



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**A SUCESSÃO SILICICLÁSTICA-CARBONÁTICA  
NEOCARBONÍFERA DA BACIA DO AMAZONAS, REGIÕES  
DE MONTE ALEGRE E ITAITUBA (PA)**

**Dissertação apresentada por:**

**HOZERLAN PEREIRA LIMA**

**Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)**

---

**BELÉM  
2010**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)  
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

---

L732s    Lima, Hozerlan Pereira  
          A Sucessão siliciclástica-carbonática neocarbonífera da Bacia do  
          Amazonas, regiões de Monte Alegre e Itaituba (PA)/ Hozerlan Pereira  
          Lima; Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira – 2010  
          xxv, 124 f. : il.

          Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-  
          Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências,  
          Universidade Federal do Pará, Belém, 2010.

          1. Geologia estratigráfica. 2. Bashkiriano-Moscoviano. 3.  
          Análise faciológica. 4. Grupo Tapajós. I. Universidade Federal do  
          Pará. II. Nogueira, Afonso César Rodrigues, *orient.* III. Título.

CDD 20. ed.: 551.75098115

---



**Universidade Federal do Pará**

**Instituto de Geociências**

**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**A SUCESSÃO SILICICLÁSTICA-CARBONÁTICA  
NEOCARBONÍFERA DA BACIA DO AMAZONAS, REGIÕES  
DE MONTE ALEGRE E ITAITUBA (PA)**

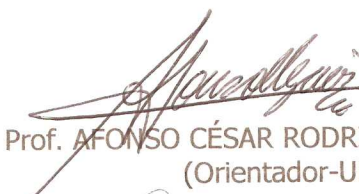
**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR**

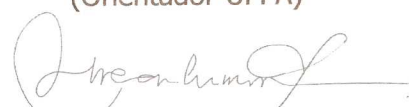
**HOZERLAN PEREIRA LIMA**

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

Data de Aprovação: **14 /03 /2010**

Banca Examinadora:

  
Prof. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA  
(Orientador-UFPA)

  
Profª VALÉRIA CENTURIÓN CÓRDOBA (UFRN)  
(Membro)

  
Prof. WERNER TRUCKENBRODT (UFPA)  
(Membro)

Dedico este trabalho aos meus  
familiares



## AGRADECIMENTOS

A Deus, por ser minha fonte de energia durante a realização deste trabalho e o responsável por tudo de bom que me aconteceu enquanto estive envolvido nesta dissertação.

A Universidade Federal do Pará (UFPA) pela infraestrutura oferecida através do Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências.

Ao professor Cândido Moura Veloso Moura, pela oportunidade de participar do projeto “Evolução geológica e caracterização termo-tectônica da estrutura dômica de Monte Alegre, Bacia do Amazonas (PA)” (CTPETRO/MCT/CNPq nº 16/2005).

A ANP (PRH-06) pela concessão da bolsa de estudo e por financiar as despesas para a realização das etapas de campo nas cidades de Monte Alegre e Itaituba.

Ao meu orientador Professor Doutor Afonso César Rodrigues Nogueira, acima de tudo pela amizade, pelo voto de confiança ao aceitar me orientar, sempre acreditando no meu potencial, obrigado pelo incentivo, pela infinita paciência, pelas críticas, sugestões e questionamentos fundamentais na elaboração desta dissertação e que também muito contribuíram na minha formação profissional. Sinto-me honrado por trabalhar com um profissional desse gabarito.

Ao Prof. Dr. Werner Truckenbrodt, por contribuir com críticas e sugestões, e pela ajuda fundamental na etapa de campo na região de Monte Alegre.

A PETROBRÁS pela confecção de lâminas delgadas das amostras coletadas na região de Monte Alegre.

Aos amigos do curso de Pós-Graduação e Graduação da UFPA que me ajudaram nas etapas de campo: Anderson Conceição Mendes, Sílvia Cristina Barroso Negrão, Márcio Cabral e Glauber Cosenza.

A amiga Manuely Pereira Neves pela ajuda na descrição das lâminas delgadas e na discussão do texto sobre carbonatos.

Ao amigo João Milhomem por ter disponibilizado as lâminas delgadas da Mina Calminas na região de Itaituba.

Obrigado a Geóloga Roseane Sarges e a Bióloga Renata Hidalgo pelas críticas e sugestões e pela disponibilidade em ajudar sempre que precisei consultar livros.

Aos amigos do grupo de geologia sedimentar da UFPA (GSED), Pedro Augusto (Formiga), José Bandeira Cavalcante (JB), Rick Oliveira (Kaká), Manuely Pereira Neves, Anna Andressa Nogueira, Anderson Conceição Mendes, Luciana Brelaz, Igor Raiol Diniz

(Play), Isack Rudnitzki, Lucindo Fernandes Filho, Hudson Santos, Cléber Rabelo e Thiago Silva, obrigado pelas sugestões, críticas, palavras de incentivo e pela amizade sempre presente e fundamental em diversas fases da elaboração dessa dissertação e, principalmente, pelos momentos de descontração que muito ajudaram no decorrer da elaboração desta dissertação.

Aos grandes amigos, irmãos, Humberto Dias Abinader e Roberto César Barbosa muito obrigado pela ajuda oferecida na hora mais crítica da elaboração deste trabalho, obrigado também pela paciência em conviver comigo, pela ajuda na discussão e elaboração de textos científicos, confecção de figuras, e principalmente pela torcida e pela amizade essencial em diversos momentos da elaboração deste trabalho. Foi um prêmio contar com a amizade dos dois.

Enfim, um muito obrigado a todos que contribuíram de forma direta ou indireta para que esta dissertação se tornasse realidade.

*“Quanto mais as pessoas acreditam em uma coisa,  
quanto mais se dedicam a ela, mais  
podem influenciar no seu acontecimento”.*

Dov Éden

## RESUMO

Registros sedimentares do Neocarbonífero, particularmente do Moscoviano, na Bacia do Amazonas, Norte do Brasil, caracterizam a zona de contato entre as formações Monte Alegre (rochas siliciclásticas) e Itaituba (rochas carbonáticas). A análise faciológica da sucessão Moscoviana de até 40 m de espessura, exposta na região de Monte Alegre e Itaituba, Estado do Pará, permitiu identificar 5 associações de fácies (AF), que correspondem a depósitos estabelecidos no ambiente costeiro, representados por dunas/intedunas eólicas (AF1), lençóis de areia/*wadi* (AF2), laguna/*washover* (AF3), praia/planície de maré (AF4) e laguna/delta de maré (AF5). A associação de campo de dunas/interdunas (AF1) é constituída por arenitos finos a médios, bimodais com estratificação cruzada de médio porte, laminação cavalgante transladante subcrítica e arenitos com gradação inversa. Arenitos finos com acamamento maciço, marcas de raízes e, subordinadamente, verrugas de aderência (*adhesion warts*), ocorrem nos limites dos *sets* de estratificação cruzada e indicam, respectivamente, paleossolos e migração de grãos por ação eólica sobre interduna úmida. Depósitos de lençóis de areia/*wadi* (AF2) são compostos de arenitos finos a médios com estratificação plano-paralela e laminação cavalgante transladante subcrítica, relacionados a superfícies de deflação (lençóis de areia), enquanto arenitos finos a médios com estratificações cruzadas tangencial e recumbente, e acamamento convoluto, caracterizam rios efêmeros com alta energia. Pelitos laminados e arenitos finos com laminação cruzada cavalgante, contendo o icnofóssil *Palaeophycus*, representam sedimentação em ambiente de baixa energia e foram agrupados na associação de laguna/*washover* (AF3). Os depósitos de praia/planície de maré (AF4) consistem em arenitos finos a médios, com estratificação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo, intercalados com lentes de dolomito fino maciço, localmente truncados por arenitos finos a médios. Estas fácies foram formadas pelo fluxo-refluxo em ambiente de praia, localmente retrabalhadas por pequenos canais, enquanto o carbonato é interpretado como precipitado em poças (*ponds*). Na AF4 encontram-se também pelitos laminados com gretas de contração, lâminas curvadas de argila e arenitos com estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte, contendo filmes de argila sobre *foresets* e superfícies de reativação, sugerindo a migração de *sandwaves* na intermaré. A associação de laguna/delta de maré (AF5) é constituída por calcários dolomitizados (*mudstones*, *wackestones*, *packstones* e *grainstones*) com poros do tipo *vug* e móldicos e bioclastos de braquiópodes, equinodermas, foraminíferos, ostracodes, briozoários, trilobitas, moluscos e coral isolado não fragmentado,

além do ichnofóssil *Thalassinoides*. Conglomerados com seixos de calcário dolomitizado, arenitos finos com estratificação cruzada de baixo ângulo e superfícies de reativação, localmente sobrepostos por arenitos finos com estratificação cruzada sigmoidal e laminação cruzada cavalgante, foram interpretados como depósitos de *tidal inlet* e delta de maré. As associações de fácies/microfácies e os dados paleontológicos descritos neste trabalho corroboram a predominância de ambientes lagunares, em parte, conectados a um ambiente desértico costeiro para o intervalo de transição entre as formações Monte Alegre e Itaituba. A abundância de grãos arredondados de areia fina nas fácies carbonáticas corrobora influxo siliciclástico advindo do ambiente desértico adjacente ao ambiente costeiro. Condições mais quentes e tropicais para a sucessão estudada são também indicadas pela presença de carbonatos e argilominerais como illita e, principalmente, esmectita, bem como uma fauna diversificada. Os litotipos siliciclásticos e carbonáticos intercalados que caracterizam a fase final da deposição Monte Alegre e o início da sedimentação Itaituba, justificam sua representação em um mesmo sistema deposicional costeiro.

Palavras-Chave: Geologia estratigráfica, Bashkiriano-Moscoviano, Grupo Tapajós, análise faciológica.

## ABSTRACT

Neocarboniferous deposits of Morrowan age in the Amazon Basin, northern Brazil, characterize the transition zone between Monte Alegre (siliciclastic rocks) and Itaituba (carbonate rocks) formations. The outcrop-based facies and stratigraphic analyses of this up to 40m thick succession, exposed in the Monte Alegre and Itaituba regions, State of Pará, allowed the recognition of five facies associations (FA), representative of a transitional desertic to coastal system, comprising: eolian dune/interdune (FA1), sandy sheet/wadi (FA2), lagoon/washover (FA3), beach/tidal flat (FA4) and lagoon/tidal delta (FA5). FA1 contains bimodal fine to medium-grained sandstone with medium-scale trough cross-stratification, subcritically climbing translent stratification and inversely graded lamination (dune deposits). Massive fine sandstones with root marks suggest development of paleosols, while adhesion warts indicate eolian grain migration on wet interdune surface. FA2 comprises fine to medium-grained sandstone with even-parallel stratification and subcritically climbing translent stratification, related to deflation, while fine to medium-grained sandstone with tangential and recumbent-folded cross-stratification and convolute bedding suggest migration of high-energy ephemeral rivers. FA3 with laminated mudstone and fine-grained sandstone with climbing-ripple cross lamination, hosting the ichnofossil *Palaeophycus*, suggests a low-energy environment of lagunar/washover type. FA4 is characterized by fine to medium-grained sandstones with planar and low-angle cross-stratification, interbedded with lenticular dolomite, locally truncated by fine to medium-grained sandstones. These facies correspond to the zone of swash and backwash on beach environment, locally cut by small channels, while the carbonate is interpreted as precipitated in ponds. FA 4 also comprehends mudstones with mudcracks and mud curls as well as small to medium-scale planar cross-bedded sandstones with mud drapes lining foresets and reactivation surfaces, suggesting migration of sandwaves in intertidal zones. FA5 is represented by dolomitized limestones (mudstones, wackestones, packstones and grainstones) containing vuggy and moldic porosities. Bioclasts include brachiopods, echinoderms, foraminifers, ostracodes, bryozoans, trilobites, mollusks and non-fragmented corals, and furthermore the trace fossil *Thalassinoides*. Additionally, this facies association comprises conglomerates with pebbles of dolomitized limestones, fine-grained sandstones with low-angle cross-stratification and reactivation surfaces, locally overlaid by fine sandstones with sigmoidal cross-stratification and climbing cross-lamination, which were interpreted as tidal inlet and tidal delta deposits. The facies/microfacies associations and

paleontological data presented here point to a lagoonal environment, connected in part to a coastal desert zone, and characterize the transition between Monte Alegre and Itaituba formations. The abundance of fine sands with rounded grains in carbonate facies is consistent with siliciclastic influx from the desert adjacent to coastal environment. Warm tropical conditions for the environments can be inferred from the limestones and their diverse fauna as well as from the clay minerals, principally smectite. The interbedding of siliciclastic and carbonate rocks which characterizes the end of the deposition of the Monte Alegre Formation and the beginning of the sedimentation of the Itaituba Formation justifies a unique system representation for this interval.

Keywords: Stratigraphic geology, Bashkirian-Moscovian, Tapajós Group, Facies analysis.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

|                                                                                                                                       |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 1. Geologia e localização da área de estudo.....                                                                               | 3  |
| Figura 2. Províncias Geocronológicas constituintes do embasamento da Bacia do Amazonas.....                                           | 9  |
| Figura 3. Blocos compartimentais da Bacia do Amazonas.....                                                                            | 10 |
| Figura 4. Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas.....                                                                              | 13 |
| Figura 5. Divisão cronoestratigráfica de parte da Bacia do Amazonas, de acordo com estudos de palinomorfos.....                       | 19 |
| Figura 6. Divisão cronoestratigráfica de parte da Bacia do Amazonas segundo as biozonas de conodontes .....                           | 20 |
| Figura 7. Perfis e correlação estratigráfica e perfis confeccionados nesta dissertação.....                                           | 21 |
| Figura 8. Perfis estratigráficos confeccionados na região de Monte Alegre e Itaituba.....                                             | 23 |
| Figura 9. Seção panorâmica e perfil estratigráfico na frente de lavra da mina Calpará.....                                            | 27 |
| Figura 10. Seção panorâmica e perfil estratigráfico da mina desativada da Mulata e afloramento localizado à 5 Km da mina Calpará..... | 28 |
| Figura 11. Seção panorâmica e perfil estratigráfico da mina Calminas.....                                                             | 29 |
| Figura 12. Fácies Agp aflorante na margem do rio Maecuru.....                                                                         | 30 |
| Figura 13. Fácies arenito com estratificação cruzada de médio porte (fácies Amp), sobreposta a fácies arenito maciço (fácies Am)..... | 31 |



|                                                                                                                                                                 |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 14. Detalhe da fácies Amp, com estratificação cruzada tabular de médio porte.....                                                                        | 32 |
| Figura 15. Estratificação cruzada da fácies Amp com depósitos de queda de grãos (Qg) e de fluxo de grãos (Fg).....                                              | 32 |
| Figura 16. Paleocorrente da fácies Amp na região do Rio Tapajós.....                                                                                            | 33 |
| Figura 17. Verrugas de adesão ( <i>adhesion warts</i> ) no topo da fácies arenito com acamamento maciço (fácies Am) nas regiões de Monte Alegre e Itaituba..... | 35 |
| Figura 18. Rizoconcreções ou marcas de raízes silicificadas.....                                                                                                | 36 |
| Figura 19. Arenito fino a médio com laminação cavalgante transladante subcrítica.....                                                                           | 37 |
| Figura 20. Aspecto geral da fácies arenito fino com estratificação plano-paralela (fácies App).....                                                             | 38 |
| Figura 21. Fácies arenito com estratificação cruzada tangencial (At) e arenito com acamamento convoluto.....                                                    | 39 |
| Figura 22. Fácies Atc composta de estruturas de deformação como laminação convoluta.....                                                                        | 40 |
| Figura 23. Arenito fino com laminação cruzada cavalgante subcrítica.....                                                                                        | 41 |
| Figura 24. Sentido de paleocorrente para SSW da fácies Alb.....                                                                                                 | 41 |
| Figura 25. Icnofósseis da fácies Alb, icnoespécie <i>palaeophycus tubularis</i> Hall, 1847 (setas).....                                                         | 42 |
| Figura 26. Fácies pelito laminado (Pl), região de Monte Alegre.....                                                                                             | 43 |

|                                                                                                                                                                         |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 27. Fácies arenito com estratificação cruzada tabular intercalada com dolomito lenticular com estratos de baixo ângulo.....                                      | 44 |
| Figura 28. Fácies arenito com estratificação cruzada intercalada por dolomito lenticular sugerindo deformação plástica.....                                             | 45 |
| Figura 29. Tubos horizontais de icnofósseis do tipo <i>lockeia</i> James, 1879.....                                                                                     | 46 |
| Figura 30. Modelo de deposição dos carbonatos dolomitizados da fácies Adb.....                                                                                          | 47 |
| Figura 31. Estratificação plano-paralela da fácies Acs nas margens do Rio Tapajós (área II).....                                                                        | 48 |
| Figura 32. Laminação cruzada gerada por ondas, fácies Acs nas margens do Rio Tapajós (área II) com paleocorrente das marcas onduladas.....                              | 48 |
| Figura 33. Lâminas centimétricas de arenito fino da fácies Cagc.....                                                                                                    | 49 |
| Figura 34. Lâminas de calcilutito desarticuladas e encurvadas ( <i>curled flakes</i> ) formando níveis com gretas de contração da fácies Cagc e canalizações rasas..... | 50 |
| Figura 35. Arenito com lineação de partição, formando finos deslocamentos.....                                                                                          | 50 |
| Figura 36. Fácies arenito com estratificação cruzada tangencial (At) intercalada com a fácies Cagc.....                                                                 | 52 |
| Figura 37. Fácies At com recobrimento pelítico (calcilutito) com lâmina de calcilutito recurvada recobrindo o set com gretas de contração.....                          | 53 |
| Figura 38. Fácies Cl exibindo laminação convoluta e ondulações com camadas parcialmente fraturadas.....                                                                 | 54 |
| Figura 39. Conglomerado intraformacional sobre superfície erosiva.....                                                                                                  | 55 |

|                                                                                                                               |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 40. Aspecto geral da fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As) com laminação cruzada cavalgante.....    | 56 |
| Figura 41. Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica intercalado com a fácies As.....                               | 57 |
| Figura 42. Fácies arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo (Acb) intercalada aos corpos carbonáticos tabulares..... | 58 |
| Figura 43 . Fácies Peb (pelito bioclástico), intercalada em calcários.....                                                    | 59 |
| Figura 44. Disposição geral das tramas de <i>Thalassinoides</i> em arranjo vertical a subvertical.....                        | 61 |
| Figura 45. <i>Mudstone</i> calcífero com rara presença de foraminíferos do tipo <i>miliolideo</i> .....                       | 62 |
| Figura 46. <i>Mudstone</i> com conchas de pelecípodos, ostracodes.....                                                        | 62 |
| Figura 47. <i>Mudstone</i> com quartzo terrígeno e bioclastos de braquiópode, ostracodes e equinoderma.....                   | 63 |
| Figura 48. Detalhe de um fragmento de espinho de equinoderma na microfácies Mbt.....                                          | 64 |
| Figura 49. Fragmento de briozoário presente na microfácies Mbt.....                                                           | 64 |
| Figura 50. <i>Mudstone</i> calcífero com fraturas preenchidas por calcita espática.....                                       | 65 |
| Figura 51. <i>Mudstone</i> calcífero com filmes de dissolução ( <i>dissolution seams</i> ) e quartzo terrígeno.....           | 65 |

- Figura 52. *Wackestone* bioclástico constituído por bioclastos de foraminíferos e gastrópodes, juntamente com fragmentos de pelecípodos envoltos em matriz microesparítica.....66
- Figura 53. A) *Wackestone* bioclástico composto de bioclastos de briozoário, ostracodes, braquiópode, fragmentos de pelecípodos e cristais de dolomita fina disseminados na matriz micrítica.....67
- Figura 54. *Wackestone* bioclástico com grãos de quartzo terrígeno com fragmentos de braquiópodes (Br). Nicóis cruzados (NX).....68
- Figura 55. *Wackestone* bioclástico com grãos de quartzo terrígeno composto por fósseis de equinodermas, pelecípodos e briozoários.....68
- Figura 56. *Wackestone* bioclástico com grãos de quartzo terrígeno com fósseis de foraminífero e braquiópode.....69
- Figura 57. *Wackestone* bioclástico com grãos de quartzo, com fósseis de equinoderma, braquiópode e espinho de braquiópode.....69
- Figura 58. *Wackestone* bioclástico com grãos de quartzo, seção transversal de gastrópode e seção longitudinal de espinho de braquiópode.....70
- Figura 59. *Wackestone* bioclástico com grãos de quartzo terrígeno, muscovita, bioclastos de braquiópode e ostracode. Interior do ostracode com preenchimento por micrito e calcita espática formando uma feição geopetal.....70
- Figura 60. *Packstone* com bioclastos de braquiópode, alga vermelha, briozoários, braquiópodes, trilobita, espinho de equinoderma, espinho de braquiópode, calcita espática e foraminífero.....71
- Figura 61. *Grainstone* com bioclastos de braquiópode, equinoderma, foraminífero e calcita espática como preenchimento em espinhos de braquiópode.....72

|                                                                                                                                                                     |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 62. <i>Grainstone</i> composto de bioclastos de briozoário, braquiópode e foraminífero.....                                                                  | 73 |
| Figura 63. <i>Grainstone</i> com ooides, peloides, equinoderma, intraclastos cimentados por calcita espática e fragmento de braquiópode, foraminífero e ooides..... | 74 |
| Figura 64. <i>Grainstone</i> com peloides, intraclastos, foraminíferos e equinodermas.....                                                                          | 75 |
| Figura 65. <i>Grainstone</i> com bioclastos indiferenciados e foraminíferos envolvidos por envelope micrítico.....                                                  | 75 |
| Figura 66. <i>Grainstone</i> com cimento em franja fibrosa envolvido por cimento de calcita em mosaico com grãos fraturados.....                                    | 76 |
| Figura 67. Visão geral do dolomito fino com laminações convolutas e icnofósseis tipo <i>Thalassinoide</i> e níveis bioturbados preenchidos por sílica.....          | 77 |
| Figura 68. Dolomito fino às margens do rio Tapajós com fósseis gastrópodes, braquiópodes e cefalópode.....                                                          | 78 |
| Figura 69. Cristais de dolomita fina com textura xenotópica.....                                                                                                    | 78 |
| Figura 70. Dolomito fino com fragmento de equinoderma e foraminíferos.....                                                                                          | 79 |
| Figura 71. Dolomito fino com estilólito e calcita espática preenchendo poros.....                                                                                   | 79 |
| Figura 72. Dolomito fino com poros do tipo <i>vug</i> e móldico a partir de cristais de evaporitos (gipsita?).....                                                  | 80 |
| Figura 73. Dolomito fino com poros gerados pela dissolução de calcita espática e minerais evaporíticos.....                                                         | 81 |
| Figura 74. Dolomito fino com cristais romboédricos de calcita espática interpretada como dolomita calcitizada.....                                                  | 81 |

|                                                                                                                                                                                      |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 75. Diagrama triangular de Folk (1968) com a classificação de 11 amostras de arenito da região de Monte Alegre.....                                                           | 89 |
| Figura 76. Arenito moderadamente selecionado mostrando grãos com esferecidade alta, composto de arenitos com quartzo monocristalino, fragmento de rocha sedimentar e microclina..... | 90 |
| Figura 77. Arenitos com espaço poroso em azul, suportado por grãos, com quartzo monocristalino e policristalino, suportado por matriz pelítica.....                                  | 91 |
| Figura 78. Arenito com poros intergranulares, fragmento de rocha sedimentar pelítica e plagioclásio.....                                                                             | 92 |
| Figura 79. Visão geral do arenito com matriz, anidrita e biotitas contorcidas .....                                                                                                  | 92 |
| Figura 80. Visão geral do arenito com matriz deposicional suportando os grãos do arenito.....                                                                                        | 93 |
| Figura 81. Arenito com argila em forma de cutículas envolvendo grãos.....                                                                                                            | 94 |
| Figura 82. Fragmento esmagado de rocha pelítica denominado de pseudomatriz e argila em forma de cutícula.....                                                                        | 95 |
| Figura 83. Grãos de quartzo arredondado com sobrecrecimento de sílica.....                                                                                                           | 96 |
| Figura 84. Arenito cimentado por calcita poiquilotópica com corrosão de grãos por cimentação carbonática.....                                                                        | 97 |
| Figura 85. Cimento de óxido/hidróxido de Fe na forma de agregado denso.....                                                                                                          | 97 |
| Figura 86. Traços de betume entre os espaços intergranulares.....                                                                                                                    | 98 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 87. Difrátogramas de raios-X obtidos da fração argila da amostra CP-20 (pelito), mina Calpará, Formação Itaituba.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 100 |
| Figura 88. Difrátogramas de raios-X obtidos da fração argila da amostra CP-23 (pelito), mina Calpará, Formação Itaituba.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 100 |
| Figura 89. Difrátogramas de raios-X obtidos da fração argila da amostra CP-07 (pelito), mina Calpará, Formação Itaituba.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 101 |
| Figura 90. Difrátogramas de raios-X obtidos da fração argila da amostra DGM-03 (pelito), mina Calpará, Formação Itaituba.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 101 |
| Figura 91. Modelo deposicional transicional sugerido para as formações Monte Alegre e Itaituba para a parte central da Bacia do Amazonas nas regiões norte e sul, com associações de fácies são representativas de campo de dunas/interdunas (1), lençóis de areia/ <i>wadi</i> (2), laguna/ <i>washover</i> (3), praia/planície de maré (4) e laguna/delta de maré (5).....                                                                        | 104 |
| Figura 92. Reconstituição paleogeográfica dos continentes para o globo durante o Neocarbonífero com destaque para a América do Sul e Bacia do Amazonas com a direção provável da invasão marinha na região (modificado de Loczy 1966 e; Torres 1989).....                                                                                                                                                                                           | 106 |
| Figura 93 A) Modelo paleogeográfico para o norte do Brasil durante o Neocarbonífero, com a região intracratônica situada entre os escudos das Guianas e Brasil Central invadida pelo mar raso dominante durante esta época que inundou os sistemas desérticos da Bacia do Amazonas. B) Mapa da disposição atual da Bacia do Amazonas com a localização das regiões de Monte Alegre (1) e Itaituba (2) (modificado de Mapes <i>et al.</i> 2004)..... | 107 |

## LISTA DE TABELAS

|                                                                                                                                             |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabela 1. Fácies e interpretação dos processos sedimentares da Sucessão do Neocarbonífero nas regiões norte e sul da Bacia do Amazonas..... | 24 |
| Tabela 2. Resumo das associações de fácies encontradas nas formações Monte Alegre e Itaituba.....                                           | 82 |
| Tabela 3. Valores das intensidades dos picos após os tratamentos ao ar (normal), etilenoglicolada e aquecida à 550°C por duas horas .....   | 99 |



## SUMÁRIO

|                                                         |             |
|---------------------------------------------------------|-------------|
| <b>DEDICATÓRIA.....</b>                                 | <b>iv</b>   |
| <b>AGRADECIMENTOS.....</b>                              | <b>v</b>    |
| <b>EPÍGRAFE.....</b>                                    | <b>vii</b>  |
| <b>RESUMO.....</b>                                      | <b>viii</b> |
| <b>ABSTRACT.....</b>                                    | <b>x</b>    |
| <b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....</b>                        | <b>xii</b>  |
| <b>LISTA DE TABELAS.....</b>                            | <b>xx</b>   |
| <b>LISTA DE ANEXOS.....</b>                             | <b>xx</b>   |
| <b>1. INTRODUÇÃO.....</b>                               | <b>1</b>    |
| 1.1 APRESENTAÇÃO.....                                   | 1           |
| 1.2 OBJETIVOS.....                                      | 4           |
| 1.3 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS.....                 | 4           |
| 1.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....                            | 5           |
| 1.4.1 Análise Sedimentológica e Estratigráfica.....     | 5           |
| 1.4.2 Análise Petrográfica.....                         | 5           |
| 1.4.3 Preparação de Amostras e Difração de Raios-X..... | 6           |

|                                                                                        |           |
|----------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>2 BACIA DO AMAZONAS.....</b>                                                        | <b>8</b>  |
| 2.1 ASPECTOS ESTRUTURAIS.....                                                          | 8         |
| 2.2 SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS E LITOESTRATIGRAFIA.....                                  | 10        |
| 2.3 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....                                                            | 14        |
| <b>3 SUCESSÃO SILICICLÁSTICA – CARBONÁTICA NEOCARBONÍFERA.....</b>                     | <b>15</b> |
| 3.1 TRABALHOS PRÉVIOS.....                                                             | 15        |
| <b>3.1.1 Formação Monte Alegre.....</b>                                                | <b>15</b> |
| <b>3.1.2 Formação Itaituba.....</b>                                                    | <b>16</b> |
| <b>3.1.3 Bioestratigrafia.....</b>                                                     | <b>18</b> |
| 3.2 ANÁLISE DE FÁCIES.....                                                             | 20        |
| <b>3.2.1 Descrição e Interpretação de Fácies.....</b>                                  | <b>24</b> |
| 3.2.1.1 Arenito com estratificação cruzada tabular de médio porte (Amp).....           | 30        |
| 3.2.1.2 Arenito com acamamento maciço (Am).....                                        | 34        |
| 3.2.1.3 Arenito com laminação cavalgante transladante subcrítica (Alt).....            | 37        |
| 3.2.1.4 Arenito com estratificação plano-paralela (App).....                           | 38        |
| 3.2.1.5 Arenito com estratificação cruzada tangencial e acamamento convoluto(Atc)..... | 39        |

|                                                                                              |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 3.2.1.6 Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica e <i>Palaeophycus</i> (Alb)..... | 40 |
| 3.3.1.7 Pelito laminado (Pl).....                                                            | 42 |
| 3.3.1.8 Arenito/dolomito com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo (Adb).....       | 43 |
| 3.2.1.9 Arenito com estratificação cruzada <i>swash</i> (Acs).....                           | 47 |
| 3.2.1.10 Calcilutito/arenito com gretas de contração (Cagc).....                             | 49 |
| 3.3.1.11 Arenito com estratificação cruzada tangencial (At).....                             | 51 |
| 3.2.1.12 Calcilutito laminado (Cl).....                                                      | 53 |
| 3.2.1.13 Conglomerado Intraformacional (Ci).....                                             | 54 |
| 3.2.1.14 Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As).....                              | 55 |
| 3.2.1.15 Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo (Acb).....                       | 58 |
| 3.3.1.16 Pelito bioclástico (Peb).....                                                       | 59 |
| 3.2.1.17 <i>Mudstone</i> calcífero bioclástico (Mb).....                                     | 60 |
| 3.2.1.18 <i>Mudstone</i> calcífero bioclástico com grãos terrígenos (Mbt).....               | 63 |
| 3.2.1.19 <i>Wackestone</i> bioclástico dolomítico (Wb).....                                  | 66 |
| 3.2.1.20 <i>Wackestone</i> bioclástico com grãos terrígenos (Wbt).....                       | 67 |
| 3.2.1.21 <i>Packstone</i> bioclástico (Pb) .....                                             | 71 |
| 3.2.1.22 <i>Grainstone</i> bioclástico (Gb).....                                             | 72 |

|                                                                          |    |
|--------------------------------------------------------------------------|----|
| 3.2.1.23 <i>Grainstone</i> bioclástico oolítico (Gbo).....               | 73 |
| 3.2.1.24 Dolomito fino (DI).....                                         | 76 |
| 3.2.1.25 Dolomito fino poroso (Dp).....                                  | 80 |
| 3.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES.....                                            | 82 |
| 3.3.1 Associação de Fácies 1 (AF 1): Campo de Dunas/Interdunas.....      | 83 |
| 3.3.2 Associação de Fácies 2 (AF 2): Lençóis de Areia/ <i>Wadi</i> ..... | 83 |
| 3.3.3 Associação de Fácies 3 (AF 3): Laguna/ <i>Washover</i> .....       | 84 |
| 3.3.4 Associação de Fácies 4 (AF 4): Praia/Planície de Maré.....         | 85 |
| 3.3.5 Associação de Fácies 5 (AF 5): Laguna/Delta de Maré.....           | 86 |
| 4 PETROGRAFIA DOS ARENITOS DA SUCESSÃO NEOCARBONÍFERA.....               | 89 |
| 4.1 CLASSIFICAÇÃO E TEXTURA.....                                         | 89 |
| 4.1.1 Grãos do Arcabouço.....                                            | 90 |
| 4.1.2 Matriz.....                                                        | 93 |
| 4.1.3 Cimento.....                                                       | 95 |
| 4.2 AVALIAÇÃO DA POROSIDADE.....                                         | 98 |
| 4.3 ARGILOMINERAIS DOS FOLHELHOS.....                                    | 99 |

|                                                     |            |
|-----------------------------------------------------|------------|
| <b>5 MODELO DEPOSICIONAL E PALEOGEOGRÁFICO.....</b> | <b>103</b> |
| <b>6 CONCLUSÕES.....</b>                            | <b>108</b> |
| <b>REFERÊNCIAS.....</b>                             | <b>110</b> |
| <b>ANEXOS.....</b>                                  | <b>122</b> |
| <b>ANEXO A.....</b>                                 | <b>123</b> |
| <b>ANEXO B.....</b>                                 | <b>124</b> |

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO

A transição entre o Bashkiriano e o Moscoviano (Carbonífero) na bacia do Amazonas, é marcada pela passagem de um sistema flúvio-eólico, representado pelas rochas siliciclásticas da Formação Monte Alegre, para um sistema marinho de plataforma carbonática, representado pelos carbonatos da Formação Itaituba (Cunha *et al.* 1994; Matsuda 2002; Matsuda *et al.* 2006), em consequência da transgressão de um mar epicontinental (Castro *et al.* 1988). Este evento é também registrado em outras bacias paleozoicas e no caso da Bacia do Amazonas, possibilitou o desenvolvimento de um sistema petrolífero, onde os arenitos da Formação Monte Alegre, com significativa quantidade de poros, atuam como reservatório (Torres 1989), enquanto os carbonatos da Formação Itaituba seriam tanto reservatório e como selante de hidrocarbonetos.

Juntamente com a Bacia do Solimões, a Bacia do Amazonas tem sido alvo de investigações geológicas, desde a década de 60, visando a descoberta de sistemas petrolíferos para a exploração de óleo e gás. Estudos geoquímicos sugerem que houve geração de petróleo nestas bacias desde o final do Paleozoico até a entrada das rochas ígneas no Triássico (Evento Penatecaua). Estas rochas associadas à fraturas geraram aspectos positivos e negativos para a geração de hidrocarbonetos (Wanderley F<sup>o</sup> *et al.* 2006). Se a soleira for profunda, e consequentemente mais próxima das rochas geradoras e reservatório, há formação de gás e, quando é mais rasa, o efeito térmico é menor sobre as rochas geradoras o que condiciona a formação de petróleo.

Atualmente, apenas a Bacia do Solimões está produzindo petróleo em escala comercial, enquanto que na Bacia do Amazonas a geração de hidrocarbonetos foi inicialmente constatada pela análise de testes de poços e, posteriormente por estudos geoquímicos que lhe atribuíram grande potencial gerador, porém de caráter subcomercial (Rezende & Brito 1973). Entretanto, a Bacia do Amazonas não pode ser considerada imprópria para a exploração de óleo e gás, uma vez que a ocorrência de hidrocarbonetos depende da existência de condições ideais para a sua acumulação e migração, como a presença de trapas estruturais e rochas geradoras, reservatório e selante. Desta forma, o estudo de fácies de intervalos promissores a

ocorrência de hidrocarbonetos, como o Neocarbonífero da Bacia do Amazonas, é de fundamental importância na indicação de novos “*plays*” de petróleo. Embora este intervalo seja um dos mais investigados em subsuperfície, o estudo de afloramentos concentrou-se na região de Itaituba, região sul da Bacia, onde a Petrobrás mantém um treinamento de campo em Geologia sedimentar. Esta pesquisa permitiu reavaliar as interpretações paleoambientais prévias feitas na região. Além dos afloramentos da região de Itaituba, esta pesquisa de mestrado, investigou também a região de Monte Alegre, na região norte da Bacia do Amazonas (Figura 1), desconhecida do ponto de vista faciológico, sendo uma excelente oportunidade, pela primeira vez, de ampliar o conhecimento deposicional e diagenético de um dos intervalos mais promissores à ocorrência de hidrocarbonetos, o final do Carbonífero.

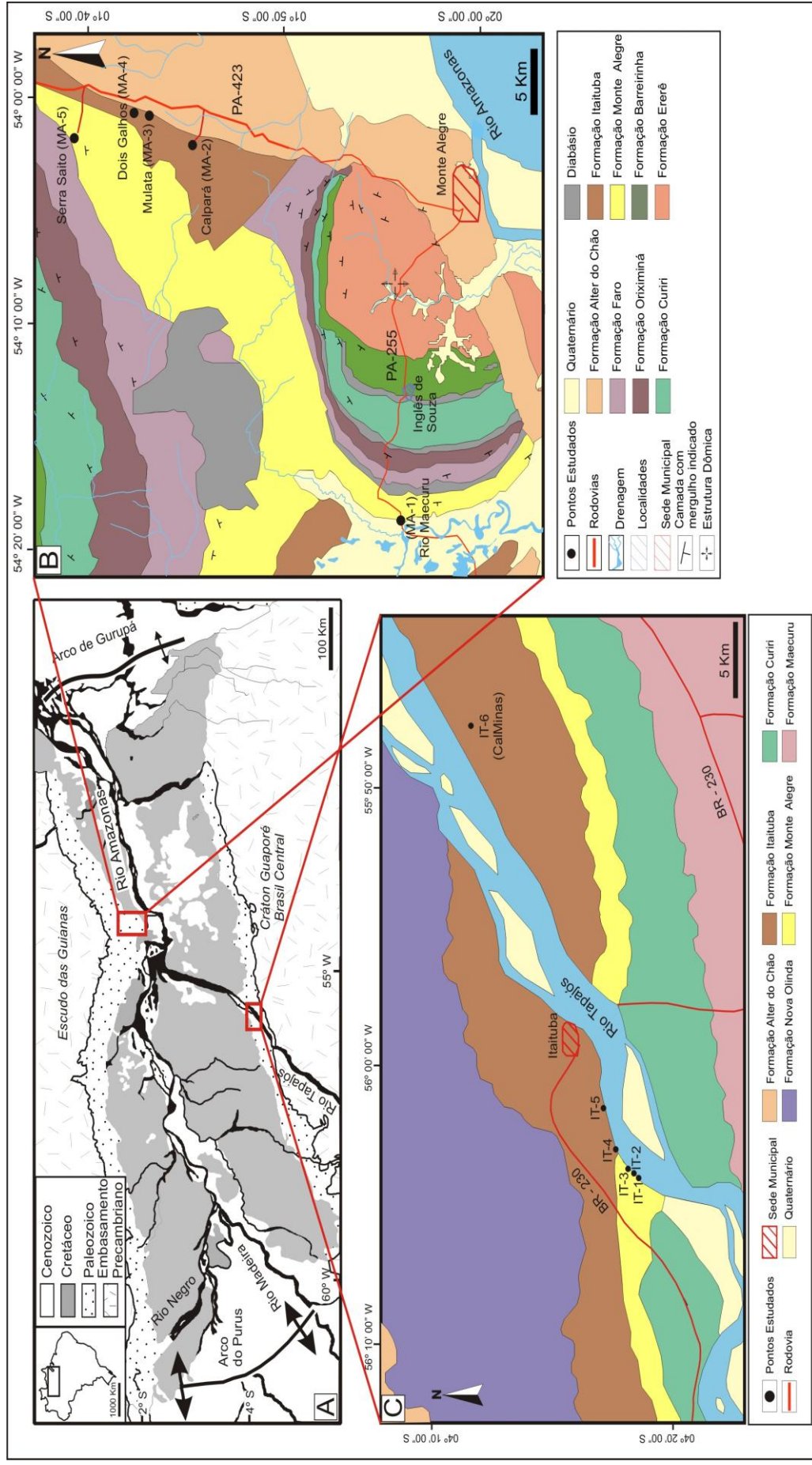


Figura 1. Geologia e localização da área de estudo: A) Situação geotectônica da Bacia do Amazonas (modificado de Mapes *et al.* 2004); B) Destaque da região de Monte Alegre (região norte da bacia, área I) com a localização dos pontos estudados (modificado de Pastana 1999) e C) Destaque da região de Itaituba (região sul da bacia, área II) com a localização dos pontos estudados (modificado de Ferreira *et al.* 2004).



## 1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho visou a reconstituição paleoambiental e paleogeográfica dos depósitos carboníferos, no limite Bashkiriano/Moscoviano, da Bacia do Amazonas. O alcance desta meta levou em consideração a obtenção dos seguintes objetivos específicos:

- 1 – Ampliar a caracterização paleoambiental dos depósitos carboníferos da região de Itaituba, a partir de novos dados faciológicos;
- 2 – Verificar a potencialidade dos arenitos da sucessão estudada como rochas reservatório;
- 3 – Correlacionar os depósitos neocarboníferos das regiões norte e sul e esboçar um modelo deposicional com implicações paleogeográficas.

## 1.3 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

A área I investigada encontra-se no município de Monte Alegre, região norte da Bacia do Amazonas, microrregião de Santarém, no Estado do Pará. Destaca-se como principal feição morfológica o “Domo de Monte Alegre”, onde unidades do Paleozoico da Bacia do Amazonas mergulham com até 40 graus para noroeste (Figura 1). Apesar de alcançar cotas topográficas acima de 450m, a região é recoberta, em grande parte, por densa vegetação. A maior parte dos afloramentos investigados da sucessão carbonífera ocorre em áreas desmatadas, adjacentes a rodovia PA-255 e PA-423, e na Mina de Calcário Calpará. Afloramentos nas margens do Rio Maecuru só podem ser observados no período da estação seca, nos meses de Agosto a Novembro.

A área II está localizada na região sul da bacia do Amazonas nas proximidades da cidade de Itaituba, nome originado do tupi que significa “lugar de muitos pedregulhos”. A maior altitude da região é pouco acima de 300 m, e como na área I, possui vegetação exuberante, sendo as melhores exposições na margem esquerda do Rio Tapajós e nas jazidas de Calcário da Calminas (Figura 1). Os afloramentos das margens, ao contrário daqueles encontrados das jazidas, alcançam até 20 m de espessura e a parte superior é geralmente coberta por vegetação.

## 1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

### 1.4.1. Análise Sedimentológica e Estratigráfica

A análise sedimentológica foi baseada na técnica de modelamento de fácies análise de fácies de Walker (1992), cujos principais procedimentos são: 1) reconhecimento no campo das fácies sedimentares por meio da caracterização e descrição, onde se detalha a composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, e o padrão das paleocorrentes; 2) entendimento dos processos sedimentares que revela como a fácies foi gerada e; 3) definição de associação de fácies, que reúne fácies contemporâneas e cogenéticas, com diferentes padrões de empilhamento, geometria e posição relativa dentro da unidade deposicional. Para os diversos litotipos e afloramentos de acordo com a escala, as fácies descritas foram diagramadas em perfis colunares e seções panorâmicas. As seções panorâmicas foram construídas a partir de fotomosaicos de afloramentos, seguindo Arnot *et al.* (1997).

As estratificações cruzadas foram classificadas de acordo com o tamanho dos *sets*, em três tipos: estratificações de pequeno porte (*sets* menores que 0,3 m de espessura), estratificações de médio porte (*sets* com espessura entre 0,3 – 3 m) e estratificações de grande porte (*sets* com espessuras maiores que 3 m) (McKee & Weir 1953).

Para localizar com precisão as diferentes seções na região de Monte Alegre e Itaituba, foi utilizado o aparelho GPS (*Global Positioning System*), que determina as coordenadas geográficas e/ou UTM. Os dados adquiridos durante este processo foram plotados em mapas de localização obtidos por meio de informações existentes em mapas geológicos da região estudada.

### 1.4.2. Análise Petrográfica

Durante a análise sedimentológica/estratigráfica foram feitas coletas sistemáticas de amostras com base na subdivisão faciológica. Das amostras foram confeccionadas de seções delgadas que foram impregnadas com a resina epóxi azul para a determinação do espaço poroso, e tingidas com alizarina vermelha-S para diferenciar a calcita da dolomita.

Foram confeccionadas 11 lâminas delgadas de arenitos, dez pertencentes à Formação Monte Alegre e uma à Formação Itaituba (anexo I), e 35 lâminas delgadas de carbonatos (anexo II). Cada lâmina petrográfica foi submetida à contagem de pelo menos 300 pontos para a avaliação da composição mineralógica e dos produtos diagenéticos. Para os arenitos utilizou-se a classificação de Folk (1968), que é baseada na quantidade dos grãos de quartzo, feldspato e fragmento de rocha, enquanto os carbonatos foram classificados segundo o esquema de Dunham (1962), que considera a relação matriz/cimento e a quantidade de grãos aloquímicos presentes na rocha.

#### **1.4.3. Preparação de Amostras e Difração de Raios-X**

O uso do método da difração de raios-X concentrou-se em amostras de rocha total e na fração insolúvel de carbonatos, bem como em lâminas orientadas de pelitos. O pó resultante da pulverização das amostras de rocha total e da fração insolúvel foi utilizado para a confecção de lâminas não-orientadas em placas de inox. Utilizou-se o difratômetro X'Pert Pro PANalytical, o qual é equipado com tubo de cobre e monocromador de grafite, com tensão e corrente ajustadas para 40 kV e 40 mA, respectivamente. Obteve-se os difratogramas no intervalo de exposição de  $5^\circ$  a  $75^\circ$   $2\theta$ , steps de  $0,02^\circ$   $2\theta/\text{min}$ , durante 5 min, os quais foram tratados digitalmente, com softwares do equipamento X'PERT HIGH 16 SCORE e que contém um banco de dados do PCPDFWIN (Powder Diffraction File-International Centre for Diffraction Data).

A separação dos argilominerais presentes nos pelitos iniciou com 100g das amostras fragmentadas e tratadas com ácido clorídrico (HCl) a 10% para eliminação dos carbonatos. O HCl foi trocado a cada vez que a reação química cessava. Após esse procedimento as amostras foram lavadas três vezes com água destilada. Em seguida, as amostras foram tratadas com peróxido de hidrogênio ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) para eliminar a matéria orgânica. Essa etapa foi repetida até a eliminação completa da matéria orgânica, quando novamente as amostras foram lavadas três vezes com água destilada.

O produto insolúvel resultante do tratamento com HCl e  $\text{H}_2\text{O}_2$  foi seco em estufa a  $50^\circ\text{C}$ . Posteriormente, fez-se a separação da fração areia da fração silte/argila utilizando-se peneiras com abertura de 0,062 mm. Eventualmente, devido a floculação de algumas amostras

da fração silte/argila, utilizou-se pirofosfato de sódio ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ). As amostras com pirofosfato de sódio foram lavadas 3 vezes com água destilada.

Para separar a fração silte da fração argila, as amostras foram centrifugadas a 1000 rpm durante 2 minutos. Em seguida, a fração argila em suspensão foi concentrada com a centrifugação a 2000 rpm durante 10 minutos. A confecção das lâminas de argilominerais foi feita com a pipetagem da fração argila sobre lâminas de vidro que, após a secagem formou uma película fina.

Alguns argilominerais mostram picos iguais entre si, o que torna necessário, além da leitura normal, a utilização do etilenoglicol que é um líquido expansivo e o aquecimento das lâminas a 550°C por duas horas. Assim, obtem-se os difratogramas no intervalo de 3 a 36° 2 $\theta$  e determina-se o argilomineral presente pelas distâncias interplanares expandidas com o uso destas técnicas (Santos 1992).

## 2. BACIA DO AMAZONAS

### 2.1. ASPECTOS ESTRUTURAIS

A Bacia do Amazonas localiza-se na Amazônia Oriental, nos estados do Amazonas e Pará. Está limitada ao norte pelo Escudo das Guianas, ao sul pelo Escudo Brasileiro, enquanto os limites leste e oeste correspondem aos arcos de Gurupá e Purus, respectivamente (Figura 1) (Cunha *et al.* 1994). Exibe formato alongado e estreito na direção WSW-ENE, ocupando cerca de 500.000 km<sup>2</sup>, onde o atual curso do rio Amazonas segue ao seu eixo deposicional da bacia. A bacia é considerada do tipo intracratônica, desenvolvida sobre o Cráton Amazônico, com preenchimento sedimentar alcançando espessura superior a 5.000 m.

