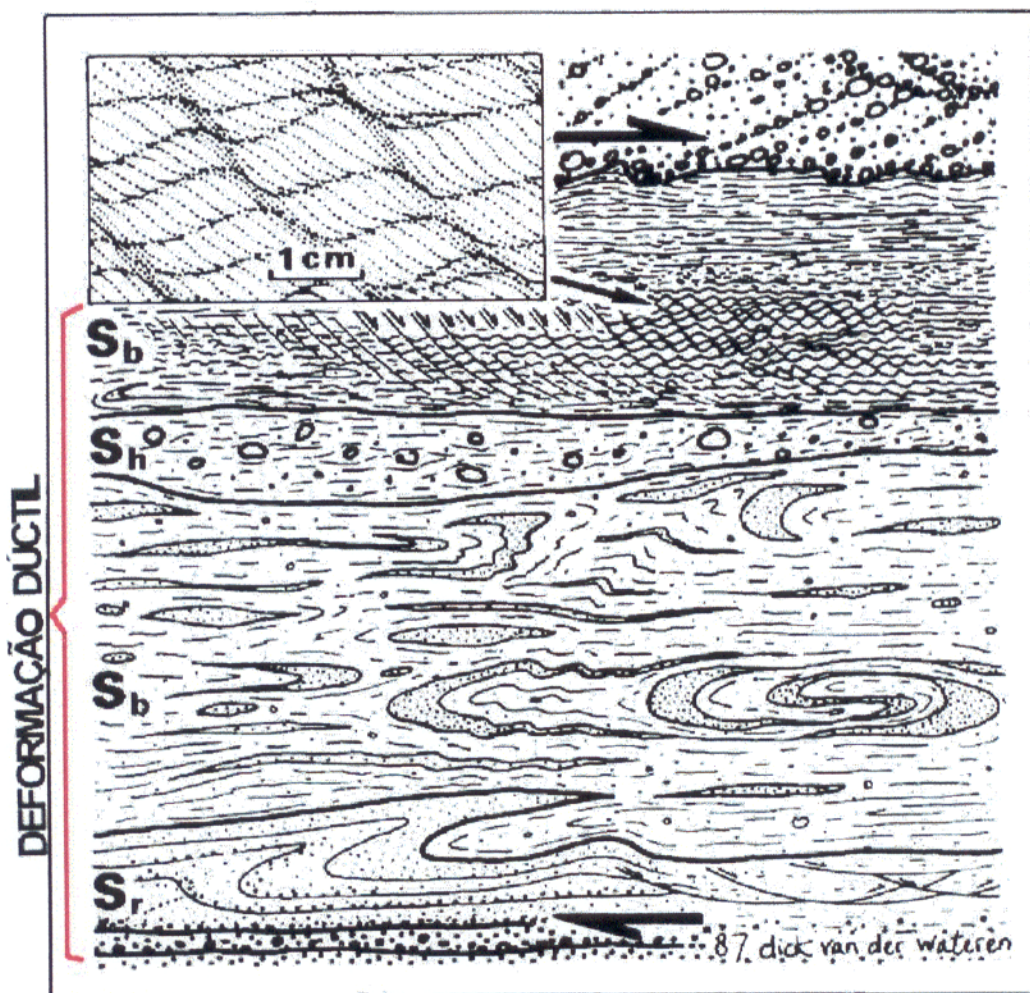


Figura 54 - Modelo de zona de cisalhamento. S_r- zona de pouca deformação com estruturas enraizadas. S_b- zona com altas taxas de deformação, boudins e dobras intrafoliais de material arenoso envolvidos por sedimentos finos, estruturas sedimentares não podem ser reconhecidas e eixos de dobras estão rotacionados na direção do cisalhamento. S_h- zona homogenizada, bastante consolidada, com misturas de elementos autóctones e alóctones (modificado de Wateren 1986). A chave reúne as feições encontradas nos diamictitos da área estudada.

