

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS – UFAM
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS – ICE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – PPGGEO

FÁCIES SEDIMENTARES DAS UNIDADES SILURO-DEVONIANAS AFLORANTES
NA PORÇÃO SUDESTE DO MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO, BORDA
NORTE DA BACIA DO AMAZONAS - AM

HOLMAN DARIO RINCÓN CUERVO

MANAUS
2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS – UFAM
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS – ICE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – PPGGEO

FÁCIES SEDIMENTARES DAS UNIDADES SILURO-DEVONIANAS AFLORANTES
NA PORÇÃO SUDESTE DO MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO, BORDA
NORTE DA BACIA DO AMAZONAS - AM

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas (PPGGEO), como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geociências, área de concentração em Geociências.

HOLMAN DARIO RINCÓN CUERVO

ORIENTADOR:

Professor Dr. EMÍLIO ALBERTO AMARAL SOARES

MANAUS
2014

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

C965f Cuervo, Holman
Fácies sedimentares das unidades Siluro-Devonianas aflorantes na porção sudeste do Município de Presidente Figueiredo, Borda Norte da Bacia do Amazonas - AM / Holman Cuervo. 2014
105 f.: il. color; A4 cm.

Orientador: Emilio Alberto Amaral Soares
Dissertação (Mestrado em Geociências - Geologia Regional) -
Universidade Federal do Amazonas.

1. Fácies Litorâneas e glaciais. 2. Glaciação Siluriana. 3. Bacia do Amazonas. 4. Presidente Figueiredo . 5. . I. Soares, Emilio Alberto Amaral II. Universidade Federal do Amazonas III. Título

**"FÁCIES SEDIMENTARES DAS UNIDADES SILURO-DEVONIANAS
AFLORANTES NA PORÇÃO SUDESTE DO MUNICÍPIO DE
PRESIDENTE FIGUEIREDO, BORDA NORTE DA BACIA DO
AMAZONAS/AM".**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geociências, área de concentração em Geociências.

Aprovado em 1º de outubro de 2014.

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. Emilio Alberto Amaral Soares, Presidente
Universidade Federal do Amazonas


Prof. Dr. Mário Vicente Caputo, Membro
Universidade Federal do Pará


Profª. Drª. Neliane de Sousa Alves, Membro.
Universidade do Estado do Amazonas

Aos meus pais Carlos Alfredo e Blanca Rosa pelo carinho, seus conselhos e ânimo para culminar as diferentes etapas de minha vida.

Aos meus irmãos Carlos e Willian pelo apoio e o incentivo dados.

*A todas as pessoas que fazem parte de minha vida.....
Para todos eles sempre vou dedicar minhas realizações e êxitos.*

AGRADECIMIENTOS

Quero apresentar meus sinceros agradecimentos às pessoas e instituições que colaboraram de alguma maneira para a realização deste trabalho, em especial:

À Universidade Federal do Amazonas por meio do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) proporcionando um ambiente de estudo, uso dos laboratórios e suas instalações para o desenvolvimento de minha pesquisa e, ao CNPq, pelo apoio financeiro e bolsa de estudos.

Ao professor Dr. Emílio Alberto Amaral Soares, pela orientação, sugestões, discussões, conselhos e, pela confiança dada para o desenvolvimento desta pesquisa.

Aos professores Dr. Mario Vicente Caputo, Dra. Ana Maria Góes, Dr. Rodolfo Dino, Dra. Valquíria Porfírio Barbosa e Dr. Ivaldo Trindade pelas sugestões e ajuda na interpretação de alguns dados.

À família Salazar Velásquez, em particular aos professores Dr. Alejandro Salazar e Dra. Martha Edith Velásquez, pela acolhida desde o primeiro dia, seu apoio sempre incondicional, seus conselhos, incentivo e ajuda recebida desde antes e durante o mestrado. Para eles sempre serei muito grato.

Ao meu grande amigo, colega e parceiro Andrés Hernando Zárate Riveros, pelos anos de amizade e companheirismo, que iniciou na Colômbia esta nova etapa profissional comigo, compartilhando o tempo e as experiências vividas durante o mestrado, além de suas inesquecíveis horas de música..... (esperando o próximo nível).

A minhas queridas e sempre amigas Márcia Caroline Carneiro e Vanisse Rodrigues, pela grande amizade e carinho recebido por todos os momentos compartilhados e quase inesquecíveis, durante este tempo, talvez a tristeza fique por um momento, mas, a amizade sempre vai perdurar.....(segura ai.....beleza.....).

Aos meus amigos e colegas colombianos da Pós-Graduação Katherine Palma, Cesar Tarazona e Astrid Siachoque pela amizade.

À CPRM pela ajuda na elaboração e confecção das lâminas delgadas utilizadas para o desenvolvimento do trabalho.

Aos estudantes da graduação de geologia, em especial a Marcel Silva Passos, Dominicky Soares, Felipe Bonora e Raul Alves, pela ajuda e acompanhamento em algumas saídas de campo e, na obtenção de dados utilizados para o desenvolvimento de meu trabalho, nos ensinamentos da elaboração, confecção, tratamento e análise de amostras nos laboratórios.

A todas as pessoas que de alguma forma direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

Ao Deus sempre por tudo, pela saúde e pela oportunidade de me permitir ter novas experiências, conhecer novas pessoas e diferentes locais durante minha vida.

MUITO OBRIGADO!!

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS.....	2
2.1. Objetivo Geral.....	2
2.2. Objetivos Específicos.....	2
3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	3
4. METODOLOGIA	4
4.1. Levantamento Bibliográfico	4
4.2. Análise de Sensoriamento Remoto	4
4.3. Levantamento Geológico de Campo e Coleta Sistemática de Amostras	4
4.4. Análise de Fácies	5
4.5. Análise Granulométrica	5
4.6. Separação de Minerais Pesados e Confecção de Lâminas de Grãos ...	6
4.7. Confecção de Lâminas Delgadas	8
4.8. Análise Petrográfica de Lâminas de Grãos e Delgadas	8
4.9. Datação Palinológica.....	10
4.10. Análise Estrutural.....	11
5. GEOLOGIA REGIONAL DA BACIA DO AMAZONAS.....	12
5.1. Generalidades.....	12
5.2. Estratigrafia da Bacia do Amazonas	13
5.3. Arcabouço Estratigráfico da Região de Presidente Figueiredo	15
5.3.1. Formação Nhamundá (Landoveriano-Wenlockiano)	17
5.3.2. Formação Manacapuru (Eolochkoviana).....	19
5.3.3. Formação Ererê (Neoeifeliana-Eogivetiana)	19
5.3.4. Formação Barreirinha (Fransniana)	19
5.3.5. Formação Alter do Chão (Cretáceo).....	20
5.4. Arcabouço tectônico da Bacia do Amazonas	20
6. PALEOCLIMAS	22
6.1. Registros de Glaciações Ordovício-Siluriana e Devoniana.....	22
6.2. Glaciações Siluriana e Devoniana da Bacia do Amazonas	27

7. RESULTADOS	29
7.1. Fácies Sedimentares Siluro-Devonianas.....	29
7.1.1. Depósito de <i>Shoreface</i> Inferior	31
7.1.1.1. Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i> (Ah).....	31
7.1.1.2. Interpretação.....	31
7.1.2. Depósito de <i>Shoreface</i> Superior.....	33
7.1.2.1. Arenito com estratificação cruzada tabular (Act).....	33
7.1.2.2. Arenito bioturbado por <i>Arthropycus alleghaniensis</i> (Aba)	34
7.1.2.3. Arenito maciço (Am)	34
7.1.2.4. Pelito laminado (Pl)	35
7.1.2.5. Interpretação.....	38
7.1.3. Depósito de <i>Foreshore</i>	39
7.1.3.1. Arenito com estratificação plano-paralela (Ap).....	39
7.1.3.2. Arenito com estratificação plano-paralela bioturbado por <i>Skolithos</i> (Abs).....	41
7.1.3.3. Interpretação.....	46
7.1.4. Depósito Glacial.....	46
7.1.4.1. Diamictito maciço (Dm)	46
7.1.4.2. Diamictito laminado (Dl).....	54
7.1.4.3. Interpretação.....	56
7.2. Minerais Pesados.....	57
7.2.1. Zircão - $ZrSiO_4$	61
7.2.2. Turmalina - $Na(Mg,Fe^{+2},Li,Al)_3Al_6(BO_3)(Si_6O_{18})(OH)_4$	62
7.2.3. Rutilo - TiO_2	62
7.2.4. Anatásio - (TiO_2)	63
7.3. Tipologia do Zircão.....	64
7.3.1. Interpretação dos Minerais Pesados.....	66
7.4. Unidades Litoestratigráficas Paleozoicas da Área de Estudo.....	68
7.5. Resultados Palinológicos	70
7.6. Análise Estrutural da Área de Estudo	77
7.6.1. Interpretação.....	81
7.7. Discussões Gerais	81

7.8. Reconstituição Paleoambiental	86
8. CONCLUSÕES.....	89
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	91

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

- Figura 1 – Mapa de localização e acesso à área estudada. A sigla HR indica os locais estudados. Modificado de Miranda (2005)..... 3
- Figura 2 – Esquema ilustrando a relação entre fácies sedimentares, sistemas e ambientes deposicionais e tratos de sistema (Modificado de Walker 1992)..... 5
- Figura 3 – A) Estufa TECNAL-TE-394/1 utilizada na secagem das amostras. B) Processo de peneiramento com o agitador mecânico 6
- Figura 4 – A) Capela de exaustão de gases com funis de decantação para a separação gravimétrica dos minerais pesados, utilizando bromofórmio. B) Separação de minerais pesados transparentes e opacos (ferromagnesianos) utilizando imã de mão. C) Limpeza dos minerais pesados com ácido oxálico. D) Secagem das amostras após várias lavagens E) Aplicação de Bálsamo do Canadá sobre a lamínula. F) Lâminas de minerais pesados etiquetadas..... 7
- Figura 5 – Tabela do grau de arredondamento dos grãos segundo Powers (1953)..... 9
- Figura 6 – Diagrama para classificação de rochas sedimentares (Segundo Pettijonh *et al.* 1987)..... 10
- Figura 7 – Mapa Geológico e seção longitudinal (A - B) da Bacia do Amazonas mostrando as seqüências sedimentares paleozoica e cretácea-terciária. (Wanderley Filho *et al.* 2005)..... 12
- Figura 8 – Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. (Cunha *et al.* 2007)..... 14
- Figura 9 – A) Veio de quartzo, de dimensão centimétrica, seccionando rocha vulcânica do Grupo Iricoumé na Pedreira Samauma. B) Veio pegmatítico seccionando corpo de diabásio da Suíte Intrusiva Mapuera na Pedreira Figueiredo. Siglas: Fst - feldspato e Qz - quartzo..... 16
- Figura 10 – Perfil de depósitos litorâneos descritos por Soares (1998) e Soares *et al.* (2005). A) Arenito com estratificação plano-paralela e truncamentos de baixo ângulo. B) Arenito com estratificação cruzada tabular. C) Arenito com *Skolithos* 18
- Figura 11 – Fácies de Diamictito foliado (Df) apresentando textura siltico-arenosa com blocos e clastos de quartzo-arenitos, descrita por Soares (1998) e Soares *et al.* (2005) em Presidente Figueiredo. A matriz fina foi representada pela coloração cinza e o arenito pela branca 18

- Figura 12 – A) Fácies de Diamictito foliado (Df) com planos curvilineares formando a foliação subhorizontal. B) Fácies de Arenito foliado (Af) apresentando padrão anastomosado subhorizontal retilíneo e ondulado. Estas fácies foram descritas por Soares (1998) e Soares *et al.* (2005) na localidade Vila de Balbina 19
- Figura 13 – Blocos compartimentais da Bacia do Amazonas. (CPRM 2006, modificada de Wanderley Filho 1999) 21
- Figura 14 – Reconstrução Paleogeográfica do Ordoviciano até o Devoniano, mostrando a localização do Polo Sul e da Bacia do Amazonas. (Modificada de Cocks & Torsvik 2006) 23
- Figura 15 – Correlação das Bacias Paleozoicas da America do Sul, bem como seus registros glaciais. (Modificada de Caputo & Crowell 1985) 24
- Figura 16 – Unidades estratigráficas paleozoicas (Ordovício-Silurinas e Devonianas) com registros glaciais da America Sul, de acordo com os estudos de Caputo & Vasconcelos (1971); Carozzi *et al.* (1973); Rocha Campos (1981); Caputo (1984, 1985); Caputo & Crowell (1985); Díaz-Martínez (1994, 2004); Díaz-Martínez & Isaacson (1994); Soares (1998); Loboziak *et al.* (2000); Soares *et al.* (2005); Assine & Vesely (2008) e Caputo *et al.* (2008) 26
- Figura 17 – Migração dos centros glaciais através do Gondwana na Era Paleozoica (Modificado de Caputo & Crowell, 1985) 28
- Figura 18 – Perfil ilustrando as principais subdivisões da zona nerítica. (Modificada de Walker & Plint 1992) 29
- Figura 19 – Seção panorâmica e colunar do ponto HR-12, destacando as fácies de arenito com estratificação plano-paralela (Ap), arenitos com estratificação cruzada *hummocky* (Ah) e arenitos bioturbados por *Arthropycus alleghaniensis* (Aba). Os detalhes A e B mostram os arenitos com estratificação plano-paralela incipiente. A foto C mostra arenitos da fácies Ah e a foto D ilustra as galerias do *Arthropycus alleghaniensis* (fácies Aba)..... 32
- Figura 20 – Histograma de frequência da fácies Act do ambiente de *shoreface* superior. A amostra tem sigla HR..... 33
- Figura 21 – Microfotografia da fácies Act. O detalhe A mostra a bimodalidade nos grãos de quartzo (4x-NX). O detalhe B mostra os contactos longitudinais (Cl) e côncavo-convexos (Cc) entre os quartzos (4x-NX). O detalhe C exhibe o crescimento sintaxial (Cs) nos limites dos grãos de quartzo (10x-NX). O detalhe D mostra a porosidade intergranular (P) no arenito (Qz) (4x-NP). Siglas: NX – nicois cruzados e NP – nicois paralelos 34

- Figura 22 – Histogramas de frequência da fácies Am do ambiente de *shoreface* superior. As amostras tem sigla HR..... 35
- Figura 23 – Seção colunar do ponto HR-20, destacando as fácies de arenitos com estratificação cruzada tabular (Act), arenito com estratificação plano-paralela (Ap) e arenito maciço bioturbado por *Skolithos* (Abs). O detalhe A1 exhibe arenito com estratificação cruzada da fácies Act e o detalhe A2 mostra fraturamento na fácies Ap. A foto B exhibe as fácies Am intercaladas com pelitos laminados da fácies Pl..... 36
- Figura 24 – Seções panorâmicas e seção colunar do ponto HR-02, destacando as fácies de arenito maciço bioturbado por *Skolithos* (Abs), arenito maciço (Am) e pelito laminado (Pl). As seções panorâmicas A, B e C mostram as intercalações de arenitos com pelitos das fácies Abs, Am e Pl. A panorâmica D mostra as camadas de arenitos da fácies Ap 37
- Figura 25 – Os detalhes A e B desta figura pertencem aos detalhes A1 e A2 da panorâmica A da figura 23. O detalhe A (A1) mostra arenito maciço com fraturamento. O detalhe B (A2) exhibe arenito com estratificação cruzada das fácies Act. Os detalhes C D e E pertencem aos detalhes A1, B1 e C1 das panorâmicas A, B e C da figura 24. O detalhe C (A1) mostra a bioturbação por *Skolithos* da fácies Abs. Os detalhes D (B1) e E (C1) exibem as intercalções de arenitos com pelitos das fácies Am e Pl 38
- Figura 26 – Histograma de frequência pertencentes à fácies Ap do ambiente de *foreshore*. As amostras tem sigla HR 40
- Figura 27 – Microfotografia da fácies Ap. O detalhe A mostra grãos de quartzo moderadamente selecionados com empacotamento fechado (40x-NX). O detalhe B exhibe a predominância dos contatos longitudinais (Cl) e côncavo-convexos (Cc) entre os grãos de quartzos (40x-NX). O detalhe C exhibe cimento ferruginoso (Cfg) no contorno dos grãos de quartzo, além de porosidade intergranular (P) (40x-NP). O detalhe D mostra grãos de turmalina (Tu) e zircão (Zr) arredondados (10x-NP). Siglas: NX – nicois cruzados e NP – nicois paralelos..... 41
- Figura 28 – Histograma de frequência pertencente à fácies Abs do ambiente de *foreshore*. A amostra tem sigla HR..... 42
- Figura 29 – Microfotografia da fácies Abs. O detalhe A mostra o quartzo-arenito bem selecionados, com arcabouço fechado (10x-NX). O detalhe B mostra contatos longitudinais (Cl) e côncavo-convexos (Cc) no arcabouço (10x-NP). O detalhe C mostra poros (P) intergranulares irregulares (4x-NP). O detalhe D mostra grão de turmalina arredondado (40x-NP). Siglas: NX – nicois cruzados e NP – nicois paralelos..... 42
- Figura 30 – Seção panorâmica e colunar do ponto HR-16, destacando as fácies de arenito com estratificação plano-paralela bioturbado por *Skolithos*

(Abs), pelito laminado (Pl) e diamictito laminado (Dl). A foto A mostra o detalhe A1 de fácies Abs. A panorâmica B mostra os detalhes B1 e B2 exibindo intercalações das fácies Abs com as fácies Pl. O detalhe C mostra a fácies de diamictito laminado (fácies Dl) com clastos de quartzo e argilito 43

Figura 31 – Seção panorâmica e colunar do ponto HR-57, destacando as fácies dos arenitos com estratificação plano-paralela (Ap), arenito com estratificação plano-paralela bioturbado por *Skolithos* (Abs), arenito com estratificação cruzada tabular (Act), arenito maciço (Am) e pelito laminado (Pl). Os detalhes A1 mostram pelitos laminados com intercalação de arenitos (fácies Am e Pl). O detalhe B mostra arenito bioturbado por *Skolithos* pertencentes às fácies Abs. O Detalhe C1 mostra à fácies Act. O detalhe D1 mostra a intercalação das fácies Am com Pl . 44

Figura 32 – Seções panorâmicas e colunar do ponto HR-09, destacando as fácies de arenitos com estratificação plano-paralela (Ap) e arenito com estratificação plano-paralela bioturbado por *Skolithos* (Abs). As panorâmicas A e B exibem arenitos bioturbados da fácies Abs. As panorâmicas C e D mostram as fácies Ap com laminação incipiente 45

Figura 33 – Seção panorâmica e colunar dos pontos HR-17, HR-28 e HR-40. As panorâmicas A, D e E mostram os arenitos com estratificação plano-paralela (fácies Ap). No ponto HR-17 as panorâmicas B e C mostram à fácies conglomerática de diamictito maciço (Dm). No ponto HR-28 se destacam os arenitos maciços bioturbados por *Skolithos* (Abs), arenitos maciços (Am), diamictitos laminados (Dl), arenitos com laminação plano-paralela (Ap) e pelitos laminados (Pl). O detalhe F1 exhibe pacote de pelito laminado cor cinza. A panorâmica G mostra diamictito laminado (Dl) com pequenos clastos de quartzo arenito, quartzo e argilito. A panorâmica H destacam os arenitos com fácies Abs..... 48

Figura 34 – Matacões angulosos e seixos da fácies Dm. Apresentam formas e tamanhos variados, sem orientação definida, exibindo arcabouço fechado (Detalhes A e B) e aberto (Detalhe C) 49

Figura 35 – Aspectos texturais da fácies Dm. Os detalhes A, B e C ilustram os blocos e seixos de tamanhos e formas variadas. Os detalhes D, E e F mostram clastos com formas variadas, que variam de angulosos a arredondados, de quartzo-arenito, argilito e quartzo, imersos em matriz arenosa fina a grossa. Siglas: Qz-a (quartzo-arenito), Qz (quartzo) e Ag (argilito)..... 50

Figura 36 – Forma dos clastos encontrada na fácies Dm. O detalhe A mostra seixo de quartzo-arenito de forma tabular. O detalhe B exhibe seixos de quartzo-arenito de formas triangulares. Os detalhes C, D, E e F apresentam seixos de quartzo-arenito facetados com a forma típica de

- “ferro de engomar”. Os detalhes E e F mostram as duas faces de um seixo de quartzo-arenito facetado com testa e sulcos ou ranhuras paralelas ao maior comprimento, sendo possivelmente estrias (?)..... 51
- Figura 37 – Histogramas de frequência da fácies Dm do ambiente glacial. As amostras têm siglas HR..... 52
- Figura 38 – Fotomicrografia da fácies Dm apresentando arcabouço aberto. O detalhe A mostra grãos de quartzo (Qz) monocristalinos e policristalinos com extinção ondulante (4x-NX). O detalhe B mostra grão de quartzo policristalino envolvido por cimento ferruginoso (4x-NX). Os detalhes C e D mostram o arcabouço aberto com cimento ferruginoso (Cfg) entre os grãos de quartzo (4x-NP). As setas, em branco, indicam feições de corrosão. Siglas: NX – nicois cruzados e NP – nicois paralelos 53
- Figura 39 – Fotomicrografia da fácies Dm. Os detalhes A e B mostram os limites entre os clastos de quartzo-arenito e a matriz (4x-NX - esquerda, NP - direita). O detalhe C mostra a textura do clasto de quartzo-arenito, com grãos bem selecionados. O detalhe D mostra a matriz do diamictito constituída principalmente por grãos de quartzo (Qz) e cimento ferruginoso (Cfg) (10x-NP). As setas, em branco, indicam as feições de corrosão. Siglas: NX – nicois cruzados e NP – nicois paralelos 53
- Figura 40 – Aspectos texturais da fácies Dl. Os detalhes A, B, C e C1 destacam os seixos de quartzo (Qz), quartzo-arenito (Qz-a) e argilito (Ag) imersos em uma matriz arenítica fina a muito grossa 54
- Figura 41 – Histogramas de frequência da fácies Dl do ambiente glacial. As amostras têm siglas HR..... 55
- Figura 42 – Fotomicrografia das amostras do ponto HR-19. Os detalhes A e B mostram grãos de quartzo (Qz) e fragmento de rocha (FR) e porosidade intergranular (P) (4x-NX). O detalhe C mostra grão de quartzo com sobrecrescimento sintaxial (Cs) (10x-NX). O detalhe D mostra grão de quartzo com fraturas preenchidas por cimento ferruginoso (4x-NX). Siglas: NX – nicois cruzados e NP – nicois paralelos 55
- Figura 43 – Mapa de distribuição das amostras dos minerais na área de estudo. A sigla HR indica os pontos estudados. Modificado de Miranda (2005).. 58
- Figura 44 – Frequência relativa de minerais transparentes presentes nas fácies Dm e Dl 59
- Figura 45 – Frequência relativa de minerais transparentes presentes nas fácies Ap, Abs, Ap, Act e Am 60
- Figura 46 – Porcentagens de minerais pesados transparentes presentes nas amostras de arenitos. Em vermelho, as amostras da matriz das fácies glaciais, em azul as amostras das fácies de *foreshore* e *shoreface*..... 60

- Figura 47 – Minerais transparentes de zircão presentes nas amostras dos arenitos. Detalhes A, B e C exibem grãos de zircão euedrais. Os detalhes D e E mostram grãos de zircão prismáticos. O detalhe F mostra grão de zircão anguloso. Os detalhes G e H exibem grãos de zircão subarredondados e os detalhes I e J mostram grãos de zircão muito arredondados 61
- Figura 48 – Grãos de turmalina presentes nas amostras de arenitos. Os detalhes A e B mostram grãos de prismáticos a euedrais. Os detalhes C e D exibem grãos angulosos. Os detalhes E e F mostram grãos prismáticos com bordas arredondadas. Os detalhes G e H exibem grãos subarredondados. Os detalhes I e J grãos arredondados..... 62
- Figura 49 – Grão de rutilo nas amostras de arenitos. O detalhe A mostra grão de rutilo prismático. Os detalhes B, C e D exibem grãos de subarredondados..... 63
- Figura 50 – Grãos de anatásio nas amostras estudadas..... 63
- Figura 51 – Frequência média dos tipos de zircão presentes nas amostras da zona de influência glacial..... 64
- Figura 52 – Frequência média dos tipos de zircão presentes nas amostras das areias de *shoreface* e *foreshore* de Presidente Figueiredo..... 65
- Figura 53 – Mapa geológico da área de estudo com os limites estratigráficos estabelecidos nos estudos de Soares (1998), Soares *et al.* (2005), Santos (2012) e Soares (2013), bem como as faixas das biozonas definidas por Melo & Loboziak (2003), Grahn & Melo (2003) e Steemans *et al.* (2008). Modificado de Miranda (2005)..... 69
- Figura 54 – Mapa geológico da área de estudo com os pontos analisados para palinologia. Os limites geológicos entre as unidades foram estabelecidos com base nos estudos de Soares (1998), Soares *et al.* (2005), Santos (2012) e Soares (2013), bem como as faixas das biozonas definidas por Melo & Loboziak (2003), Grahn & Melo (2003) e Steemans *et al.* (2008). Modificado de Miranda (2005)..... 71
- Figura 55 – Palinomorfos encontrados nos pontos HR-56 e HR-57. A) *Knoxisporites concentricus*. B) *Ambitisporites avitus*. C) *Multiplicisphaeridium* spp. D) Quitinozoário. E) *Brochotriletes foveolatus*. F) Escolocodonte. G) *Leiofusa flagellaris*. H) ?*Ozotobrachion* spp. I) *Chelinospora* spp. J) *Cymbosporites verrucosus* 72
- Figura 56 – Palinomorfos encontrados no Ponto HR-02. A) *Cymbosporites verrucosus*. B) *Tyligmasoma alargadum*. C) *Emphanisporites rotatus*. D) *Chelinospora* spp. E) *Dictyotriletes* spp. F) *cf. Diexallophasis* sp. G) *cf. Gorgonisphaeridium* spp. H) *Retusotriletes rugulatus*. I) *Veryhachium downiei* 73

- Figura 57 – Palinomorfos encontrados no ponto HR-16. A) ?*Tetraedraletes* spp. B) *Rugospora* sp. C) *Retusotriletes* spp. D) ?*Anaplanisporites* spp. E) *Apiculatiretusispora* sp. F) *Chelinospora* spp 74
- Figura 58 – Palinomorfos encontrados no Ponto HR-20. A) ?*Coronaspora* spp. B) ?*Acanthotriletes* spp. C) *Hoegisphaera* cf. *H. glabra*. D) *Leiosphaeridium* spp. E) *Amicosporites splendidus*. F) *Chelinospora cantábrica*. G) *Retusotriletes* spp. H) *Leiotriletes* spp I) Quitinozoário .. 75
- Figura 59 – Palinomorfos encontrados no ponto HR-33. A) *Tasmanites* spp. B) *Chelinospora* spp. C) ?*Synorisporites* spp. D) *Retusotriletes* spp..... 75
- Figura 60 – Palinomorfos encontrados no Ponto UT-06. A) ?*Acritarco*. B) ?*Licospora* spp. C) *Apiculatiretusispora* sp. D) *Calamospora* spp. E) ?*Leiozonatisporis* spp. F) *Leiotriletes* spp. G) ?*Pseudodyadospora* spp. H) *Lophozonotriletes* spp. I) ?*Archaeozonotriletes* spp..... 76
- Figura 61 – Conjuntos de fraturas longitudinais e transversais observados nos pontos HR-21 e HR-28 no córrego Tucumanduba 77
- Figura 62 – Conjuntos de fraturas longitudinais e transversais, anotado no ponto HR-21 78
- Figura 63 – Atitudes das superfícies de fraturas agrupadas em dois conjuntos, anotadas no afloramento do ponto HR-21 e lançadas no estereograma de *Schmidt* 79
- Figura 64. – Conjunto de fraturas longitudinais e transversais, anotado no ponto HR-28 80
- Figura 65 – Atitudes das superfícies de fraturas agrupadas em dois conjuntos, anotadas no afloramento do ponto HR-28 e lançadas no estereograma de *Schmidt* 80
- Figura 66 – Mapa Geológico com a faixa paleozoica (Grupo Trombetas) definida pela CPRM (2006) 82
- Figura 67 – Formas diversas de clastos facetados e estriados. A e B) Seixos estriados e facetados da Formação Curiri (Bacia do Amazonas, Glaciação Devoniana) (Caputo & Crowell 1985; Caputo 2008). C) Seixo facetado da Formação Cabeças (Bacia do Parnaíba, Glaciação Devoniana) (Caputo & Ponciano 2010). D) Seixos facetados e estriados pertencentes ao Grupo Itararé (Bacia do Paraná, Glaciação Permo-Carbonífera) (Assine & Vesely 2008). E) Matacão facetado com forma típica de “ferro de engomar” na Formação Serra Azul (Bacia dos Parecis, Glaciação Neoproterozoica). (Figueiredo & Alvarenga 2008). F) Clasto facetado e estriado da Formação Ccatcca do Grupo Ambo (Glaciação Devoniana) (Isaacson *et al.* 2008) 83

- Figura 68 – Seção colunar desenvolvida no Grupo Ktaoua (Marrocos), mostrando diamictito grosseiro com arcabouço fechado, limitado no topo e na base por fácies marinhas mais finas (areias muito finas e siltitos). O detalhe B mostra conglomerado maciço composto por arenitos envolvidos em matriz grossa e grânulos de quartzo. O detalhe D mostra conglomerados com gradação moderada em estruturas de canal. O detalhe G mostra clasto facetado e estriado imerso em folhelho (*dropstone*). Modificada de Clerc *et al.* (2013)..... 85
- Figura 69 – Diamictitos grosseiros mal selecionados depositados na morena terminal na localidade de Aoraki na Nova Zelândia (Glacial Tasman) (Alean & Hambrey 2008)..... 86
- Figura 70 – Blocos diagramas esquemáticos (fases A a D) ilustrando as etapas de reconstituição paleoambiental para a região de Presidente Figueiredo (incluindo a Vila de Balbina) no Siluriano 88

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Resumo das descrições de fácies e interpretações dos processos sedimentares.....	30
Tabela 2 – Frequência relativa dos minerais pesados transparentes nas lâminas dos depósitos glaciais fácies Dm e Dl analisadas	58
Tabela 3 – Frequência relativa dos minerais pesados transparentes nas fácies Ap, Abs, Ap, Act e Am.....	59
Tabela 4 – Frequência relativa dos tipos de grão de zircão presentes na zona de influencia glacial	64
Tabela 5 – Frequência relativa de grãos de minerais pesados transparentes nas fácies de <i>shoreface</i> e <i>foreshore</i>	65

RESUMO

Na região de Presidente Figueiredo, borda norte da Bacia do Amazonas, aflora a faixa sedimentar paleozoica, de direção geral E-W, constituída pelas sequências Ordovício-Siluriana e Devono-Tournasiana, sendo limitada ao sul pela Formação Alter do Chão. Com base em dados de testemunhos de sondagens e afloramentos, as sequências paleozoicas tem sido melhor estudadas em função da indústria do Petróleo, destacando-se nos estudos geológicos regionais as características dos ambientes de plataforma rasa e distal que predominaram na margem da bacia. Entretanto, pouco enfoque tem sido dado aos principais eventos climáticos que atuaram na deposição, como as duas glaciações do Siluriano e Devoniano, que deixaram registros no pacote sedimentar. Estudos realizados em afloramentos (estradas e rios) do Município de Presidente Figueiredo propiciaram a individualização de 9 fácies sedimentares marinhas e glaciais relacionadas às zonas de *shoreface* (inferior e superior) e *foreshore* e, em particular, ao evento glacial superimposto. Este estudo descreve pela primeira vez a ocorrência de diamictitos grosseiros (polimíticos) nas proximidades da Vila de Balbina, que juntos aos estudos anteriores, ajudaram a delimitar uma zona de ocorrência dos depósitos glaciais, de direção geral E-W, que se estendem por cerca de 80 km nesta porção da borda norte. Este diamictito apresenta distribuição areal restrita, sendo constituído predominantemente por blocos e seixos de quartzo-arenitos, argilitos e quartzo, de diversas formas e tamanhos, imersos em matriz arenítica fina a grossa, mal selecionada. A distribuição intraformacional desta fácies, a qual ocorre intercalada às fácies de *foreshore*, aliada a ocorrência na mesma de seixos facetados e estriados, permite atribuir sua origem a atividade glacial. As análises palinológicas realizadas nas fácies pelíticas foram inconclusivas na definição da idade, permitindo posicioná-las no intervalo Siluro-Devoniano. Entretanto, com base em dados palinológicos obtidos de estudos anteriores, a origem do diamictito estudado foi associada à glaciação siluriana que atuou na bacia.

A sucessão estratigráfica das unidades Siluro-Devonianas da área de estudo, permitiu interpretar 3 episódios deposicionais: A) deposição de sedimentos de *shoreface* e *foreshore* durante a nível de mar mais elevado, B) evento glacial com a deposição de diamictitos polimíticos em morenas terminais e/ou supraglacial durante período de mar baixo e C) deposição de depósitos de *foreshore* relacionada à nova subida do nível do mar recobrando as demais unidades.

Palavras chave: Fácies litorâneas e glaciais, Glaciação Siluriana, Bacia do Amazonas, Presidente Figueiredo.

ABSTRACT

In the region of Presidente Figueiredo, on the North edge of the Amazon Basin, an elongated outcroppings belt follows a general E-W trend, related to Ordovician-Silurian and Devono-Tournasian sequences. The belt is bordered to the South by a Cretaceous stratigraphic unit. Based on data from rock samples and outcrops, the Paleozoic sequence has been best studied in function of the oil industry, with emphasis on regional geological studies that characterize shallow and distal platform environments that predominated in the basin at that time. However, little focus has been given to the main events that acted in the basin, as the two Silurian and Devonian glaciations, which left records in the sedimentary package. Studies in outcrops (roads and rivers) in the Presidente Figueiredo municipality propitiated the individualization of 9 sedimentary and glacial facies related to *shoreface* (lower and upper) and *foreshore* zones, and particularly, to a superimposed glacial event. This study describes for the first time the occurrence of coarse diamictite (polymictic) near the Balbina Village. Together with earlier studies, it was possible to delimit the area of glacial deposits, of general E-W direction, which extends approximately 80 km in this portion of the north border. This diamictite presents restricted areal distribution, being constituted predominantly by blocks and pebbles of quartz-sandstones, mudstones, and quartz, of various shapes and sizes, immersed in a poorly selected fine and coarse sandstone matrix. The intraformational distribution of this facies, which occurs interbedded in the *foreshore* facies, combined with the occurrence of faceted and striated pebbles, allows assigning it to a glacial origin. The palynological analysis, carried out in the studied facies, was inconclusive in the definition of age, allowing to positioning them in a wide Siluro-Devonian interval. However, based on palynological data obtained from previous works by many investigators, the origin of the diamictite was associated with the Silurian glaciation which occurred in the basin.

The stratigraphic succession of the Siluro-Devonian units in the studied area, allowed to interpret 3 depositional episodes: A) sediments deposition on shoreface and foreshore environments during a higher sea level, B) glacial event with polymictic diamictites deposition terminal moraines and/or supraglacial during a period sea level fall and C) deposition of foreshore deposits related to a new sea level rise covering the remaining units.

Key words: Littoral and glacial facies, Silurian Glaciation, Amazon Basin, Presidente Figueiredo.

1. INTRODUÇÃO

A Bacia Intracratônica do Amazonas se encontra distribuída pelos estados do Amazonas, Pará e Amapá, mostrando em seu arcabouço estratigráfico duas megassequências de primeira ordem (paleozoica e mesozoica-cenozoica) (Cunha *et al.* 2007). A primeira é a mais expressiva dentro da bacia sendo constituída por 4 sequências de segunda ordem, além de registros de 4 importantes eventos glaciais, no Siluriano, Devoniano e Carbonífero.

A integração de dados geológicos e palinológicos diversos (Grahm & Melo 2003; Melo & Loboziak 2003; Soares *et al.* 2005; Steemans *et al.* 2008 e Soares 2013) permitiu definir na região de Presidente Figueiredo, borda norte da Bacia do Amazonas, sequências Ordovício-Devoniana (formações Nhamundá e Manacapuru) e Devono-Tournasiana (formações Ererê e Barreirinha), características de ambiente plataformal raso a distal, distribuídas em faixas alongadas de direção geral E-W. Nesta região, estas sequências estão parcialmente recobertas pela sequência Cretácea (Formação Alter do Chão) de ambiente flúvio-deltaico lacustre.

Depósitos glaciogênicos (diamictitos e arenitos foliados) foram identificados em afloramentos da Formação Nhamundá (Grupo Trombetas) na região de Presidente Figueiredo, por Soares (1998) e Soares *et al.* (2005), intercalados às fácies sedimentares marinhas de *foreshore* e *shoreface*. Nesta formação, Caputo *et al.* (1971); Carozzi *et al.* (1973); Caputo & Crowell (1985) e Grahm & Paris (1992) também identificaram diamictitos glaciais de textura heterogênea com seixos de natureza diversa imersos em matriz siltico-argilosa.

Portanto, visando ampliar o conhecimento geológico da região de Presidente Figueiredo, borda norte da Bacia do Amazonas, este Projeto de Mestrado descreve novas ocorrências de fácies sedimentares paleozoicas de *foreshore*, *shoreface* e glacial (diamictito polimíctico). Apesar dos dados palinológicos obtidos nos depósitos estudados serem ainda inconclusivos, os mesmos permitiram posicionar as fácies no intervalo Siluro-Devoniano. Em particular, vamos considerar para as fácies glaciais (Dm e DI) estudadas, a idade Landoveriana a Wenlockiana obtidas por Melo (1997) e Melo & Steemans (1997) para outros depósitos glaciais da mesma região. Portanto, os diamictitos com os clastos facetados e estriados foram associados à Formação Nhamundá e corroboram com as evidências glaciais descritas nesta formação por Caputo *et al.* (1971), Carozzi *et al.* (1973), Caputo & Crowell (1985), Grahm (1991 e 1992), Grahm & Paris (1992), Soares (1998) e Soares *et al.* (2005). Esta nova descoberta ajudou a delimitar na região de Presidente Figueiredo a faixa de ocorrência de depósitos glaciais que se estendem por cerca de 80 km.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo Geral

Este trabalho visa o estudo de fácies sedimentares marinhas e glaciais da sequência sedimentar Siluro-Devoniana aflorante na porção sudeste do município de Presidente Figueiredo, borda norte da Bacia do Amazonas.

2.2. Objetivos Específicos

- 1) Confecção de um mapa geológico destacando as principais faixas de ocorrências das sequências sedimentares Siluro-Devoniana aflorantes, incluindo os depósitos glaciais;
- 2) Análise de fácies sedimentares das sequências estudadas, auxiliada por estudos petrográficos e de minerais pesados, visando definir o arcabouço estratigráfico regional e a obtenção de dados sobre a proveniência;
- 3) Datação palinológica das unidades aflorantes;
- 4) Proposição de um modelo deposicional com base na integração de dados sedimentológicos, estratigráficos e palinológicos.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo localiza-se no município de Presidente Figueiredo ($1^{\circ}53'05''\text{S}$ – $60^{\circ}05'00''\text{W}$; $1^{\circ}53'05''\text{S}$ – $59^{\circ}22'13''\text{W}$; $2^{\circ}08'58''\text{S}$ – $59^{\circ}22'13''\text{W}$ e $2^{\circ}08'58''\text{S}$ – $60^{\circ}05'00''\text{W}$), que tem como principais vias de acesso as rodovias BR-174 (Manaus-Boa Vista) e AM-240 (Presidente Figueiredo-Vila de Balbina) além de estradas secundárias, igarapés e cachoeiras (Figura 1).

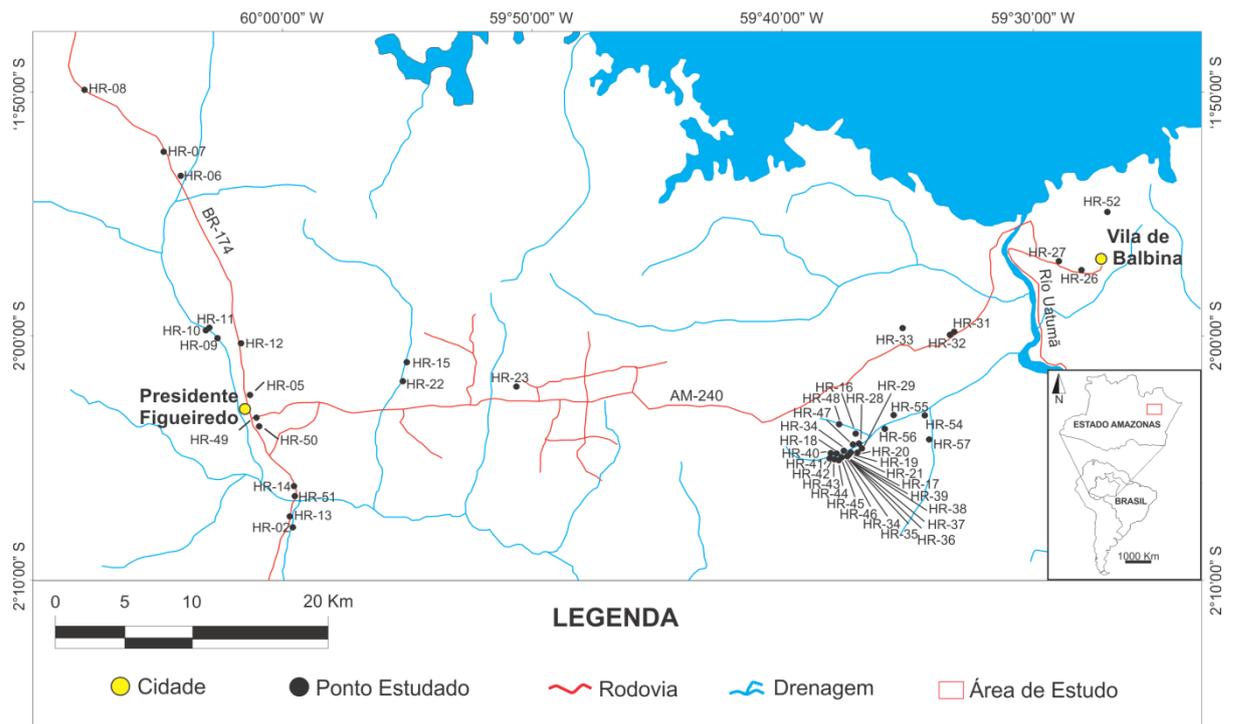


Figura 1 – Mapa de localização e acesso à área estudada. A sigla HR indica os locais estudados. Modificado de Miranda (2005)

4. METODOLOGIA

4.1. Levantamento Bibliográfico

Na compilação de dados bibliográficos, foram enfocados os temas relacionados aos métodos sedimentológicos (análises granulométricas, texturas e minerais pesados), estratigráficos, ambientes de sedimentação (marinhos e glaciais), estruturas glaciectônicas, entre outros.

4.2. Análise de Sensoriamento Remoto

Neste estudo foram utilizadas imagens do projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) obtidas de sensores a bordo do ônibus espacial *Endeavour*, imagens de satélite (Landsat 7) do ano 2005, na escala 1:250.000, adquiridas no site www.relevobr.cnpm.embrapa.br (Brasil em Relevo) (Miranda 2005). De forma complementar, foram utilizadas mapas da CPRM (2006 e 2010), na escala 1:1.000.000, além de cartas topográficas disponíveis em escala 1:100.000 cedidas pela 4ª Divisão de Levantamento do Exército Brasileiro (4DL). As imagens ajudaram na identificação das principais unidades estratigráficas e vias de acesso da região.

4.3. Levantamento Geológico de Campo e Coleta Sistemática de Amostras

Esta etapa consistiu em levantamentos e descrições geológicas dos afloramentos estudados e coleta sistemática de amostras nos rios, cavernas, cachoeiras e rodovias (BR-174 e AM-240), além de estradas secundárias. Esta etapa foi efetuada em vários períodos (22 e 23/11/2012, 20 e 21/12/2012, 14 e 15/11/2013, 21 a 23/11/2013 e 27 a 29/11/2013) durante os verões, quando os rios estavam com nível baixo.

Nos afloramentos escolhidos foram elaboradas 7 seções colunares e 23 seções panorâmicas. As seções colunares são representações gráficas de sequências e das relações estratigráficas das unidades rochosas numa região, onde as litologias são representadas por símbolos padronizados e as espessuras são representadas em escala (Suguió 1973). As seções panorâmicas são parte de composições e superposições parciais de fotografias que permitem uma melhor visualização do aspecto geral do afloramento (Wisevic 1991). Para a montagem das seções colunares e panorâmicas utilizou-se o *software Corel Draw X3* (Version 13) empregado na elaboração de desenhos em escala.

A localização na área e/ou posicionamento dos afloramentos foi realizado através da

utilização do GPS (*Global Positioning System*) cujos dados de localização geográfica foram transferidos para um mapa da área utilizando o *software ArcGis* (Version 9.3). Este *software* pertence ao SIG (Sistema de Informação Geográfica/GIS) e ajuda a visualizar, criar, manipular e gerir a informação geográfica.

4.4. Análise de Fácies

Gressly (1938 *apud* Walker 1992; Barba 1999) deu início aos estudos científicos de rochas sedimentares e verificou que todas elas poderiam ser agrupadas em um número finito de tipos, de acordo com os aspectos das rochas descritas, com base na composição, cor, textura, granulometria, geometria e conteúdo fossilífero. A análise de fácies apresentada neste projeto seguiu as recomendações do estudo de Arnot *et al.* (1997), que inclui seções colunares e panorâmicas, sendo uma forma ideal para a interpretação dos processos sedimentares. Este método tem como objetivo a análise, o agrupamento por meio da associação de fácies, a caracterização das propriedades e as principais características das rochas para determinar processos, ambientes e subambientes sedimentares e sistemas deposicionais em que a rocha foi gerada. A análise de fácies, que incluiu a caracterização da litologia, textura, estruturas sedimentares, paleocorrentes e interpretação dos processos e ambientes deposicionais seguiu a concepção de Walker (1992) (Figura 2).