O Cráton Amazônico, desarticulado do supercontinente Rodínia (Brito Neves & Almeida 2003), foi alvo de vários estudos, sendo dividido em províncias e subprovíncias estruturais e províncias geocronológicas (Almeida *et al.* 1977; Tassinari & Macambira 1999; Cordani *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000; SANTOS *et al.* 2006). As províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,8 Ga), Amazônia Central (>2.3 Ga) e Maroni-Itacaiunas (2,2 – 1,95 Ga) constituem o embasamento da Bacia do Amazonas de idade proterozoica e arqueana, composto de rochas ígneas, metamórficas e vulcano-sedimentares. Estas províncias foram geradas por acreção crustal relacionada à orogênese e por processos de reciclagem da crosta continental (Figura 2).

A Bacia é caracterizada pela presença de estruturas transversais, de idade fanerozoica, originadas pela reativação de estruturas formadas no Pré-cambriano (Wanderley F<sup>o</sup> 1991). Durante a fase de abertura da Bacia do Amazonas, houve reativação de zonas de fraquezas antigas favorecendo o desenvolvimento de falhas de transferência que ocasionaram a compartimentação em quatro blocos estruturais entre os arcos de Purus e Gurupá (Figura 3) (Wanderley F<sup>o</sup> & Costa 1991): no bloco 1 ocorrem estruturas transtensivas que englobam a megassequência devoniana-carbonífera; o bloco 2 exibe dobras e falhas inversas; o bloco 3 é caracterizado por dobras e falhas de empurrão enquanto o bloco 4 mostra como principais feições tectônicas linhas de charneira.

A região do Arco de Purus é caracterizada pela ocorrência de rochas sedimentares do Grupo Purus, uma cobertura do escudo das Guianas, onde se destacam arenitos, siltitos,

folhelhos, conglomerados e calcários, depositados num sistema de bacias tipo *rift*, e pertencentes às formações Prosperança e Acari, esta última encontrada apenas em subsuperfície (Castro *et al.* 1988; Eiras & Matsuda 1995).

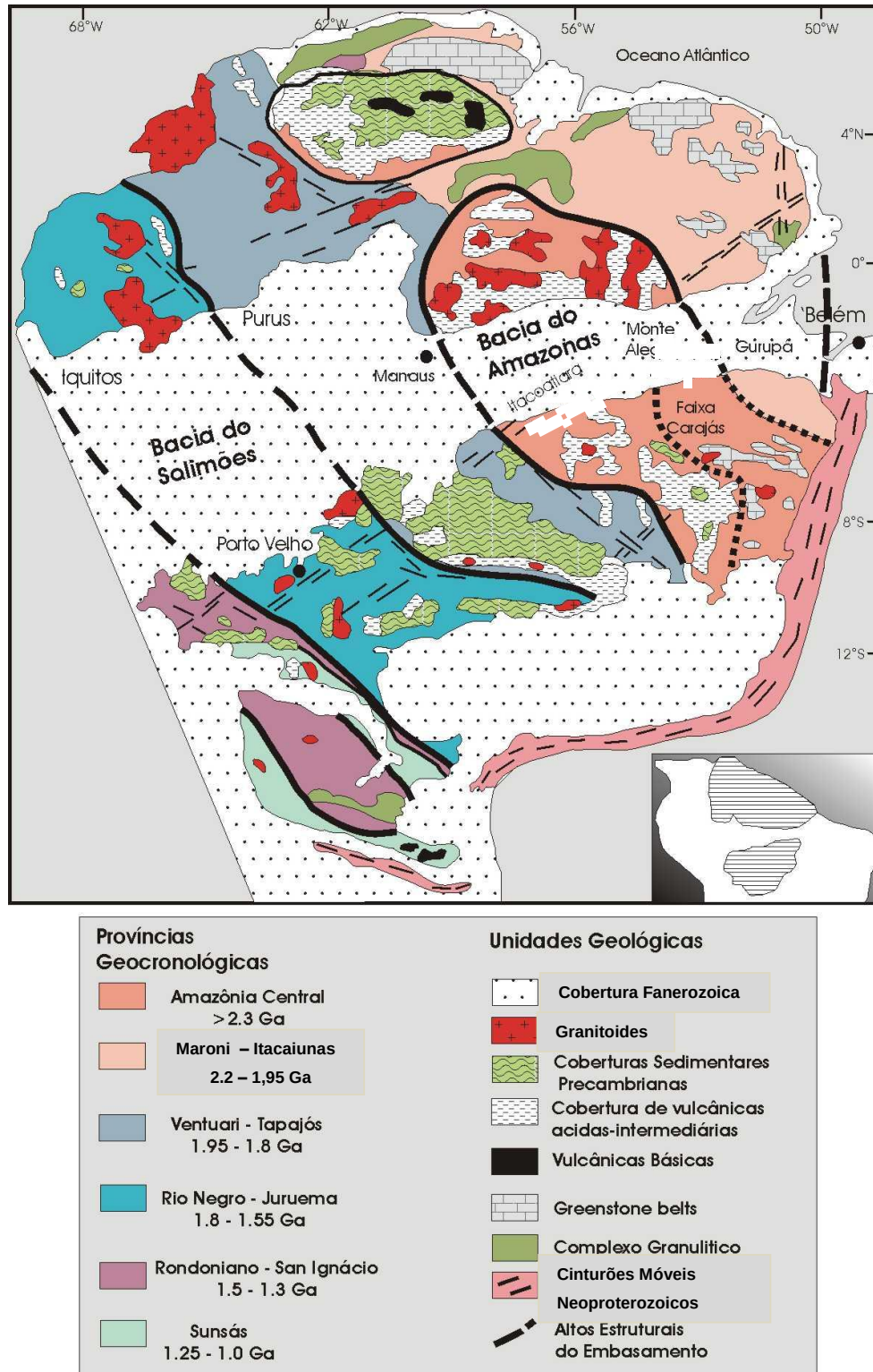


Figura 2. Províncias Geocronológicas constituintes do embasamento da Bacia do Amazonas (Cordani *et al.* 2000).

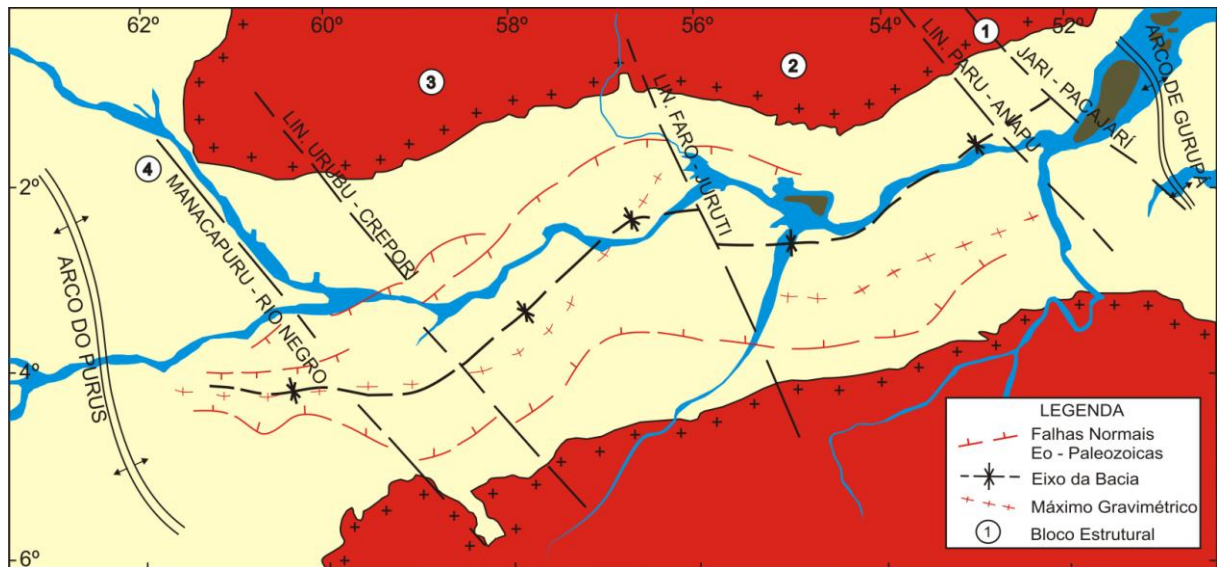


Figura 3. Blocos compartimentais da Bacia do Amazonas (Wanderley F<sup>o</sup> 1991).

## 2.2. SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS E LITOESTRATIGRAFIA

A Bacia do Amazonas no Fanerozoico é dividida em duas megassequências de primeira ordem, separadas entre si por discordâncias regionais (Figura 4): a primeira, de idade paleozoica, representada por rochas sedimentares de naturezas variadas, associadas a um grande volume de intrusões de diques e soleiras de diabásio mesozoicos e a segunda megassequência mesozoico-cenozoica sedimentar (Cunha *et al.* 2007). A Megassequência Paleozoica é dividida em quatro sequências de segunda ordem: Ordoviciano-Devoniana, Devoniana-Tournaisiana, Neoviseana e Pensilvaniana-Permiana.

A primeira Sequência, Ordovício-Devoniana, é representada pelo Grupo Trombetas, depositado durante um evento de caráter transgressivo regressivo, com sedimentos originados em ambientes marinho e glacial, sendo o topo deste Grupo truncado por uma discordância relacionada à Orogenia Caledoniana. Este grupo é representado pelas formações Autás-mirim, composta de arenitos e folhelhos neo-ordovicianos (Caradoc-Ashgill), Nhamundá, constituída de arenitos e diamictitos eossilurianos (Llandovery – Wenlock Inferior), Pitinga, representada por folhelhos e diamictitos silurianos (Llandovery médio – Pridoli inferior), Manacapuru composta de arenitos e pelitos neossilurianos-eodevonianos (Ludlow superior-Lochkoviano inferior) e Jatapu, representada por arenitos e siltitos (de idade lochkoviana a eo-emsiana) recentemente elevada à categoria de Formação por Cunha *et al.* (2007).

A Sequência Devoniana-Tournaisiana é marcada pela deposição dos grupos Urupadi e Curuá. O Grupo Urupadi é dividido em duas formações: Maecuru, composta de arenitos e pelitos (de idade neo-emsiana a eo-eifeliana) e Ererê, constituída de siltitos, folhelhos e arenitos (de idade neo-eifeliana a eogivetiana). O Grupo Urupadi foi influenciado pelo segundo evento de subsidência tectônica e ingressão marinha na bacia, ainda proveniente de leste. O Devoniano foi caracterizado por atividade tectônica de intensidade moderada, refletida em sedimentação lenta com substrato relativamente estável e raso, com deposição de extensos lençóis de áreas continentais (Cunha 2005). O Grupo Curuá foi depositado após um pequeno pulso regressivo. Assim como o Grupo Urupadi, o Grupo Curuá evidencia os eventos de subsidência tectônica e ingressão marinha durante o Neodevoniano-Carbonífero (Matsuda *et al.* 2006). O Grupo Curuá é constituída pelas formações Barreirinha composta de folhelhos, Curiri que consiste em argilitos, siltitos e diamictitos com seixos estriados e Oriximiná representada por arenitos intercalados por siltitos e folhelhos e subordinadamente diamictitos (Carozzi *et al.* 1973; Caputo *et al.* 1971; Caputo 1984; Cunha *et al.* 2007). A Formação Barreirinha recentemente foi dividida em três membros, de acordo com novos dados obtidos de perfis elétrico-radioativos: Abacaxis (folhelhos cinza-escuros, físseis, carbonosos), Urubu (folhelhos cinza-escuros) e Urariá (folhelhos cinza-escuros a claros e siltitos).

Após a orogenia Acadiana ou Chânica, houve a deposição da Sequência Neoviseana, representada pela Formação Faro com arenitos e pelitos, que até pouco tempo pertencia ao Grupo Curuá, sendo o topo marcado pelo recuo do mar associado à orogenia Eo-Herciniana, ou Quachita, que ocasionou um extenso processo erosivo nessa sequência.

O Grupo Tapajós inicia a deposição da sequência pensilvaniano-permiana, após um hiato temporal de cerca de 15 Ma, em resposta a um evento de subsidência, com a invasão marinha advinda de oeste que levou ao recobrimento de dunas eólicas na Bacia do Solimões e ultrapassou o Arco de Purus, interligando as bacias do Amazonas e Solimões (Cunha *et al.* 1994; Matsuda *et al.* 2006). Este grupo registra um ciclo deposicional transgressivo-regressivo relacionado às mudanças climáticas de frio para quente e úmido. Engloba as formações Monte Alegre, composta de arenitos com subordinados siltitos, dolomitos, calcários e folhelhos (depositados no Neobashkiriano), Itaituba, representada por calcários, dolomitos e evaporitos, com arenitos intercalados (de idade neobashkiriana-moscoviana), Nova Olinda, representada por calcários e evaporitos, (de idade moscoviana - permiana). Após a orogenia tardi-herciniana houve a deposição da Formação Andirá, constituída por siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados (de idade Asseliana - Sakmariana), (Caputo *et al.* 1971; Cunha *et al.* 2007). A Formação Nova Olinda é dividida em dois membros (Cunha *et*



*al.* 2007): Fazendinha, composta de folhelhos, carbonatos, anidritas e halitas depositados no Moscoviano (desmoinesiano) e Arari, constituída por carbonatos sem fósseis marinhos, folhelhos e siltitos com pacotes de halitas cristaloblásticas de idade virgiliana, de acordo com o estudo de conodontes (Kasimoviano - Gzheliano) ou permiana segundo dados palinológicos (Lemos 1990; Playford & Dino 2000). Durante o Neopermiano/Eotriássico, esta sequência reflete os efeitos da orogenia Allegheniana ou Gondwanides, relacionada à colisão final dos continentes Laurásia e Gondwana com o surgimento de fraturamentos, transversais as bacias paleozoicas, ocasionando soerguimentos generalizados e, conseqüentemente, uma discordância erosiva regional, o que explicaria a erosão de cerca de 1000 m de sedimentos da Formação Andirá, na Bacia do Amazonas de acordo com reconstruções palinspáticas (Cunha *et al.* 2007).

Diques e soleiras de diabásio caracterizam o intervalo entre o Jurássico e o Cretáceo Inferior. Neste período, a bacia foi afetada por eventos de intrusão magmática básica durante a separação das placas sul-americana e da África.

A atuação dos esforços compressivos relacionados ao Diastrofismo Juruá foi seguida por um relaxamento tectônico com a implantação de novos ciclos deposicionais representados pelas sequências Cretácea e Terciária, que constituem a Megassequência Mesozoico-Cenozoica. O clima tornou-se úmido com drenagem correndo para oeste em direção ao Oceano Pacífico. Posteriormente, houve o soerguimento dos Andes e a rede de drenagem passou a se dirigir para leste (Cunha *et al.* 1994). Estas sequências constituem o Grupo Javari sendo representado pelas formações Alter do Chão, composta de conglomerados, arenitos, argilitos, siltitos e folhelhos (de idade Cretácea inferior (Aptiano – Dino *et al.* 1999) a Cretácea Superior (Maastrichtiano-Daemon & Contreiras, 1991)) e Solimões, composta de arenitos e pelitos depositados no Mioceno (Cunha *et al.* 2007).

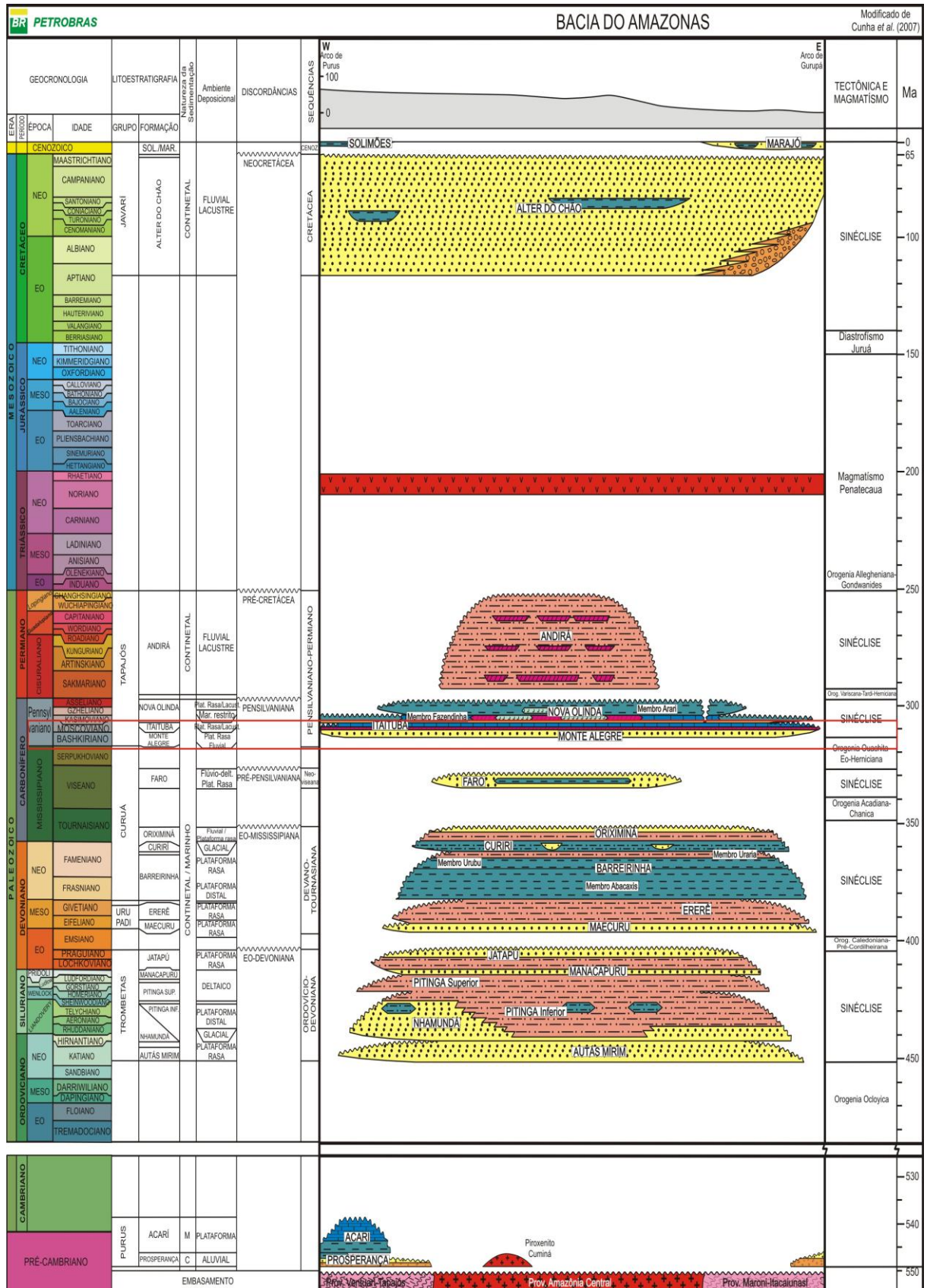


Figura 4. Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas, com destaque para as formações Monte Alegre e Itaituba, Grupo Tapajós, estudadas neste trabalho (retângulo em vermelho) (Modificado de Cunha *et al.* 2007).

### 2.3. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

O preenchimento ígneo e sedimentar da Bacia do Amazonas é representativo da tectônica paleozoica atuante na porção oeste do antigo supercontinente *Gondwana*, bem como dos processos de tafrogenia mesozóica do Atlântico Sul (Costa 2002).

A gênese da bacia é atribuída a esforços de dispersão, pela reativação de estruturas pré-cambrianas originadas nas fases de abertura e fechamento do oceano *Iapetus* (Wanderley F<sup>o</sup> 1991). Estes esforços são atribuídos ao final do Ciclo Brasileiro, onde a distensão norte-sul, relacionada a esforços de compressão leste-oeste durante a reativação da Faixa Araguaia-Tocantins, seria o mecanismo responsável pelo rifteamento inicial da bacia (Neves *et al.* 1989). O processo de rifteamento que deu origem à bacia, é classificado como polifásico, com a atuação de três fases de distensão registradas nas sequências sedimentares ordovicianas, devoniana e carbonífera (Coutinho & Gonzaga 1994). A presença dos Arcos de Purus e Gurupá condicionou as invasões marinhas, bem como influenciou as condições deposicionais, sendo responsável pelas terminações estratigráficas em *onlap*, *pinch-out* ou truncamento na sucessão estratigráfica, atribuídas às transgressões e regressões marinhas (Matsuda *et al.* 2006). Posteriormente, estas rochas foram intrudidas por rochas básicas no Mesozoico (Issler *et al.* 1974). A implantação de sistemas fluviais – lacustres ocorreu no final do Mesozoico, perdurando durante todo o Cenozoico, com o desenvolvimento do Rio Amazonas (Nogueira 2008).

### 3. SUCESSÃO SILICICLÁSTICA – CARBONÁTICA NEOCARBONÍFERA

#### 3.1. TRABALHOS PRÉVIOS

##### 3.1.1. Formação Monte Alegre

Até a década de 90, os estudos sobre a Formação Monte Alegre enfocaram principalmente os aspectos litológicos. A sua ocorrência é observada em toda a Bacia do Amazonas atingindo até 70 m de espessura, exceto na região do Arco do Gurupá, onde não é encontrada (Caputo *et al.* 1971). Entretanto, espessuras de até 150m têm sido encontradas por vários autores (Torres 1989; Cunha *et al.* 1994; Matsuda 2002). Albuquerque (1922) foi o primeiro a citar essa unidade como arenitos basais de uma seção de calcários no rio Jatapu, a qual denominou de arenito do Forno, por estar situada em uma pedreira de mesmo nome. A denominação de Monte Alegre foi dada por Freydank (1957) aos clásticos grossos encontrados na unidade observada nos flancos sul e leste da estrutura dômica de Monte Alegre. Apresenta contato concordante, transicional e por vezes abrupto com a unidade sobreposta, a Formação Itaituba, e discordante com as unidades sotopostas, marcadas por conglomerados basais (Caputo 1984; Cunha *et al.* 1994). O limite com a Formação Monte Alegre com a Formação Itaituba é marcada pela presença de uma camada de anidrita contínua ao longo da Bacia do Amazonas (Caputo 1984) ou pela passagem de arenitos siliciclásticos espessos para depósitos significativos de calcários (Cunha *et al.* 1994).

A paleontologia tem contribuído na indicação do ambiente marinho com base na ocorrência de foraminíferos (Daemon & Contreiras 1971). Por outro lado, estudos paleoambientais da Formação Monte Alegre realizados por Costa & Selbach (1981) e Costa (1984), na região de Autás-mirim, sugerem ambiente litorâneo com influência fluvial, possivelmente um delta alimentado por rios entrelaçados e campo de dunas costeiras.

O primeiro relato de arenitos similares aos da Formação Monte Alegre no Rio Tapajós foi dado por Kremer (1956) na localidade Maloquinha. Torres (1989) descreveu 9 fácies sedimentares, identificadas em testemunhos de sondagem da região do Rio Tapajós, sugerindo uma sequência transgressiva-regressiva. Foram descritos, arenitos conglomeráticos, arenitos

com intraclastos argilosos, arenitos com laminações bimodal e plano-paralela, acamamento ondular, irregular, maciço e bioturbação, além de folhelhos e dololutitos. Estas fácies foram agrupadas nas associações de depósitos fluviais (*wadis*), eólicos (dunas e interdunas) e lobos de suspensão e lacustre, sendo representativas de um sistema desértico gradando para o topo para um sistema de *nearshore*. Petrograficamente, a Formação Monte Alegre é considerada como a melhor rocha reservatório de água e hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas, por apresentar até 25% de poros em seu volume intergranular (Torres 1989). De acordo com Matsuda (2002), a Formação Monte Alegre, próxima ao contato com a Formação Itaituba, é constituída por 5 fácies siliciclásticas: arenito com estratificação cruzada, arenito com estratificação sigmoidal, gretas siliciclásticas e arenitos laminados e folhelhos pertencentes a zona de supramaré terrígena e a dunas costeiras com influência fluvial. Cacula (2004) individualizou 5 fácies siliciclásticas representadas por arenito com estratificação cruzada de grande porte, arenito com laminação plano-paralela, arenito maciço, arenito com estrutura de corte e arenito com lente de dolomito pertencentes a depósitos de dunas costeiras limitadas por depósitos de interdunas e ambiente litorâneo (praia) a marinho raso.

### 3.1.2. Formação Itaituba

As primeiras rochas carboníferas encontradas por Hart em 1874 (*in* Caputo 1984) na Bacia do Amazonas foram chamadas de “Série Itaituba” denominação essa que foi usada para as demais rochas carbonáticas encontradas na bacia.

A Formação Itaituba apresenta espessura de até 420 m no centro da bacia, e sua passagem para a Formação Monte Alegre é concordante e gradacional (Caputo *et al.* 1971). Exibe ampla distribuição na Bacia do Amazonas ocorrendo também na Bacia do Solimões (Caputo 1984). Esta unidade estratigráfica é composta de calcários, evaporitos (geralmente anidrita) e siltitos com intercalação de arenitos. Esta litologia é semelhante à encontrada nas demais formações do Grupo Tapajós, sendo a Formação Itaituba destacada pela considerável presença de calcários na sua composição litológica, uma vez que o principal fator que diferencia uma unidade da outra é a proporção de arenitos, carbonatos e evaporitos (Matsuda *et al.* 2004).

As primeiras descrições petrográficas feitas nas formações Itaituba e Nova Olinda permitiram a individualização de 20 microfácies (Carozzi *et al.* 1972). Na matriz predominam

carbonatos com matriz bioclástica ou calcissíltica, biocalcissíltica e micritos, e calcarenitos oolíticos e litoclásticos com cimento drusiforme (Petri & Fúlfar 1983).

A identificação das palinozonas *Spelaeotriletes triangulus*, *Strioomonoscites incrassatus* e *Illinites unicus* permitiu a correlação desta formação do Morrowano (Bashkiriano) à parte inferior do Desmoinesiano (Moscoviano) (Playford & Dino 2000). Esses dados são confirmados pela datação da Formação Itaituba com base em isótopos de Sr (Oliveira 2004).

Na região de Aveiro (PA), a Formação Itaituba tem sua fauna representada por braquiópodes, equinodemas, foraminíferos, ostracodes, briozoários, moluscos, trilobitas e algas que foram agrupados em sete microfácies por Figueiras (1983) e Figueiras & Truckenbrodt (1987). As microfácies encontradas foram classificadas em biomicritos ou biomicroesparitos, *wackestones* com foraminíferos e ostracodes, biointrapelesparitos com agregados tipo *grapestone*, biointrapelesparitos com peloides e intraclastos, biointrapelesparitos com peloides, *grainstones* com bioclastos micritizados e *grainstones* com ooides. As cinco primeiras microfácies são englobadas no ambiente de plataforma marinha aberta, enquanto as outras duas fazem parte de bancos de areia em águas agitadas (Figueiras 1983).

Análises químicas e petrográficas realizadas por Matsuda (2002) identificaram 22 microfácies, sendo 17 classificadas como carbonáticas pertencentes à Formação Itaituba e 5 como siliciclásticas pertencentes à Formação Monte Alegre. Das 17 microfácies pertencentes à Formação Itaituba, 3 correspondem a dolomitos e 14 a calcários. As microfácies calcárias são compostas principalmente de *mudstone*, *packstone*, *wackestone*, *grainstone* constituídos por braquiópodes, equinodermas, foraminíferos, briozoários, ostracodes, gastrópodes, bivalves, trilobitas, peloides e ooides. Foram identificados 7 ambientes deposicionais compreendendo plataforma externa, barra bioclástica, laguna, intermaré/supramaré, plataforma restrita/sabkha, planície de supramaré e ambiente continental fluvio-eólico (Matsuda 2002; Cacula 2004).

A integração de dados obtidos de análises faciológicas e de tafonomia de invertebrados possibilitou a identificação de seis tafofácies (Moutinho 2006). A tafonomia revela a presença de braquiópodes, corais, crinoides, foraminíferos, ostracodes, gastrópodes e conodontes. As seis tafofáceis apresentam as seguintes características: tafofácies I, típica de ambiente de supramaré composta de laminito microbial; tafofácies II, interpretada como laguna protegida de intermaré constituída por *mudstone* bioclástico peloidal, *mudstone* bioclástico com terrígenos a ostracodes, *mudstone* bioclástico com pseudomorfs de gipsita,

*wackestone* bioclástico e *wackestone* bioclástico a ostracodes; tafofácies III, relacionada a barra bioclástica de baixa energia composta por *wackestone* e *packstone* bioclásticos a equinodermas; tafofácies IV, atribuída a barra bioclástica de alta energia com fácies representadas por *grainstones* bioclásticos e *grainstones* oolíticos; tafofácies V, característica de ambiente de inframaré, em ambiente de alta energia, composta por *packstone* bioclástico e; tafofácies VI, também representativa de ambiente inframaré, porém de baixa energia, representada por *packstone* bioclástico (Moutinho 2006). As tafofácies foram agrupadas em 5 associações: associação de tafofácies de ravinamento (tafofácies I e V); associação de tafofácies transgressivas e que evidenciam ambiente mais profundo até a superfície de máximo afogamento (tafofácies II, III, IV e V); associação de tafofácies de máximo afogamento (tafofácies III, IV e V); associação de tafofácies de mar alto, mais proximais que evidenciam queda do nível do mar (tafofácies II, III, IV e V) e; associação de tafofácies de mar baixo (tafofácies I e II) (Moutinho 2006).

### 3.1.3. Bioestratigrafia

Na Formação Itaituba, ocorrem fósseis de braquiópodes, crinoides, foraminíferos, pelecípodos, corais, trilobitas, cefalópodos, conodontes, briozoários, ostracodes, peixes e plantas que posicionam a unidade no Neocarbonífero (Daemon & Contreiras 1971). Esta unidade foi posicionada no Westphaliano “D”, Neocarbonífero, pela presença de foraminíferos do gênero *Fusulinella*, o mais abundante deste intervalo (Daemon & Contreiras 1971). Mais recentemente, a unidade foi posicionada nas palinozona *Spelaeotriletes triangulus*, do Morrowano Médio (Bashkiriano)-Atokano Médio (Bashkiriano-Moscoviano) (Playford & Dino 2000; Lemos & Scmazzon 2001) (Figuras 5 e 6).

O primeiro estudo de conodontes na Bacia do Amazonas foi realizado em testemunhos de sondagem e possibilitou a definição de três biozonas (Lemos 1990). A primeira biozona é composta de espécies de *Neognatodus symmetricus*, com ocorrência na Formação Monte Alegre e na parte inferior da Formação Itaituba. Na segunda biozona, ocorrem *Diplognathodus orphanus* e *Diplognathodus coloradensis*, datadas no Atokano ao Eodesmoinesiano, que representam a porção média da Formação Itaituba. Conodontes do tipo *Idiognathodus incurvus* são posicionados no Neopensilvaniano caracterizando a terceira biozona e conferem esta idade a Formação Nova Olinda.

Estudos posteriores em conodontes na Bacia do Amazonas definiram a presença de duas biozonas (Neis 1996). A primeira biozona foi englobada no Morrowano (Bashkiriano), enquanto que a segunda foi restringida ao Atokano. Novos estudos em conodontes individualizaram três biozonas, definidas como zonas de intervalo informais pela ocorrência local na Bacia do Amazonas (Scomazzon 1999). As três zonas de intervalo identificadas foram classificadas como: Neomorrowana (Neobashkiriano), Neomorrowano-Atokano (Neobashkiriano – Neomoscoviano) e Eodesmoinesiano (Moscoviano Médio).

A reunião dos dados bioestratigráficos citados anteriormente, juntamente com novos estudos estratigráficos, de modelagem e de dados de perfurações exploratórias e de campo, fez com que fosse feita uma revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós com o reconhecimento de uma discordância no Pensilvaniano Superior (Matsuda *et al.* 2004) (Figura 4).

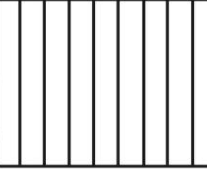
| Período            | Época                 | Europa       | Rússia        | E.U.A.         | Palinozonas<br>Bacia do Amazonas                                                     | FORMAÇÕES    |
|--------------------|-----------------------|--------------|---------------|----------------|--------------------------------------------------------------------------------------|--------------|
| <b>CARBONÍFERO</b> | <b>Pensilvaniano</b>  | Stephaniano  | Gzheliano     | Virgiliano     |  | Nova Olinda  |
|                    |                       |              | Kasimoviano   | Missouriano    |                                                                                      |              |
|                    |                       | Cantabrian   | Moscoviano    | Desmoinesiano  | <i>Raistrickia cephalata</i>                                                         |              |
|                    |                       | D            |               |                | <i>Striatosporites heyleri</i>                                                       |              |
|                    |                       | C            |               | Atokano        | <i>Illinites unicus</i>                                                              | Itaituba     |
|                    |                       | B            |               |                | <i>Striomonosaccites incrassatus</i>                                                 |              |
|                    |                       | A            | Bashkiriano   | Morrowano      | <i>Spelaeotriletes triangulus</i>                                                    | Monte Alegre |
|                    |                       | C            |               |                |                                                                                      |              |
|                    |                       | B            | Serpukhoviano | Chesteriano    |                                                                                      |              |
|                    |                       | A            |               |                |                                                                                      |              |
|                    | <b>Mississippiano</b> | Viseano      | Viseano       | Merameciano    |                                                                                      |              |
|                    |                       |              |               | Osageano       |                                                                                      |              |
|                    |                       |              |               | Kinderhookiano |                                                                                      |              |
|                    |                       | Tournaisiano | Tournaisiano  |                |                                                                                      |              |
|                    |                       |              |               |                |                                                                                      |              |

Figura 5. Divisão cronoestratigráfica de parte da Bacia do Amazonas, de acordo com estudos de palinomorfs, com a posição das formações Monte Alegre e Itaituba segundo a escola europeia, russa e americana. Modificado de Playford e Dino (2000) e Moutinho (2006).



| Carta cronoestratigráfica da Bacia do Amazonas<br>(Grupos Urupadi, Curuá e Tapajós) |             |                |                                          |                                       |                                  |                   |              |
|-------------------------------------------------------------------------------------|-------------|----------------|------------------------------------------|---------------------------------------|----------------------------------|-------------------|--------------|
| Tempo (Ma)                                                                          | Geocron.    |                | Biozonas de Conodontes                   |                                       |                                  | Litoestratigrafia |              |
|                                                                                     | Período     |                | Lemos & Scomazzon (2001)<br>Lemos (1990) | Neis (1996)                           | Scomazzon (1999)                 | GRUPO             | Formação     |
|                                                                                     | Permiano    |                |                                          |                                       |                                  | Tapajós           | Andirá       |
|                                                                                     | 300         |                |                                          |                                       |                                  |                   |              |
| 303                                                                                 | Carbonífero | Pensilvaniano  |                                          |                                       |                                  |                   | Nova Olinda  |
| 307                                                                                 |             |                | <i>I. Daviformis/incurvus</i>            |                                       | <i>I. Daviformis/incurvus</i>    |                   |              |
| 311                                                                                 |             |                | <i>D. Orphanus/coloradoensis</i>         | <i>Diplognathodus</i> spp.            | <i>I. Klapperi/S. Parvus</i>     |                   | Itaituba     |
| 323                                                                                 |             |                |                                          | <i>Rh. Muricatus/Id. ouachitensis</i> | <i>I. Sinuosus/Rh. Muricatus</i> |                   | Monte Alegre |
| 350                                                                                 | Carbonífero | Mississippiano |                                          |                                       |                                  | Curuá             | Faro         |
|                                                                                     |             |                |                                          |                                       |                                  |                   | Oriximiná    |
|                                                                                     |             |                |                                          |                                       |                                  |                   | Curiri       |
|                                                                                     |             |                |                                          |                                       |                                  |                   | Barreirinha  |
|                                                                                     | Devoniano   |                |                                          |                                       |                                  | Urupadi           | Ererê        |
|                                                                                     |             |                |                                          |                                       |                                  |                   | Maecuru      |

Figura 6. Divisão cronoestratigráfica de parte da Bacia do Amazonas, com a posição das formações Monte Alegre e Itaituba, segundo as biozonas de conodontes (Modificado de Lemos & Scomazzon 2001).

### 3.2. ANÁLISE DE FÁCIES

Em ambas as áreas de estudo a pesquisa concentrou-se na zona de transição entre as formações Monte Alegre e Itaituba, que corresponde ao intervalo Bashkiriano 50 m abaixo do Marco estratigráfico 65, sem envolver a parte superior pertencente ao Atokano (Figura 7). Na região de Monte Alegre, foram confeccionados 5 perfis estratigráficos (MA-1, MA-2, MA-3, MA-4 e MA-5), enquanto na região de Itaituba dos 6 perfis descritos, 5 (IT-1 a IT-5) são correlatos com aqueles elaborados por Matsuda (2002). O contato entre as formações Monte Alegre e Itaituba é nitidamente transicional indicado pela alternância de litotipos carbonáticos e siliciclásticos. Essa transição é marcada também no perfil de raios gama, onde o padrão em caixa da Formação Monte Alegre passa paulatinamente para um padrão em “funil” na

Formação Itaituba, algumas vezes sem correlação litológica nítida já que camadas de rochas carbonáticas, algumas vezes, podem apresentar também o padrão em caixa (Figura 7).

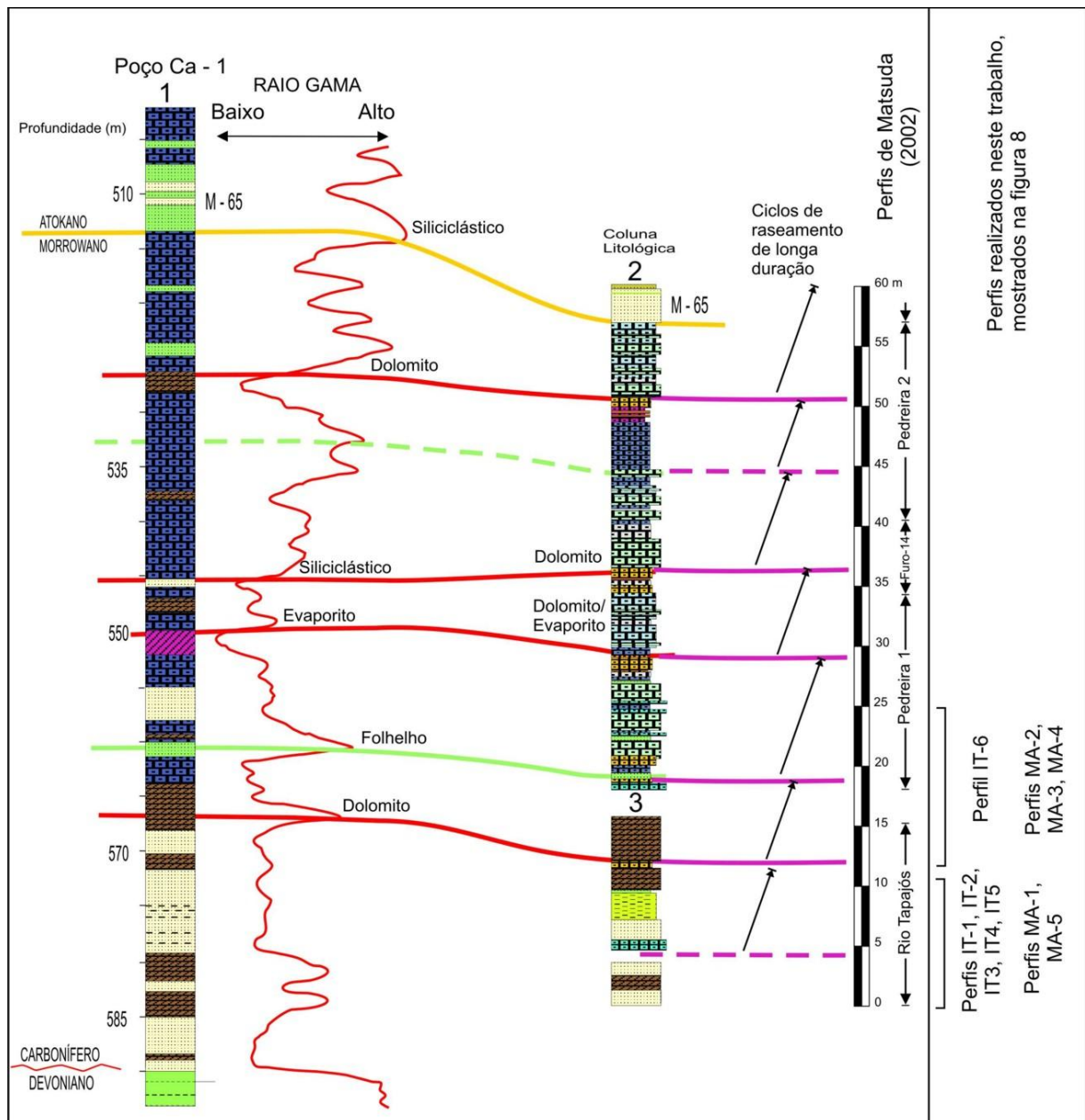


Figura 7. Perfis e correlação estratigráfica de Matsuda (2002) no poço Ca – 1 (perfil 1) com o comportamento dos raios gama nos litotipos siliciclásticos e carbonáticos. O perfil 2 foi obtido em duas pedreiras e no furo 14 e perfil 3 elaborado no Rio Tapajós, região de Itaituba. Os perfis confeccionados nesta dissertação de mestrado nas regiões de Monte Alegre (MA-1 a MA-5) e Itaituba (IT-1 a IT-6) são em parte correlatos àqueles elaborados por Matsuda (2002).

Os arenitos constituem a litologia predominante na Formação Monte Alegre. Entretanto, no contato com a Formação Itaituba é comum a intercalação deste litotipo com

folhelhos. Os folhelhos, de coloração cinza-esverdeada, e arenitos finos, esbranquiçados, silicificados, formam sucessões que alcançam 18 m de espessura (Figura 8). A Formação Itaituba é representada por calcários que alcançam até 21 m de espessura, em bancos contínuos por dezenas de metros, bem como por folhelhos e arenitos subordinados (Figura 8).

As associações de fácies, no geral, mostram tendência retrogradante, onde fácies de ambiente desértico costeiro são sucedidas por depósitos transicionais, principalmente lagunas (Figura 8).

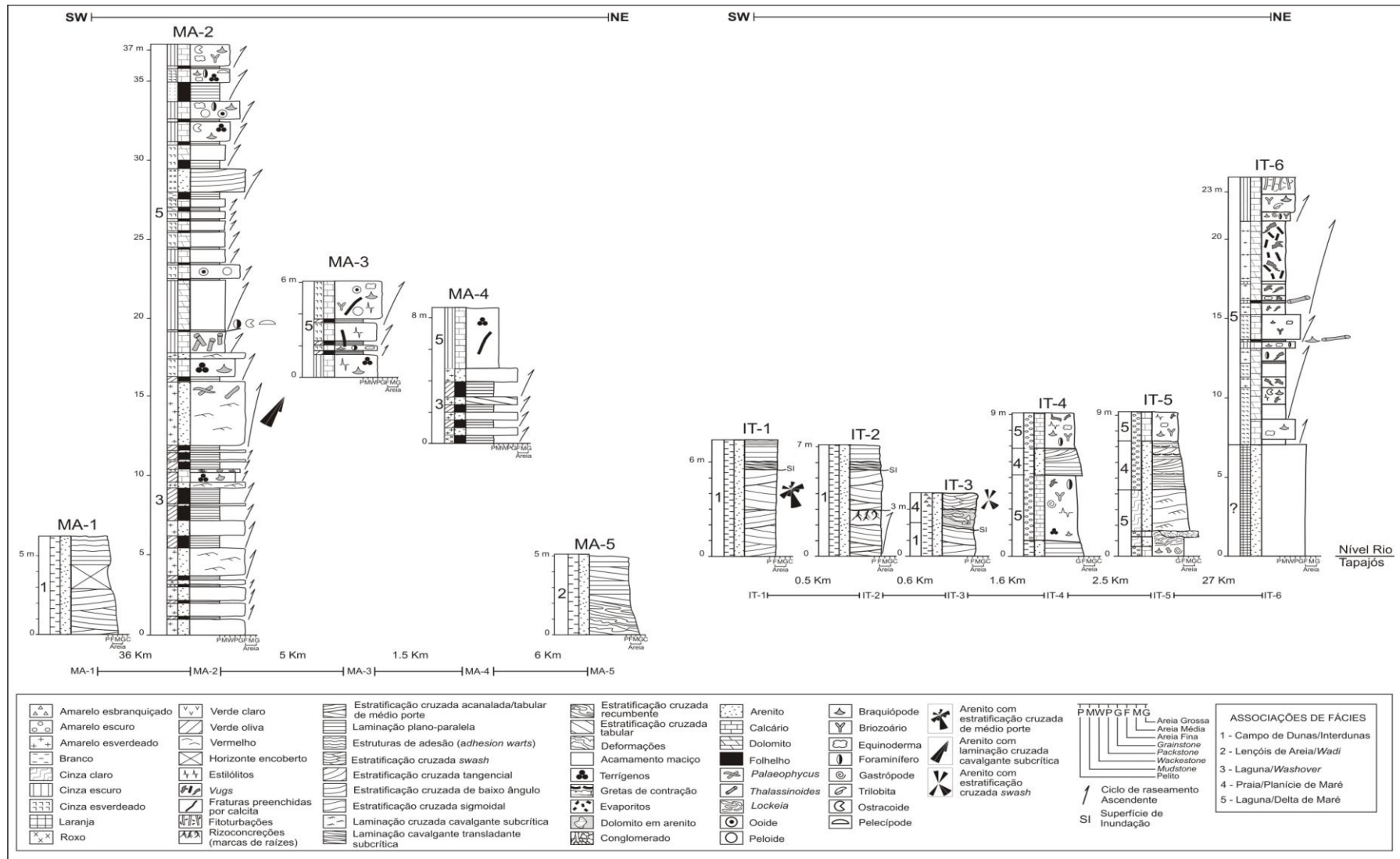


Figura 8. Perfis estratigráficos confeccionados na região de Monte Alegre (MA-1, MA-2, MA-3, MA-4 e MA-5) e Itaituba (IT-1, IT-2, IT-3, IT-4, IT-5 e IT-6). Os pontos onde os perfis foram confeccionados estão plotados na figura 1.

### 3.2.1. Descrição e Interpretação de Fácies

Na sucessão siliciclástica-carbonática Neocarbonífera estudada foram identificadas 26 fácies sedimentares obtidas da descrição de 11 perfis estratigráficos (Tabela 1). As fácies e microfácies foram codificadas segundo Miall (1977), onde a primeira letra maiúscula corresponde à litologia principal, enquanto a segunda e/ou terceira letra minúsculas representam as estruturas sedimentares apresentadas pelas fácies. Este item refere-se à descrição e interpretação das fácies em escala de afloramento, sua distribuição lateral e vertical, apresentada na forma de seções panorâmicas, obtidas de fotomosaicos e perfis estratigráficos (Figura 8), bem como na descrição das microfácies nas sucessões carbonáticas das minas Calpará, Mulata (Monte Alegre) e Calminas (Itaituba), a análise petrográfica concentrou-se na mina Calminas (Figuras 9, 10 e 11). Os calcários das minas estudadas geralmente são fossilíferos e apresentam intercalações de pelitos bioclásticos (fácies Peb). Na mina Calpará, além da intercalação de pelitos bioclásticos, observa-se ainda a presença de arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo (Acb).