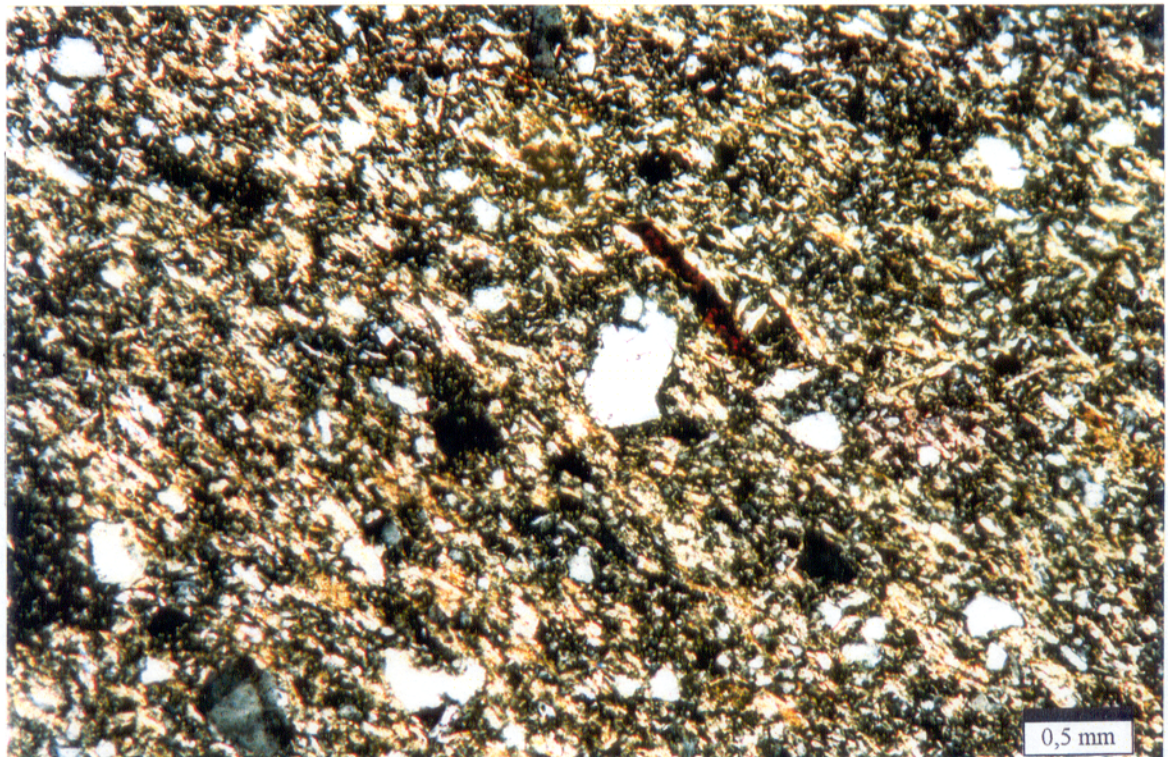
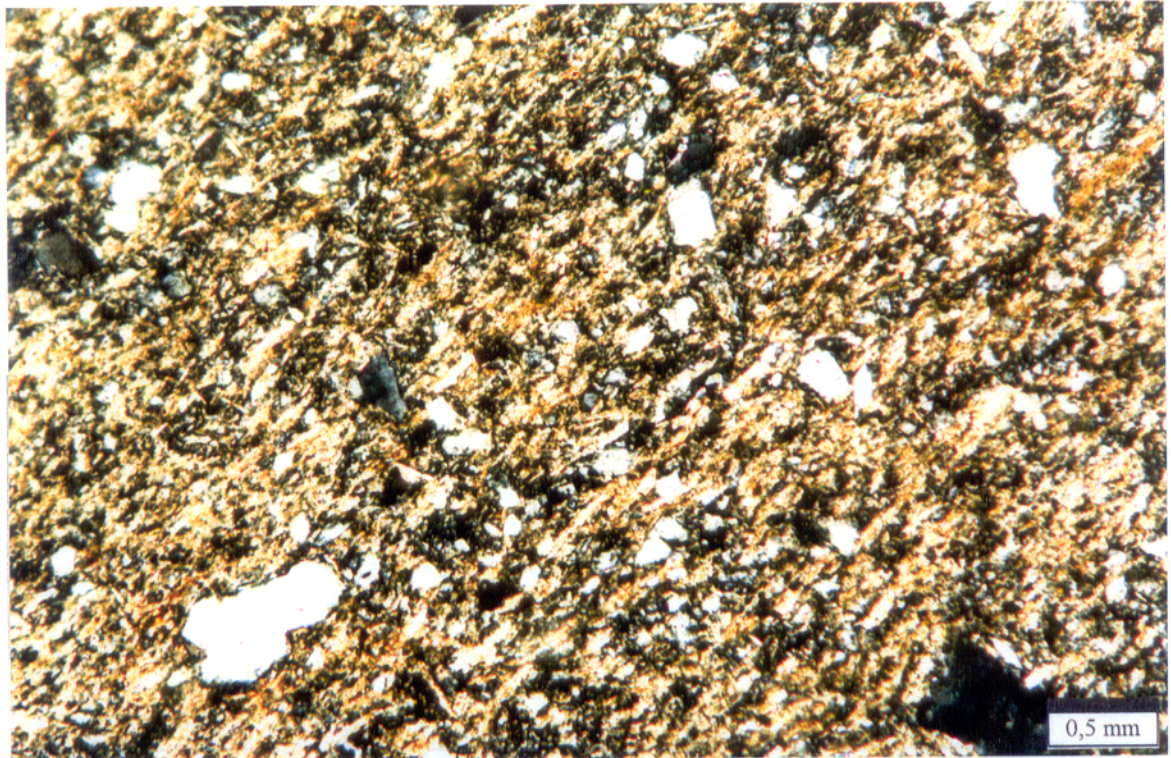


Figura 55 - Orientação dos minerais micáceos e grãos de quartzo no diamictito; fotomicrografias, nicóis cruzados.

induzida por altas pressões de água nos poros em sedimentos ocorrendo abaixo do lençol de gelo (ver Wateren 1986 e Ignolfsson 1988). Planos de cavalgamento se projetam a partir de descolamentos principais, instalados principalmente na passagem diamictito/arenito (Figuras 41 e 43). Esta zona, devido à diferença reológica, era propícia para a maior propagação do movimento induzido por geleiras, com o cavalgamento ocorrendo usualmente ao longo do limite superior da camada diamictítica, como descrito também por Wateren (1986) e Ferlund (1988). Os planos de cavalgamento compensam o movimento dispensado pela massa de gelo, na forma de superfícies curvilineares de baixo ângulo, cuja movimentação é maior do que aquela que gera a foliação, o que é indicado pelos sucessivos truncamentos da foliação por planos de cavalgamento (Figura 45).

A variação de deformação observada ao longo das zonas de cisalhamento, indicada tanto por feições de deformação, compressiva como cavalgamentos e dobramentos, como por feições de deformação extensional, como adelgaçamento e boudinagem de camadas, sugere compensação de esforços nestas zonas. Esta variação no estilo de deformação em zonas de cisalhamento glacial é discutida por vários autores (Wateren 1986; Visser *et al.* 1984).

Porções do diamictito, encontradas dentro da fácies Af, associadas a planos de cavalgamento, são indicativas de deformação compressiva (Figura 47). Estas intrusões podem se dar numa porção mais frontal da geleira, onde o material diamictítico é comprimido e injetado ao longo destes planos para zonas de menor pressão, ou abaixo da geleira, quando irregularidades basais ou obstáculos em forma de partes mais congeladas de rocha controlam a geração de planos de cavalgamentos (duplex compressivo glacial) (Figura 53), através dos quais o material diamictítico é então injetado.

A orientação das estruturas glacioteclônicas pode ser usada para decifrar a direção das forças geradoras (Dreimanis 1989; Rieck *et al.* 1991). Na área de Balbina e Presidente Figueiredo, a imbricação dos planos de cavalgamento sugere uma vergência geralmente para NNW indicando o provável sentido do fluxo glacial ocorrido na área (Figura 43A). Este sentido do fluxo é também indicado pela vergência das dobras de arrasto (Figuras 43B e 49), em *chevron* (Figura 48) e em S (Figura 46C), que ocorrem nas zonas de cisalhamento, bem como por línguas ou feições em chama de diamictito injetadas na fácies Af (Figura 41), semelhante ao descrito também por Wateren (1986) e Dreimanis (1989) (Figura 54 - zona Sr). Todos estes indicadores de movimentação devem ser interpretados com cuidado, já que podem apontar apenas direções locais

de movimento glacial, diferente da dinâmica regional. A ocorrência restrita dos afloramentos e o baixo potencial de preservação dificultam a coleta de dados para um tratamento estatístico detalhado das estruturas planares que predominam na zona de cisalhamento.

A geração de blocos de arenito envolvidos por diamictito parece ser relacionada, em grande parte, com a desarticulação de camadas de arenito e a interpenetração do material diamictítico fluidificado. É possível que tais processos tenham ocorrido numa zona mais frontal da geleira, de maior liberação de pressão, onde a tectônica glacial leva à formação de planos de cavalgamento mais ou menos inclinados que provocam fraturamento e desarticulação das camadas de arenitos, que podem estar congeladas (Figura 56). Concomitantemente, material diamictítico penetra entre os fragmentos de arenito que sofrem em parte rotação e desgaste de suas arestas. Feições muito similares foram observadas por Thomas (1984) na Morena Bride, Ilha de Man, Inglaterra (Figura 58).