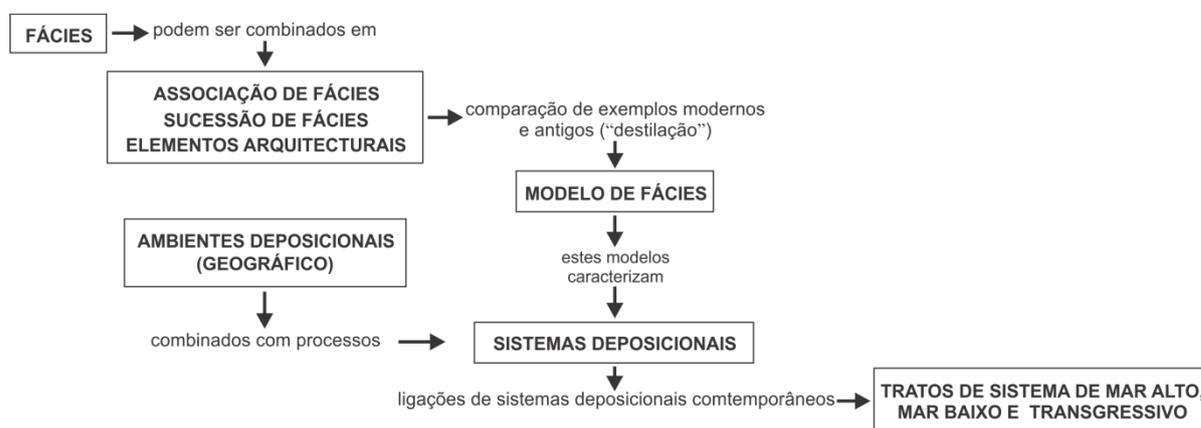


Figura 2 – Esquema ilustrando a relação entre fácies sedimentares, sistemas e ambientes deposicionais e tratos de sistema (Modificado de Walker 1992)

4.5. Análise Granulométrica

Foram realizadas análises granulométricos em 16 amostras arenosas no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geociências (DEGEO/UFAM). As amostras

selecionadas foram lavadas para retirar matéria orgânica e a fração silte/argila presentes nas amostras. Em seguida, foram levadas para a estufa (TECNAL-TE-394/1) a uma temperatura de 60° C (Figura 3A) durante 72 horas para a secagem total das amostras. Após a secagem separou-se cerca de 300 gramas de cada amostra para realizar a análise granulométrica nos intervalos <0,062, 0,062mm-0,088mm, 0,088mm-0,125mm, 0,125mm-0,177mm, 0,177mm-0,250mm, 0,250mm-0,350mm, 0,350mm-0,500mm, 0,500mm-0,700mm e 0,700mm até 1,00 mm. O processo do peneiramento foi realizado a seco usando um agitador mecânico de peneiras por um período de 20 minutos para cada amostra (Figura 3B). Com os dados foram obtidos os parâmetros estatísticos, representados em histogramas e gráficos de frequência acumulativa que foram comparados com os parâmetros granulométricos de Folk & Ward (1957). Na análise estatística foi utilizado o *software Sysgran 3.0*, que analisa a granulometria dos sedimentos, contando com uma rica saída gráfica que incluiu a medida dos momentos (média, mediana, seleção, assimetria e curtose), as frações granulométricas (percentual de cascalho, areia, silte e argila), a classificação litológica e os principais percentuais representados na plotagem da curva acumulativa.

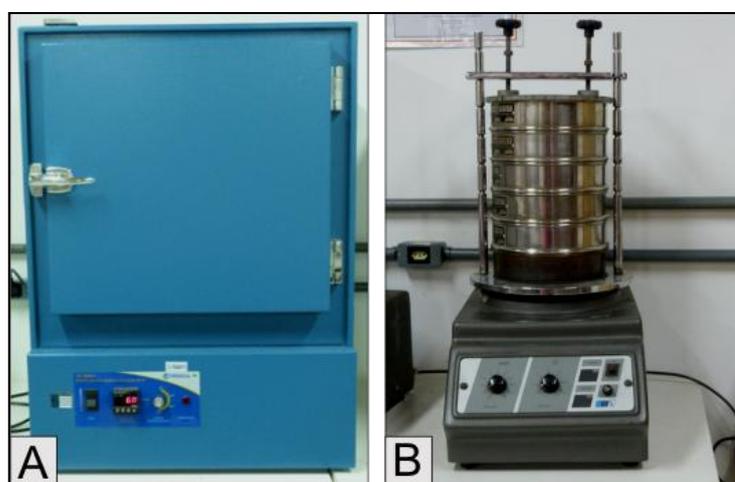


Figura 3 – A) Estufa TECNAL-TE-394/1 utilizada na secagem das amostras. B) Processo de peneiramento com o agitador mecânico

4.6. Separação de Minerais Pesados e Confecção de Lâminas de Grãos

Foi realizada a separação de minerais pesados em 22 amostras que resultou na confecção de igual numero de lâminas de grãos, utilizando as estruturas do Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geociências (DEGEO/UFAM). Na separação foi utilizada a fração de areia muito fina (0,062mm-0,125mm), já que neste intervalo os minerais

pesados são mais concentrados e com maior diversidade (Mange & Maurer 1992). Os minerais pesados e leves (Figura 4A) foram separados utilizando-se o líquido denso bromofórmio (CHBr_3), com densidade $2,89 \text{ g/cm}^3$, onde os grãos de minerais com peso específico superior ao do bromofórmio decantam enquanto os mais leves flutuam. Os minerais pesados foram recuperados em filtros de papel e lavados com álcool etílico para eliminar os resíduos do bromofórmio e posteriormente postos para secar na capela.

Para separar os minerais pesados transparentes dos opacos (ferromagnesianos) ainda restantes foi necessária a remoção dos minerais magnéticos, aplicando sobre eles o campo magnético de um ímã de mão (Figura 4B). Posteriormente, visando à limpeza dos grãos (possivelmente recobertos por cimento ferruginoso), parte das amostras foi submetida a banhos com ácido oxálico ($\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4$) com densidade de $1,653 \text{ g/cm}^3$, na concentração de 5% e aquecida a 50°C por várias horas (Figura 4C). Logo após ser retirado o excesso de ferro, os minerais pesados transparentes foram recuperados e postos para secar (Figura 4D).

Os grãos foram montados em lâminas de vidro com a utilização de uma resina não birrefringente (Bálsamo do Canadá com índice de refração = 1,54) aquecidas a cerca de 150°C (Figura 4E), sendo recobertas com lamínulas de vidro para fixação. Por último as lâminas de grão, foram etiquetadas e armazenadas em caixas apropriadas (Figura 4F).

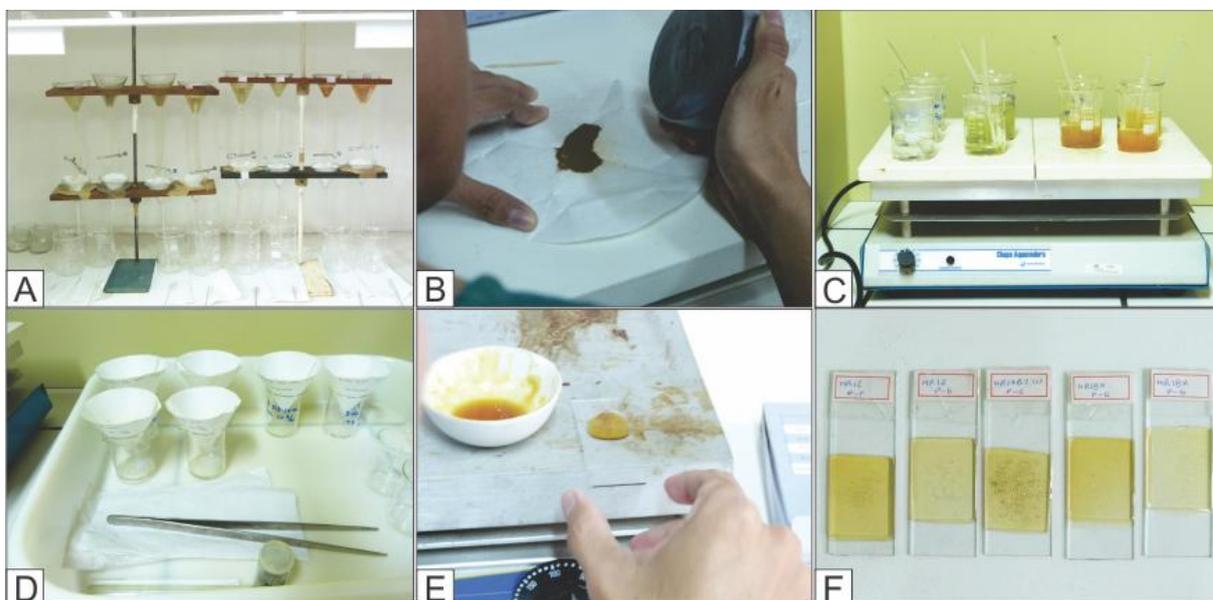


Figura 4 – A) Capela de exaustão de gases com funis de decantação para a separação gravimétrica dos minerais pesados, utilizando bromofórmio. B) Separação de minerais pesados transparentes e opacos (ferromagnesianos) utilizando ímã de mão. C) Limpeza dos minerais pesados com ácido oxálico. D) Secagem das amostras após várias lavagens E) Aplicação de Bálsamo do Canadá sobre a lamínula. F) Lâminas de minerais pesados etiquetadas

4.7. Confeção de Lâminas Delgadas

Foram confeccionadas 9 lâminas delgadas (6 de arenitos e 3 da matriz do diamictito) na CPRM (Serviço Geológico do Brasil), sede Manaus (AM). As amostras previamente orientadas foram cortadas com serra elétrica *Tyrolit* para obter dimensões apropriadas de 30x50mm de área. Uma das superfícies do tablete obtida é polida em politriz metalográfica a uma rotação de ~450 rpm com abrasivo (Alumina – Al_2O_3) de 320# (*mesh*/peneira) finalizando com um de 600#. Posteriormente, a amostra é levada à estufa por 6 horas a 70°C, e ainda quente é colada nela uma lâmina de vidro com araldite. Uma vez coladas, as amostra e a lâmina de vidro são levadas novamente para a estufa por 20 min. a 70°C, onde logo após esfriar, a amostra é rebaixada com a microserra *Hillquist*, se obtendo uma espessura aproximada de 2,5 mm (2,0 mm da lâmina + 0,5 mm da amostra). A amostra (tablete + lâmina de vidro) é desgastada no rebolo abrasivo até atingir uma espessura aproximada de 70 µm. O conjunto de tablete + lâmina de vidro vai ser submetido ao desgaste novamente com alumina (320#, finalizando com 600#) com a ajuda de um disco rotativo até que se obtenha uma superfície polida e com uma espessura de rocha da ordem dos 30 µm.

4.8. Análise Petrográfica de Lâminas de Grãos e Delgadas

A descrição das lâminas de grãos e delgadas foi realizada no Laboratório de Microscopia do PPGGEO-UFAM, utilizando o microscópio óptico (*Olympus-BX51*) com luz polarizada transmitida. As principais feições petrográficas das lâminas foram fotografadas com ajuda do *software Soft Imaging System/FIVE (Olympus Soft Imaging Solutions)* para a aquisição de imagens no microscópio.

Para a descrição das lâminas de grãos foram observadas feições diagnósticas características dos minerais, como forma, cor, propriedades óticas, clivagem, inclusões, alteração, zoneamento, etc.; descritas na literatura por Mange & Maurer (1992). Para as análises de avaliação quantitativa contaram-se até 300 grãos de minerais transparentes por lâmina fazendo uma varredura sistemática (Galehouse 1969) para a determinação das assembleias mineralógicas e frequências relativas dos diferentes minerais encontrados nas lâminas.

Em algumas lâminas foram contados todos os grãos pesados transparentes, já que algumas amostras não alcançaram o número almejado de 300 grãos e/ou outras foram descartadas já que não apresentaram minerais pesados transparentes suficientes para a

contagem e, seu conteúdo foi representado unicamente por minerais opacos, não incluídos na contagem geral.

Na análise da tipologia foram utilizados grãos de zircão (com contagem sistemática de aproximadamente 300 grãos/lâmina na fração areia muito fina), por ser este o mineral transparente mais abundante, onde o grau de arredondamento dos grãos se baseou na tabela de Powers (1953) (Figura 5).

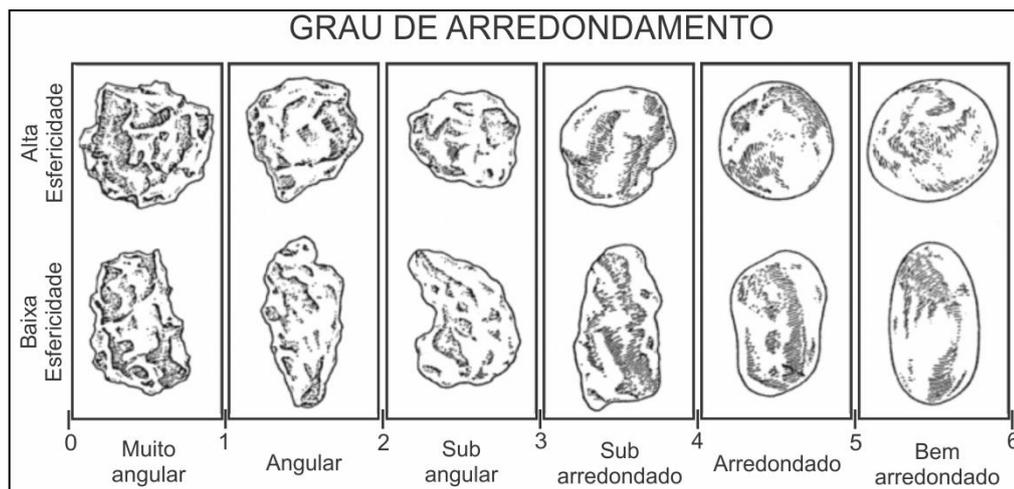


Figura 5 – Tabela do grau de arredondamento dos grãos segundo Powers (1953)

Os resultados da frequência relativa dos grãos foram representados em diagramas de barras (histogramas). A frequência média, utilizada na tipologia do zircão, é dada pela soma das porcentagens deste mineral em todas as amostras, dividido pelo número total de amostras, gerando uma média para o mineral em questão. Para a representação gráfica utilizou-se diagramas de rosetas ou pizza e histogramas. A descrição petrográfica dos minerais pesados visou à determinação da área fonte (Force 1980; Morton 1991; Morton & Hallsworth 1999).

A descrição das lâminas delgadas visou descrever e identificar os constituintes que compõem o arcabouço da rocha sedimentar (grãos, matriz, cimento e poros) para posterior classificação no diagrama de Pettijohn *et al.* (1987) (Figura 6). De forma complementar, o grau de arredondamento foi determinado com auxílio da tabela comparativa de Powers (1953) (Figura 5).

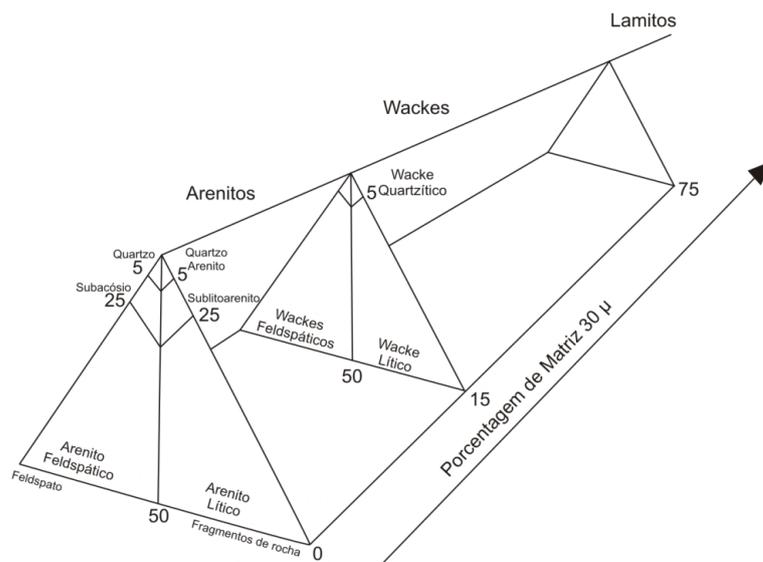


Figura 6 – Diagrama para classificação de rochas sedimentares (Segundo Pettijonh *et al.* 1987)

4.9. Datação Palinológica

O termo palinologia foi utilizado por Hyde & Williams em 1944 para denominar o estudo dos grãos de pólen e esporos. Ao longo dos anos, este método tem sido apresentado como uma ferramenta importante em estudos de reconstrução paleoambiental e paleoclimática, na elaboração de zoneamentos bioestratigráficos; em correlação estratigráfica e na datação de unidades geológicas em todo o mundo.

Este método foi utilizado em 23 amostras de pelitos da área de estudo pelo Geólogo Dr. Rodolfo Dino no Laboratório de Palinomacerais do Departamento de Estratigrafia e Paleontologia (DEPA) da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ. O processamento começa com a desagregação mecânica do material e com ataques químicos para obter um resíduo isento de material orgânico e húmico. A lavagem é iniciada com ácido clorídrico concentrado (HCl a 32%) com o fim de eliminar possíveis carbonatos (2 horas), depois a amostra sofre um ataque com ácido fluorídrico concentrado (HF a 40%), visando a eliminação de silicatos (12 horas) e posteriormente é adicionado ácido clorídrico diluído (HCl a 10%) para a eliminação de fluorsilicato que se formou durante o processo anterior. Para eliminar as frações grosseiras e proporcionar a concentração dos palinomorfos a amostra é peneirada com uma malha de 200 μm . O material resultante sofre um ataque com ácido nítrico concentrado (HNO_3) juntamente com clorato de potássio (KClO_3) com duração de 15 minutos. Posteriormente, se adiciona ao material cloreto de zinco

(ZnCl₂) durante 20 minutos para separar o material pesado do material mais leve (separação por flotação) e, finalmente, o material resultante é peneirado numa malha de 10 µm e montada a lâmina palinológica.

Na Bacia do Amazonas, várias unidades sedimentares tem sido datadas por este método, especificamente em testemunhos de sondagens da PETROBRAS por Daemon & Contreiras (1971), Grahn & Melo (2003), Melo & Loboziak (2003), Cardoso (2005), Grahn (2005), Cardoso & Rodrigues (2005), Scmazzon & Lemos (2005) e Steemans *et al.* (2008). Entretanto, este método tem sido pouco aplicado em estudos de afloramentos da bacia, destacando-se as contribuições de Soares (1998) e Soares *et. al* (2005), Smaniotto (2010) e Dino *et al.* (2012).

4.10. Análise Estrutural

O objetivo da análise estrutural foi descrever tanto física como geometricamente as estruturas tectônicas encontradas na área de estudo. Estas estruturas são resultantes das reações aos deslocamentos dos corpos rochosos que podem gerar feições planares como: foliações, lineações, clivagens, dobras e falhas (Marshak & Mitra 1998). Os resultados das reações ou ações dos esforços são registrados em fases de deformações durante determinados intervalos de tempo.

Para registrar e coletar os dados estruturais a partir dos indicadores cinemáticos ou de esforços (compressionais e/ou extensionais) nos afloramentos estudados se utilizou uma bússola tipo *Brunton*, onde foram medidas as orientações e mergulhos das estruturas planares e lineares encontradas nas camadas, segundo a proposta de Ramsay & Huber (1983 e 1987) e Hancock (1994). As estruturas planares foram representadas pela letra grega σ (sigma) e ordenadas por índices (σ_1 , σ_2 , σ_3) onde σ_1 é referido para a feição planar máxima, σ_2 intermediária e σ_3 mínima. Esses dados foram empregados na análise geométrica e cinemática, como objetivo de diferenciar e caracterizar o tipo e a fase de deformação que afetou a rocha. O estudo geométrico foi utilizado na definição da natureza, no comportamento espacial e nas relações de superposição das estruturas, enquanto o estudo cinemático indica o sentido de movimento entre os blocos rochosos. Para precisar ou predizer o possível movimento, os dados obtidos em campo foram plotados no estereograma de *Schmidt* construídos a partir do *software Stereonet Wind 8.1*.

5. GEOLOGIA REGIONAL DA BACIA DO AMAZONAS

5.1. Generalidades

Na região norte do Brasil situa-se a bacia intracratônica do Amazonas (Cunha *et al.* 2007) que ocupa uma superfície aproximada de 500.000 km², abrangendo parte dos estados do Amazonas, Pará e Amapá (Bahia 2007; Cunha *et al.* 2007; Matsuda *et al.* 2010; Santos *et al.* 2011). A bacia se encontra inserida no Cráton Amazônico (Cunha *et al.* 2007) e apresenta configuração alongada no sentido WSW-ENE, sendo limitada ao norte e ao sul, pelos escudos das Guianas e Brasileiro respectivamente, ao leste pelo Arco de Gurupá que a separa da Bacia do Marajó e, ao oeste, pelo Arco de Purus que a separa da Bacia do Solimões (Wanderley Filho *et al.* 2005; Cunha *et al.* 2007; Santos *et al.* 2011) (Figura 7). As direções estruturais presentes no embasamento são principalmente NW-SE e correspondem também aos limites das províncias geocronológicas da Amazônia (Matsuda *et al.* 2010).

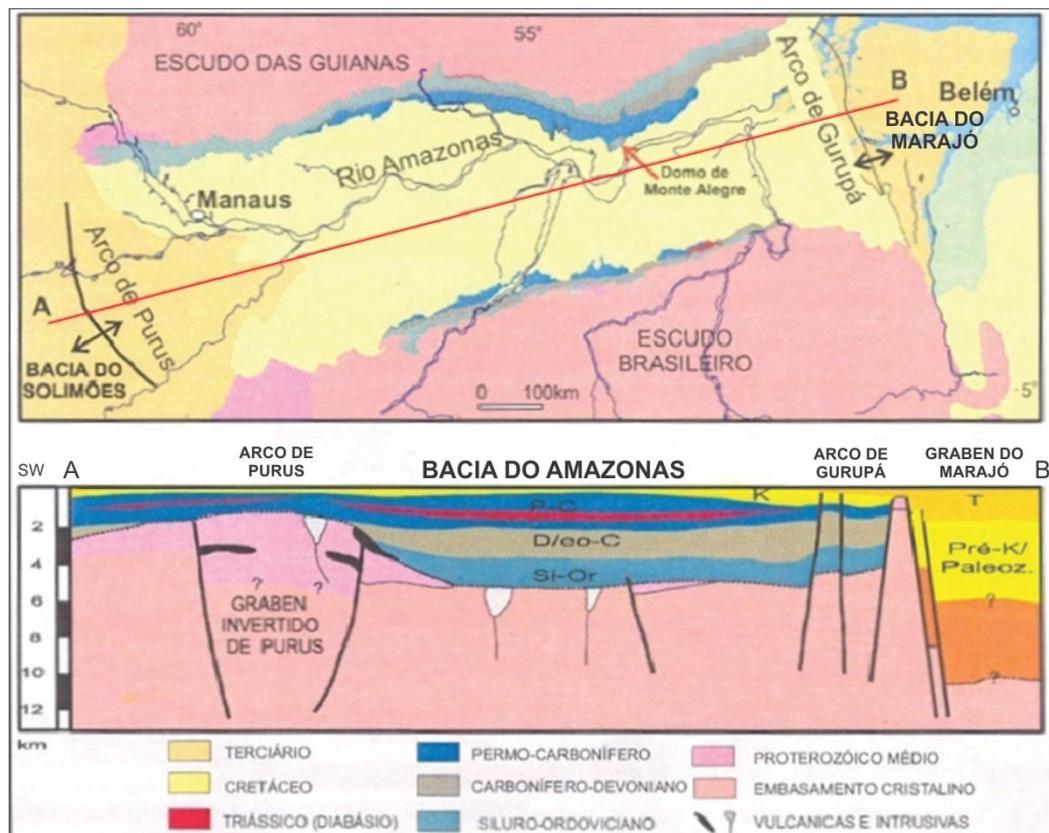


Figura 7 – Mapa Geológico e seção longitudinal (A - B) da Bacia do Amazonas mostrando as sequências sedimentares paleozoica e cretácea-terciária. (Wanderley Filho *et al.* 2005)

Apesar da enorme extensão da Bacia do Amazonas, os afloramentos das unidades

sedimentares paleozoicas se concentram principalmente nas bordas norte e sul em faixas de afloramentos, já que em grande parte da bacia, essas unidades são encobertas por depósitos cretáceo-cenozoicos (Wanderley Filho *et al.* 2005). Além disso, o estudo destas unidades é dificultado pela falta de acesso por rodovias e densa cobertura de vegetação e de solo.

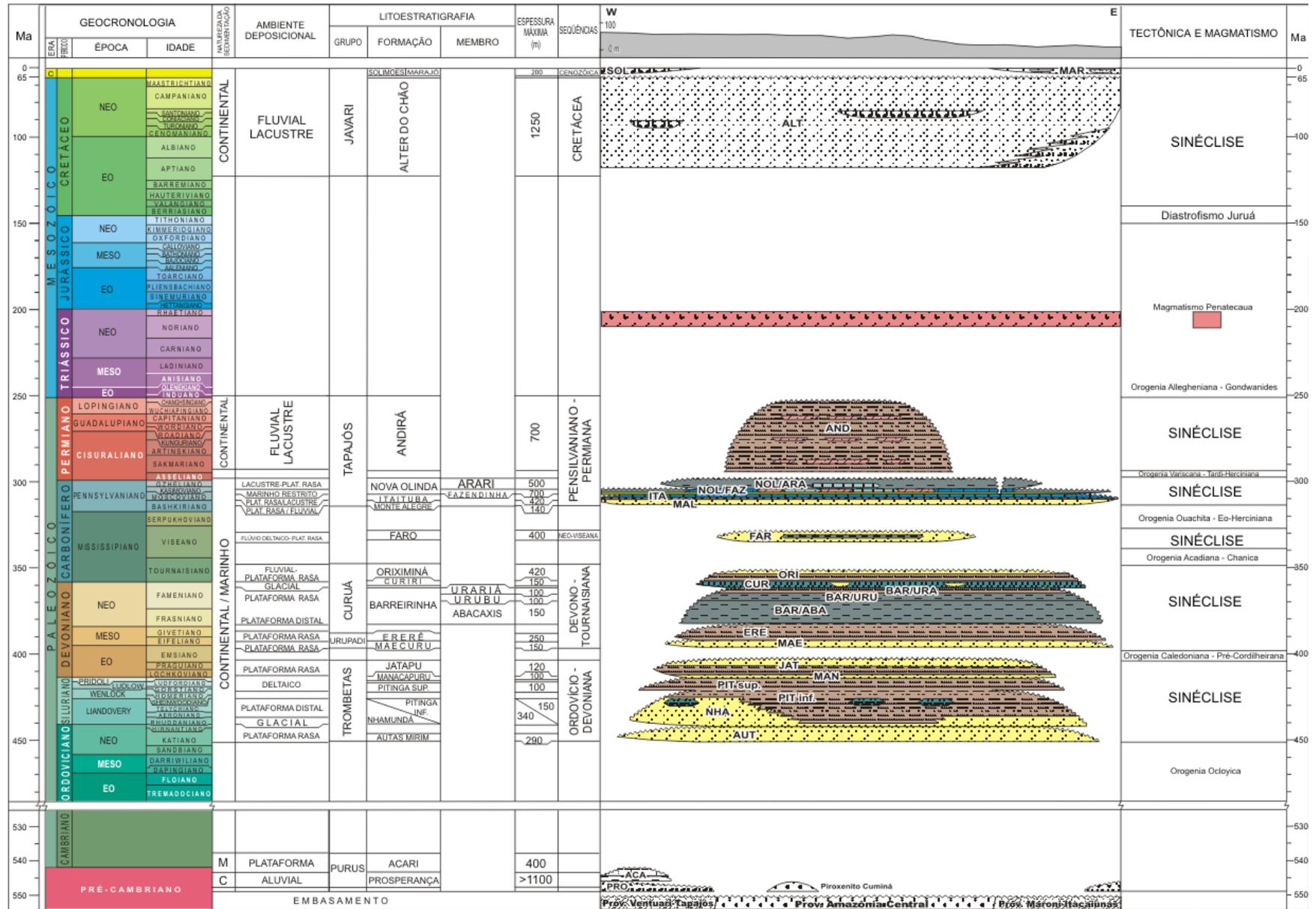
5.2. Estratigrafia da Bacia do Amazonas

O preenchimento da bacia esta conformado principalmente por rochas sedimentares e ígneas, o qual se caracteriza por duas megassequências de primeira ordem que totalizam mais de 5.000 metros do arcabouço estratigráfico (Cunha *et al.* 2007; Matsuda *et al.* 2010), conforme ilustrado na carta estratigráfica (Figura 8).

A primeira megassequência paleozoica é constituída por quatro sequências de segunda ordem depositadas em ciclos transgressivo-regressivos. A sequência inicial, Ordovício-Devoniana, apresenta alternâncias de sedimentos marinhos e glaciais correspondente ao Grupo Trombetas, o qual é constituído pelas formações Autás Mirim (arenitos e folhelhos neríticos), Nhamundá (arenitos neríticos e depósitos glaciogênicos), Pitinga (folhelhos marinhos), Manacapuru (arenitos e pelitos neríticos e litorâneos) e Jatapu (arenitos e siltitos marinhos parálisos) (Cunha *et al.* 2007).

A sequência Devono-Tournaisiana (grupos Urupadi e Curuá) representa um estágio deposicional marinho com incursões glaciais (Cunha *et al.* 2007; Matsuda *et al.* 2010). O Grupo Urupadi reúne as formações Maecuru (arenitos e pelitos neríticos deltaicos) e Ererê (siltitos, folhelhos e arenitos neríticos e deltaicos), enquanto o Grupo Curuá é constituído pelas formações Barreirinha (folhelhos negros de ambiente marinho distal e euxínico), Curiri (diamictitos, folhelhos e siltitos de ambientes glacial a periglacial) e Oriximiná (diamictitos, arenitos e pelitos fluviais regressivos).

A sequência Neoviseana é representada isoladamente pela Formação Faro composta de arenitos flúvio-deltaicos e litorâneos com influência de tempestades (Cunha *et al.* 2007) e diamictitos glaciais (Caputo *et al.* 2008). A ultima sequência, Pensilvaniana-Permiana, compreende a sedimentação continental e marinha do Grupo Tapajós, o qual é constituído pelas formações Monte Alegre (arenitos eólicos intercalados com siltitos e folhelhos de interdunas e lagos de ambiente desértico gradando para marinho raso), Itaituba e Nova Olinda (calcários de inframaré e evaporitos de planície de *sabkha*) e, a Formação Andirá (siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados do ambiente continental fluvial-lacustre) (Caputo 1984; Cunha *et al.* 2007).



A segunda megasequência (Mesozoico-Cenozoica) é constituída por um conjunto de rochas cretáceas-terciárias do Grupo Javari, representado principalmente pela Formação Alter do Chão e, secundariamente, pelas formações Solimões e Marajó (Cunha *et al.* 2007). A Formação Alter do Chão é composta de arenitos e pelitos intercalados com conglomerados depositados em ambiente fluvial-deltaico-lacustre (Cunha *et al.* 1994; Nogueira *et al.* 1997; Dino *et al.* 1999). A Formação Solimões, constituída por pelitos com níveis fossilíferos (restos vegetais e conchas de moluscos) é característica de ambiente deltaico-lacustre, e dispõe-se discordantemente sobre a Formação Alter do Chão na porção oeste da bacia (Cunha *et al.* 2007). A Formação Marajó é constituída por sedimentos lamosos e arenosos miocenos (França & Souza Filho 2006) e ocorre em forma de cunha na porção leste da bacia. Somente em estudos recentes, depósitos comprovadamente miocenos foram descritos em afloramentos na porção central da Bacia do Amazonas, sendo denominados informalmente de Formação Novo Remanso por Rozo (2004), Rozo *et al.* (2005) e Soares (2007). Esta formação é constituída predominantemente por arenitos, com pelitos e conglomerados subordinados, os quais são característicos de ambientes de planície de inundação e canal fluvial relacionados a um paleossistema fluvial meandrante (Dino *et al.* 2012). Com base em trabalhos anteriores (Daemon & Contreiras 1971; Daemon 1975; Dino *et al.* 1999, 2000; Cunha *et al.* 2007), Caputo (2011) discute a idade cretácea proposta para a Formação Alter do Chão, propondo à mesma uma idade Paleocena-Miocena, além de indicar uma nova unidade cretácea para a bacia, denominada de Formação Jazida da Fazendinha, composta por arenitos, folhelhos e conglomerados deltaicos.

5.3. Arcabouço Estratigráfico da Região de Presidente Figueiredo

Estudos geológicos regionais na Borda Norte da Bacia do Amazonas mostram unidades do embasamento paleoproterozóico (Tassinari & Macambira 1999, 2004; Tassinari *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000) que abrangem rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Santos *et al.* 2004; Ferron *et al.* 2006; Valério *et al.* 2009) e rochas plutônicas das Suítes Intrusivas Água Branca e Mapuera que são compostas por granitóides (monzogranitos, granodioritos e dioritos), vulcânicas e piroclásticas ácidas (Almeida 2006; Valério *et al.* 2006; Marques *et al.* 2007; Valério 2011). Estas unidades são seccionadas por veios, de dimensões centimétricas a métricas, de quartzo e pegmatítico (quartzo, feldspato e mica) (Figura 9) (Souza & Nogueira 2009; Marques 2010; Souza 2012).

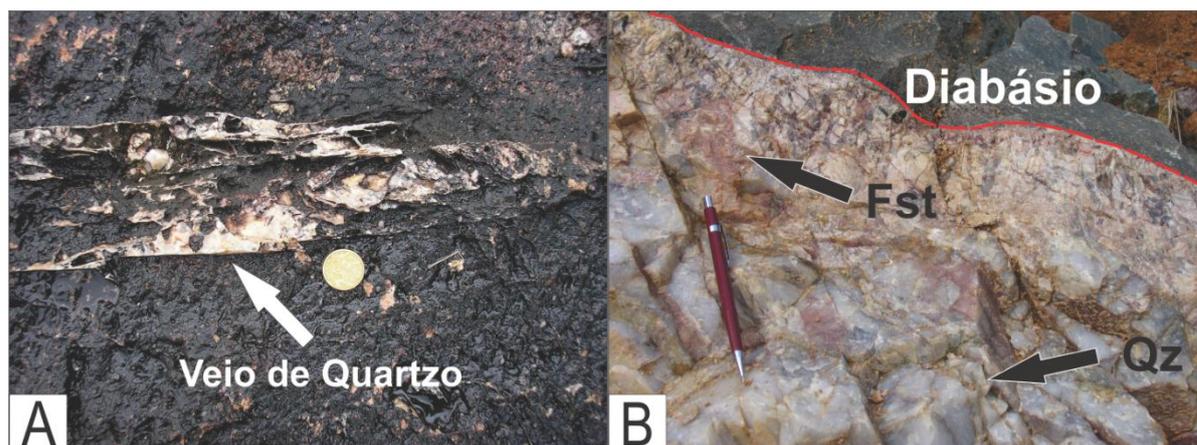


Figura 9 – A) Veio de quartzo, de dimensão centimétrica, seccionando rocha vulcânica do Grupo Iricoumé na Pedreira Samauma. B) Veio pegmatítico seccionando corpo de diabásio da Suíte Intrusiva Mapuera na Pedreira Figueiredo. Siglas: Fst- feldspato e Qz-quartzo

Sobreposto ao embasamento cristalino ocorrem rochas siliciclásticas neoproterozóicas da Formação Prosperança, constituída por conglomerados, arenitos e pelitos (Souza & Nogueira 2009; Barbosa & Nogueira 2011). As unidades paleozoicas da região de Presidente Figueiredo compreende principalmente rochas do Grupo Trombetas (Caputo *et al.* 1971; Caputo 1984; Nogueira *et al.* 1999; Cunha *et al.* 2007), sendo limitadas ao sul pela unidade cretácea representada pela Formação Alter do Chão, a qual ocorre também isolada em *grabens* sobre as unidades paleozoicas (Nogueira *et al.* 1997; Nogueira *et al.* 1999, Souza & Nogueira 2009).

No Município Presidente Figueiredo (incluindo a Vila de Balbina) estudos geocronológicos e faciográficos ainda são escassos. Neste contexto, destacam-se os trabalhos palinológicos de Grahn & Melo (2003), Melo & Loboziak (2003) e Steemans *et al.* (2008) obtidos nas regiões dos rios Urubu, Uatumã e Abacate, que mostram a ocorrência de biozonas Siluro-Devonianas em depósitos das formações Manacapuru (Eolochkoviana), Ererê (Neoeifeliana-Eogivetiana) e Barreirinha (Fransniana). Além disso, estudos sedimentológicos e/ou estratigráficos de Soares (1998) e Soares *et al.* (2005) definiram nesta região fácies sedimentares marinhas (incluindo diamictitos glaciais) na Formação Nhamundá (Landoveriana-Wenlockiana). Em estudo recente, Soares (2013) integrou seus dados de campo aos dados faciográficos e palinológicos de estudos anteriores e montou um mapa geológico preliminar da área entre os rios Urubu e Uatumã, definindo 3 faixas sedimentares paleozoicas das formações Nhamundá, Manacapuru e Barreirinha.

5.3.1. Formação Nhamundá (Landoveriano-Wenlockiano)

A seção tipo da Formação Nhamundá localiza-se no rio homônimo, na divisa entre os estados do Amazonas e Pará (CPRM 2006). Esta formação é representativa de ambiente litorâneo com influência glacial (Rodrigues *et al.* 1971; Carozzi *et al.* 1973; Caputo & Sad 1974; Caputo & Crowell 1985; Grahn 1991, 1992; Grahn & Paris 1992; Soares 1998; Soares *et al.* 1999; Soares *et al.* 2005).

Com base em testemunhos de sondagem, Carozzi *et al.* (1973) descreveram na Formação Nhamundá fácies fluviais que gradam a litorâneas (incluindo *shoreface*), além de fácies glaciais, representados por diamictitos, com textura heterogênea, exibindo seixos de natureza variada flutuando em matriz siltica-argilosa. No furo de sondagem AIST-2, da região de Presidente Figueiredo, os autores definiram pelo menos 2 níveis de tilitos glaciais, nas profundidades de 40 e 100 metros. Caputo *et al.* (1971) também descrevem diamictitos no furo 1-AM-1-AM na região de Manaus, com seixos de pórfiros provavelmente oriundos do degelo. Dados obtidos de Caputo & Crowell (1985) enfatizam a variabilidade dos clastos (riolito, quartzito e arenito) do diamictito, os quais são suportados por uma matriz argilo-siltico-arenosa.

Com base em dados de afloramentos, Soares *et al.* (2005) definiram na Formação Nhamundá 9 fácies sedimentares distintas, 7 não deformadas e 2 deformadas. As fácies não deformadas compreendem arenitos com estratificação plano-paralela (exibindo truncamento de baixo ângulo); arenitos com estratificação cruzada tabular, arenitos maciços bioturbados por *Skolithos*, arenitos com marcas onduladas e laminação cruzada cavalgante (com *Arthropycus alleghaniensis*), arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, arenitos com laminação plano-paralela e pelito/arenito com laminação plano-paralela, características de ambiente marinho de *foreshore* e *shoreface* (Figura 10). As fácies deformadas são constituídas por diamictitos mal selecionados, contendo blocos e clastos de quartzo-arenitos envolvidos por matriz fina (siltico-argilosa) (Figura 11). As estruturas presentes exibem planos de foliação, de cavalgamento e descolamento, os quais foram geradas por deformação de origem glacial, em ambientes subglacial e progracial (Figuras 12A e B). Este evento glacial foi posicionado com base em palinologia, no Landoveriano-Wenlockiano (Melo 1997; Melo & Steemans 1997).

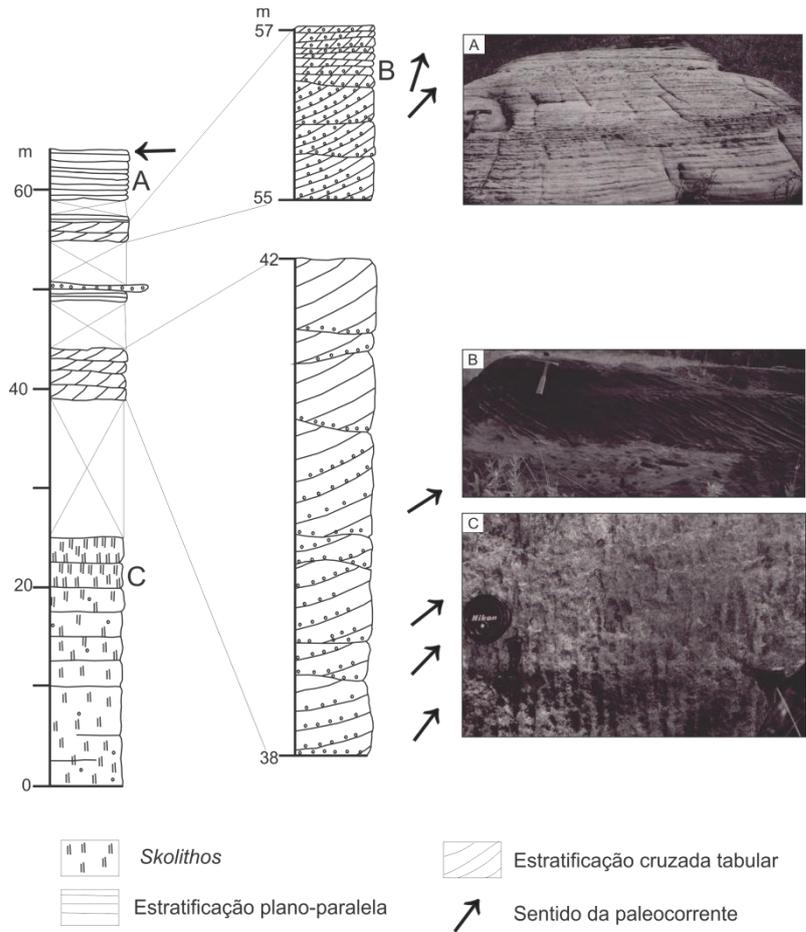


Figura 10 – Perfil de depósitos litorâneo descritos por Soares (1998) e Soares *et al.* (2005). A) Arenito com estratificação plano-paralela e truncamentos de baixo ângulo. B) Arenito com estratificação cruzada tabular. C) Arenito com *Skolithos*

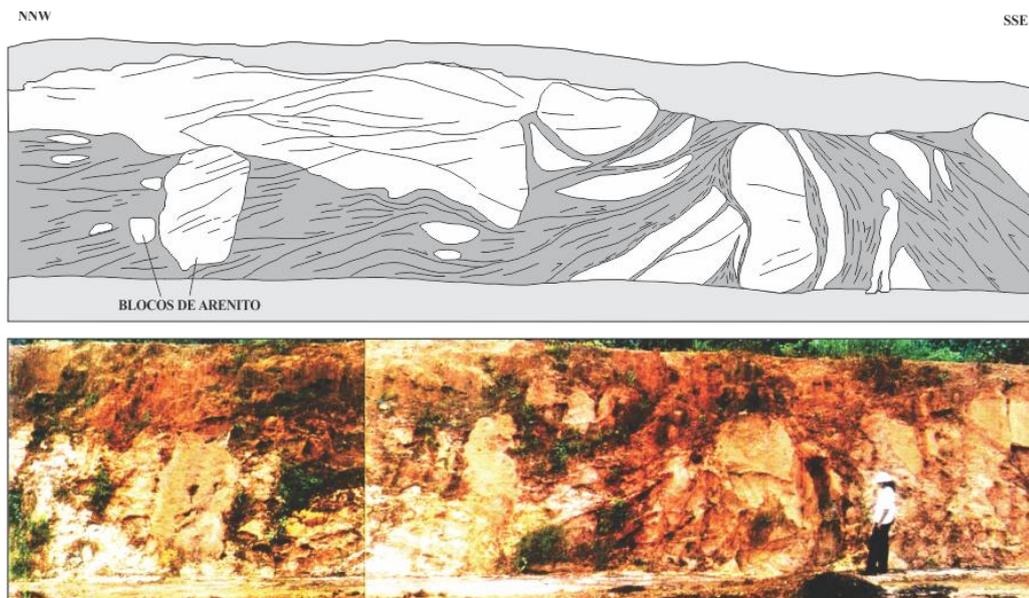


Figura 11 – Fácies de Diamictito foliado (Df) apresentando textura siltico-arenosa com blocos e clastos de quartzo-arenitos, descrita por Soares (1998) e Soares *et al.* (2005) em Presidente Figueiredo. A matriz fina foi representada pela coloração cinza e o arenito pela branca

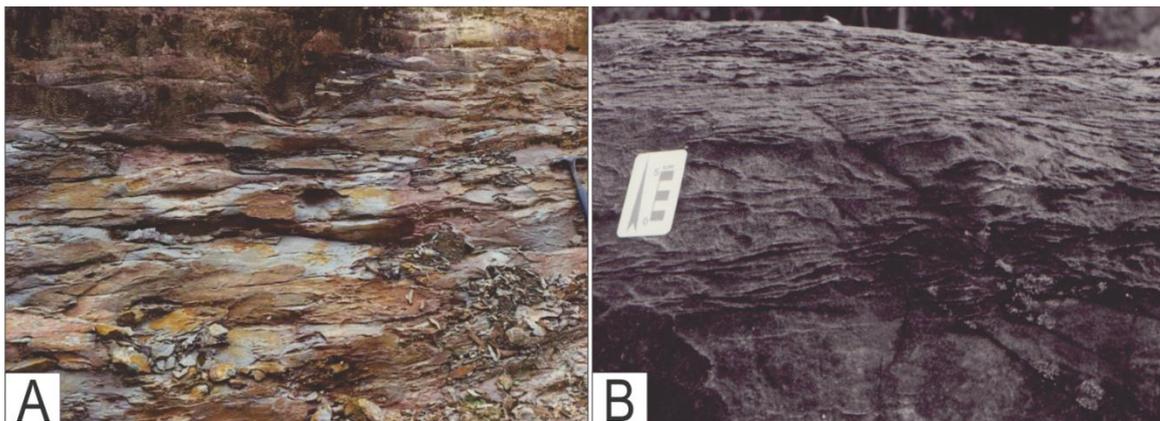


Figura 12 – A) Fácies de Diamictito foliado (Df) com planos curvilineares formando a foliação subhorizontal. B) Fácies de Arenito foliado (Af) apresentando padrão anastomosado subhorizontal retilíneo e ondulado. Estas fácies foram descritas por Soares (1998) e Soares *et al.* (2005) na localidade Vila de Balbina

5.3.2. Formação Manacapuru (Eolochkoviana)

Definida originalmente como “membro” por Caputo *et al.* (1971), foi inserida como “formação” no topo do Grupo Trombetas por Caputo (1984). Esta formação é constituída por arenitos e pelitos neríticos e litorâneos (Cunha *et al.* 2007), compondo uma sequência transgressiva-regressiva (Caputo 1984; Cunha *et al.* 1994) depositados segundo Carozzi *et al.* (1973) em ambiente de praia e deltaico.