Tabela 1. Fácies e interpretação dos processos sedimentares da Sucessão do Neocarbonífero nas regiões norte e sul da Bacia do Amazonas.

| UNIDADE                  | DESCRIÇÃO DE FÁCIES/<br>MICROFÁCIES                                                                                                                                                                                                                            | PROCESSOS                                                                                                                                                                        |
|--------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| FORMAÇÃO<br>MONTE ALEGRE | Arenito com estratificação cruzada tabular de médio porte (Amp). Arenito fino a médio subanguloso a subarredondado. Alguns sets são ressaltados pela ocorrência de depósitos de queda e fluxo de grãos, caracterizando o espessamento ascendente desta fácies. | Migração de macroformas onduladas eólicas.                                                                                                                                       |
|                          | Arenito maciço, fino com grãos subangulosos a subarredondados (Am). Marcas de raízes e estruturas de aderência ( <i>adhesion warts</i> ).                                                                                                                      | Obliteração da estrutura interna de formas de leito por desenvolvimento de vegetação (fitoturbação). Marcas de aderência originadas por migração de grãos sobre substrato úmido. |
|                          | Arenito com laminação cavalgante transladante subcrítica. Arenito fino a médio subanguloso a subarredondado (Alt).                                                                                                                                             | Deposição por tração sobre superfície ondulada ( <i>rippled</i> ) por ação eólica.                                                                                               |
|                          | Arenito com estratificação plano-paralela lateralmente contínuas por dezenas de metros. Arenito médio subanguloso a subarredondado (App).                                                                                                                      | Deposição trativa sob alta velocidade do vento.                                                                                                                                  |

|                      |                                                                                                                                                                                                                          |                                                                                                                                                                                                                                                                                        |
|----------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                      | Arenito com estratificação cruzada tangencial e acamamento convoluto. Arenito médio a grosso (Atc).                                                                                                                      | Migração de dunas subaquosas por correntes trativas unidirecionais seguida de deformação plástica.                                                                                                                                                                                     |
|                      | Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica e <i>Palaeophycus</i> . Arenito muito fino a fino subarredondado (Alb). Icnitos de habitação e/ou de alimentação do tipo <i>palaeophycus</i> .                       | Deposição por tração e suspensão. Escavação do substrato causada por organismos vermiformes predadores e/ou suspensívoros.                                                                                                                                                             |
|                      | Pelito com laminação plano-paralela contínuas lateralmente (Pl).                                                                                                                                                         | Deposição a partir de suspensão.                                                                                                                                                                                                                                                       |
|                      | Arenito/dolomito arenoso com estratificação cruzada de baixo ângulo com intercalações de dolomito. Arenito fino a médio com grãos subangulosos a subarredondados (Adb). Estruturas de sobrecarga e bioturbação epicnial. | Migração de marcas onduladas por correntes trativas unidirecionais com precipitação de carbonatos durante água estagnada nas calhas das ondulações. Proliferação de organismos no topo das formas de leito. Ajustes plásticos em areia e lama carbonática com posterior dolomitização. |
|                      | Arenito com estratificação <i>swash</i> . Arenito fino a médio com grãos subangulosos a subarredondados (Acs). Truncamentos de estratos de baixo ângulo por ondas.                                                       | Fluxo e refluxo de ondas ( <i>wave swash</i> ).                                                                                                                                                                                                                                        |
| FORMAÇÃO<br>ITAÏTUBA | Calcilutito com laminação plano-paralela com gretas de contração (Cagc). Presença esporádica de bioclastos. Gretas de contração e lâminas de argilas encurvadas ( <i>curled mud flakes</i> ).                            | Deposição por suspensão durante períodos de águas paradas. Exposição subaérea pelítica com posterior desidratação ocasionando o rompimento e enrolamento de lâminas argilosas.                                                                                                         |
|                      | Arenito com estratificação cruzada tangencial de pequeno a médio porte. Arenito fino a médio subarredondado (At). Recobrimentos pelíticos ( <i>mud drapes</i> ) recobrem <i>foresets</i> e superfícies de reativação.    | Migração de formas de leito com cristas retas em regime de fluxo inferior, com influência de correntes de maré.                                                                                                                                                                        |
|                      | Calcilutito fino com laminação plano-paralela deformado, localmente ondulado (Cl).                                                                                                                                       | Deposição de carbonatos por precipitação química com posterior deformação sindeposicional.                                                                                                                                                                                             |
|                      | Conglomerados intraformacionais, com arcabouço fechado, moderadamente a mal selecionado composto por clastos de calcário fino (Ci).                                                                                      | Deposição por correntes trativas de alta energia na base de canal.                                                                                                                                                                                                                     |
|                      | Arenito com estratificação cruzada sigmoidal de médio porte e laminação cruzada cavalgante subcrítica. Arenito muito fino a fino subarredondado (As).                                                                    | Migração de formas de leito em fluxo unidirecional sujeito à rápida desaceleração e deposição por tração e suspensão com migração de marcas onduladas.                                                                                                                                 |
|                      | Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo de médio porte. Arenito fino com grãos subarredondados (Acb). Estratificação cruzada de baixo ângulo com superfícies de reativação.                                   | Migração de formas de leito com correntes unidirecionais. Parada e retomada da sedimentação com a migração de formas de leito com predomínio de correntes unidirecionais.                                                                                                              |
|                      | Pelito bioclástico maciço (Peb). Presença de bioclastos de corais e braquiópodos.                                                                                                                                        | Deposição a partir de suspensão e proliferação de organismos solitários.                                                                                                                                                                                                               |
|                      | <i>Mudstone</i> bioclástico com laminação plano-paralela (Mb). Presença de foraminíferos, ostracodes e pelecípodos. Alguns níveis marcados pela presença de icnofósseis do tipo                                          | Deposição a partir de suspensão e precipitação de carbonatos em ambiente de baixa energia. Atuação de organismos escavadores como artrópodes, provavelmente calianassídeos com                                                                                                         |

|                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <i>Thalassinoides</i> e fraturas preenchidas calcita por calcita.                                                                                                               | formação de icnitos de habitação e de alimentação em substrato não consolidado, constituído por lama carbonática.                                                   |
| <i>Mudstone</i> bioclástico com laminação plano-paralela e grãos terrígenos, com bioclastos de braquiópodes, equinodermas, briozoários e ostracodes (Mbt).                      | Suspensão e precipitação de carbonato em ambiente de baixa energia. Influxo de grãos terrígenos pela ação eólica.                                                   |
| <i>Wackestone</i> bioclástico maciço com bioclastos de foraminíferos, gastrópodes, pelecípodes, briozoários, braquiópodes e ostracodes (Wb).                                    | Deposição a partir de suspensão e de carbonatos junto com bioclastos em ambiente de energia moderada.                                                               |
| <i>Wackestone</i> bioclástico maciço com grãos terrígenos e bioclastos de braquiópodes, ostracodes, foraminíferos, gastrópodes, pelecípodas, equinodermas e briozoários. (Wbt). | Deposição a partir de suspensão e deposição de lama carbonática junto com bioclastos em ambiente de energia moderada. Influxo de grãos terrígenos pela ação eólica. |
| <i>Packstone</i> bioclástico maciço com bioclastos de braquiópodes, briozoários, trilobitas, equinodermas e foraminíferos em grande parte fragmentados (Pb).                    | Migração de bancos bioclásticos por correntes trativas moderadas.                                                                                                   |
| <i>Grainstone</i> com bioclastos de braquiópodes, briozoários, equinodermas e foraminíferos com laminação plano-paralela (Gb).                                                  | Migração de bancos bioclásticos em águas rasas e agitadas.                                                                                                          |
| <i>Grainstone</i> bioclástico oolítico com laminação plano-paralela (Gbo). Ooides, peloides e bioclastos de equinodermas, braquiópodes, moluscos e foraminíferos.               |                                                                                                                                                                     |
| Dolomito fino maciço com raros fósseis (DI).                                                                                                                                    | Precipitação de carbonato em ambiente de baixa energia confinado com posterior dolomitização.                                                                       |
| Dolomito fino poroso maciço com cristais de dolomita (Dp).                                                                                                                      | Precipitação de carbonato em ambiente de baixa energia, seguida de dolomitização. Precipitação de evaporitos e posterior dissolução com geração de porosidade.      |

Vale ressaltar que as rochas carbonáticas da região de Monte Alegre apresentam-se, em parte, pouco dolomitizadas e também com maior quantidade de grãos terrígenos, diferente do que ocorre na região de Itaituba. No total foram identificadas 10 microfácies posicionadas nos perfis estudados (Figuras 9, 10 e 11): *mudstone* bioclástico (Mb), *mudstone* bioclástico com grãos terrígenos (Mbt), *wackestone* bioclástico (Wb), *wackestone* bioclástico com grãos terrígenos (Wbt), *packstone* bioclástico (Pb), *grainstone* bioclástico (Gb), *grainstone* bioclástico oolítico (Gbo), dolomito fino (DI) e dolomito fino poroso (Dp).







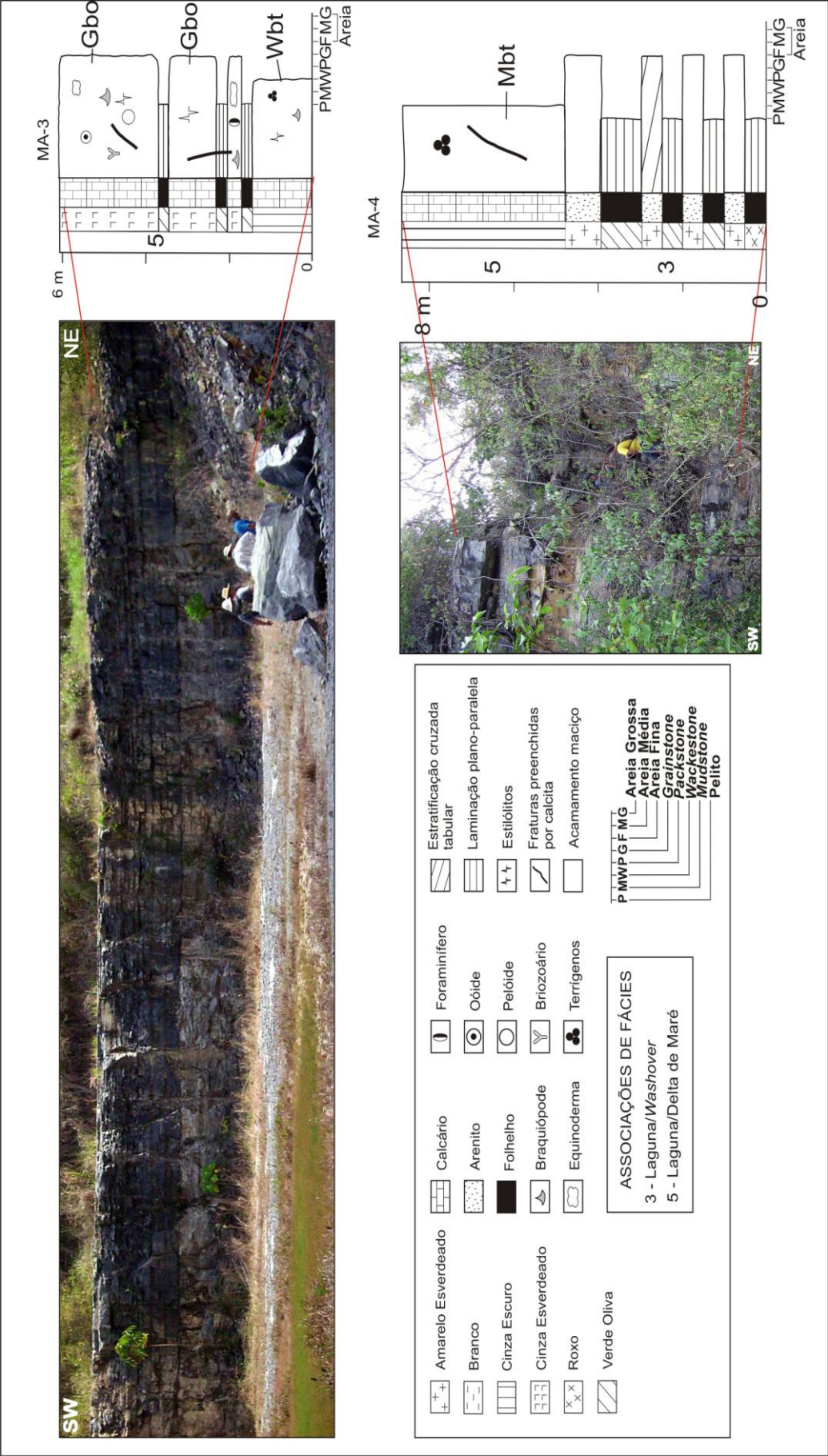


Figura 10. Seção panorâmica e perfil estratigráfico da mina desativada da Mulata e afloramento localizado à 5 Km da mina Calpará (figura 1, pontos IT-3 e IT-4 respectivamente). Abreviações: Mb, *mudstone* bioclástico; Mbt, *mudstone* bioclástico com grãos terrígenos; Wbt, *wackestone* bioclástico com grãos terrígenos e; Gbo, *grainstone* bioclástico oolítico.



Figura 11. Seção panorâmica e perfil estratigráfico da mina Calminas (figura 2, IT-6). Abreviações: Dl, dolomito fino; Dp, dolomito fino poroso; Wb, wackestone bioclástico; Pb, packstone bioclástico e; Gb, grainstone bioclástico.



### 3.2.1.1. Arenito com estratificação cruzada tabular de médio porte (Amp)

A fácies Amp apresenta até 6 m de espessura, na forma de bancos contínuos nas margens dos rios Maecuru e Tapajós (Figuras 8, 12 e 13). Este litotipo é composto de arenitos de granulometria fina a média bimodais, sendo a estratificação cruzada tabular de médio porte a estrutura sedimentar característica. Os *cosets* apresentam espessura que varia entre 1,5 a 4 m e, internamente, os *sets* apresentam espessuras entre 0,3 a 1,2 m. As estratificações cruzadas exibem ângulo de mergulho baixo a médio ( $6^\circ$  a  $22^\circ$ ) (Figura 14). Nas margens do rio Tapajós a fácies Amp ocorre associada à fácies de arenito maciço (fácies Am) (Figura 13).

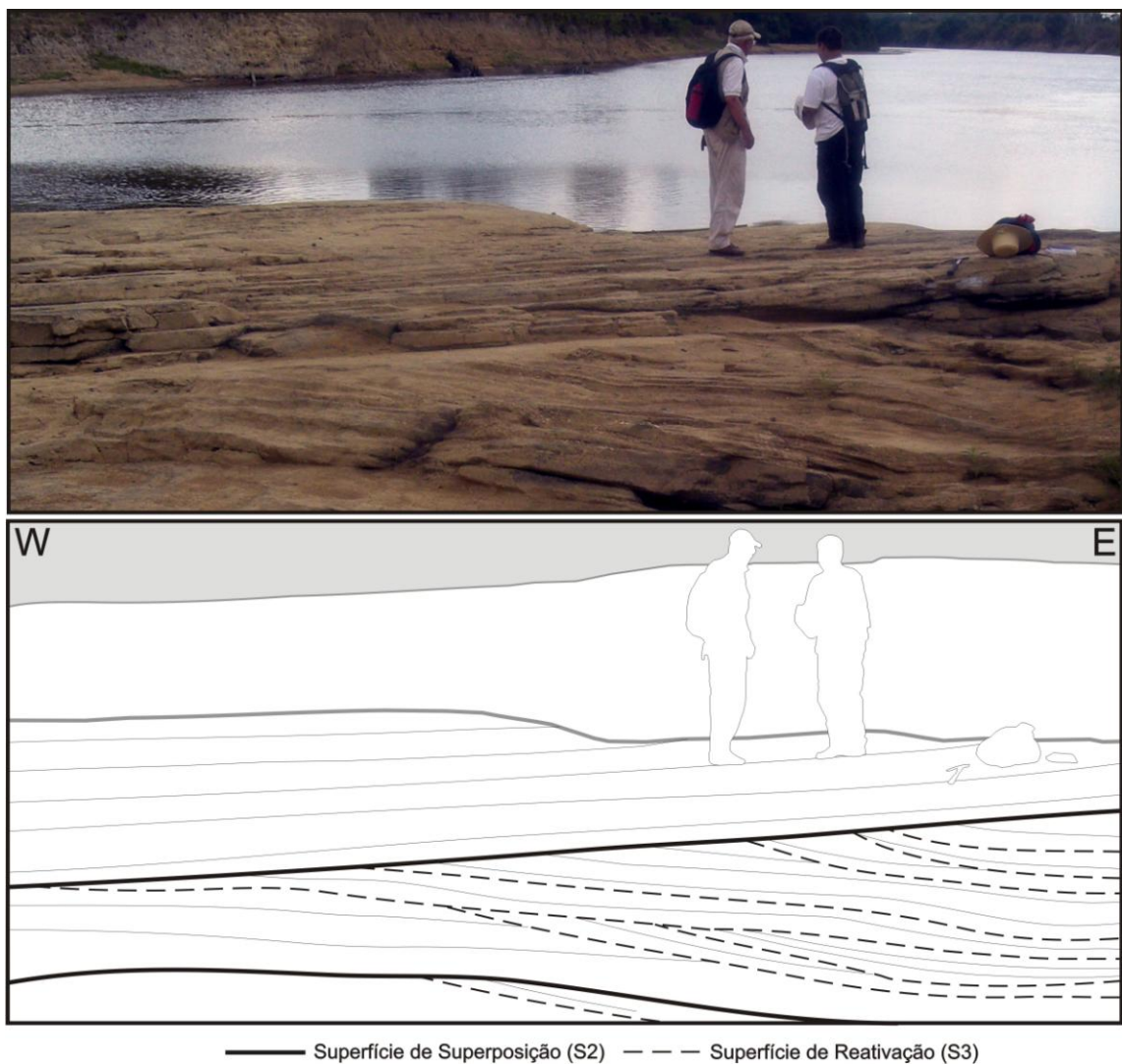


Figura 12. Fácies Agp aflorante na margem do rio Maecuru, com presença de superfícies de superposição (S2) e superfícies de reativação (S3).

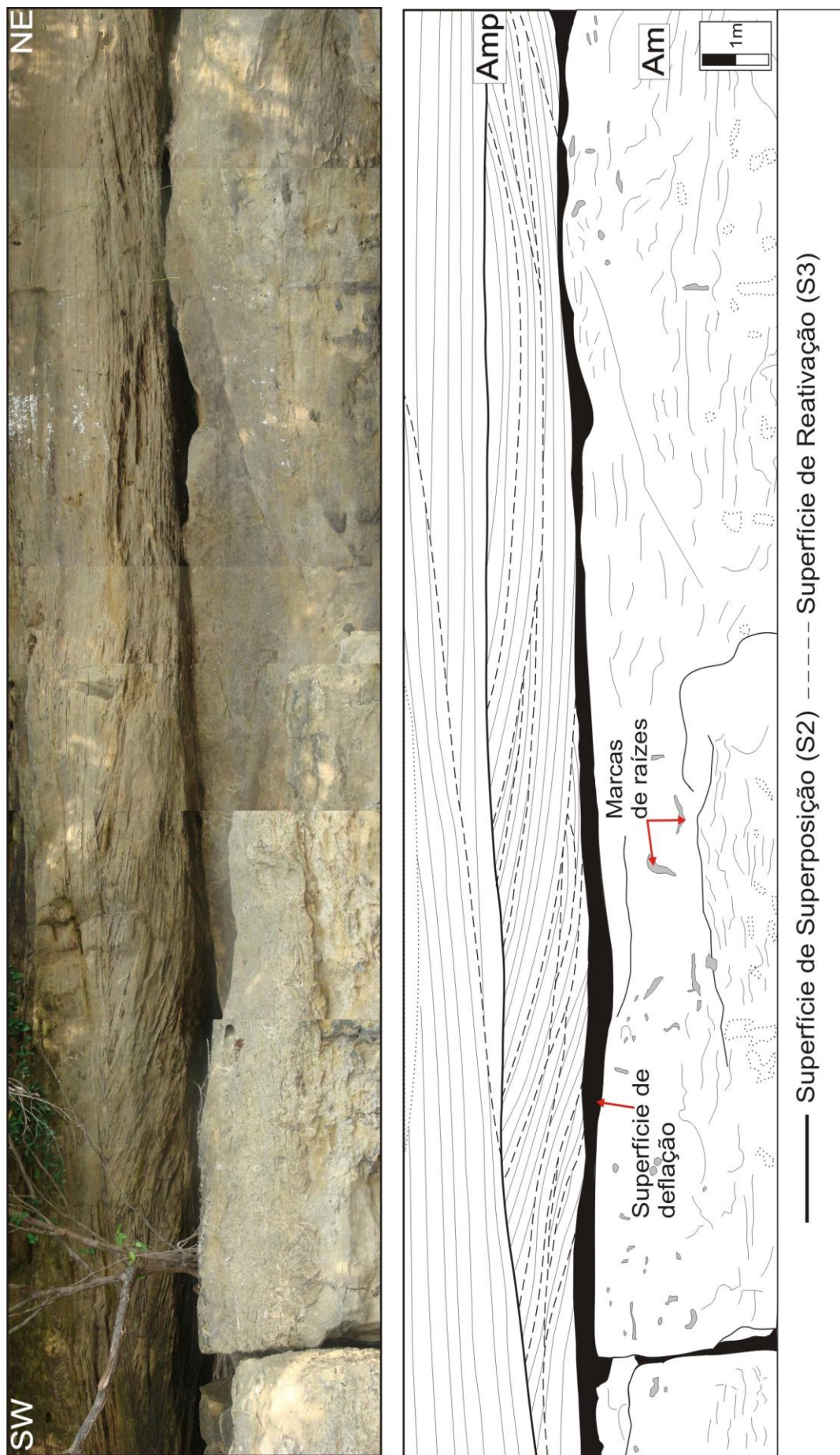


Figura 13. Fácies arenito com estratificação cruzada de médio porte (fácies Amp), sobreposta a fácies arenito maciço (fácies Am) com marcas de raízes. As fácies Amp e Am ocorrem delimitadas por uma superfície de deflação. Margem esquerda do Rio Tapajós, ponto IT-2.



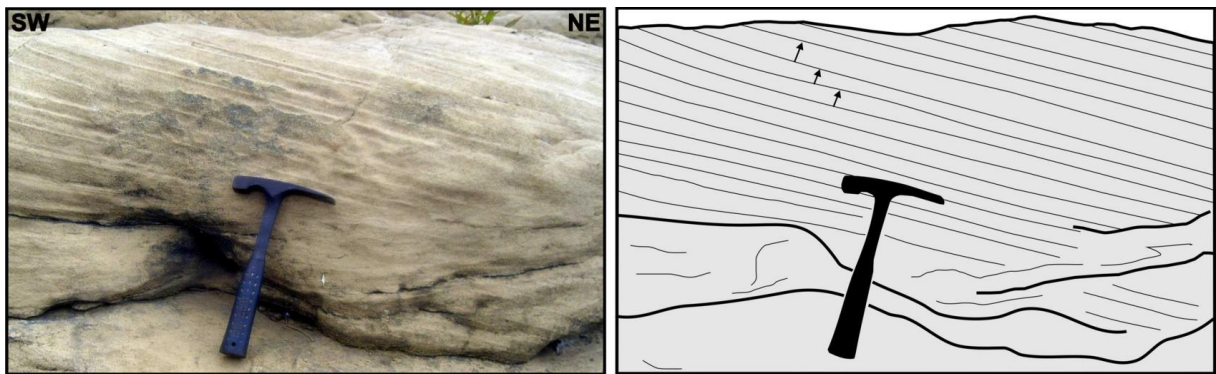


Figura 14. Detalhe da fácies Amp, com estratificação cruzada tabular de médio porte com ângulo de mergulho médio de 20° e lâminas de areia média destacadas no *foreset* (setas).

Nesta fácies é comum a ocorrência de depósitos de queda de grãos (*grainfall*) e depósitos de fluxo de grãos (*grainflow/sandflow*) (Figura 15). Nos depósitos de queda de grãos observa-se aglomerados de areia média com até 3 cm de espessura, recobrindo *cosets* das estratificações cruzadas. Depósitos de fluxo de grãos, por sua vez, são evidenciados pela lenticularização de lâminas arenosas do *foreset* em direção ao topo do *set*. Ocorre gradação inversa de areia fina para areia média. Os dados de paleocorrente indicam uma maior tendência para SSE, embora indicações subordinadas sugerem sentido para NE, NW e SW (Figura 16).

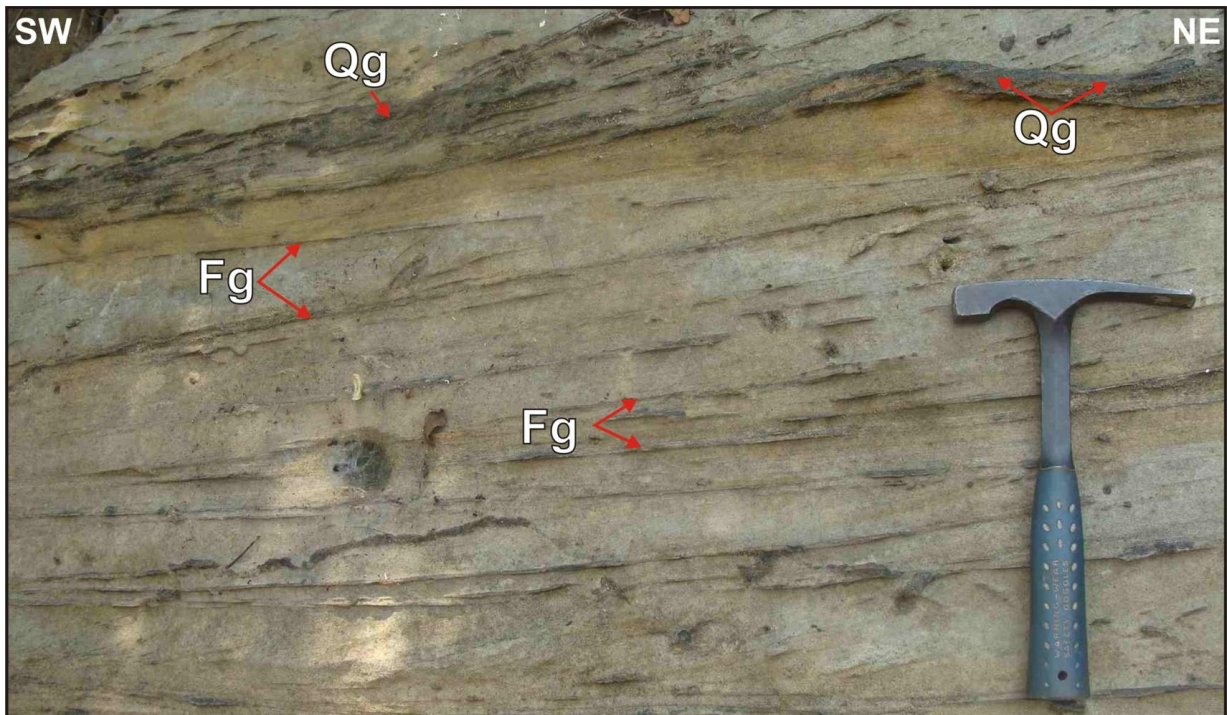


Figura 15. Estratificação cruzada da fácies Amp com depósitos de queda de grãos (Qg) e de fluxo de grãos (Fg).

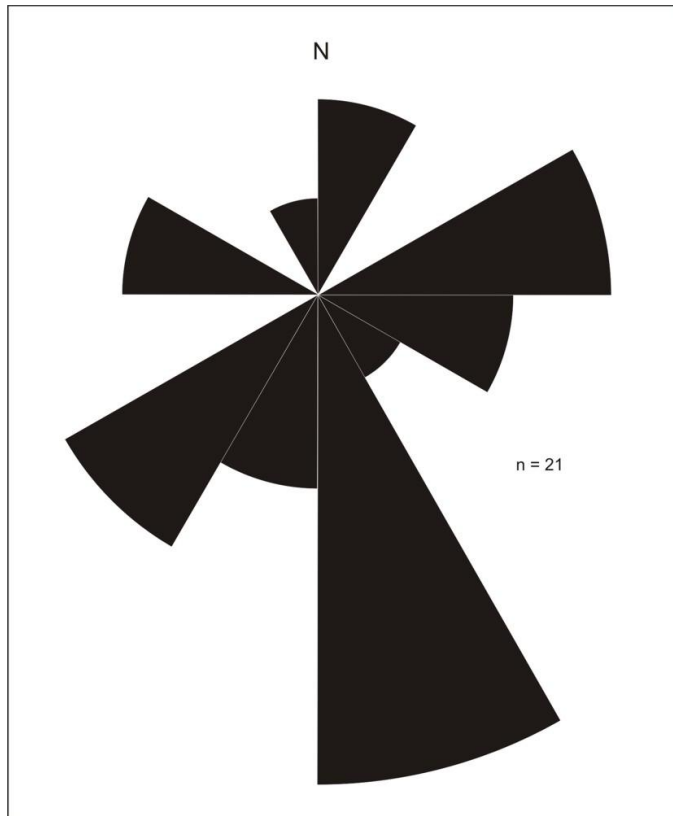


Figura 16. Paleocorrente da fácies Amp, na região do Rio Tapajós mostra um padrão complexo, embora a tendência principal seja para SSE.

Foram observadas superfícies de truncamento limitantes entre os *sets* desta fácies que foram classificadas segundo os trabalhos de Brookfield (1977) e Kocurek (1981). Estas superfícies foram interpretadas como produto da superposição de dunas (S2) e eventos de reativação (S3) (Figuras 12 e 13).

O processo deposicional responsável pela presença desta fácies é a migração de macromarcas onduladas por correntes eólicas (Wilson 1972; Fryberger *et al.* 1979; Mountney 2006). As acumulações de estratos gerados pela migração de formas de leito formam superfícies hierárquicas que se truncam em consequência da variação na direção do vento. Depósitos de queda de grãos são formados por processos gravitacionais e ocorrem quando o vento deposita nuvens de grãos sobre as depressões das dunas (*lee-side*), em resposta a redução na capacidade do transporte eólico (Hunter 1977; Nickling *et al.* 2002). Depósitos de fluxo de grãos são originados quando o ângulo da face de avalanche (*lee slope*) excede o ângulo de repouso ( $32^{\circ}$ - $34^{\circ}$ ), na região da duna protegida do vento e que tem maior declividade do que a região que recebe a sedimentação eólica (*stoss side*). O contínuo acúmulo resulta na deposição de vários tipos de estratos de avalanche em função da perda da coesão intergranular durante o fluxo eólico (Hunter 1977; Mountney 2006). A presença de superfícies limitantes de diferentes ordens hierárquicas como S2 e S3, lateralmente extensas por dezenas de metros e com diferentes inclinações entre si (Figuras 12 e 13), indicam a

migração de formas de leito eólicas (Brookfield 1977; Kocurek 1981; Mountney 2006). Superfícies de segunda ordem (S2) apresentam espaçamento regular e leve mergulho resultante da superposição de formas de leito sobre superfícies de primeira ordem como dunas que migram sobre *draas* (Brookfield 1977). Superfícies de terceira ordem (S3) indicam mudanças da corrente eólica, que são responsáveis pelo padrão destas superfícies limitantes com extensão lateral limitada e que representam novos eventos de reativação (Brookfield 1977; Hunter 1977). A espessura reduzida dos sets sugere pouco espaço de acomodação, provavelmente influxo reduzido de areia, compatível com um campo de dunas não associado com extensos “*ergs*”.

### 3.2.1.2. Arenito com acamamento maciço (Am)

A fácies de arenito fino com acamamento maciço é composta de corpos arenosos com até 1 m de espessura, com geometria tabular e lateralmente descontínua. Observam-se superfícies com verrugas de adesão rugosas (*adhesion warts*), mostrando morfologia caracteristicamente rugosa em escala milimétrica (Figuras 8 e 17).

Na região de Itaituba, a fácies Am é marcada pela ocorrência de estruturas tubiformes verticalizadas a subverticalizadas de coloração esbranquiçada e disseminada na fácies interpretadas como marcas de raízes (Figura 18). As fácies arenito maciço (Am) e arenito com estratificação cruzada tabular de médio porte (fácies Amp) são separadas por uma supersuperfície de deflação (Figura 13).

Estruturas de verrugas de adesão crescem em consequência da constante variação na direção de ventos fortes. Acredita-se que estruturas de adesão são geradas pela queda de grãos sobre uma superfície plana com pequenas irregularidades, onde ocorre acresção da borda de grãos em superfícies positivas pré-existentes (Kocurek & Fielder 1982). A geração de estruturas de adesão requer a acumulação de areia em superfície úmida de interdunas de baixo ângulo nos flancos das dunas (Kocurek 1981; Hummel & Kocurek 1984).



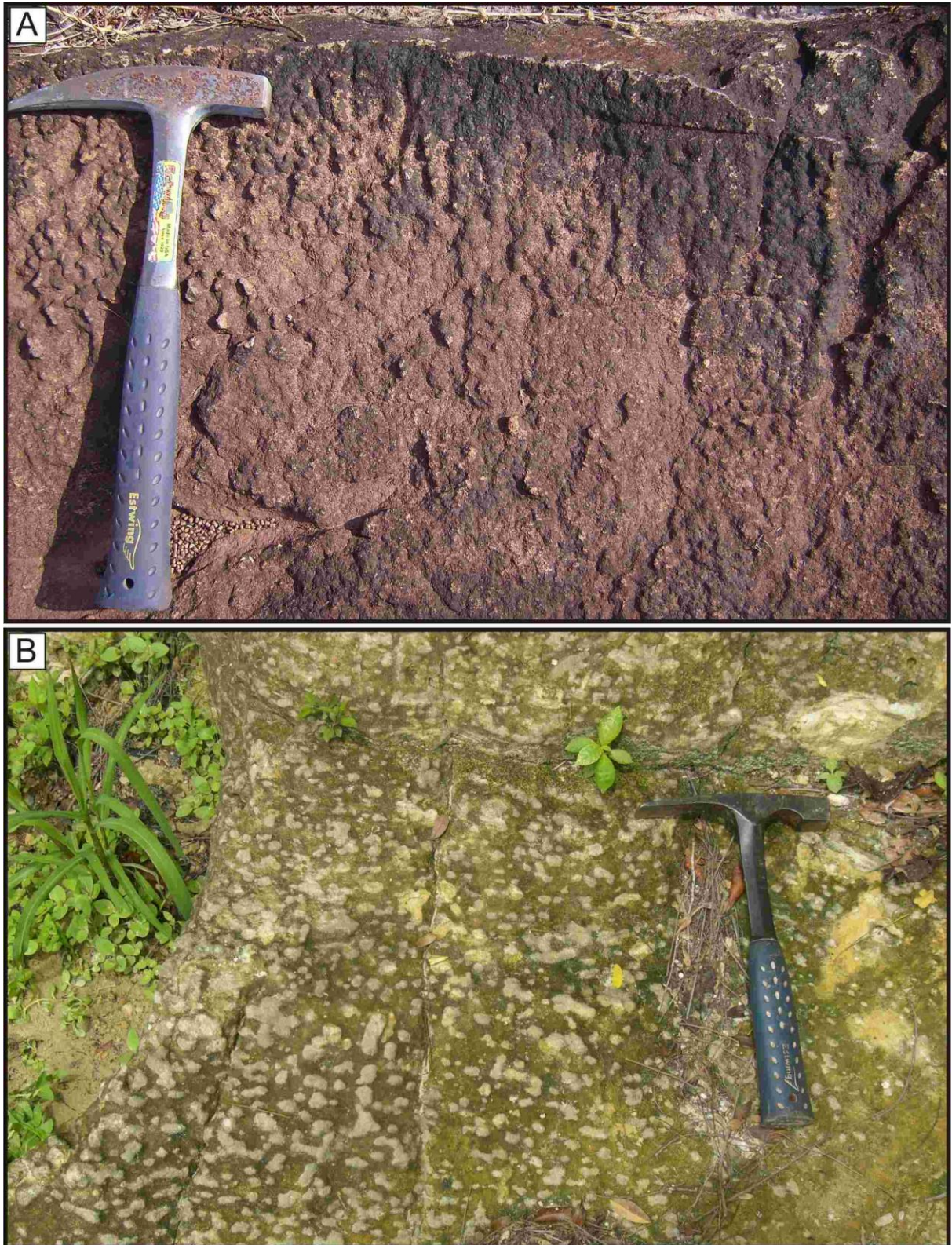


Figura 17. Verrugas de adesão (*adhesion warts*), no topo da fácies Am, encontradas nas regiões de Monte Alegre (Figura A) e Itaituba (Figura B).



A presença de marcas de raízes indica o desenvolvimento de vegetação favorecida pela umidade, provavelmente quando o lençol freático estava próximo à superfície deposicional (Retallack 2001). A icnotrama é pouco densa, o que sugere vegetação esparsa porém o suficiente para obliterar as estruturas sedimentares primárias. A coloração esbranquiçada em torno das marcas de raízes pode indicar processos de silicificação diferenciados da cimentação do arenito. A presença destas marcas indica que algumas formas de leito encontravam-se parcialmente estabilizadas pela vegetação. A recorrência de dunas ativas sobre dunas estacionárias pode resultar num contexto formado por processos de deflação.

Estas características observadas, relacionadas com a fácies Am, sugerem a presença de aridissolo, típico de regiões desérticas de clima árido a semiárido (Retallack 2001).

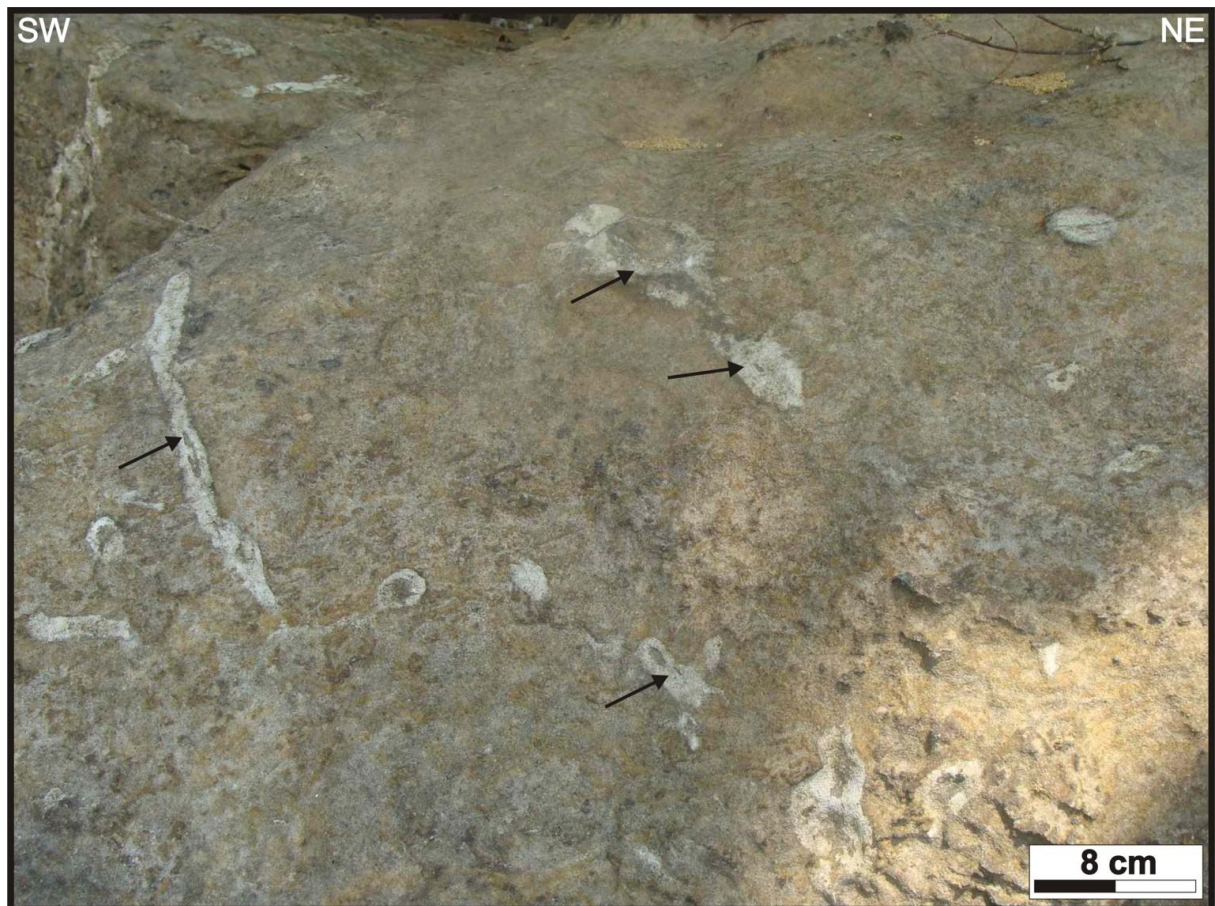


Figura 18. Rizoconcreções ou marcas de raízes silicificadas (setas) sugestivas de paleossolos na fácies Am.

### 3.2.1.3. Arenito com laminação cavalgante transladante subcrítica (Alt)

A fácies Alt é caracterizada por arenito fino a médio, composta de *sets* finos com até 6 cm de espessura (Figura 19). Os estratos com gradação inversa representam laminação cavalgante transladante subcrítica imitando laminação plano-paralela (Hunter 1977). Segundo Hunter (1977) o mergulho máximo é 30°.



Figura 19. Arenito fino a médio com laminação cavalgante transladante subcrítica. Lâminas dos *foresets* indicados por setas.

Esta fácies é originada pela migração de marcas onduladas por tração em ambiente eólico (Hunter 1977). O ângulo de mergulho dos estratos é baixo porque marcas onduladas eólicas se formam em substrato com declividade baixa, geralmente no barlavento de dunas (Hunter 1977).



#### 3.2.1.4. Arenito com estratificação plano-paralela (App)

Esta fácies é constituída de arenito fino com estratificação plano-paralela (*planar stratification*) bem selecionado (Figura 8 e 20). A fácies apresenta até 1 m de espessura é descontínua lateralmente, com lâminas planas de até 1 cm de espessura entre os *sets*. Esta fácies pode apresentar ainda uma laminação ondulante incipiente interna.

A origem desta fácies está relacionada à deposição de carga de tração arenosa em leito plano sob alta velocidade do vento, sendo este processo ocasionado por tempestade de areia que possibilita a deposição de lençóis arenosos relativamente contínuos (Fryberger *et al.* 1979). A ocorrência de arenitos com estratificação plano-paralela sobre superfícies limitantes de primeira ordem exibindo geometria tabular é correlata com áreas de lençóis arenosos recentes e confirma a origem eólica (Kocurek 1981; Kocurek *et al.* 2007).

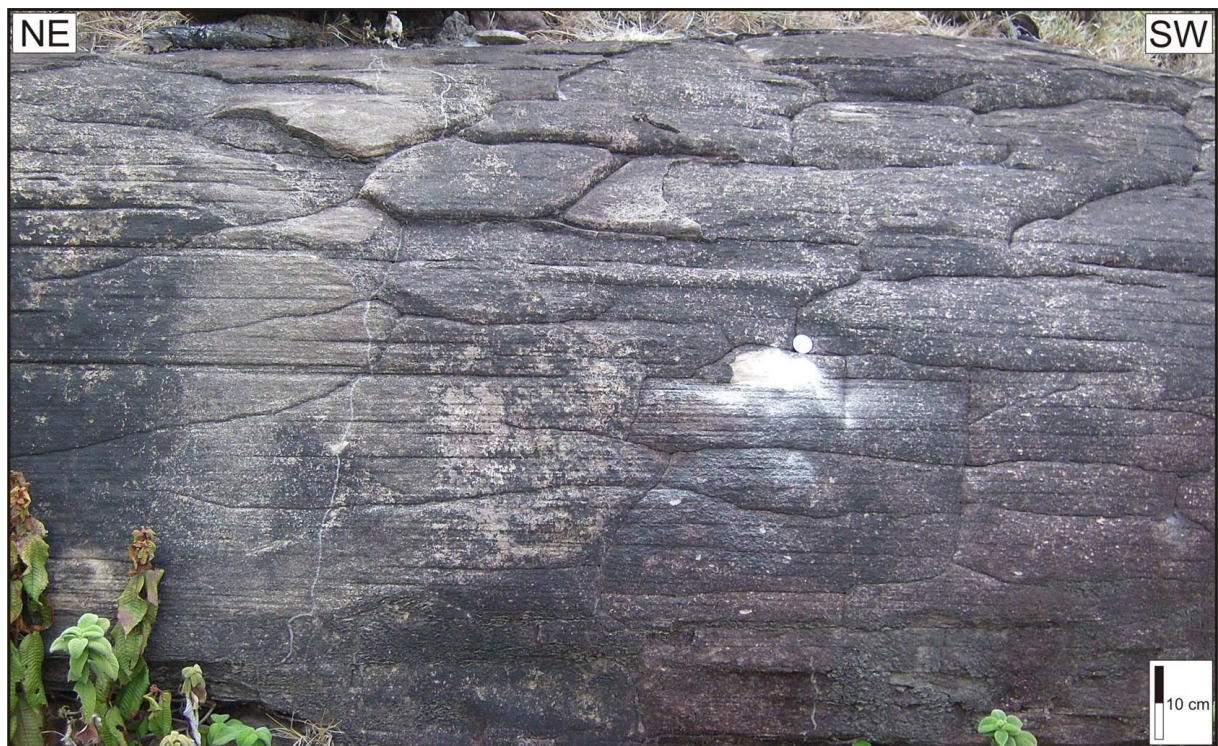


Figura 20. Aspecto geral da fácies arenito fino com estratificação plano-paralela (fácies App).



### 3.2.1.5. Arenito com estratificação cruzada tangencial e acamamento convoluto (Atc)

Esta fácies é composta de arenitos médios a grossos caracterizados por estratificação cruzada tangencial e acamamento convoluto (Figuras 8 e 21) e acamamento convoluto de escala pequena a média (Figura 22). A deformação está restrita a uma única camada de espessura métrica, ocorrendo entre camadas não deformadas descontínuas com até 2 m de espessura. Medidas de paleocorrente sugerem sentido predominantemente para S.

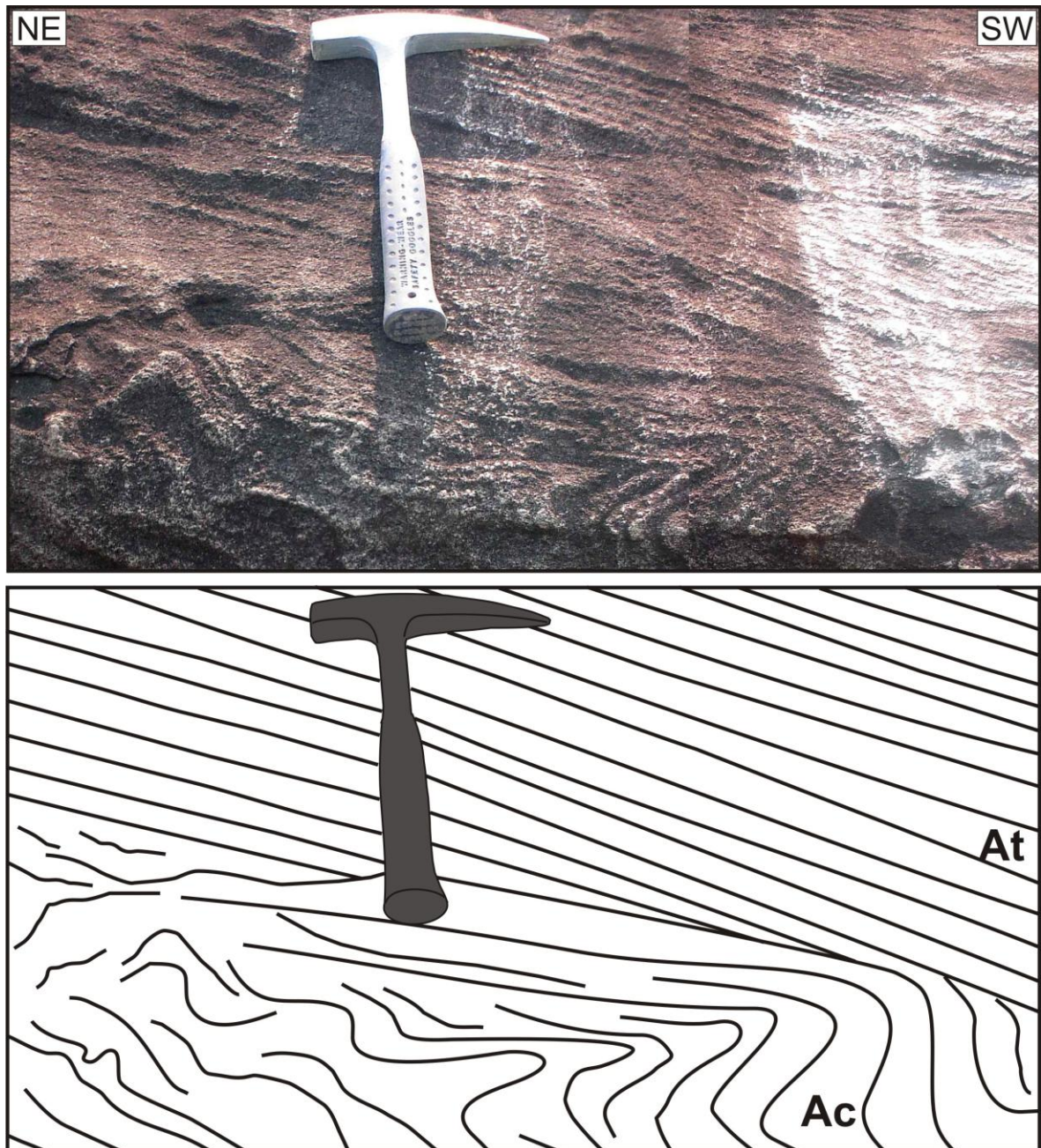


Figura 21. Fácies arenito com estratificação cruzada tangencial (At) e arenito com acamamento convoluto (Ac).