Com exceção de um bloco de rocha granítica, todos os outros fragmentos observados são de arenito, que é comparável com o arenito litorâneo não-deformado. Isto mostra que o gelo na região de Presidente Figueiredo avançou sobre o ambiente costeiro. Esta hipótese é corroborada através de dados palinológicos de diamictitos que assinalam tal ambiente (Melo 1997; Melo & Steemans 1997).

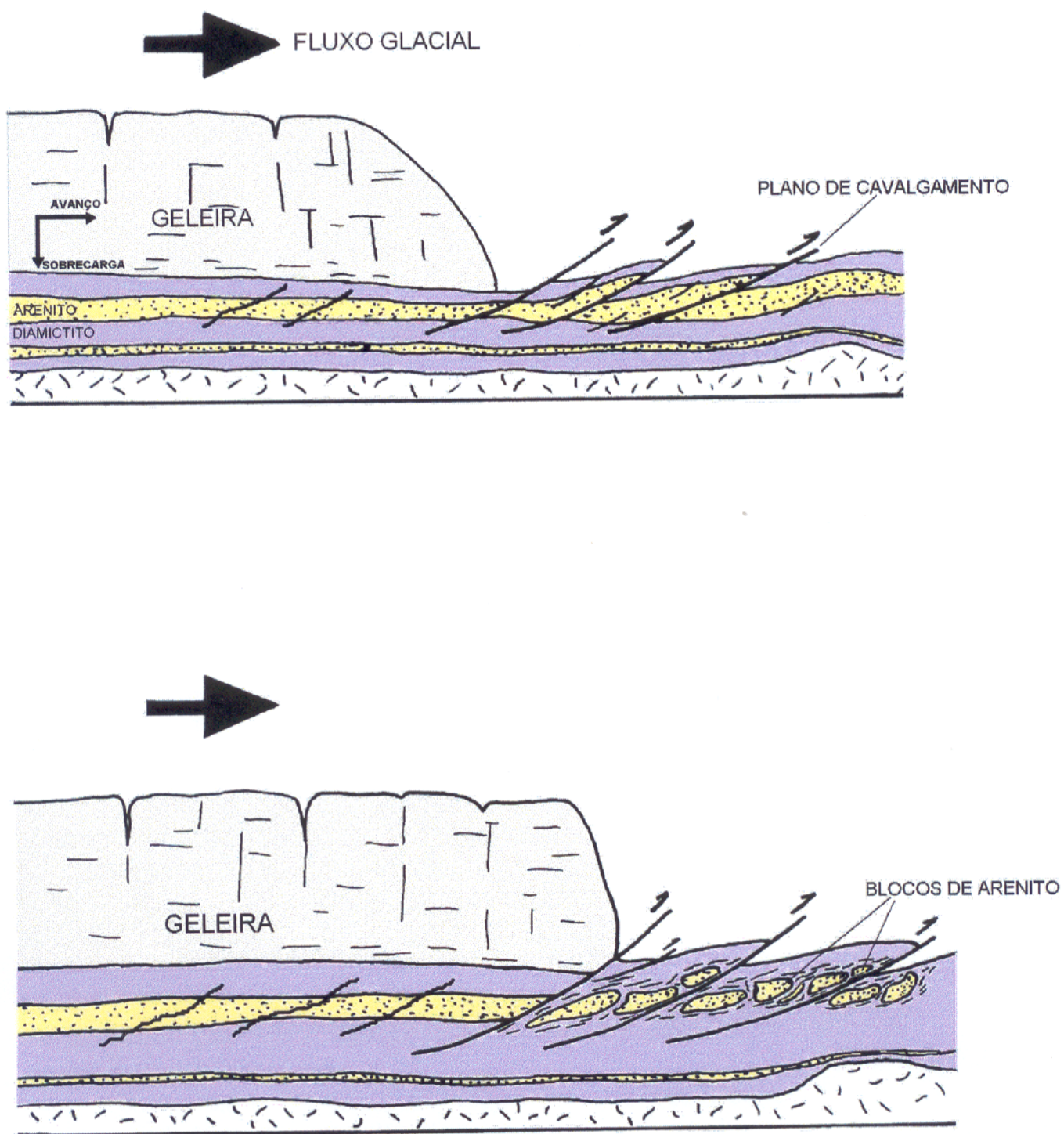


Figura 56- Estágios de formação de blocos de grande escala numa região proglacial.



Figura 57 - Clivagem de fratura subvertical em diamictito.

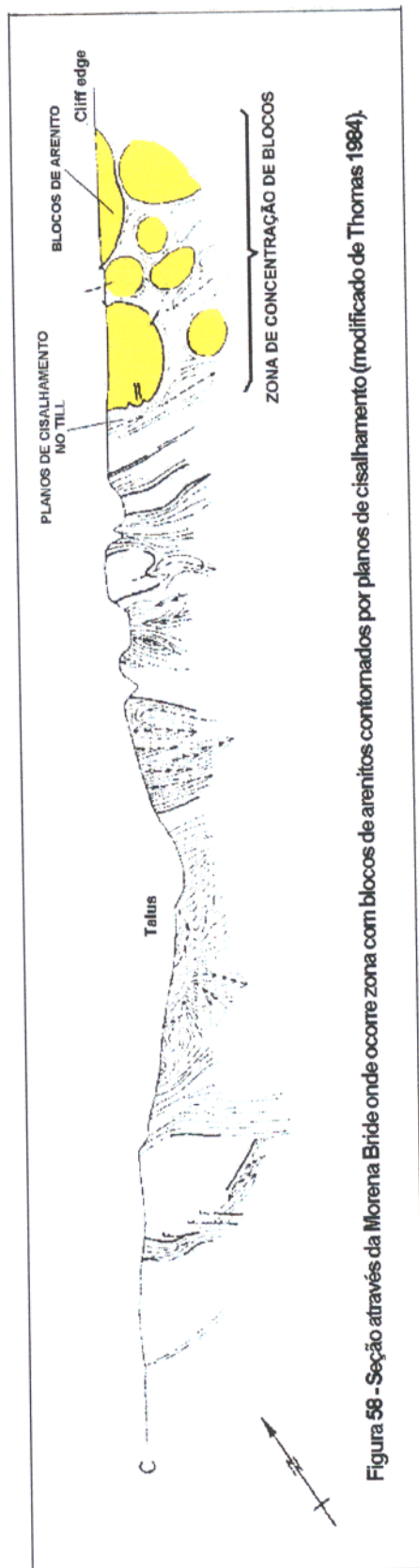


Figura 58 - Seção através da Morena Bride onde ocorre zona com blocos de arenitos contornados por planos de cisalhamento (modificado de Thomas 1984).