5.3.3. Formação Ererê (Neoeifeliana-Eogivetiana)

A terminologia Ererê foi empregada por Derby (1879), mas o termo Formação Ererê foi proposto por Lange somente em 1967 para designar uma seção sedimentar devoniana pertencente ao Grupo Urupadi da Bacia do Amazonas (CPRM 2006). Esta formação ocorre na planície de Ererê, no interior do Domo de Monte Alegre, na margem norte do Rio Amazonas, sendo constituída por siltitos, folhelhos fossilíferos bioturbados e arenitos neríticos e parálcos (Cunha *et al.* 2007). Segundo Matsuda *et al.* (2010), esta formação é característica de ambiente marinho raso.

5.3.4. Formação Barreirinha (Fransniana)

Carvalho (1926) utilizou o termo “Barreirinha” para designar um folhelho aflorante no rio Tapajós, no Pará (CPRM 2006). Esta formação pertence à base do Grupo Curuá, sendo constituída por folhelhos cinza escuro, físseis e carbonosos, que se depositaram sob regime de

sedimentação condensada em ambiente marinho distal e euxínico (Cunha *et al.* 2007). A idade Neodevoniana (Andar Frasniano) foi baseada na presença de palinomorfos (Daemon & Contreiras 1971).

5.3.5. Formação Alter do Chão (Cretáceo)

O nome Alter do Chão foi empregado por Kistler (1954), tendo os primeiros registros desta unidade por Derby (1879), baseado em dados geológicos de Hartt (1870). Esta formação pertence ao Grupo Javari, é constituída por arenitos, argilitos e conglomerados (Nogueira *et al.* 1999; Souza & Nogueira 2009), além de horizontes de arenitos silicificados, informalmente denominados de “Arenito Manaus” por Albuquerque (1922). O ambiente de deposição desta formação é fluvial-deltaico-lacustre (Cunha *et al.* 1994; Dino *et al.* 1999; Nogueira *et al.* 1999).

5.4. Arcabouço tectônico da Bacia do Amazonas

Segundo Cunha *et al.* (2007), a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Amazonas inicia com a formação de um rift durante o Ciclo Brasileiro (700 - 470 Ma.) que evoluiu para uma grande sinéclise intracontinental, sob mecanismo de subsidência térmica regional. O preenchimento sedimentar da bacia começou no Neoproterozoico, durante a fase de rift, com deposição de sedimentos continentais e marinhos rasos do Grupo Purus (Bahia 2007). Eventos tectônicos durante o paleozoico provocaram soerguimentos e subsidências que ajudaram na geração de diferentes blocos estruturais que originaram as bacias sedimentares do Acre, Solimões, Amazonas e Marajó, além de arcos intrabaciais de grande porte e discordâncias regionais (Cunha *et al.* 1994, Cunha *et al.* 2007, Matsuda *et al.* 2010).

As principais estruturas registradas na Bacia do Amazonas estão representadas por falhas normais, de direção geral ENE-WSW, além de falhas de transferência de direção NW-SE que afetaram posteriormente a bacia e a segmentaram em uma série de lineamentos denominadas de Manacapuru-Rio Negro, Urubu-Crepori, Faro-Juriti, Paru-Anapu e Jarí-Pacajá e a dividiram em 4 blocos estruturais (Figura 13). O primeiro bloco é caracterizado por pacotes sedimentares da sequência Devono-Carbonífera e estruturas transtensivas. O segundo bloco é característico pela presença de dobras e falhas inversas. No terceiro bloco se distinguem dobras e falhas de empurrão, enquanto o quarto bloco exibe linhas de charneira de dobras abertas (Wanderley Filho 1991; Wanderley Filho & Costa 1991).

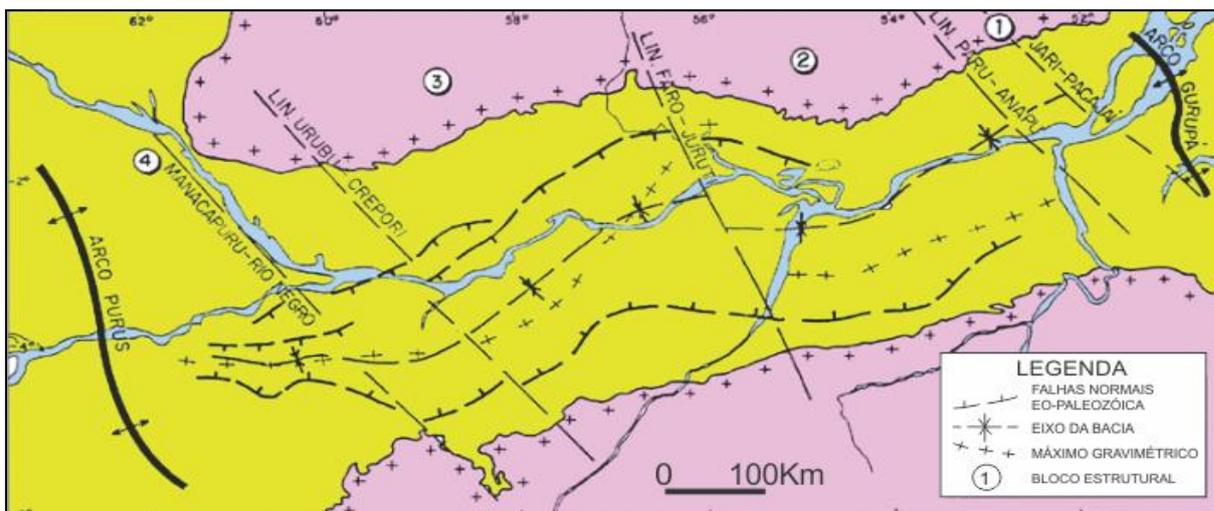


Figura 13– Blocos compartimentais da Bacia do Amazonas. (CPRM 2006, modificada de Wanderley Filho 1999)

No Mioceno, a reativação de falhas normais com direção NE-SW influenciaram a implantação dos rios Urubu e Uatumã e foram responsáveis pelo desenvolvimento do relevo na parte central da bacia (Ibanez *et al.* 2014). Na região do baixo rio Negro, estas estruturas associadas à atividade transcorrente no Neógeno de zonas de cisalhamento E-W, formaram rombo *grabens* (Costa *et al.*, 1996) como o de Ariáú e da foz do Rio Branco.

6. PALEOCLIMAS

6.1. Registros de Glaciações Ordoviciano-Siluriana e Devoniana

Na história da Terra as glaciações ocorreram episodicamente em intervalos e duração de tempo distintos, sendo responsáveis por alguns ajustes estruturais como, lineamentos, foliações e subsidência local. Além disso, também regeram a acomodação e a preservação de sedimentos glaciogênicos, cujo registro é identificado em diversas bacias sedimentares (Eyles 1993).

As primeiras glaciações começaram no Proterozóico, onde foram identificadas quatro eventos de amplitude global, a glaciação Huroniana ou Makganyene no Paleoproterozoico (2,4–2,1 Ga) e as glaciações Sturtiana (~710–716,5 Ma), Marioana (~635–650 Ma) e Glaskiers ou Glaskieriana (~582–585 Ma) no Neoproterozoico, as quais acredita-se que tenham afetado o continente Gondwana, como demonstram os registros identificados em diferentes locais ao redor do mundo. Segundo Eyles (1993), alguns destes registros se encontram na Austrália (Bacia Hamersley), África do Sul (Formação Timeball Hill) e na Finlândia (Formação Urkkavaara). No Brasil, as evidências desta glaciação foram descritas nas formações Puga (Cráton Amazônico) (Nogueira *et al.* 2003; Alvarenga *et al.* 2004) e Jequitaiá (Cráton de São Francisco) (Uhlein *et al.* 2007, Martins-Ferreira *et al.* 2013).

No Paleozoico também há registros de importantes eventos glaciais, como os da passagem Ordoviciano-Siluriano (Glaciação Hirnantiana), do Neodevoniano (Fameniano) e do Carbonífero Superior (Neopensilvaniano) as quais têm sido registradas em diferentes bacias no mundo. Cocks & Torsvik (2006); argumentam que as glaciações durante o paleozoico, são causadas pela movimentação do continente Gondwana sobre o polo sul (Figura 14). Segundo Eyles & Young (1994), no Ordoviciano-Siluriano e no Devoniano, as glaciações tiveram lugar em decorrência das mudanças longitudinais da porção meridional do continente Gondwana, pois a região central ao movimento de deriva passou do norte da África para o sudoeste da América do Sul. Como consequência e também evidência dessas glaciações são comumente associados alguns dos mais representativos eventos de extinção em massa do Paleozoico. Boucot (1975), por exemplo, associa a extinção em massa do Frasniano-Fameniano à glaciação do Neodevoniano, a qual, entre outros aspectos, supostamente resultaria dos efeitos da regressão do nível relativo do mar e das mudanças no padrão de circulação das massas d'água de fundo dos oceanos, que teriam, ocasionado sério desequilíbrio ecológico e a consequente extinção em massa (Caputo 1984a; Finnegan *et al.*

2011). Copper (1977), por sua vez, aponta as mudanças climáticas do Neodevoniano como uma das causas para a extinção em massa deste período, quando grupos de invertebrados restritos às faixas equatoriais devonianas da América do Norte, Eurásia e Austrália foram dizimados, possivelmente em função da expansão de águas frias e das regressões que reduziram a extensão das áreas plataformais tropicais (Caputo 1984a).

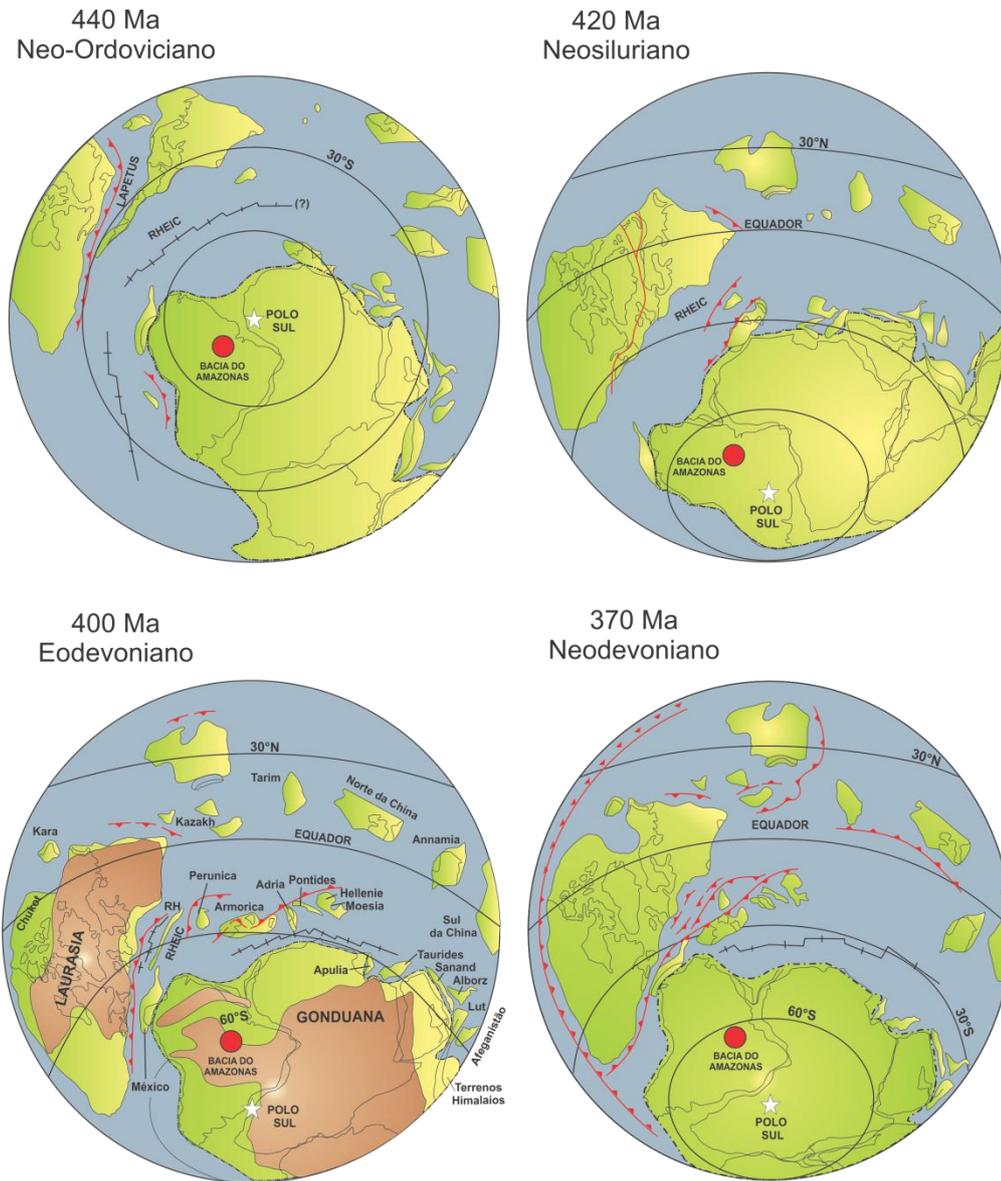
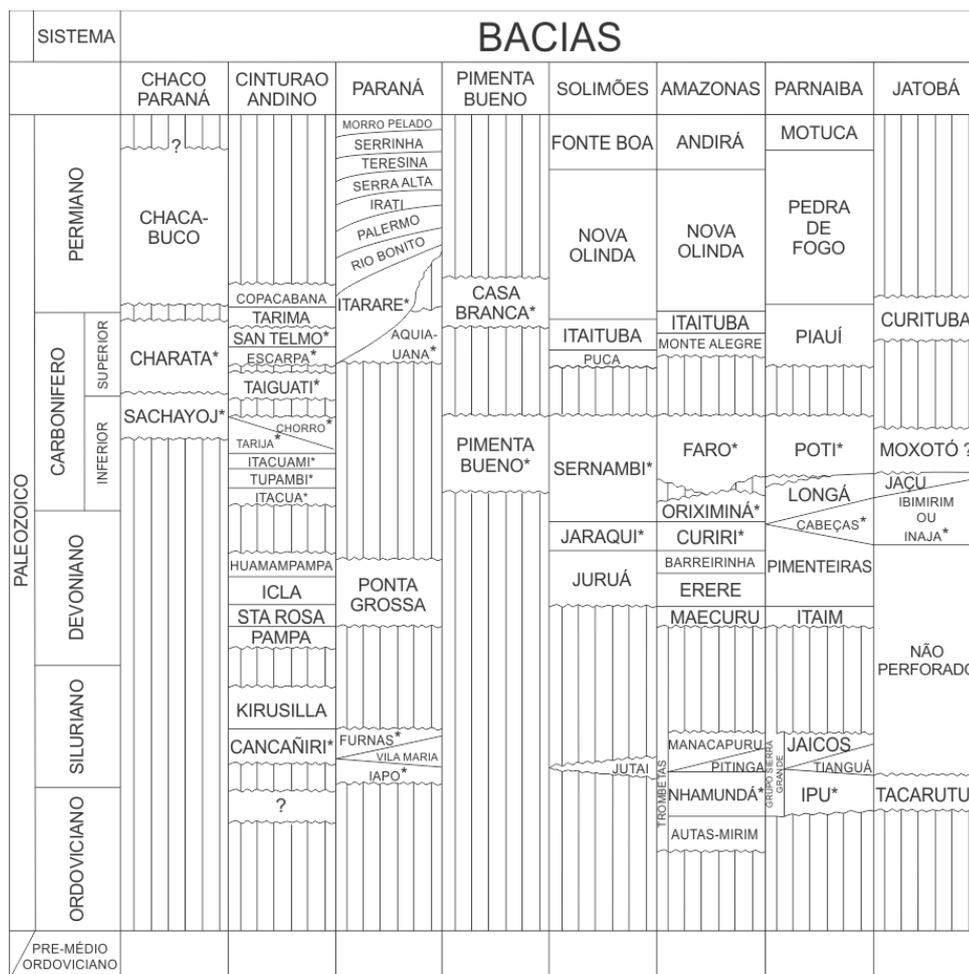


Figura 14 – Reconstrução Paleogeográfica do Ordoviciano até o Devoniano, mostrando a localização do Polo Sul e da Bacia do Amazonas. (Modificada de Cocks & Torsvik 2006)

A glaciação no Ordovício-Siluriana teve uma duração de quase 35 milhões de anos (Finnegan *et al.* 2011). Os registros da glaciação no Ordoviciano estão bem documentados principalmente no Nordeste da África e Marrocos, nas Bacias Tindouf (Formação Bani)

(Destombes 1976) e Taoudeni (Grupo Tichit) (Deynoux & Trompette 1981). Na parte Centro-Oeste de Arábia Saudita (Formação Tabuk) (Hambrey 1985; Vaslet 1990), na Jordânia (Formação Tubeiliyat) (Turner *et al.* 2005) e no Saara Central, além da região que se estende pela Argélia, Mali e Líbia (Formação Tamadjert) (Caputo & Crowell 1985; Hambrey 1985).

Registros sedimentares da glaciação Siluriana ocorrem na África do Sul (Formação Pakhuis) identificada primeiramente no Grupo Table Mountain (Rust 1973), na América do Sul (Beuf *et al.* 1971; Rust 1981; Crowell *et al.* 1980, 1981; Díaz-Martínez & Grahn 2007) desde a bacia Chaco-Paranaense que engloba países como a Argentina (Formação Zapla e Mecoyita), Peru (Formação San Gaban) e Bolívia (Formação Cancañiri) (Hambrey 1985; Assine *et al.* 1998; Díaz-Martínez & Grahn 2007). No Brasil, Grahn & Caputo (1992) identificaram diacronismo da glaciação Ordovício-Siluriana nas bacias do Paraná (Formações Iapó e Vila Maria), do Parnaíba (Formação Ipu), e do Amazonas (Formação Nhamundá) (Figura 15).



*INCLUI ESTRATOS GLACIAIS E PERIGLACIAIS

Figura 15 – Correlação das Bacias Paleozoicas da América do Sul, bem como seus registros glaciais. (Modificada de Caputo & Crowell 1985)

A glaciação Devoniana teve uma duração de cerca de 5 milhões de anos (McGhee 1996; Streef *et al.* 2000) tendo sido registrada em países como Peru, Bolívia, Brasil, América do Norte e na África. Esta glaciação apresenta evidências em depósitos sedimentares nas bacias do Accra na África do Norte, na Ocidental na região de Gana (Crow 1952), na Tim Mersoï da África do Norte e na Central na região de Agadès - República do Niger (Valsardieu & Dars 1971; Hambrey & Kluyver 1981) e na Bacia do Karoo na África do Sul (Plumstead 1964). Na América do Norte os registros são encontrados na Bacia Cat Square (Formação Spechty Kopf) (Brezinski *et al.* 2008).

Entretanto, os registros das glaciações Devonianas provêm principalmente da América do Sul, sendo documentados no Peru (Formação Ccatcca) (Díaz-Martínez 2004) e na Bolívia (Formação Cumaná) (Díaz-Martínez 1994; Díaz-Martínez & Isaacson 1994), as duas pertencentes ao Grupo Ambo. No norte do Brasil, mais especificamente nas bacias do Amazonas, Solimões, Parnaíba, e também Paraná os registros glaciais foram interpretados principalmente a partir de testemunhos de sondagens (De Moura 1938; Kegel 1953 *apud* Caputo & Crowell 1985) e alguns afloramentos (Caputo 1985; Caputo & Crowell 1985; Caputo *et al.* 2008). Na Bacia do Amazonas, este registro é evidente no Grupo Curuá (Formação Curiri) (Caputo & Vasconcellos 1971; Carozzi *et al.* 1973; Caputo 1984, 1985; Caputo & Crowell 1985; Caputo *et al.* 2008), na Bacia do Solimões (Formação Jaraqui) (Caputo 1984, 1985; Caputo & Crowell 1985), na Bacia do Parnaíba (formações Pimenteira, Cabeças e Longá) (Rocha Campos 1981; Caputo 1984, 1985; Loboziak *et al.* 2000; Caputo & Crowell 1985; Caputo *et al.* 2008) e na Bacia do Paraná (inominada) (Caputo *et al.* 2008) (Figura 16).



Figura 16 – Unidades estratigráficas paleozoicas (Ordovício-Silurianas e Devonianas) com registros glaciais da America Sul, de acordo com os estudos de Caputo & Vasconcelos (1971); Carozzi *et al.* (1973); Rocha Campos (1981); Caputo (1984, 1985); Caputo & Crowell (1985); Díaz-Martínez (1994, 2004); Díaz-Martínez & Isaacson (1994); Soares (1998); Loboziak *et al.* (2000); Soares *et al.* (2005); Assine & Vesely (2008) e Caputo *et al.* (2008)

6.2. Glaciações Siluriana e Devoniana da Bacia do Amazonas

Na Bacia do Amazonas se tem registros sedimentares em subsuperfície (testemunhos de sondagens) e superfície (afloramentos) de 4 eventos glaciais, sendo que 2 são os mais importantes, no Siluriano e Devoniano (Rodrigues *et al.* 1971; Carozzi *et al.* 1973; Caputo 1984; Grahn & Caputo 1992; Cunha *et al.* 1994; Caputo *et al.* 2008).

Registros glaciais do Eosiluriano na Bacia do Amazonas foram identificados em testemunhos de sondagens da Formação Nhamundá (Grupo Trombetas) por Caputo & Vasconcelos (1971); Caputo *et al.* (1971); Carozzi *et al.* (1973); Caputo & Crowell (1985); Grahn (1991, 1992) e Grahn & Paris (1992). No trabalho de Carozzi *et al.* (1973) os diamictitos glaciais foram interpretados como tilitos formados “*in situ*” pelo “debris” provenientes do degelo. Rocha-Campos (1981) atribuiu aos diamictitos desta formação uma origem subglacial, que teriam preenchidos canais submarinos. Caputo (1984), Caputo & Crowell (1985) e Caputo (1998) também atribuem origem glacial aos diamictitos desta formação. De forma complementar, diamictitos glaciais (deformados) foram identificados em afloramentos da Formação Nhamundá na região de Presidente Figueiredo por Soares (1998) e Soares *et al.* (2005). Segundo Carozzi *et al.* (1973) e Grahn & Melo (1992) os diamictitos da borda norte são constituídos principalmente de rochas sedimentares, enquanto os da borda sul, contém clastos de rochas ígneas e metamórficas, imersos em matriz composta por clorita e ilita.

Nesta bacia, registros da glaciação Devoniana (Fameniano) ocorrem na Formação Curiri (Grupo Curuá), tendo sido descritos em testemunhos de sondagens (Caputo & Vasconcelos 1971; Carozzi *et al.* 1973; Caputo *et al.* 2008) e afloramentos na borda sul da bacia (Caputo 1984, 1985; Caputo & Crowell 1985; Caputo *et al.* 2008; Matsuda *et al.* 2010). Nesta formação, os diamictitos são constituídos por clastos de quartzito, quartzo (veio), folhelho, diabásio, gnaisse, riolito e rochas ígneas imersos em matriz argilosa (Caputo 1984, 1985; Caputo & Crowell 1985; Caputo *et al.* 2008) e ocorrem em 2 horizontes distintos intercalados a folhelhos, siltitos e arenitos (Caputo & Crowell 1985; Caputo *et al.* 2008). Dados de testemunhos de sondagem (Rodrigues *et al.* 1971) e afloramentos (Caputo 1984, 1985; Caputo & Crowell 1985; Caputo *et al.* 2008) mostram que nesses horizontes ocorrem seixos e clastos facetados e estriados. Além disso, alguns corpos de arenitos, exibem estruturas de escorregamento ou deformação, como micro-dobras e micro-falhas (Carozzi *et al.* 1973; Caputo 1984; Caputo *et al.* 2008) que podem ser associadas à movimentação das geleiras sobre o substrato. Caputo & Vasconcelos (1971), Carozzi *et al.* (1973); Caputo

(1984) e Caputo *et al.* (2008) interpretaram os diamictitos desta formação como resultado de atividade glacial na bacia.

Diamictitos também foram registrados nas formações Oriximiná (Neodevônico a Eocarbonífero inferior - Fameniano-Tournaisiano) e Faro (Neo a Mesocarbonífero - Viseano) da Bacia do Amazonas. Os diamictitos da Formação Oriximiná foram considerados de origem glacial por De Moura (1938) e são constituídos por clastos de tamanho variável, irregularmente distribuído em uma matriz siltico-argilosa, sendo similares aos da Formação Curiri (Caputo 1984, 1985; Caputo & Crowell 1985). Na Formação Faro ocorrem arenitos deformados (Caputo *et al.* 2008) e diamictitos maciços, com grãos, grânulos e seixos flutuando em matriz argilosa (Caputo 1984; Caputo & Crowell 1985), cuja origem pode ser associada aos eventos glaciais.

Segundo Caputo & Crowell (1985), a gênese dos eventos glaciais do Siluriano e Devoniano pode ser relacionada à migração do continente Gondwana sobre os centros glaciais próximo ao polo sul, afetando algumas bacias da América do Sul, incluindo a do Amazonas (Figura 17).

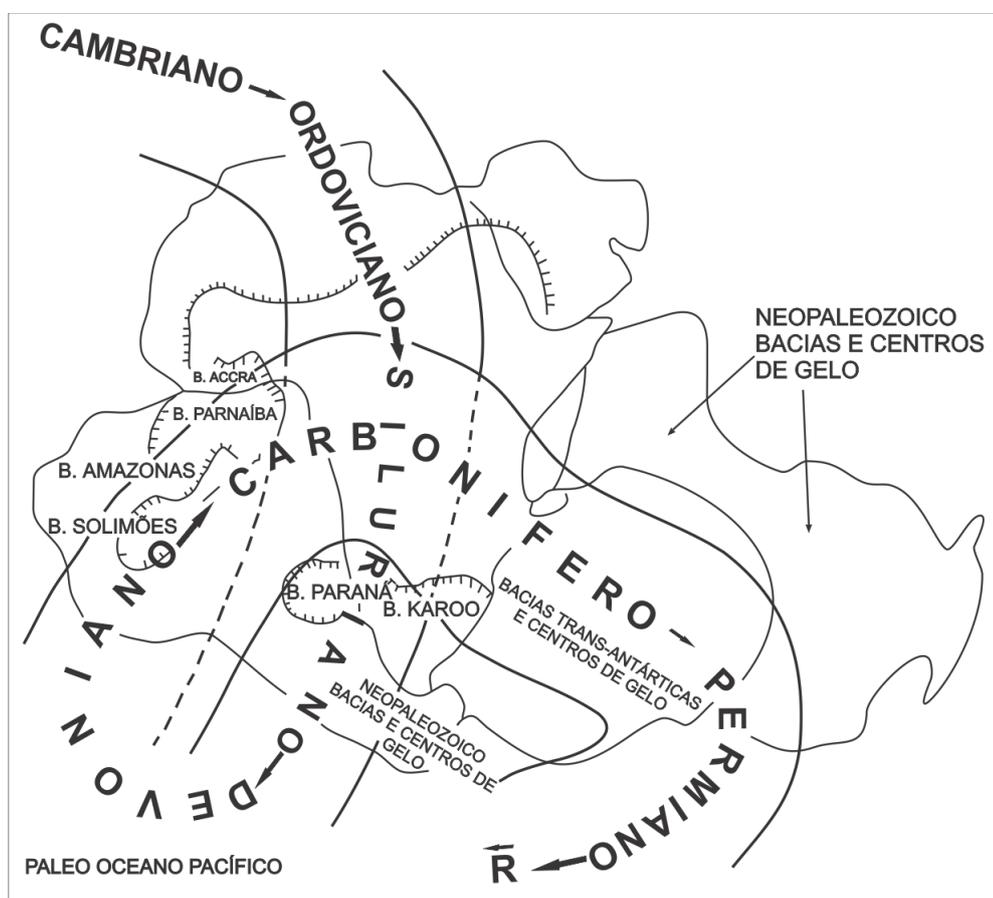


Figura 17 – Migração dos centros glaciais através do Continente Gondwana na Era Paleozoica (Modificado de Caputo & Crowell 1985)

7. RESULTADOS

7.1. Fácies Sedimentares Siluro-Devonianas

Nos locais estudados foram identificadas 9 fácies sedimentares distintas, relacionadas aos ambientes de *foreshore* e *shoreface* (inferior e superior), com intercalação de depósitos glaciais (Tabela 1). Os depósitos estudados são constituídos principalmente de rochas siliciclásticas, predominando quartzo-arenitos com intercalações de pelitos e diamictitos. Nas fácies mais silicificadas foram descritas os aspectos microscópicos em lâminas delgadas.

Segundo Nichols (2009), a zona de *shoreface* é definida como a região da plataforma submersa, abaixo da linha de baixa mar e o *foreshore* representa o ambiente marinho raso, onde atuam os processos trativos oriundos da ação de ondas, conforme demonstrado na Figura 18. Segundo Flint *et al.* (1960), o termo diamictito tem um caráter puramente descritivo, sendo empregado para denominar uma rocha de origem sedimentar formada por clastos variados (incluindo fragmentos de rochas pré-existent), pobremente selecionada e com abundante matriz lamítica e sem implicação genética. Assim, os diamictitos correspondem a um tipo de fácies formada por uma serie de processos sedimentares, sem que tenha relação específica ou direta com ambientes glaciais (Eyles & Eyles 1992).

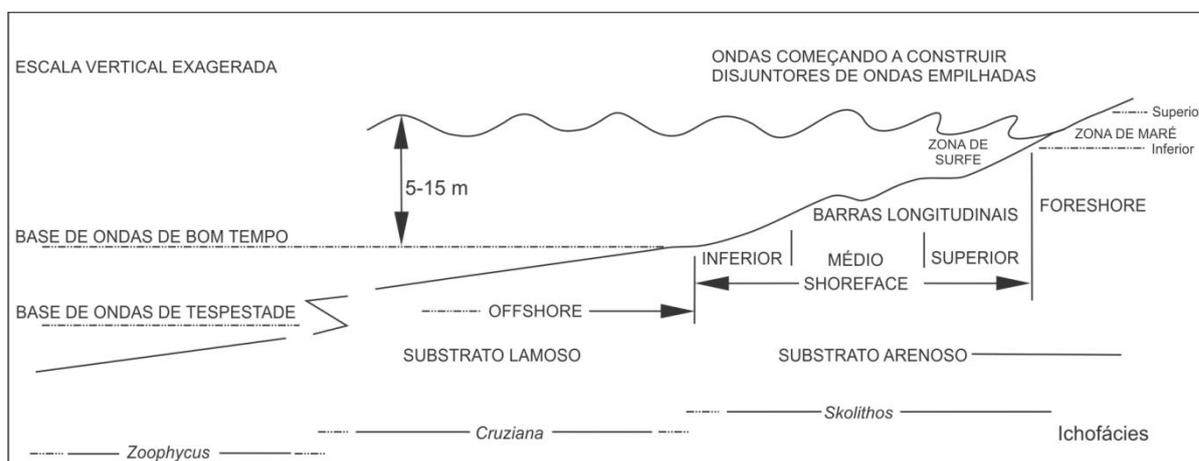


Figura 18 – Perfil ilustrando as principais subdivisões da zona nerítica. (Modificada de Walker & Plint 1992)

Tabela 1 – Resumo das descrições das fácies sedimentares e interpretações dos processos sedimentares

	Fácies	Descrição	Processos
Shoreface inferior	Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i> (Ah)	Intercalações de arenitos e pelitos, que exibem coloração esbranquiçada, por vezes, avermelhadas a amarronzada, de granulometria fina a muito fina. Internamente, exibem laminação com baixo ângulo de truncamento, com presença de marcas onduladas de comprimento de onda centimétrico.	Produto da interação de fluxo oscilatório com a ação de fluxo trativo durante eventos de ondas de tempestade.
	Arenito com estratificação cruzada tabular (Act)	Arenitos silicificados de coloração esbranquiçada, granulometria fina a média. Arenitos formam <i>sets</i> individuais de espessuras centimétricas e <i>cosets</i> de quase 1,0 m de espessura.	Formado pela migração de barras de crista sinuosa em regime de fluxo inferior.
Shoreface superior	Arenito Bioturbado por <i>Arthropycus alleghaniensis</i> (Aba)	Arenito de coloração esbranquiçada de grão fino a médio intensamente bioturbado pela ação de <i>Arthropycus alleghaniensis</i> .	Formado em períodos calmos com fluxo oscilatório de pouca energia na zona de <i>shoreface</i> com um relevo suave para a construção das galerias sub-horizontais.
	Arenito maciço (Am)	Arenito de coloração esbranquiçada de granulometria fina a média formando pacotes centimétricos (sem estrutura interna aparente). Localmente exhibe fraturamentos subverticais.	Rápida deposição sem tempo suficiente para a formação de estruturas sedimentares.
	Pelito laminado (Pl)	Pelito laminado de cor cinza médio, exibindo laminação plano-paralela, com intercalações internas de espessuras milimétricas.	Deposição de material fino a partir do processo de suspensão sem ação de correntes de fundo.
Foreshore	Arenito com estratificação plano-paralela (Ap)	Arenitos esbranquiçados às vezes avermelhados de granulometria muito fina a média, as camadas exibem extensão lateral de dezenas de metros, algumas vezes se observam localmente arenitos com estratificação plano-paralela incipiente. Os arenitos apresentam <i>sets</i> de espessuras centimétricas variáveis e <i>cosets</i> de alguns metros.	Ação de fluxo e refluxo da água com movimento oscilatório de pouca energia na zona de praia. A ausência local de estratificação pode ser explicada pela obliteração da estrutura por processo de perda de água exercido pela ação das ondas.
	Arenito com estratificação plano-paralela bioturbado por <i>Skolithos</i> (Abs)	Arenitos finos a médios de coloração esbranquiçada intensamente bioturbados (<i>Skolithos</i>).	Formado em períodos oscilatórios de alta energia na zona de <i>foreshore</i> ideal para a construção de tocas verticais.
Glacial	Diamictito maciço (Dm)	Conglomerado sustentado por matriz arenosa, com seixos de quartzo, quartzo-arenito e argilitos. Por em vezes ocorrem clastos facetados com forma típica de “ferro de engomar” e triangulares (piramidais).	Deposição rápida de clastos, seixos e matações do substrato rochoso por morena terminal e/ou morena supraglacial.
	Diamictito laminado (DI)	Conglomerado de coloração branca amarelada de aspecto maciço, por vezes, exhibe estratificação plano-paralela incipiente. Exibe pequenos seixos de quartzo-arenito, quartzo e argilito, mal selecionados imersos em uma matriz arenítica média a grossa.	Deposição de sedimentos grossos desenvolvidos na frente da geleira em irregularidades do substrato rochoso.

7.1.1. Depósito de *Shoreface* Inferior

Depósitos caracterizados predominantemente por quartzo-arenitos finos com pelitos intercalados que definem a estratificação cruzada *hummocky* (fácies Ah).

7.1.1.1. Arenito com estratificação cruzada *hummocky* (Ah)

Fácies compostas por intercalações de arenitos e pelitos, que exibem coloração esbranquiçada, por vezes, avermelhadas a amarronzada, formando um pacote de aproximadamente 1,0 m de espessura (Figura 19C). Internamente, os arenitos exibem laminação com baixo ângulo de truncamento, denunciando marcas onduladas de comprimento de onda centimétrico (em torno de 25 a 60 cm). Exibem granulometria fina a muito fina com grãos bem selecionados e arredondados. Em geral, as camadas exibem espessura de até 15 cm sendo lateralmente contínuas por dezenas de metros, definindo um adelgaçamento e espessamento sistemático, sendo recoberta por delgadas camadas de pelitos laminados com espessuras de 5,0 a 7,0 cm. As camadas apresentam comportamento dômico, que se caracteriza por caimento igual para todas as direções.

7.1.1.2. Interpretação

As camadas de arenitos com estratificação cruzada *hummocky* são diagnósticas de processos ligados às ondas de tempestades (Walker & Plint 1992; Miall 1999; Tucker 2003; Nichols 2009) geradas por fluxo oscilatório ou combinado (Walker & Plint, 1992). A laminação neste tipo de estrutura é manifestada por ondulações côncavo-convexas truncantes normalmente com mergulhos suaves. Os tamanhos dos grãos na estratificação cruzada *hummocky* são geralmente de tamanho areia fina e silte (Dott & Bourgeois 1982; Brenchley 1985). A deposição dos pelitos laminados nesta estrutura é atribuída aos processos de suspensão e em ambientes de baixa energia, em águas relativamente tranquilas. A deposição da fácies Ah (arenito intercalado com pelito) sugere um ambiente com energia relativamente baixa com ocorrências esporádicas de ondas de tempestades, sendo característica do ambiente de *Shoreface* Inferior.

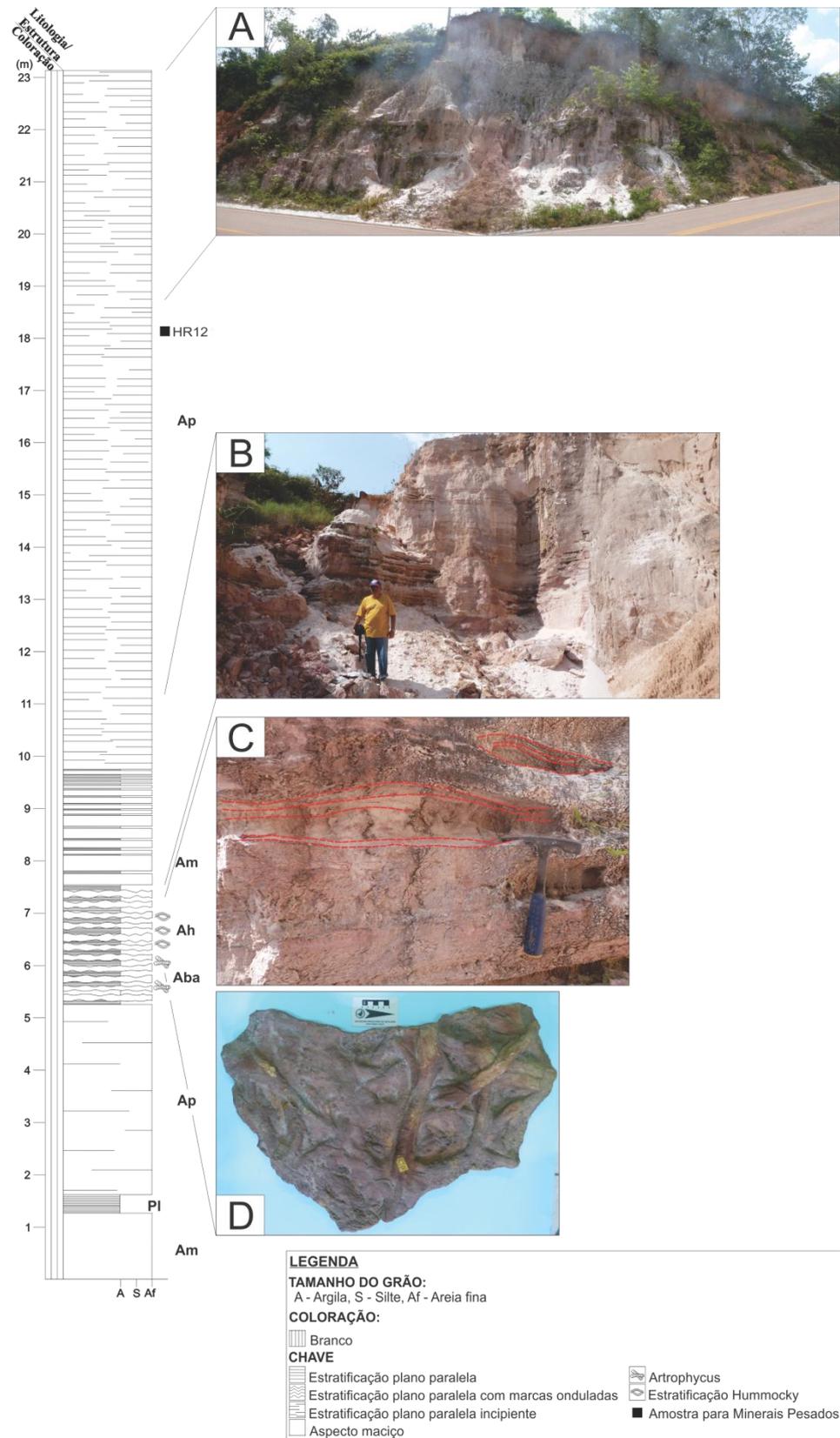


Figura 19 – Seção panorâmica e colunar do ponto HR-12, destacando as fácies de arenito com estratificação plano-paralela (Ap), arenitos com estratificação cruzada *hummocky* (Ah) e arenitos bioturbados por *Arthrophyucus alleghaniensis* (Aba). Os detalhes A e B mostram os arenitos com estratificação plano-paralela incipiente. A foto C mostra arenitos da fácies Ah e a foto D ilustra as galerias do *Arthrophyucus alleghaniensis* (fácies Aba)

7.1.2. Depósito de *Shoreface Superior*

São constituídos principalmente de quartzo-arenitos finos a médios, com raras intercalações de camadas de pelito cinza, que constituem as fácies de arenitos com estratificação cruzada tabular (Act), arenitos maciços com bioturbação por *Arthropycus alleghaniensis* (Aba), arenitos maciços (Am) e pelitos laminados (Pl).

7.1.2.1. Arenito com estratificação cruzada tabular (Act)

Fácies constituída por quartzo-arenitos silicificados, de coloração esbranquiçada, com estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte, com segregação de grãos e grânulos nos *foresets*. Os arenitos formam *sets* individuais de espessuras centimétricas que variam de 20 a 35 cm e *cosets* de quase 1,0 m de espessura (Figuras 23, 25B e 31C1).

O arenito exibe bimodalidade (Figura 21A), com grãos de granulometria fina a média (0,125 até 0,50 mm), muito bem selecionados, que variam de arredondados a subarredondados (Figura 20). A assimetria desta fácies é positiva (maior acumulação de grãos com granulometria fina) e a curtose é leptocúrtica. Predominam os grãos de quartzo monocristalinos e, em menor proporção, policristalinos. Os grãos de quartzo apresentam extinção principalmente ondulante (fraca a forte) e, em alguns grãos, foi observada extinção reta. Exibe arcabouço fechado, predominando o contato longitudinal entre os grãos e, em menor proporção, o côncavo-convexo (Figura 21B). Poucos grãos exibem sobrecrecimento sintaxial de sílica (Figura 21C) e porosidade intergranular (Figura 21D).