Figura 22. Fácies Atc composta de estruturas de deformação como laminação convoluta.

A presença de estratificação cruzada tangencial indica a migração de formas de leito de crista reta (*sandwaves*) sob substrato provavelmente plano (Harms *et al.* 1982). A natureza unidirecional do fluxo é sugestiva de depósitos fluviais. A origem de camadas com laminação convoluta/contorcida é relacionada a atuação de processos de liquefação próximo à superfície ou deslizamento moderado causados pela rápida deposição de fluxo de massa ou gravitacional pela migração de dunas sobre sedimentos saturados em água (Collinson 1994).

#### 3.2.1.6. Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica e *Palaeophycus* (Alb)

A fácies Alb, composta de arenito muito fino a fino, com laminação cruzada cavalgante subcrítica, apresenta em parte acamamento ondulado (*ripple form lamination*) (Figuras 8 e 23). Esta fácies, com até 4 m de espessura, forma corpos tabulares contínuos por dezenas de metros, na região de Monte Alegre (área I). As laminações cruzadas mostram paleocorrentes com sentido predominante para SSW (Figura 24). Observa-se traços epicniais tabulares distribuídos horizontalmente e verticalmente com até 1 cm de diâmetro,

ligeiramente encurvados e com superfícies lisas (Figura 25), sendo classificados como a icnoespécie *Palaeophycus tubularis* Hall, 1847.

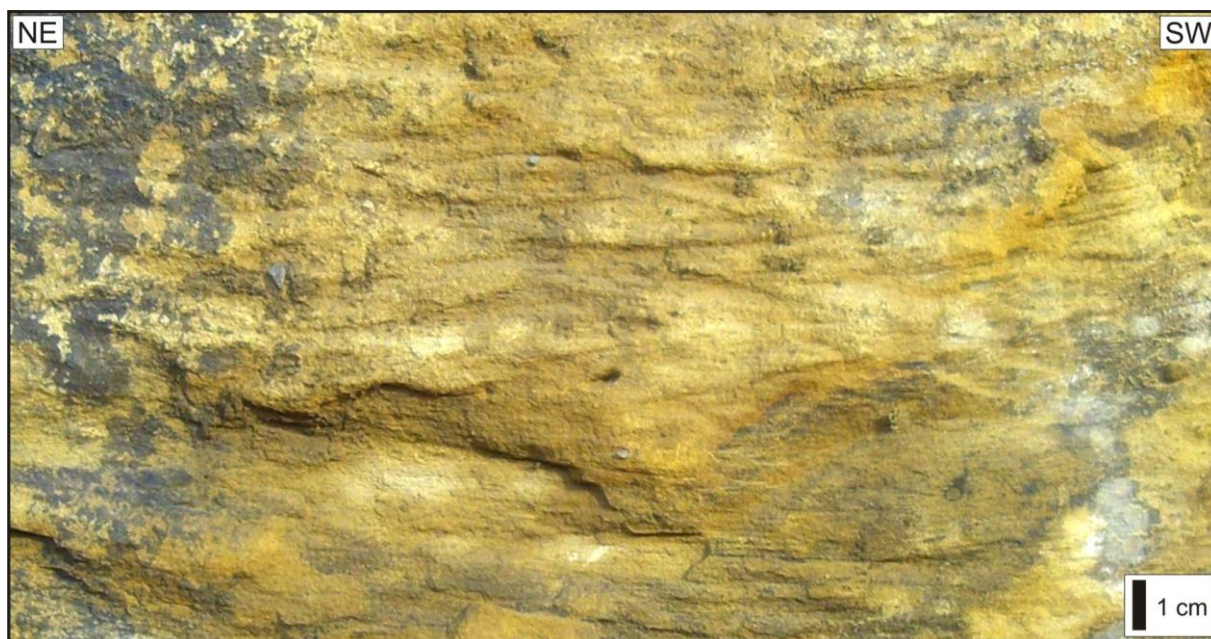


Figura 23. Arenito fino com laminação cruzada cavalgante subcrítica.

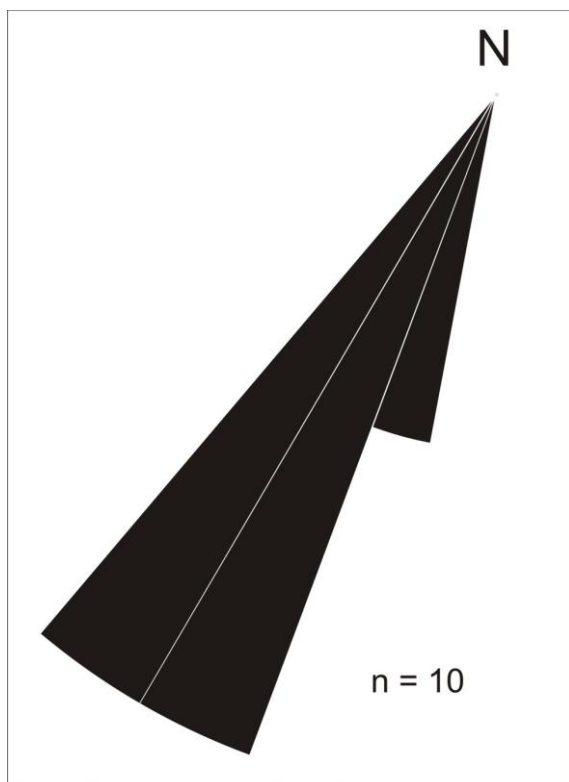


Figura 24. Sentido de paleocorrente para SSW da fácies Alb, na região de Monte Alegre.





Figura 25. Icnofósseis da fácies Alb, icnoespécie *palaeophycus tubularis* Hall, 1847 (setas).

A origem desta fácies é relacionada à alternância de processos de tração e suspensão com influxo de sedimento advindo de correntes unidirecionais, onde o processo de tração foi mais significativo (Reineck & Singh 1980).

*Palaeophycus* representa um icnito de habitação (*domichnia*) produzido por organismos vermiformes predadores e/ou suspensívoros (Ekdale 1984; Fernandes *et al.* 2002).

#### 3.2.1.7. Pelito laminado (Pl)

Esta fácies é constituída por camadas lateralmente contínuas de pelito, apresentando coloração cinza-esverdeada, com até 1 m de espessura (Figuras 8 e 26). A fácies apresenta-se intercalada nas fácies arenito maciço (Am) e arenito fino com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Alb).

O processo deposicional responsável pela formação desta fácies é o de suspensão, com sedimentação predominantemente siliciclástica (Lindholm 1987).





Figura 26. Fácies pelito laminado (PI), região de Monte Alegre.

#### 3.2.1.8. Arenito/dolomito com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo (Adb)

Esta fácies tem ocorrência restrita à região de Itaituba (área II) e consiste em arenitos finos a médios, com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo de médio porte, intercalados com lâminas/lentes de dolomito (Figuras 27 e 28). Os *sets* têm espessura média de 5 cm, com mergulho suave de 15° para NE, com tendência a formar planos sub-horizontais. Os dolomititos finos apresentam geometria lenticular com espessura variável alcançando até 30 cm de espessura em alguns níveis. Esta fácies é descrita como arenitos intercalados com lentes de dolomicritos afossilíferos por Matsuda (2002) e (Moutinho 2006). Traços epicniais convexos com seção transversal circular e diâmetro em torno de 2 cm ocorrem isoladamente, sendo classificados como o icnogênero *Lockeia* James, 1879 (Figura 29).

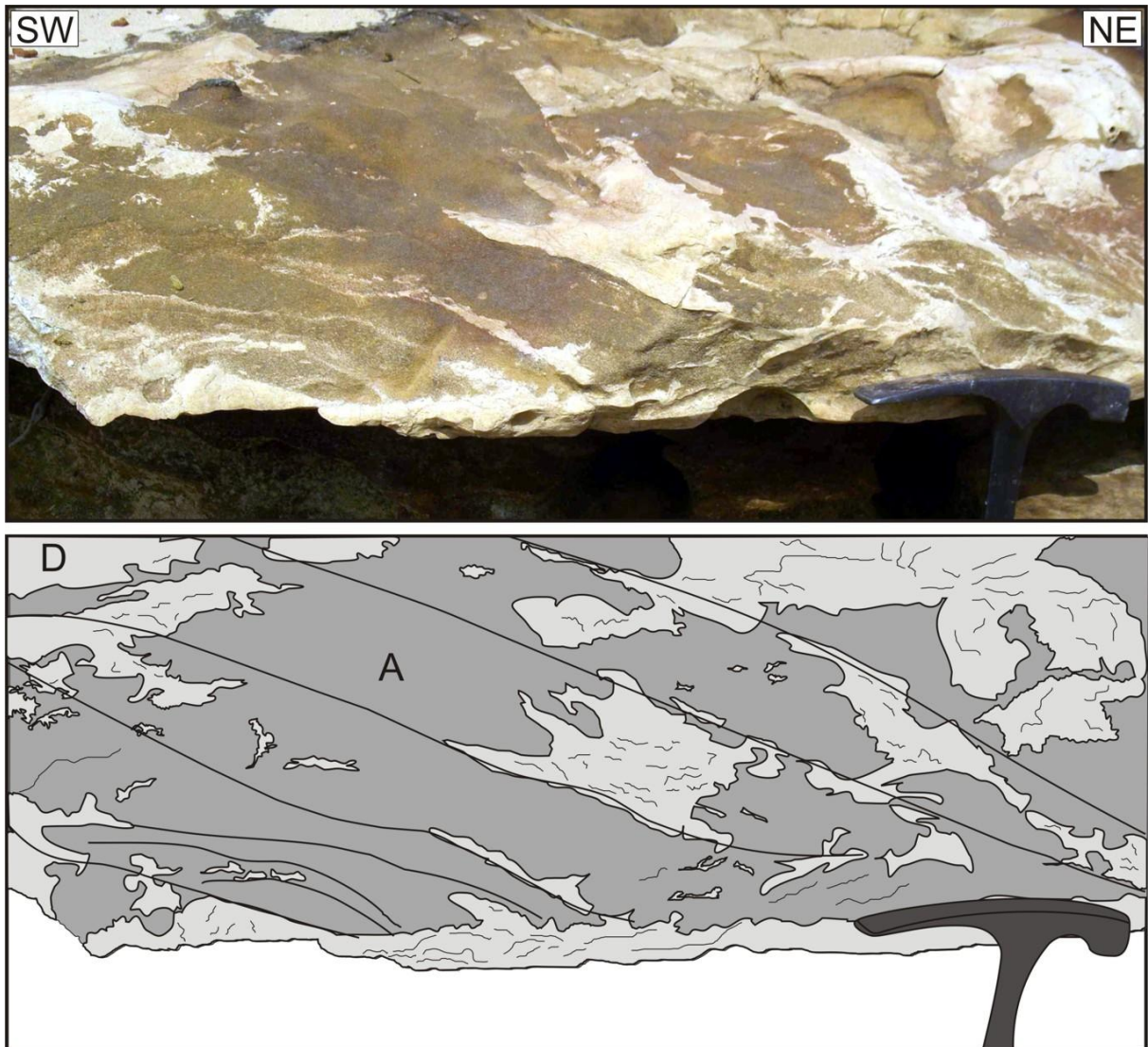


Figura 27. Fácies arenito com estratificação cruzada tabular intercalada com dolomito lenticular com estratos de baixo ângulo. Observar a irregularidade das lentes de dolomito (D) com estruturas de sobrecarga ou de ejeção com o arenito (A).



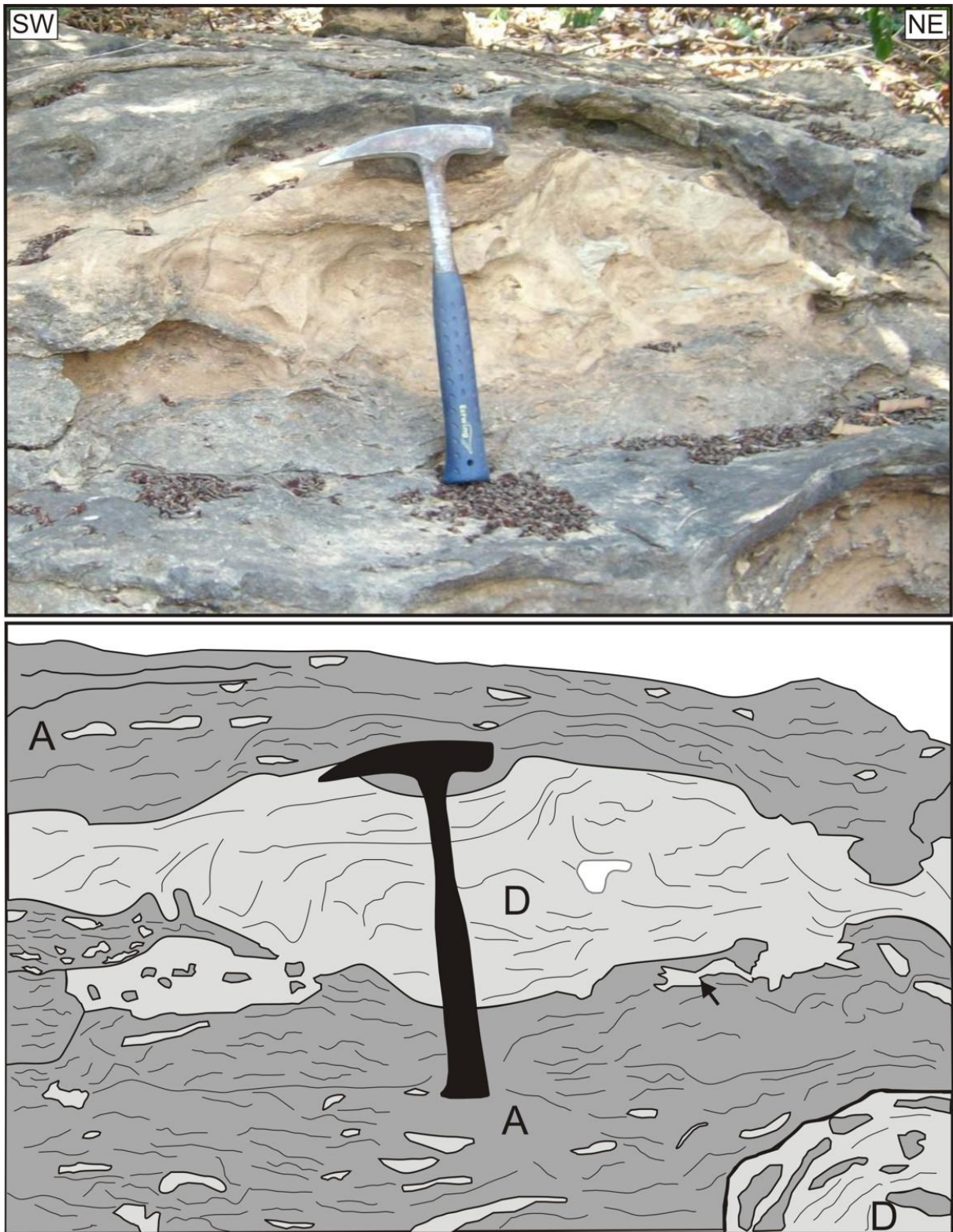


Figura 28. Fácies arenito com estratificação cruzada (A) intercalada com dolomito lenticular (D). Observar a irregularidade do contato entre os litotipos sugerindo deformação plástica e sobrecarga (seta).



Figura 29. Tubos horizontais isolados e raramente cruzados de icnofósseis do tipo *lockeia* James, 1879 (setas).

Esta fácies sugere a deposição de carbonatos por precipitação química durante períodos de água estagnada, como por exemplo, poças d'água em regiões de interduna costeira ou intermaré em clima árido a semiárido. Posteriormente, ocorre dolomitização precoce (early diagenetic). A ausência de fósseis marinhos suporta ambiente hipersalino e estressante (Matsuda 2002). O carbonato precipitado pode ter sido formado em calhas de megamarcas onduladas e posteriormente soterrado pela migração da forma de leito, cujo peso geraria ajustes plásticos (estruturas de sobrecarga) entre areia e lama dolomítica (Figura 30). A textura dolomicrocítica sugere a formação primária/precoce de dolomito de acordo com o modelo anóxico microbiano em um cenário ambiental parecido com aquele observado atualmente na Lagoa Vermelha, no Rio de Janeiro (Vasconcelos & Mackenzie 1997). Moluscos podem ter colonizado parcialmente o substrato carbonático, deixando traços de repouso ou de locomoção tipo *Lockeia* James, 1879 (Ekdale 1984; Fernandes *et al.* 2002).

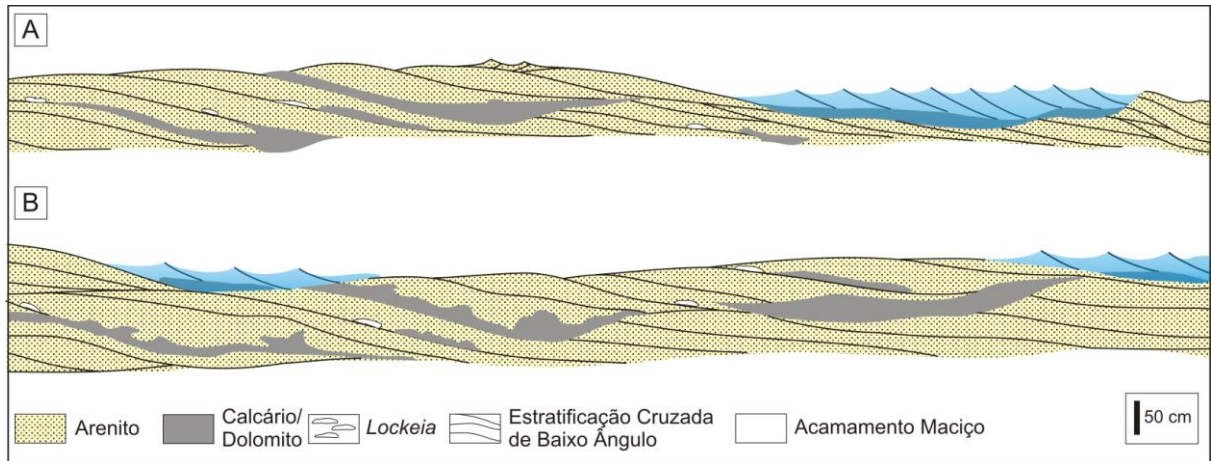


Figura 30. Modelo de deposição de rochas carbonáticas dolomitizados da fácies Adb. A e B) migração de formas de leito em ambiente raso a emergente e precipitação de carbonato em poças d'água; retomada da migração das formas de leito e recobrimento dos carbonatos que se ajustam plasticamente. Dolomitização durante eodiagênese/mesodiagênese. Durante períodos de água estagnada colonização do substrato por moluscos bivalvíos que formam icnitos de repouso (*Cubichnia*) e locomoção (*Repichnia*) do tipo *lockeia* James, 1879.

### 3.2.1.9. Arenito com estratificação cruzada *swash* (Acs)

Esta fácies é constituída por arenitos finos a médios moderadamente selecionados, com estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo relacionada à ação de ondas (*swash cross stratification*) (Figura 31). A laminação cruzada gerada por ondas é composta de *sets* com até 8 cm de espessura, com *foresets* ressaltados pela acumulação de areia média (Figura 32 A e B). Esta fácies é lateralmente descontínua e lenticular e sua ocorrência está associada à fácies Adb. Marcas onduladas simétricas e assimétricas com padrão de paleocorrente complexo recobrem os estratos plano-paralelos e de baixo ângulo (Figura 32 C).

A fácies foi originada pelo fluxo e refluxo das ondas (*swash* e *backwash*). A migração de formas de leito de pequeno porte foi induzida por fluxo oscilatório em lâmina d'água rasa emergente (De Raaf *et al.* 1977).





Figura 31. Estratificação plano-paralela da fácies Acs nas margens do Rio Tapajós (área II).

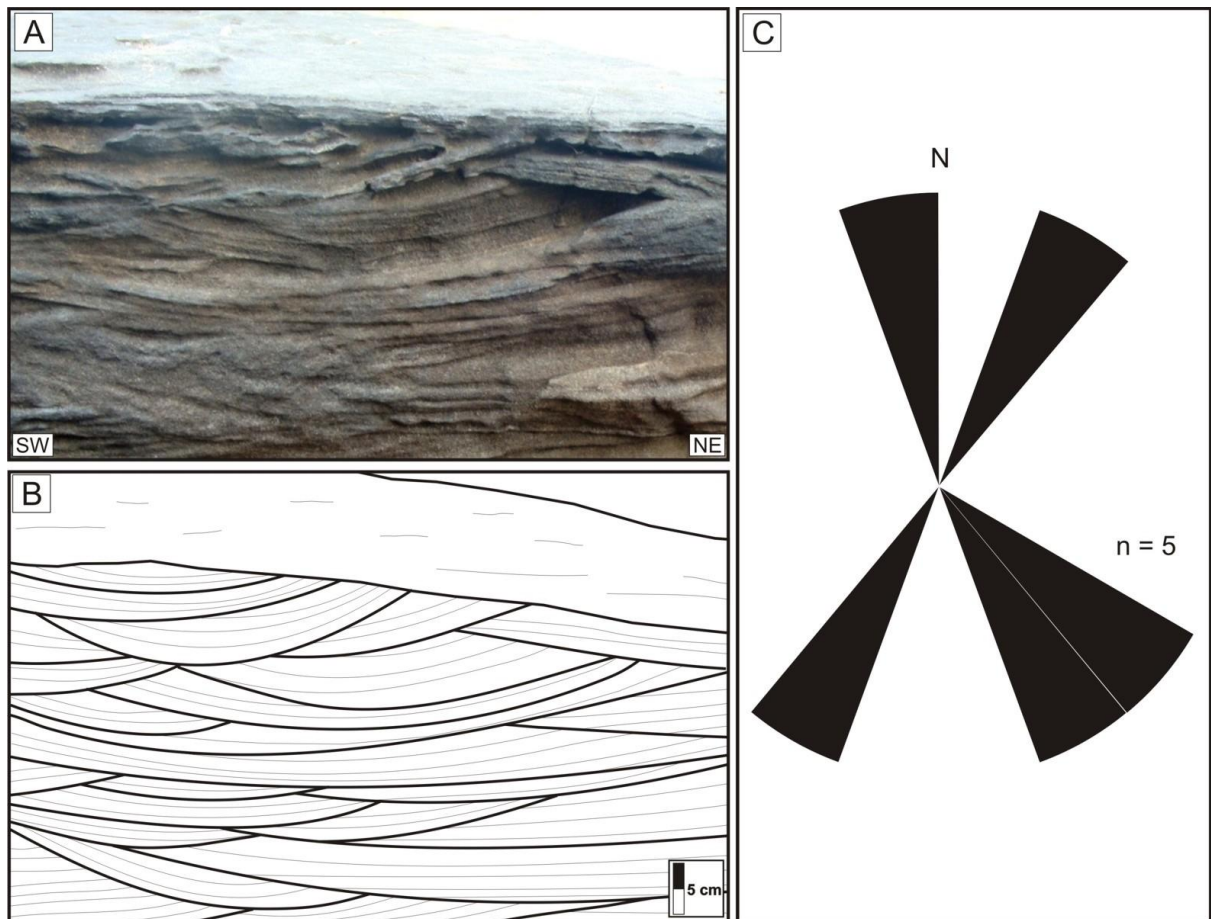


Figura 32. A e B) Laminação cruzada gerada por ondas, fácies Acs nas margens do Rio Tapajós (área II). C) Paleocorrente das marcas onduladas desta fácies com padrão complexo.



### 3.2.1.10. Calcilituto/arenito com gretas de contração (Cagc)

A fácies Cagc é representada por calcilituto laminado (Figura 33) e, subordinadamente, maciço e com gretas de contração. Esta fácies se intercala com laminais de arenitos finos a médios. As lâminas de calcilituto gretadas, localmente são recurvadas para cima ou mesmo enroladas (*curled flakes*) (Figura 34 A e B). Eventualmente, as lâminas são interrompidas por pequenas canalizações de até 7 cm de profundidade por 10 cm de extensão e preenchidas por intraclastos de calcilituto em matriz arenosa (Figura 34 C e D). Níveis arenosos com laminação plana exibem lineação de partição, ocorrem ainda marcas onduladas unidirecionais (Figura 35).



Figura 33. Lâminas centimétricas de arenito fino da fácies Cagc.

A origem desta fácies é relacionada à alternância de deposição a partir de suspensão e tração em ambiente esporadicamente exposto, indicado por lâminas de calcilituto gretadas e encurvadas (Lindholm 1987). A presença de arenito entre as gretas indica a instalação de correntes trativas com o retrabalhamento dos níveis gretados (Lindholm 1987). Pequenas canalizações ou panelas (*gutter e pot casts*) desarticulando e remobilizando mecanicamente determinados níveis do pelito laminado geram conglomerados intraclásticos (Myrow 1992). A variação na energia do fluxo é também indicada pela presença de marcas onduladas e lineação de partição, esta última indicando regime de fluxo superior (Harms *et al.* 1982). Canalizações rasas e níveis gretados e lineação de partição indicam a atuação de processos sedimentares em lâmina d'água rasa alternados por momentos de maior exposição subaérea.

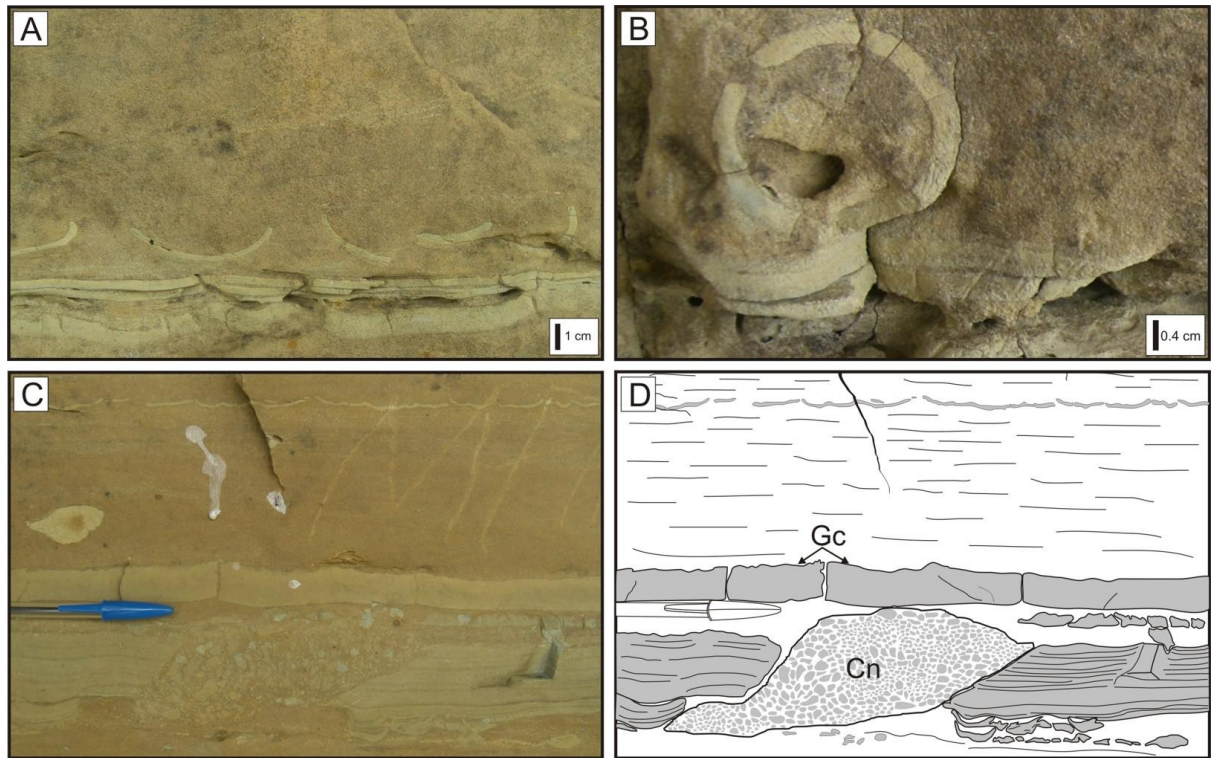


Figura 34. Lâminas de calcilutito desarticuladas (A) e encurvadas (*curled flakes*) (B) formando níveis com gretas de contração da fácies Cagc; Canalizações rasas (Cn) com intraclastos de calcilutito truncando níveis carbonáticos gretados (Gc) (C e D).



Figura 35. Arenito com lineação de partição, formando finos deslocamentos.

#### 3.2.1.11. Arenito com estratificação cruzada tangencial (At)

A fácies At é composta de arenitos finos a médios com estratificação cruzada tangencial de pequeno porte, exibindo *sets* com até 20 cm de espessura (Figura 36). Os *foresets* podem ser recobertos por lâminas de pelito/calculutito de espessura milimétrica e, por vezes, ocorrem gretados formando clastos com formato tabular, alongado e ou encurvado com até 4 cm de espessura. Observa-se ainda a ocorrência de superfícies de reativação ao longo dos *sets*, exibindo ângulo de mergulho de até 15°, embora estes ângulos em alguns *sets* diminuam ficando quase horizontais. Algumas vezes, os *foresets* e superfícies de reativação só podem ser definidos quando recobertos por *mud drapes* que podem formar pares (Figura 37 A e B). A fácies At está intercalada com a fácies Cagc.

Estratos cruzados recobertos por lâminas de pelito nos *foresets* são relacionados a ciclos de maré, onde os processos de tração com deposição de arenitos alternam-se com processos de suspensão que possibilitam a deposição dos pelitos na forma de *mud drapes* (Visser 1980; Nio & Yang 1991). No momento da instalação das correntes trativas ocorre a formação das superfícies de reativação e, frequentemente, a desarticulação e transporte dos clastos pelíticos da fácies pelito laminado com gretas de contração (fácies Cagc) que durante este processo são encurvados. Estas feições descritas acima, assim como as descritas na fácies Pgc, são diagnósticas de sedimentação em ambiente com lâmina d'água rasa com influência de processos de maré, que possibilitam a coexistência de momentos propícios para a instalação de correntes trativas alternadas por processos de deposição por suspensão.



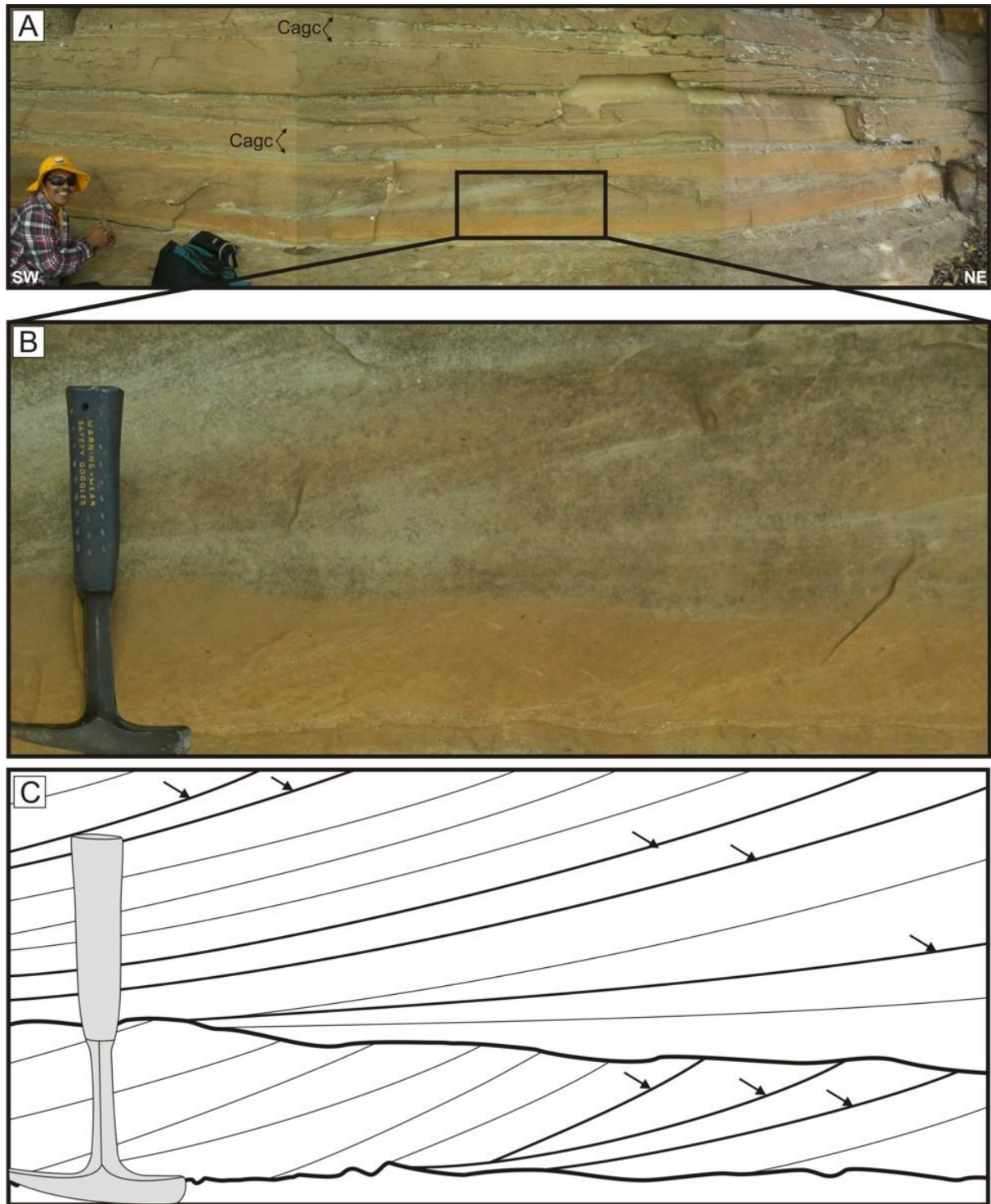


Figura 36. Fácies arenito com estratificação cruzada tangencial intercalada (At) com a fácies Cagc (A). Detalhe das estratificações tangenciais com destaque para as superfícies de reativação (setas) recobertas por calcilutito (B e C).

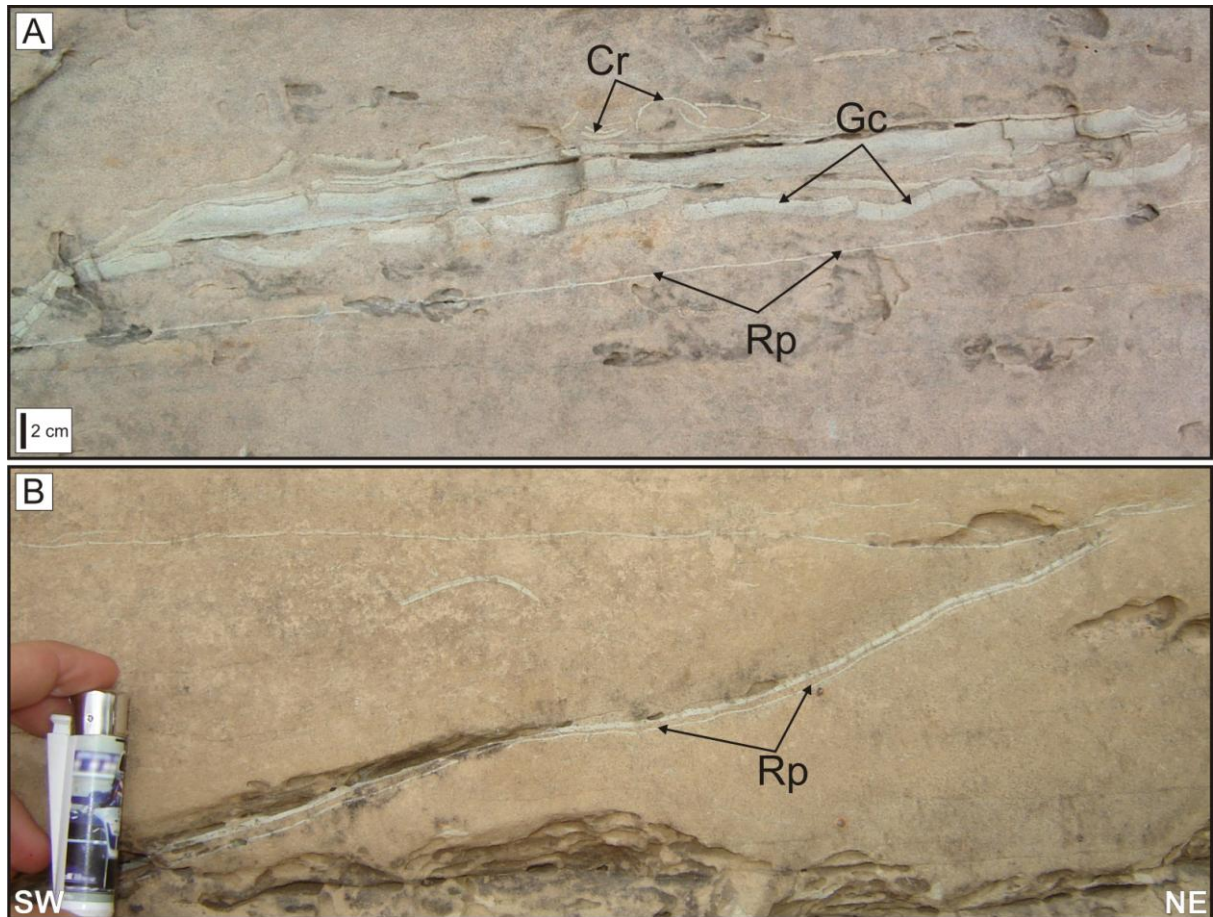


Figura 37. Fácies At com recobrimento pelítico (calcilutito). A) Observar lâmina de calcilutito recurvada (Cr) recobrindo o set com gretas de contração (Gc); B) Recobrimentos de calcilutito formando par (Rp) em superfície de reativação.

#### 3.2.1.12. Calcilutito laminado (Cl)

Esta fácies é encontrada na área II, e é constituída por camadas de calcário fino contínuas lateralmente por dezenas de metros, tendo até 15 cm de espessura. As camadas de calcário apresentam laminação plano-paralela e, lateralmente, mostram-se localmente convolucionadas (Figura 38).

A origem desta fácies é relacionada à precipitação de carbonatos em ambiente de baixa energia, e a processos deformacionais sindeposicionais essencialmente plásticos (Tucker 2003).



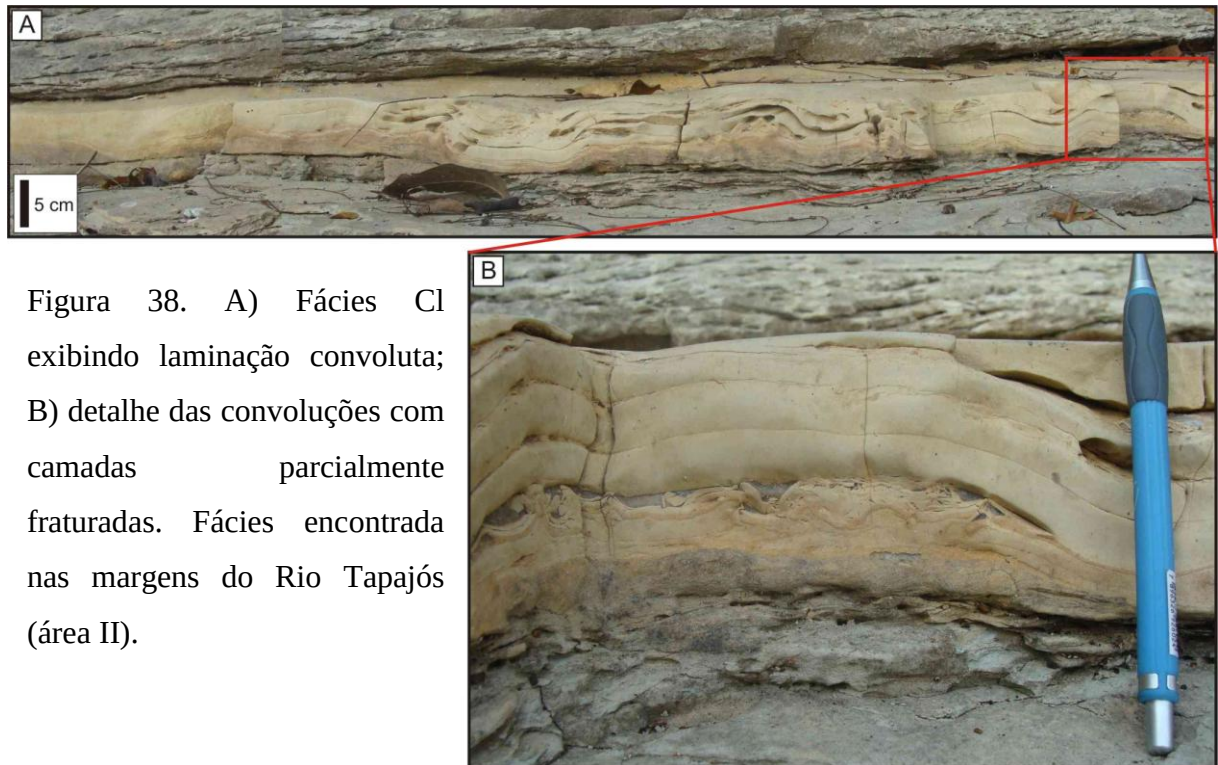


Figura 38. A) Fácies Cl exibindo laminação convoluta; B) detalhe das convoluções com camadas parcialmente fraturadas. Fácies encontrada nas margens do Rio Tapajós (área II).

### 3.2.1.13. Conglomerado Intraformacional (Ci)

Esta fácies é caracterizada por clastos intraformacionais com até 15 cm de espessura. Apresenta forma lenticular desenvolvida sobre base erosiva em contato com a fácies Cagc. Os intraclastos exibem formato tabular e oval com até 4 cm de espessura, predominando clastos subarredondados sobre angulosos (Figura 39). O conglomerado exhibe arcabouço fechado e os clastos são parcialmente imbricados. São compostos de calcário e dolomito, com coloração amarelo-esbranquiçada enquanto a matriz é constituída de arenito bem selecionado.

A geração desta fácies é atribuída à deposição de intraclastos, oriundos da fragmentação de camadas de calcário de base de canal.



Figura 39. Conglomerado intraformacional (Ci) com arcabouço fechado, composto de clastos de calcário tabulares, arredondados sobre superfície erosiva desenvolvida na fácies Cl.

#### 3.2.1.14. Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As)

A fácies As aflora nas margens do rio Tapajós (área II) e é caracterizada por uma sucessão de até 6 m de espessura composta de arenitos muito finos a finos, contínuos lateralmente por dezenas de metros. Esta fácies ocorre associada às fácies calcilutito laminado e conglomerados intraformacionais (fácies Cl e Ci) e com dolomitos. A estrutura diagnóstica da fácies As é a estratificação cruzada sigmoidal, de médio porte, com estratos de até 1 m de espessura exibindo forma lobada em cortes transversais (Figura 40). Os sigmoides apresentam ângulo de mergulho médio de 22°, embora os estratos apresentem estratificação plano-paralela em alguns pontos. A estratificação sigmoidal se intercala com estratos que exibem laminação cruzada cavalgante subcrítica, composta de sets com cristas de onda com até 4 cm de amplitude (Figura 41).



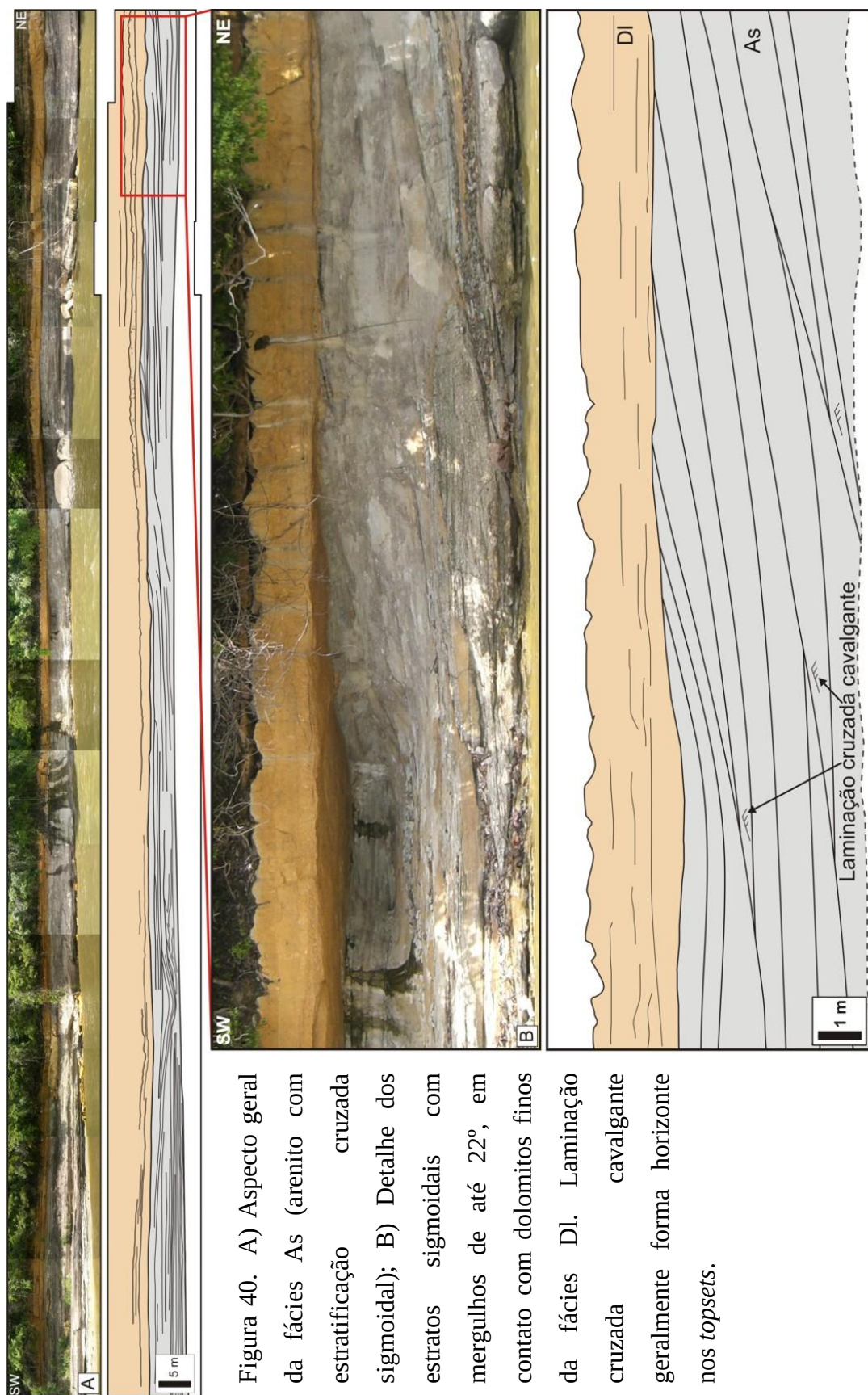


Figura 40. A) Aspecto geral da fácies As (arenito com estratificação cruzada sigmoidal); B) Detalhe dos estratos sigmoidais com mergulhos de até  $22^\circ$ , em contato com dolomitos finos da fácies Dl. Laminação cruzada cavalgante geralmente forma horizonte nos *topsets*.