5.3 - RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL

A Formação Nhamundá é parte do registro transgressivo eossiluriano na Bacia do Amazonas. Durante a sua deposição foram acumulados sedimentos de *shoreface* inferior e superior e sedimentos de *foreshore* em uma costa dominada pela ação de ondas. Indícios deste tipo de costa são a presença de estratificações cruzada *hummocky* da fácies Ah e plano-paralela da fácies Apb, esta característica da zona de espraimento de onda (*wave swash*) no *foreshore*. Dúvidas existem com relação à presença de depósitos de maré já que as estruturas das fácies RI (laminação rítmica de arenito-pelito) e Atm (*mud drapes* nos *foresets* de estratificação cruzada) são apenas sugestivas, mas não conclusivas, na definição da ação de maré. Mesmo que fosse confirmada a influência de maré nos depósitos da Formação Nhamundá em trabalhos futuros, os depósitos de maré seriam pouco representativos.

A presença das fácies Df e Af, exibindo deformação intraformacional com dominância de planos de movimentação subhorizontais, é uma indicação convincente de que lençóis de gelo modificaram parte dos sedimentos Nhamundá. Além disso, a própria presença de diamictitos e sua idade apontam claramente a deformação na Formação Nhamundá como sendo de origem glacial. A análise de palinórfos encontrados em diamictitos revelou idade llandoveryana a wenlockiana (Melo 1997; Melo & Steemans 1997), período este que corresponde à idade da glaciação (eossiluriana) na Bacia do Amazonas (Caputo 1984, Grahn 1991 e 1992, Grahn & Paris 1992). Durante este período, o polo sul estaria posicionado na porção meridional do atual Brasil (Caputo 1984, Grahn & Caputo 1992).

A configuração paleogeográfica da Bacia do Amazonas no Eossiluriano é mostrada juntamente com a posição da área de estudo na figura 59. O Arco de Purus, a oeste, funcionava como barreira, balizando a incursão marinha advinda do nordeste do Gondwana (Figura 9) (Caputo 1984). A forma da bacia, comparável com a de um mar marginal, deveria ter reforçado a ação de maré enquanto a sua posição circumpolar era favorável pela incidência mais freqüente de tempestades, manifestada pela presença de estratificação cruzada *hummocky* nos depósitos de *shoreface*.

A evolução das fácies da Formação Nhamundá na região de Presidente Figueiredo está sumarizada na Figura 60.

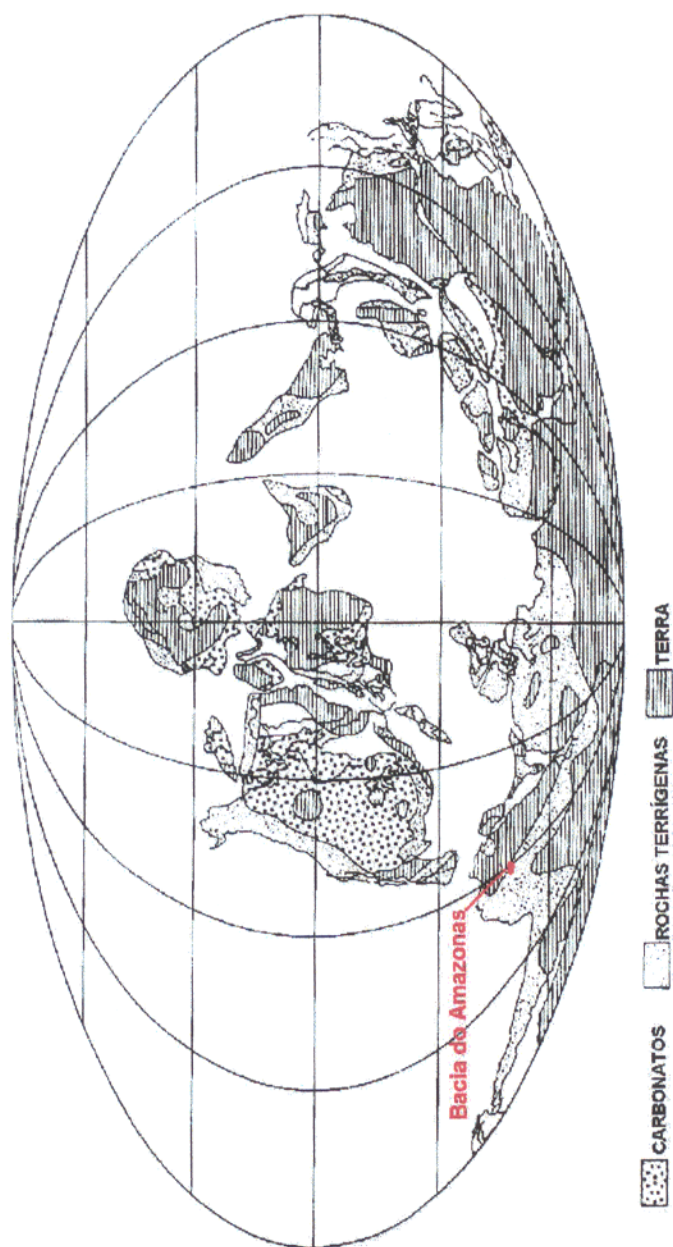


Figura 59 - Reconstituição paleogeográfica do Eossiluriano (modificado de Kaljo et al. 1995).