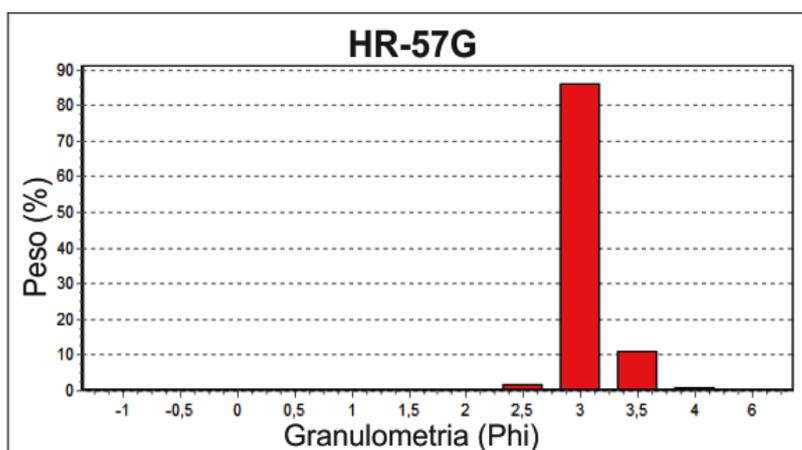


Figura 20 – Histograma de frequência da fácies Act do ambiente de *shoreface* superior. A amostra tem sigla HR

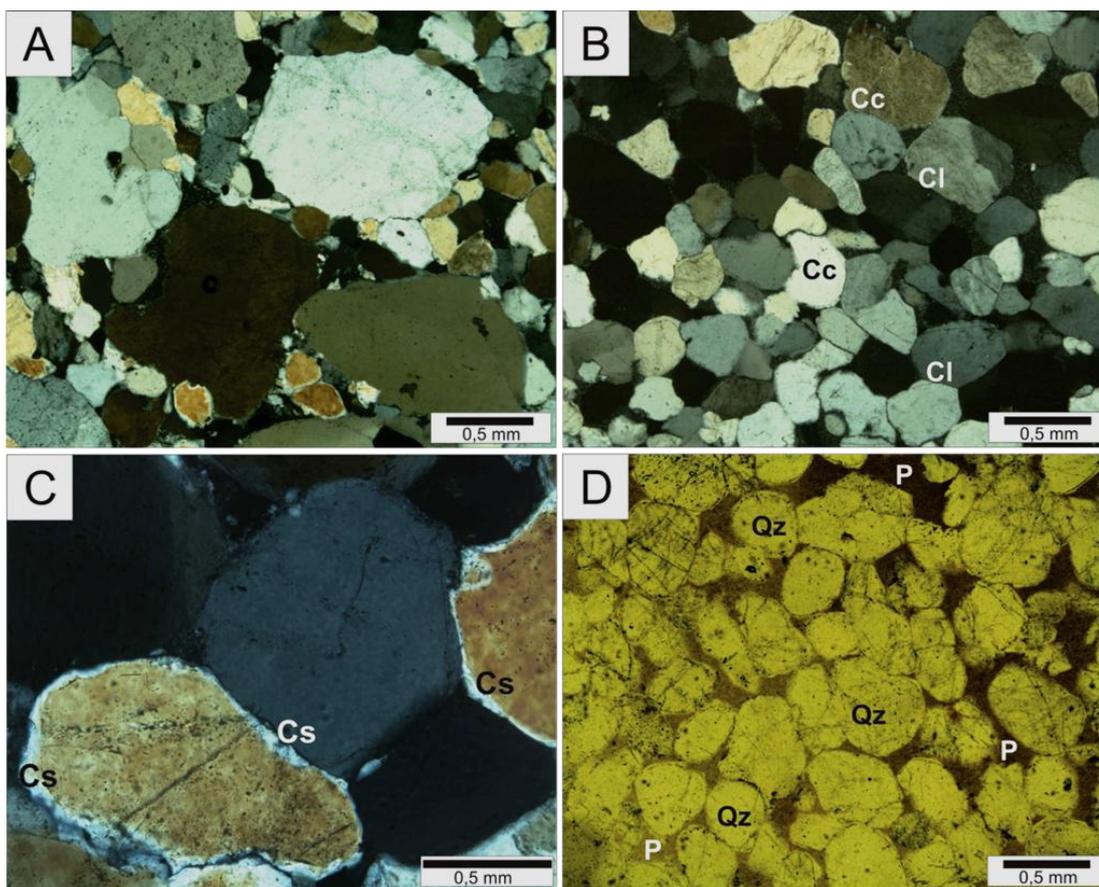


Figura 21 – Microfotografia da fácies Act. O detalhe A mostra a bimodalidade nos grãos de quartzo (4x-NX). O detalhe B mostra os contactos longitudinais (Cl) e côncavo-convexos (Cc) entre os quartzos (4x-NX). O detalhe C exibe o crescimento syntaxial (Cs) nos limites dos grãos de quartzo (10x-NX). O detalhe D mostra a porosidade intergranular (P) no arenito (Qz) (4x-NP). Siglas: NX – nicois cruzados e NP – nicois paralelos

7.1.2.2. Arenito bioturbado por *Arthropycus alleghaniensis* (Aba)

Esta fácies é constituída de camadas de quartzo-arenitos com espessuras de 7,0 a 12 cm, com delgadas intercalações de pelito laminado de até 10 cm de espessura. Os arenitos exibem coloração esbranquiçada, granulometria fina e boa seleção com bioturbação por *Arthropycus alleghaniensis* (Figura 19D). Estes icnofósseis se desenvolvem na base das camadas individuais e formam tubos horizontalizados (simples ou ramificados) com diâmetros de 2,0 a 6,0 cm que se cruzam em ângulos retos ou agudos, que alcançam até 1,0 m de comprimento. Os tubos apresentam sulcos anelares transversais que se encontram espaçados regularmente por intervalos milimétricos.

7.1.2.3. Arenito maciço (Am)

Fácies constituída de quartzo-arenitos silicificados de coloração esbranquiçada a

avermelhada (pigmentação por óxidos e/ou hidróxidos de ferro). As camadas individuais exibem aspecto maciço (sem estruturas internas aparentes), com espessuras que variam de 3,0 a 50 cm (Figuras 23, 24, 31 e 33) e mostram suaves ondulações no topo das camadas. Os *sets* são limitados por delgadas intercalações de pelitos laminados com espessuras de 2,0 a 5,0 cm (Figuras 25D e E) e, o conjunto de camadas intercaladas pode apresentar cerca de 3,0 e 4,0 m de espessura (Figuras 24C e 31D1). Em alguns locais, as camadas destas fácies exibem fraturamentos subverticais (Figuras 23 e 25A). Em geral, os arenitos são de granulometria fina com seleção moderada a muito boa (Figura 22). As análises granulométricas mostraram assimetrias que variam entre negativas, positivas e aproximadamente simétricas e sua curtose entre leptocúrtica a platicúrtica.

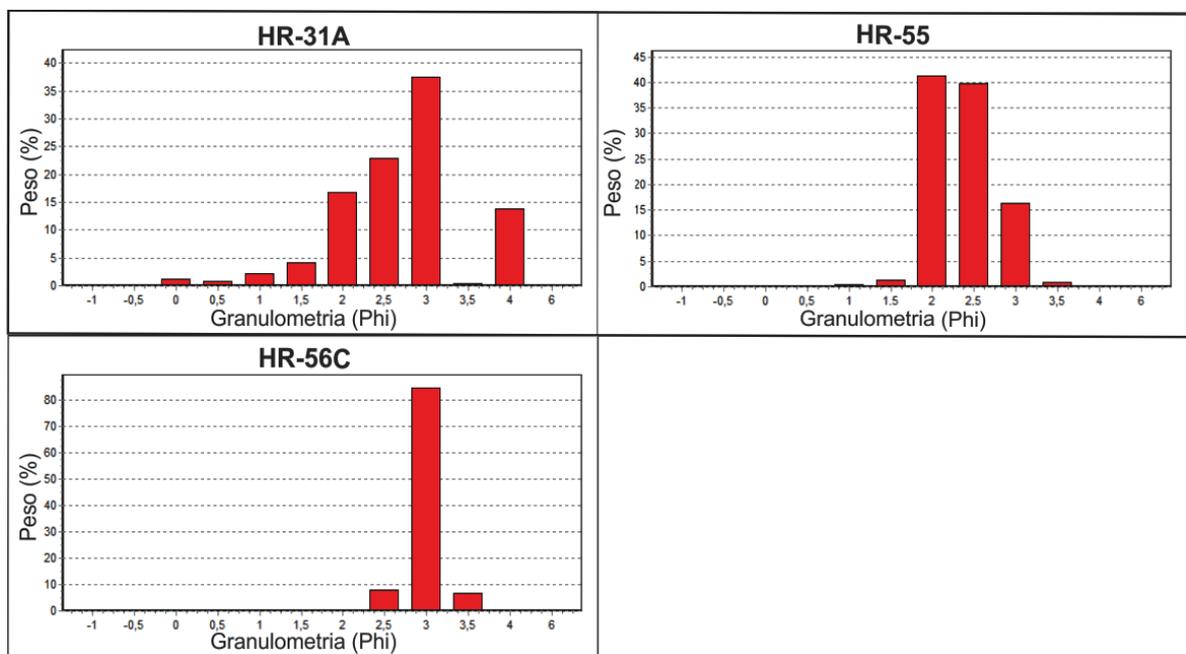


Figura 22 – Histogramas de frequência da fácies Am do ambiente de *shoreface* superior. As amostras tem sigla HR

7.1.2.4. Pelito laminado (Pl)

Pelito de coloração cinza médio com laminação plano-paralela (espessura milimétrica), disposto em camadas de 2,0 até 70 cm de espessura. Por vezes, esta fácies se encontra intercalada aos arenitos das fácies Abs e Am (Figuras 19, 23, 24, 30, 31 e 33).

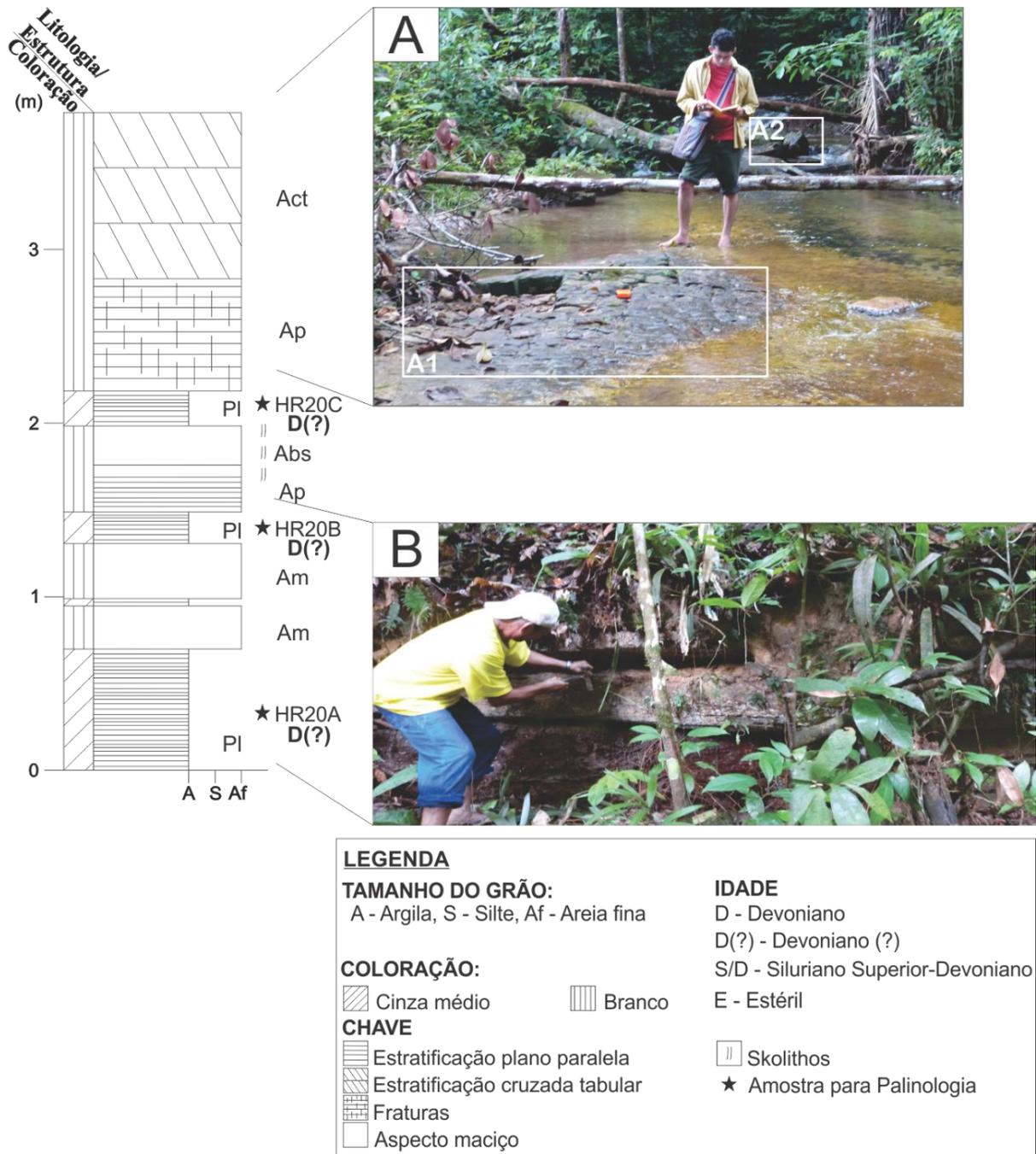


Figura 23 – Seção colunar do ponto HR-20, destacando as fácies de arenitos com estratificação cruzada tabular (Act), arenito com estratificação plano-paralela (Ap) e arenito maciço bioturbado por *Skolithos* (Abs). O detalhe A1 exibe arenito com estratificação cruzada da fácies Act e o detalhe A2 mostra fraturamento na fácies Ap. A foto B exibe as fácies Am intercaladas com pelitos laminados da fácies PI

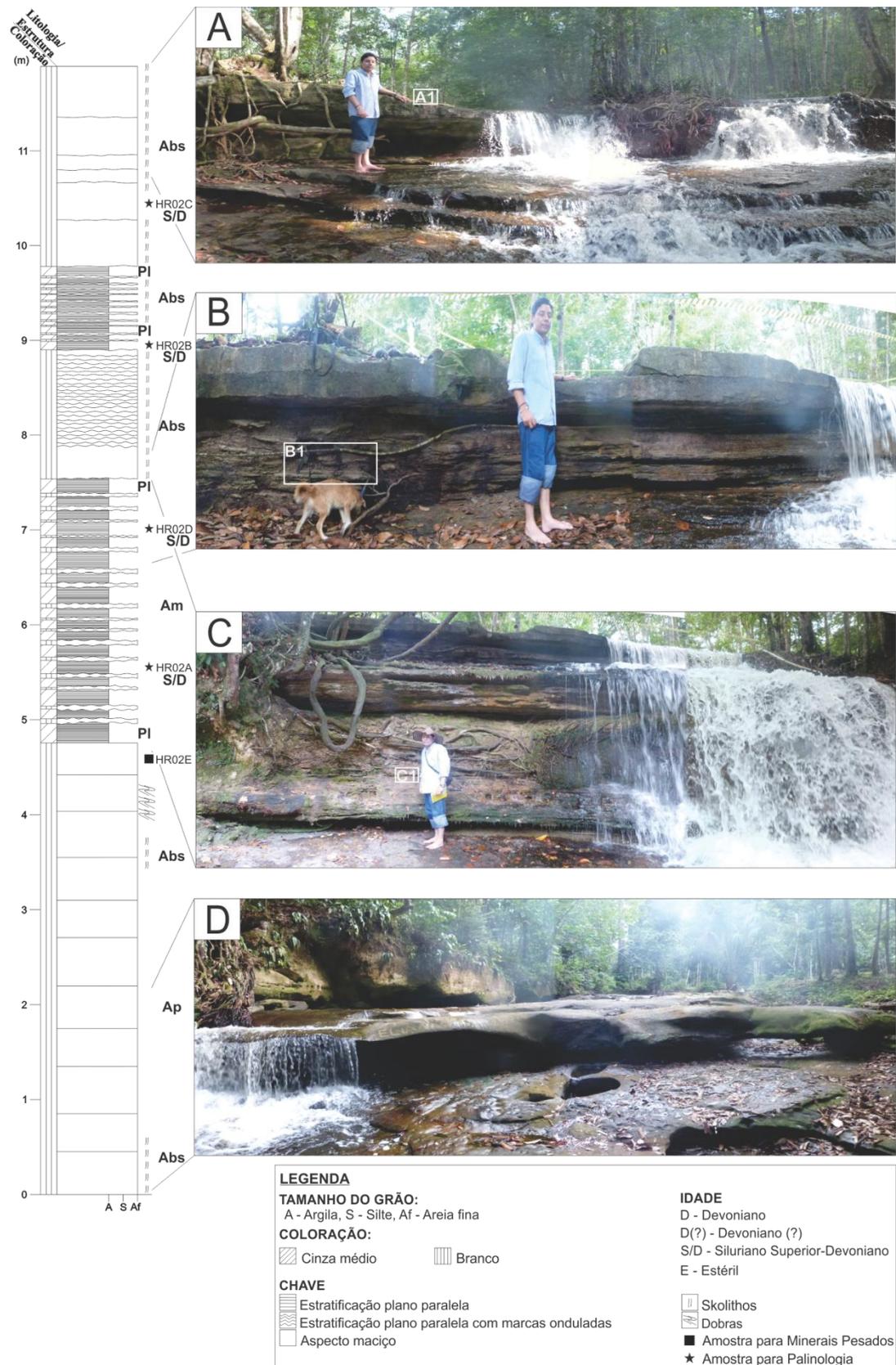


Figura 24 – Seções panorâmicas e seção colunar do ponto HR-02, destacando as fácies de arenito maciço bioturbado por *Skolithos* (Abs), arenito maciço (Am) e pelito laminado (PI). As seções panorâmicas A, B e C mostram as intercalações de arenitos com pelitos das fácies Abs, Am e PI. A panorâmica D mostra as camadas de arenitos da fácies Ap

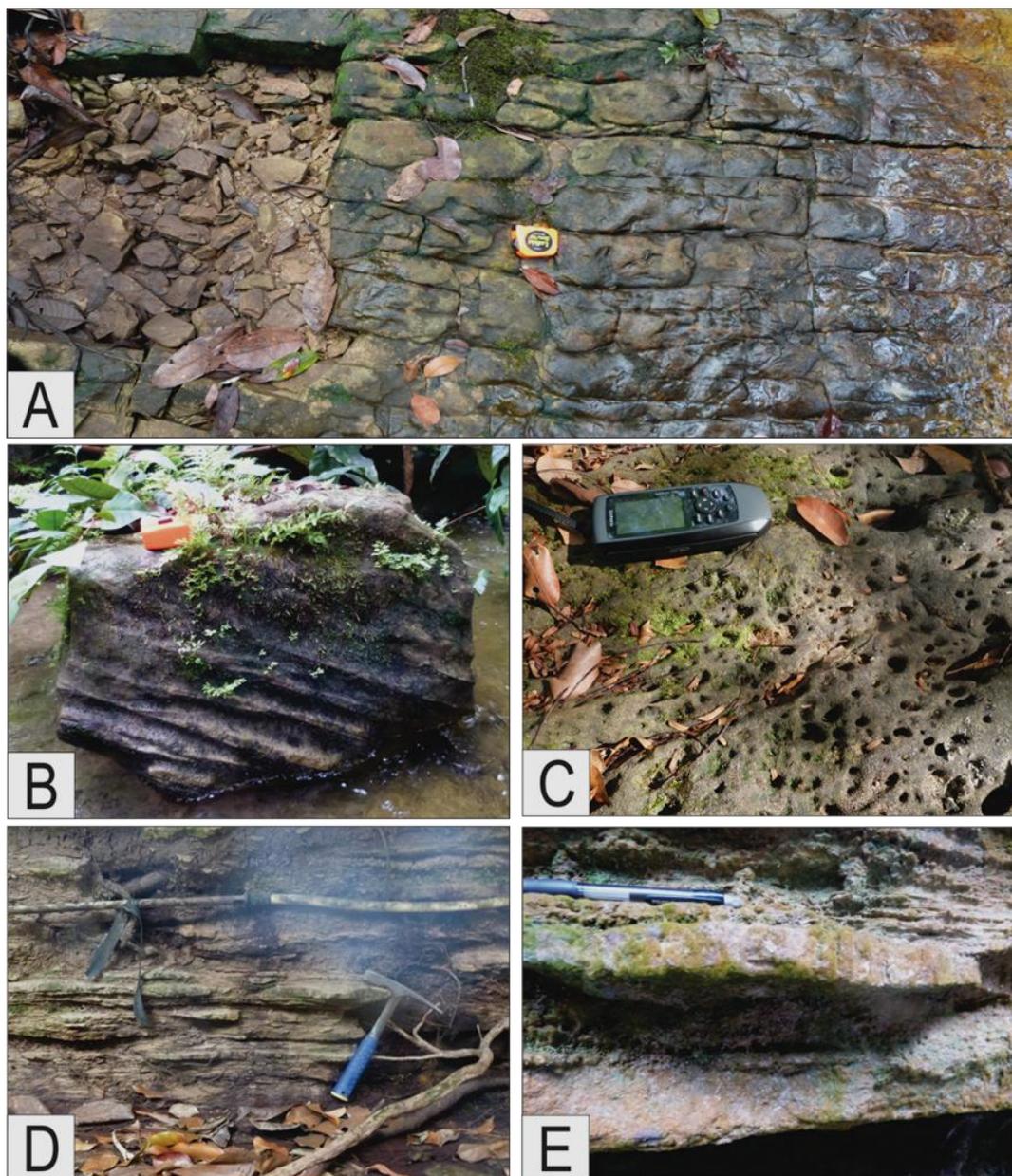


Figura 25 – Os detalhes A e B desta figura pertencem aos detalhes A1 e A2 da panorâmica A da figura 23. O detalhe A (A1) mostra arenito maciço com fraturamento. O detalhe B (A2) exhibe arenito com estratificação cruzada das fácies Act. Os detalhes C D e E pertencem aos detalhes A1, B1 e C1 das panorâmicas A, B e C da figura 24. O detalhe C (A1) mostra a bioturbação por Skolithos da fácies Abs. Os detalhes D (B1) e E (C1) exibem as intercalções de arenitos com pelitos das fácies Am e Pl

7.1.2.5. Interpretação

As camadas da fácies Act, de médio porte, são desenvolvidas pelas mudanças e variações nas intensidades das correntes unidirecionais (Miall 1999). As fácies Act encontram-se sobreposta às fácies Ap e Pl evidenciando variações na energia e nos regimes de fluxo passando de fluxos moderados a calmos, respectivamente. Os arenitos da fácies Am se formam em ambientes altamente energéticos (Tucker 2003; Nichols 2009), como produto de

fluxos gravitacionais (Collinson 1996; Miall 1996) sem que tenham um tempo suficiente para a formação de estruturas sedimentares. Ao cessar a rápida deposição, a sedimentação volta ao normal. A bioturbação da fácies Aba pertence à *Ichnofácies Cruziana* e ocorre na interface arenito-pelito indicando períodos calmos durante a deposição em ambientes de energia mais elevada (Nogueira *et al.* 1999). Segundo Hall (1852), as galerias são formadas por túneis sub-horizontais que podem ramificar-se ou curvar tendencialmente num único sentido. Este icnofóssil escavava revolvendo os sedimentos à procura de alimento (*feeding burrows*) (Häntzschel 1975, *apud* Nogueira *et al.* 1999). Segundo Boucot (1975) este icnofóssil é relacionado a ambientes marinhos de condições litorâneas rasas e seu desenvolvimento pode estar associado aos climas periglaciais (Nogueira *et al.* 1999). Exemplares de *Arthropycus alleghaniensis* tem sido encontrados em alguns locais do Município de Presidente Figueiredo por Soares (1998), Nogueira *et al.* (1999) e Soares *et al.* (2005), como nas cachoeiras da Orquídeas e da Santa Cláudia. A deposição da fácies Pl pode ser atribuída aos processos de suspensão do material mais fino durante os períodos calmos, que permitem a sedimentação de delgadas camadas de pelitos intercaladas aos arenitos.

A associação das fácies Act, Aba, Am e Pl é indicativa de ambiente marinho raso (depósitos de *shoreface superior*) tendo como principais características a estratificação cruzada tabular, assim como a presença do icnofóssil da *ichnofácies Cruziana*, que é característica desta zona. A deposição de camadas da fácies Am, de granulometria fina a média, reforça a interpretação deste paleoambiente de sedimentação que exhibe índices e fluxos de energia moderados a altos, alternados com períodos relativamente calmos.

7.1.3. Depósito de *Foreshore*

Os depósitos de *foreshore* são constituídos principalmente por quartzo-arenitos representados pelas fácies de arenitos com estratificação plano paralela (Ap) e arenitos com estratificação plano-paralela bioturbados por *Skolithos* (Abs).

7.1.3.1. Arenito com estratificação plano-paralela (Ap)

A fácies Ap é constituída de arenitos esbranquiçados, com tonalidades avermelhadas a amarronzadas, com estratificação plano-paralela, por vezes incipiente. Dispõem-se em *sets* individuais de espessura variável (2,0 a 50 cm), formando pacotes (*cosets*) de até quase 4,0 m de espessura (Figura 24). Por vezes, no topo das camadas são observadas suaves ondulações com comprimentos de onda de 12 a 15 cm e altura de 2,0 a 4,0 cm (Figura 31A1). As

camadas se estendem lateralmente por dezenas de metros (Figuras 19A, 19B, 23B, 24D, 31A, 31D, 32C, 32D, 33A, 33D e 33E).

O arenito é constituído principalmente de grãos de quartzo de granulometria muito fina a média (0,062 até 0,50 mm), bem selecionados, subarredondados a arredondados (Figura 26). Granulometricamente, as assimetrias presentes variam de positivas, negativas e aproximadamente simétricas e sua curtose é predominantemente mesocúrtica. Em geral, os grãos são monocristalinos e exibem extinção ondulante (fraca a forte) e, alguns quartzos mostram extinção reta. Exibe empacotamento fechado (Figura 27A), onde predominam os contatos longitudinais e, em menor proporção, contatos côncavo-convexos (Figura 27B). Apresenta porosidade intergranular reduzida e, alguns grãos, apresentam sobrecrecimento sintaxial de sílica, além de cimento ferruginoso que define uma linha de sujeira nos contornos dos grãos (Figura 27C). Localmente, foram observados grãos de turmalina e zircão (Figura 27D).

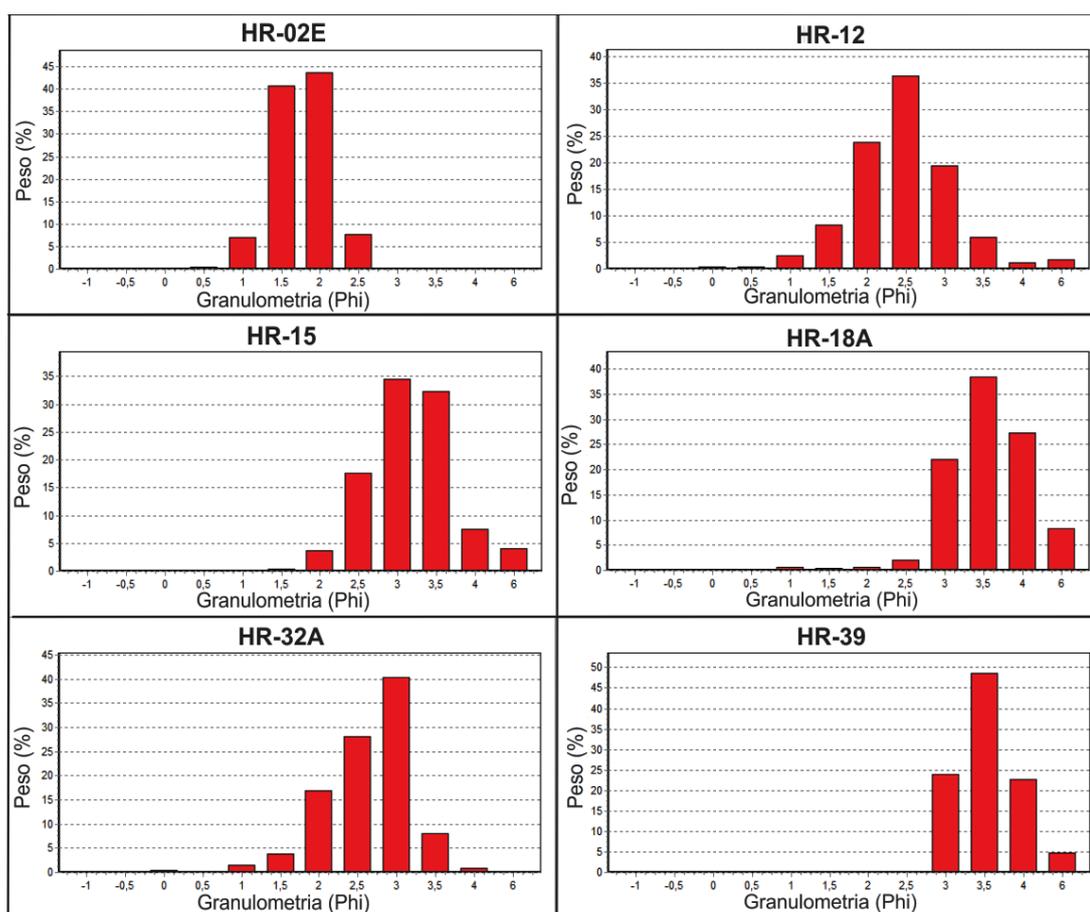


Figura 26 – Histograma de frequência pertencentes à fácies Ap do ambiente de *foreshore*. As amostras tem sigla HR

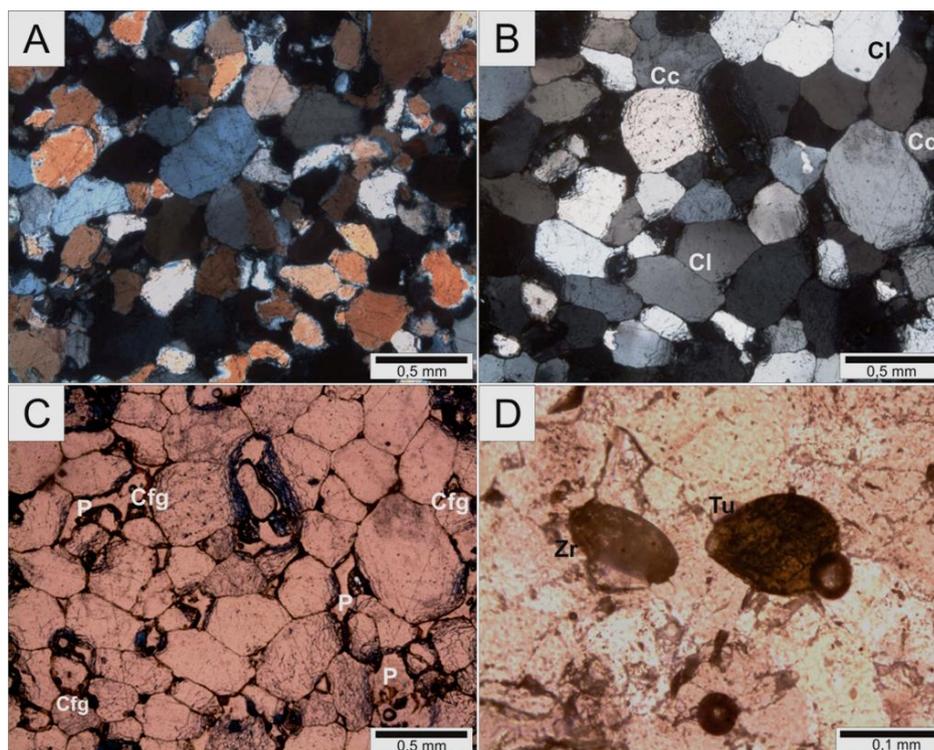


Figura 27 – Microfotografia da fácies Ap. O detalhe A mostra grãos de quartzo moderadamente selecionados com empacotamento fechado (40x-NX). O detalhe B exibe a predominância dos contatos longitudinais (Cl) e côncavo-convexos (Cc) entre os grãos de quartzos (40x-NX). O detalhe C exibe cimento ferruginoso (Cfg) no contorno dos grãos de quartzo, além de porosidade intergranular (P) (40x-NP). O detalhe D mostra grãos de turmalina (Tu) e zircão (Zr) arredondados (10x-NP). Siglas: NX – nicois cruzados e NP – nicois paralelos

7.1.3.2. Arenito com estratificação plano-paralela bioturbado por *Skolithos* (Abs)

O arenito da fácies Abs apresenta coloração esbranquiçada, com estratificação plano-paralela (por vezes tênues) dispostos em camadas individuais com espessuras que variam de 10 a 70 cm formando *cosets* de até 10 m de espessura. Esta fácies se encontra intensamente bioturbada pelo icnofóssil *Skolithos*, que se caracteriza por tubos verticalizados com diâmetros que variam de 0,5 até 1,0 cm e comprimento até 7,0 cm (Figuras 23, 24, 25C, 30, 31, 32 e 33).

Os arenitos desta fácies exibem granulometria fina a média (0,125 até 0,50 mm), moderadamente selecionados e variam de subangulosos a subarredondados (Figura 28). A assimetria é aproximadamente simétrica, e apresenta uma curtose de tipo leptocúrtica. Predominam os grãos de quartzo monocristalinos e policristalinos (em menor proporção). Os grãos de quartzo exibem principalmente extinção ondulante (fraca a forte) e alguns grãos apresentam extinção reta. Exibem arcabouço fechado (Figura 29A) onde os contactos são

longitudinais e, por vezes, côncavo-convexos (Figura 29B). Apresenta porosidade intergranular reduzida (Figura 29C) e, alguns grãos exibem sobrecrecimento sintaxial de sílica. Localmente, ocorrem grãos de turmalina dispersos (Figura 29D).

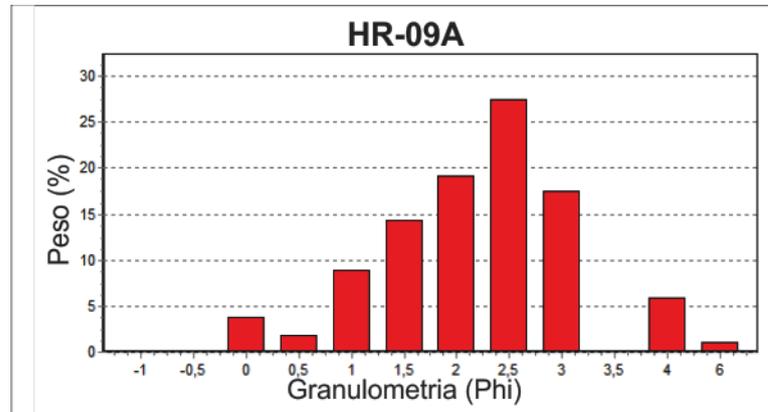


Figura 28 – Histograma de frequência pertencente à fácies Abs do ambiente de *foreshore*. A amostra tem sigla HR

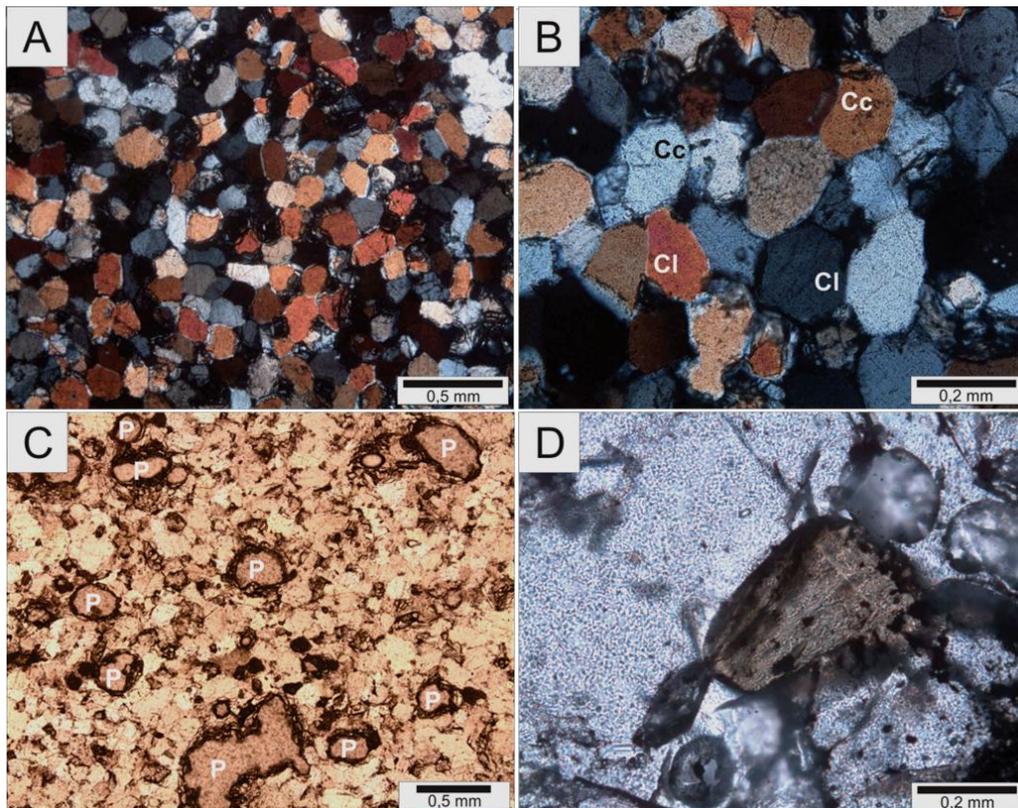
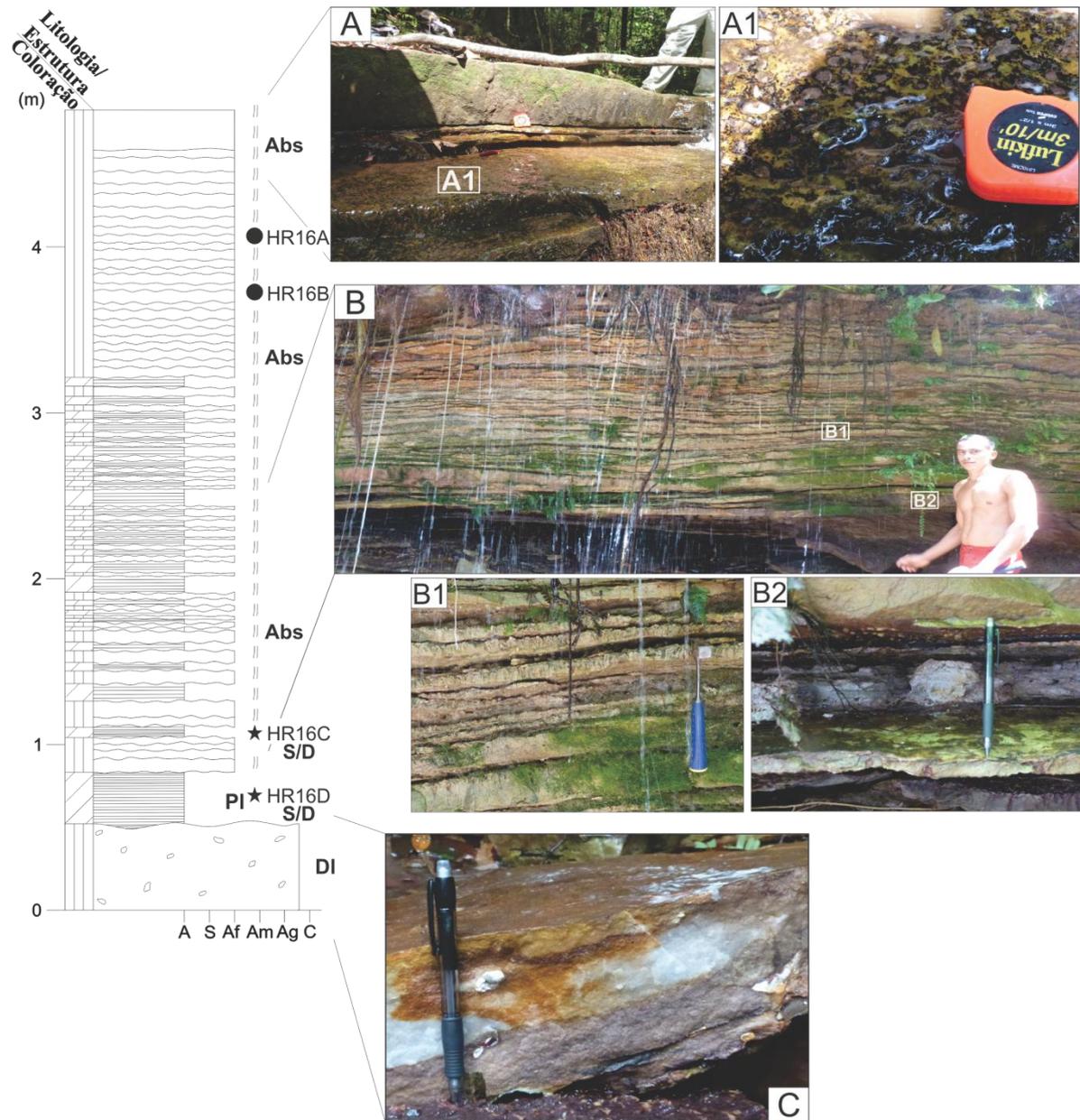


Figura 29 – Microfotografia da fácies Abs. O detalhe A mostra o quartzo-arenito bem selecionado, com arcabouço fechado (10x-NX). O detalhe B mostra contatos longitudinais (Cl) e côncavo-convexos (Cc) no arcabouço (10x-NP). O detalhe C mostra poros (P) intergranulares irregulares (4x-NP). O detalhe D mostra grão de turmalina arredondado (40x-NP). Siglas: NX – nicois cruzados e NP – nicois paralelos



LEGENDA	
TAMANHO DO GRÃO:	
A - Argila, S - Silte, Af - Areia fina, Am - Areia média, Ag - Areia grossa, C - Conglomerado	
COLORAÇÃO:	
	Cinza médio
	Branco
CHAVE	
	Estratificação plano paralela com marcas onduladas
	Clastos de quartzo e argila
	Aspecto maciço
	Skolithos
●	Amostra para Lâmina Delgada
★	Amostra para Palinologia
IDADE	
D - Devoniano	
D(?) - Devoniano (?)	
S/D - Siluriano Superior-Devoniano	
E - Estéril	

Figura 30 – Seção panorâmica e colunar do ponto HR-16, destacando as fácies de arenito com estratificação plano-paralela bioturbado por *Skolithos* (Abs), pelito laminado (PI) e diamictito laminado (DI). A foto A mostra o detalhe A1 de fácies Abs. A panorâmica B mostra os detalhes B1 e B2 exibindo intercalações das fácies Abs com as fácies PI. O detalhe C mostra a fácies de diamictito laminado (fácies DI) com clastos de quartzo e argilito

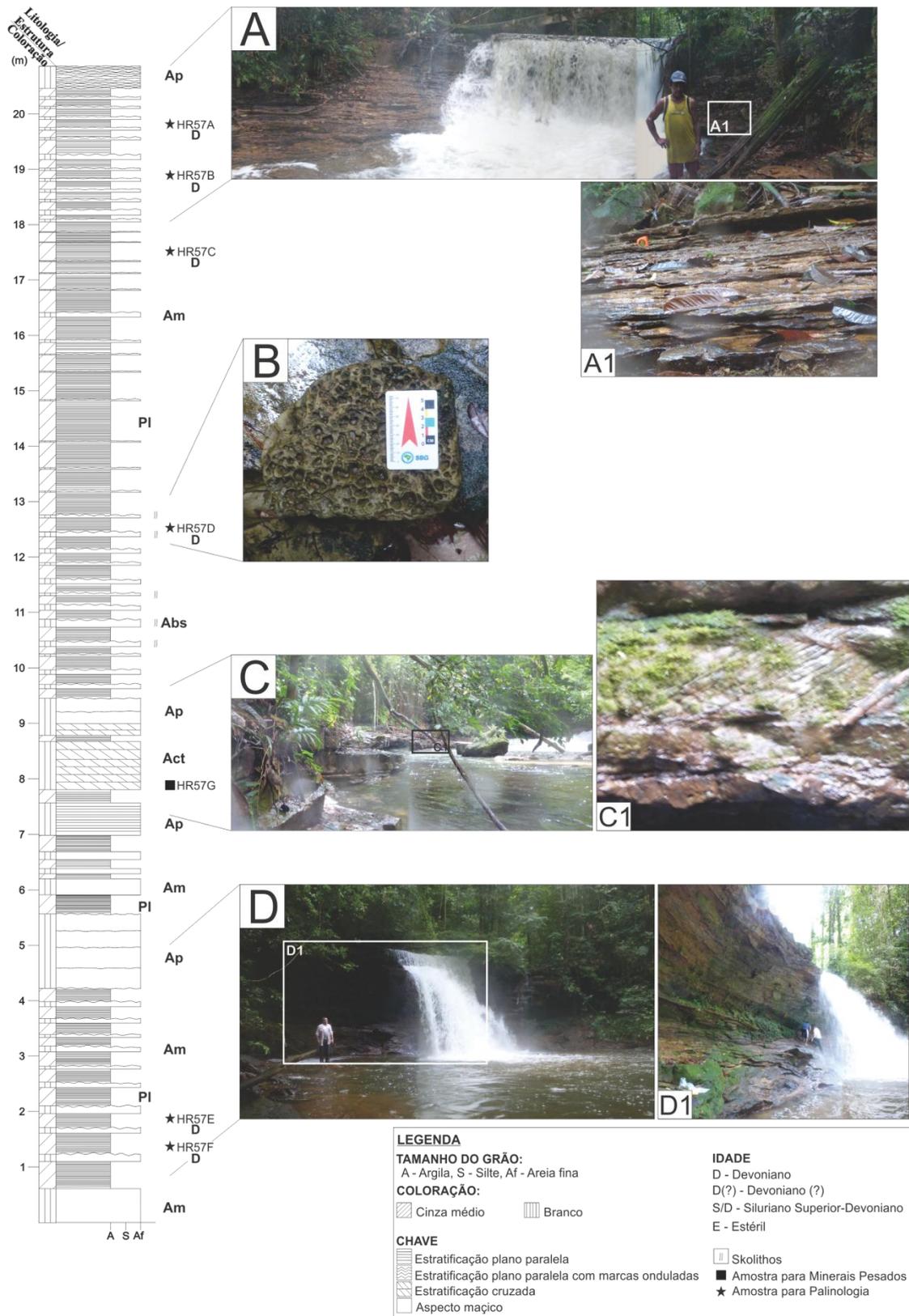


Figura 31 – Seção panorâmica e colunar do ponto HR-57, destacando as fácies dos arenitos com estratificação plano-paralela (Ap), arenito com estratificação plano-paralela bioturbado por *Skolithos* (Abs), arenito com estratificação cruzada tabular (Act), arenito maciço (Am) e pelito laminado (PI). Os detalhes A1 mostram pelitos laminados com intercalação de arenitos (fácies Am e PI). O detalhe B mostra arenito bioturbado por *Skolithos* pertencentes às fácies Abs. O Detalhe C1 mostra à fácies Act. O detalhe D1 mostra a intercalação das fácies Am com PI

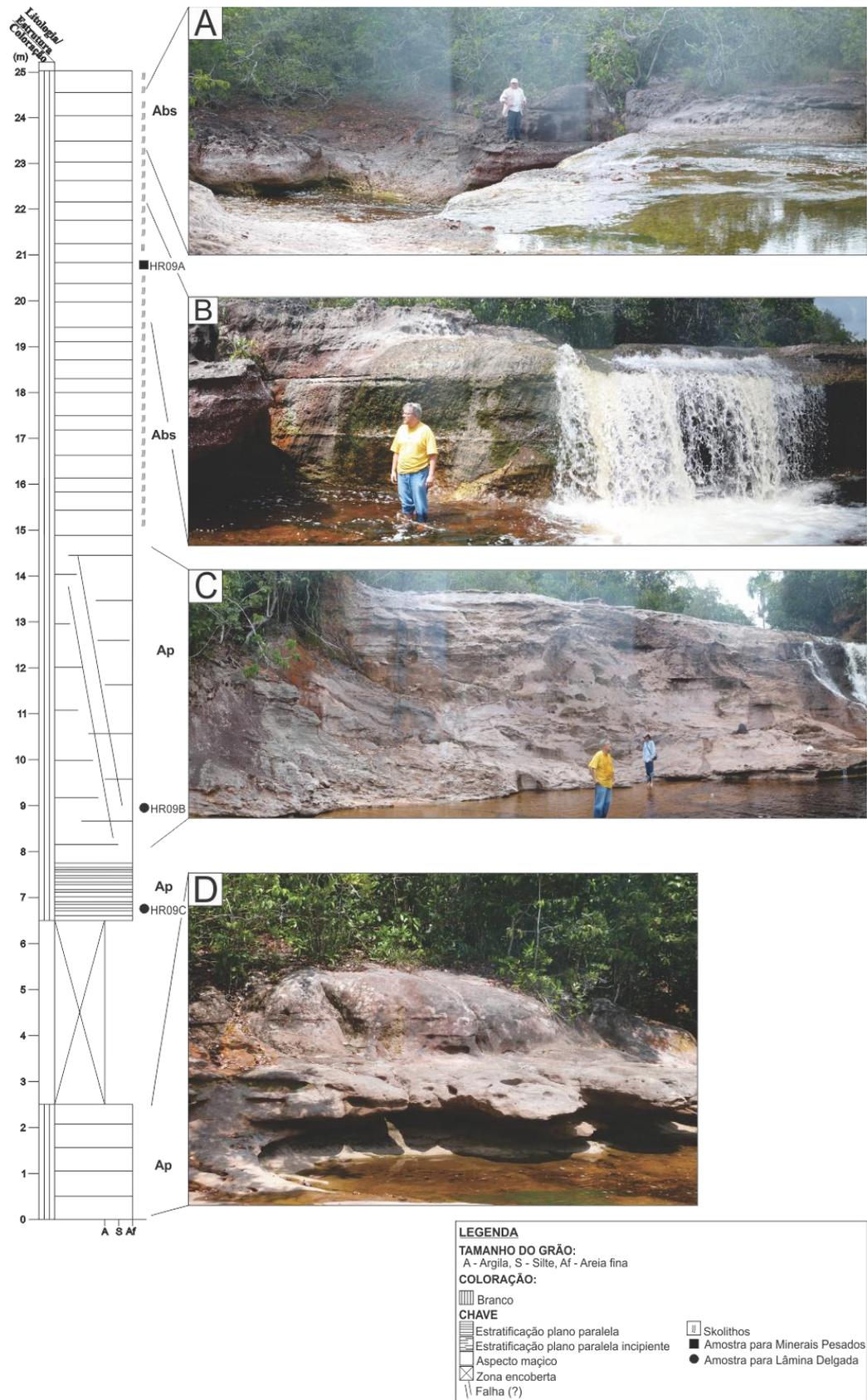


Figura 32 – Seções panorâmicas e colunar do ponto HR-09, destacando as fácies de arenitos com estratificação plano-paralela (Ap) e arenito com estratificação plano-paralela bioturbado por *Skolithos* (Abs). As panorâmicas A e B exibem arenitos bioturbados da fácies Abs. As panorâmicas C e D mostram as fácies Ap com laminação incipiente

7.1.3.3. Interpretação

Os arenitos com estratificação plano-paralela estão relacionados à razões uniformes de deposição em ambientes de fluxo e refluxo na zona de espraiamento ou *wave wash* (Nichols 2009). Particularmente, as areias desta zona exibem estratificação plano-paralela incipiente, sendo que a ausência local da estratificação pode ser atribuída à obliteração da estrutura por perda de água devido às variações na permeabilidade das camadas durante a evacuação do fluido (Posamentier & Walker 2006; Nichols 2009), possivelmente durante os processos trativos exercidos pela ação das ondas. Os depósitos com fácies Ap encontram-se associados ao ambiente marinho raso de energia elevada na zona de *foreshore*. Nesta zona, a ação do fluxo e refluxo superior da água, elimina os sedimentos finos (silte e argila), promove uma melhoria na seleção e arredondamento dos grãos e remove os grãos instáveis (feldspato e fragmentos de rocha), elevando assim, a maturidade textural e composicional.