Figura 41. Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica intercalado com a fácies As.

A gênese desta fácies é relacionada à migração de formas de leito por fluxo unidirecional rapidamente desacelerado em ambiente litorâneo subaquoso, sugerida pela presença de lobos com dimensões métricas, compostos de areia fina. A desaceleração do fluxo trativo explica a formação de corpos arenosos com estratificação cruzada sigmoidal exibindo formas lobadas (Röe 1987). Por sua vez, arenitos com laminação cruzada cavalgante subcrítica são produzidos pela migração de marcas onduladas com alternância/concomitância de processos de tração e suspensão. Os estratos cruzados são formados pelo excesso de sedimento disponível a partir de fluxos unidirecionais, com predomínio do processo de tração, gerando o padrão subcrítico (Reineck & Singh 1980). Alguns estratos com laminação cruzada se intercalam com os estratos sigmoidais indicando uma complexidade na formação dos lobos, com migração associada a suspensão e tração.



### 3.2.1.15. Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo (Acb)

A fácies Acb é observada na região de Monte Alegre (área I), com ocorrência restrita entre corpos carbonáticos de formato tabular. Nesta fácies ocorrem arenitos finos e bem selecionados de coloração arroxeada. Os estratos desta fácies apresentam geometria tabular ou lenticular com espessuras que variam de 0,4 a 2m. A estrutura predominante é a estratificação cruzada de baixo ângulo onde as lâminas cruzadas exibem mergulhos de no máximo 9°, com alguns *foresets* tendendo às vezes a ficar sub-horizontais (Figura 42). Superfícies de reativação comumente apresentam ângulo mais inclinado que os *foresets*.

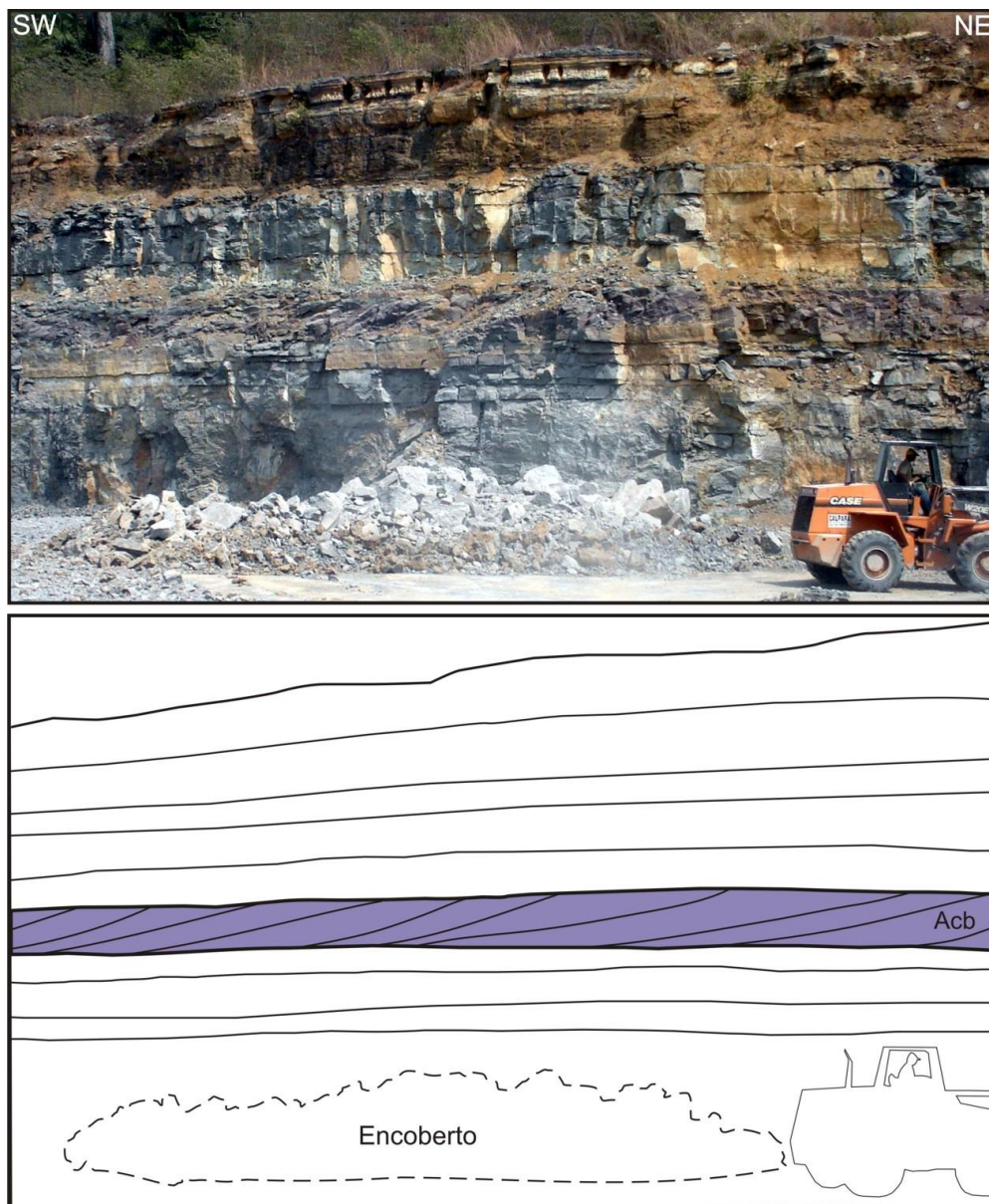


Figura 42. Fácies arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo (Acb) intercalada aos corpos carbonáticos tabulares.



Esta fácies é formada pela migração de formas de leito com correntes unidirecionais. Ocorre a parada e retomada da sedimentação com nova migração de formas de leito e formação de superfícies de reativação (Reinson 1992).

#### 3.2.1.16. Pelito bioclástico (Peb)

Esta fácies é observada nas minas das duas regiões estudadas e ocorre de forma intercalada entre os calcários e dolomitos (Figura 43). Apresenta coloração cinza esverdeada e avermelhada com depósitos de até 10 cm de comprimento. Nesta fácies são encontrados corpos fósseis preservados e, em parte, desarticulados de corais, braquiópodes e gastrópodes.

O processo deposicional responsável pela formação desta fácies é o de suspensão com a concomitante proliferação de organismos, desarticulados esporadicamente por fracas correntes.



Figura 43. Fácies Peb (pelito bioclástico), intercalada em calcários.

### 3.2.1.17. *Mudstone* calcífero bioclástico (Mb)

Esta microfácies representa as camadas mais basais da Formação Itaituba, caracterizadas pela abundância do icnofóssil *Thalassinoides*. As galerias de *Thalassinoides* apresentam formas cilíndricas, com até 4 cm de diâmetro, preenchidas por *mudstone* (Figura 44). As tramas verticais e subverticais são caracterizadas pela ocorrência de raras bifurcações em forma de “Y”, com paredes predominantemente lisas.

Esta microfácies é caracterizada por apresentar em média 98% de calcário e micrito como constituinte principal, sendo seu conteúdo fóssilífero pouco expressivo e representado por foraminíferos bentônicos do tipo miliolídeo, os quais exibem câmaras preenchidas por calcita espática. Os foraminíferos compõem no máximo 3% nesta microfácies (Figura 45). Outros fósseis identificados incluem ostracodes e pelecípodos. Ocorrem ainda intraclastos de *mudstone* (Figura 46).

Icnofósseis do tipo *Thalassinoides* registram a combinação de icnitos de habitação (*domichnia*) e de alimentação (*fodinichnia*) produzidos por artrópodes crustáceos, provavelmente calianassídeos (Ekdale 1984; Fernandes *et al.* 2002). Calianassídeos são escavadores de substrato incoeso o que confirma existência de substrato não consolidado, constituído por lama carbonática, constantemente bioturbado (Barbosa *et al.* 2006).

O *mudstone* é relacionado com a microfácies padrão 9 de Wilson (1975) da zona “Z” de Irwin (1965), sendo formado por processos de suspensão e precipitação química em ambiente de baixa energia lagunar.



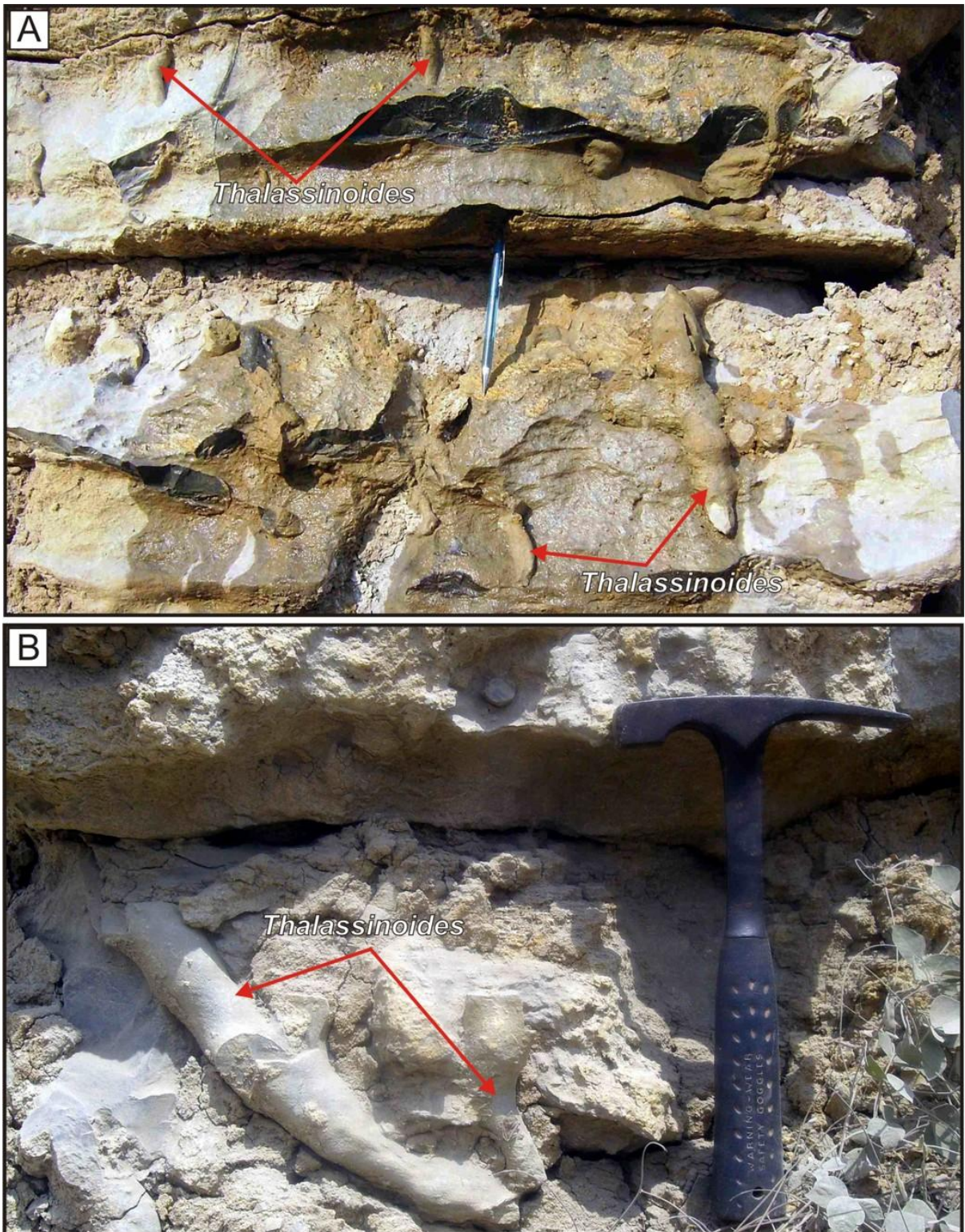


Figura 44. Disposição geral das tramas de *Thalassinoides* em arranjo vertical (A) a subvertical (B), com tubos de diâmetro elipsoidal com até 4 cm de diâmetro.



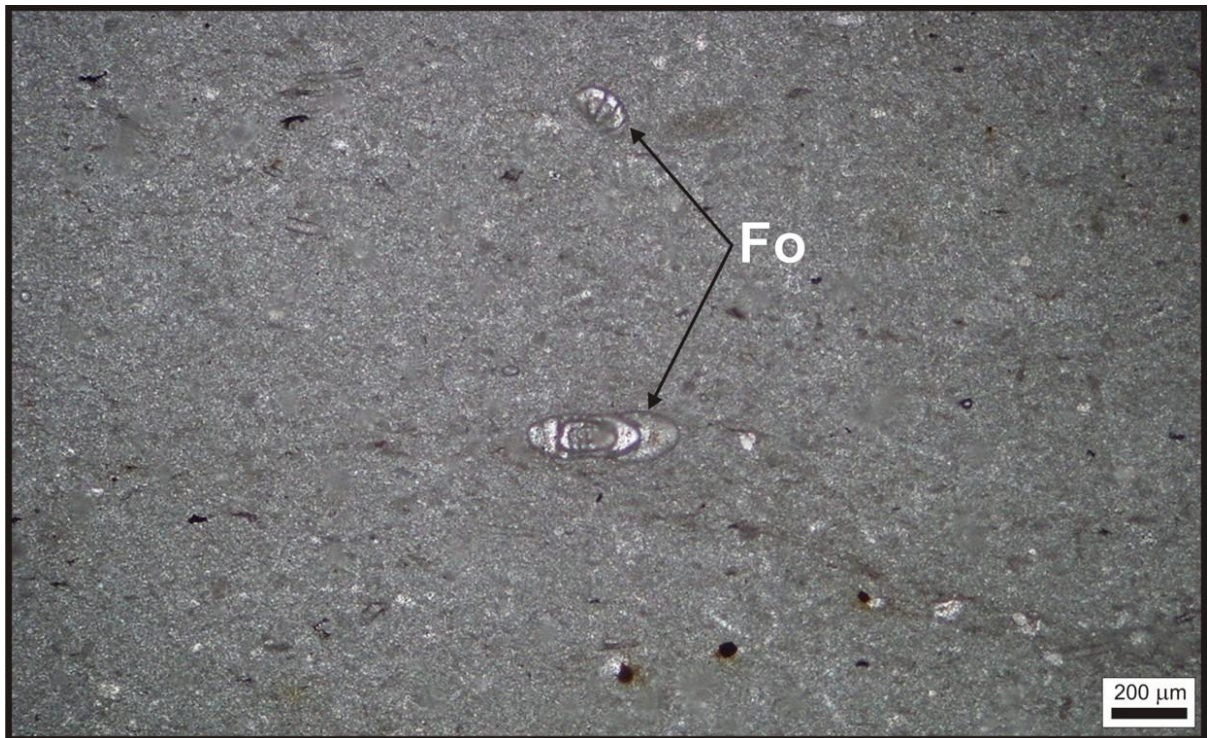


Figura 45. *Mudstone* calcífero com rara presença de foraminíferos (Fo) do tipo *miliolídeo*. Nicóis cruzados (NX).

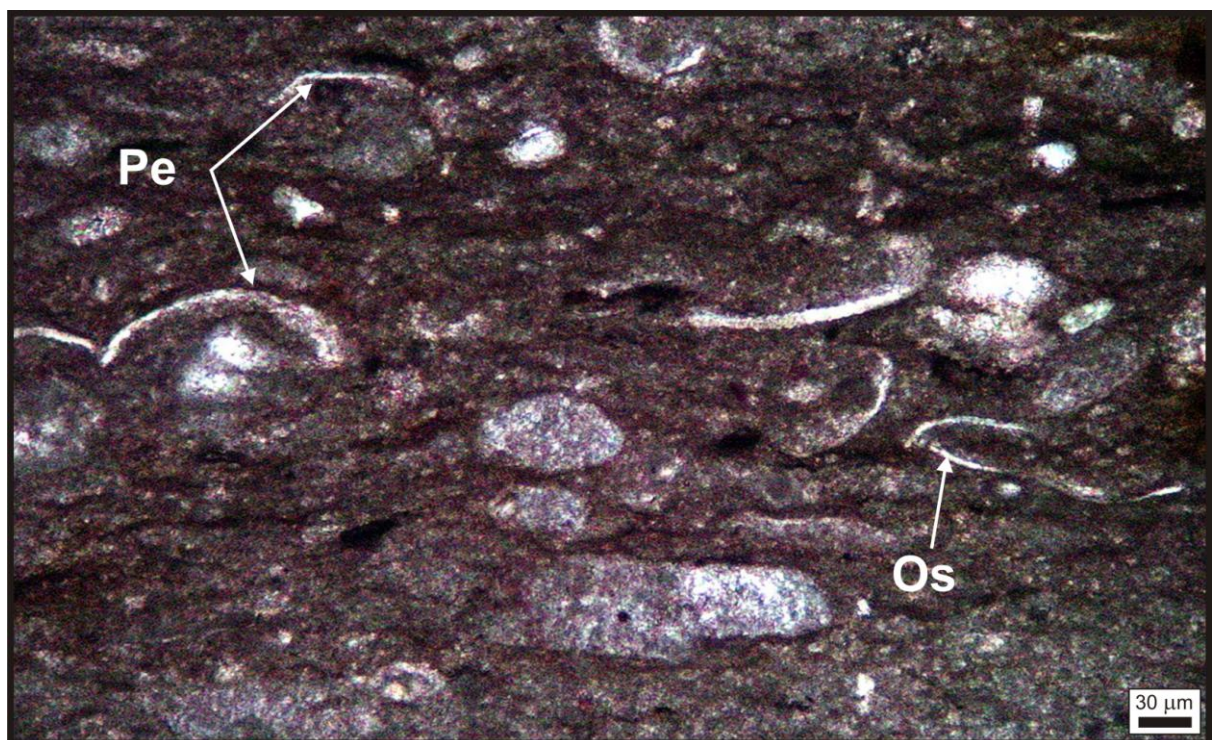


Figura 46. *Mudstone* com conchas de pelecípodas (Pe) e ostracodes (Os). Nicóis cruzados (NX).



### 3.2.1.18. *Mudstone* calcífero bioclástico com grãos terrígenos (Mbt)

A microfácies Mbt é caracterizada pela ocorrência de até 95% de matriz micrítica, grãos de quartzo de tamanho silte grosso (até 50  $\mu\text{m}$ ) e restos de braquiópodes, equinodermas, briozoários e ostracodes com porcentagem inferior a 2% (Figuras 47, 48 e 49). O micrito apresenta indícios de neomorfismo e localmente a calcita espática em forma de mosaicos preenche fraturas (Figura 50). A ocorrência de microesparito com filmes de dissolução (*dissolution seams*) em determinados horizontes forma planos com pseudolaminações, ou fábrica fitada, muitas vezes sendo a principal estrutura da microfácies (Figura 51).

O *mudstone* Mbt corresponde à microfácies padrão 9 de Wilson (1975) sendo depositado na zona Z do modelo de Irwin (1965) sob condições lagunares de baixa energia.

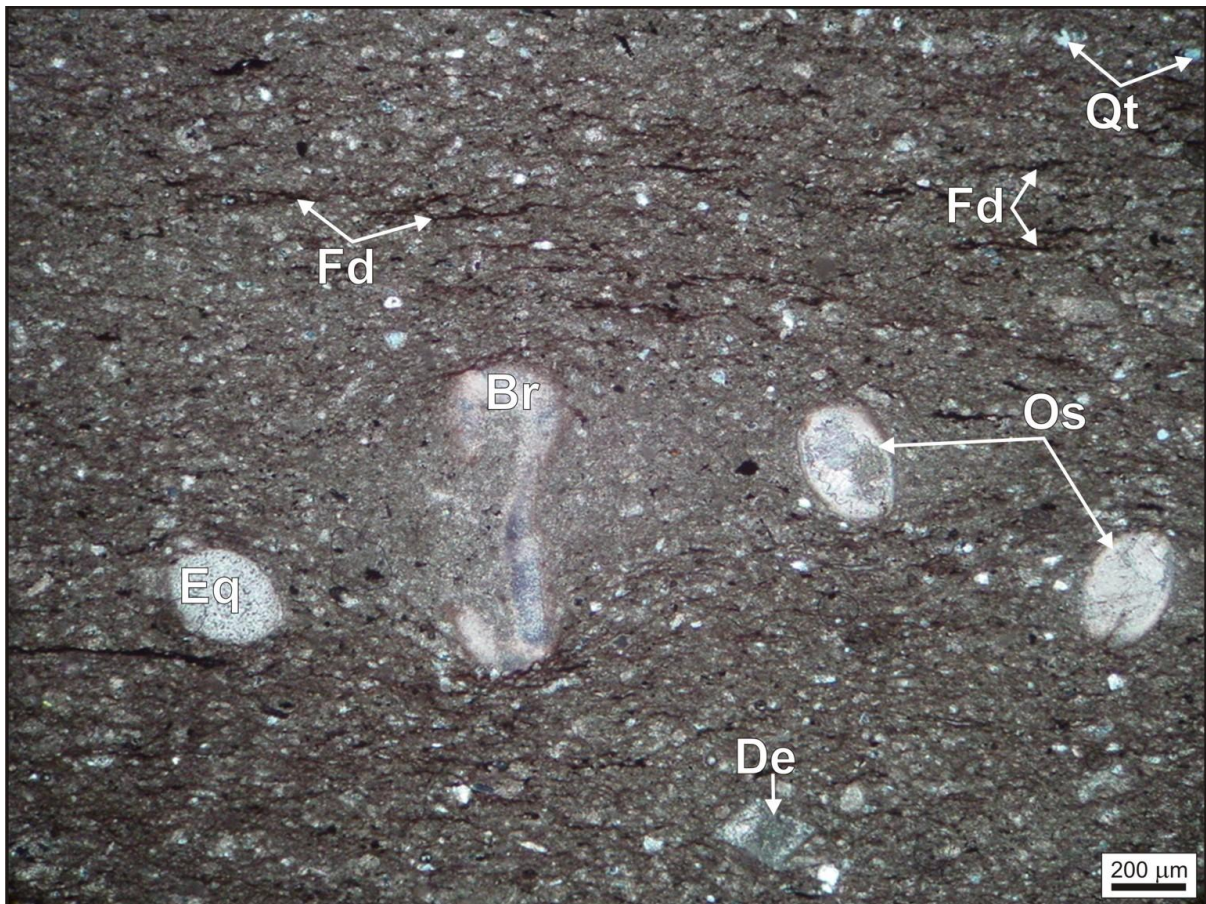


Figura 47. *Mudstone* com quartzo terrígeno (Qt) e bioclastos de braquiópode (Br), ostracodes (Os) e equinoderma (Eq). Observa-se frequência dos planos de dissolução (*dissolution seams*). Cristal romboédrico com núcleo calcítico interpretado como uma dolomita calcitizada (De). Nicóis cruzados (NX).



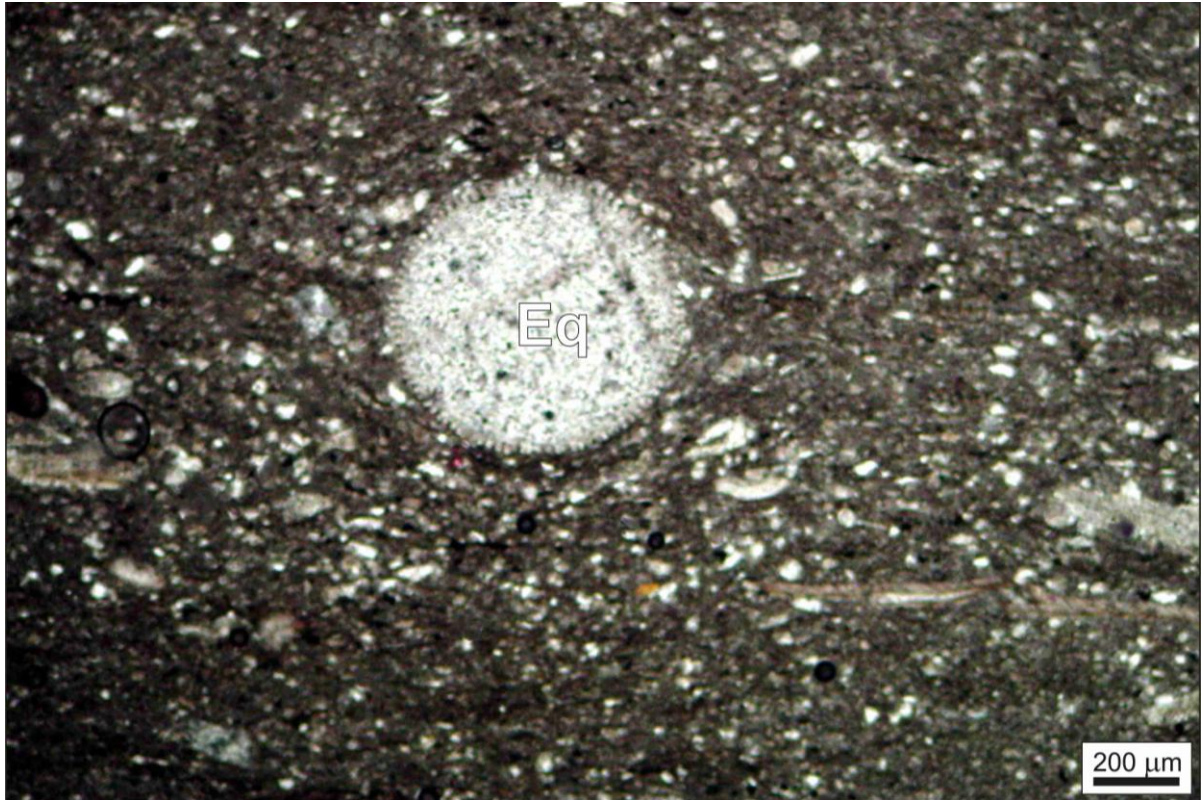


Figura 48. Detalhe de um fragmento de espinho de equinoderma (Eq) presente na microfácies Mbt (*mudstone* calcífero bioclástico com grãos terrígenos). Nicóis cruzados (NX).

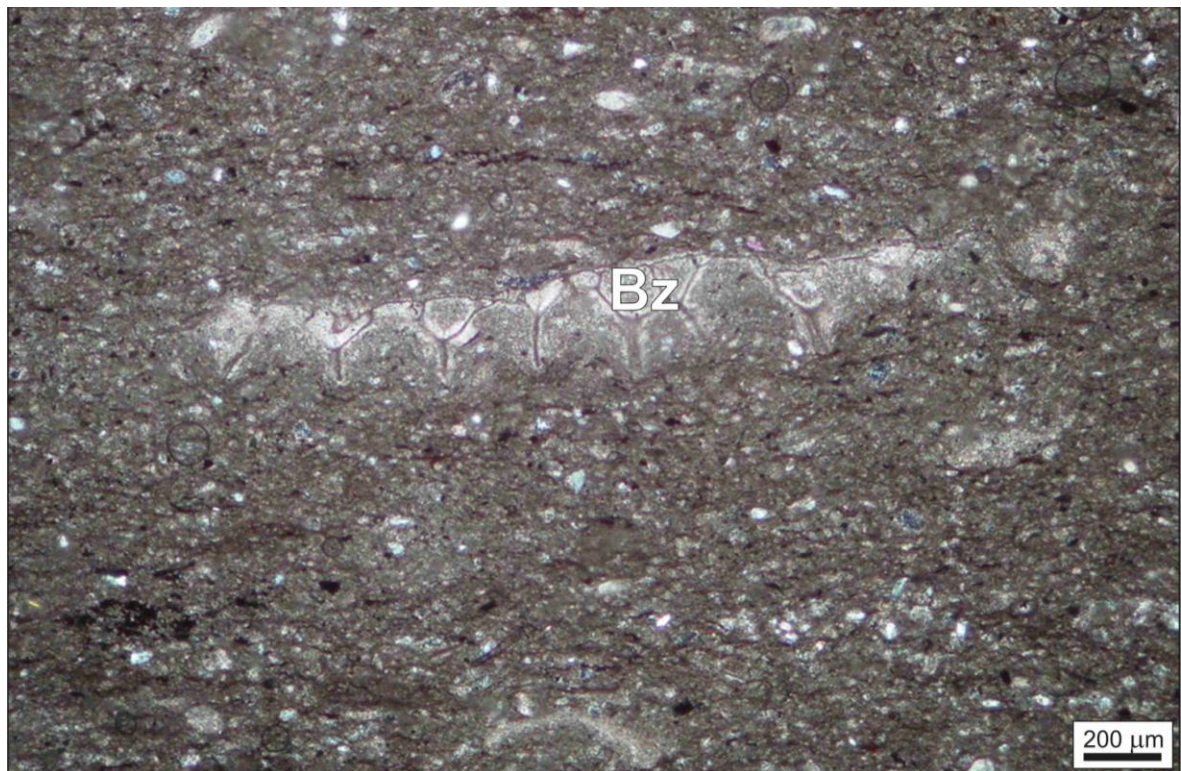


Figura 49. Fragmento de briozoário (Bz) presente na microfácies *mudstone* calcífero bioclástico com grãos terrígenos. Nicóis cruzados (NX).



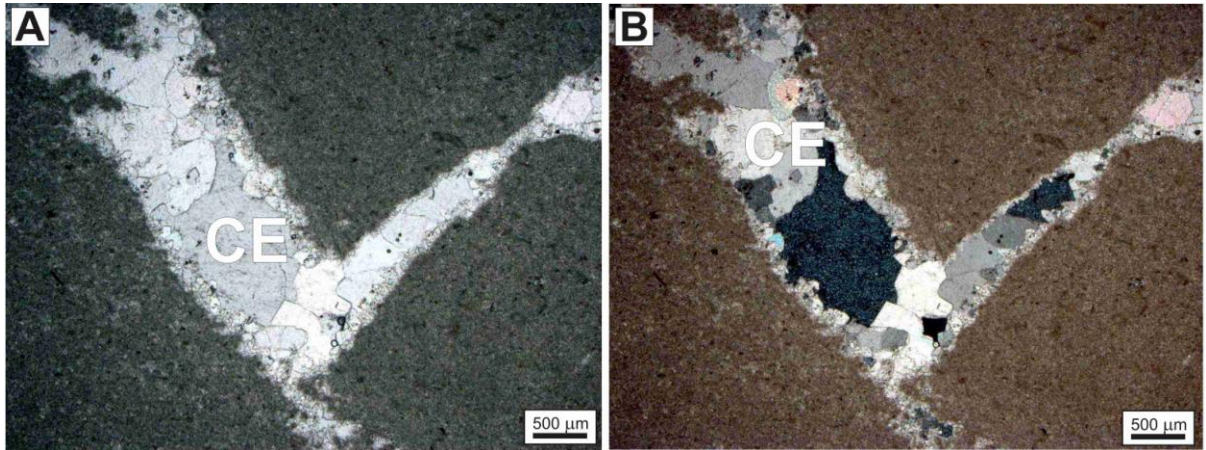


Figura 50. *Mudstone* calcífero com fraturas preenchidas por calcita espática (CE). Figura A com nicóis paralelos (N //) e figura B com nicóis cruzados (N X).

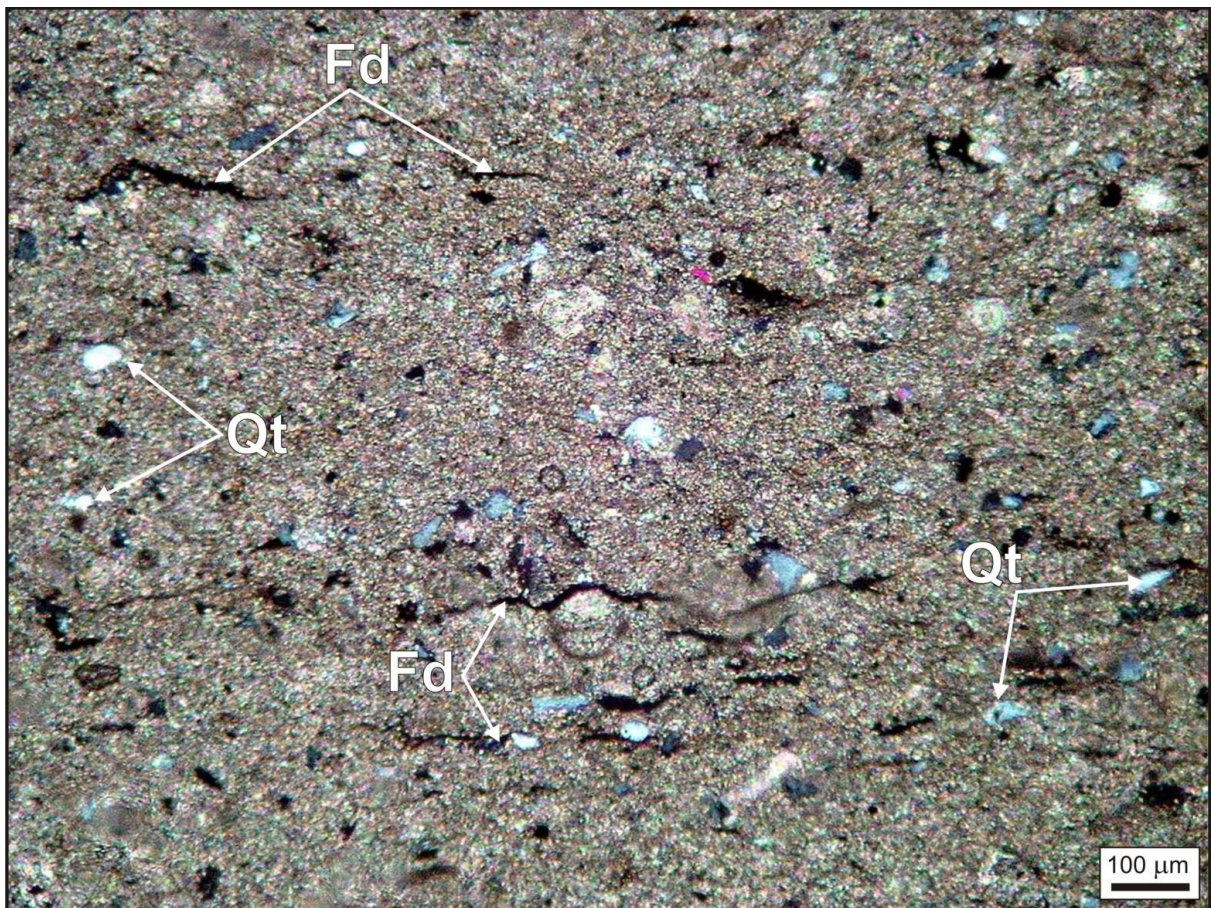


Figura 51. *Mudstone* calcífero com filmes de dissolução (*dissolution seams*) (Fd) e quartzo terrígeno (Qt). Nicóis cruzados (NX).



### 3.2.1.19. *Wackestone* bioclástico dolomítico (Wb)

Esta microfácies é composta de até 87% de matriz microesparítica enquanto bioclastos representam os demais constituintes. O conteúdo fossilífero é representado por bioclastos de foraminíferos, gastrópodos, pelecípodos, briozoários, braquiópodes e ostracodes (Figuras 52 e 53).

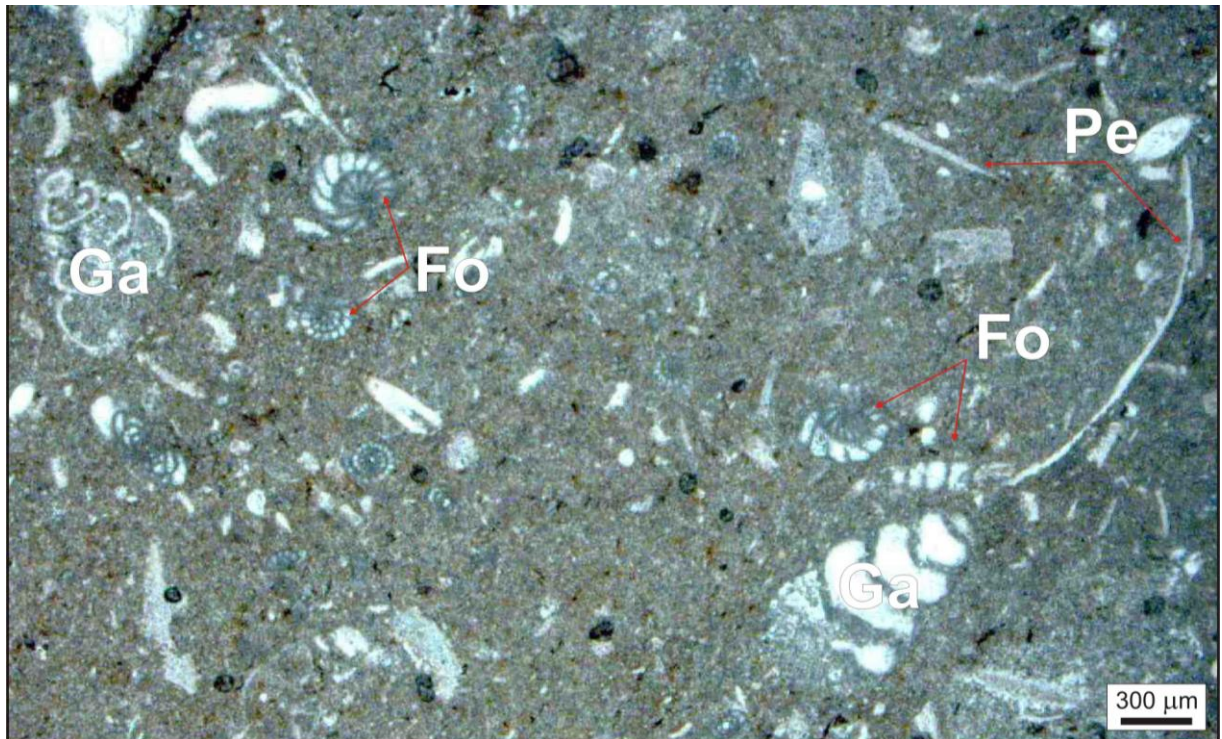


Figura 52. *Wackestone* bioclástico constituído por bioclastos de foraminíferos (Fo) e gastrópodes (Ga), juntamente com fragmentos de pelecípodos (Pe) envoltos em matriz microesparítica. Nicóis paralelos (N//).

Os foraminíferos constituem os grupos fósseis mais abundantes e de acordo com as características morfológicas, como a estrutura interna, são pertencentes ao gênero *C. f. Parafusulina* encontrado no Pensilvaniano e Permiano (Scholle 1978). A maioria dos fósseis mostra-se substituída por sílica e preenchida por calcita espática, principalmente os ostracodes. Cristais de dolomita fina substituem parcialmente a matriz micrítica.

O *wackestone* Wb enquadra-se na microfácies padrão 9 de Wilson (1975), sendo depositado em ambiente lagunar na zona Z de Irwin (1965).



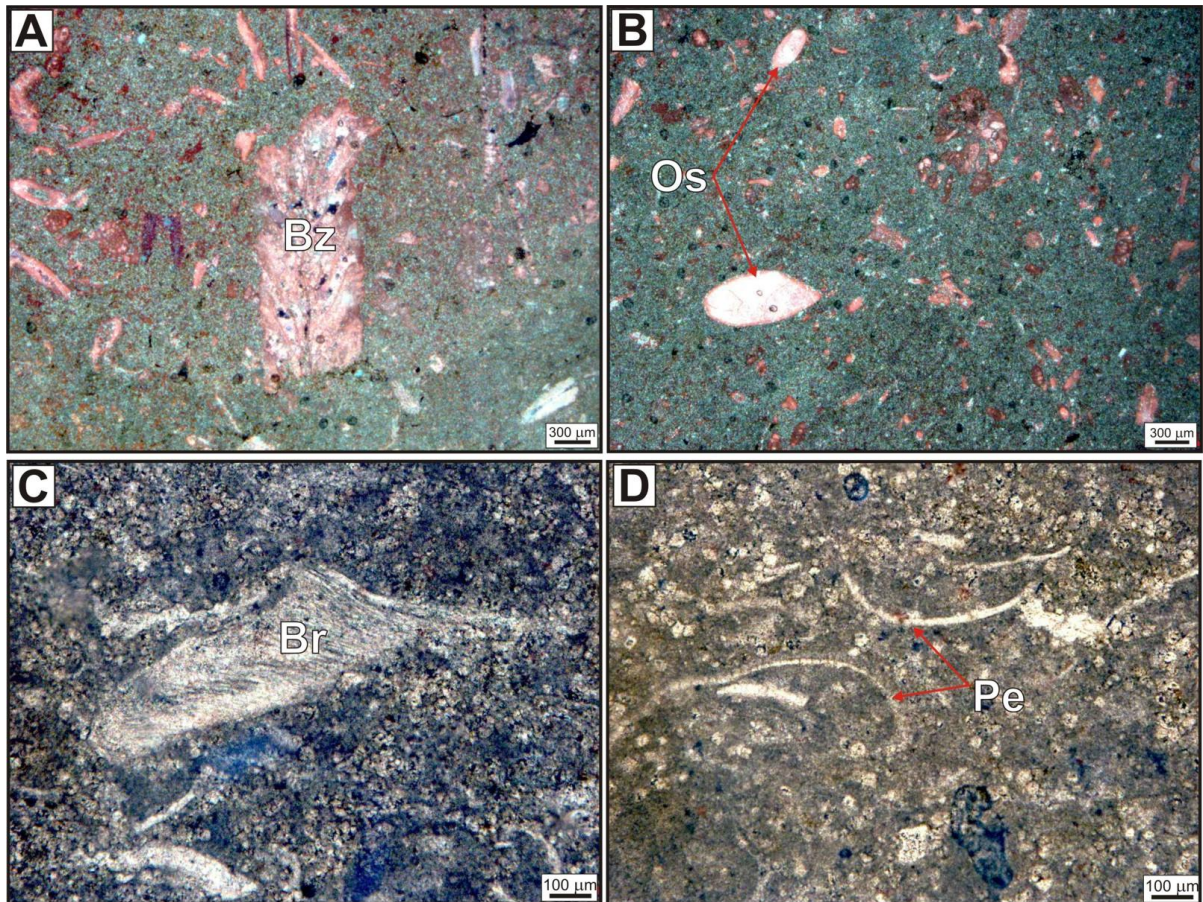


Figura 53. A) *Wackestone* bioclástico composto de bioclastos de briozoário (Bz); (B) ostracodes (Os); (C) braquiópode (Br) e; (D) fragmentos de pelecípodos (Pe). Cristais de dolomita fina ocorrem disseminados na matriz micrítica. Figuras A e B nicóis cruzados (N X) e figuras C e D nicóis paralelos (N //).

#### 3.2.1.20. *Wackestone* bioclástico com grãos terrígenos (Wbt)

Grãos de quartzo terrígeno de tamanho silte grosso e raras muscovitas ocorrem associados a bioclastos de braquiópodes, ostracodes, foraminíferos, pelecípodes, equinodermas (crinoides), gastrópodes e briozoários dispersos em matriz micrítica a microesparítica (Figuras 54, 55, 56, 57 e 58). As carapaças dos bioclastos são frequentemente substituídas por sílica e calcita espática. Em alguns ostracodes ocorre preenchimento por micrito e por calcita espática, sendo esses elementos indicativos de base e topo (feição geopetal) (Figura 59). Anidrita e quartzo autigênico ocorrem esporadicamente.



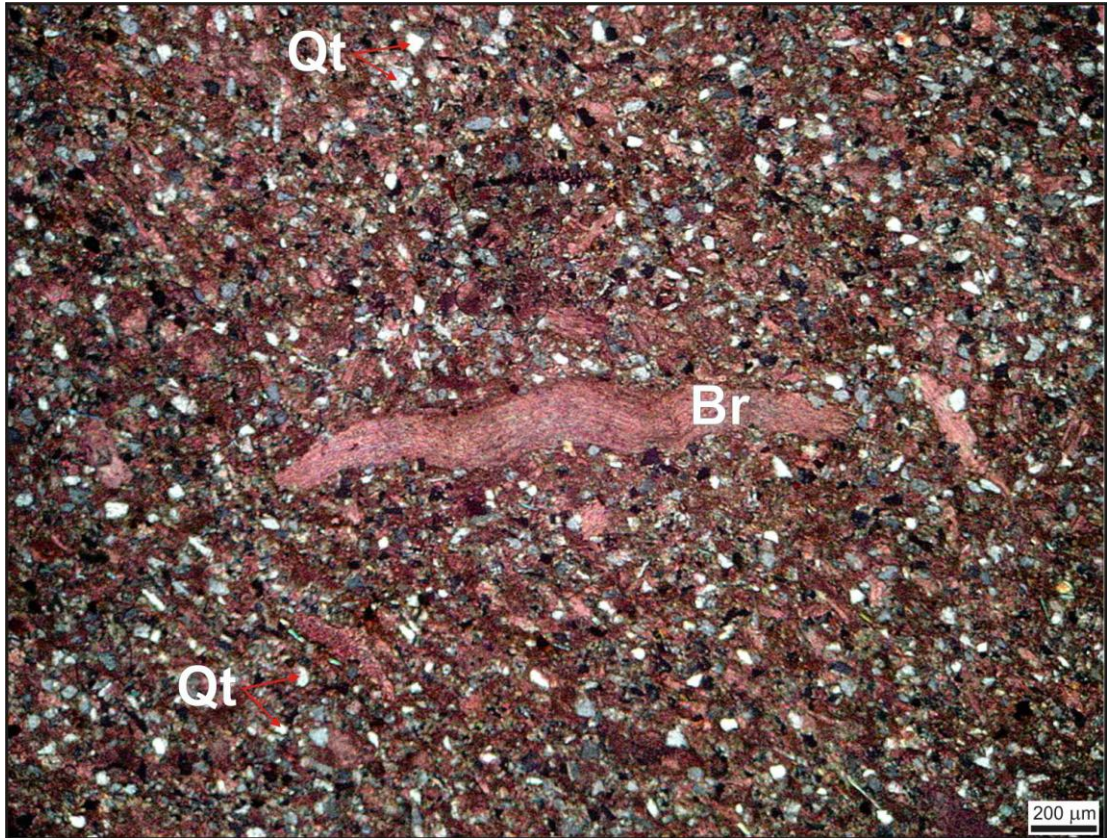


Figura 54. *Wackestone* bioclástico com grãos de quartzo terrígeno (Qt) e concha de braquiópode no centro (Br). Nicóis cruzados (NX).

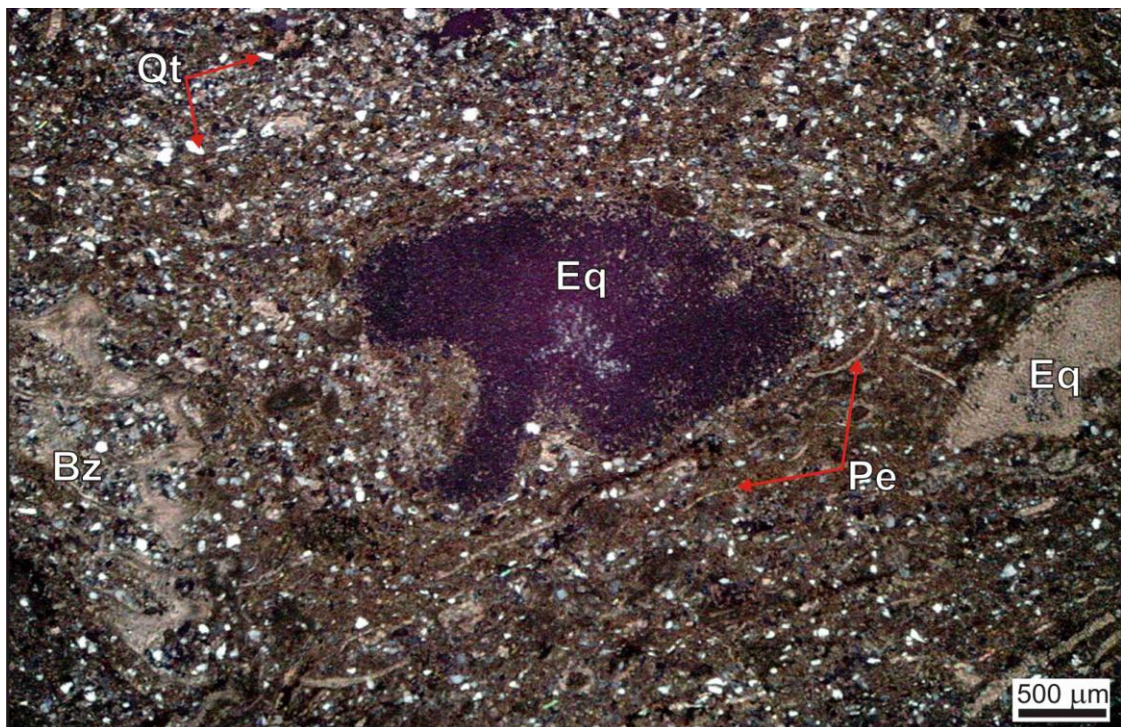


Figura 55. *Wackestone* bioclástico com grãos de quartzo terrígeno (Qt) como fósseis ocorrem equinodermas (Eq), pelecípodos (Pe) e briozoários (Bz). Nicóis cruzados (NX).