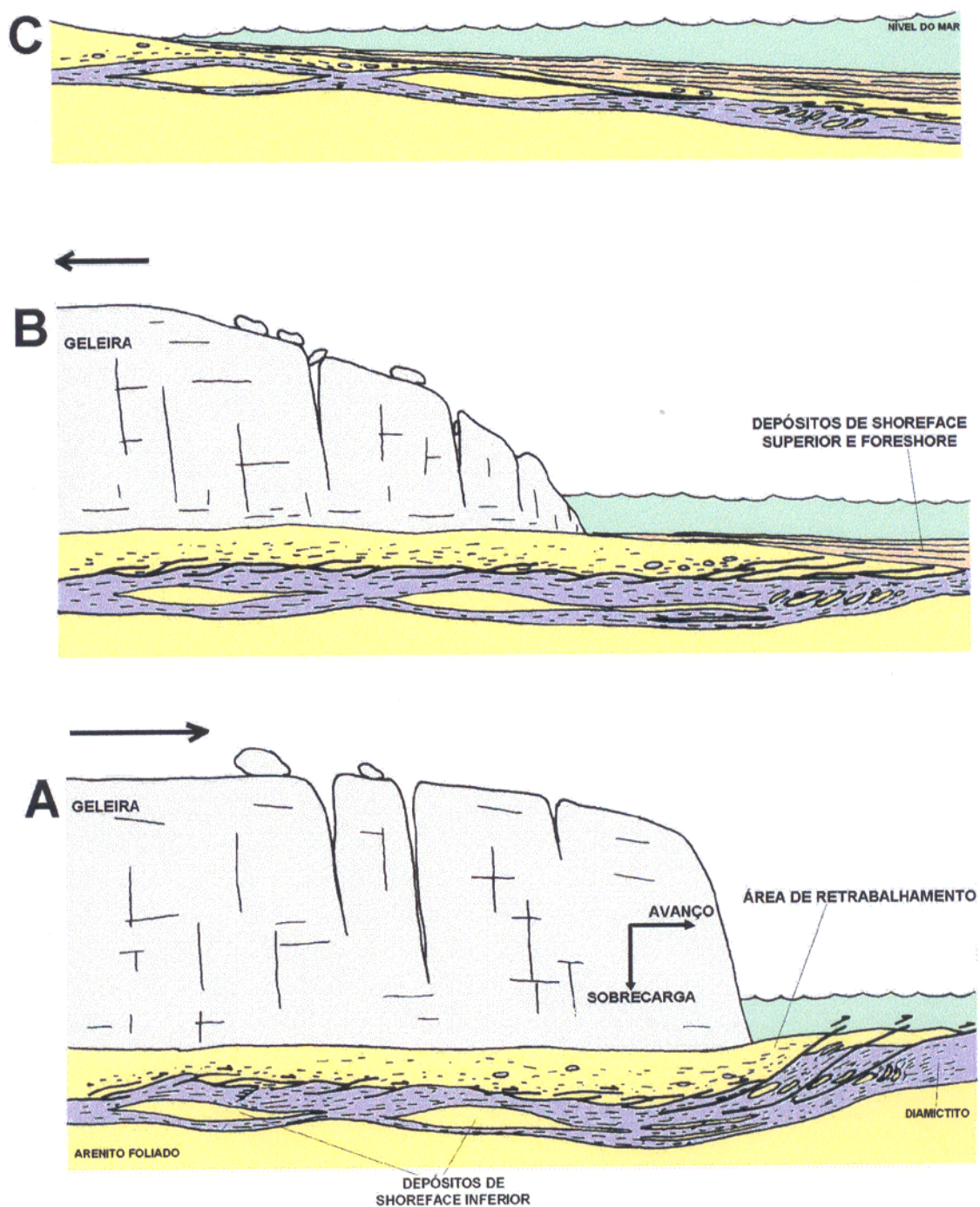


Figura 60 - Reconstituição paleoambiental para os sedimentos aflorantes da Formação Nhamundá na região de Presidente Figueiredo e Vila de Balbina.

De acordo com a orientação N a NW das estruturas deformacionais nas fácies Df e Af, é possível que o gelo, nesta fácies, tenha avançado nesta direção por sobre o mar epicontinental, até chegar na atual região de Presidente Figueiredo e aos depósitos de *shoreface* inferior que deformou (Figura 60A). Embora as medidas obtidas nesta área possam indicar apenas direções locais do movimento glacial, diferente da dinâmica regional, a direção do movimento glacial, deduzido na região de Presidente Figueiredo, é compatível com a posição da calota polar no Neo-ordoviciano/Eossiluriano (Assine *et al.* 1998) e do avanço centrífugo do gelo. Seixos e blocos de arenitos, encontrados na fácies Df, indicam origem intraformacional do material diamictítico, isto é, oriundo de depósitos de *foreshore/shoreface*; clastos exóticos, de rocha granítica alterada, são muito raros.

O recuo paulatino do gelo proporcionou a elevação gradual do nível do mar permitindo novamente a instalação dos ambientes de *shoreface* e *foreshore* (Figura 60B e C). Embora esta sucessão de fácies indique uma mudança de condições transgressivas a regressivas (progradacionais), a tendência geral no Eossiluriano da Bacia do Amazonas é transgressiva. Muitos quartzos-arenitos do Paleozóico Inferior e não apenas os da Formação Nhamundá parecem ter sido depositados através de transgressão marinha, sobre uma plataforma estável. Neste processo, o quartzo é enriquecido principalmente na zona de surfe, caso a presença de quartzo reciclado e o enriquecimento intempérico na área fonte possam ser excluídos. Como o clima frio no Eossiluriano não favoreceu o processo de hidrólise e como não foram observados grãos de quartzo reciclados (sobrecrescimentos desgastados), tampouco feições diagenéticas de enriquecimento de quartzo (sob o microscópio), o quartzo-arenito da Formação Nhamundá provavelmente deve seu alto teor ao retrabalhamento interno na zona de *surfe*.

O litoral siluriano, na área estudada, era orientado aproximadamente segundo SW-NE. Um fluxo dirigido para NE e interpretado como corrente litorânea (*longshore current*) foi responsável pela deposição das fácies At e Amc no *shoreface* superior. Este ambiente foi também um *habitat* favorável aos icnofósseis *Skolithos* (fácies Amb) e *Arthropycus* (fácies Amc). Depósitos pelíticos da fácies Pp se acumularam no *shoreface* inferior, durante condições normais de sedimentação (*fairweather conditions*), enquanto que arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky* (fácies Ah), expressam o retrabalhamento esporádico por fluxos oscilatórios ou combinados durante a passagem de tempestades.

Os supostos depósitos de maré, de distribuição restrita, poderiam ser atribuídos a planície de maré (fácies RI) e canal de maré (fácies Atn), ambos ocorrendo numa zona protegida da ação de ondas (laguna ?).

Após a deposição dos sedimentos de *shoreface*, *foreshore* e de maré (?), a rápida subida do nível do mar, relacionada provavelmente com o derretimento definitivo do gelo continental, chegou ao seu auge no Neollandoveriano (Grahm 1992) e foi responsável pela deposição dos folhelhos de *offshore* da Formação Pitinga (Llandoveryano Superior a Ludloviano Inferior). Este evento transgressivo é registrado a nível global, como no Saara argelino (Bennacef *et al.* 1971) e nas bacias do Parnaíba e Paraná (Caputo 1984).