A presença de bioturbação por *Skolithos* é característica de ambientes marinhos rasos (*foreshore*) ou costeiros (Pemberton *et al.* 1992). Segundo Bromley & Ekdale (1984), Saunders & Pemberton (1986); Frey & Howard (1990) e Pemberton *et al.* (1992) *Skolithos* é um icnofóssil associado a organismos que viviam em tocas pequenas verticais cilíndricas a irregulares. Estas estruturas são utilizadas para alimentação e escape dos processos erosivos e dos câmbios abruptos nas taxas de deposição, mudanças na salinidade e/ou temperatura relacionadas à subida e descida do nível do mar. A presença deste traço fóssil corrobora a interpretação da zona de *foreshore*.

As fácies areníticas (Ap e Abs) são representativas da zona de *foreshore* e indicam que estes tipos de depósitos pertencem a uma zona com níveis elevados de energia e fluxos maiores (Allen 1982; Pemberton *et al.* 1992; Tucker 2003; Nichols 2009).

7.1.4. Depósito Glacial

Este tipo de depósito é representado pelas fácies de diamictito maciço (Dm) e diamictito laminado (Dl), as quais mostram-se intercaladas a fácies Ap e exibe ocorrência restrita na porção sudeste da área de estudo.

7.1.4.1. Diamictito maciço (Dm)

Esta fácies apresenta ocorrência restrita nas margens do córrego Tucumanduba, estando em parte encoberta por vegetação e/ou solo. Ocorre como um depósito exibindo espessura de aproximadamente de 7,0 m que se estende por dezenas de metros, ocorrendo

intercalada na fácies Ap (Figura 33). Exibe coloração bege-rosada a amarronzada, aspecto maciço e porções de arcabouço aberto (paraconglomerado) e fechado (ortoconglomerado). É constituído de matacões e seixos de tamanhos variados (entre 2,0 cm até 1,5 m) e litologia distinta, predominando os clastos de rocha sedimentar (quartzo-arenito) e quartzo, com raros clastos de argilito (caulínicos e ferruginosos) (Figuras 33B, 33C e 34).

Em geral, os matacões e seixos apresentam formas tabulares a irregulares e variam de angulosos a arredondados (Figuras 34A, 35 e 36) sem orientação definida (Figuras 34 e 35). Ocorrem também seixos facetados de quartzo-arenito que mostram uma frente desgastada formando uma testa e, uma retaguarda que se encontra aparentemente intacta apresentando a forma típica de “ferro de engomar” e triangular (Figuras 37B, C, D, E e F). Na superfície de alguns clastos facetados foram observadas ranhuras lineares, subparalelas entre si, espaçadas milimetricamente e paralelas ao maior comprimento do clasto, que se assemelham a estrias (?) (Figuras 37E e F).

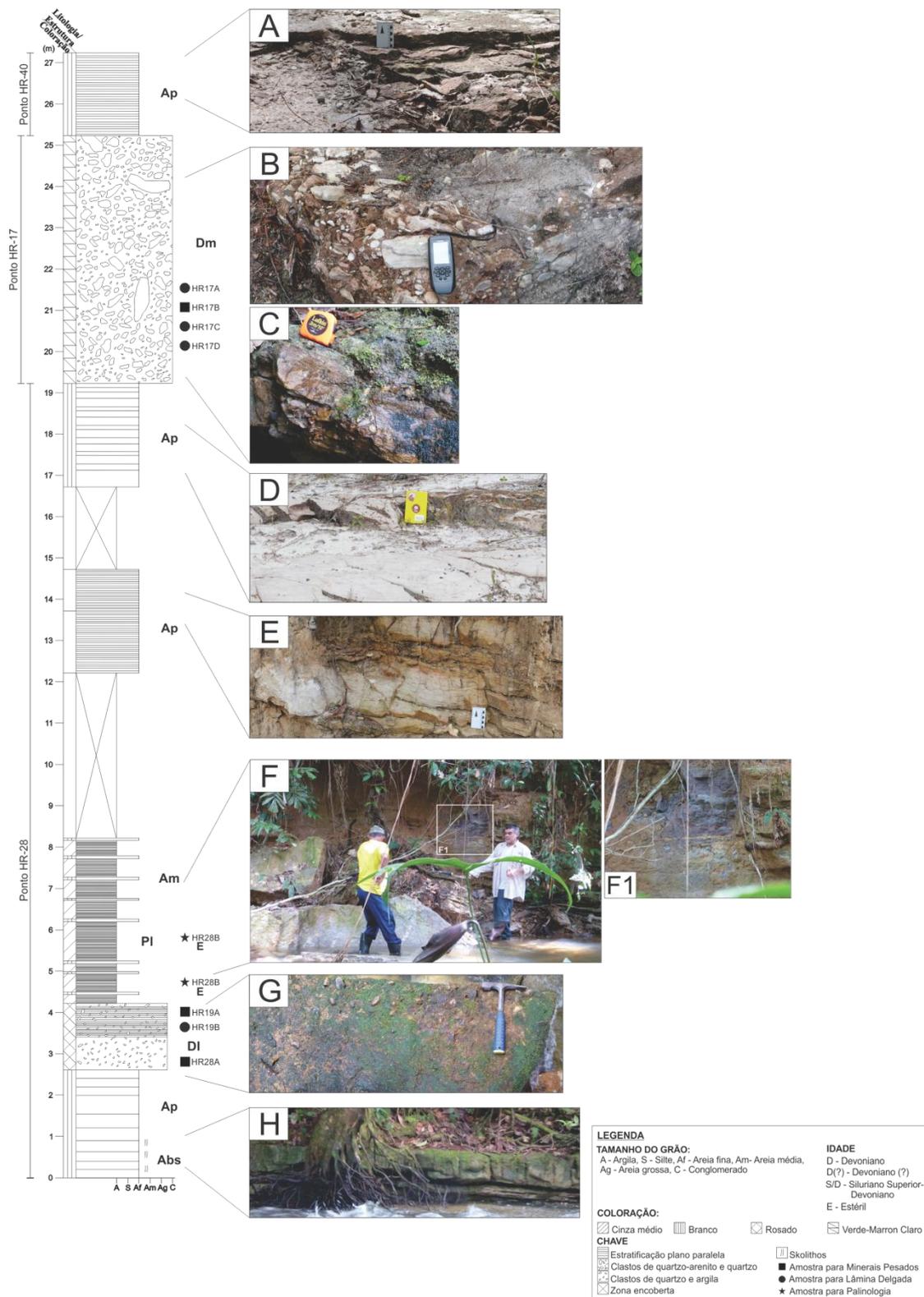


Figura 33 – Seção panorâmica e colunar dos pontos HR-17, HR-28 e HR-40. As panorâmicas A, D e E mostram os arenitos com estratificação plano-paralela (fácies Ap). No ponto HR-17 as panorâmicas B e C mostram à fácies conglomerática de diamictito maciço (Dm). No ponto HR-28 se destacam os arenitos maciços bioturbados por *Skolithos* (Abs), arenitos maciços (Am), diamictitos laminados (DI), arenitos com laminação plano-paralela (Ap) e pelitos laminados (PI). O detalhe F1 exhibe pacote de pelito laminado cor cinza. A panorâmica G mostra diamictito laminado (DI) com pequenos clastos de quartzo arenito, quartzo e argilito. A panorâmica H destacam os arenitos com fácies Abs

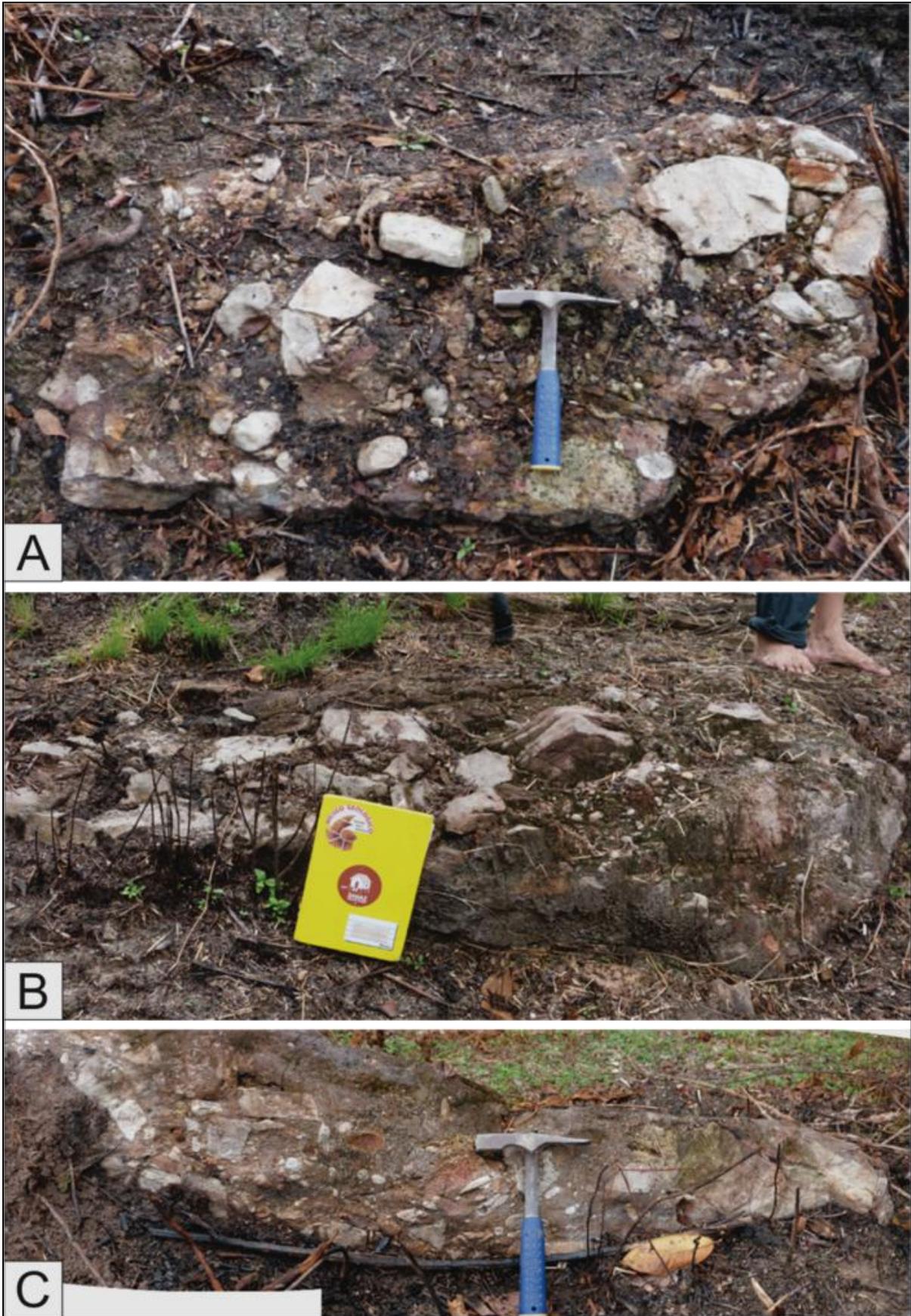


Figura 34 – Matações angulosos e seixos da fácies Dm. Apresentam formas e tamanhos variados, sem orientação definida, exibindo arcabouço fechado (Detalhes A e B) e aberto (Detalhe C)

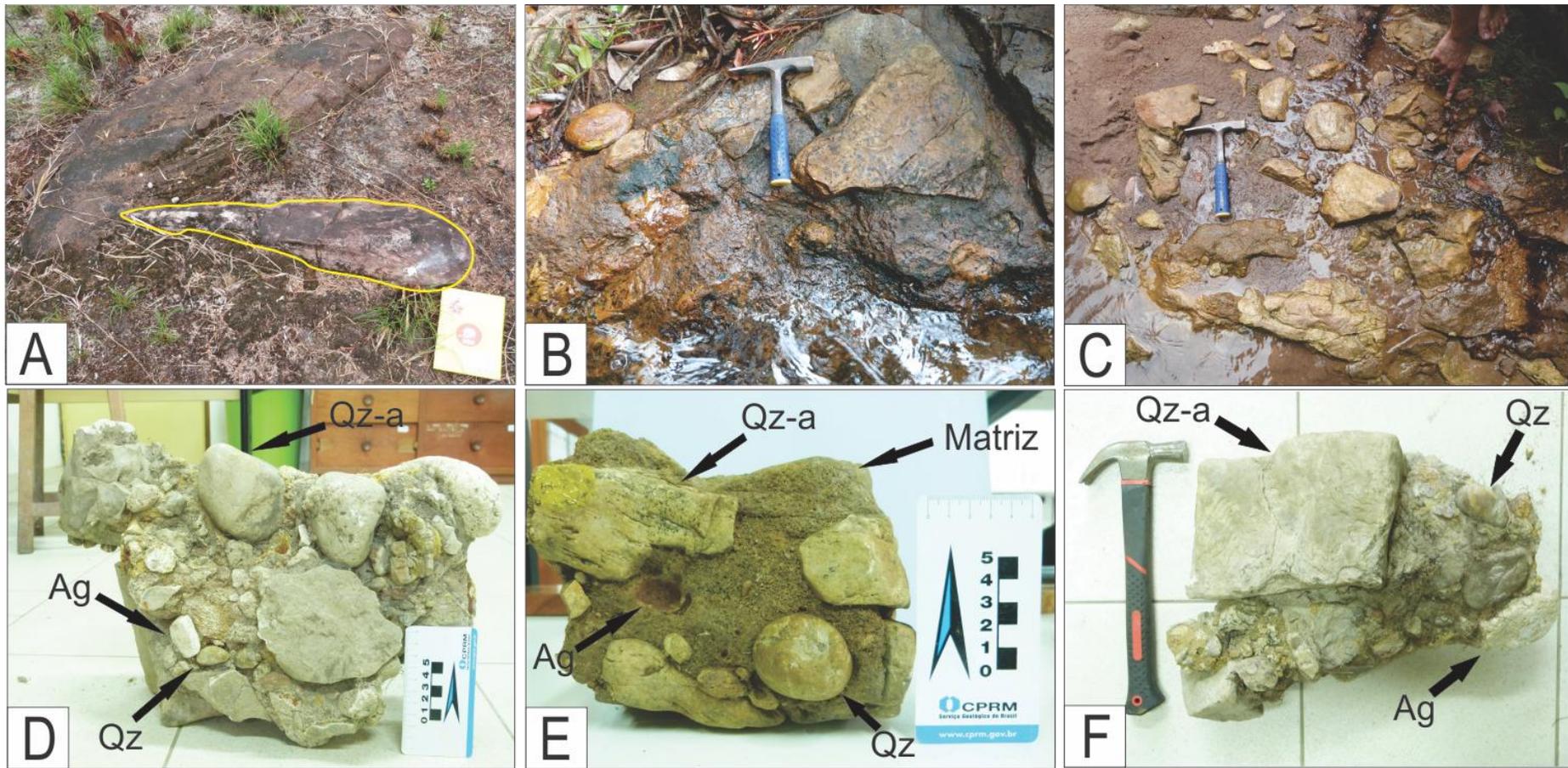


Figura 35 – Aspectos texturais da fácies Dm. Os detalhes A, B e C ilustram os blocos e seixos de tamanhos e formas variadas. Os detalhes D, E e F mostram clastos com formas variadas, que variam de angulosos a arredondados, de quartzo-arenito, argilito e quartzo, imersos em matriz arenosa fina a grossa. Siglas: Qz-a (quartzo-arenito), Qz (quartzo) e Ag (argilito)

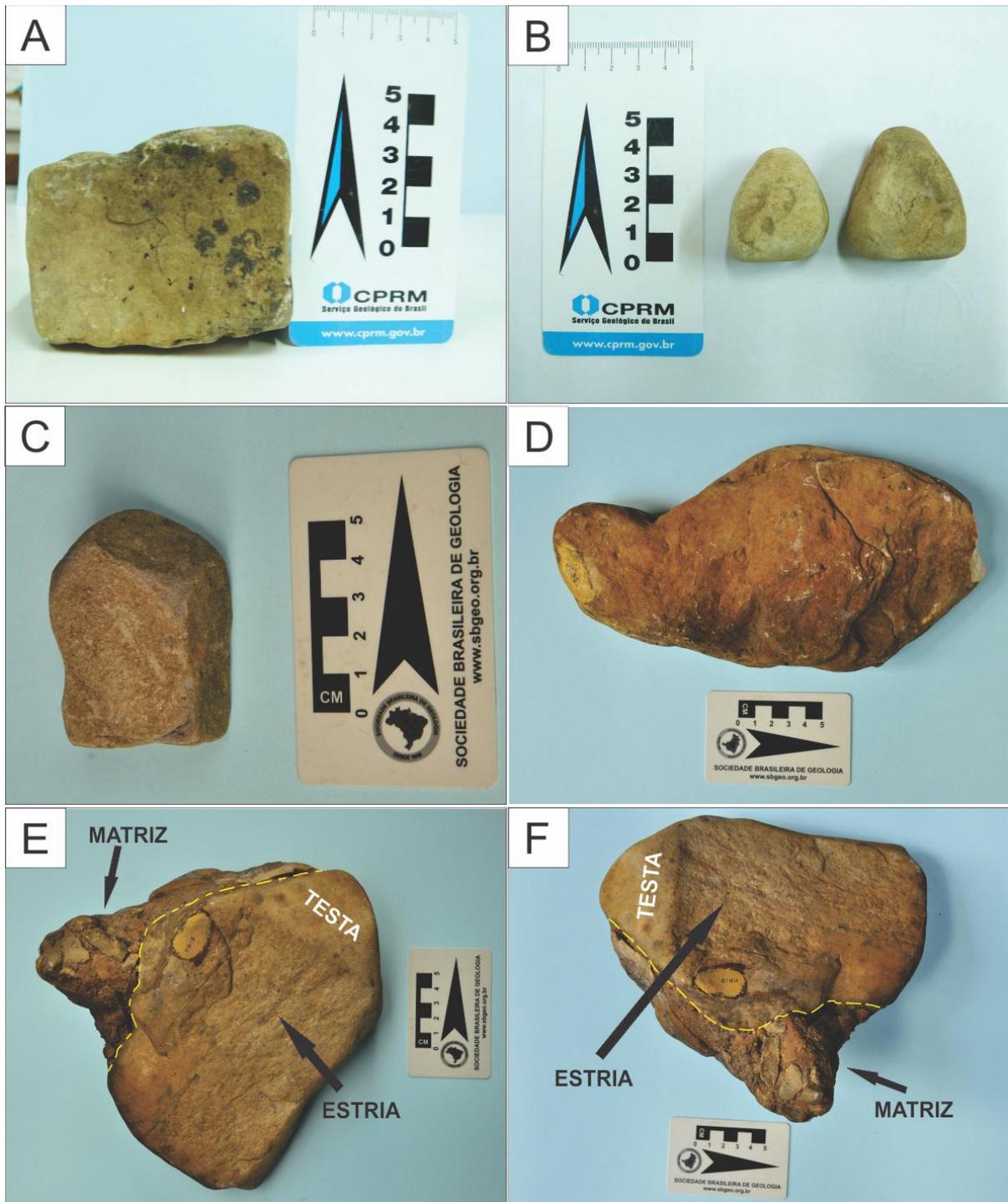


Figura 36 – Forma dos clastos encontrada na fácies Dm. O detalhe A mostra seixo de quartzo-arenito de forma tabular. O detalhe B exibe seixos de quartzo-arenito de formas triangulares. Os detalhes C, D, E e F apresentam seixos de quartzo-arenito facetados com a forma típica de “ferro de engomar”. Os detalhes E e F mostram as duas faces de um seixo de quartzo-arenito facetado com testa e sulcos ou ranhuras paralelos ao maior comprimento, sendo possivelmente estrias (?)

Os constituintes estão imersos em matriz arenítica de aspecto maciço e coloração bege a amarelada, cimentada por óxido e/ou hidróxido de ferro. Os grãos da matriz são de quartzo

monocristalinos e policristalinos (em menor proporção) (Figuras 38A e B), de granulometria fina a muito grossa (0,062 até 2,0 mm), mal selecionados, com grânulos dispersos de quartzarenito, quartzo e argilito de tamanhos entre 2,0 até 35 mm, que variam de subangulosos e subarredondados (Figura 39). As assimetrias mostradas nesta fácies variam de positivas, negativas e aproximadamente simétricas, as curtoses da matriz variam de leptocúrticas, e platicúrticas (Figura 37).

Em geral, os grãos da matriz variam de angulosos a subarredondados, por vezes, exibindo extinção ondulante (fraca a forte) e estão envolvidos por cimento ferruginoso (Figuras 38C, 38D, 39B) e, por vezes, mostram-se fraturados e corroídos (Figuras 38 e 39).

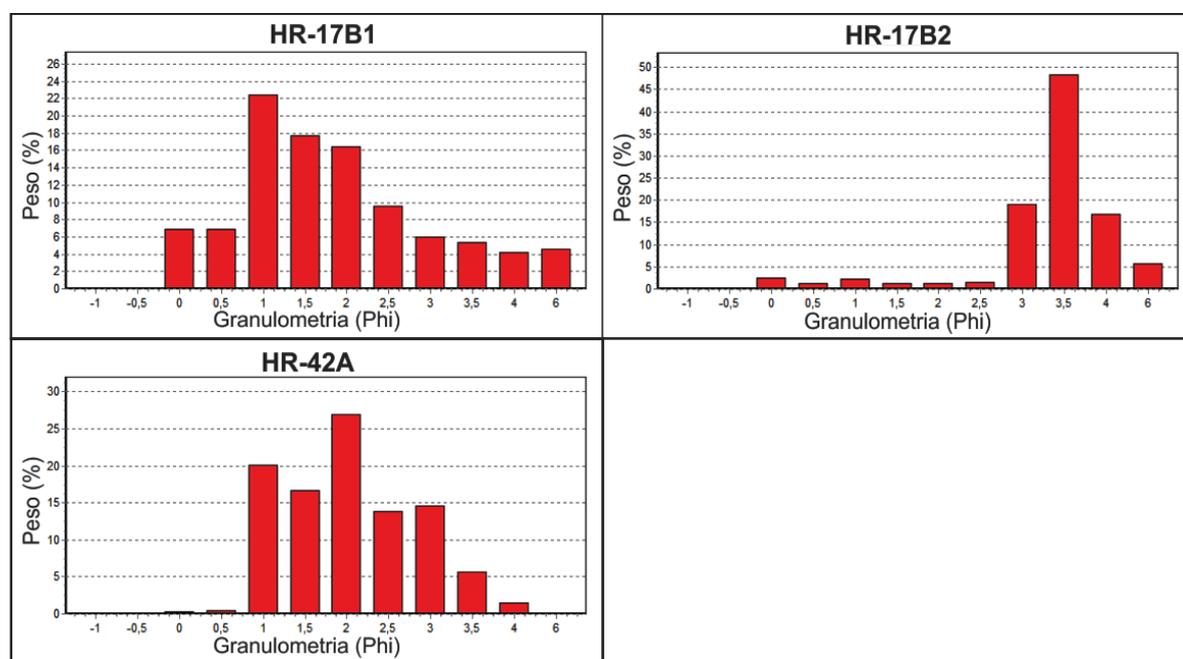


Figura 37 – Histogramas de frequência da fácies Dm do ambiente glacial. As amostras têm siglas HR

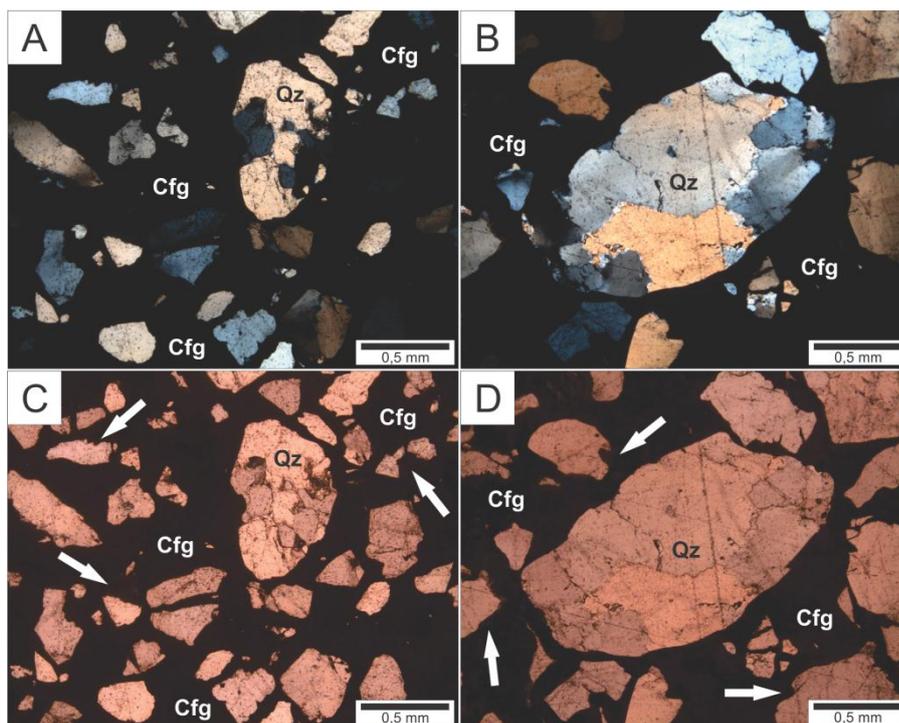


Figura 38 – Fotomicrografia da fácies Dm apresentando arcabouço aberto. O detalhe A mostra grãos de quartzo (Qz) monocristalinos e policristalinos com extinção ondulante (4x-NX). O detalhe B mostra grão de quartzo policristalino envolvido por cimento ferruginoso (4x-NX). Os detalhes C e D mostram o arcabouço aberto com cimento ferruginoso (Cfg) entre os grãos de quartzo (4x-NP). As setas, em branco, indicam feições de corrosão. Siglas: NX – nicois cruzados e NP – nicois paralelos

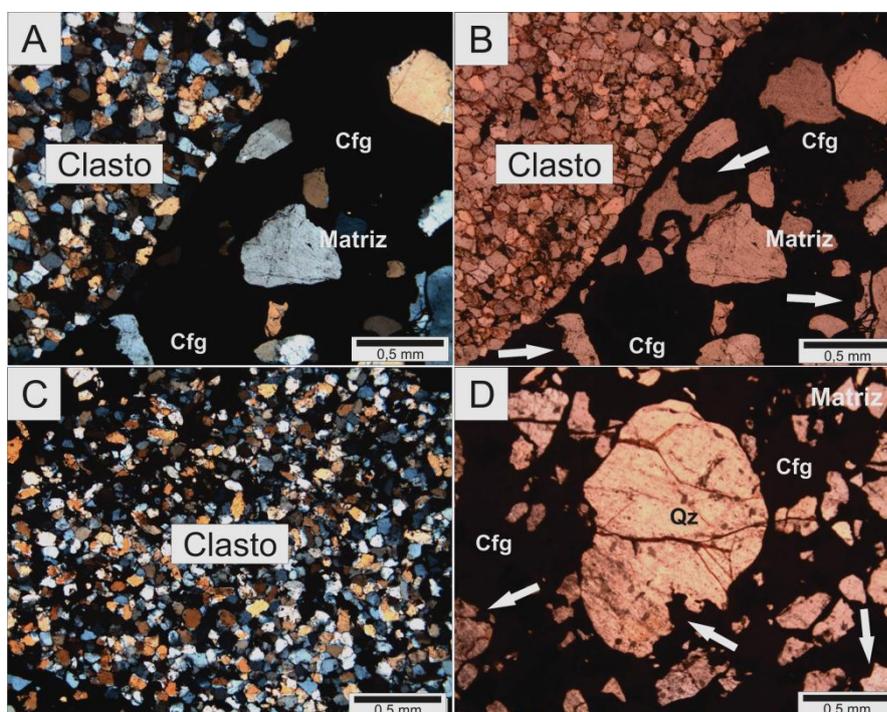


Figura 39 – Fotomicrografia da fácies Dm. Os detalhes A e B mostram os limites entre os clastos de quartzo-arenito e a matriz (4x-NX - esquerda, NP - direita). O detalhe C mostra a textura do clasto de quartzo-arenito, com grãos bem selecionados. O detalhe D mostra a matriz do diamictito constituída principalmente por grãos de quartzo (Qz) e cimento ferruginoso (Cfg) (10x-NP). As setas, em branco, indicam as feições de corrosão. Siglas: NX – nicois cruzados e NP – nicois paralelos

7.1.4.2. Diamictito laminado (DI)

Fácies conglomerática de coloração branco-amarelada, de aspecto maciço, por vezes, exibindo estratificação plano-paralela incipiente, disposto em camadas de 30 cm até 1,30 m de espessura (Figuras 30C e 33G). Exibe arcabouço aberto, com seixos de tamanhos variados (entre 0,5 até 5,0 cm de diâmetro) de quartzo-arenito, quartzo e argilito, mal selecionados, variando de subangulosos a subarredondados, pouco esféricos (Figura 40). Os seixos estão imersos em uma matriz arenítica de granulometria fina a muito grossa, pobremente selecionada (Figura 41). Exibe assimetria que varia de positiva a muito positiva e curtose mesocúrtica (valores com tendência à curva padrão).

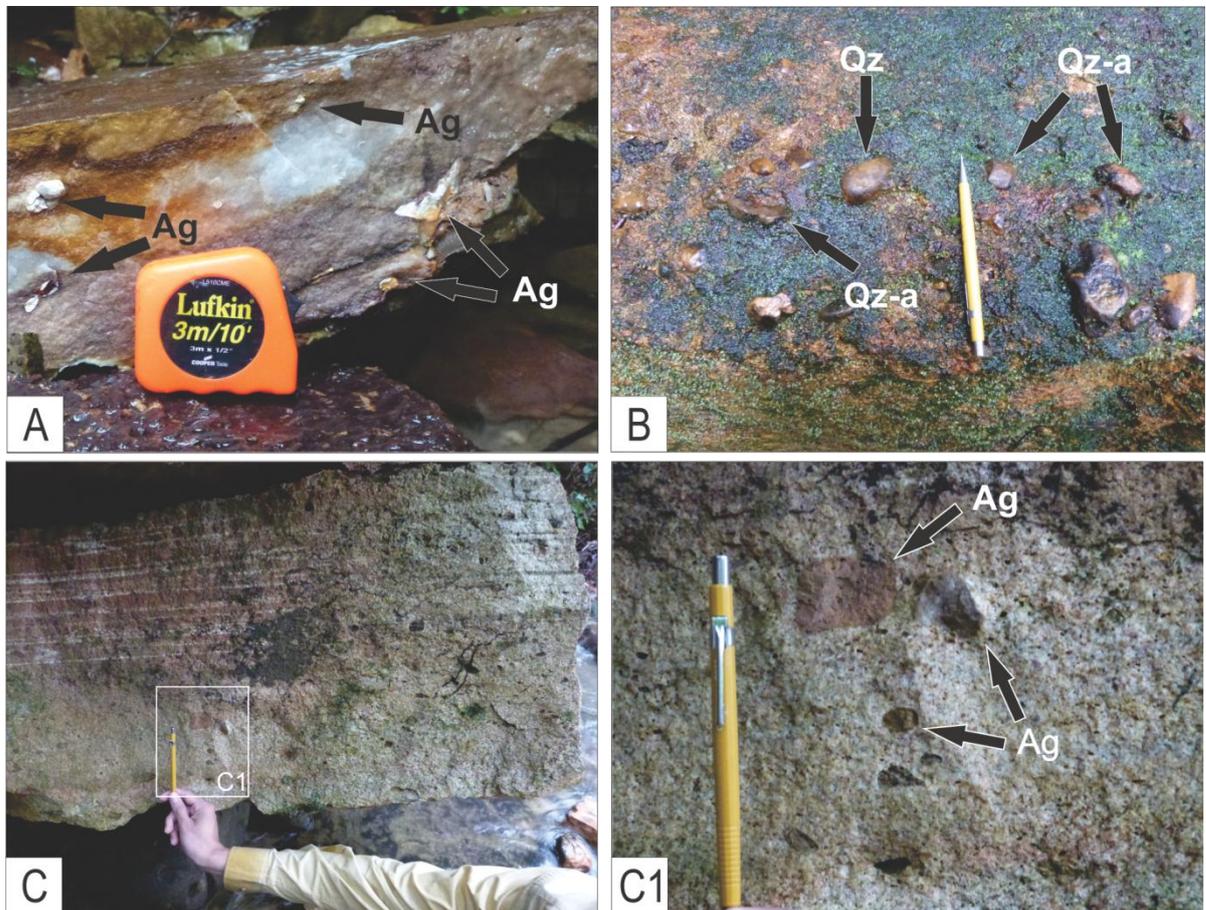


Figura 40 – Aspectos texturais da fácies DI. Os detalhes A, B, C e C1 destacam os seixos de quartzo (Qz), quartzo-arenito (Qz-a) e argilito (Ag) imersos em uma matriz arenítica fina a muito grossa

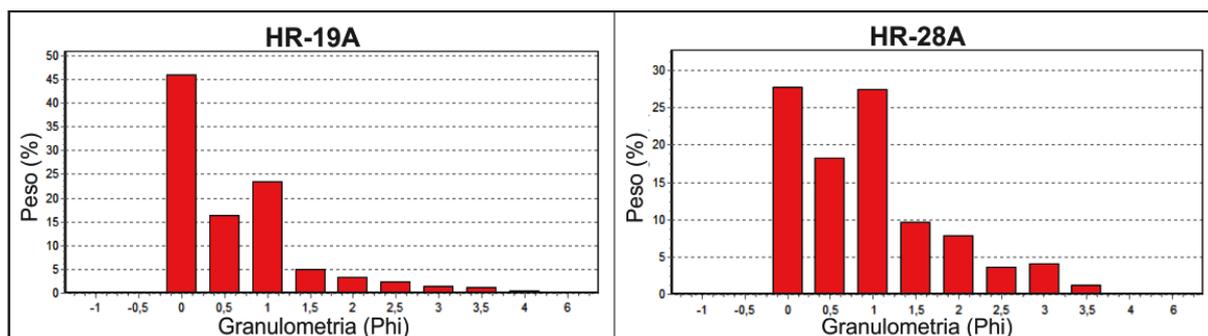


Figura 41 – Histogramas de frequência da fácies D1 do ambiente glacial. As amostras têm siglas HR

Os grãos estão imersos numa matriz constituída por fragmentos de rocha sedimentar (quarto-arenito) com grãos de quartzo (monocristalino e policristalino) que exibem extinção ondulante (fraca a forte) e, em menor porcentagem, reta (Figuras 42A e B), por vezes, apresentam sobrecrecimento sintaxial de sílica (Figura 42C). Em geral, esta fácies exhibe arcabouço aberto e porosidade intergranular (Figura 42D).

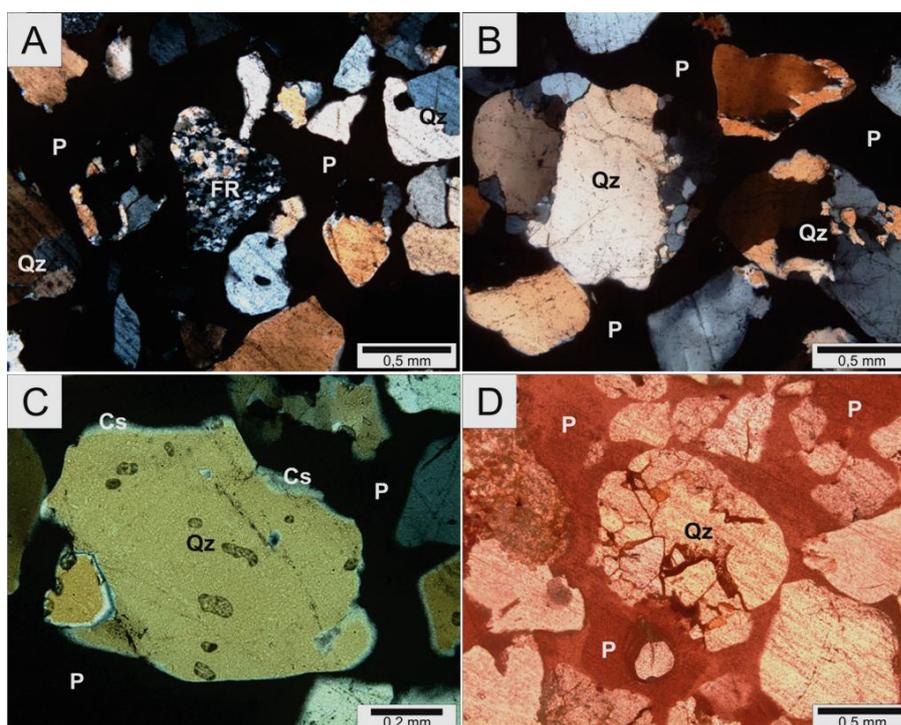


Figura 42 – Fotomicrografia das amostras do ponto HR-19. Os detalhes A e B mostram grãos de quartzo (Qz) e fragmento de rocha (FR) e porosidade intergranular (P) (4x-NX). O detalhe C mostra grão de quartzo com sobrecrecimento sintaxial (Cs) (10x-NX). O detalhe D mostra grão de quartzo com fraturas preenchidas por cimento ferruginoso (4x-NX). Siglas: NX – nicois cruzados e NP – nicois paralelos

7.1.4.3. Interpretação

A gênese do diamictitos grosseiro (Fácies Dm) estaria associada a deposição em morenas terminal e/ou supraglacial. Neste tipo de deposição, o gelo transporta os detritos (com dimensões, formas e tamanhos variados) e os deposita na frente da geleira a medida que ocorre o degelo (Benn & Evans 1997; Assine & Vesely 2008; Bennett & Glasser 2009; Nichols 2009). Em geral, estas morenas são constituídas por sedimentos comumente grosseiros, que na maioria das vezes apresentam baixa seleção granulométrica, clastos de diferentes tamanhos (grânulos a matações) e formas, aspecto maciço e abundância de clastos facetados ou estriados (Assine & Vesely 2008). Parte do material grosseiro que compõe a fácies Dm pode ter sua origem associada ao transporte por fluido viscoso, com mistura de detritos, que são liberadas da base da geleira por pressão do fluxo de degelo (Boulton 1975; Eyles & Sladen 1981; Eyles *et al.* 1982a; Dowdeswell *et al.* 1985), provavelmente em túneis subterrâneos. Esta sedimentação esta relacionada a um ambiente subglacial, onde os processos e depósitos estão diretamente vinculados à dinâmica da geleira (Assine & Vesely 2008).

Na fase de degelo, quando a maior parte dos detritos é transportada na base da geleira, alguns são alojados nas irregularidades do substrato, liberados lentamente pela fusão do gelo intersticial, formando os depósitos de tilitos de alojamento (*lodgement tillites*), semelhantes aos da fácies Dl. Geralmente, estes depósitos não exibem nenhuma orientação preferencial (Flint *et al.* 1960), caracterizam-se pela ausência de estratificação bem definida (Bennett & Glasser 2009), com clastos distribuindo-se de forma errática (sem orientação preferencial).

Segundo Bennett & Glasser (2009), os clastos de origem subglacial podem mostrar características típicas de um transporte basal, com bordas arredondadas e esfericidade mais elevada. Além disso, seixos estriados (originados pela fricção com o substrato), bem como clastos facetados oferecem menos resistência ao movimento do gelo. Segundo Assine & Vesely (2008) a intensa abrasão dos clastos com o substrato faz com que estes sejam mais polidos exibindo uma frente desgastada apresentando a forma típica de “ferro de engomar” ou de “bala” (*bullet shaped clast*), semelhantes aos da fácies Dm. Esta forma é desenvolvida devido ao deslocamento do gelo carregado de sedimentos (incluindo matações e seixos) alojados no substrato (Oliveira 1997). A presença dos clastos com as feições lineares ou estrias são produto da intensa abrasão dos detritos transportados no substrato rochoso (Benn & Evans 1997; Assine & Vesely 2008; Bennett & Glasser 2009).

Os blocos e seixos de quartzo-arenitos encontrados em abundância na fácies Dm provavelmente são oriundos das unidades sedimentares circundantes (*foreshore* e/ou

shoreface), que ocorrem na borda norte da Bacia do Amazonas. Esta hipótese é reforçada pelo posicionamento estratigráfico desta fácies, a qual ocorre intercalada localmente à fácies Ap (*Foreshore*). Além disso, os clastos de quartzo-arenitos (e secundariamente de argilitos) das fácies Dm e Dl apresentam semelhança litológica, textural e composicional aos quartzo-arenitos e argilitos marinhos aflorantes nesta região, corroborando com a hipótese de origem intraformacional atribuída as fácies. A idade Landoveriana-Wenlockiana obtida para outras fácies de diamictito descritas por Soares (1998) e Soares *et al.* (2005) nas proximidades da Vila de Balbina, permitem associar as fácies Dm e Dl ao evento glacial siluriano da Bacia do Amazonas. Os seixos de quartzo encontrados nestas fácies provavelmente tem sua origem relacionada aos veios de quartzo e pegmatito que seccionam as unidades do embasamento cristalino (Figura 9).

7.2. Minerais Pesados

Nos depósitos glaciais (fácies Dm e Dl) o conteúdo de minerais opacos é maior que nos depósitos de *foreshore* e *shoreface*. Foram analisadas 5 amostras nas fácies Dm e Dl (Figura 43, amostras HR-17 B2, 42A, 19A/28A) que exibiram uma assembleia de minerais pesados transparentes constituída de zircão, turmalina, rutilo e anatásio. Os minerais de zircão e turmalina tem a maior representatividade, enquanto o rutilo e, em especial, o anatásio exibem uma baixa frequência (Tabela 2, Figura 44).