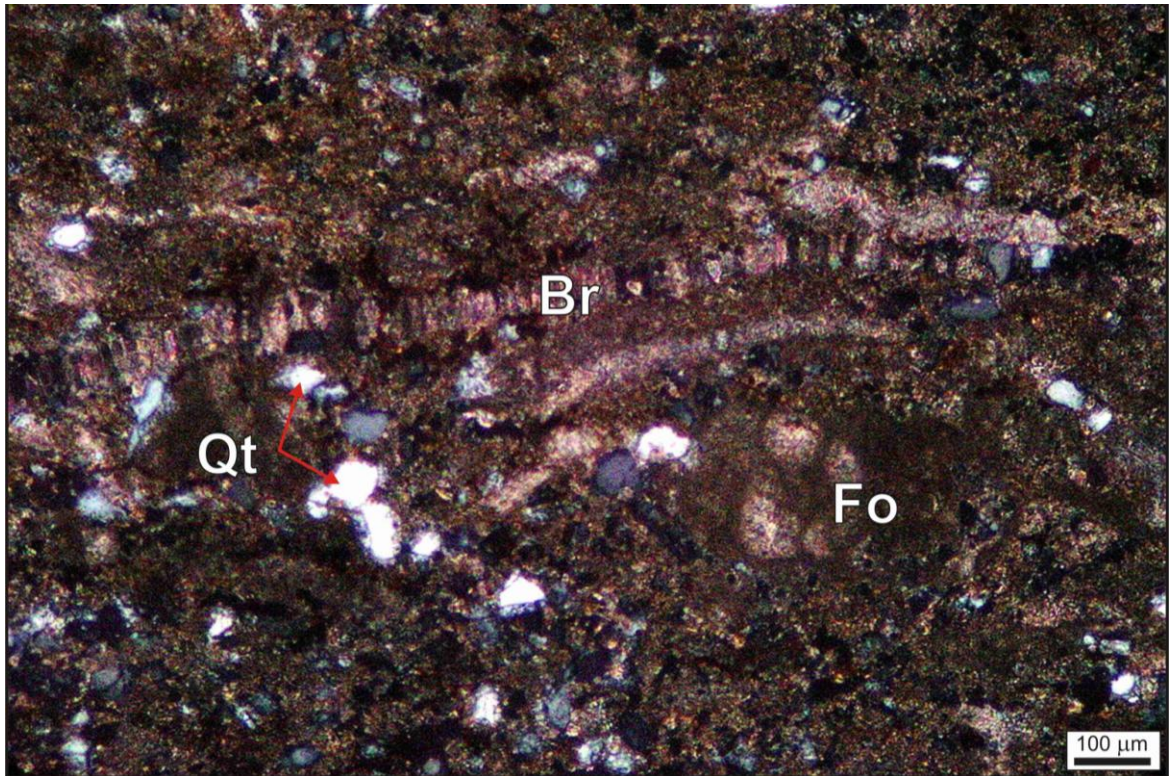


Figura 56. *Wackestone* bioclástico com grãos de quartzo terrígeno (Qt), a foto mostra foraminíferos (Fo) e braquiópodes (Br). Nicóis cruzados (NX).

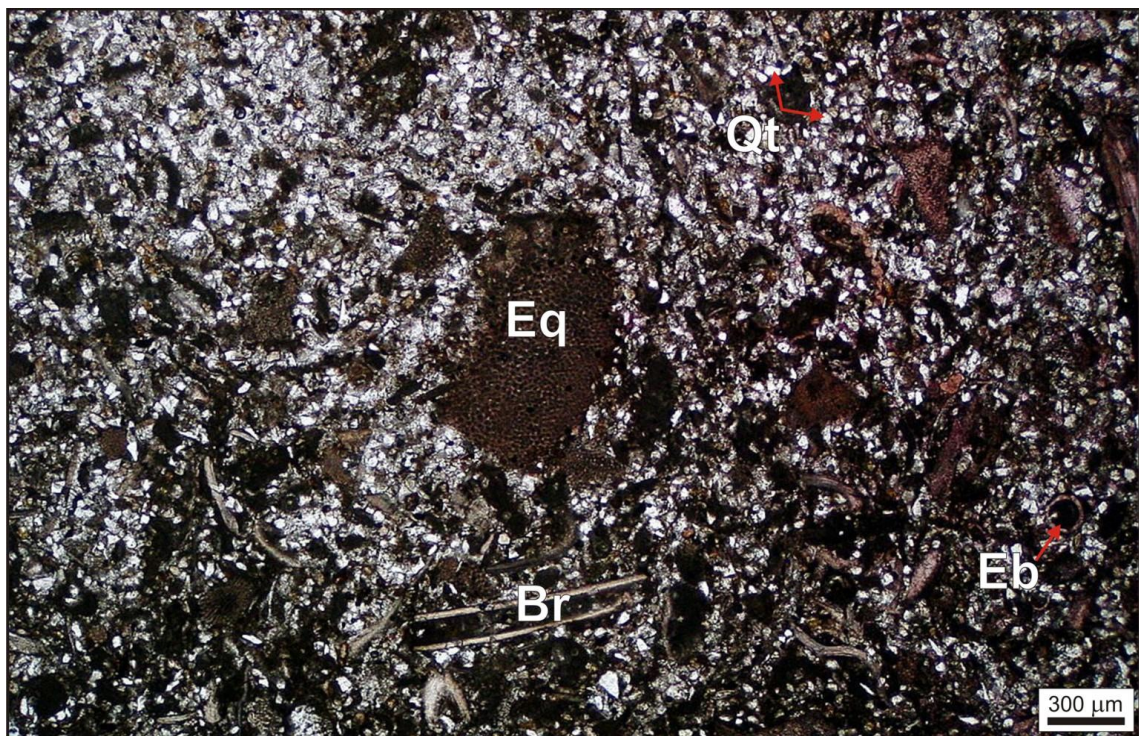


Figura 57. *Wackestone* bioclástico com grãos de quartzo (Qt), como fósseis ocorrem equinoderma (Eq), braquiópoda (Br) e espinho de braquiópoda (Eb). Nicóis paralelos (N//).



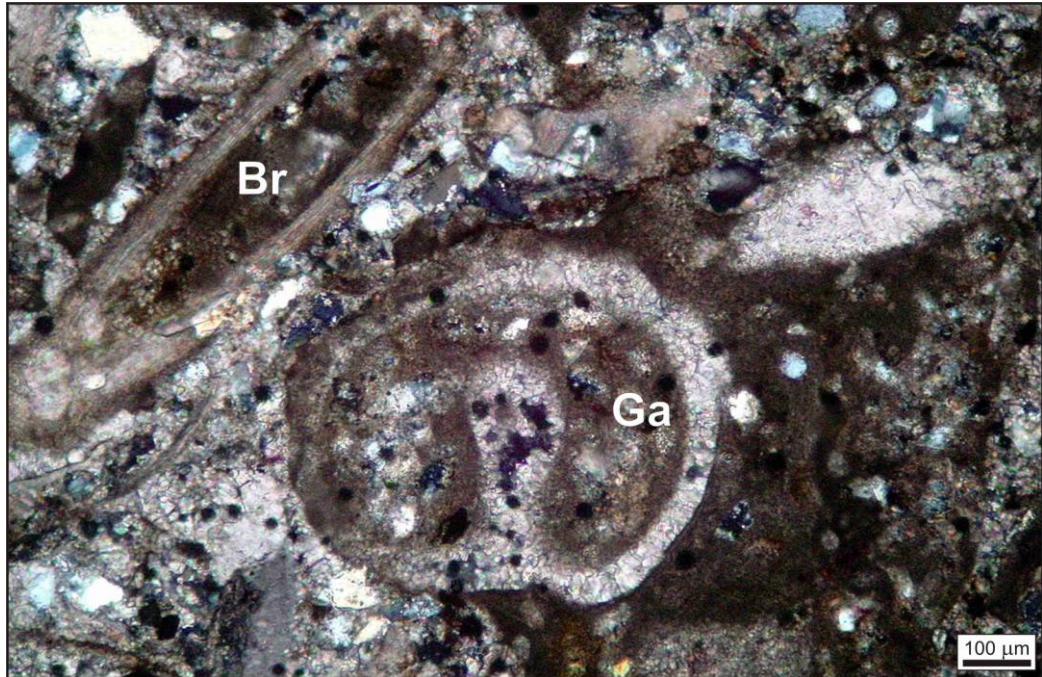


Figura 58. *Wackestone* bioclástico com grãos de quartzo, seção transversal de gastrópode (Ga) e seção longitudinal de espinho de braquiópode (Br) com grãos terrígenos de quartzo (Qt). Nicóis cruzados (NX).

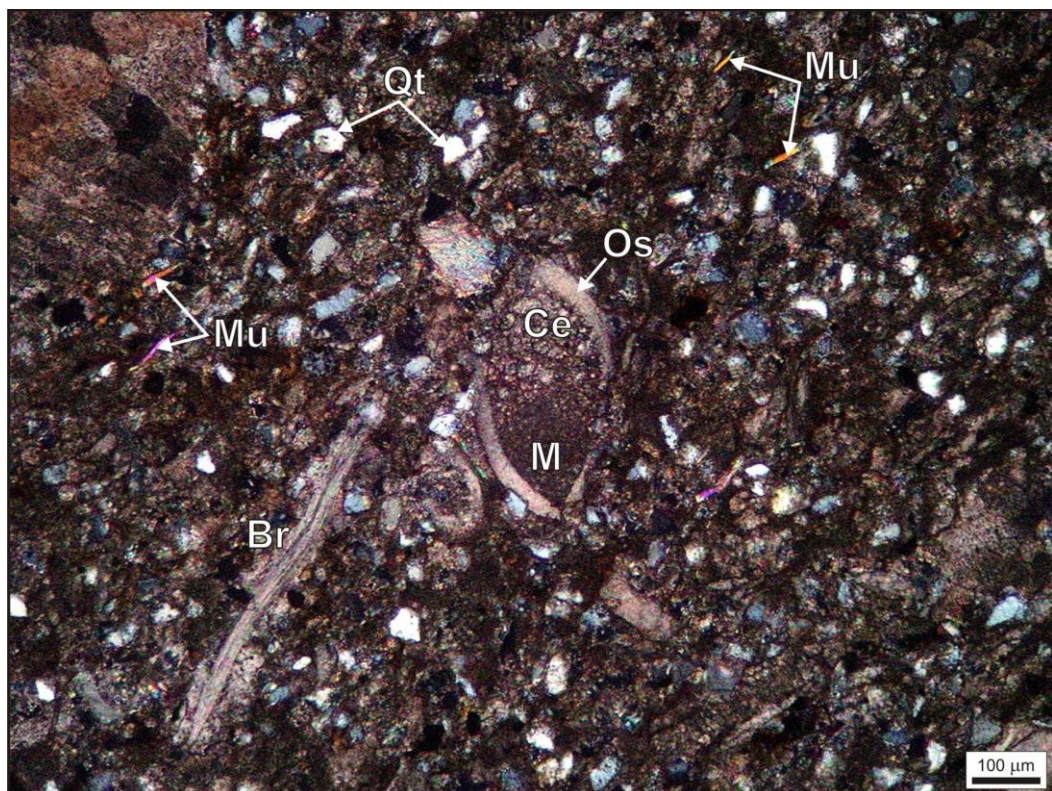


Figura 59. *Wackestone* bioclástico com grãos de quartzo terrígeno (Qt), muscovita (Mu), bioclastos de braquiópode (Br) e ostracode (Os). No interior do ostracode há preenchimento por micrito (M) e calcita espática (Ce) formando uma feição geopetal. Nicóis cruzados (NX).



O *wackestone* Wbt corresponde à microfácies padrão 9 de Wilson (1975), sendo depositado sob condições de energia moderada em ambiente lagunar de circulação aberta (shelf lagoon, open circulation). Os grãos de quartzo indicam transporte eólico do continente.

### 3.2.1.21. *Packstone* bioclástico (Pb)

A microfácies Pb apresenta fragmentos de fósseis e romboedros preenchidos com calcita espática (dolomita calcitizada) dispersos em matriz micrítica a microesparítica. Os bioclastos compõem cerca de 40% dos constituintes e são representados por braquiópodes, briozoários, equinodermas, trilobitas, algas vermelhas e foraminíferos (Figura 60). Observa-se a ocorrência de estilólitos e substituição das carapaças dos fósseis por sílica e, principalmente, por calcita espática.

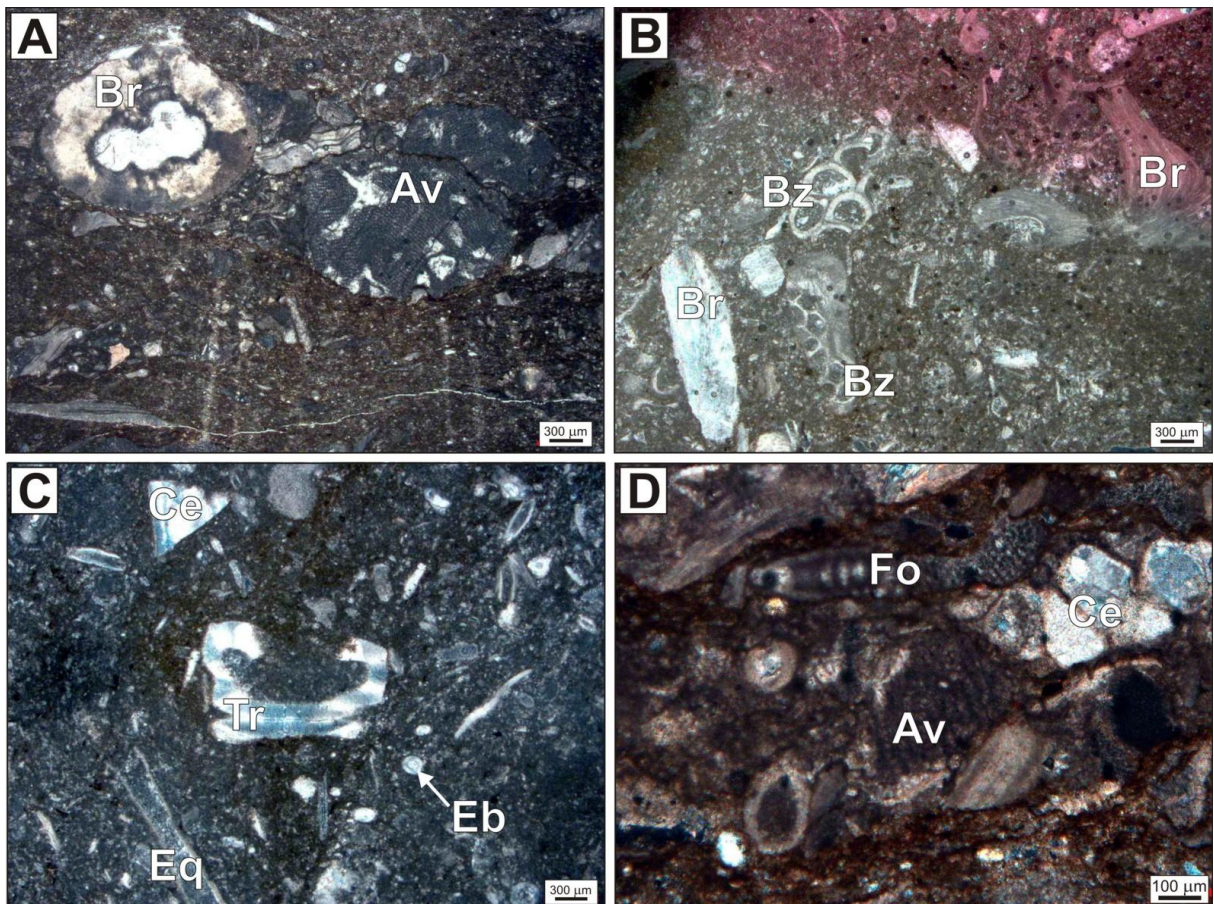


Figura 60. A) *Packstone* com bioclastos de braquiópode (Br) e alga vermelha (Av); B) briozoários (Bz) e braquiópodes (Br); C) trilobita (Tr), espinho de equinoderma (Eq), espinho de braquiópode (Eb) e calcita espática (Ce) e; (D) foraminífero (Fo), alga vermelha (Av) e calcita espática (Ce). Nicóis cruzados (NX).



Esta microfácies equivale ao tipo 10 de Wilson (1975), sendo depositada na zona “Z” (lagunar) de Irwin (1965). Os bioclastos indicam ambiente de energia elevada, mas foram depositados em águas calmas.

#### 3.2.1.22. *Grainstone* bioclástico (Gb)

Esta microfácies é caracterizada por conter fragmentos fósseis cimentados por calcita espática. Os constituintes fósseis são representados por fragmentos de braquiópodes, briozoários, equinodermas e foraminíferos (Figuras 61 e 62). A calcita preenche como cimento o interior de alguns espinhos de braquiópode (Figura 61), e ocorre também substituindo as carapaças de alguns fósseis.

*Grainstones* bioclásticos correspondem a microfácies padrão 11 de Wilson (1975) ou depósitos da zona “Y” de Irwin (1965), sendo formados pela migração de barras bioclásticas em águas rasas e agitadas sem sedimentação de lama carbonática como matriz.

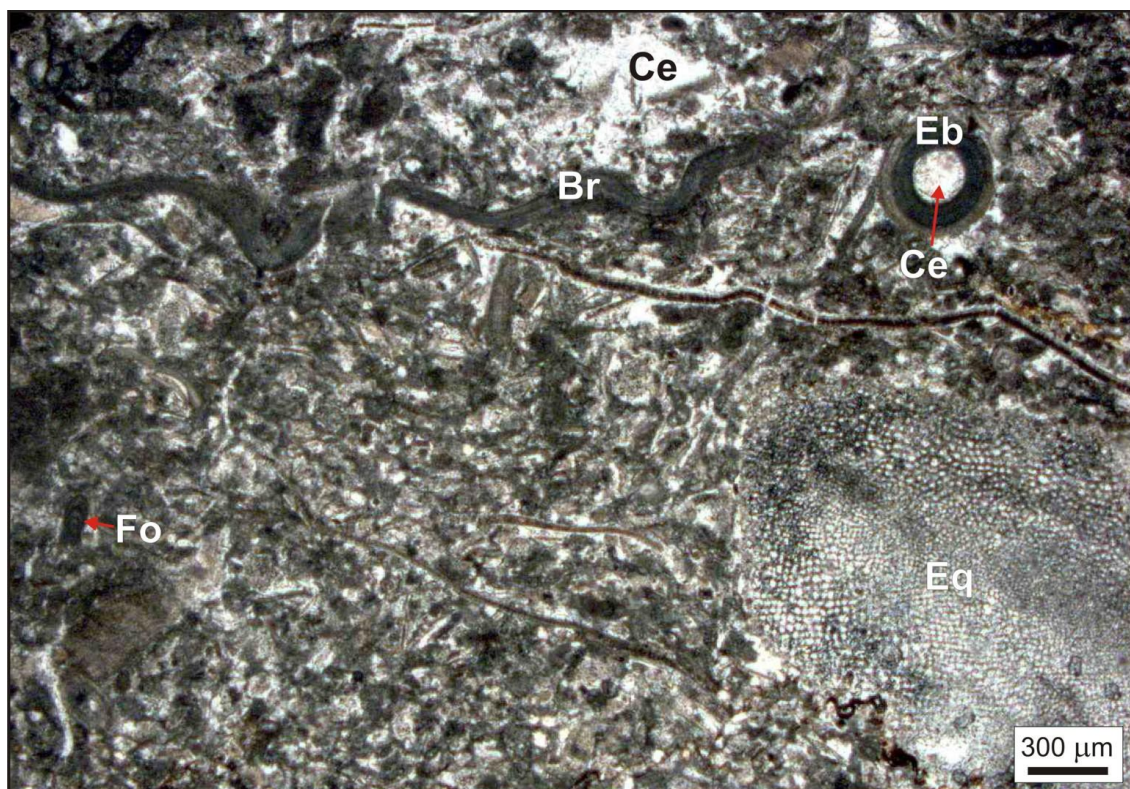


Figura 61. *Grainstone* com bioclastos de braquiópode (Br), equinoderma (Eq) e foraminífero (Fo). Calcita espática (Ce) ocorre como preenchimento em espinhos de braquiópode (Eb). Nicóis cruzados (NX).

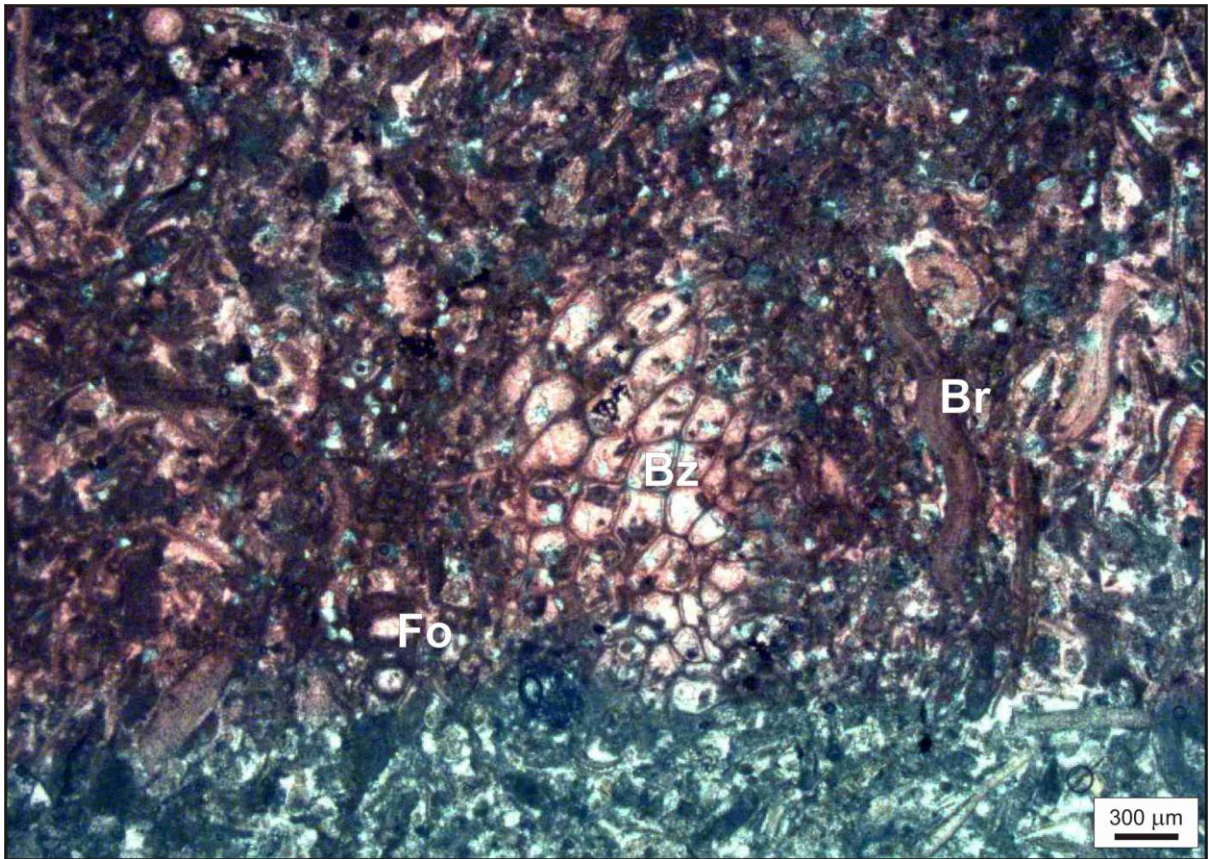


Figura 62. *Grainstone* composto de bioclastos de briozoário (Br), braquiópode (Br) e foraminífero (Fo). Nicóis cruzados (NX).

#### 3.2.1.23. *Grainstone* bioclástico oolítico (Gbo)

Os constituintes desta fácies são representados por ooides, peloides e bioclastos de equinodermas, braquiópodes, moluscos e foraminíferos bem como intraclastos (Figura 63). Observa-se ainda a ocorrência de intraclastos de anidrita, quartzo autigênico e minerais opacos (possivelmente pirita). Os bioclastos representam em média 35% do total dos constituintes. Os ooides compõem cerca de 20% dos componentes desta microfácies e apresentam até 600  $\mu\text{m}$  de diâmetro, exibem estrutura interna radial ou concêntrica formada a partir de um núcleo composto por fósseis e grãos de quartzo. Por sua vez, os peloides representam no máximo 5% dos constituintes, com forma e tamanho variado e são oriundos de bioclastos micritizados (Figura 64). O micrito apresenta-se ainda na forma de “envelope” contornando grãos do arcabouço (Figura 65).



O cimento de calcita ocorre em forma de dois tipos: cimento em franja fibrosa (cimento “A”), perpendicular aos grãos, e cimento em mosaico de calcita espática (cimento “B”) que preenche o espaço intergranular restante (Figura 66).

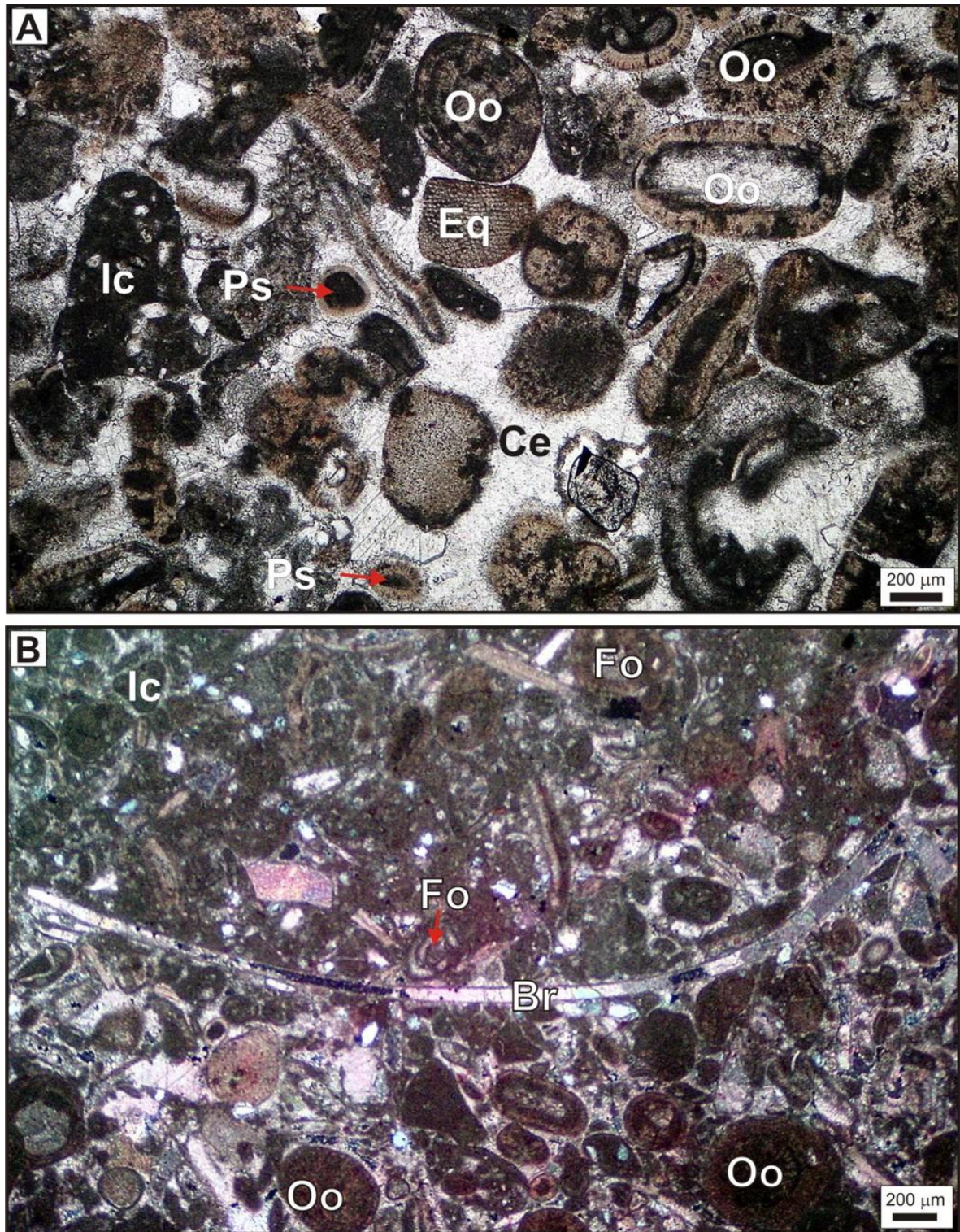


Figura 63. A) *Grainstone* com ooides (Oo), peloides (Ps), equinoderma e intraclastos (Ic) cimentados por calcita espática (Ce); B) fragmento de braquiópode (Br), foraminífero (Fo) e ooides (Oo). Figura A nicóis paralelos (N //) e figura B nicóis cruzados (N X).



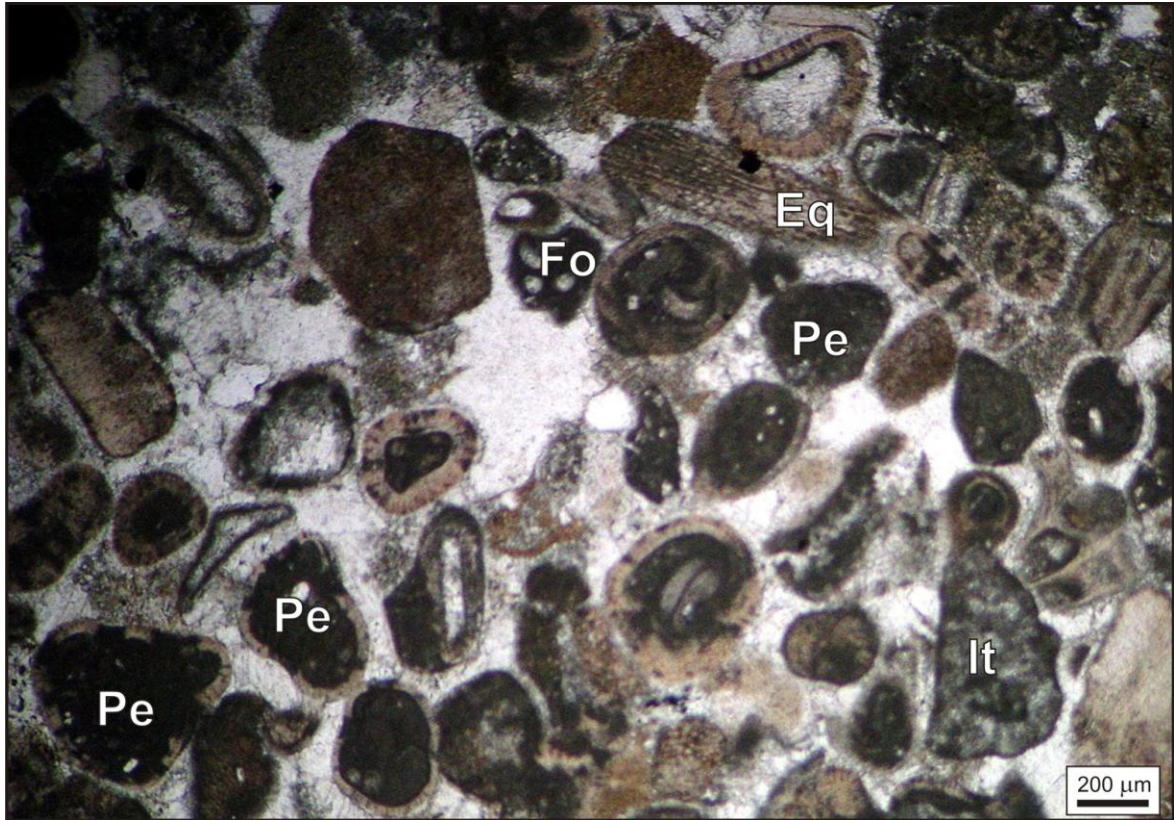


Figura 64. *Grainstone* com peloides (Pe), intraclastos (It), foraminíferos (Fo) e equinodermas (Eq). Nicóis cruzados (NX).



Figura 65. *Grainstone* com bioclastos indiferenciados e foraminíferos envolvidos por envelope micrítico (Em). Nicóis paralelos (N//).



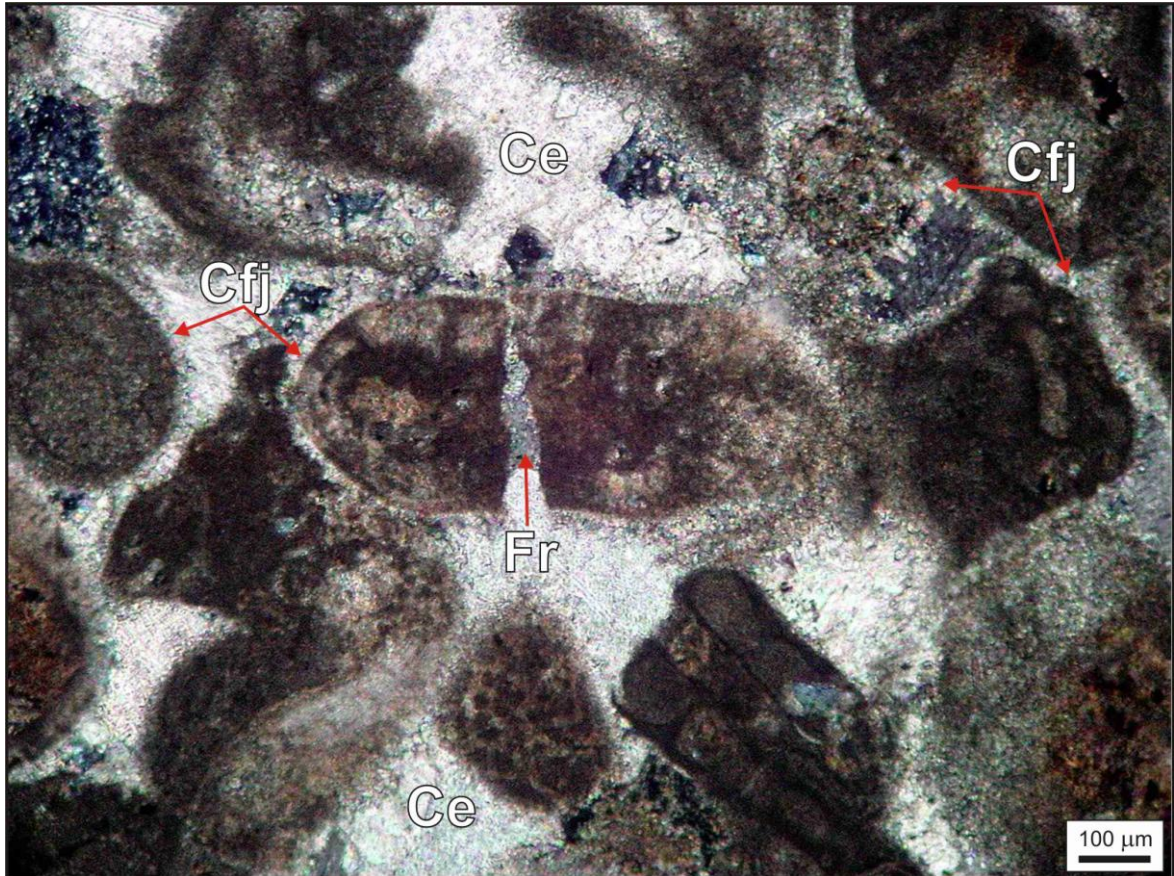


Figura 66. *Grainstone* com cimento em franja fibrosa (Cfj), envolvido por cimento de calcita em mosaico (Ce). Fr = fratura. Nicóis cruzados (NX).

Este litotipo equivale a microfácies padrão 11 de Wilson (1975) sendo depositado em área de ação constante de ondas na zona Y de Irwin (1965) formado pelo processo de migração de barras em águas rasas e agitadas que impede a sedimentação de lama carbonática.

#### 3.2.1.24. Dolomito fino (Dl)

Esta microfácies corresponde aos dolomitos com até 3 m de espessura, caracterizados por laminações convolutas, icnofósseis do tipo *Thalassinoides* e níveis bioturbados preenchidos por sílica (Figura 67). Seu conteúdo fossilífero é representado por gastrópodes, braquiópodes e cefalópodes (Figura 68).

O dolomito fino apresenta textura xenotópica com cristais de até 20 μm de tamanho (Figura 69). A dolomita substitui ooides, peloides e bioclastos como equinodermas e



foraminíferos planctônicos do gênero *Globigineroides* (Figura 70). Em alguns dolomitos nota-se a presença de estilólitos e mosaicos de calcita espática preenchendo parcialmente os poros (Figura 71).

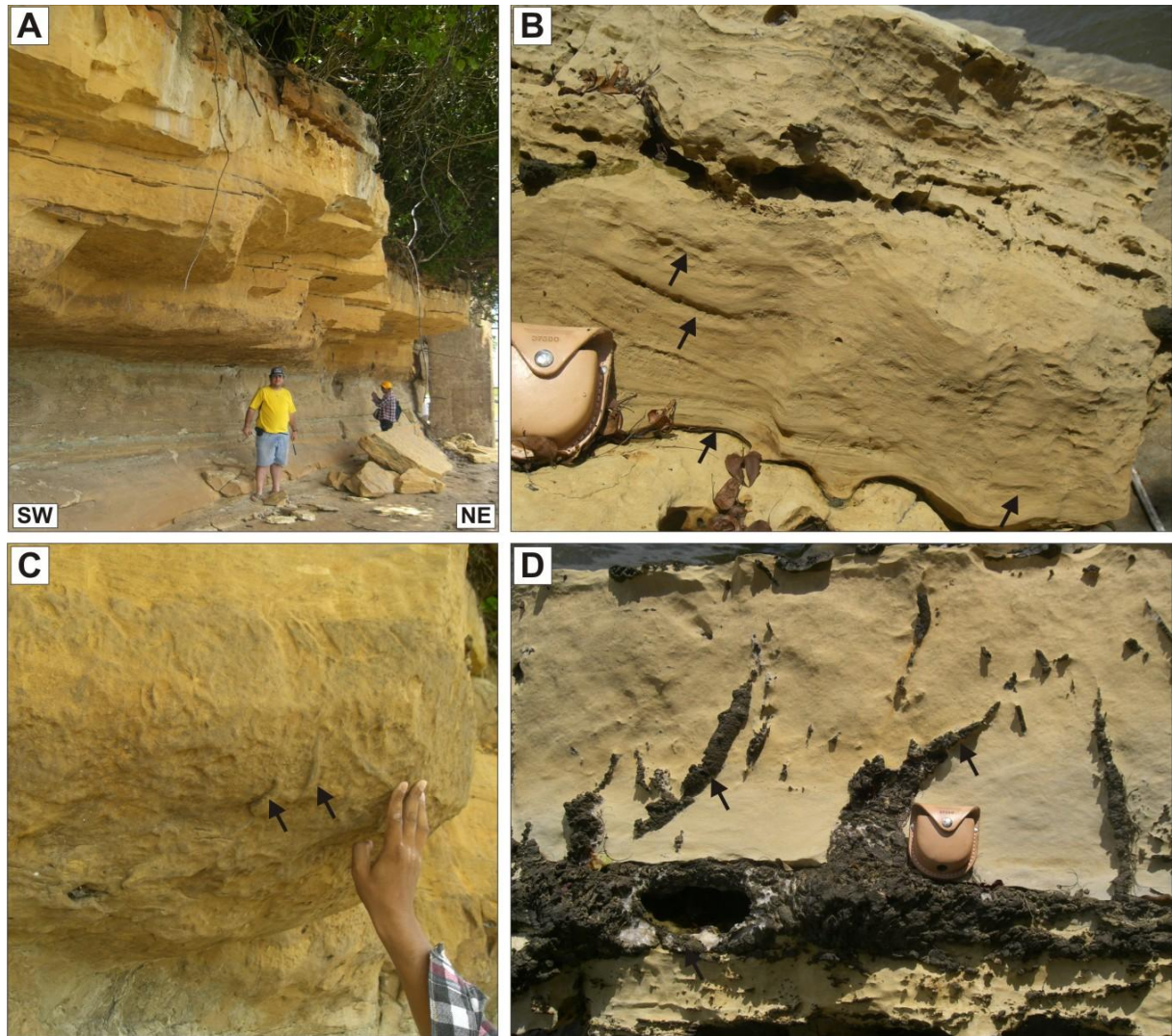


Figura 67. A) Visão geral do dolomito fino; B) laminações convolutas (setas); C) icnofósseis tipo *Thalassinoides* e; D) níveis bioturbados preenchidos por sílica.



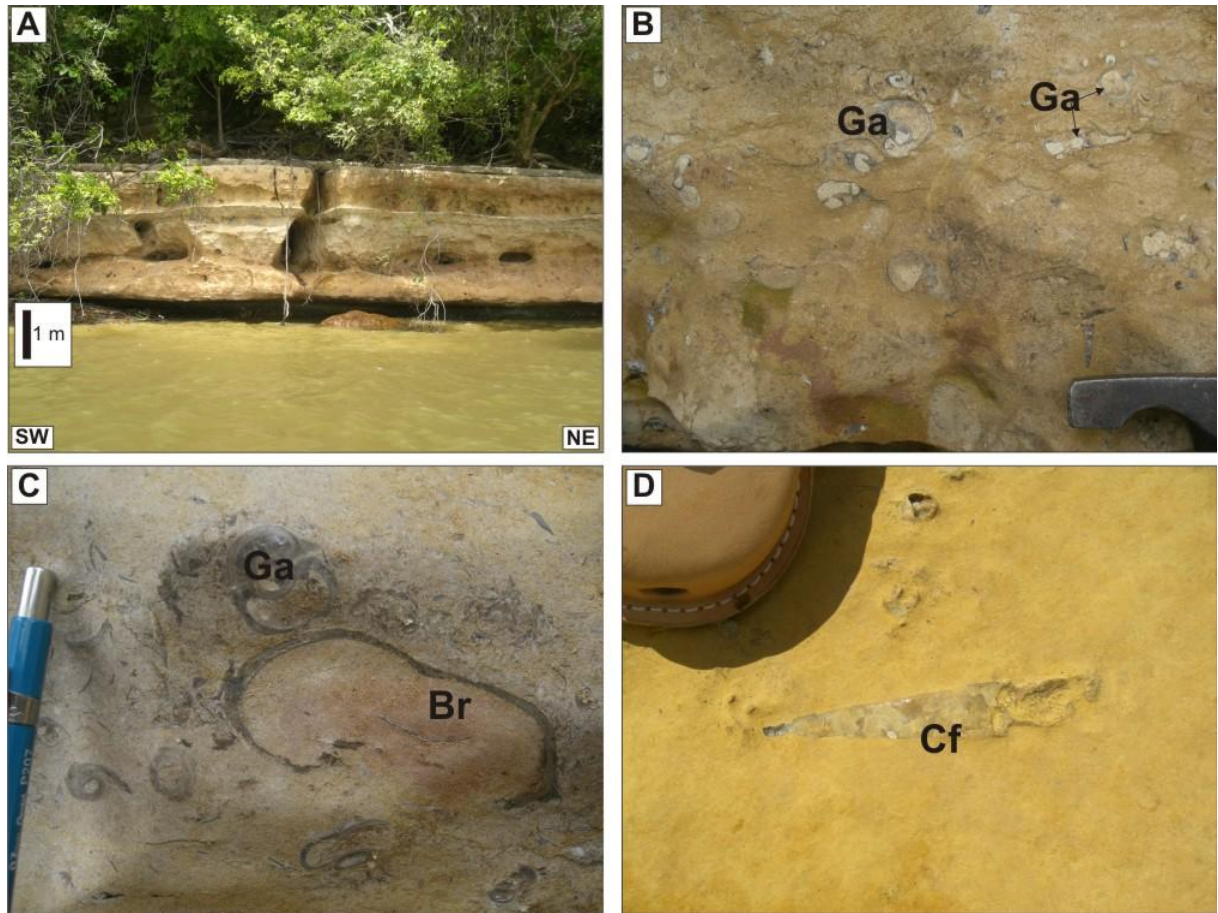


Figura 68. A) Dolomito fino às margens do rio Tapajós; B) fósseis de gastrópodes; C) gastrópodes e braquiópodes e; D) cefalópode.

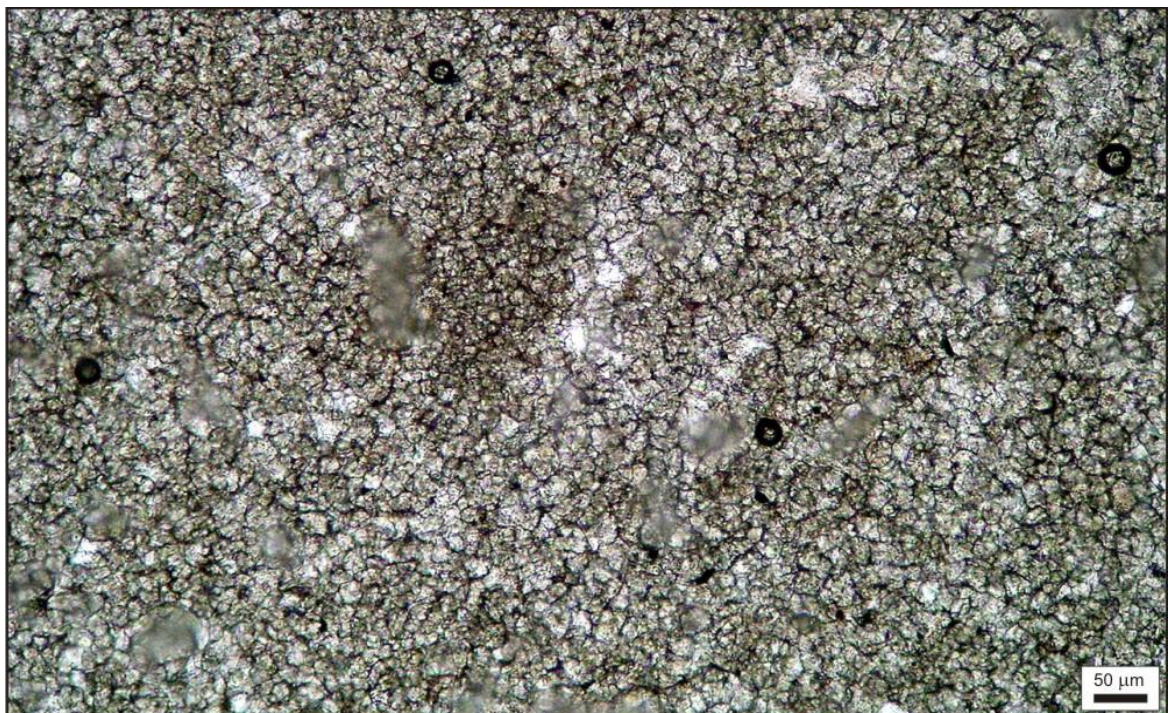


Figura 69. Cristais de dolomita fina com textura xenotópica. Nicóis paralelos (N //).