6 - CONCLUSÕES

O estudo da Formação Nhamundá, na região de Presidente Figueiredo, borda norte da Bacia do Amazonas, permitiu que se atingisse as seguintes conclusões:

- Os sedimentos siliciclásticos da Formação Nhamundá compostos por quartzo-arenitos, diamictitos e pelitos, foram agrupados em 4 associações faciológicas que representam depósitos de *foreshore*, *shoreface*, intermaré/ submaré (?) e subglaciais.

- As características faciológicas dos depósitos de *foreshore* e *shoreface* apontam para uma região costeira dominada por ondas. Depósitos provavelmente influenciados por processos de maré têm distribuição restrita e necessitam ainda de uma melhor análise.

- As fácies subglaciais têm como estruturas principais planos de foliação, cavalgamento e descolamento; ocorrem ainda dobras de arrasto bem definidas pela relação entre os planos de foliação e cavalgamento. A orientação destas estruturas sugere movimento do gelo para N a NW, o que é compatível com a posição da calota polar no eossiluriano e o avanço centrífugo das geleiras.

- A natureza dos clastos no diamictito indica que sua maior parte teve origem intraformacional a partir de depósitos de *shoreface*. Dados palinológicos (quitinozoários e acritarcos) dos diamictitos corroboram esta interpretação paleoambiental e confirmam a idade eossiluriana da glaciação na Bacia do Amazonas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABER, J. 1982. Model for glaciotectionism. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 30:79-90.
- ALBUQUERQUE, R. 1922. Reconhecimentos geológicos no Vale do Amazonas. *Serv. Geol. Min. Boletim*, 3:1-84.
- ANDRADE, C.A.C. & CUNHA, F.M.B. 1971. Revisão geológica da Bacia paleozóica do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo. *Anais...SBG.* v.3, p.93-112.
- ASSINE, M.L.; ALVARENGA, C.J.S.; PERINOTTO, J.A.J. 1998. Formação Iapó: Glaciação continental no limite Ordoviciano/Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(1):51-60.
- ASSINE, M.L.; PERINOTTO, J.A.J.; ALVARENGA, C.J.S. 1996. Formação Iapó: Registro Glacial no Limite Ordoviciano/Siluriano, Bacia do Paraná, Sul do Brasil. In: SIMPÓSIO SUL AMERICANO DO SILURO - DEVONIANO, ESTRATIGRAFIA E PALEONTOLOGIA. *Anais...Ponta Grossa*, p.289-297.
- BANHAM, P.H. 1977. Glacitectonics in till stratigraphy. *Boreas*, 6:101-106.
- BENNACEF, A.; BEUF, S.; BIJU-DUVAL, B.; CHARPAL, O.; GARIEL, O.; ROGNON, P. 1971. Example of cratonic sedimentation: Lower Paleozoic of Algerian Sahara. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 55(12):2225-2245.
- BERRY, W.B.N. & BOUCOT, A.J. 1972. Correlation of the South American Silurian rocks. *The Geological Society of America. Special paper*, 133:60.
- BERTHELSEN, A. 1979. Recumbent folds and boudinage structures formed by subglacial shear: an example of gravity tectonics. *Geol. Mijnbouw*, 58:253-260.
- BOERSMA, J.R. & TERWINDT, J.H.J. 1981. Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28(2):151-170.
- BORGHI, L.; ORUÉ, D.; FIGUEIREDO, L.B.; ALVARENGA, D.; CLÉRICE, A.M. 1997. Correlação entre o Grupo Itacurubi (Paraguai) e a Formação Vila Maria (Brasil), Siluriano da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 3. Barra das Garças (MT). *Resumos.R.J.*, Faculdade de Geologia da UERJ. Editora da UERJ. p.8.

- BRACKEN, B. & PICARD, M.D. 1984. Trace fossils from Cretaceous/Tertiary North Horn Formation in Central Utah. *Journal Paleontology*, **58**(2):477-487.
- BRANISA, L.; CHAMOT, G.A.; BERRY, W.B.N.; BOUCOT, A.J. 1972. Silurian of Bolivia. *Geol. Soc. Am. Spec. paper*, **133**:21-31.
- BREITBACH, J.W. 1957. *Geology of Rio Cajari, Paleozoic outcrop belt, lower Amazon Basin*. Belém, PETROBRÁS. (Relatório Inédito 210-A, 858).
- BRODZIKOWSKI, K. & VAN LOON, A.J. 1991. The continental subglacial subenvironment (I-C) and its deposits. *Glacigenic Sediments*. Amsterdam, Elsevier. p.223-266.
- BROMLEY, R.G. & ASGAARD, U. 1991. Ichnofacies: a mixture of taphofacies and biofacies. *Lethaia*, **24**:153-163.
- CAPUTO, M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. Santa Barbara. University of California. 583p. (PhD Thesis.).
- CAPUTO, M.V. 1986. Exploração de petróleo na região Amazônica. *Brasil Mineral*, **36**:108-130.
- CAPUTO, M.V. 1988. Arco de Purus e Bacia do Solimões. *B. Geoc. PETROBRÁS*, **2**(1):111-117.
- CAPUTO, M.V. 1998. Ordovician-Silurian Glaciations and Global Sea-Level Changes. In: LANDING, E. & JOHNSON, M.E. (eds.) *Silurian Cycles Linkages of Dinamic Stratigraphy with Atmospheric, Oceanic, and Tectonic Changes*. New York, Museum Bulletin, 491, p.15-25.
- CAPUTO, M.V. & CROWELL, J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, **96**:1020-1036.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. 1971. *Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas*. Belém, PETROBRÁS. 92p. (Relatório Interno, 641-A).
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém. *Anais...* SBG. v.3, p.35-46.
- CAROZZI, A.V.; PAMPLONA, H.R.P.; CASTRO, J.C.; CONTREIRAS, C.J.A. 1973. Ambientes deposicionais e evolução tectono-sedimentar da seção clástica paleozóica da Bacia do Médio Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. São Paulo. *Anais...* SBG. v.3, p.279-314.