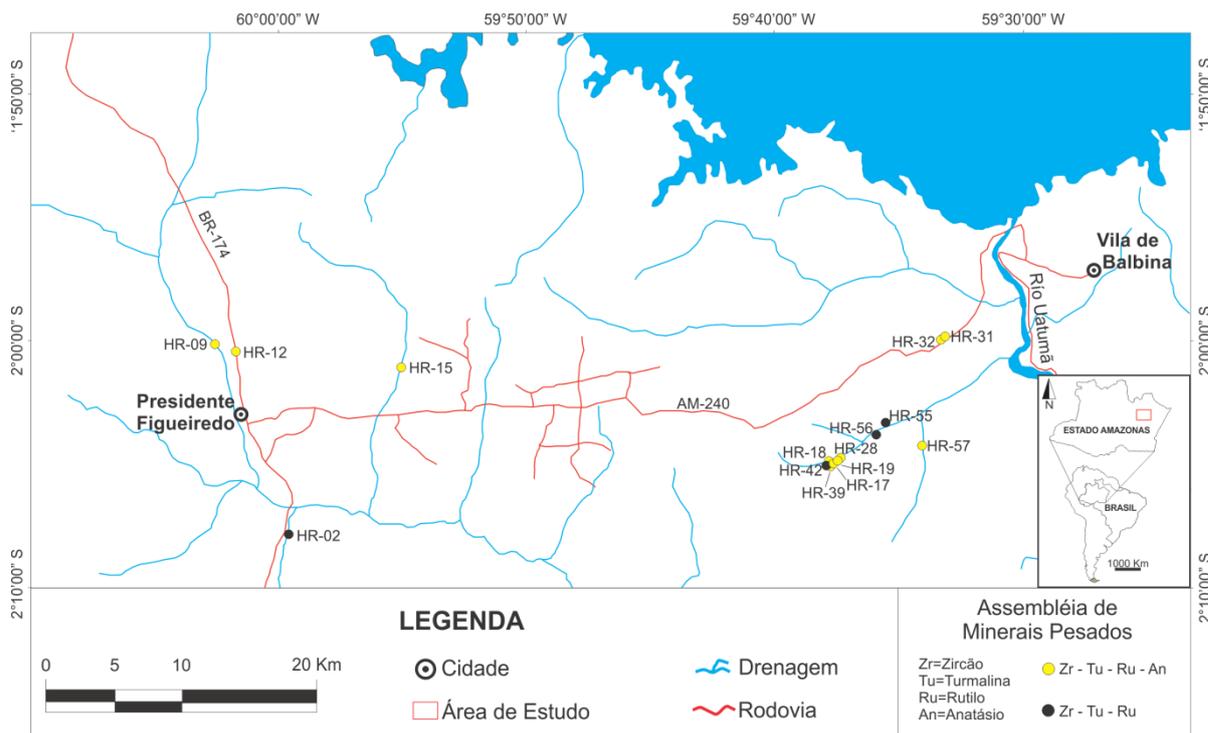


Figura 43 – Mapa de distribuição das amostras dos minerais na área de estudo. A sigla HR indica os pontos estudados. Modificado de Miranda (2005)

Tabela 2 – Frequência relativa dos minerais pesados transparentes nas lâminas dos depósitos glaciais fácies Dm e D1 analisadas

	Fácies	Amostra	Zr	Tu	Ru	An	N
Glacial	Dm	HR-17B2	74	15	11	0	227
		HR-17B2 (A)	62	30	8	0	60
		HR-17B2 (B)	48	43	9	0	468
		HR-42A	97	3	0	0	384
	D1	HR-19A/HR-28A	98	2	0	0	188

Zr=zircão, Tu=turmalina, Ru=rutilo, An=anatásio, N=numero total de grãos contados nas lâminas

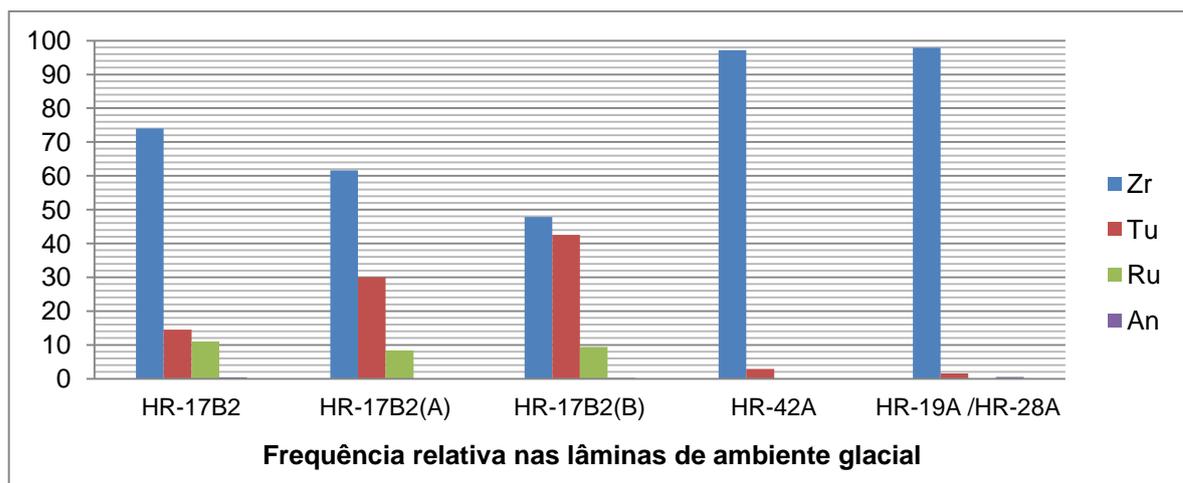


Figura 44 – Frequência relativa de minerais transparentes presentes nas fácies Dm e DI

Na fácies glaciais o percentual de grãos de zircão varia de 48 e 98%; de turmalina entre 2 e 43%; de rutilo entre 0 e 11% e de anatásio apresentam porcentagens <1%.

Nas fácies de *foreshore* e *shoreface* foram analisadas 11 amostras de arenitos, com assembleia de minerais pesados similar à encontrada na fácies Dm. As amostras revelaram uma predominância de grãos de zircão, seguido da turmalina, rutilo e anatásio (traço). Na maioria das amostras foi possível efetuar uma contagem mínima de 300 grãos por lâmina, a exceção das amostras HR19A e HR28A. Foram contados 3300 grãos de minerais transparentes, sendo que 2119 foram de zircão, 1066 de turmalina, 100 de rutilo e 15 de anatásio (Tabela 3, Figura 45).

Tabela 3 – Frequência relativa dos minerais pesados transparentes nas fácies Ap, Abs, Ap, Act e Am

	Fácies	Amostra	Zr	Tu	Ru	An	N
<i>Foreshore</i>	Abs	HR-09A	78	20	2	0	300
	Ap	HR-02E	94	5	1	0	300
		HR-12	54	43	1	2	300
		HR-15	37	61	1	1	300
		HR-18A	58	38	4	0	300
		HR-32A	77	19	4	0	300
		HR-39	68	26	6	0	300
<i>Shoreface Superior</i>	Am	HR-31A	45	51	4	0	300
		HR-55	59	40	1	0	300
		HR-56C	76	18	6	0	300
	Act	HR-57G	60	36	4	0	300

Zr=zircão, Tu=turmalina, Ru=rutilo, An=anatásio, N=numero total de grãos contados.

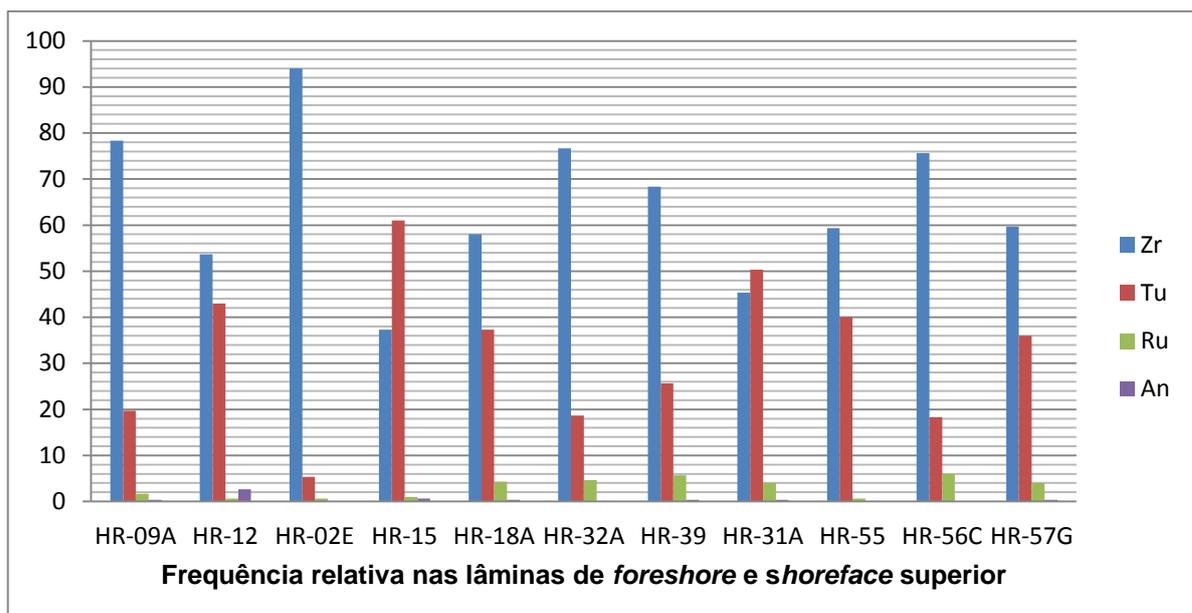


Figura 45 – Frequência relativa de minerais transparentes presentes nas fácies Ap, Abs, Ap, Act e Am

Nas fácies Abs, Ap, Am e Act foram observadas diferenças nos percentuais de minerais pesados, onde os grãos de zircão variam entre 37 e 94%, os de turmalina entre 5 e 61%, os de rutilo entre 1 e 6% e, por ultimo, os de anatásio com valores <3%.

Em geral, a porcentagem de minerais pesados transparentes encontrados nas fácies litorâneas (*foreshore* e *shoreface*) é ligeiramente maior que nas fácies glaciais. Na primeira pode atingir cerca de 2% (como foi observado na amostra HR-18A), enquanto na segunda este percentual é inferior a 1% (Figura 46).

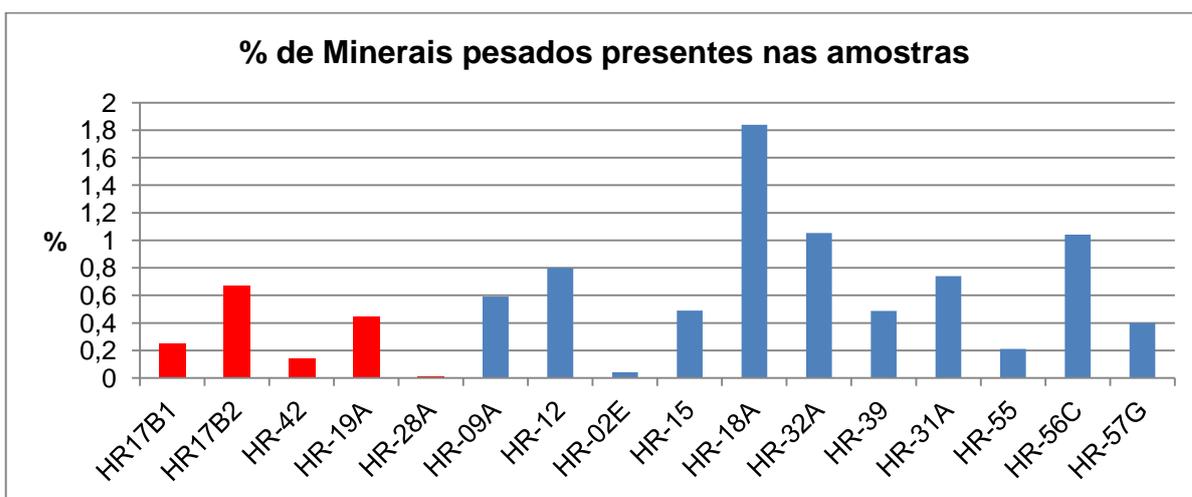


Figura 46 – Porcentagens de minerais pesados transparentes presentes nas amostras de arenitos. Em vermelho, as amostras das fácies glaciais, em azul as amostras das fácies de *foreshore* e *shoreface*

A seguir são descritas as principais características dos minerais pesados transparentes encontrados.

7.2.1. Zircão – $ZrSiO_4$

A maioria das lâminas analisadas exhibe predomínio de zircão, já que este é um mineral de elevada resistência (ultra-estável) aos processos naturais tanto físicos como químicos (Morton & Hallworth 1994; Mange & Maurer 1992). A baixa velocidade de difusão intracristalina dos íons de zircão faz que este se preserve com sua composição química e isotópica por um maior tempo durante os processos geológicos (Cherniak *et al.* 1997). Predominam as formas subarredondadas, arredondadas e muito arredondadas e, em menor porcentagem, as formas eudrais/subedrais, angulosas e subangulosas (Figura 47). Caracterizam-se pelo relevo muito alto, são em geral incolores, por vezes com tonalidades amarelas a rosadas, sendo que alguns grãos estão encobertos com cimento ferruginoso. Podem apresentar leve pleocroísmo (incolores a tons pálidos) e uma alta birrefringência. Internamente, os grãos exibem pequenas inclusões e, alguns, mostram-se quebrados.

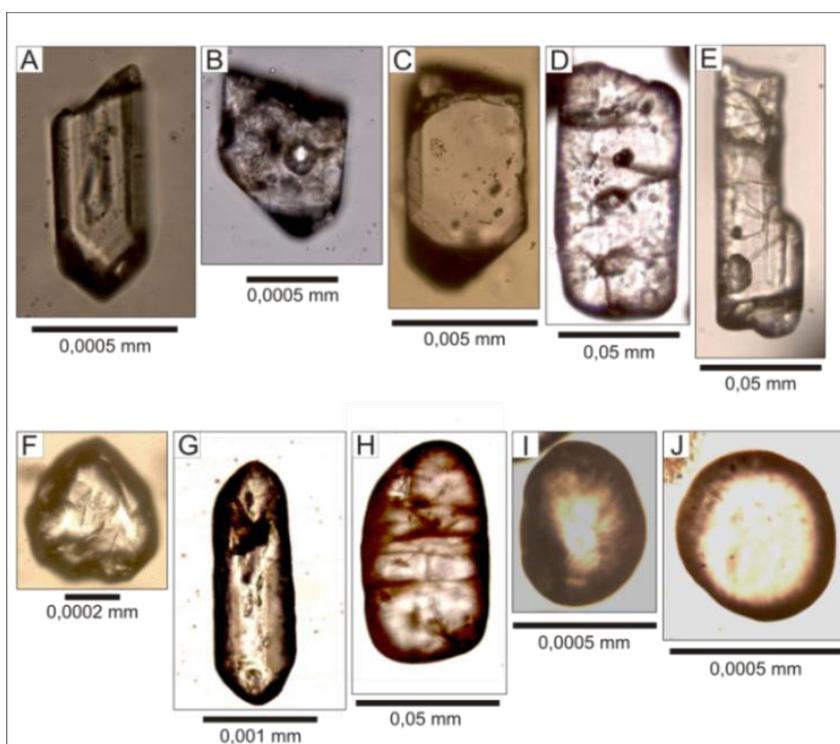


Figura 47 – Minerais transparentes de zircão presentes nas amostras dos arenitos. Detalhes A, B e C exibem grãos de zircão eudrais. Os detalhes D e E mostram grãos de zircão prismáticos. O detalhe F mostra grão de zircão anguloso. Os detalhes G e H exibem grãos de zircão subarredondados e os detalhes I e J mostram grãos de zircão muito arredondados

7.2.2. Turmalina – Na (Mg, Fe⁺², Li, Al)₃Al₆(BO₃)(Si₆O₁₈)(OH)₄

As turmalinas são ultra-estáveis e exibem composição química relativamente complexa (Barros *et al.* 2005). Os grãos são principalmente prismáticos com bordas arredondadas, subarredondados a arredondados e raramente prismáticos (Figura 48). As cores variam de marrons, amarelos, olivas, verdes e azuis. O relevo e birrefringência dos grãos são médios e sua extinção é reta.

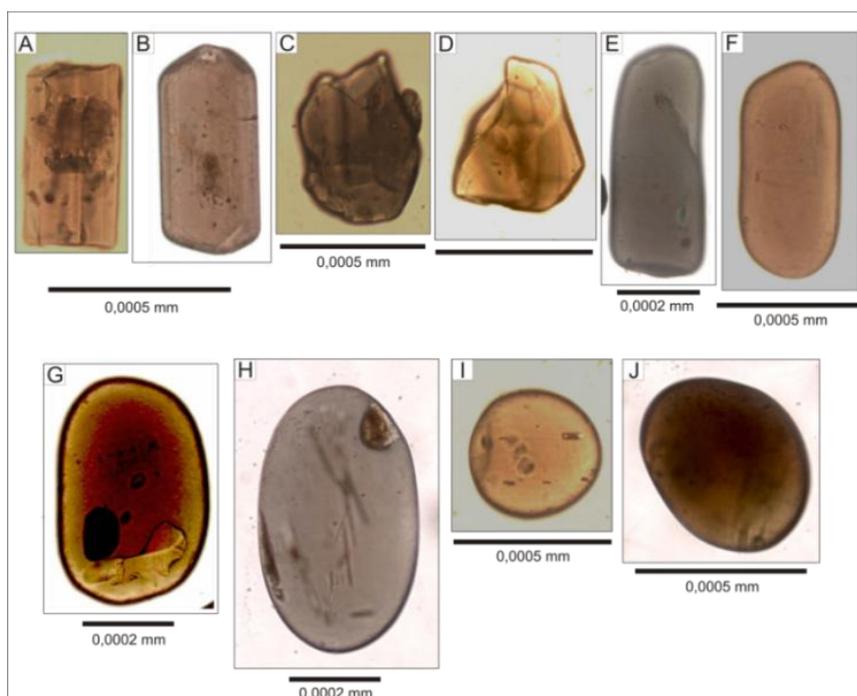


Figura 48 – Grãos de turmalina presentes nas amostras de arenitos. Os detalhes A e B mostram grãos de prismáticos a eudrais. Os detalhes C e D exibem grãos angulosos. Os detalhes E e F mostram grãos prismáticos com bordas arredondadas. Os detalhes G e H exibem grãos subarredondados. Os detalhes I e J grãos arredondados

7.2.3. Rutilo – TiO₂

O rutilo é um mineral ultra-estável nas rochas sedimentares, sendo pouco suscetível a modificações pelo transporte e pela alteração (Morton & Hallworth 1994; Mange & Maurer 1992). Os grãos apresentam cores que variam de marrom, marrom avermelhado e marrom amarelado (Figura 49). A birrefringência é elevada e o relevo é forte. Os grãos são angulosos a subarredondados, por vezes, fraturados.

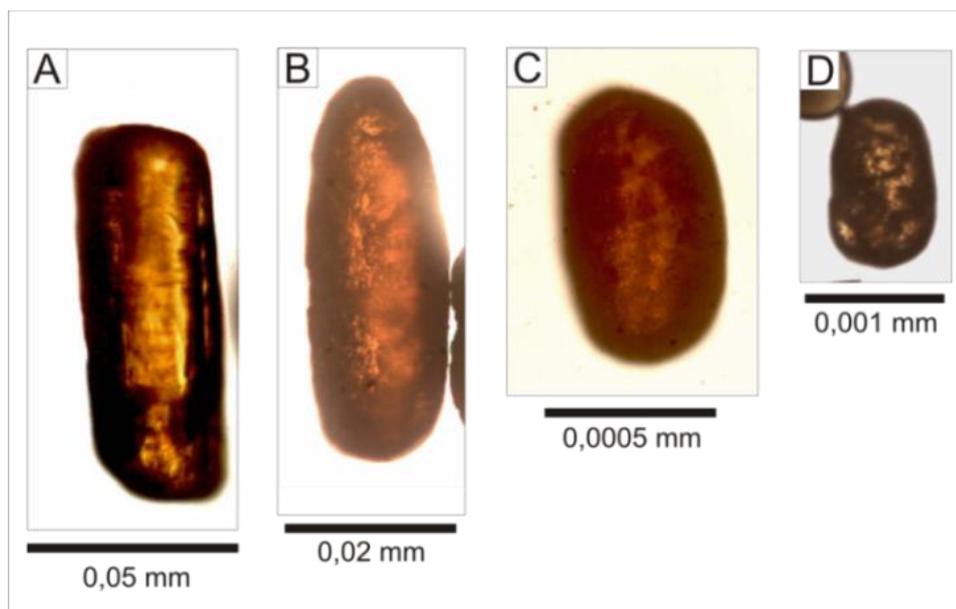


Figura 49 – Grão de rutilo nas amostras de arenitos. O detalhe A mostra grão de rutilo prismático. Os detalhes B, C e D exibem grãos de subarredondados

7.2.4. Anatásio – (TiO₂)

O anatásio é um óxido de titânio ultraestável, na maioria dos casos diagenético, como resultado do intemperismo superficial. Em rochas ígneas e metamórficas, o anatásio é um polimorfo de baixa temperatura (Mange & Maurer 1992). É um mineral ultraestável que pode resistir a vários ciclos sedimentares. Os grãos de anatásio foram encontrados em várias fácies estudadas, mas em uma quantidade bem reduzida. Por vezes, muitos grãos estão encobertos pelo cimento ferruginoso, o que dificultou sua identificação, mesmo assim ocorre em porcentagem menor do que 2%. Apresenta-se incolor, azulado e, por vezes, amarelado. Os grãos podem aparecer quase opacos em nicois cruzados. As formas são predominantemente tabulares e angulosas (retangulares) e seu relevo é extremadamente alto (Figura 50).

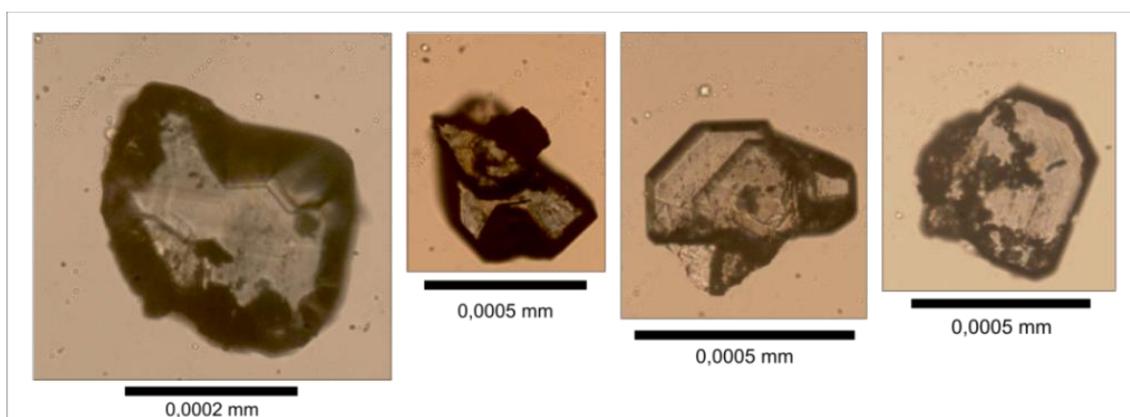


Figura 50 – Grãos de anatásio nas amostras estudadas

7.3. Tipologia do Zircão

A análise da tipologia (feita na contagem de até 300 grãos/lâmina) foi realizada nas fácies de *foreshore*, *shoreface* e glacial, descritas na área de estudo. A morfologia foi obtida pelo método de comparação tendo em conta propriedades como a forma e o grau de arredondamento, e foram agrupadas em 5 categorias: euédrico e subédrico (E+S), muito anguloso (MA), anguloso e subanguloso (An+Sag), subarredondado e arredondado (Sa+Ar) e muito arredondado (Mar).

A análise dos zircões no diamictito exibiu as características morfológicas apresentadas na tabela 4 e Figura 51.

Tabela 4 – Frequência relativa dos tipos de grão de zircão presentes na zona de influencia glacial

	Fácies	Amostra	E+S	Ma	An+Sag	Sa+Ar	Mar	Nzr	N
Glacial	Dm	HR-17B2	24	6	5	44	21	168	227
		HR-17B2 (A)	32	5	6	43	14	37	60
		HR-17B2 (B)	18	19	3	35	25	224	468
		HR-42A	10	9	14	57	10	373	384
	DI	HR-19A/HR-28A	23	7	7	55	8	180	188
		Média	22	9	7	46	16		

Nzr=Número de zircões por lâmina, N=Número de grãos contados nas lâminas.

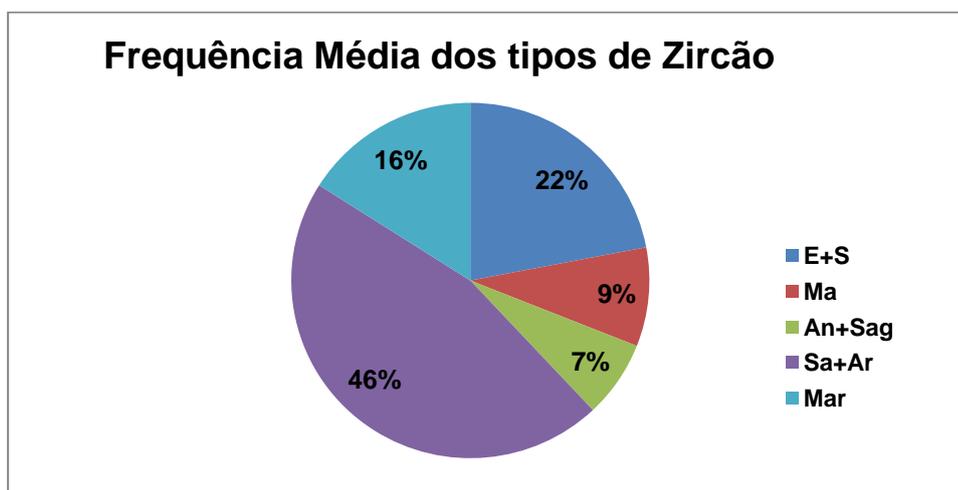


Figura 51 – Frequência média dos tipos de zircão presentes nas amostras da zona de influência glacial

Os grãos com formas euédricas e subédricas (E+S) aparecem nas amostras com uma média de 22%, variando com um mínimo de 10% em HR-42A e máximo de 32% em HR-17B2(A). A segunda categoria muito angulosa (Ma) tem uma média de 9% com uma mínima

de 5% em HR-17B2(A) e uma máxima de 19% em HR-17B2(B). Os grãos angulosos a subangulosos (An+Sag) têm uma média de 7%, com um mínimo de 3% em HR-17B2(B) e um máximo de 14% em HR-42A. Grãos subarredondados a arredondados (Sa+Ar) têm a maior abundância dentro das amostras com uma média de 46%, com mínimo de 35% em HR-17B2(B) e o máximo é de 57% na amostra HR-42A. Por ultimo, os grãos muito arredondados (Mar) tem uma média considerável de 16%, e ocorrem com mínimo de 8% em HR-19A/HR28A e ocorrência máxima de 25% em HR-17B2(B).

A análise morfológica do zircão nas amostras de *foreshore* e *shoreface* apresentaram os resultados exibidos na tabela 5 e na Figura 52.

Tabela 5 – Frequência relativa de grãos de minerais pesados transparentes nas fácies de *shoreface* e *foreshore*

	Fácies	Amostra	E+S	Ma	An+Sag	Sa+Ar	Mar	Nzr	N
<i>Foreshore</i>	Abs	HR-09A	3	0	1	62	34	235	300
	Ap	HR-02E	1	0	1	65	33	282	300
		HR-12	4	1	6	58	31	161	300
		HR-15	1	0	0	81	18	112	300
		HR-18A	11	5	8	61	15	188	300
		HR-32A	5	2	3	53	37	230	300
		HR-39	10	30	12	37	11	205	300
<i>Shoreface Superior</i>	Am	HR-31A	7	1	1	78	13	136	300
		HR-55	10	12	16	49	13	178	300
		HR-56C	4	2	9	54	31	227	300
	Act	HR-57G	11	2	14	56	17	179	300
		Média		6	5	7	60	22	

Zr=zircão, Tu=turmalina, Ru=rutilo, An=Anatásio, Nzr=Numero de zircões contados, N=Numero de grãos contados por lâmina

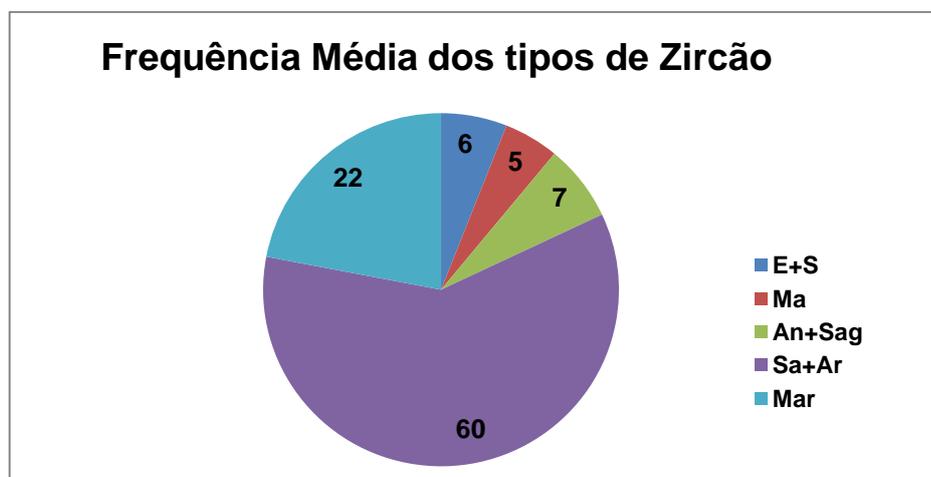


Figura 52 – Frequência média dos tipos de zircão presentes nas amostras das areias de *shoreface* e *foreshore* de Presidente Figueiredo

Para estas zonas, os grãos de zircão com formas euédricas e subédricas (E+S) aparecem nas amostras com uma média de 6%, variando com um mínimo de 1% em HR-02E e HR-15 e, tendo um máximo de 11% em HR-18A e HR-57G. A segunda categoria, representada por zircões de forma muito angulosa (Ma) tem uma média de 5% tendo uma ocorrência mínima com respeito às demais. Exibe mínima de zero (sem nenhuma ocorrência de grãos nas amostras HR-02E, HR-09A e HR-15) e sua máxima é de 30% na amostra HR-39. Os grãos angulosos a subangulosos (An+Sag) têm uma média de 7%, com um mínimo zero (sem nenhum grão na amostra HR-15) e um máximo de 16% em HR-55. Grãos subarredondados a arredondados (Sa+Ar) tem a maior abundancia nas amostras analisadas, com uma média de 60%, tendo um mínimo de 37% na HR-39 e máximo de 81% na HR-15. Por ultimo, os grãos muito arredondados (Mar) tem uma media considerável de 22%, e ocorrem com mínimo de 11% na HR-39 e, uma ocorrência máxima de 37% na HR-32A.

O resultado da análise tipológica do zircão é claramente visível para as zonas de *foreshore* e *shoreface* (ZFS) e glacial (ZG). Em geral, os grãos apresentam formas subarredondadas a arredondadas, com média de 46% para os diamictitos, e 60% para as fácies de *foreshore* e *shoreface*. As formas muito arredondadas têm porcentagens elevados nas ZFS com uma média de 22%, enquanto que na ZG a média é de 16%. Para as formas angulares e subangulares as porcentagens nas ZFS e ZG é igual, sendo representadas por uma média de 7%, enquanto as formas muito angulares presentes no ZG tem um percentual de 9%, superando aos grãos angulosos da ZFS (média de 5%).

A finalidade desta análise foi obter uma apreciação mais clara das formas dominantes nas zonas ZFS e ZG. Os dados mostraram que os grãos subarredondados e arredondados apresentam maiores porcentagens nas duas zonas, sendo indicativo de uma área fonte não proximal. Os valores que correspondem às formas menos arredondadas (com percentuais mais baixos) são indicativas de menor transporte, sugerindo área fonte mais proximal.

7.3.1. Interpretação dos Minerais Pesados

Os minerais pesados transparentes presentes nas amostras estudadas são indicativos de uma assembleia matura a supermatura, representa pelo zircão, turmalina, rutilo. Ocorre anatósio de forma mais restrita. Segundo Mange & Maurer (1992), os minerais de zircão encontram-se presentes na maioria das rochas, mas sua origem primária e atribuída a rochas ígneas intermédias e xenólitos do manto. A turmalina cristaliza-se em granitos, zonas pegmatíticas, veios pneumatolíticos, rochas metamorfoseadas, xistos e gnaisses por

metassomatismo ou por recristalização de grãos detríticos. O rutilo é um mineral indispensável em rochas metamórficas, particularmente em xistos, gnaisses e anfibolitos, sendo predominantes em rochas com alto grau de metamorfismo regional. O anatásio é comumente associado a rochas metamórficas, ígneas plutônicas, ultramáficas, vulcânicas ácidas e pegmatitos.

A elevada estabilidade do zircão e o grau de arredondamento (predominantemente subarredondado a arredondado) permitem atribuir uma proveniência sedimentar ou metassedimentar aos depósitos estudados, enquanto que os grãos mais angulosos podem ser de origem ígnea- metamórfica.

Os grãos de turmalina, predominantemente arredondados, são indicativos de uma fonte sedimentar, enquanto que os grãos subarredondados e prismáticos podem ser indicativos de fontes ígnea-metamórfica e sedimentar.

Os grãos de rutilo, predominantemente prismáticos e subarredondados, podem ser de fontes ígnea- metamórfica e sedimentar, respectivamente.

Os grãos de anatásio podem ser de fontes ígnea, metamórfica e diagenética. Nas amostras estudadas, os fragmentos (ou grãos) podem ter se formado *in situ* (na diagênese) (Nóbrega *et al.* 2008; Mendes & Truckenbrodt 2009), já que os grãos são idiomórficos, mostram arestas bem definidas, sem arredondamento (sem evidências de transporte).

A assembleia de minerais pesados transparentes descritas neste trabalho é similar as assembleias encontradas nos estudos de Santos (2012) e Soares (2013). As fontes ígneas e metamórficas que podem ter sua origem relacionada à rochas do embasamento da borda norte da Bacia do Amazonas, conforme demonstrado no estudo de Souza & Nogueira (2009).

A menor concentração de minerais pesados transparentes nas fácies glaciais (Dm e DI) em relação as de *foreshore* e *shoreface* pode ser atribuída à dissolução intraestratal durante a diagênese em função da maior porosidade (Figura 45). Além disso, a maior concentração de grãos euédricos e subédricos nas fácies glaciais pode ser atribuída ao menor transporte, já que são fácies proximais.

A maior concentração de minerais opacos nas fácies glaciais pode ser atribuída a 3 fatores: 1) rochas mães ricas em minerais ferromagnesianos, 2) fator hidráulico, já que diamictitos são mais proximais e, por isso, concentram os minerais mais densos (opacos), enquanto que nas fácies de *foreshore* e *shoreface* esses minerais seriam mais retrabalhados e teriam diminuído em quantidade e 3) exposição subaérea e oxidação das fácies glaciais relacionada ao rebaixamento do nível do mar.

7.4. Unidades Litoestratigráficas Paleozoicas da Área de Estudo

A associação dos dados geológicos (Soares 1998; Soares *et al.* 2005; Santos 2012 e Soares 2013) e palinológicos (Melo & Loboziak 2003; Grahn & Melo 2003 e Steemans *et al.* 2008), juntamente com os dados de campo obtidos neste Projeto de Mestrado permitiram a individualização de cinco formações paleozoicas distintas: Formação Nhamundá (Siluriana), formações Pitinga-Manacapuru (Siluro-Devoniana), Formação Ererê (Devoniano) e Formação Barreirinha (Devoniana), definidas no mapa geológico da Figura 53. As formações paleozoicas estão dispostas em uma faixa alongada, de direção geral ENE-WSW, contínua por dezenas de quilômetros, que exhibe largura máxima de aproximadamente 70 km. A faixa mais expressiva refere-se as formações Pitinga-Manacapuru, com cerca de 50 km de largura e, a menos expressiva, é a da Formação Ererê que ocorre como dois corpos lenticulares na porção central da área de estudo, com até 3 km de largura.

A faixa paleozoica é delimitada ao norte pelas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e as rochas plutônicas das Suítes Intrusivas Água Branca e Mapuera, representados por gnaisses, granitos e vulcânicas (Tassinari & Macambira 1999, 2004; Tassinari *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000; Ferron *et al.* 2006; Valério *et al.* 2006; Almeida 2006; Marques *et al.* 2007; Valério 2011). Ao sul, esta faixa é delimitada pelas rochas silicicláticas das formações Alter do Chão e/ou Novo Remanso (Cunha *et al.* 1994; Dino *et al.* 1999; Nogueira *et al.* 1999; Dino *et al.* 2012).



Figura 53 – Mapa geológico da área de estudo com os limites estratigráficos estabelecidos nos estudos de Soares (1998), Soares *et al.* (2005), Santos (2012) e Soares (2013), bem como as faixas das biozonas definidas por Melo & Loboziak (2003), Grahn & Melo (2003) e Steemans *et al.* (2008). Modificado de Miranda (2005)

7.5. Resultados Palinológicos

Estudos palinológicos nas bacias sedimentares do norte do Brasil (Solimões, Acre e Amazonas) ainda são escassos, sendo que os mais representativos foram efetuados especialmente nas unidades paleozoicas de subsuperfície, em função do interesse da indústria do Petróleo. Mesmo assim, os dados disponíveis ainda são pouco expressivos quanto comparados aos de outras bacias intracratônicas, como do Parnaíba (Dino & Playford 2002; Grahn *et al.* 2006; Souza *et al.* 2010) e do Paraná (Daemon & Quadros 1970; Quadros 2002; Ricardi-Branco *et al.* 2002; Amaral & Ricardi-Branco 2004).

Na Bacia do Amazonas, os dados palinológicos disponíveis das unidades paleozoicas referem-se principalmente aos dados de subsuperfície, destacando-se os estudos nas regiões dos rios Trombetas, Urubu, Uatumã e Abacate (Daemon & Contreiras 1971; Steemans *et al.* 2008; Melo & Loboziak 2003; Cardoso 2005; Cardoso & Rodrigues 2005; Grahn 2005) nas porções norte e leste da Bacia do Amazonas. Dados palinológicos obtidos de afloramentos são ainda mais escassos, destacando-se na borda norte da bacia os estudos de Soares (1998) e Soares *et. al* (2005) na Formação Nhamundá (Grupo Trombetas) e na borda sul o estudo de Smaniotto (2010) na Formação Itaituba (Grupo Tapajós).

Neste projeto de mestrado serão apresentados dados palinológicos preliminares de 8 locais (HR-02, HR-16, HR-20, HR-28, HR-33, HR-56, HR-57 e UT-06), totalizando 23 amostras de pelitos cinza laminados (Figuras 23, 24, 30, 31, 33 e 54). Os dados palinológicos ora apresentados não permitiram com precisão a identificação de intervalos bioestratigráficos específicos para a maioria dos pontos estudados, mesmo assim, foi possível posicionar as unidades estudadas no intervalo Siluriano Superior – Devoniano.



Figura 54 – Mapa geológico da área de estudo com os pontos analisados para palinologia. Os limites geológicos entre as unidades foram estabelecidos com base nos estudos de Soares (1998), Soares *et al.* (2005), Santos (2012) e Soares (2013), bem como as faixas das biozonas definidas por Melo & Loboziak (2003), Grahn & Melo (2003) e Steemans *et al.* (2008). Modificado de Miranda (2005)

Do total, apenas 2 pontos (HR-56 e HR-57) apresentaram características indicativas do Devoniano, onde são abundantes palinomorfos associados com esporos e acritarcos, além de quitinozoários e alguns escolecodontes. As formas dos palinomorfos se encontram razoavelmente bem preservadas, entretanto, os mesmos exibem grande amplitude temporal que dificulta estabelecer uma bioestratigrafia e idade mais acurada para este intervalo, apesar de estar situado no Devoniano. As espécies encontradas nas amostras HR-56 (A e B - Cachoeira Neblina) e HR-57 (A, B, C, D e E - Cachoeira 5 Quedas) correspondem a palinomorfos de *Knoxisporites concentricus*; *Ambitisporites avitus*; *Multiplicisphaeridium* spp; Quitinozoários; *Brochotriletes foveolatus*; Escolecodontes; *Leiofusa flagellaris*; *?Ozotobrachion* spp; *Chelinospora* spp e *Cymbosporites verrucosus* (Figura 55). A abundante presença de esporos, com predomínio das formas do paleomicroplancton marinho, tais como acritarcos, quitinozoários e escolecodontes permitem situá-lo no ambiente marinho costeiro, com grande influência continental.

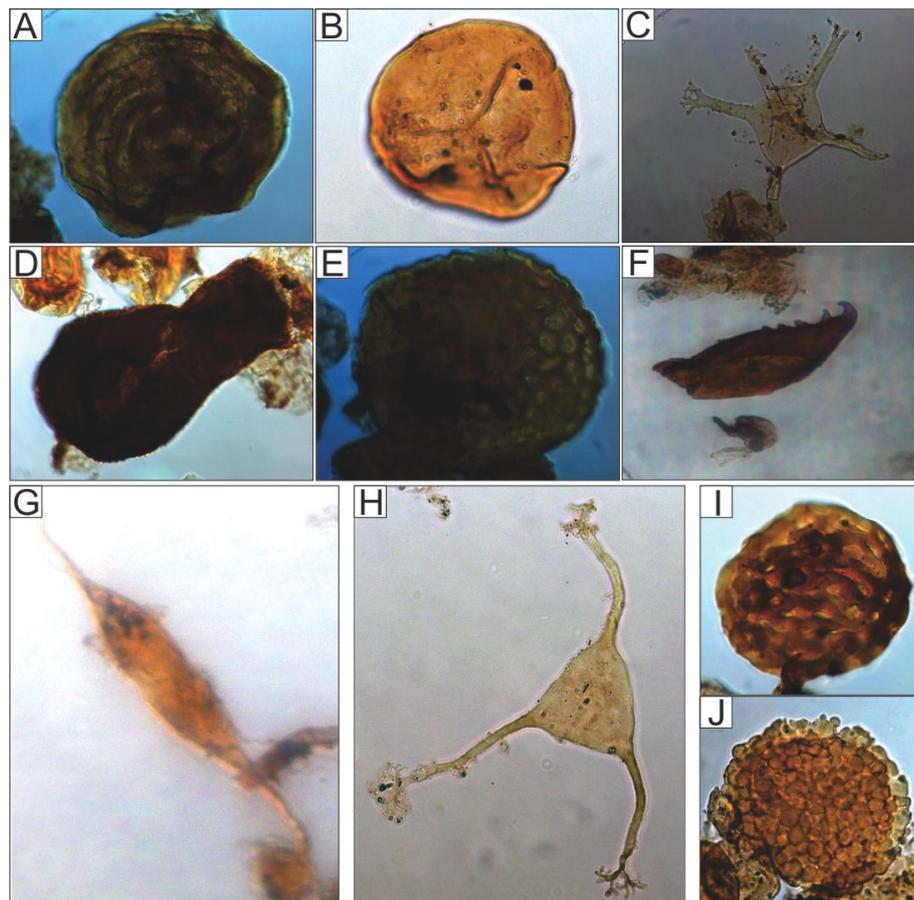


Figura 55 – Palinomorfos encontrados nos pontos HR-56 e HR-57. A) *Knoxisporites concentricus*. B) *Ambitisporites avitus*. C) *Multiplicisphaeridium* spp. D) Quitinozoário. E) *Brochotriletes foveolatus*. F) Escolecodonte. G) *Leiofusa flagellaris*. H) *?Ozotobrachion* spp. I) *Chelinospora* spp. J) *Cymbosporites verrucosus*

Entretanto, a maioria dos pontos estudados (HR-02, HR-16, HR-20, HR-28 e HR-33) os palinórfos encontrados exibem formas que variam entre mal e bem preservadas e/ou mostraram-se estéreis. Este fato dificultou a diagnose, já que não foram identificadas espécies diagnosticas de um intervalo bioestratigráfico específico e, portanto, foram posicionadas entre o Siluriano Superior e o Devoniano. Nas amostras HR-02 (A, B, C e D - Cachoeira da Asrama) foram reconhecidos palinórfos de *Cymbosporites verrucosus*; *Tyligmasoma alargadum*; *Emphanisporites rotatus*; *Chelinospora* spp.; *Dictyotriletes* spp.; cf. *Diexallophasis* sp.; cf. *Gorgonisphaeridium* spp.; *Retusotriletes rugulatus*; *Veryhachium downiei*; *Tasmanites* spp. e Quitinozoários (Figura 56). Para as amostras HR-16 (C e D - Cachoeira Chica Preta) se reconheceram algumas espécies, tais como, ?*Tetraedraletes* spp.; *Rugospora* sp.; *Retusotriletes* spp.; ?*Anaplanisporites* spp.; *Apiculatiretusispora* sp.; *Chelinospora* spp e ?*Acritarcos* (Figura 57).