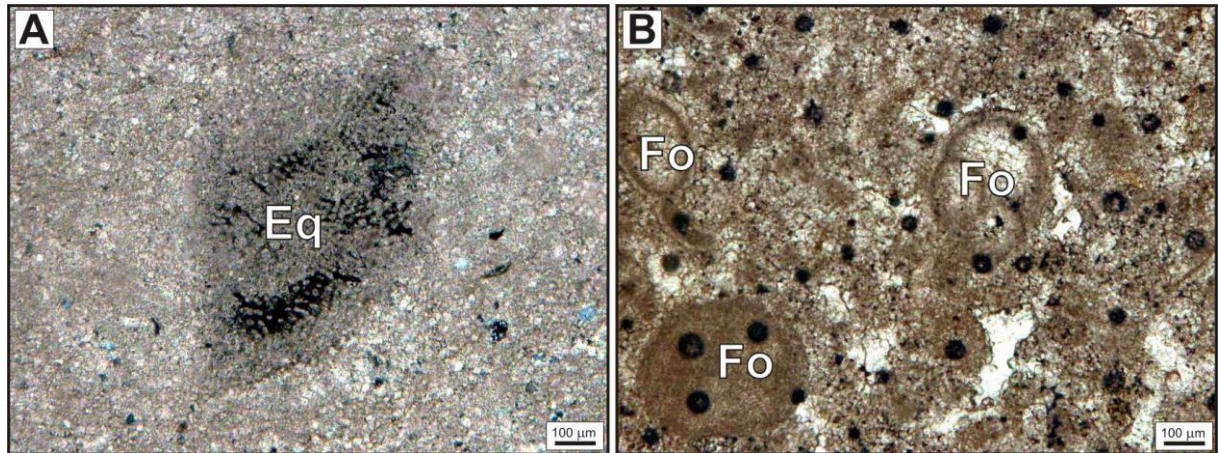


Figura 70. A) Dolomito fino com fragmento de equinoderma (Eq) e; (B) foraminíferos (Fo), alguns quase que totalmente substituídos (*ghosts*). Nicóis paralelos (N //).

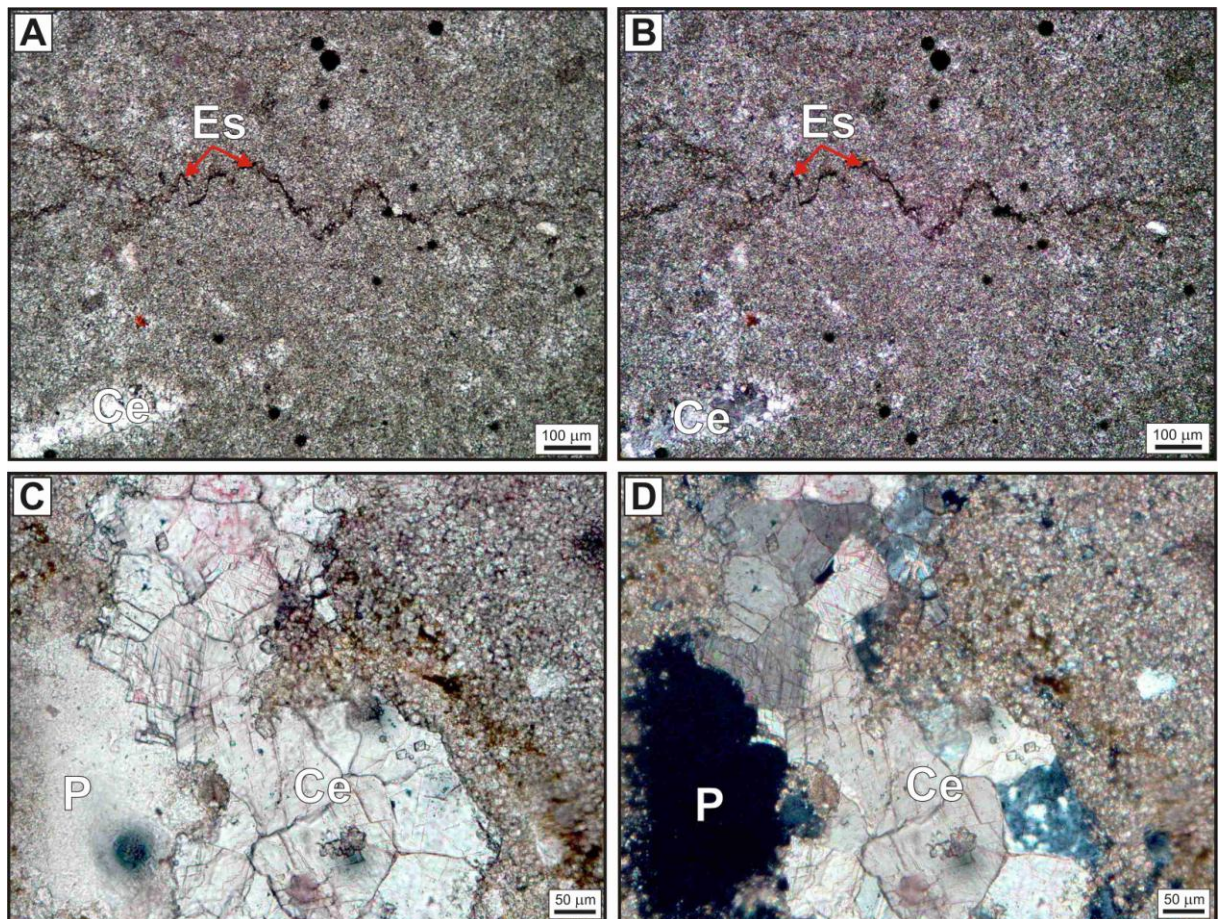


Figura 71. Dolomito fino com estilólito (Es) e calcita espática (Ce) preenchendo poros. Detalhe de mosaico de calcita espática (Ce) preenchendo parcialmente o poro (P). Figuras A e C nicóis paralelos (N //) e figuras B e D nicóis cruzados (N X).



Esta microfácies enquadra-se no tipo 9 de Wilson (1975), sendo depositada sob condições de energia moderada em ambiente lagunar de circulação aberta (shelf lagoon, open circulation) na zona Z de Irwin (1965). Posteriormente houve dolomitização.

#### 3.2.1.25. Dolomito fino poroso (Dp)

A ocorrência desta microfácies restringe-se à alguns níveis na mina Calminas (figura 1, ponto 6), sendo caracterizada pela ausência de fósseis e de grãos terrígenos. Destaca-se a considerável quantidade de poros do tipo *vug* e móldicos, chegando a alcançar em algumas lâminas 10% dos constituintes da rocha, o que sugere a dissolução de calcita e/ou minerais evaporíticos (Figuras 72 e 73).

Em alguns pontos desta microfácies, observa-se a presença de calcita espática dispersa em matriz dolomicroítica. Cristais de calcita espática também são observados na forma de romboedros envolvidos por cristais de dolomita (Figura 74).



Figura 72. Dolomito fino com poros do tipo *vug* (setas) e móldico a partir de cristais de evaporitos (gipsita?).



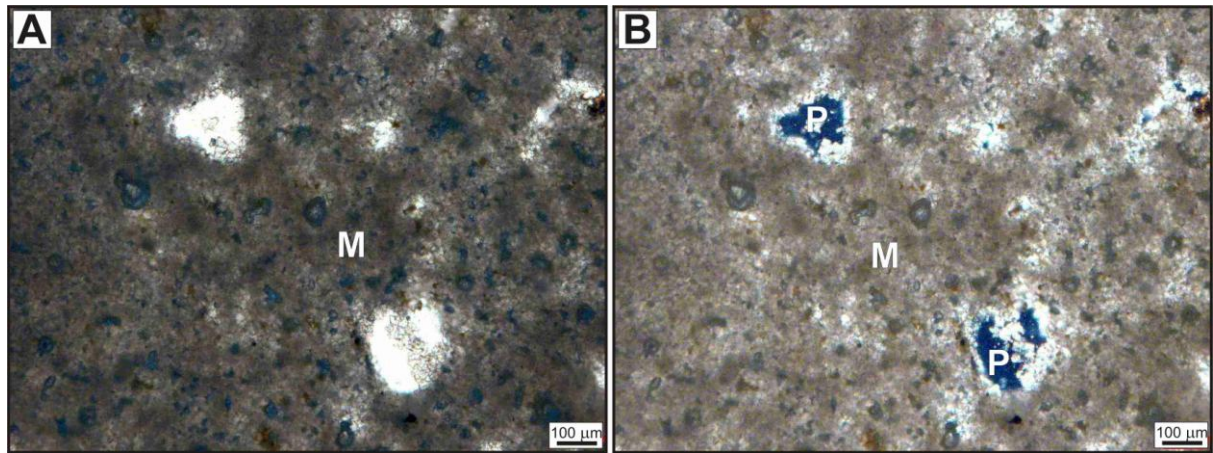


Figura 73. Dolomito fino com poros gerados pela dissolução de calcita espática e minerais evaporíticos (P). Figura A com nicóis paralelos (N //) e figura B com nicóis cruzados (N X).

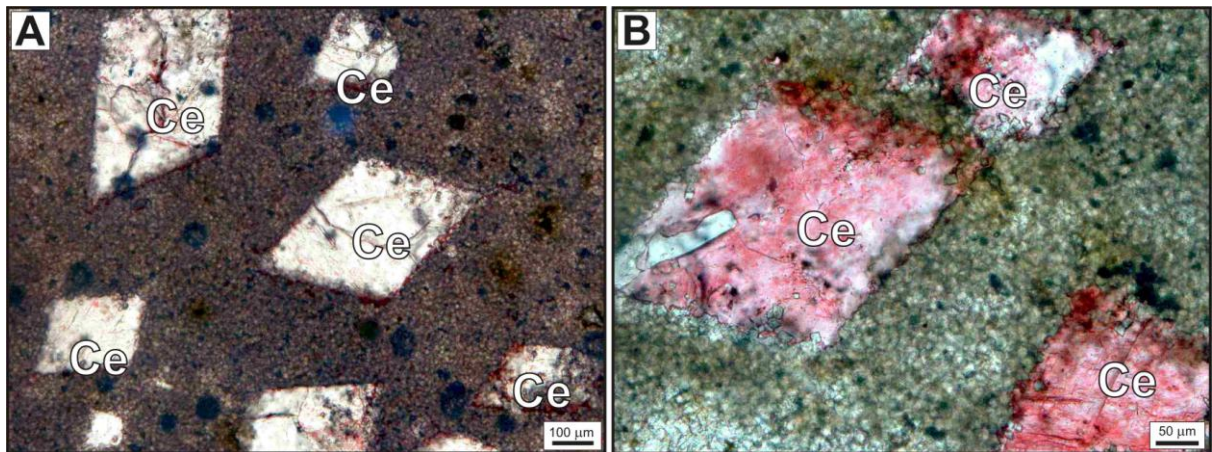


Figura 74. Dolomito fino com cristais romboédricos de calcita espática (Ce) (A e B) interpretada como dolomita calcitizada.

Esta microfácies assemelha-se ao tipo 23 de Wilson (1975), sendo depositada em ambiente lagunar hipersalino e dolomitizada precocemente. A presença de porosidade abundante sugere dissolução de minerais evaporíticos.

### 3.3. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

As fácies sedimentares descritas na sucessão Neocarbonífera estudada foram agrupadas em cinco associações atribuídas a um sistema costeiro caracterizado por deserto úmido (campos de dunas/interdunas e lençóis arenosos/*wadi*) que passa para ambientes de laguna/*washover*, praia/planície de maré, laguna e delta de maré (Tabela 2). Em geral, as fácies estão organizadas em ciclos de raseamento ascendente (*shallowing upward*) compondo uma sucessão retrogradante (Figura 8).

Tabela 2. Resumo das associações de fácies reconhecidas nas formações Monte Alegre e Itaituba.

| Formação                | Associação de Fácies                                                       | Descrição                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | Interpretação               | Composição Predominante |
|-------------------------|----------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------|-------------------------|
| Monte Alegre            | <b>1</b><br>(Amp, Alt, Am)                                                 | Arenitos com estratificação cruzada de médio porte associados a arenitos com laminação cavalgante transladante subcrítica e arenitos maciços. Presença de marcas de aderência e superfície de deflação sobre arenitos com marcas de raízes.                                                                                 | Campo de Dunas / Interdunas | SILICICLÁSTICO          |
|                         | <b>2</b><br>(App, Atc, Alt)                                                | Arenitos com laminação plano paralela associados com arenitos com laminação cavalgante transladante subcrítica, arenitos com estratificação cruzada tangencial e recumbente e acamamento convoluto.                                                                                                                         | Lençóis de Areia / Wadi     |                         |
|                         | <b>3</b><br>(Am, Pl, Alb, Mbt, Wbt)                                        | Intercalações de pelito laminado e arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica. Presença de icnitos de habitação e alimentação do tipo <i>Palaeophycus</i> . Carbonatos bioclásticos com grãos terrígenos.                                                                                                          | Laguna / Washover           |                         |
| Monte Alegre / Itaituba | <b>4</b><br>(Adb, Acs, Cagc, At, Dl e Dp)                                  | Arenitos com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo com lentes de dolomito associados a arenitos com estratificação cruzada <i>swash</i> , pelito laminado com gretas de contração e arenitos com estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte com recobrimento pelítico. Dolomitos finos.               | Praia/Planície de maré      | CARBONÁTICO             |
| Itaituba                | <b>5</b><br>(As, Adb, Cl, Ci, Peb, Mb, Mbt, Wb, Wbt, Pb, Gb, Gbo, Dl e Dp) | Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal de médio porte e arenito com laminação cruzada cavalgante associados a arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, pelitos laminados, <i>mudstones</i> , <i>wackestones</i> , <i>packstones</i> e <i>grainstones</i> , dolomitos finos. Porosidade tipo <i>vug</i> . | Laguna / Delta de maré      |                         |

### 3.3.1. Associação de Fácies 1 (AF 1): Campo de Dunas/Interdunas

Esta associação de fácies representa arenitos com estratificação cruzada de médio porte (Amp), relacionados com processos de queda e fluxo de grãos, arenitos com laminação cavalgante transladante subcrítica (Alt) e arenitos maciços (Am), com alguns níveis exibindo marcas de adesão (*adhesion warts*) e superfície de deflação no topo de arenitos com marcas de raízes. Os arenitos são marcados pela presença de estratos com gradação inversa e limitados por superfícies hierárquicas de 2ª (superfícies de superposição) e 3ª ordens (superfícies de reativação). Todas estas características juntamente com a ausência de grãos de granulometria grossa sugerem a existência de uma região de campo de dunas e interdunas parcialmente vegetada (Wilson 1972; Hunter 1977; Brookfield 1977; Kocurek 1981; Kocurek & Fielder 1982; Hummel & Kocurek 1984; Kocurek & Havholm 1993; Kocurek & Lancaster 1999; Mountney 2006).

Condições climáticas úmidas foram favoráveis para a formação de marcas de aderência e estruturas tubiformes interpretadas como marcas de raízes. As marcas de aderência tipo verrugas indicam a presença de superfícies úmidas como poças d'água ou umidade que favorecia coesão parcial aos grãos, cujos grumos ou aglomerados eram envoltos por areia seca. As marcas de raízes sugerem implantação de vegetação sobre dunas e interdunas e confirmam um clima mais ameno durante a deposição da AF1. Essas evidências indicam que o sistema desértico era úmido uma vez que a existência dos elementos citados depende diretamente da presença de água no sistema deposicional (Kocurek & Havholm 1993). Associações de fácies nitidamente transicionais (AF3, 4 e 5) sugere uma proximidade da zona litorânea.

### 3.3.2. Associação de Fácies 2 (AF 2): Lençóis de Areia/Wadi

Nesta associação de fácies ocorrem arenitos com laminação plano-paralela (App), arenitos com estratificação cruzada tangencial e recumbente (Atc) de granulometria média a grossa os quais são atribuídos a alternância de sedimentação em ambiente eólico em área relativamente extensa e plana e sedimentação esporádica em ambiente subaquoso (Ahlbrandt & Fryberger 1982; Mountney 2006). O processo de deflação predomina nessa parte do



deserto, onde dunas eólicas se formam com porte reduzido, sendo constantemente modificadas pelo leito plano.

A instalação de rios efêmeros de alta energia de ocorrência ocasional e abrupta, relacionada a chuvas no deserto, favorecem a formação de estratos cruzados tangenciais em areia de granulometria grossa. A permeabilidade não permitiria o desenvolvimento de lâmina d'água com grande profundidade como nos sistemas fluviais comuns. Esta condição adicionada à ocorrência esporádica dos rios de *wadi*, recorrentes devido às chuvas relâmpago (*flash flood*) produz *stress* cisalhante sobre os sedimentos inconsolidados, o que causa a deformação dos estratos e gera arenitos com laminação convoluta. A água confinada em determinadas camadas do solo pode gerar estratos deformados. A migração de dunas sobre estes sedimentos inconsolidados e saturados em água, o que gera deformação em consequência de ajustes plásticos associados a processos de liquefação, escorregamento e deslizamento (Collinson 1994).

### **3.3.3. Associação de Fácies 3 (AF 3): Laguna/Washover**

A associação de fácies 3 (AF3) é caracterizada por intercalação de extensos pacotes de pelitos laminados (Pl) e subordinadamente arenitos finos com laminação cruzada cavalgante (Alb) com a presença de icnitos de habitação e de alimentação do tipo *palaeophycus*. A existência em conjunto destas fácies, sugere a existência de ambientes de baixa energia confinados com influxo esporádico de areia compatível com o ambiente lagunar (Reineck & Singh 1980; Ekdale 1984; Fernandes *et al.* 2002). A presença de icnofósseis do tipo *Palaeophycus* é o resultado da escavação do substrato arenoso causada por organismos vermiformes predadores e/ou suspensívoros e corrobora a existência de ambiente lagunar. O icnofóssil *Palaeophycus* faz parte da icnofácies Cruziana a qual é caracterizada pela presença de siltes e areias bem selecionadas intercalados por pelitos formados em ambiente de energia baixa a moderada (Fernandes *et al.* 2002). Embora esta icnofácies seja típica do ambiente de *offshore* com sedimentação sujeita a ação de tempestades, a sua ocorrência também é admitida no ambiente lagunar (Fernandes *et al.* 2002). A ocorrência de corpos fósseis preservados de braquiópodes coaduna com um ambiente de baixa energia. Além disso, raros fragmentos de equinodermas, briozoários, ostracodes, foraminíferos bentônicos e, principalmente, planctônicos confirmam uma conexão marinha.

Neste ambiente o aporte sedimentar era predominantemente siliciclástico onde prevaleciam processos deposicionais de baixa energia que favoreceram a deposição dos pelitos formados por processos de suspensão. Eventualmente, processos trativos unidirecionais concomitantes com suspensão que favoreciam a deposição de areias com laminação cruzada cavalgante relacionadas a leques de lavagem (*washover fan*) direcionados para SW, formados pelo rompimento de cordões litorâneos arenosos, induzidos pela ação de ondas de tempestade (Reinson 1992).

#### 3.3.4. Associação de Fácies 4 (AF 4): Praia/Planície de Maré

Na associação de fácies 4 (AF4) ocorrem arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo e lentes de dolomito (Adb), localmente truncados por arenitos com laminação truncada por ondas (Acs), arenitos com estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte com filmes de argila recobrimdo os *foresets*, superfícies de reativação, calcilutitos com lâminas argilosas curvadas (At) e gretas de contração (Cagc), dolomito fino (DI) e dolomito fino poroso (Dp) interpretados como depósitos de praia/planície de maré (De Raaf & Boersma 1971; Nio & Yang 1991; Pratt *et al.* 1992).

A presença de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo com lentes de dolomito, cruzada *swash* e truncados por ondas indica deposição em ambiente de praia e supramaré/intermaré, localmente carbonático em condições de clima árido. A zona de supramaré, situada acima da maré alta é ocasionalmente inundada pelas correntes de sizígia e durante tempestades (Pratt *et al.* 1992). Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo com lentes de dolomito são relacionados a regiões de intermaré, onde *sandwaves* migram durante a maré alta. Durante a baixa da maré forma-se lama carbonática dolomicrítica induzida pela proliferação de bactérias. Posteriormente, ocorre o retrabalhamento por fluxo de alta energia durante a maré alta com desenvolvimento de corpos arenosos com aporte de sedimentos terrígenos e formação de estratos cruzados de arenitos que se depositam sobre as lentes de carbonato. Ajustes plásticos ocorrem entre a lama carbonática e areia das *sandwaves*.

A estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte com filmes de argila recobrimdo os *foresets* e superfícies de reativação são interpretadas como *tidal bundle* na submaré (Visser 1980; Nio & Yang 1991). A ocorrência de lâminas argilosas curvadas e

gretas de contração, às vezes em conjunto com as *tidal bundles*, indica deposição na zona de intermaré influenciada pela ação de correntes de maré alta e maré baixa com exposição subaérea (Nio & Yang 1991; Pratt *et al.* 1992). Neste ambiente ocorre a instalação de barras arenosas com parada na sedimentação e deposição por suspensão de pelitos que são ressecados e gretados/desarticulados em função da exposição subaérea. Com a retomada da sedimentação, novos estratos são formados com o desenvolvimento de superfícies de reativação com recobrimento pelítico associado à atuação de correntes de maré. Nem sempre o recobrimento pelítico é constatado, o que pode ser explicado pela maior energia das correntes ou quando a ação das ondas impede a deposição de lama. A presença de superfícies de reativação com recobrimento pelítico nos *foresets* de forma parcial ou ausente, indica a remoção por correntes dominantes e/ou subordinadas (Allen 1980). A fauna desta associação é formada por braquiópodes, gastrópodes, equinodermas e indicam, assim como os depósitos de maré, a influência marinha. Os dolomititos finos evidenciam dolomitização na zona de mistura de água doce com água salgada e, conseqüentemente, com diferentes salinidades. Nesse ambiente admite-se a dolomitização em função da água estar subsaturada em calcita e supersaturada em dolomita. Os dolomititos formados nesta zona de mistura são caracterizados pela espessura dos depósitos (cerca de 5 metros) e por serem lateralmente extensos como observado na região de Itaituba.

### 3.3.5. Associação de Fácies 5 (AF 5): Laguna/Delta de Maré

Esta associação de fácies é constituída por microfácies carbonáticas intercaladas com arenitos e pelitos subordinados. As microfácies são representadas por: *mudstone* bioclástico (Mb), *mudstone* bioclástico com grãos terrígenos (Mbt), *wackestone* bioclástico (Wb), *wackestone* bioclástico com grãos terrígenos (Wbt), *packstone* bioclástico (Pb), *grainstone* bioclástico (Gb), *grainstone* bioclástico oolítico (Gbo), *dolomudstone* (Dl) e *dolomudstone* poroso (Dp).

A fácies pelito bioclástico (Pb) ocorre intercalada com as fácies carbonáticas. As fácies siliciclásticas são constituídas por arenitos com estratificação cruzada sigmoidal de médio porte e laminação cruzada cavalgante (As), arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (Ab) e são associadas com calcilutitos laminados (Cl) e conglomerados intraformacionais (Ci). Esta associação registra deposição de carbonatos em ambiente lagunar



(Wilson 1975), com sedimentação siliciclástica relacionada ao desenvolvimento de ilhas barreiras e, conseqüentemente, à instalação de delta de maré e canais de *inlet* (Reinson 1992; Orton & Reading 1993).

Os *mudstones* calcíferos são os litotipos carbonáticos dominantes e são formados em condições energéticas relativamente calmas com deposição por suspensão e precipitação química típicos do ambiente lagunar (Tucker & Wright 1990; Tucker 1991). Correspondem basicamente a zona Z de Irwin (1965) e a microfácies padrão 9 de Wilson (1975), que é constituída por micritos bioclásticos de depósitos lagunares. A presença de bioclastos, principalmente foraminíferos planctônicos, que constituem cerca de 3% dos componentes da fácies, indica que o sistema lagunar tinha conexão marinha e apresentava taxas de oxigenação e salinidade adequadas para o desenvolvimento de fauna. Corpos fósseis preservados de corais, braquiópodes, gastrópodes, algas vermelhas, equinodermas, corroboram a influência marinha. Neste ambiente a escavação do substrato lamoso com a formação de icnitos de habitação (*Domichnia*) e de alimentação (*Fodinichnia*), como *Thalassinoides*, sugere a presença de artrópodes crustáceos como os calianassídeos (Ekdale 1984; Fernandes *et al.* 2002). O icnofóssil *Thalassinoides* é relacionado a icnofácies Cruziana a qual é englobada também no ambiente lagunar (Fernandes *et al.* 2002).

A ocorrência de *wackestones* e *packstones* indica a atuação de correntes subaquosas relativamente fracas e favoráveis à deposição de lama carbonática como matriz (Tucker & Wright 1990; Tucker 1991). Estes litotipos equivalem à zona Z de Irwin (1965) e à microfácies padrão 10 de Wilson (1975) e sugerem a migração de bancos bioclásticos, localizados próximo à margem da laguna. Esta interpretação é consistente com a presença de crinoides entre os constituintes bioclásticos, os quais são desenvolvidos em ambiente de água marinha rasa com baixa energia e com circulação de nutrientes (Donovan 1995).

A presença de *grainstones* é indicativa de ambiente deposicional influenciado pela atuação de correntes fortes suficientemente desfavoráveis a sedimentação de lama carbonática como matriz. Neste ambiente ocorre a fragmentação e desarticulação dos fósseis, o que caracteriza a zona Y de Irwin (1965) e a microfácies padrão 11 de Wilson (1975) onde se desenvolvem barras arenosas.

Nos litotipos da região de Monte Alegre correspondentes a *mudstones*, *wackestones* e *packstones* ocorrem abundantes grãos de quartzo terrígeno disseminados, de tamanho silte, o que sugere a deposição eólica sobre o substrato lamoso em clima árido (Handford & Loucks 1993). A presença de quartzo terrígeno constitui também uma ferramenta importante na interpretação de um ambiente lagunar com influência de sedimentação

continental/transicional e descarta a possibilidade desta fácies ter se formado em ambiente de plataforma profunda.

Esta associação de fácies também é caracterizada pela presença de arenito com estratificação cruzada sigmoidal e laminação cruzada cavalgante (fácies As), arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo (fácies Acb) associadas com calcilutitos laminados (Cl) e conglomerados intraformacionais (Ci). Estas fácies, compostas por arenitos finos, são relacionadas à sedimentação siliciclástica pelo desenvolvimento de ilhas barreiras e com a formação de delta de maré e canais de *inlet* (Reinson 1992; Orton & Reading 1993). Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal e laminação cruzada cavalgante são relacionados à formação de corpos arenosos ou lobos na região denominada de frente deltáica (Elliot 1986). A escala de corpos lobados sobre depósitos carbonáticos deformados ou sobre conglomerados intraformacionais sugere deposição dentro de um canal de *inlet*. Formas lobadas de pequeno porte dentro de canais de *inlet* são interpretadas como deltas de maré (Reinson 1992). A fácies arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo (fácies Acb) indica o desenvolvimento de canais rasos com aporte de sedimentos siliciclásticos dentro da laguna (Hubbard *et al.* 1979; Reinson 1992). Os dolomitos finos, assim com na associação de fácies 4 (AF4), são originados na zona de mistura de água doce com água salgada supersaturação da água em dolomita. Na associação de fácies presente, entretanto, os dolomitos foram dedolomitizados e posteriormente dissolvidos o que favoreceu a formação de porosidade secundária.

#### 4. PETROGRAFIA DOS ARENITOS DA SUCESSÃO NEOCARBONÍFERA

##### 4.1. CLASSIFICAÇÃO E TEXTURA

Os arenitos da Formação Monte Alegre da região de Itaituba foram classificados como subarcólios e quartzo-arenitos bimodais ao se analisar depósitos de *wadi*, campo de dunas, interdunas, *sabkha* costeira e lobos lacustres (Torres 1989). Neste estudo a análise petrográfica concentrou-se em arenitos da região de Monte Alegre pertencentes a três associações de fácies: AF2 (lençóis arenosos/*wadi*), AF3 (laguna/*washover*) e AF5 (laguna/delta de maré). Foram analisadas 11 lâminas de arenitos que compreendem 7 quartzo-arenitos e 4 sublitarenitos segundo a classificação de Folk (1968), (Figura 75), das associações AF2 e AF3 10 arenitos pertencem à Formação Monte Alegre enquanto 1 amostra da associação AF5 é oriunda da Formação Itaituba.

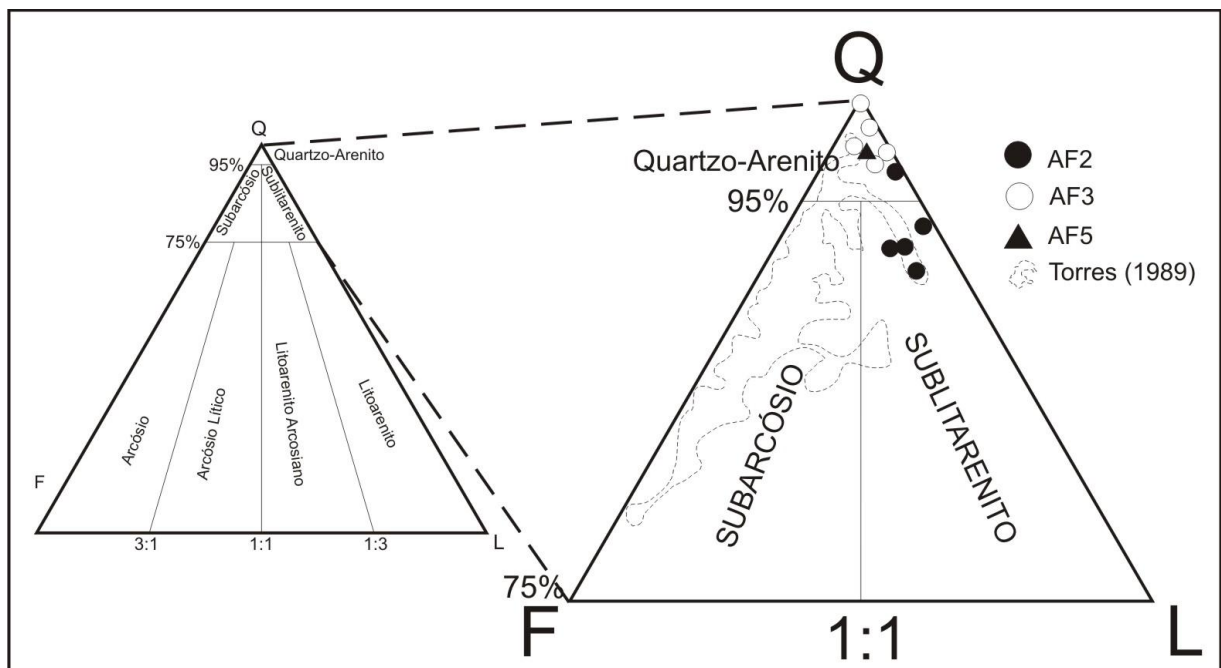


Figura 75. Diagrama triangular de Folk (1968) com a classificação de 11 amostras de arenito da região de Monte Alegre, região norte da Bacia do Amazonas.

Em geral, os arenitos apresentam granulometria que varia de silte grosso (0,05mm) a areia média (0,41mm), com predomínio do tamanho areia muito fina (0,11mm), e são moderadamente selecionados (Figura 76). Apenas na fácies Acb os grãos são suportados pela



matriz (Figura 77 C e D). Entre os contatos grão a grão, prevalecem os contatos côncavo-convexos, com média de 23 contatos a cada 100 grãos.

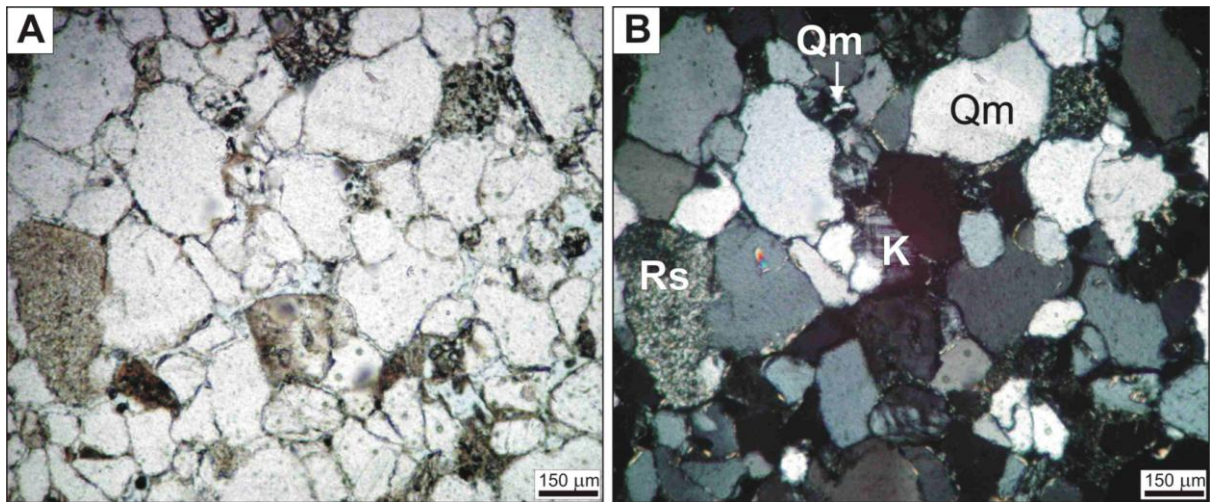


Figura 76. A) Arenito moderadamente selecionado mostrando grãos com esferecidade alta, nicóis paralelos (N //); B) Composição mineralógica dos arenitos com quartzo monocristalino (Qm), fragmento de rocha sedimentar (Rs) e microclina (K), nicóis cruzados (N X). Fácies Arc (AF2).

#### 4.1.1. Grãos do Arcabouço

Nos arenitos da Formação Monte Alegre o quartzo é o mineral predominante, enquanto fragmentos líticos e plagioclásio são constituintes secundários. Ocorrem ainda micas e minerais pesados com menos de 1% do total.

Os grãos de quartzo são na maioria monocristalinos (média de 91,1%), com extinção uniforme ou reta (46,8%), extinção ondulante fraca (10,8%) e extinção ondulante forte (33,5%). Os grãos policristalinos ocorrem subordinados com média de 4,9% do teor modal. Os grãos são em geral subangulosos a subarredondados e com esferecidade baixa, sem apresentar orientação. Como modificadores do grau de arredondamento deste mineral, observa-se a ocorrência de sobrecrecimento de sílica e corrosão por cimento carbonático. Embora menos comum, verifica-se a existência de quartzo com algumas inclusões de rutilo bem como a presença de grãos fraturados.

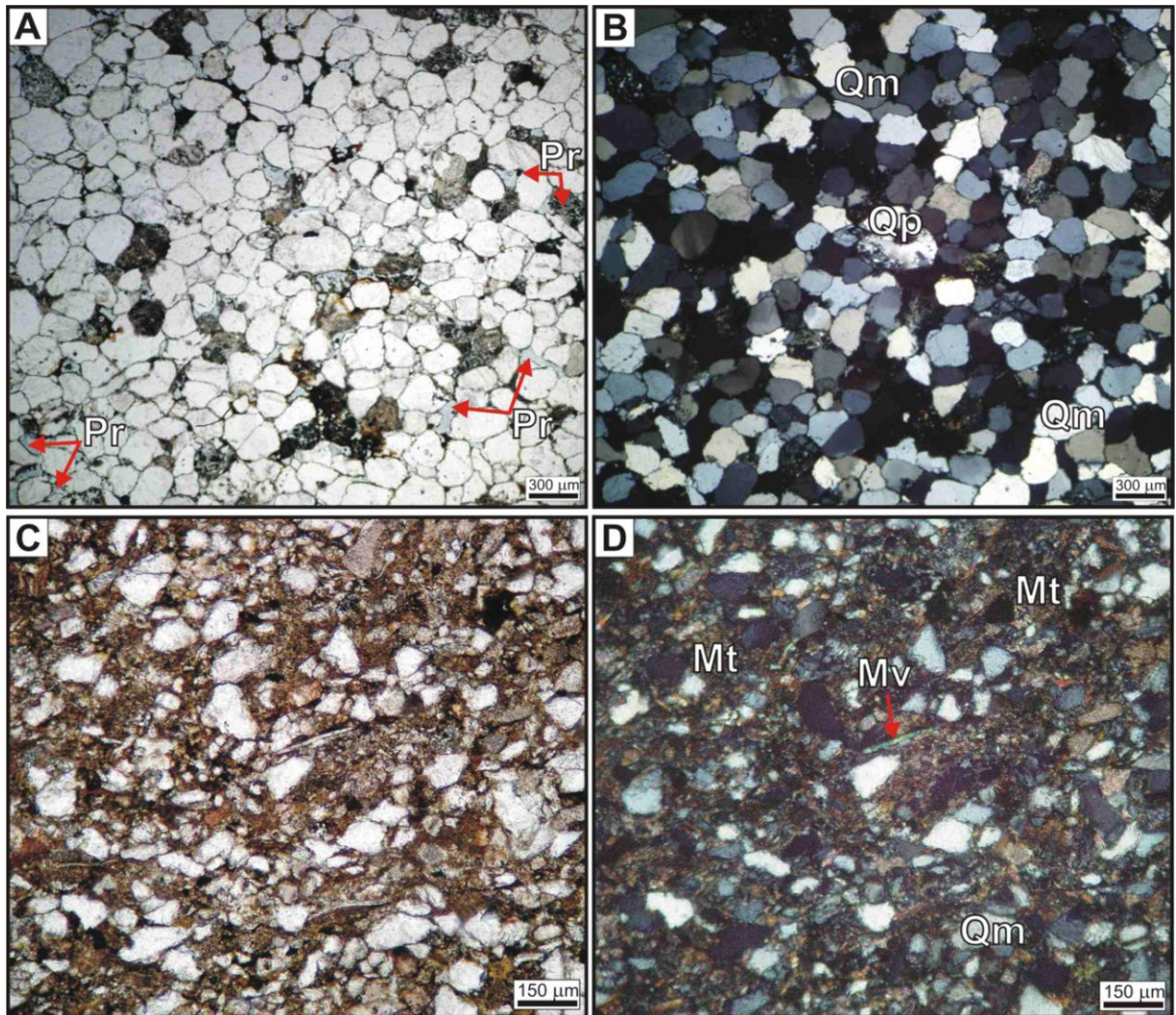


Figura 77. A) Arenitos com espaço poroso em azul (Pr); B) arenito suportado por grãos, com quartzo monocristalino (Qm) e policristalino (Qp); C) Arenito suportado por matriz pelítica e (D) arenito com quartzo monocristalino (Qm), muscovita (Mv) e matriz (Mt). Figuras A e C nicóis paralelos (N //) e figuras B e C nicóis cruzados (N X). A e B, fácies Arc (AF2) e C e D, fácies Alb (AF3).

Os fragmentos de rocha estão presentes com teor médio de 3,1% no volume das rochas descritas. Prevaecem os fragmentos de pelito, enquanto fragmentos de siltito e gnaiss ocorrem em menor proporção (Figura 78). Alguns grãos estão parcialmente alterados ou substituídos, o que dificulta a classificação do tipo de fragmento. Comumente os fragmentos exibem formas bem preservadas, entretanto observa-se que alguns estão moldados entre os outros grãos do arcabouço, sendo caracterizados como pseudomatriz.



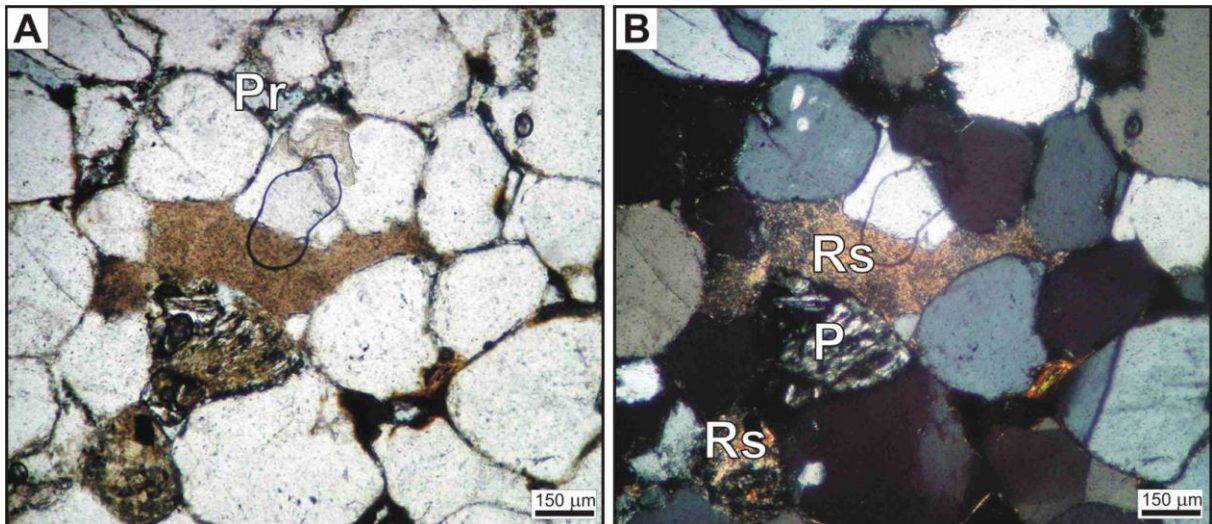


Figura 78. A) Arenito com poros intergranulares (Pr); B) arenito com fragmento de rocha sedimentar pelítica (Rs) e plagioclásio (P). Figura A nicóis paralelos (N //) e figura B nicóis cruzados (N X). Fácies Arc (AF2).

A composição média dos feldspatos é de 0,78% do volume total nos arenitos. Observa-se a presença de feldspato potássico (microclina) e de plagioclásio. O plagioclásio é caracterizado pela geminação múltipla paralela, e mostra-se substituído por argilominerais ou substituído por cimento carbonático.

Os minerais acessórios perfazem menos de 1 % do volume da rocha e são representados pela anidrita, micas (biotita e muscovita) e minerais pesados como o zircão e a turmalina. Tanto a biotita quanto a muscovita mostram-se fraturadas e deformadas/contorcidas (Figura 79).

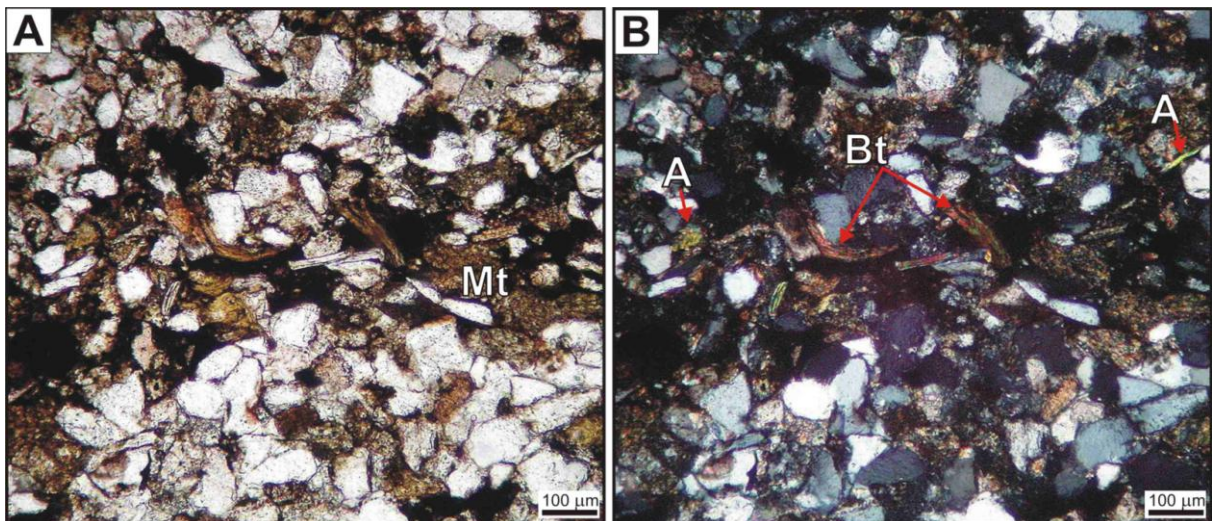


Figura 79. A) Visão geral do arenito com matriz (Mt), anidrita (A) e biotitas contorcidas (Bt). Figura A com nicóis paralelos (N //) e figura B com nicóis cruzados (N X). Fácies Alb (AF3).



#### 4.1.2. Matriz

Matriz é classificada como todo o material fino de tamanho argila e silte que envolve os grãos do arcabouço. Entretanto, a sua origem requer o entendimento de uma grande variedade de processos que são levados em consideração para a definição da correta interpretação (De Ros & De Césero 1986). De acordo com De Ros & De Césero (1986), existem oito processos ou combinações de processos responsáveis pela geração e introdução de argila nos espaços intersticiais nos arenitos: deposição simultânea, fluxo fluidificado, bioturbação, infiltração mecânica, alteração e substituição de grãos, processos pedogenéticos, deformação de clastos dúcteis (formação de pseudomatriz) e cimentação por argilominerais.

Neste estudo, foram reconhecidos três processos responsáveis pela gênese da matriz nos arenitos: deposição simultânea, infiltração mecânica e deformação de clastos dúcteis (De Ros & De Césero, 1986). O teor médio de toda matriz encontrada nos arenitos é 11% chegando o valor máximo a 31,8%; sua composição varia de argila a silte.

O processo da deposição simultânea de matriz é facilmente identificado pelo fato da mesma suportar os grãos em algumas amostras correspondendo até a 31,8% do volume total da rocha. A matriz deposicional é predominante na fácies Am da associação AF3 (Figura 80).

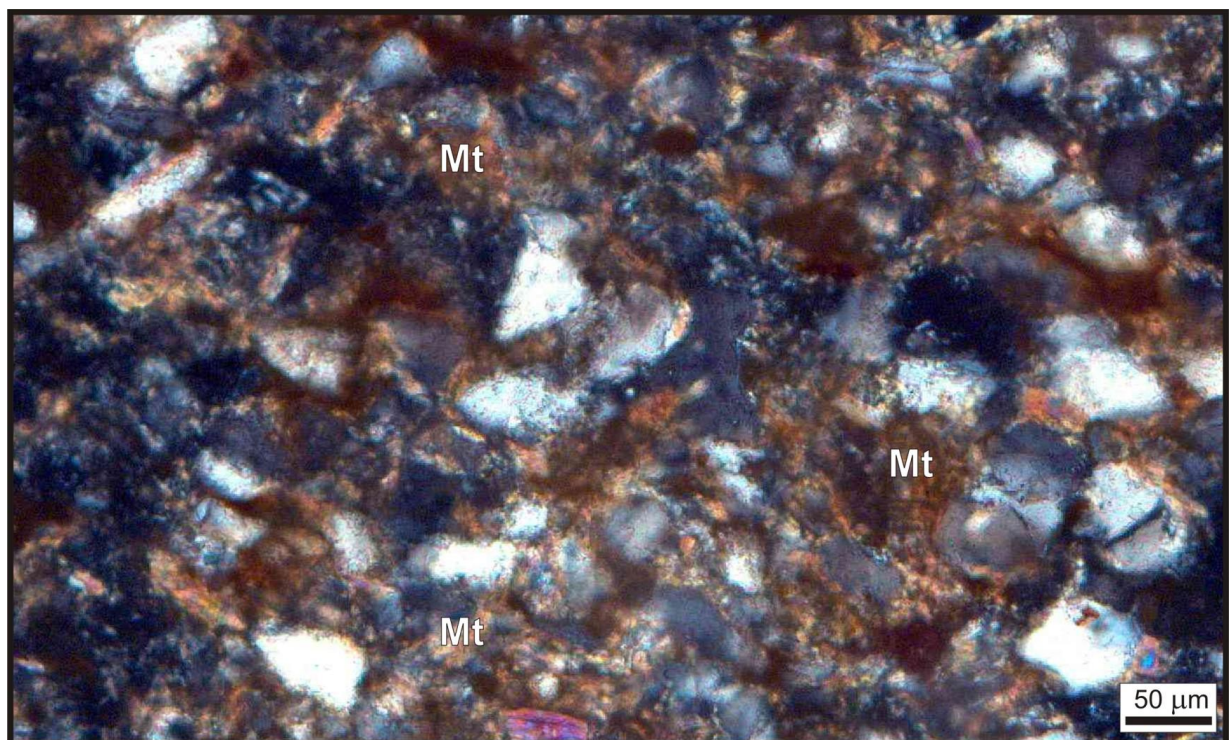


Figura 80. Visão geral do arenito com matriz deposicional (Mt) suportando os grãos do arenito (nicóis cruzados - N X). Fácies Am (AF3).