- CASTRO, J.C.; EIRAS, J.F.; CAPUTO, M.V. 1988. Paleozóico do rio Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. *Roteiro das Excursões*. SBG. p.27-44.
- CHEEL, R.J. & LECKIE, D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. *Sedimentology Review*, 1:103-122.
- CLARKE, J.M. 1899. A fauna siluriana superior do rio Trombetas, Estado do Pará, Brasil. *Arch. Mus. Nac.*, 10:1-48.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAS FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo*, 15. Seção Exploração de Petróleo.
- COTTER, E. 1983. Shelf, paralic, and fluvial environments and eustatic sea-level fluctuations in the origin of the Tuscarora Formation (Lower Silurian) of Central Pennsylvania. *J. Sed. Petrol.*, 1(53):25-49.
- CRIMES, T.P. 1975. The stratigraphical significance of trace fossils. In: FREY, R.W. (ed.) *The study of trace fossils*. New York, Springer-Verlag. p.109-130.
- CROWELL, J.C.; ROCHA CAMPOS, A.C.; SUAREZ-SORUCO, R. 1980. Silurian glaciation in central South America. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 5. New Zealand. p.105-110.
- CUDZIL, M.R. & DRIESE, S.G. 1987. Fluvial, tidal and storm sedimentation in the Chilhowee Group (Lower Cambrian), northeastern Tennessee, U.S.A. *Sedimentology*, 34(5):861-883.
- CUNHA, P.R.C.; GONZAGA, F.G.; COUTINHO, L.F.C.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *B. Geoc. PETROBRÁS*, 8(1):47-55.
- DERBY, O.A. 1879. Contribuições para a geologia do Baixo Amazonas. *Arch Mus. Nac.*, 2:77-104.
- DREIMANIS, A. 1989. Tills: Their Origin and Properties. In: GOLDTHWAIT, R.P. & MATSCH, C.L. *Genetic classification of glaciogenic deposits*. A.A.Balkema, Rotterdam, Brookfield. p.11-49.

- DUKE, W.L. & PRAVE, A.R. 1992. Storm and tide-influenced prograding shoreline sequences in the Middle Devonian Mahantango Formation, Pennsylvania. In: SMITH, D.G.; REINSON, G.E.; ZAITLIN, B.A.; RAHMANI, R.A. (eds.) *Clastic tidal sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol., p.349-370. (Memoir, 16).
- EKDALE, A.A.; BROMLEY, R.G.; PEMBERTON, S.G. 1984. *Ichnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. 317p. (Short course Notes, 15).
- EYLES, C.H.; EYLES, N.; FRANCA, A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brasil. *Sedimentology*, 40:1-25
- EYLES, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-science reviews*, 35:1-248.
- FERNLUND, J.M.R. 1988. The Halland coastal moraines: Are they end moraines or glaciotectionic ridges? In: CROOT, D.G. *Glaciotectionics: Forms and process*. Rotterdam, Balkema. p.77-90.
- FERNLUND, J.M.R., 1994. Tills and Non-Till Diamictos in Glacial Sequences In: VARREN & CROOT. *Formation and deformation of Glacial Deposits*. Rotterdam, Balkema. p.29-37.
- FRAKES, L.A. 1979. *Climates throughout geologic time*. Austrália, Elsevier. 310p.
- FRAKES, L.A.; FRANCIS, J.E.; SYKTUS, J.I. 1992. *Climate modes of the Phanerozoic*. Cambridge, Cambridge University press. 219p.
- FREY, R.W. & HOWARD, J.D. 1970. Comparision of upper cretaceous ichnofaunas from siliceous sandstones and chalk, Western Interior Region, U.S.A. In: CRIMES, T.P. & HARDER, J.C. (eds.) *Trace fossils*. Liverpool Geological Society. p.141-166.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAI, D.K. 1996. *Terrigenous clastic depositional systems*. 2ª.ed. Berlim, Springer. 489p.
- GRAHN, Y. 1991. Ordovician chitinozoa and biostratigraphy of Brazil. *Geobios*, 6:703-723.
- GRAHN, Y. 1992. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. *Palinology*, 16:35-61.
- GRAHN, Y. 1996. Ordovician and Silurian glaciations in Brazil. In: SIMPÓSIO SUL AMERICANO DO SILURO-DEVONIANO - ESTRATIGRAFIA E PALEONTOLOGIA. Ponta Grossa. *Anais...* p.299-308.

- GRAHN, Y. & CAPUTO, M.V. 1992. Early Silurian glaciations in Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**:9-15.
- GRAHN, Y. & MELO, J.H.G. 1990. *Bioestratigrafia dos quitinozoários do Grupo Trombetas nas Faixas Marginais da Bacia do Amazonas (área dos rios Trombetas e Xingu)*. PETROBRÁS. p.10-11. (Relatório Interno).
- GRAHN, Y. & PARIS, F. 1992. Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. *Rev. Micropaleontologie*, **35**:197-209.
- HANCOCK, P.L. 1994. *Continental deformation*. Bristol, England, Pergamon Press. p.251-263.
- HÄNTZSCHEL, W. 1975. Trace fossil and problematica. In: TEICHERT, C. (ed.) *Treatise on invertebrate paleontology*. Boulder, Geol. Soc. Am., (Part W, Miscellanea). p.38-39.
- HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; WALKER, R.G. 1982. *Structurès and sequences in clastic rocks*. Tulsa, Soc. Econ. Paleont. Miner. (Short Course, 9).
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 2. Manaus. *Anais...DNPM*. p.129-147.
- HICOCK, S.R.; GOFF, J.R.; LIAN, O.B.; LITTLE, E.C. 1996. On the interpretation of subglacial till fabric. *Journal of Sedimentary Research*, **66**(5): 928-934.
- HOWARD, J.D. & FREY, R.W. 1984. Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**:200-219.
- INGOLFSSON, O. 1988. Large-scale glaciotectionic deformation of soft sediments: A case study of a late Weichselian sequence in western Iceland. In: CROOT, D.G. *Glaciotectonics: Forms and process*. Rotterdam, Balkema. p.101-107.
- KALJO, D.; BOUCOT, J.A.; CORFIELD, R.M.; LE HERISSE, A.; KOREN, T.N.; KRIZ, J.; MANNIK, P.; MARSS, T.; NESTOR, V.; SHAVER, R.H.; SIVETER, D.J.; VIIRA, V. 1995. Silurian Bio-events. In: WALLISER, O. (ed.) *Global events and stratigraphy in the phanerozoic*. Berlim, Springer-Verlag. p.172-224.
- KLUIVING, S.J.; RAPPOL, M.; WATEREN, D. VAN DER. 1991. Till stratigraphy and ice movements in eastern Overijssel, The Netherlands. Oslo, *Boreas*, **20**:193-205.