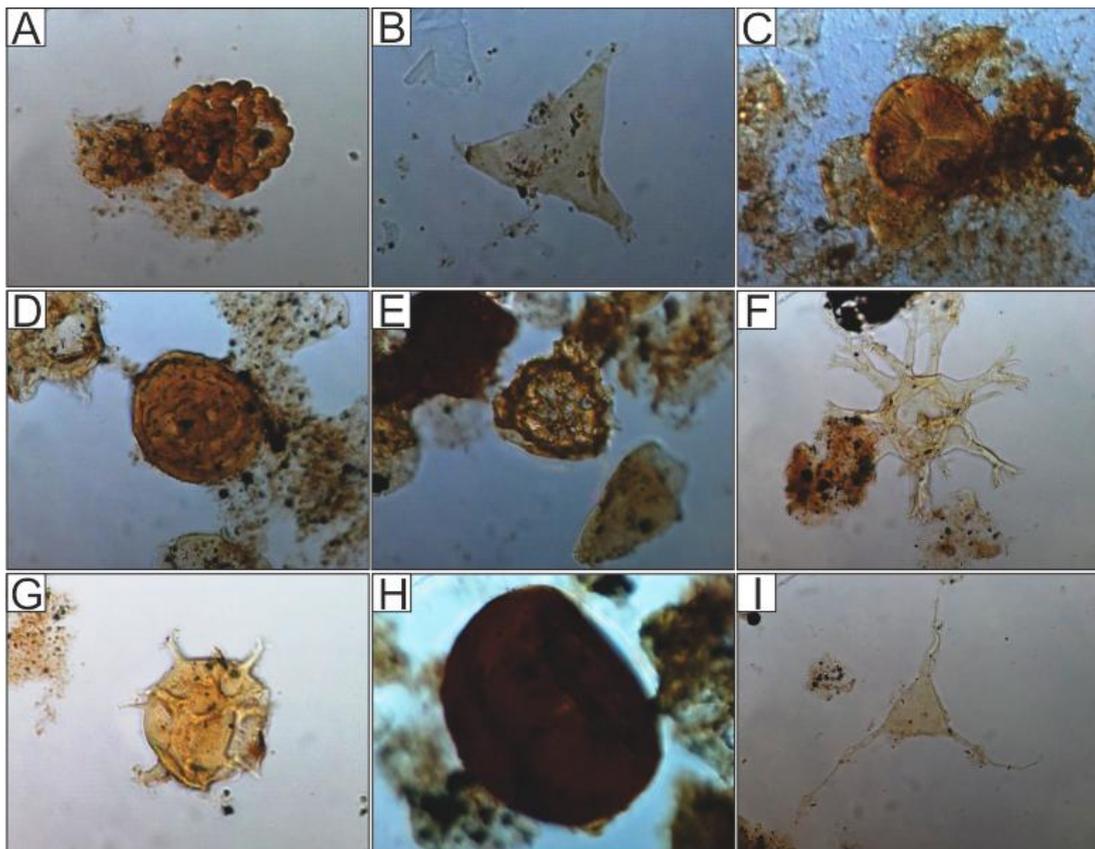


Figura 56 – Palinórfos encontrados no Ponto HR-02. A) *Cymbosporites verrucosus*. B) *Tyligmasoma alargadum*. C) *Emphanisporites rotatus*. D) *Chelinospora* spp. E) *Dictyotriletes* spp. F) cf. *Diexallophasis* sp. G) cf. *Gorgonisphaeridium* spp. H) *Retusotriletes rugulatus*. I) *Veryhachium downiei*

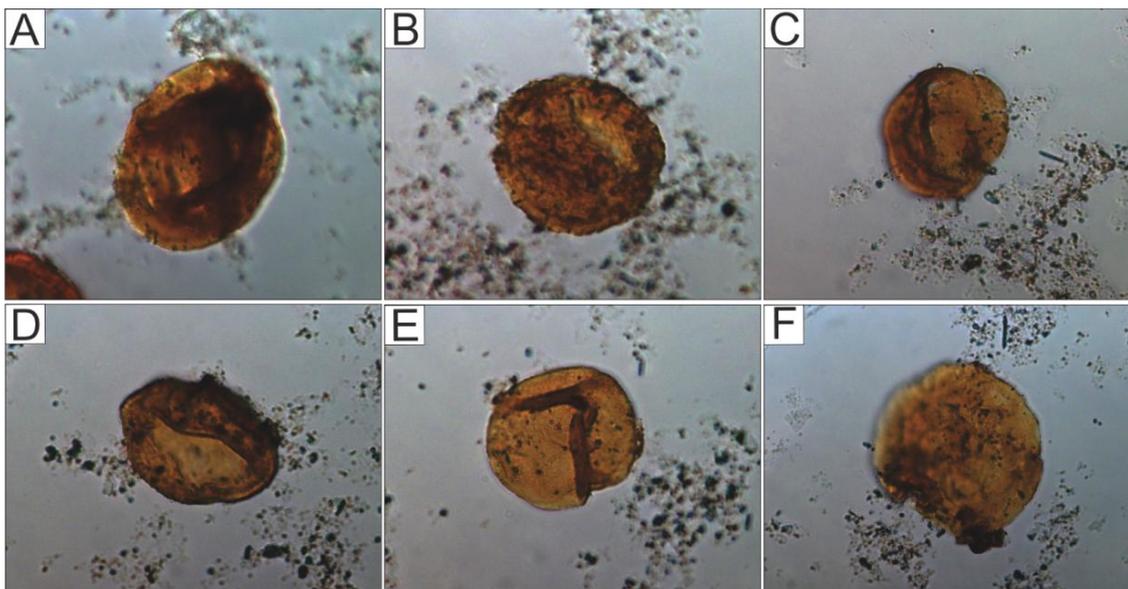


Figura 57 – Palinomorfos encontrados no ponto HR-16. A) ?*Tetrahedaletes* spp. B) *Rugospora* sp. C) *Retusotriletes* spp. D) ?*Anaplanisporites* spp. E) *Apiculatiretusispora* sp. F) *Chelinospora* spp

As espécies reconhecidas nas amostras HR-20 (A, B e C - Córrego Tucumanduba) contem palinomorfos de *Coronaspora* spp.; ?*Acanthotriletes* spp.; *Hoegisphaera* cf. *H. glabra*; *Tasmanites* spp.; ?*Amicosporites splendidus*; *Chelinospora cantábrica*; *Retusotriletes* spp.; *Leiotriletes* spp. e Quitinozoários (Figura 58). Na amostra HR-33 (Cachoeira da Pedra Furada) foram identificados palinomorfos como, *Retusotriletes* spp; *Chelinospora* spp; *Leiosphaeridium* spp.; ?*Synorisporites* spp e Acritarcos (Figura 59). Por ultimo, as amostras HR-28 (B e C - Córrego Tucumanduba) mostraram-se estéreis e não foi encontrado nenhum tipo de resíduo orgânico, o que impossibilitou obter a idade relativa para este ponto. A abundância dos palinomorfos nas amostras permitiu inferir um paleoambiente marinho costeiro para a deposição, com grande influência continental, predominando as formas de paleomicroplancton marinho, tais como acritarcos, quitinozoários e escolecodontes.

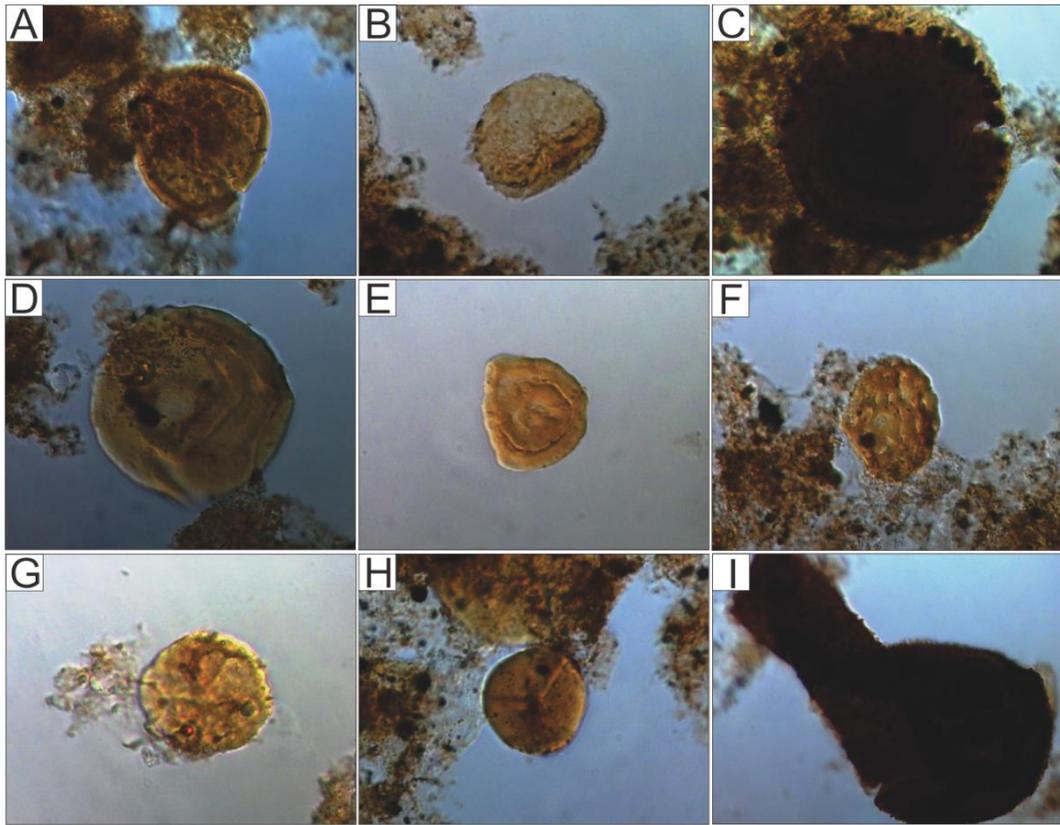


Figura 58 – Palinomorfos encontrados no Ponto HR-20. A) ?*Coronaspora* spp. B) ?*Acanthotriletes* spp. C) *Hoegisphaera* cf. *H. glabra*. D) *Leiosphaeridium* spp. E) *Amicosporites splendidus*. F) *Chelinospora cantábrica*. G) *Retusotriletes* spp. H) *Leiotriletes* spp. I) Quitinozoário

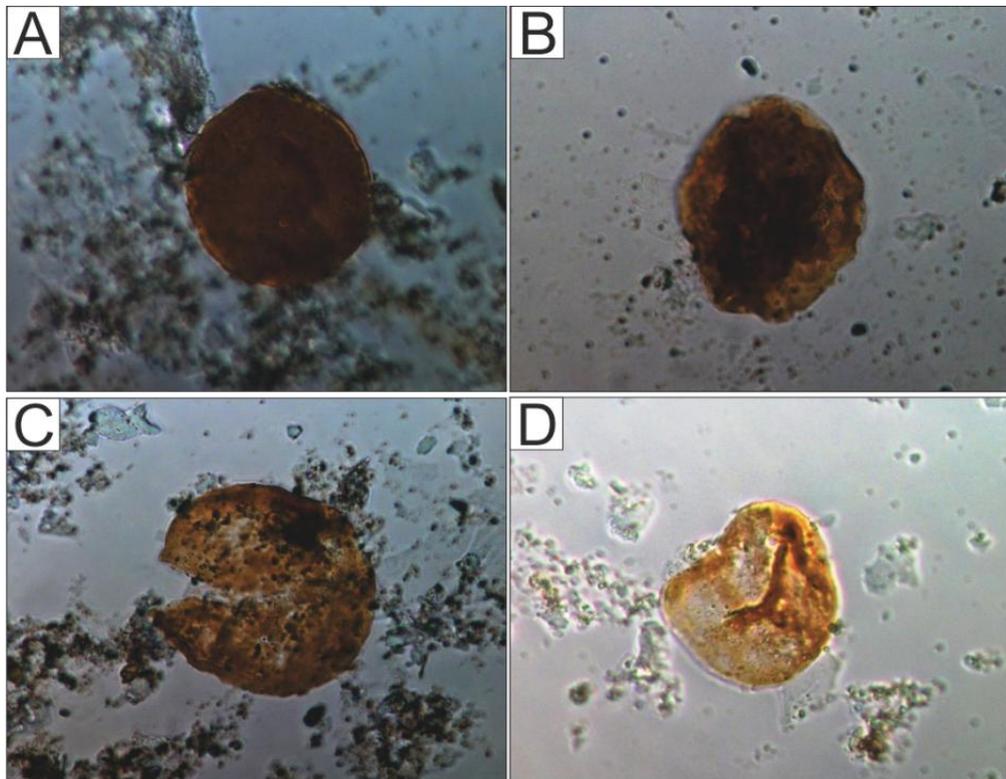


Figura 59 – Palinomorfos encontrados no ponto HR-33. A) *Tasmanites* spp. B) *Chelinospora* spp. C) ?*Synorisporites* spp. D) *Retusotriletes* spp

As amostras do ponto UT-06 (A, B, C e D) foram inconclusivas, e mostraram raros palinómorfos, com formas mal preservadas, que dificultaram sua diagnose, além da grande amplitude vertical das formas identificadas que impediram estabelecer uma idade acurada para este intervalo, mas certamente situa-se no intervalo entre o Neosiluriano e Devoniano. Foram identificados Acritarcos; *Licospora* spp; *Apiculatiretusispora* sp.; *Calamospora* spp.; *Leiozonatisporis* spp.; *Leiotriletes* spp.; *?Pseudodyadospora* spp.; *?Lophozonotriletes* spp. e *Archaeozonotriletes* spp (Figura 60). Esta associação é indicativa de ambiente marinho, atestada pela presença de formas do grupo dos acritarcos com grande influência continental, dada a presença dominante de esporos e de alguns acritarcos que podem pertencer a este intervalo.

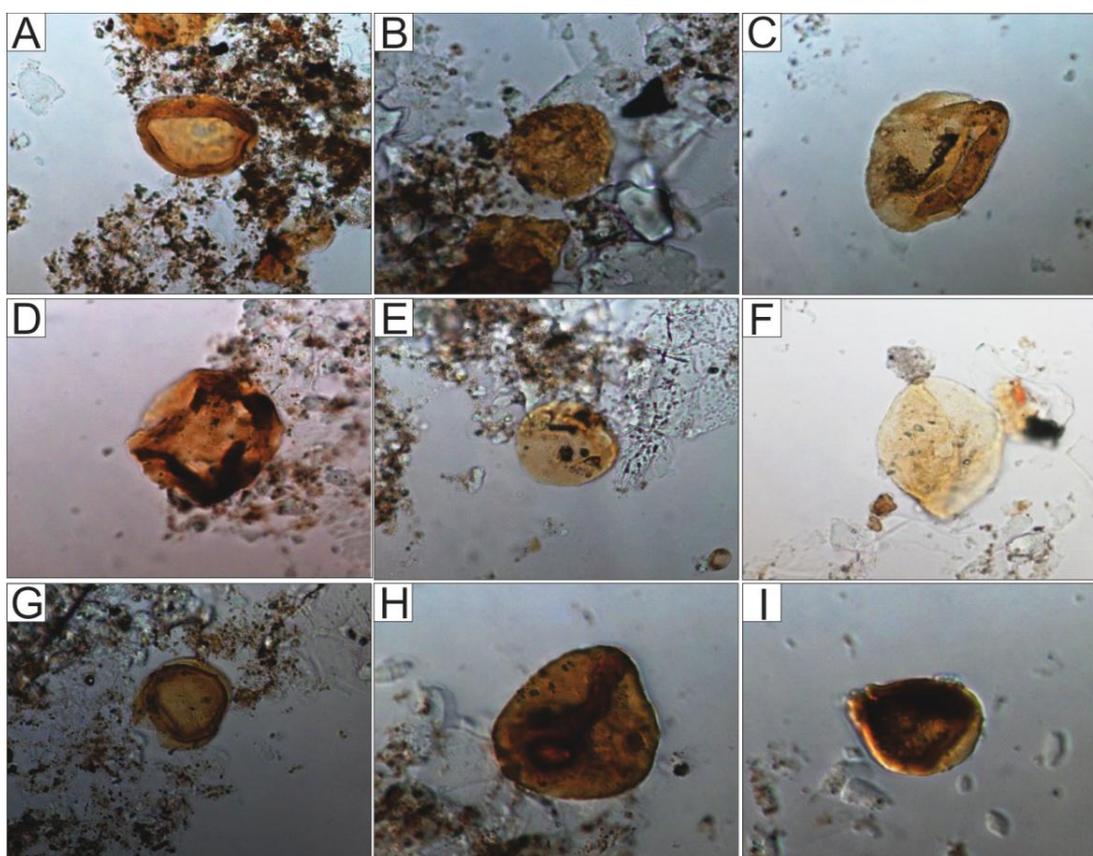


Figura 60 – Palinómorfos encontrados no Ponto UT-06. A) ?Acritarco. B) ?*Licospora* spp. C) *Apiculatiretusispora* sp. D) *Calamospora* spp. E) ?*Leiozonatisporis* spp. F) *Leiotriletes* spp. G) ?*Pseudodyadospora* spp. H) *Lophozonotriletes* spp. I) ?*Archaeozonotriletes* spp

A datação por palinologia das fácies glaciais (Dm e Dl) foi impossibilitada em função do caráter arenoso das mesmas e, conseqüentemente, total ausência de material orgânico apropriado. Além disso, o resultado inconclusivo da amostra UT-06, referente à mesma

unidade de diamictito datada por Melo (1997) e Melo & Steemans (1997), dificultou seu real posicionamento estratigráfico. Entretanto, neste estudo, os diamictitos das fácies Dm e DI serão associadas ao evento glacial siluriano que afetou a Bacia do Amazonas, conforme discussão no item 7.1.4.3.

7.6. Análise Estrutural da Área de Estudo

A análise estrutural para a área de estudo foi desenvolvida em algumas feições rúpteis evidentes no córrego Tucumanduba, próximo à comunidade São Miguel (Km 52, rodovia AM-240). As rochas sedimentares (principalmente quartzo-arenitos) que afloram no córrego Tucumanduba exibem estruturas rúpteis que foram observadas em 2 afloramentos da área. Estes 2 afloramentos estão separados por cerca de 250 m ao longo do leito do córrego e posicionados a uns 15 m de distância vertical na coluna estratigráfica. Nestes locais as rochas acamadas estão constituídas por estratos com espessuras que variam entre 0,2 e 1,2 m, constituída por quartzo-arenitos finos a médios intercalados com camadas de siltitos e silte-arenitos com espessuras 0,1 a 0,5 m. Nos afloramentos foram observados dois conjuntos de fraturas que se interceptam em ângulo próximo de 90°. Um desses conjuntos exhibe arranjo anastomosado com fratura irregular, angulosa, persistente por mais de 20 m de comprimento e uma densidade de até seis fraturas por metro. O segundo conjunto de fraturas é transversal ao primeiro (e ao fluxo de água do córrego, Figura 61), tem forma sinuosa, é persistente ao longo do afloramento, a fratura é reta, e gera pequenos deslocamentos (centí métricos) em algumas fraturas do conjunto 1 (fraturas longitudinais), sua densidade inclui entre 2 a 3 fraturas por metro.



Figura 61 – Conjuntos de fraturas longitudinais e transversais observados nos pontos HR-21 e HR-28 no córrego Tucumanduba

O primeiro afloramento (ponto HR-21) apresenta um comprimento de 35 m e aproximadamente entre 6 a 8 m de largura máxima. Observam-se camadas sub-horizontais de arenitos de cor branca amarelada, maciços, de grão fino a médio, bem selecionados. É uma rocha estratificada competente constituída principalmente por quartzo, afetada localmente por deformação rúptil que registrou dois conjuntos de fraturas com disposição espacial transversal e longitudinal por relação ao fluxo de água do córrego Tacumanduba (Figura 62). O córrego neste ponto tem uma direção SE-NW (azimute 120°) e apresenta 2 conjuntos de fraturas. O conjunto 1 exibe fraturas longitudinais ao leito do córrego com atitude variável entre 107°/76°-131°/84° de azimute, sendo sua característica mais relevante a disposição anastomosada, gerando feições angulares na rocha fraturada, por fraturas angulosas e persistentes. O conjunto 2 é composto de fraturas sinuosas transversais ao fluxo do córrego com azimute variando de 005°/51° a 031°/65°.

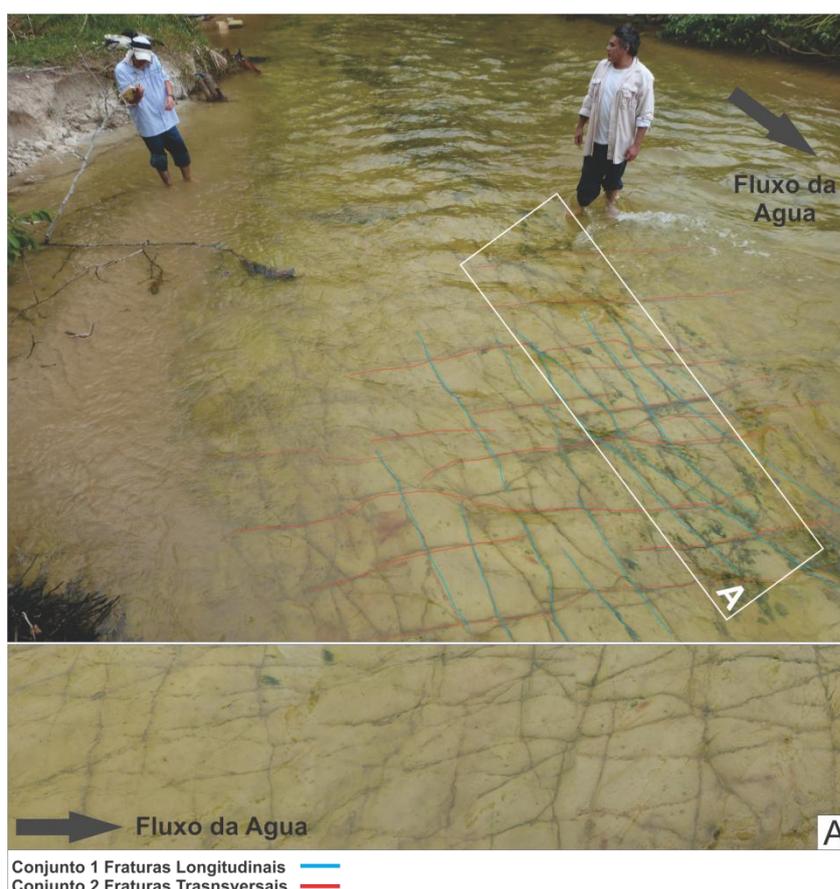


Figura 62 – Conjuntos de fraturas longitudinais e transversais, anotado no ponto HR-21

Neste afloramento se tomaram vários dados estruturais dos conjuntos 1 (fraturas longitudinais) e o conjunto 2 (fraturas transversais) e plotaram-se estes dados no *software*

Stereonet Wind 8.1 (Figura 63).

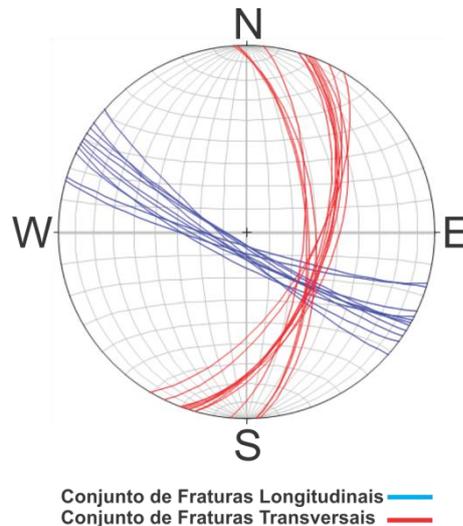


Figura 63 – Atitudes das superfícies de fraturas agrupadas em dois conjuntos, anotadas no afloramento do ponto HR-21 e lançadas no estereograma de *Schmidt*

O segundo afloramento (ponto HR-28) também localizado no córrego Tucumanduba, tem aproximadamente 80 m de comprimento e largura que varia entre 20 e 50 m em sua parte mais extensa. Neste local a rocha exhibe estratificação em camadas entre 10-50 cm de espessura, variando de siltito, silte-arenito e arenito maciço, constituído por quartzo de cor branca amarelada de grão fino a médio, bem selecionado, neste local a rocha também se encontra afetada localmente por deformação rúptil registrando-se conjuntos similares de fraturas 1 (longitudinal) e 2 (transversal) como no primeiro ponto (HR-21). Na figura 64 se mostram os conjuntos 1 e 2 de algumas fraturas existentes no ponto HR-28.

Neste local o maior fraturamento se concentra em uma faixa aproximada de 30 m, tendo maior concentração e densidade na parte central. Neste ponto o córrego tem uma direção NW-SE (azimute 300°) e exhibe um conjunto de fraturas longitudinais ao leito com atitudes que variam entre $287^\circ/77^\circ$ - $310^\circ/81^\circ$ de azimute. Algumas disposições são anastomosadas que geram feições angulares na rocha fraturada, exibindo em feições angulosas e persistentes na rocha. O conjunto 2 de fraturas transversais ao fluxo do córrego mostra fraturas sinuosas, e sua atitude em azimute varia de $006^\circ/75^\circ$ a $039^\circ/76^\circ$.



Figura 64 – Conjunto de fraturas longitudinais e transversais, anotado no ponto HR-28

Ao igual que no primeiro afloramento, foram anotados vários dados estruturais dos conjuntos 1 (fraturas longitudinais) e conjunto 2 (fraturas transversais) e plotados no *software Stereonet Wind 8.1* (Figura 65).

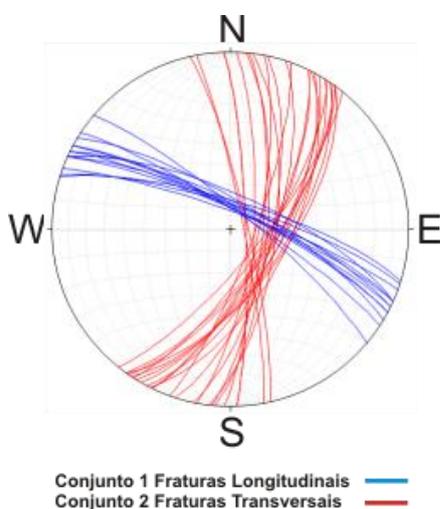


Figura 65 – Atitudes das superfícies de fraturas agrupadas em dois conjuntos, anotadas no afloramento do ponto HR-28 e lançadas no estereograma de *Schmidt*

7.6.1. Interpretação

Considerando as características geométricas do conjunto 1 de fraturas longitudinais como alto ângulo de mergulho, distribuição, persistência, forma anastomosada e o fraturamento anguloso derivado da competência das rochas e do regime rúptil do fraturamento e, tendo em conta que é aproximadamente ortogonal ao conjunto 2 de fraturas transversais, a atitude destas (ângulo de mergulho intermediário) e as densidades no espaçamento relativo é menor se forem comparadas com o conjunto anterior, postula-se que estes conjuntos foram gerados pela ativação de um sistema de cisalhamento transcorrente. A distribuição das estruturas poderia corresponder a um sistema de fraturas conjugadas R-X tipo Riedel, cuja cinemática não foi possível avaliar, em função da pequena área de ocorrência e em virtude do registro rúptil das estruturas e da dificuldade em observar a continuidade e a aquisição de dados das estruturas fora do córrego.

7.7. Discussões Gerais

O mapa geológico obtido neste trabalho na região de Presidente Figueiredo, borda norte da Bacia do Amazonas, individualiza uma faixa sedimentar paleozoica (Siluro-Devoniana), constituída por 5 formações (Nhamundá, Pitinga-Manacapuru, Ererê e Barreirinha) incluindo os depósitos glaciais (Figura 53). Nos mapas geológicos regionais propostos para este região, incluindo o mapa da CPRM (2006), tem sido individualizada principalmente uma faixa sedimentar paleozoica atribuída unicamente ao Grupo Trombetas e, de forma mais restrita a leste, uma faixa descontínua da Formação Jatapu (Figura 66).

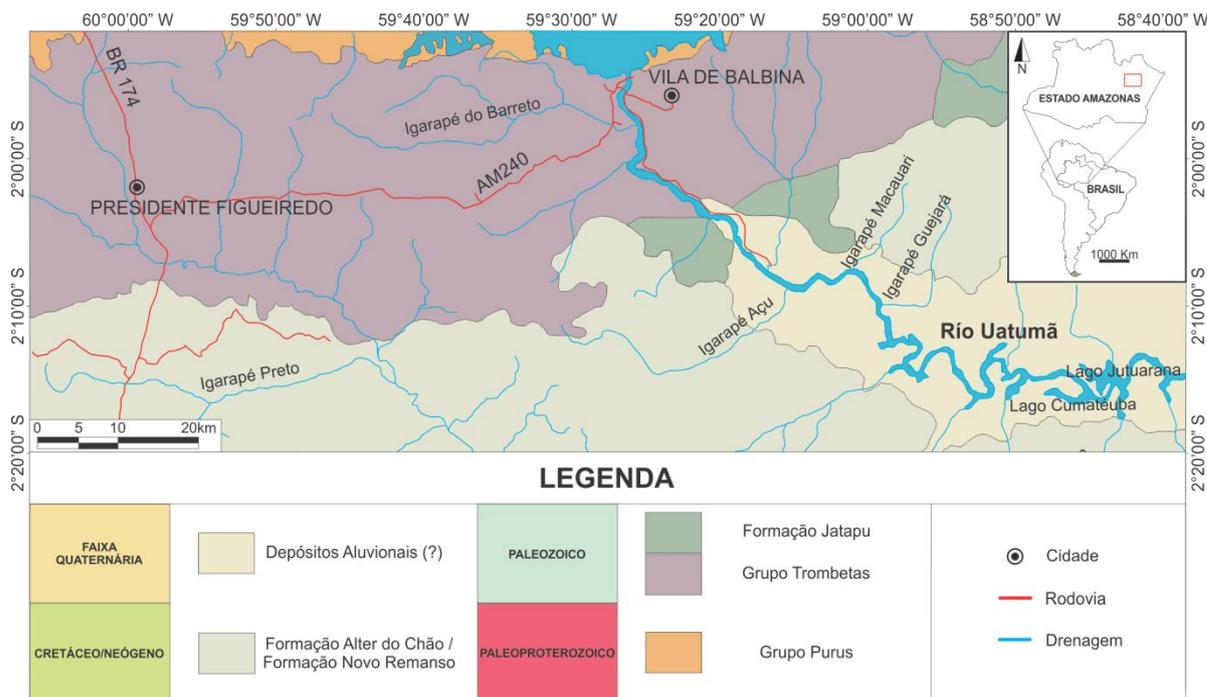


Figura 66 – Mapa Geológico da faixa paleozoica (Grupo Trombetas) definida pela CPRM (2006)

Os afloramentos estudados neste projeto de mestrado se concentraram na porção central do mapa da Figura 1, entre os rios Urubu e Uatumã, onde foram descritas 9 fácies sedimentares distintas, características das zonas de *shoreface* (Ah, Act, Aba, Am e Pl), *foreshore* (Ap e Abs) e glacial (Dm e Dl). A elevada maturidade física e química dos quartzarenitos das fácies de *foreshore* e *shoreface*, bem como a assembléia de minerais pesados ultraestáveis (zircão, Turmalina e rutilo) encontrada, são coerentes com a deposição em ambientes litorâneos que exibem índices e fluxos de energia moderados a altos.

A idade acurada para estes depósitos foi inconclusiva, mas puderam ser posicionados por palinologia no intervalo Siluro-Devoniano. Entretanto, a proximidade geográfica e a similaridade das fácies sedimentares (incluindo as glaciais) dos depósitos estudados neste projeto com as unidades de *foreshore*, *shoreface* e glacial de idade Landoveriana-Wenlockiana descritas por Soares *et al.* (2005) na mesma região, permitem associá-las principalmente à Formação Nhamundá.

Com base na discussão de idade colocada acima, a gênese dos diamictitos descritos neste trabalho foi associada à glaciação siluriana que afetou a Bacia do Amazonas. Os diamictitos diferem dos descritos na mesma região por Soares *et al.* (2005), por apresentar caráter polimítico (clastos de quartzarenito, argilito e quartzo), exibir clastos facetados e estriados além de matriz arenítica fina a grossa e não mostrar estruturas de deformação glaciotectônica. Entretanto, o caráter polimítico é similar aos diamictitos grosseiros descritos

na Formação Nhamundá por Carozzi *et al.* (1973) e Caputo & Crowell (1985).

Os clastos facetados e estriados encontrados na fácies Dm da Formação Nhamundá são a grande evidência da influência glacial durante a deposição desta unidade, conforme ilustrado na figura 36 (detalhes B, C, D, E e F). Esta forma característica tem sido descrita em depósitos glaciais de diversos locais da América do Sul, como nas bacias do Amazonas (Formação Curiri) (Caputo & Crowell 1985; Caputo 2008), do Parnaíba (Formação Cabeças) (Caputo & Ponciano 2010), do Paraná (Grupo Itararé) (Assine & Vesely 2008), de Parecis (Formação Serra Azul) (Figueiredo & Alvarenga 2008) (Figura 67), além do registro na Formação Ccatcca (Grupo Ambo) no Peru (Isaacson *et al.* 2008) (Figura 67F).

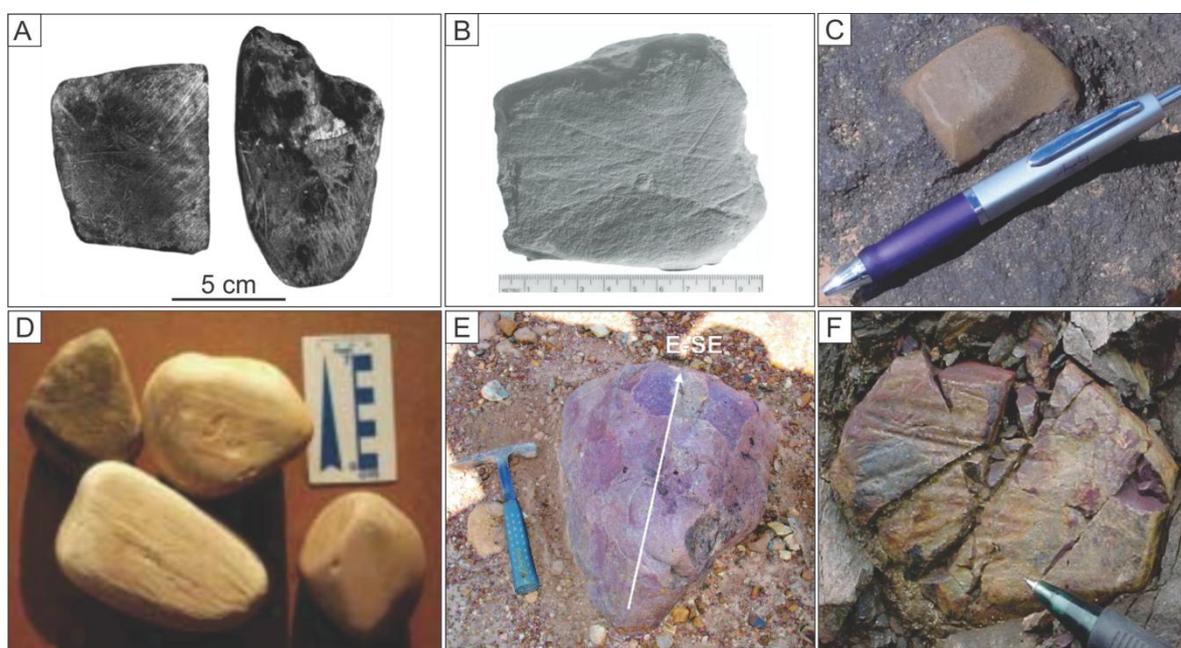


Figura 67 – Formas diversas de clastos facetados e estriados. A e B) Seixos estriados e facetados da Formação Curiri (Bacia do Amazonas, Glaciação Devoniana) (Caputo & Crowell 1985; Caputo 2008). C) Seixo facetado da Formação Cabeças (Bacia do Parnaíba, Glaciação Devoniana) (Caputo & Ponciano 2010). D) Seixos facetados e estriados pertencentes ao Grupo Itararé (Bacia do Paraná, Glaciação Permo-Carbonífera) (Assine & Vesely 2008). E) Matacão facetado com forma típica de “ferro de engomar” na Formação Serra Azul (Bacia dos Parecis, Glaciação Neoproterozoica). (Figueiredo & Alvarenga 2008). F) Clasto facetado e estriado da Formação Ccatcca do Grupo Ambo (Glaciação Devoniana) (Isaacson *et al.* 2008)

Depósitos de diamictitos podem ser encontrados em diversos locais do ambiente glacial, tanto na porção basal da geleira (zona subglacial) como na frente da geleira (zona proglacial), ou depositando-se em ambientes flúvio-glaciais, glácio-lacustres ou glácio-marinhos (Assine & Vesely 2008). No substrato podem ser encontrados tilitos de alojamento (*lodgement till*), de ablação (*ablation ou melt-out tillite*) ou deformados (*deformation till*),

com clastos típicos do transporte basal, com bordas arredondadas, esféricos, estriados e facetados envolvidos em matriz fina (Eyles 1993; Benn & Evans 1997; Assine & Vesely 2008; Bennett & Glasser 2009), como os tilitos de alojamento do Grupo Itararé (Bacia do Paraná) (Canuto *et al.* 2010). Depósitos de diamictitos grosseiros podem ser encontrados em ambientes flúvio-glaciais, glácio-lacustres ou glácio-marinhos, onde os detritos são transportados e depositados por correntes de água de degelo e por fluxos de gravidade, depositando principalmente fácies conglomeráticas e de arenitos grossos (Assine & Vesely 2008). Exemplos deste tipo são encontrados nas Bacias do Karoo, Kalahari e Tindouf na África (Visser 1983, 1989; Brunn 1994; Clerc *et al.* 2013) e Mackenzie River na Canadá (Couch & Eyles 2008). Depósitos igualmente grosseiros são também encontrados em áreas adjacentes às geleiras, sendo denominados de morenas, que se formam por acúmulos de detritos nas margens estagnadas à medida que há degelo (Assine & Vesely, 2008; Bennett & Glasser, 2009), como vistos nos Alpes Europeus (Chiarle *et al.* 2007), nos Himalaias (Richardson & Reynolds 2000) e no Pico de Orizaba no México (Palacios *et al.* 1999).

As características sedimentológicas (granulometria, seleção e arredondamento) obtidas, indicam que a deposição das fácies glaciais (Dm e DI) descritas neste estudo pode ter sua origem associada: A) à rápida deposição pela ação de fluxos viscosos em túneis ou canais subterrâneos desenvolvidos na porção basal e frontal da geleira durante o recuo glacial ou B) a deposição de morena terminal durante o avanço glacial para N-NW. Estas fácies apresentam texturas similares aos diamictitos grosseiros associados à deposição em túneis subterrâneos, encontrados nas bacias de Karoo na África do Sul (Brunn 1994) e Tindouf na Noroeste da África (Clerc *et al.* 2013) (Figura 68) e, em morenas terminais (Figura 69) como os depósitos recientes de Jostendalsbreen e Jotunheimen ao sul de Noruega (Winkler & Matthews 2010) e Brúarjökull na Islândia (Benediktsson *et al.* 2008).

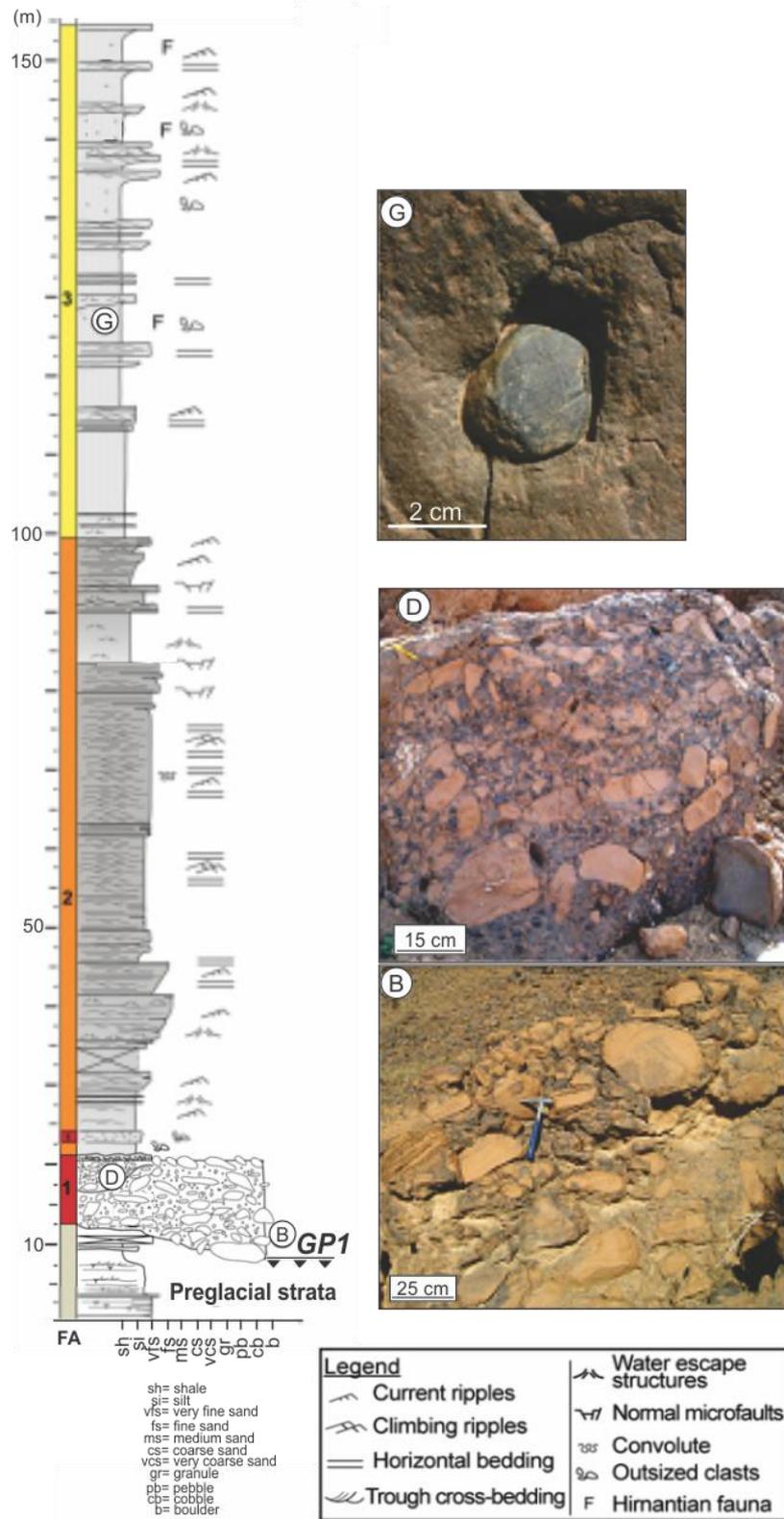


Figura 68 – Seção colunar desenvolvida no Grupo Ktaoua (Marrocos), mostrando diamictito grosseiro com arcabouço fechado, limitado no topo e na base por fácies marinhas mais finas (areias muito finas e siltitos). O detalhe B mostra conglomerado maciço composto por arenitos envolvidos em matriz grossa e grânulos de quartzo. O detalhe D mostra conglomerados com gradação moderada em estrutura de canal. O detalhe G mostra clasto facetado e estriado imerso em folhelho (*dropstone*). Modificada de Clerc *et al.* (2013)



Figura 69 – Diamictitos grosseiros mal selecionados depositados na morena terminal na localidade de Aoraki na Nova Zelândia (Glacial Tasman). (Alean & Hambrey 2008)

Quando comparadas as fácies de *shoreface* e *foreshore*, as fácies Dm e Dl são mais imaturas fisicamente, devido principalmente ao maior teor de matriz e má seleção, e exibem grãos de ZTR mais angulosos e euédricos, fato que pode ser atribuído ao transporte mais rápido e curto em túneis subterrâneos e/ou morenas terminais. O transporte mais reduzido destas fácies também teria propiciado a maior concentração de minerais opacos (mais densos) nas fácies proximais (Dm e Dl) em relação as fácies de *shoreface* e *foreshore*.

7.8. Reconstituição Paleoambiental

O registro sedimentar das unidades Siluro-Devonianos aflorantes na Região de Presidente Figueiredo faz parte de uma sequência regressiva-transgressiva, representada principalmente por fácies marinhas depositadas em zonas de *shoreface* (inferior e superior) e *foreshore*. A presença restrita das fácies glaciais intercaladas às de *foreshore* indica deposição durante o nível de mar mais baixo, associado ao evento glacial siluriano que afetou a bacia. A reconstituição paleoambiental da área de estudo esta sumariada na Figura 70.

Fase A - Início do rebaixamento do nível do mar no Eo-Siluriano e deposição da sucessão de fácies de *shoreface* e *foreshore*, marcando o começo do evento glacial na borda

norte da Bacia do Amazonas. Primeiramente, ocorreu a deposição dos sedimentos de *shoreface* inferior, representados pela fácies (Ah) associada à atividade de ondas de tempestades. Posteriormente, o contínuo rebaixamento do nível do mar nesta área, propiciou a deposição de arenitos e pelitos das fácies de *shoreface* superior (Act, Aba, Am e Pl). Na interface arenito/pelito o icnofóssil *Arthropycus alleghaniensis* se estabeleceu na sola das camadas de arenitos, sendo produzido por artrópodes ou vermes. A seguir depositaram-se as fácies de *foreshore* (Ap e Abs), caracterizadas por arenitos com elevada maturidade física e química.

Fase B – Rebaixamento do nível do mar e implantação do evento glacial Siluriano na Bacia do Amazonas. A movimentação da gelo para N-NW sobre o substrato sedimentar de *shoreface* e *foreshore* provocou deformações nos estratos horizontais da base (zona subglacial) e da frente da geleira (zona progracial), as quais foram registradas nas fácies deformadas descritas por Soares (1998) e Soares *et al.* (2005) na região de Presidente Figueiredo. Neste estágio, o desenvolvimento da fácies DI pode estar associado a deposição de tilitos de alojamento em irregularidade da base da geleira durante o avanço glacial. No deslocamento da geleira foram originados clastos e seixos facetados e estriados devido à abrasão com o substrato, os quais foram acumulados na porção frontal, associados a depósitos da morena terminal e/ou supraglacial distribuídos sobre as fácies de *foreshore*. Estes depósitos provavelmente receberam aporte de detritos supraglaciais que foram transportados por zonas de cisalhamento para o topo da geleira e, que posteriormente foram caindo na porção frontal durante o recuo.

Fase C – Recuo glacial e subida do nível do mar. O recuo do gelo isolou os depósitos da morena terminal e/ou supraglacial, os quais foram retrabalhados parcialmente pelo fluxo viscoso de túneis subterrâneos que evoluíram para canais flúvioglaciais na zona frontal da geleira.