- LANGE, F.W. 1967. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro-devoniana da Bacia do Baixo Amazonas. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA. Belém. *Atas... (Geociências)*, 1:215-326.
- LOCZY, L. 1966. *Contribuições à paleogeografia e história do desenvolvimento geológico da Bacia do Amazonas*. Divisão de Geologia e Mineralogia. 95p. (Boletim, 223).
- LUDWIG, G. 1964. *Nova divisão estratigráfica e correlação faciológica por meio de pequenas estruturas internas, dos sedimentos silurianos e devonianos na Bacia do Médio Amazonas*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. 72p. (*Ciência, Técnica, Petróleo*. Seção exploração de Petróleo).
- MacEACHERN, J.A. & PEMBERTON, S.G. 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the western interior seaway of North America In: PEMBERTON, S.G. (ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration A core workshop*, 17. Calgary. Society for Sedimentary Geology. p.57-83.
- MAURY, C.J. 1929. *Uma zona de graptólitos do Llandovery Inferior no Rio Trombetas, Estado do Pará, Brasil*. *Serv. Geol. Min.*; p.1-53. (Monografia, 7).
- MELO, J.H.G. 1997. *Resultados de solicitação de análise palinológica em amostras de superfície da região da represa Balbina (AM), Bacia do Amazonas*. 7p. *Comunicação Técnica SEBIPE 10/97*. PETROBRÁS. (Relatório Interno).
- MELO, J.H.G. & STEEMANS, P. 1997. *Resultados de investigações palinoestratigráficas em amostras de superfície da região de Presidente Figueiredo (AM), Bacia do Amazonas*. 12p. *Comunicação técnica Sebipe 048/97*. PETROBRÁS. (Relatório interno).
- MIALL, A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: MIALL, A.D. & TYLER, N. (eds) *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology/SEPM, p.6-12. (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3).
- MORAN, S.R. 1971. Glaciotectonic structures in drift. In: GOLDTHWAIT, R.P. 1975. *Glacial Deposits*, p.121-142. (Benchmark Papers in Geology, 21).

- NEPOMUCENO FILHO, F. & THEODORO, C.E. 1985. Evolução tecnológica e conseqüente aumento na resolução dos dados sísmicos na Bacia do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. Belém. *Anais...*p.267-283.
- NIELSEN, M.H. 1988. Glaciotectonic unconformities in Pleistocene stratigraphy as evidence for the behaviour of former Scandinavian icesheets. In: CROOT, D.G. *Glaciotectonics: Forms and process*. Rotterdam, Balkema. p.91-99.
- O'BRIEN, P.E. 1989- Subglacial Sedimentary Features in Late Palaeozoic sedimentary rocks, Central Victoria, Australia. *Sedimentary Geology*, 61:1-15.
- OWEN, L.A. 1988. Wet-sediment deformation of Quaternary and recent sediments in the Skardu Basin, Karakoram Mountains, Pakistan. In: CROOT, D.G. (eds) *Glaciotectonics: Forms and process*. Rotterdam, Balkema. p.123-147
- OWEN, L.A. 1989. Neotectonics and glacial deformation in the Karakoram Mountains and Nanga Parbat Himalaya. *Tectonophysics*, 163:227-265.
- OWEN, L.A. & DERBYSHIRE, E. 1988. Glacially deformed diamictons in the Karakoram Mountains, northern Pakistan. In: CROOT, D.G. (eds) *Glaciotectonics: Forms and process*. Rotterdam, Balkema. p.149-176.
- PEMBERTON, S.G. & FREY, W. 1984. *Ichnology of storm-influenced shallow marine sequence: Cardium Formation (upper Cretaceous) at Seebe, Alberta*. Can. Soc. Petrol. Geol., p.281-304. (Memoir, 9).
- PEMBERTON, S.G.; MacEACHERN, J.A.; FREY, R.W. 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (eds) *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada. p.47-72.
- QUADROS, L.P.; MELO, J.H.G.; GRAHN, Y. 1990. Carta bioestratigráfica da Bacia do Amazonas. In: BEURLIN, G. & QUADROS, L.P. (eds.) *Bioestratigrafia das bacias paleozóicas brasileiras*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. (Relatório Interno).
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. London, Academic Press. v.1. 308p.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology: folds and fractures*. London, Academic Press. v.2. 700p.

- RAPPOL, M. 1986. Saalian till in The Netherlands: A review. In: VAN DER MEER, J.J.M. 1987. *Tills and Glaciotectonics*. Rotterdam, Balkema. p.3-21.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1980. *Depositional sedimentary environments*. New York, Springer-Verlag. 442p.
- REZENDE, W.M. & BRITO, C.G. 1973. Avaliação geológica da Bacia paleozóica do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracaju. *Anais...SBG*. v.3, p.227-245.
- RIECK, R.L.; KLASNER, J.S.; WINTERS, A.; MARLETTE, P.A. 1991. Glaciotectonic effects on a Middle-Wisconsin boreal fenland peat in Michigan, USA. *Boreas*, 20:155-167.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. 1981. Late Ordovician-Early Silurian Trombetas Formation, Amazon Basin, Brazil. In: HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (eds.) *Earth's Pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge, Cambridge University Press. p.896-898.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. *Geologia do Brasil; Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1 : 2.500.000*. Brasília, DNPM. 501p.
- SEILACHER, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geol.*, 5:413-428.
- SMITH, N.D. 1972. Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42(3):624-634.
- SOUTHARD, J.B.; LAMBIE, J.M.; FEDERICO, D.C.; PILE, H.T.; WEIDMAN, C.R. 1990. Experiments on bed configurations in fine sands under bidirectional purely oscillatory flow, and the origin of hummocky cross-stratification. *J. Sed. Petrol.*, 60(1):1-17.
- SOUZA FILHO, E.E.; SANTOS, M.V.; BORDUQUE, M.; RIBEIRO, A.C.O.; PAYOLLA, B.L. 1988. A Formação Trombetas nas proximidades de Belo Monte - PA. Sítio da Uhe de Kararao. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. *Anais...SBG*. v.2, p.713-718.
- THOMAS, G. 1984. The origin of the glacio-dynamic structure of the Bride Moraine, Isle of Man. *Boreas*, 13:355-364.
- VISSER, J.N.J.; COLLISTON, W.P.; TERBLANCHE, J.C. 1984. The origin of soft sediment deformation structures in Permo-Carboniferous glacial and proglacial beds, South Africa. *J. Sediment. Petrol.*, 54:1183-1196.

- WALKER, R.G. & PLINT, A.G. 1992. Wave and storm-dominated shallow marine system. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (eds.) *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada. p.219-238.
- WANDERLEY FILHO, J.R. 1991. *Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 125p. (Tese de Mestrado).
- WANDERLEY FILHO, J.R. & COSTA, J.B.S. 1991. Contribuição a evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3. Belém. *Anais...* SBG. p.244-259.
- WATEREN, D. VAN DER. 1986. Structural geology and sedimentology of the Dammer Berge push moraine, FRG. In: VAN DER MEER, J.J.M. 1987. *Tills and Glaciotectonics*. Rotterdam, Balkema. p.157-182.
- WOODCOCK, N.H. & FISHER, M. 1986. Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol.*, 8(7):725-733.