Fase D - Subida do nível do mar devido ao degelo. Com o início da fase transgressiva, foram depositados novamente sobre os depósitos da morena terminal e/ou supraglacial, os arenitos de *foreshore*. Posteriormente, com a rápida subida do nível do mar no Siluriano ocorreu a deposição dos folhelhos da Formação Pitinga.

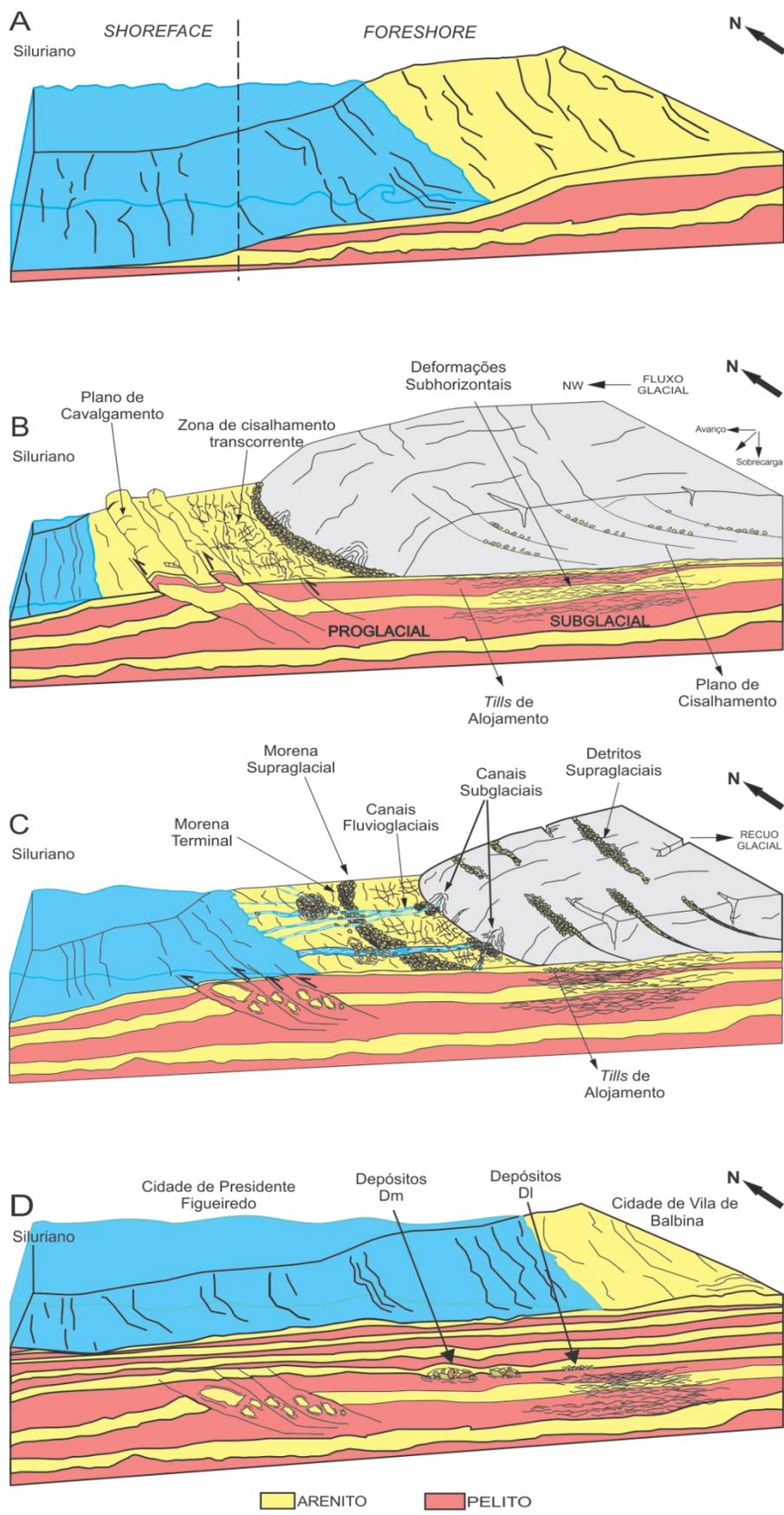


Figura 70 – Blocos diagramas esquemáticos (fases A a D) ilustrando as etapas de reconstituição paleoambiental para a região de Presidente Figueiredo (incluindo a Vila de Balbina) no Siluriano

8. CONCLUSÕES

No mapa geológico proposto neste projeto de mestrado, entre os rios Urubu e Uatumã, foi definida uma faixa paleozoica de direção geral E-W, com largura máxima de 70 km, constituída pelas formações Nhamundá, Pitinga-Manacapuru, Ererê e Barreirinha. Para detalhamento geológico foram escolhidos 57 pontos de estudo na porção central da área, onde foram definidas 9 fácies sedimentares características dos ambientes de *foreshore*, *shoreface* e glacial. Os dados palinológicos obtidos nas fácies pelíticas foram inconclusivos, permitindo de forma generalizada, posicioná-las no intervalo Siluro-Devoniano. Entretanto, a proximidade geográfica e a similaridade destas fácies sedimentares com as unidades de *foreshore*, *shoreface* e glacial de idade Landoveriana-Wenlockiana descritas por Soares *et al.* (2005) na mesma região, permitiram associá-las a Formação Nhamundá.

As fácies de *foreshore* e *shoreface* são constituídas de quartzo-arenitos e pelitos. Os arenitos apresentam elevada maturidade física e química e exibem uma assembléia ultraestável de minerais pesados (zircão, turmalina e rutilo), que variam de subarredondados e arredondados, sendo característicos de ambientes litorâneos que exibem índices e fluxos de energia moderados a altos.

Com base na discussão geocronológica acima, os diamictitos descritos neste trabalho foram associados à glaciação Eo-Siluriana da Bacia do Amazonas. Os diamictitos são polimíticos, sendo constituídos principalmente por clastos de quartzo-arenito e, secundariamente, de argilito e quartzo, envolvidos em matriz arenítica fina a grossa. Apesar da ausência de estruturas glaciectônicas, as fácies Dm e Dl podem ser correlatas ao diamictito deformado descrito por Soares *et al.* (2005) na região de Presidente Figueiredo, sendo uma nova contribuição na delimitação da zona glacial que se estende por cerca de 80 km nesta região. O caráter polimítico destas fácies permite associá-las aos diamictitos grosseiros descritos para a Formação Nhamundá por Carozzi *et al.* (1973) e Caputo & Crowell (1985).

Os clastos facetados e estriados encontrados na fácies Dm são as evidências mais conclusivas da atividade glacial durante a deposição da Formação Nhamundá. A predominância de clastos de quartzo-arenito nesta fácies, indicam que sua maior parte teve origem intraformacional a partir de depósitos de *foreshore* sotopostos, ao qual ocorre intercalada. Além disso, os clastos de quartzo presentes nesta fácies indicam uma pequena contribuição externa à bacia, de veios (quartzo e pegmatito) do embasamento cristalino.

Os aspectos texturais e sedimentológicos das fácies Dm permitem associar sua

deposição aos depósitos de morena terminal e/ou supraglacial durante o avanço glacial possivelmente para N-NW. Além disso, a gênese destas fácies pode também estar associada à ação de fluxos viscosos em túneis subterrâneos desenvolvidos na porção basal da geleira, bem como seu retrabalhamento posterior por canais fluviais na porção frontal durante o recuo glacial. O menor transporte experimentado na deposição das fácies Dm e Dl se reflete na maturidade física inferior das mesmas e nas formas mais euédricas e subédricas dos grãos de ZTR, quando comparados as fácies de *foreshore* e *shoreface*. Além disso, foi possível observar uma maior concentração de minerais pesados opacos nos diamictitos, devido à densidade elevada destes minerais, que se concentraram nos depósitos proximais das fácies Dm e Dl.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, O.R. Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas. *In:* Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1922. v. 3, 84 p.
- ALEAN, J.; HAMBREY, M. Glacier online. 2008. Disponível em: <www.swisseduc.ch.>. Acesso em: 15 sep. 2014.
- ALMEIDA, M.E. Evolução Geológica da porção Centro-Sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides paleoproterozóicos do Sudeste de Roraima, Brasil. Tese de Doutorado. Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. Belém, 2006. 227 p.
- ALLEN, J.R.L. Developments in sedimentology 30B. Sedimentary structures, their character and physical basis. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam, 1982. v. 2, 663 p.
- ALVARENGA, C.J.S.; MOURA C.A.V.; GORAYEB, R.S.S.; ABREU, F.A.M. Paraguay and Araguaia Belts. *In:* U.G. Cordani, E.J.; Milani, A.; Thomaz Filho, D.A. Campos., (eds). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, 2004, p. 183-193.
- AMARAL, P.G.C. & RICARDI-BRANCO, F. Ocorrência de megásporos no Carbonífero Superior (Subgrupo Itararé) na porção NE da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Revista Brasileira de Geociências, 2004. v. 34, n. 2, p. 253-262.
- ARNOT, M.J.; GOOD, T.R.; LEWIS, J.J.M. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large scale outcrop data. *Jour. of Sedim.* 1997. v. 67, p. 984-987.
- ASSINE, M.L.; ALVARENGA, C.J.S.; PERINOTTO, J.A. Formação Iapó: Glaciação Continental No Limite Ordoviciano/Siluriano da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 1998. v. 28, n. 1, p. 51-60.
- ASSINE, M.L. & VESELY, F.F. Ambientes Glaciais. *In:* Silva, A.J.C. da.; Aragão, M.A.N.F. de.; Magalhães, A.J.C., (eds). Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil. São Paulo, 2008. p. 24-51.
- BAHIA, R.B.C. Evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis-Amazônia. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP. Contribuições às Ciências da Terra, 2007. v. 18, n. 26, 149 p.
- BARBA, F.J. Rocas Sedimentarias y Fácies Sedimentarias: Relaciones conceptuales y genéticas. Aplicaciones didácticas. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra. Cantabria, 1999. v. 7, n. 1, p. 29-37.
- BARBOSA, R.C.M. & NOGUEIRA, A.C.R. Paleoambiente da Formação Prosperança, embasamento neoproterozóico da Bacia do Amazonas. Revista Brasileira de Geociências, 2011. v. 42, n. 1, p. 1-17.
- BARROS, C.E.; NARDI, L.V.S.; DILLENBURG, S.R. Geoquímica de Minerais em estudos de Proveniência: Uma Revisão. Porto Alegre-RS. UFRGS. Revista Pesquisa em

Geociências, 2005. v. 32, n. 1, p. 3-15.

- BENNEDIKTSSON, Í.Ö.; MÖLLER, P.; ÓLAFUR, I.; VAN DER MEER, J.J.M.; KJÆR, K.H.; KRUGERÜR, J. Instantaneous end moraine and sediment wedge formation during the 1890 glacier surge of Bruarjökull, Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 2008. v.27, p209-234.
- BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. *Glaciers & Glaciation*. Arnold, London, 1997. 734 p.
- BENNETT, M.R & GLASSER, N.F. *Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms*. Wiley-Blackwell. New York. John Wiley & Sons. 2009. 375 p.
- BEUF, S.B.; CHARPAL, O. de.; ROGNON, P.; GARIEL, O.; BENNACEF, A. *Les grés du Paleozoique inferieur au Sahara*. Science et Technique du Petrol. Inst. Fr. Pet., Editions Technip, 1971. v.18, 464 p.
- BOUCOT, A.J. Evolution and extinction rate controls. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*. New York. Elsevier, 1975. 427 p
- BOULTON, G.S. Processes and patterns of subglacial sedimentation: a theoretical approach. *In: Wright, A.E & Moseley, F. Ice Ages: Ancient and Modern*. Seel House. Liverpool, 1975. p. 7-42.
- BRENCHLEY, P.J. Storm influenced sandstone beds. *Mod. Geol*, 1985. v. 9, p. 369-396.
- BREZINSKI, D.K.; CECIL, C.B.; SKEMA V.W.; STAMM, R. Late Devonian glacial deposits from the eastern United States signal an end of the mid-Paleozoic warm period. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2008. v. 268, n. 3, p. 143-151.
- BROMLEY, R.G. & EKDALE, A.A. Composite Ichnofabrics and tiering of burrows: *Geological Magazine*, 1984. v.23, p. 59-65
- BRUNN, V.V. Glaciogenic deposits of the Permo-Carboniferous Dwyka Group in the Eastern region of the Karoo Basin, South Africa. *In: Deynoux, M., Miller, J.M.G., Domack, E.W., Eyles, N., Fairchild, I.J., Young, G.M. Earth's Glacial Record*. Cambridge University Press. New York, 1994. p. 60-69.
- CANUTO, J.R.; SANTOS, P.R. dos.; ROCHA-CAMPOS, A.C. Fácies e associações de fácies de diamictitos do Subgrupo Itararé (Paleozoico superior) no norte de Santa Catarina e sul do Paraná, Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 2010. v. 40, n. 2, p. 220-235.
- CAPUTO, M.V. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Ph. D. thesis. University of California, Santa Barbara, 1984. 586 p.
- CAPUTO, M.V. Glaciação Neodevoniana no Continente Gondwana Ocidental. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, 1984a. p. 725-740.
- CAPUTO, M.V. Late Devonian glaciation in South America. *Palaeogeography*,

Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1985. v. 51, p. 291-317.

- CAPUTO, M.V. Ordovician-Silurian glaciations and global sea-level changes. *In*: Landing, E., Johson, M.E., (eds). *Silurian Cycles Linkage of Dinamic Stratigraphy with Atmospheric and Oceanic, and Tectonic Changes*, New York. State Museum Bulletin, 1998. v. 491, p. 15-25.
- CAPUTO, M.V. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. *In*: Nascimento, R.S.C. do, Horbe, A.M.C; Almeida, C.M. de., (eds). *Contribuição à Geologia da Amazônia, Manaus, SBG/Núcleo Norte*, 2011. v. 7. p. 7-23.
- CAPUTO, M.V. & CROWELL, J.C. Migration of Glacial Centers across Gondwana during Paleozoic Era. Department of Geological Sciences, University of California, Santa Barbara, California. *Geological Society of America Bulletin*, 1985. v. 96, p. 1020-1036.
- CAPUTO, M.V.; MELO, J.H.G.; STREEL, M.; ISBELL, J.L. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. *The Geological Society of America. Special Paper*, 2008. p. 1-12.
- CAPUTO, M.V. & PONCIANO, L.C.M.O. Pavimento estriado de Calembre, Brejo do Piauí- Registro de geleiras continentais há 360 milhões de anos no Nordeste do Brasil. *In*: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S.; Berbert-Born, M.; Sallun filho, W.; Queiroz, E.T., (eds). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. SIGEP 052*, 2010. p. 1-12.
- CAPUTO, M.V. & SAD, R.E. Geologia do Baixo Rio Negro e trecho da BR-174. PETROBRAS. (Relatório Interno 675-A), 1974. 33 p.
- CAPUTO, M.V. & VASCONCELOS, E.P. Possibilidades de Hidrocarbonetos no Arco Purus, Petróleo Brasileiro, S. A. Internal Report, Sistema de Informação e Exploração, 1971. n. 130-5164, 21 p.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Brasil. PETROBRAS/RENOR (Inédito), 1971. 92 p.
- CARDOSO, T.R.M. Acrítarcos do Siluriano da Bacia do Amazonas: Bioestratigrafia e Geocronologia. *Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro*, 2005. v.63, n.4, p.727-759.
- CARDOSO, T.R.M. & RODRIGUES, M.A.C. Acrítarcos e Prasinófitas do Siluriano da Bacia do Amazonas: Um Poderoso Auxílio na Calibração Bioestratigráfica do Grupo Trombetas. *Anuário do Instituto de Geociências, Rio de Janeiro*, 2005. v.28, n.1, p.131-142.
- CARVALHO, P.F. de. Vale do rio Tapajós. *Rio de Janeiro. Bol. Serv. Geol. Min. Bras*, 1926. v.15, p. 33-80.
- CAROZZI, A.V.; PAMPLONA, H.R.P.; CASTRO, J.C. de.; CONTREIRAS, C.J.A. Ambientes Depositionais e Evolução Tecto-sedimentar da Seção clástica Paleozoica

- da Bacia do Médio Amazonas. Anais do XXVII. Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, 1973. p. 279-314
- CHIARLE, M.; IANNOTTI, S.; MORTARA, G. DELINE, P. Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Global and Planetary Change*, 2007. v. 56, p. 123-136.
- CHERNIAK, D.J.; HANCHAR, J.M.; WATSON, E.B. Rare-earth diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 1997. v.134, p. 289-301.
- CLERC, S.; BUONCRISTIANI, J.F.; GUIRAUD, M.; VENNIN, E.; DESAUBLIAUX, G.; PORTIER, E. Subglacial to proglacial environments in an Ordovician glacial tunnel valley, Alnif, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2013. v. 370. p. 127-144.
- COCKS, L.R.M. & TORSVIK, T.H. European geography in a global context from the Vendian to end of the Palaeozoic. *In: Gee, D.G. & Stephenson, R.A., (eds). European Lithosphere Dynamics, Geological Society, London. Memoirs*, 2006. v. 32, p. 83-95.
- COPPER, P. Paleolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian-Famennian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1977. v. 21. p. 165-207.
- COLLINSON, J.D. Alluvial sediments. *In: Reading, H.G. Sedimentary environments: processes, fácies and stratigraphy. Blackwell Science. Oxford*, 1996. p. 37-82.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. Evolução Geológica da Amazônia. *In: FINEP/SBG, Contr. Geol. Amazônia, Anais*, 1997. p. 15-90.
- COSTA, J.B.S; BEMERGUY, L.R; HASUI, Y; BORGES, M.S; FERREIRA JÚNIOR C.R.P; BEZERRA, P.E.L, COSTA, M.L; FERNANDES, J.M.G. Neotectônica da Região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos*, 1996. v. 4, n. 2, p. 23-44.
- COUCH, A.G. & EYLES, N. Sedimentary record of glacial Lake Mackenzie, Northwest territories, Canada: Implications for Arctic freshwater forcing. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2008. v. 268, p. 26-38.
- CPRM. Geologia e Recursos Minerais do Estado Amazonas. Programa Geologia do Brasil. Manaus, 2006. 144 p.
- CPRM. Geodiversidade do Estado Amazonas. Programa Geologia do Brasil, Levantamento da Geodiversidade. Sistema de Informação Geográfica-SIG, 2010.
- CROW, A.T. The rocks of the Sekondi Series of the Gold Coast: Gold Coast Geological Survey Bulletin, 1952. n. 18, 65 p.
- CROWELL, J.C.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; SUAREZ-SORUCO, R. Silurian Glaciation in Central South America. *In: Cresswell, M.M. & Vela, P., (eds). Gondwana Five: Selected papers and abstracts of Papers presented at the Fifth Int. Gondwana*

Symposium: Rotterdam. Balkema Publishers, 1980. p. 105-110.

CROWELL, J.C.; SUÁRES-SORUCO, R. ROCHA-CAMPOS, A.C. The Silurian Cancañari (Zapla) Formation of Argentina, Bolivia and Peru. *In*: Hambrey, M.J. & Harland, W.B., (eds). Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge, England. Cambridge University Press, 1981. p. 902-907.

CUNHA, P.R.C.; GONZAGA, F.G.; COUTINHO L.F.C.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Amazonas. *Bol. Geoc. Petrobras*. Rio de Janeiro, 1994. v.8, n.1, p. 47-55.

CUNHA, P.R.C.; MELO, J.H.G.; SILVA, O.B. Bacia do Amazonas. *In*: *Bol. Geoc. Petrobras*, Rio de Janeiro, 2007. v.15, n. 2, p. 227-251.

DAEMON, R.F. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, 1975. v. 2, n. 2, p. 58-84.

DAEMON, R.F. & CONTREIRAS, C.J.A. Zoneamento Palinológico da Bacia do Amazonas. *In*: *Cong. Bras. Geolo.*, 25, São Paulo, 1971. n. 3, p. 79-88.

DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. Bioestratigrafia do Neopaleozoico da Bacia do Paraná. *Anais XXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, Brasília, 1970. p. 359-412.

DE MOURA, P. Geologia do Baixo Amazonas: Serviço Geológico e Mineralógico, Boletim no. 91, 1938. 94 p.

DERBY, O.A. Contribuições para a geologia da região do baixo Amazonas. *Arch.Mus.Nas*, 1879. v.2. p. 77-104.

DESTOMBES, J. The Ordovician of the Moroccan Anti-Atlas, *In*: Basset, M.G., (eds). The Ordovician system. Birmingham. Paleontological Association Symposium, 1976. p. 411-413.

DEYNOUX, M. & TROMPETTE, R. Late Ordovician tilités of the Taoudeni Basin, West Africa. *In*: Hambrey, M.J. & Harland, W.B., (eds). Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge, England, Cambridge University Press, 1981. p. 89-96.

DÍAZ-MARTÍNEZ, E. La Formación Cumaná del Altiplano de Bolívia: Un modelo de sedimentación Glaciomarina del Devónico Superior. *Revista Técnica de YPF*. 15 (3-4), 1994. p. 357-372.

DÍAZ-MARTÍNEZ, E. La glaciación del Devónico superior em Sudamérica: estado del conocimiento y perspectivas. XII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial, 2004. v. 6, p. 440-443.

DÍAZ-MARTÍNEZ, E. & ISAACSON, P.E. Late Devonian glacially-influenced marine sedimentation in western Gondwana: the Cumaná Formation, Altiplano, Bolivia. *In*: Beauchamp, B.; Embry, A.F.; Glass, D., (eds). Carboniferous to Jurassic Pangea. *Can. Soc. Pet. Geol. Mem*, 1994. v. 17, p. 511-522.

- DÍAS-MARTÍNEZ, E. & GRAHN, Y. Early silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia and northern Argentina): Palaeogeographic and geodynamic setting. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 2007. v. 245, p.62-81.
- DINO, R. & PLAYFORD, G. Stratigraphic and palaeoenvironmental significance of a Pennsylvanian (Upper Carboniferous) palynoflora from the Piauí Formation, Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Paleontological Research*, 2002. v. 6, n.1, p. 23-40.
- DINO, R.; SILVA, O.B. da.; ABRAHÃO, D. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *In: Simposio sobre o Cretáceo do Brasil*, 5. 1999. Rio Claro. Boletim de Resumos Expandido. Rio Claro: SBG, 1999. p. 557-565.
- DINO, R.; SILVA, O.B. da.; ABRAHÃO, D. Palynostratigraphic characterization of the Cretaceous strata from the Alter do Chão Formation, Amazonas Basin. *In: SBG, International Geological Congress*, 2000. p. 557-565.
- DINO, R.; SOARES, E.A.A.; ANTONIOLI, L.; RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.C.R. Palynostratigraphy and sedimentary facies of Middle Miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 2012. v. 34, p. 61-80.
- DOTT, R.H. Jr. & BOURGEOIS, J. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Bull. Geol. Soc. Am*, 1982. v. 93, p. 663-680.
- DOWDESWELL, J.A.; HAMBREY, M.J.; RUTANG, W. A comparison of clast fabric and shape in Late Precambrian and modern glacial sediments. *J. Sediment. Petrol*, 1985. v. 55, p. 671-704.
- EYLES, N. Earth's Glacial Record and its Tectonic Setting. *Earth science reviews*, 1993. v. 35, 248 p.
- EYLES, N. & EYLES, C.H. Glacial Depositional Systems. *In: Walker, R.G. & James, N.P., (eds). Facies Models - Response to sea Level Change. Geological Association of Canada*, 1992. p. 73-100.
- EYLES, N. & SLADEN, J.A. Stratigraphy and geotechnical properties of weathered lodgement till in Northumberland, England. *Q.J. Eng. Geol*, 1981. v 14, p. 129-141.
- EYLES, N.; SLADEN, J.A.; GILROY, S. A depositional model for stratigraphic complexes and facies superimposition in lodgement tills. *Boreas*, 1982a. v. 11, p. 317-333.
- EYLES, N. & YOUNG, G.M. Geodynamic controls on glaciation in Earth history. *In: Deynoux, M.; Miller, J.M.G., Domack, E.W.; Eyles, N.; Fairchild, I.J.; Young, G.M. Earth's Glacial Record: Cambridge. UK, Cambridge University Press*, 1994. p. 1-28.
- FERNLUND, J.M.R. Tills and Non-Tills Diamictons in Glacial Sequences *In: Varren & Croot., (eds). Formation and deformation of Glacial Deposits. Rotterdam. Balkema*, 1994. p. 29-37.

- FERRON, J.M.T.M.; BASTOS NETO, A.C.; LIMA, E.F.; COSTI, H.T.; MOURA, C.A.V.; PRADO, M.; GALARZA, M.A. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias paleoproterozóicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 2006. v.36, n. 3, p. 499-512.
- FIGUEIREDO, M.F. & ALVARENGA, C.J.S. Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação Ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Revista do Instituto de Geociências-USP. Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, 2008. v. 8, n.2, p. 65-75.
- FINNEGAN, S.; BERGMANN, K.; EILER, J.M.; JONES, D.S.; FIKE, D.A.; EISENMAN, I.; HUGHES, N.C.; TRIPATI, A.K.; FISHER, W.W. The magnitude and duration of late ordovician-early Silurian glaciation. *Science*, 2011. v. 331, n. 6019, p. 903-906.
- FLINT, R.F.; SANDERS, J.E.; ROGERS, J. Diamictite, a substitute term for symmictite. *Geol. Soc. Am. Bull*, 1960. v. 71, p. 1809-1810.
- FOLK, R. L. & WARD, W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1957. v. 27, p. 3-26.
- FORCE, E.R. The provenance of rutile. *Journal of Sedimentology and Petrology*, 1980. p. 485-488.
- FREY, R. W. & HOWARD, J.D. Trace fossils and depositional sequences in a clastic shelf setting, Upper Cretaceous of Utah: *Journal of Paleontology*, 1990. v. 64, p. 803-820.
- FRANÇA, C.F. de. & SOUZA FILHO, P.W.M. Compartimentação morfológica da margem leste da Ilha de Marajó: Zona Costeira dos Municípios de Soure e Salvaterra-Estado do Pará. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2006. Ano 7, n.1, p. 33-42.
- GALEHOUSE, J.S. Counting grain mounts: Number percentage vs number frequency *Journal of Sedimentary Petrology*, 1969. p. 812-815.
- GRAHN, C.Y. Ordovician Chitinozoa and biostratigraphy of Brazil. *Geobios*, 1991. v. 25, n. 6, p. 35-61.
- GRAHN, C.Y. Revision of Silurian and Devonian Strata of Brazil. *Palinology*, 1992. v. 16, p. 35-61.
- GRAHN, C.Y. Silurian and lower Devonian chitinozoan taxonomy and biostratigraphy of the Trombetas Group, Amazonas Basin, northern Brazil. *Bulletin of Geosciences, Czech Geological Survey*, 2005. v. 80, n.4, p. 245-276.
- GRAHN, C.Y. & CAPUTO, M.V. Early Silurian Glaciations in Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1992. v. 99, p. 9-15.
- GRAHN, C.Y. & MELO, J.H.G. Silurian-Devonian chitinozoan biostratigraphy along the Urubu, Uatumã and Abacate Rivers in the western part of the Amazonas Basin, northern Brazil. *Bulletin of Geosciences, Czech Geological Survey, Prague*, 2003. v.78, n. 4, p. 373-391.

- GRAHN, C.Y.; MELO, J.H.G.; LOBOZIAK, S. Integrated middle and late Devonian miospore and chitinozoan zonation of the Parnaíba Basin, Brazil: an update. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 2006. v. 9, p. 283-294.
- GRAHN, C.Y. & PARIS, F. Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. *Rev. Micropaléon*, 1992. v. 35, p. 197-209.
- HALL, J. *Paleontology of New York*, Albany, 1852. v. 2. 362 p.
- HAMBREY, M.J. The late Ordovician-early Silurian glacial period. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1985. v. 5, p. 273-289.
- HAMBREY, M.J. & KLUYVER, H.M. Evidence of Devonian or early Carboniferous glaciation in the Agadès region of Niger. *In: Hambrey, M. J. & Harland, W.B., (eds). Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge, England, Cambridge University Press, 1981. p. 188-190.
- HANCOCK, P.L. *Continental Deformation*. Bristol, England, Pergamon Press, 1994. p. 251-263.
- HARTT, C.F. *Geology and Physical Geography of Brazil*. Fields. Osgoods and Co. 1970. 620p.
- HYDE, H.A. & WILLIAMS, D.A. The right word. *Pollen Analysis Circular n. 8*, 1944. 8 p.
- IBANEZ, D.M.; RICCOMINI, C.; MIRANDA, F.P. de. Geomorphological evidence of recent tilting in the Central Amazonia Region. *Geomorphology*, 2014. v. 214, p. 378-387.
- ISAACSON, P.E.; DÍAZ-MARTÍNEZ, E.; GRADER, G.W.; KALVODA, J. BADEK, O. DEVUYST, F.X. Late Devonian-earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2008. v. 268, p. 126-142.
- KISTLER, P. *Historical Résumé of the Amazon Basin*. PETROBRAS/Renor, Belém. Internal Report, 1954.
- LANGE, F.W. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro-devoniana da bacia do baixo Amazonas. *In: Simp. Sobre a Biotica Amazônica*, Belém-PA, 1967. v. 1, p.215-326.
- LE HERON, D.P. Late Ordovician glacial record of the Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology*, 2007. v. 201, p. 93-110.
- LOBOZIAK, S.; CAPUTO, M.V.; MELO, J.H.G. Middle Devonian-Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, North-Central Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, 2000. v. 43, n. 4, p. 301-318.
- MANGE, M.A. & MAURER, H.F.W. *Heavy Minerals in Colour*. London: Chapman & Hall, 1992. 147 p.

- MARQUES, S.N.S. Geologia, geoquímica e geocronologia , Sm-Nd de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, Sul do Escudo das Guianas, Presidente Figueiredo (AM). Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Amazonas. Manaus-AM, 2010. 81 p.
- MARQUES, S.N.S.; NASCIMENTO, R.S.C.; SOUZA, V.S.; DANTAS, E.L. Características geoquímicas das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, em perfis estratiográficos, na Região de Presidente Figueiredo-AM. *In: Simposio de Geologia da Amazônia, 10º. Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia. Porto Velho. 2007. p. 221-224, CD-Rom.*
- MARSHAK, S. & MITRA, G. Basic Methods of Structural Geology. New Jersey: Prentice-Hall, 1998. 446 p.
- MARTINS-FERREIRA, M.A.C.; CAMPOS, J.E.G.; ALVARENGA, C.J.S. de. A Formação Jequitai na região de Vila Boa, GO: exemplo de sedimentação por geleiras terminais no Neoproterozóico. *Brazilian Journal of Geology*, 2013. v. 43, n. 2, p. 373-384.
- MATSUDA, N.S., WINTER, W.R., WANDERLEY, J.R.F., CACELA, A.S.M. O Paleozoico da borda sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós - Estado do Pará. *Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro*, 2010. v. 18, n. 1, p. 123-152.
- McGHEE, G.R. The late Devonian Mass extinction: The Frasnian/Famennian Crisis. New York. Columbia University Press, 1996. 303 p.
- MELO, J.H.G. Resultados de solicitação de análise Palinológica em amostras de Superfície da Região da Represa Balbina (AM), Bacia do Amazonas. Relatório Interno PETROBRAS, 1997. 7 p.
- MELO, J.H.G. & LOBOZIAK, S. Devonian - Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology* 124, 2003. p. 131-202.
- MELO, J.H.G. & STEEMANS, P. Resultados de Investigações palinoestratigráficas em amostras de Superfície da Região de Presidente Figueiredo (AM), Bacia do Amazonas. Relatório Interno PETROBRAS. 1997. 12 p.
- MENDES, A.C. & TRUCKENBRODT, W. Proveniência de arenitos albinos (Grupo Itapecuru), borda leste da bacia de São Luís-Grajaú, Maranhão, usando análise de minerais pesados e química mineral. *Bol. Mus. Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais Belém*, 2009. v. 4, n. 1, p. 57-74.
- MIALL, A.D. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analyses, and petroleum geology. Berlin. Springer-Verlag, 1996. 582 p.
- MIALL, A.D. Principles of sedimentary basin analysis. Berlin. Springer-Verlag, 1999. 616 p.
- MIRANDA, E.E. de; (Coord.). Brasil em Relevo. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 17 mar. 2013.

- MORAN, S.R. Glaciotectonic structures in drift. *In: Goldthwait, R.P.* 1975. *Glacial Deposits (Benchmark Papers in Geology, 21)*, 1971. p. 121-142.
- MORTON, A.C. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. *In: Morton A.C; TODD S.P & HAUGHTON P.D.W.*, (eds). *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society. London, 1991. p. 31-45.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C.R. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 1994. v. 90, p. 241-256.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C.R. Process controlling the composition of heavy minerals assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*. 1999. v. 124, p. 3-29.
- MOURA, P. de. *Geologia do Baixo Amazonas: Serviço Geológico e Mineralógico, do Brasil*, Boletim no. 91, 1938. 94 p.
- NICHOLS, G. *Sedimentology and Stratigraphy*. Library of Congress Catalog in Publication Data. 2009. 419 p.
- NÓBREGA, J.E.S.; SAWAKUCHI, A.O.; ALMEIDA, R.P. Minerais pesados das porções média e superior do Grupo Guaritas (Eocambriano, RS): considerações sobre a proveniência sedimentar. *Revista Brasileira de Geociências*, 2008. v. 38, n. 3, p. 554-565.
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA C.A.V.; FAIRCHILD, T.R. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid ice-house to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, 2003. v.31, n.7, p. 613-616.
- NOGUEIRA, A.C.R.; SOUZA, V.; SOARES, E.A.A. Contribuição à tectônica cenozoica da Região de Presidente Figueiredo, Norte de Manaus-AM. *In: VI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Pirinópolis, SBG, 1997. p. 123-125.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; SOARES, E.A.A. O icnogênero *Arthropycus* de depósitos sublitorâneos da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) da Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. *Revista Brasileira de Geociências*, 1999. v. 29, p. 135-140.
- OLIVEIRA, M. J. de. Caracterização faciológica de sedimentos glaciais da Formação Cabeças na Borda Sudoeste da Bacia do Parnaíba. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará-UFPA. Belém (PA), 1997. 142 p.
- OWEN, L.A. Neotectonics and glacial deformation in the Karakoram Mountains and Nanga Parbat Himalaya. *Tectonophysics*, 1989. v. 163, p. 227-265.
- PALACIOS, D.; PARRILLA, G.; ZAMORANO, J.J. Paraglacial and postglacial debris flows on a little ice age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico). *Geomorphology*, 1999. v. 28, p. 95-118.

- PEMBERTON, S.G.; MacEACHERN, J.A.; FREY, R.W. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic. *In: Walker, R.G. & James, N.P., (eds). Facies Models: response to sea level change. Geol. Assoc. Canada. 1992. p. 47-70.*
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, PE.; SIEVER, R. Sand and Sandstone. Springer-Verlag. New York, 1987. 553 p.
- PLUMSTEAD, E.P. Gondwana floras, geochronology and glaciations in South Africa: International Congress Geology. 22nd, India, Part 9: Proceedings of Section 9, 1964. p. 303-309.
- POSAMENTIER, H.W. & WALKER, R.G. Deep-Water turbidites and submarine fans. *In: Posamentier, H.W. & Walker, R.G., (eds). Facies Models Revisited. Tulsa, Oklahoma. U.S.A. 2006. p. 399-520.*
- POWERS, M.C.A. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology, 1953. v. 23, p.117-119.*
- QUADROS, L.P. de. Acritarcos e Tasmanites do Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná. *Rvista do Instituto Geológico, 2002. v. 23, n. 1, p. 39-50.*
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. The techniques of modern structural geology: strain analysis. London, Academic Press, 1983. 307 p.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. The techniques of modern structural geology: folds and fractures. London, Academic Press, 1987. p. 308-700.
- RICARDI-BRANCO, F.; ARAI, M.; ROSLER, O. Megaspores from coals of the Triunfo Member, Rio Bonito Formation (Lower Permian), northeastern Paraná State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 2002. v. 74, n. 3, p. 491-503.*
- RICHARDSON, S.D. & REYNOLDS, J.M. An overview of glacial hazards in the Himalayas. *Quaternary International, 2000. v. 65/66, p. 31-47.*
- ROCHA CAMPOS, A.C. Late Ordovician (?)–early Silurian Trombetas Formation, Amazonas Basin, Brazil. *In: Hambrey, M.J. & Harland, W.B., (eds). Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge University Press, England, 1981. p. 896-898.*
- RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N.; CAPUTO, M.V. Sedimentologia das Formações pré-pensilvanianas da Bacia Amazônica. Relatório Interno. Petrobrás DEPEX/SEDPC. 130-4050. Belém-PA, 1971. 84 p.
- ROZO, J.M.G. Evolução holocênica do Rio Amazonas entre a Ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Amazonas. Manaus-AM, 2004. 93 p.
- ROZO, J.M.G.; NOGUEIRA, A.C.R.; HORBE, A.M.C.; CARVALHO, A.S. Depósitos neógenos da Bacia do Amazonas. *In: Horbe, A.M.C. & Souza, V.S., (eds). 2005. Contribuições a Geologia da Amazônia. SBG, Manaus-AM, 2005. v. 4. p. 201-207.*

- RUST, I.C. The evolution of the Paleozoic Cape Basin, southern margin of Africa. *In*: Nairn, A.E.M. & Stehli, F.G., (eds). The ocean basins and margins. New York, Plenum Publishing Company, 1973. p. 247-276.
- RUST, I.C. Early Paleozoic Pakhuis Tillite, South Africa. *In*: Hambrey, M.J. & Harland, W.B., (eds). Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge University Press, 1981. p. 113-117.
- SANTOS, F.B. dos. Análise estratigráfica da sequência sedimentar Proterozóica-Cretácea da Região de Presidente Figueiredo com base no estudo de minerais pesados, PIB-E. Universidade Federal do Amazonas. Manaus-AM, 2012. 16 p.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE H.E.; GROVES D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER I.R. A new understanding of the Amazon Craton Provinces based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 2000. v. 3, n. 4, p 453-488.
- SANTOS, J.O.S.; VAN BREEMEN, O.B.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; ALMEIDA, M.E.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 2004. v.31, p. 73-109.
- SANTOS, T.B; MANCINI, F; ROSTIROLLA, S.P; BARROS, C. E. de M; SALAMUNI, E. Registro da deformação pós-paleozoica na Bacia do Amazonas, região de Itaituba (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, 2011. v. 41, n. 1, p. 95-107.
- SAUNDERS, T. & PEMBERTON, S.G. Trace fossils and sedimentology of Appaloosa Sandstone: Bearpaw-Horse-shoe Canyon Formation transition, Dorothy. Alberta: Canadian Society of Petroleum Geologist, Field Trip Guide Book, 1986. 117 p.
- SMANIOTTO, L.P. Palinologia de um perfil aflorante da Formação Itaituba (Pensilvaniano Superior, Bacia do Amazonas) em Itaituba, Pará, Brasil. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre - RS, 2010. 73 p.
- SOARES, D.P. Mapeamento geológico e análise de fácies sedimentares da Região do Rio Uatumã, no trecho entre os Lagos de Balbina e Jutuarana, Borda Norte da Bacia do Amazonas. TFG. Universidade Federal do Amazonas. Manaus – AM, 2013. 41 p
- SOARES, E.A.A. Fácies Litorâneas e Feições Glaciais da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) na Região de Presidente Figueiredo-AM, Bacia do Amazonas. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém - PA, 1998. 98 p.
- SOARES, E.A.A. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste da Bacia do Amazonas. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo - SP, 2007. 205 p.
- SOARES, E.A.A.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R. Contribuição ao paleoambiente e à paleogeografia da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) na

- Bacia do Amazonas, Região de Presidente Figueiredo-AM. *In*: SBG, Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 6. Manaus, Bol. Resumos Expandidos, 1999. p. 435-437.
- SOARES, E.A.A.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R. Fácies Litorâneas e Subglaciais da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior), Região de Presidente Figueiredo, Bacia do Amazonas. *Boletim do Museu Emílio Göeldi*, 2005. v. 1, n. 2, p. 89-116.
- SOUZA, A.C. Litogeoquímica e química mineral das rochas félsicas e máficas aflorantes entre os Km 151-155 da BR-174, Município de Presidente Figueiredo (AM). Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Amazonas. Manaus-AM, 2012. 98 p.
- SOUZA, V.S. & NOGUEIRA A.C.R. Seção Geológica Manaus-Presidente Figueiredo (AM), Borda Norte da Bacia do Amazonas: Um Guia para Excursão de Campo. *Revista Brasileira de Geociências*, 2009. v. 39, n. 1, p. 16-29.
- SOUZA, P.A.; MATZEMBACHER, L.T.; ABELHA, M.; BORGUI, L. Palinologia da Formação Piauí, Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba: Biocronoestratigrafia de intervalo selecionado do Poço 1-UM-09-PI (Caxias, MA, Brasil). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 2010. v. 13, n.1, p. 57-66.
- STEEMANS, P.; RUBINSTEIN, C.; MELO, J.H.G. Siluro-Devonian Miospore Biostratigraphy of the Urubu River area, Western Amazon Basin, Northern Brazil. *Geobios*, 2008. v. 41, p. 263-282.
- STREEL, M.; CAPUTO, M.V.; LOBOZIAK, S.; MELO, J.H.G. Late Frasnian-Famennian climates based on palynomorph analysis and the question of Late Devonian glaciations. *Earth-Science Reviews*, 2000. v. 52, p. 121-173.
- SUGUIO, K. *Introdução à Sedimentologia*. São Paulo, Edgard Blucher. 1973. 317 p.
- TASSINARI, C.C.G.; BETTENCOURT, J.S.; GERALDES M.C.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. The Amazonian Craton. *In*: Cordani U.G.; Milani E.J.; Thomaz Filho A.; Campos D.A., (eds). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 32st Inter. Geol. Congr, FINEP/CT Petro, 2000. p. 41-95.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 1999. v. 22, n. 3, p. 174-182.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In*: Mantesso-Neto V., Bartorelli A.; Dal Ré Carneiro C.; Brito-Neves B.B., (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, 2004. p. 471-485.
- TUCKER, M.E. *Sedimentary rocks in the field*. John Wiley & sons. England, 2003. 234 p.
- TURNER, B.R.; MAKHLOUF, I.M.; ARMSTRONG, H. A. Late Ordovician (Ashgillian) glacial deposits in southern Jordan. *Sedimentary*. Elsevier, 2005. v. 181, p. 73-91.

- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.R.; EGYDIO-SILVA, M.; VAUCHEZ, A. A glaciação Sturtiana (~750 Ma), a estrutura do rifte Macaúbas-Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Geonomos*. 2007. v. 15, n.1, p. 45-60.
- VALÉRIO, C.S. Petrologia e tectónica de granitos Paleoproterozoicos das suítes Água Branca e Mapuera, sul do Domínio Uatumã-Anauá, NE do Amazonas. Tese de Doutorado, CPGG/CG. Universidade Federal do Pará. Belém, 2011. 123 p.
- VALÉRIO, C.S.; SOUZA, V.S.; MACAMBIRA, M.J.B. GALARZA, M.A. Geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircão da Suite Intrusiva Água Branca, Município de Presidente Figueiredo (AM): evidências de colisão no Paleoproterozóico da Amazônia Ocidental. *Revista Brasileira de Geociências*, 2006. v. 36, p. 359-370.
- VALÉRIO, C.S.; SOUZA, V.S.; MACAMBIRA, M.J.B. The 1.90-1.88 Ga mamatim in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircón geochronology, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 2009. v. 28, n. 3, p. 304-320.
- VALSARDIEU, C. & DARS, R. Présence de moraines sur la Bordure Occidentale de l'Air a la limite entre le Dévonien et le Carbonifère, Région d'Agadès (République du Niger). *Bulletin du Service Carte Géologique de Alsace Lorraine (Strasbourg)*, 1971. v. 24, n. 4, p. 269-276.
- VAN DER MEER, J.J.M.; MENZIES, J.; ROSE, J. Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quaternary Science Reviews*, 2003. v. 22, p. 1659-1685.
- VASLET, D. Upper Ordovician Glacial Deposits in Saudi Arabia. *Episodes*, 1990. v. 13, p. 123-129.
- VISSER, J.N.J. Submarine debris flow deposits from the Upper Carboniferous Dwyka Tillite Formation in the Kalahari Basin, South Africa. *Sedimentology*, 1983. v. 30, p. 511-523.
- VISSER, J.N.J. The Permo-Carboniferous Dwyka formation of Southern Africa: Deposition by a predominantly subpolar marine ice sheet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1989. v. 70, p. 377-391.
- WALKER, R.G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker, R.G. & James, N.P., (eds). Facies Models - Response to sea Level Change. Geological Association of Canada*, 1992. p. 1-14.
- WALKER, R.G. & PLINT, A.G. Wave and storm dominated shallow marine systems. *In: Walker, R.G. & James, N.P., (eds). Facies Models response to sea level change. Geological Association of Canada*, 1992. p. 219-238.
- WANDERLEY FILHO J.R. Evolução estrutural da bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Para. Centro de Geociências, UFPA. Belém - PA, 1991. 125 p.
- WANDERLEY FILHO, J.R. & COSTA, J.B.S. Contribuição à evolução estrutural da Bacia

do Amazonas e sua relação com o embasamento. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém. Anais. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991. p. 244-259.

WANDERLEY FILHO, J.R.; GONCALVES, H. de.; FONSECA, M.M. da.; MACHADO, D.M.C. Bacias sedimentares Brasileiras. Bacia do Amazonas, Fundação Paleontológica Phoenix, 2005. n. 82, p. 1-6.

WINKLER, S.; MATTHEWS, J.A. Observations on terminal moraine-ridge formation during recent advances of southern Norwegian glaciers. *Geomorphology*, 2010. v. 116, p. 87-106.

WISEVIC, M. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. *In*: Mial A.D., Tyler, N. The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *Concepts in sedimentology and paleontology*, Society for Sedimentary Geology. Tulsa, Oklahoma, 1991. v. 3, p. 22-24.