A infiltração mecânica ou argila mecanicamente infiltrada é reconhecida pela ocorrência de argilominerais em forma de “*coatings*” ou cutículas dispostas de forma tangencial à superfície dos grãos, exibindo birrefringência elevada e cor amarelada, sendo reconhecida na fácies Atc da AF2 (Figura 81). Equivale cerca de 1% dos constituintes da fácies Atc e, eventualmente, observa-se argilominerais isolados e fragmentados em função da contração resultando em “descolamento” das cutículas. A presença de argila em forma de cutículas é explicada pela infiltração de água episódica das enxurradas que produz grande quantidade de sedimentos em suspensão que depois decanta sobre os grãos em forma de lamelas.

Pseudomatriz é observada na fácies App (AF2) e corresponde a menos de 1% dos constituintes desta. É formada quando fragmentos de pelitos (mais dúcteis) são submetidos ao aumento progressivo de pressão que leva a sua deformação (Figura 82).

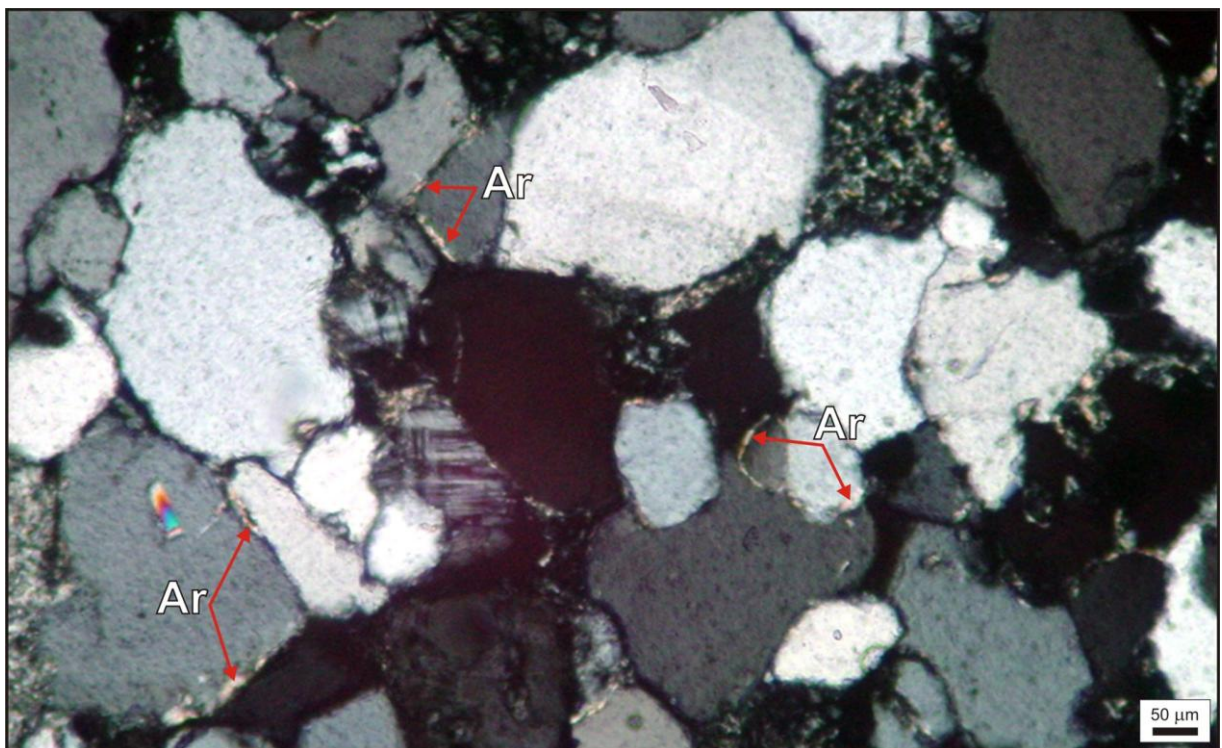


Figura 81. Arenito com argila em forma de cutículas (Ar) envolvendo grãos, interpretada como produto da infiltração mecânica (nicóis cruzados - N X). Fácies Atc (AF2).



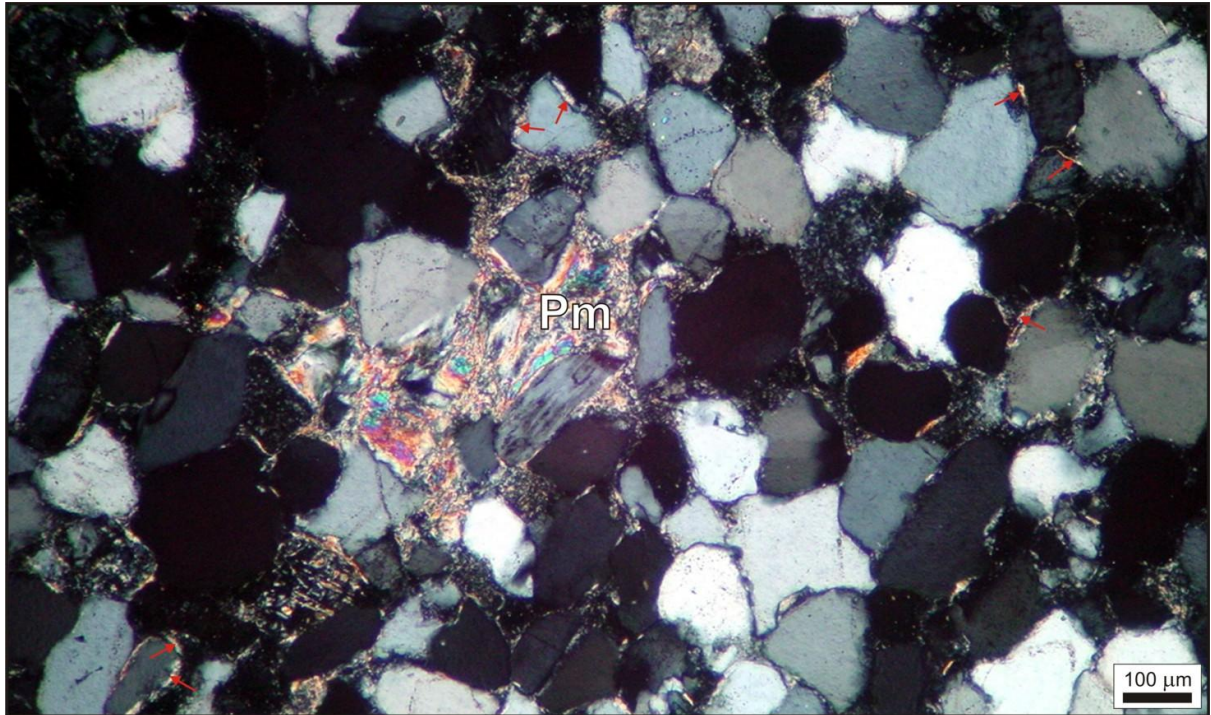


Figura 82. Fragmento esmagado de rocha pelítica denominado de pseudomatriz (Pm) e argila em forma de cutícula (setas) (nicóis cruzados - N X). Fácies App (AF2).

#### 4.1.3. Cimento

Cimento é definido como todo material mineral precipitado quimicamente durante a diagênese a partir de fluidos intersticiais nos poros (Ali 1981). A precipitação é controlada por fatores físicos (aumento de pressão e temperatura), químicos (Eh e Ph) e biológicos (Tucker 1991). A cimentação diminui o espaço poroso parcial ou totalmente, assim como pode ocasionar a corrosão dos minerais detríticos. Os constituintes diagenéticos na forma de cimento encontrados nos arenitos da região de Monte Alegre foram: quartzo, calcita, dolomita, anidrita, óxido/hidróxido de Fe e betume.

O cimento apresenta teor médio de 2,5% e seu modo de ocorrência é na forma de crescimento sintaxial ou sobrecrecimento de sílica envolvendo grãos de quartzo. O sobrecrecimento de sílica é identificado pela presença de quartzo com bordas retas ou por “linhas de sujeira” em volta dos grãos compostas de óxido/hidróxido de Fe (Figura 83). O sobrecrecimento de sílica é provavelmente relacionado ao processo da dissolução por pressão.



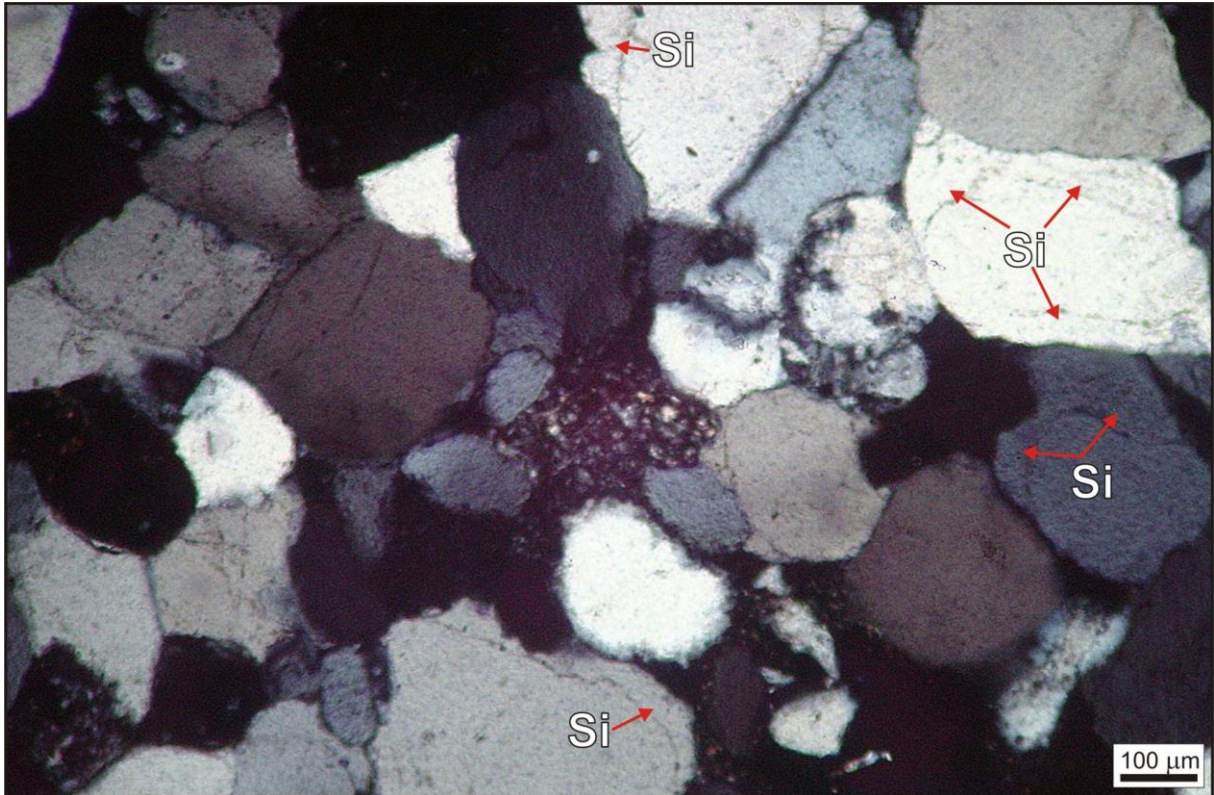


Figura 83. Grãos de quartzo arredondado com sobrecrecimento de sílica (Si) (nicóis cruzados - N X). Fácies App (AF2).

O cimento de sílica, na forma de sobrecrecimento, é de caráter pontual e restrito às fácies Am e Alb (AF3) e Acb (AF5), enquanto que nas fácies Atc e App (AF2) torna-se mais expressivo e melhor desenvolvido.

O cimento carbonático é o tipo mais abundante nos arenitos com composição média de 4% na fácies Am (AF3). Foram encontrados dois tipos de cimento: calcita e dolomita. O cimento de calcita é mais abundante, e envolve com cristal único, com até 300 μm de diâmetro diversos grãos detríticos, sendo assim a sua textura classificada como poiquilotópica (Figura 84 A). Como a solubilidade da calcita diminui com o aumento da temperatura e a do quartzo e feldspato aumenta, ocorre corrosão e substituição dos silicatos com intensidade seletiva (De Ros & Moraes 1984). Quartzo detrítico é fortemente atacado, enquanto os grãos detríticos de feldspato são substituídos devido a sua instabilidade termodinâmica (De Ros & Moraes 1984). Ou seja, a cimentação por calcita é o principal agente responsável pela modificação na morfologia de alguns grãos pelo processo da corrosão (Figura 84 A e B).

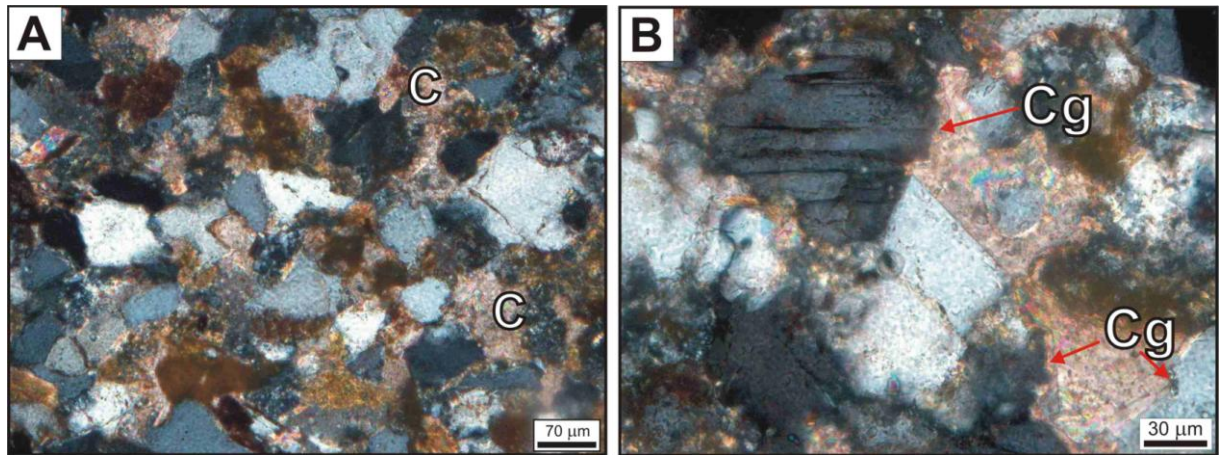


Figura 84. A) Arenito cimentado por calcita poiquilotópica (C), corrosão de grãos (Cg) por cimentação carbonática. Figura A com nicóis paralelos (N //) e figura B com nicóis cruzados (N X). Fácies Am (AF3).

O cimento de dolomita é raro com ocorrência em torno de 0,6%, geralmente na forma de cristais finos euedrais a subedrais dentro dos poros. Assim como o cimento de calcita, é observado na fácies Am (AF3).

O cimento de anidrita tem ocorrência média de 1,1% no volume da rocha, também associado a cimento carbonático na fácies Am (AF3). Ocorre como cristais anedrais finos a médios com gênese relacionada a substituição da calcita e de feldspatos.

A fácies Acb (AF5) apresenta grãos cimentados por óxido/hidróxidos de Fe relacionado a processos intempéricos na forma de agregados densos representando 1,3% do volume médio dos arenitos (Figura 85). Na fácies Atc (AF2), verifica-se traços de betume com cor marrom preenchendo parcialmente os poros (Figura 86).

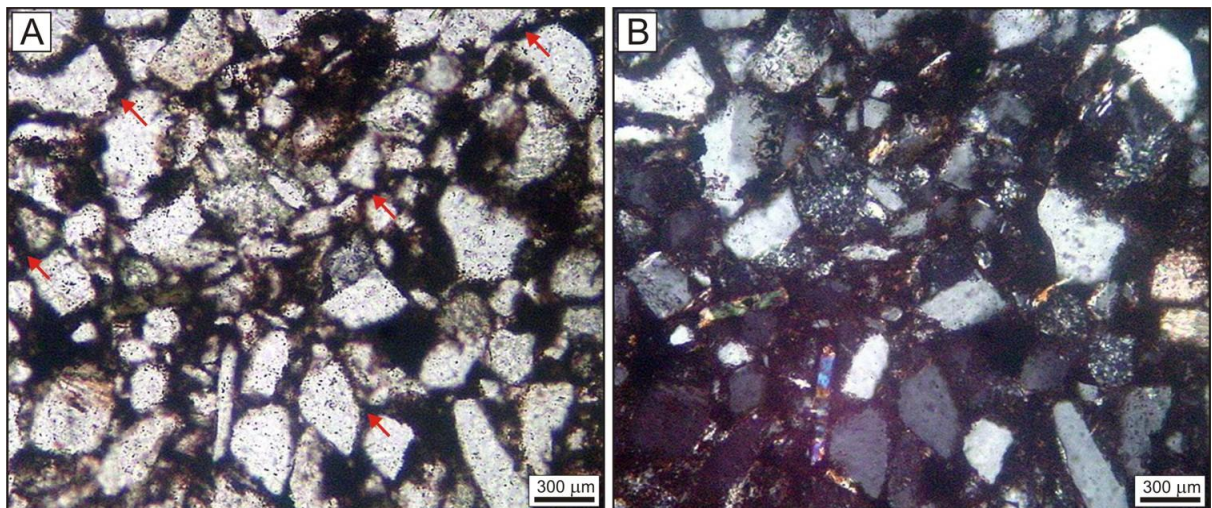


Figura 85. A) Cimento de óxido/hidróxido de Fe na forma de agregado denso (setas). Figura A com nicóis paralelos (N //) e figura B com nicóis cruzados (N X). Fácies Acb (AF5).



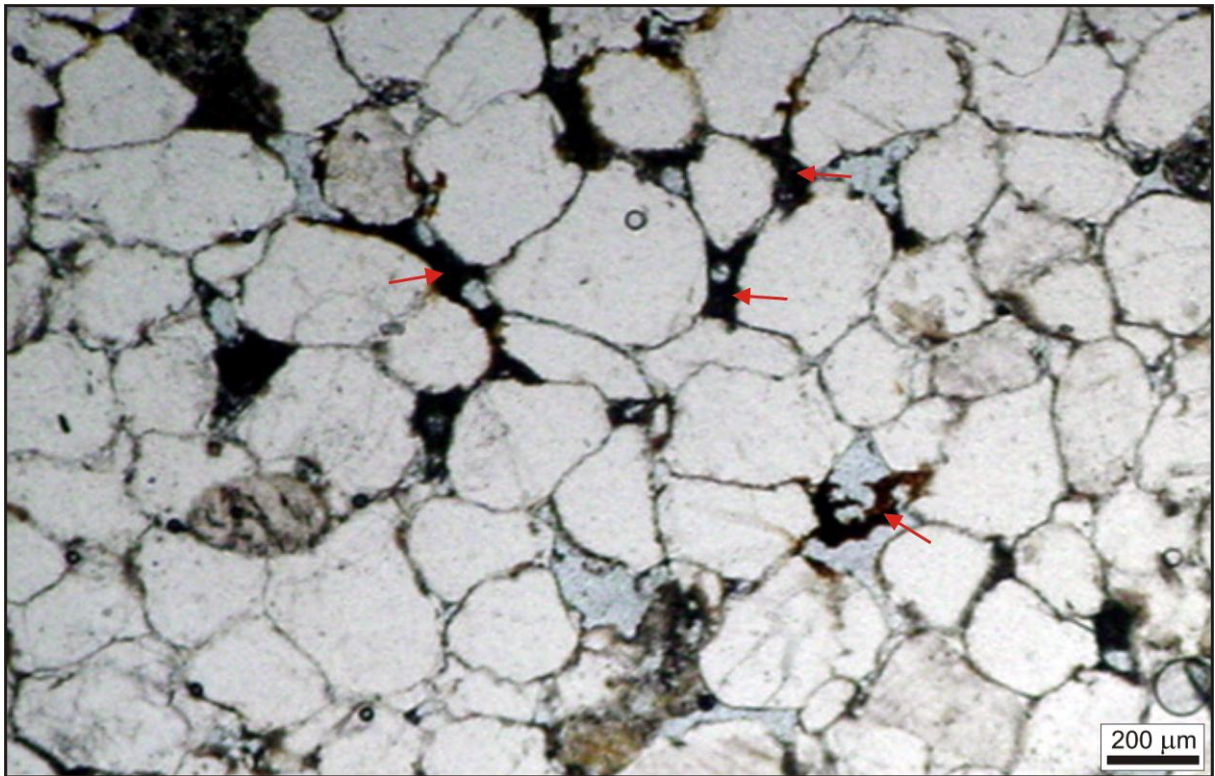


Figura 86. Traços de betume entre os espaços intergranulares (setas) (nicóis paralelos - N //). Fácies Atc (AF2).

#### 4.2. AVALIAÇÃO DA POROSIDADE

Os arenitos estudados apresentam em média 3,3% de espaço poroso. Os poros foram divididos em três tipos: intergranulares, fraturados e agigantados.

Os poros intergranulares prevalecem com cerca de 75,8% do total, e podem ser primários e/ou secundários.

Os agigantados perfazem em média 21,6% dos poros sendo maiores que os grãos adjacentes e são originados pela dissolução de grãos.

A porosidade de fratura equivale em média 7,7% do total dos poros e está relacionada a grãos de feldspato e o quartzo.



#### 4.3. ARGILOMINERAIS DOS FOLHELHOS

O estudo dos grupos dos argilominerais concentrou-se em pelitos intercalados em arenitos da Formação Monte Alegre (fácies Pl, AF3) e em carbonatos da Formação Itaituba (Fácies Pb, AF5). Os argilominerais foram identificados por difração de raios-X, como illita, esmectita e traços de caulinita e clorita usando-se a fração argila, orientada, glicolada e aquecida a 550<sup>0</sup>/1 hora, das referidas rochas (Tabela 3).

Tabela 3. Valores das intensidades dos picos após os tratamentos ao ar (normal), etilenoglicolada e aquecida à 550°C por duas horas (modificado de Thorez 1976).

|                      |                              | <b>Valores (Å) das reflexões características dos principais argilominerais encontrados na área de estudo.</b> |       |       |       |       |
|----------------------|------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| <b>Mineral</b>       | <b>Tratamentos</b>           | (001)                                                                                                         | (002) | (003) | (004) | (005) |
| <b>Esmectita (E)</b> | <b>N (Seca ao ar)</b>        | 15                                                                                                            |       | 5.1   |       | 3.05  |
|                      | <b>EG (Etilenoglicolada)</b> | 17                                                                                                            | 8.5   | 5.7   | 4.2   | 3.4   |
|                      | <b>550°C (Aquecida)</b>      | 10                                                                                                            |       | 5.0   |       | 3.3   |
| <b>Illita (I)</b>    | <b>N (Seca ao ar)</b>        | 10                                                                                                            | 5     | 3.3   | 2.5   |       |
|                      | <b>EG (Etilenoglicolada)</b> | 10                                                                                                            | 5     | 3.3   | 2.5   |       |
|                      | <b>550°C (Aquecida)</b>      | 10                                                                                                            | 5     | 3.3   | 2.5   |       |
| <b>Clorita (C)</b>   | <b>N (Seca ao ar)</b>        | 14                                                                                                            | 7     | 4.7   | 3.53  | 2.83  |
|                      | <b>EG (Etilenoglicolada)</b> | 14                                                                                                            | 7     | 4.7   | 3.53  | 2.83  |
|                      | <b>550°C (Aquecida)</b>      | 14                                                                                                            | -     | 4.7   | -     | 2.83  |
| <b>Caulinita (K)</b> | <b>N (Seca ao ar)</b>        | 7.1                                                                                                           | 3.58  | 2.33  |       |       |
|                      | <b>EG (Etilenoglicolada)</b> | 7.1                                                                                                           | 3.58  | 2.33  |       |       |
|                      | <b>550°C (Aquecida)</b>      | -                                                                                                             | -     | -     |       |       |

A illita identificada pelas reflexões cujas posições não mudam após glicolização e tratamento térmico a 10Å, 5Å, 3.3Å e 2.35Å (Figuras 87, 88, 89 e 90).

A esmectita apresenta picos com posição variável conforme tratamento da amostra. A reflexão a 15Å (amostra seca) se desloca para 17 Å após glicolização da esmectita enquanto a reflexão 5 aumenta para 5.7Å. Com aquecimento a 550° a reflexão de 17Å diminui para 10Å e a de 5.7 para 5Å (Figuras 87, 88, 89 e 90).

A clorita, encontrada como traços, é caracterizada por apresentar picos a 14 e 4.7Å. Já as reflexões a 7 e 3.5Å (amostras secas) coincidem com as de caulinita. Entretanto, para individualizarmos a reflexão a 14Å, a amostra tem de ser aquecida, pois em condições secas,

o pico largo da esmectita recobre o da clorita (Figura 87). A caulinita ocorre também como traço (Figuras 87).

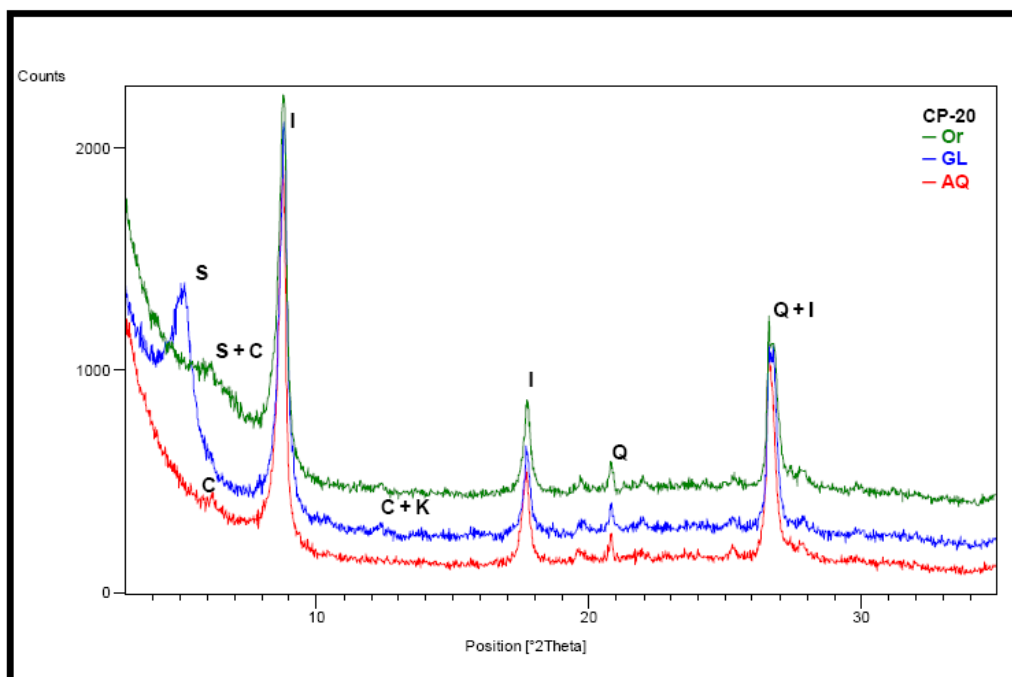


Figura 87. Difratomogramas de raios-X obtidos da fração argila da amostra CP-20 (pelito), mina Calpará, Formação Itaituba. Abreviações: S, esmectita; I, illita; C, clorita; K, caulinita e; Q, quartzo.

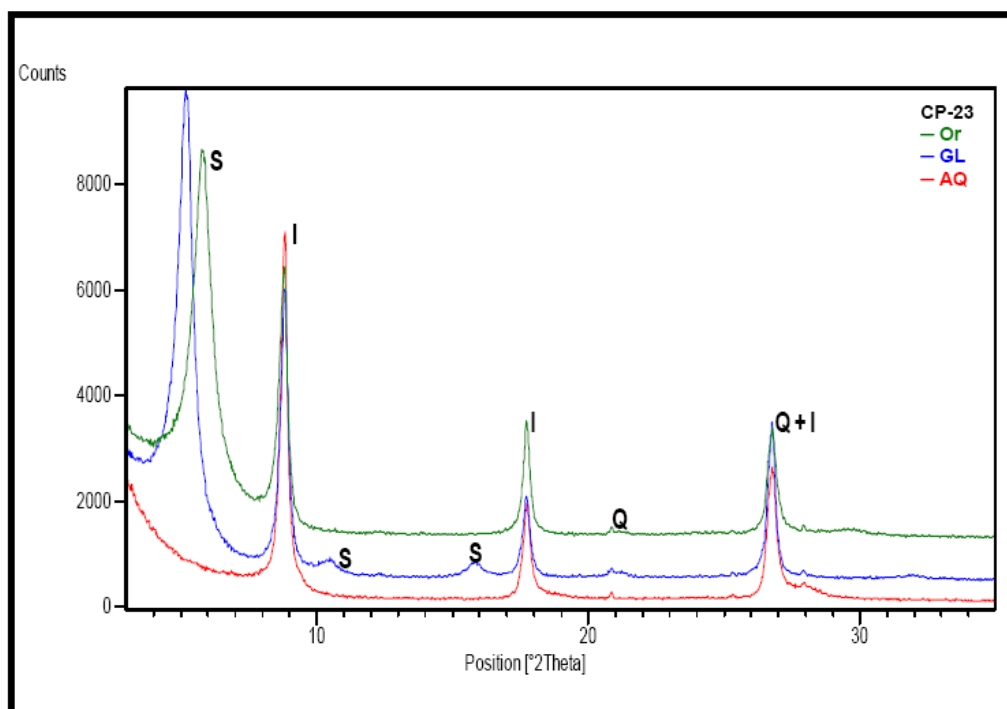


Figura 88. Difratomogramas de raios-X obtidos da fração argila da amostra CP-23 (pelito), mina Calpará, Formação Itaituba. Abreviações: S, esmectita; I, illita e; Q, quartzo.

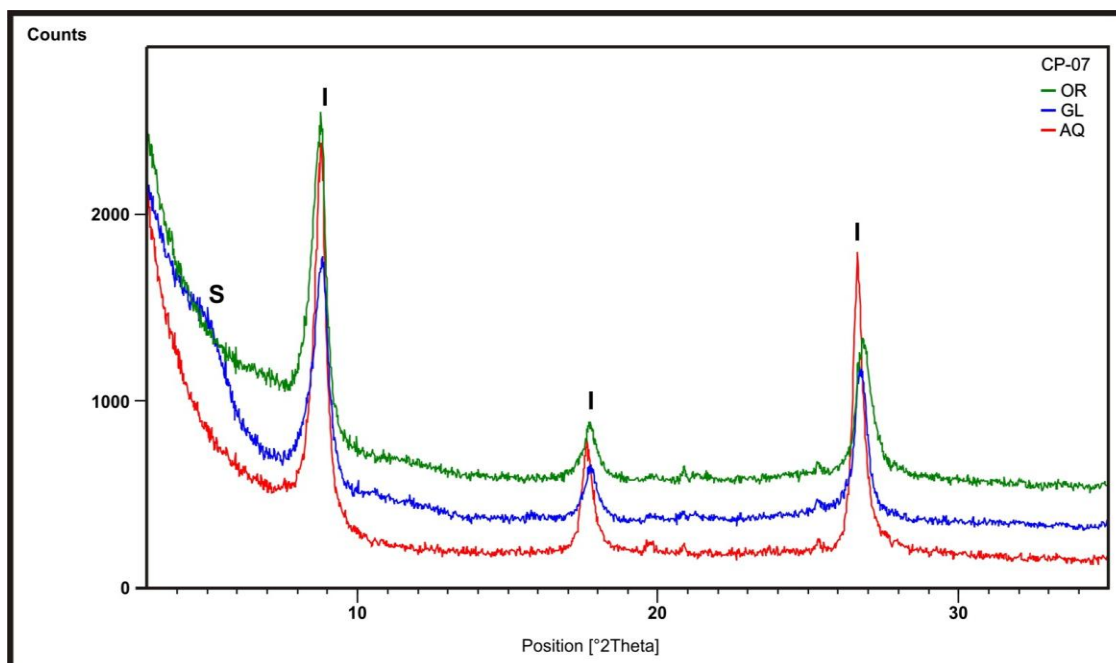


Figura 89. Difratomogramas de raios-X obtidos da fração argila da amostra CP-07 (pelito), mina Calpará, Formação Itaituba. Abreviações: S, esmectita e; I, illita.

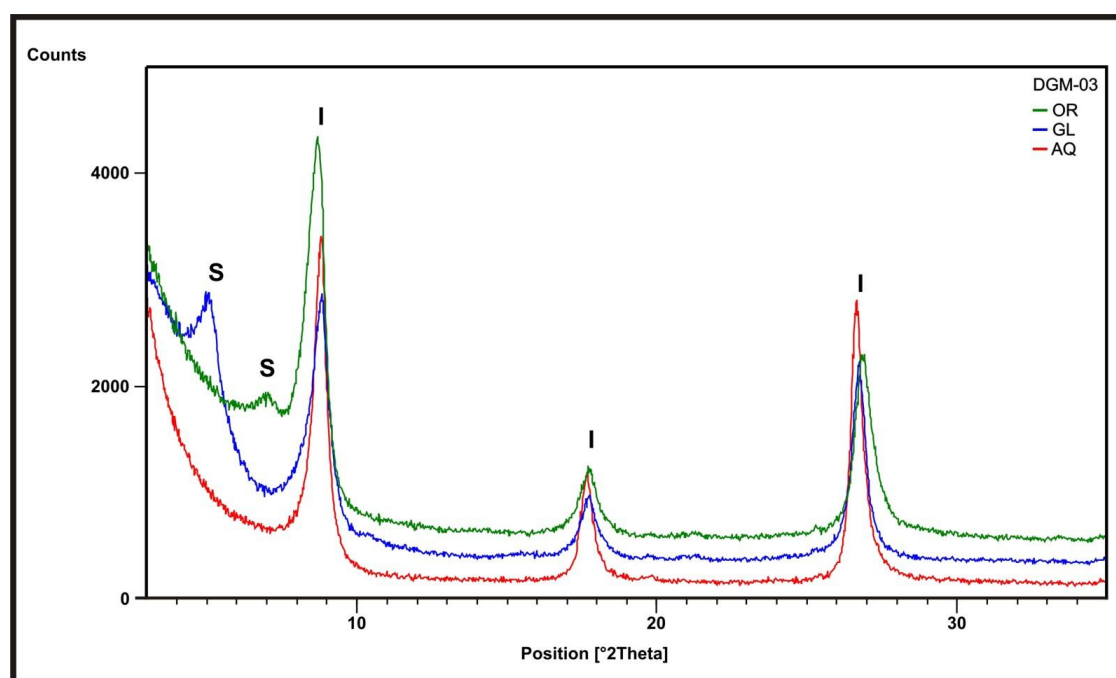


Figura 90. Difratomogramas de raios-X obtidos da fração argila da amostra DGM-03 (pelito), mina Calpará, Formação Itaituba. Abreviações: S, esmectita e; I, illita.

A natureza autigênica ou detrítica dos argilominerais não foi investigada, entretanto, a indicação de ambiente lagunar definida com a análise de fácies semelhante ao ambiente



estabelecido para a Formação Codó na Bacia do Grajaú por Gonçalves *et al.* (2006), sugere que os argilominerais das formações Monte Alegre e Itaituba tenham gênese parecida.

A presença da esmectita é atribuída a períodos de nível de base elevado semelhante ao descrito na Formação Codó na Bacia do Grajaú (Gonçalves *et al.* 2006). Com a redução do influxo e, conseqüentemente, diminuição da lâmina d'água, houve a alternância de sedimentação clástica e química, com a formação de folhelhos e calcários intercalados, em ambientes de lago intermediário a marginal. Como hipótese, os argilominerais foram levados pelo vento, com os grãos de quartzo, para a laguna. A presença de illita e principalmente esmectita sugere clima quente e tropical.

## 5. MODELO DEPOSICIONAL E PALEOGEOGRÁFICO

Os depósitos de idade bashkiriana-moscoviana (Neocarbonífero) aflorantes nas regiões de Monte Alegre e Itaituba, Bacia do Amazonas, foram interpretados aqui como parte de um sistema deposicional desértico costeiro, predominantemente siliciclástico (Formação Monte Alegre), composto por campo de dunas/interdunas (AF1), lençóis de areia/*wadi* (AF2) e laguna/*washover* (AF3) (Figura 91). Este sistema ocorria adjacente a um sistema costeiro lagunar com conexão oceânica, dominado por sedimentação carbonática (Formação Itaituba), de energia baixa a moderada representada por depósitos de praia/planície de maré (AF4) e laguna/delta de maré (AF5) (Figura 92). A natureza interdigitada destes depósitos gera uma zona de transição de dezenas de metros, onde predominam ciclos de raseamento ascendente dentro de uma sucessão agradante-retrogradante.

Os arenitos com estratificações cruzadas de médio porte, laminação cavalgante transladante subcrítica, lâminas com gradação inversa da associação AF1 sugerem um sistema desértico de campo de dunas/interdunas para a Formação Monte Alegre, como descrito por diversos autores (Albuquerque 1922; Freydank 1957; Caputo *et al.* 1971; Costa & Selbach 1981; Torres 1989). A presença de supersuperfície (superfície de deflação), com hierarquia superior as superfícies hierárquicas propostas por Brookfield (1977), indica o truncamento de depósitos inteiros de dunas e interdunas e reflete interrupções na acumulação eólica representando expressivo hiato deposicionais (Faccini & Paim 2001). As supersuperfícies representam cessação da deposição eólica sobre amplas áreas e separam pacotes eólicos geneticamente diferenciados, delimitam o final de um evento de acumulação eólica e sugerem modificações causadas por variações climáticas, posição relativa do nível do mar, configuração da bacia, suprimento sedimentar e padrões de transporte. A presença de supersuperfície encobrindo horizontes de paleossolos na AF1 indica que a deflação atingiu o lençol freático (Clemmensen & Hegner 1991). O desenvolvimento de marcas de raízes aponta período de colonização por vegetação, onde a água do lençol freático não era excessivamente salina (Faccini & Paim 2001). Certa umidade é também comprovada pela ocorrência de verrugas de adesão.

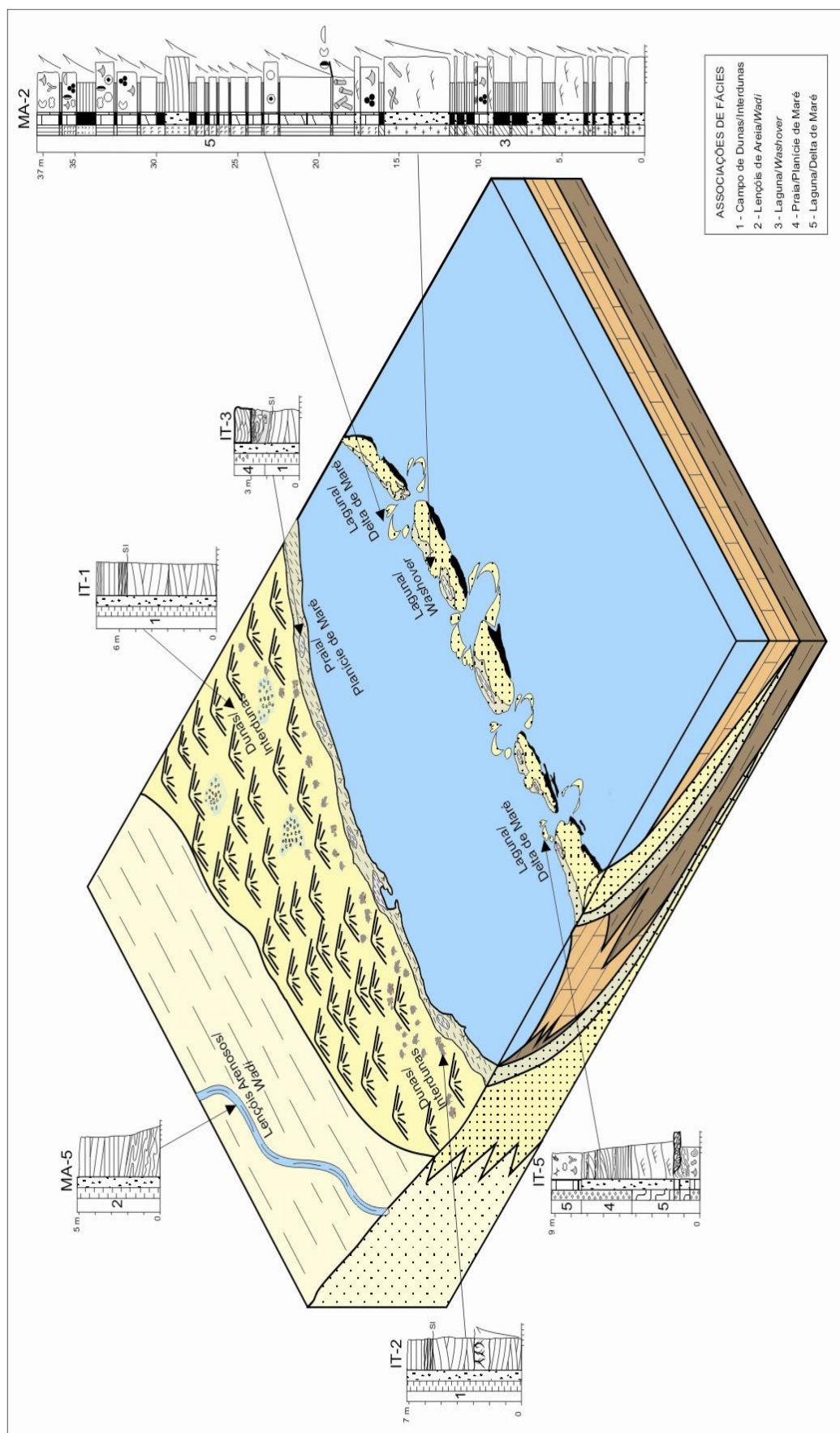


Figura 91. Modelo deposicional da sucessão siliciclástica-carbonática da parte central da Bacia do Amazonas durante o Bashkiriano-Moscoviano. As associações de fácies são representativas de campo de dunas/interdunas (1), lençóis de areia/wadi (2), lagoal/washover (3), praia/planície de maré (4) e lagoal/delta de maré (5).



No sistema desértico desenvolveram-se também depósitos representativos de lençóis arenosos/*wadi* (AF2). Os lençóis arenosos, cobrindo área relativamente extensa, são caracterizados por arenitos com laminação plano-paralela. Durante chuvas ocasionais canais fluviais efêmeros eram instalados fazendo com que sedimentação subaquosa predominasse e formando arenitos com estratificação cruzada tangencial oriunda preferencialmente para SW.

O desenvolvimento de lagunas associadas com ilhas barreiras (AF3) é indicado pela deposição de pelitos intercalados com arenitos com laminação cruzada cavalgante. Estes são o produto de leques de lavagem (*washover fan*) para dentro da laguna (Reinson 1992). Vermes suspensívoros proliferavam neste ambiente como atestado pela presença de *Palaeophycus*. A proximidade do ambiente desértico possibilitava o maior influxo de grãos siliciclásticos eólicos para dentro da laguna.

A sedimentação siliciclástica gradualmente foi substituída pela sedimentação carbonática em função do aumento do nível do mar, o que também causou mudanças climáticas responsáveis pela precipitação de carbonatos em água hipersalina (Matsuda 2002). A implantação de depósitos de praia/planície de maré em clima mais árido (AF4) é evidenciada por arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo e lentes de dolomito, localmente truncados por arenitos com estratificação cruzada *swash*, arenitos com estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte com filmes de argila recobrimo os *foresets* e superfícies de reativação, pelito laminado com gretas de contração e dolomito fino.

Finalmente o aporte de siliciclásticos diminuiu consideravelmente, e a sedimentação carbonática predominou no ambiente lagunar com circulação aberta com o oceano, formando sedimentos carbonáticos bioclásticos com fauna diversificada composta de braquiópodes, foraminíferos, briozoários, gastrópodes, pelecípodes, ostracodes, trilobitas e equinodermas. A presença de ilha barreira implicou no desenvolvimento de canais de *inlet* e delta de maré dentro da laguna (AF5), caracterizado por arenitos com estratificação cruzada sigmoidal, laminação cavalgante interna e estratificação cruzada de baixo ângulo (Reinson 1992).

Durante o Neocarbonífero, grande parte dos continentes estava aglutinada formando o supercontinente Gondwana, situação esta propícia para o desenvolvimento de desertos. Neste contexto, a região estudada estava posicionada entre as latitudes 10° e 30° (Rowley *et al.* 1985) (Figura 92). Os campos de dunas neocarboníferas da Bacia do Amazonas foram afogados pela invasão marinha proveniente de Oeste e Noroeste que ligou essa bacia e a Bacia do Solimões com o oceano e que foi responsável pela deposição dos carbonatos das formações Carauari (Bacia do Solimões) e Itaituba (Bacia do Amazonas) (Loczy 1966; Carozzi *et al.* 1973; Torres 1989; Matsuda *et al.* 2006) (Figura 92). Esta invasão marinha é

explicada pelos efeitos da deglaciação nas regiões polares do Gondwana (Caputo & Crowell 1985; Moutinho 2006).

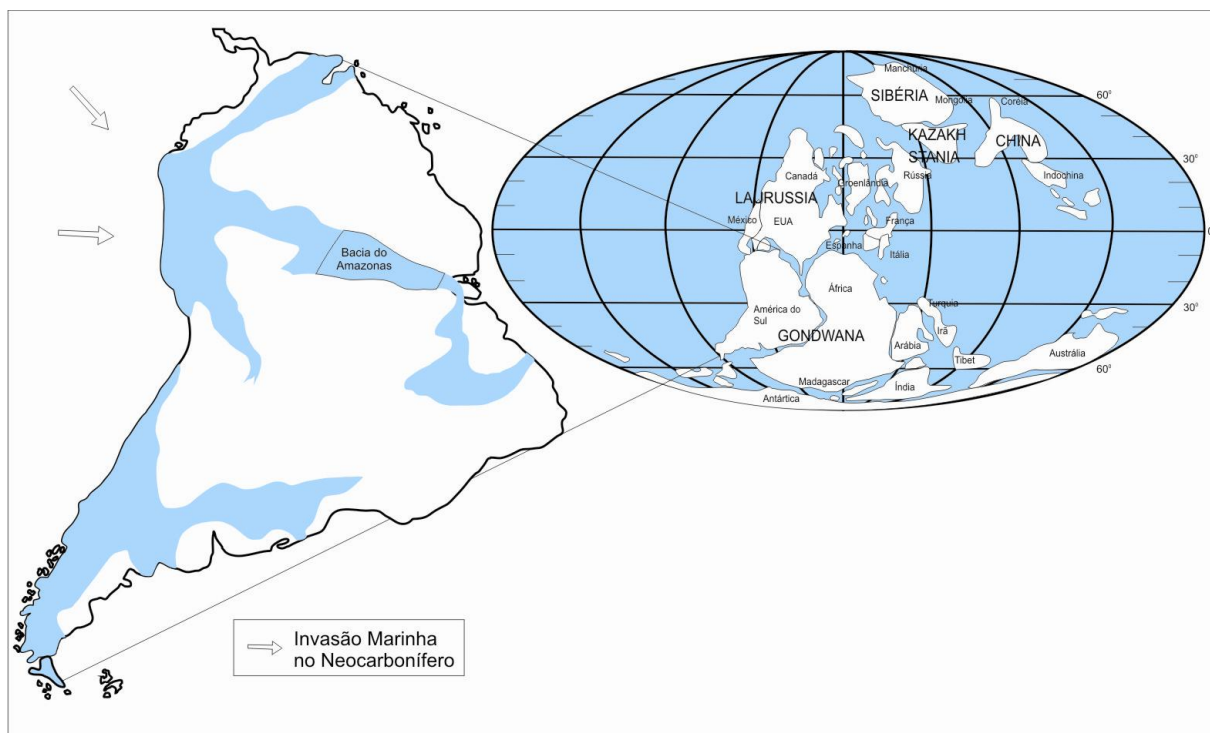


Figura 92. Reconstituição paleogeográfica dos continentes para o globo durante o Neocarbonífero (modificado de Rowley *et al.* 1985). Destaque para a América do Sul e Bacia do Amazonas com a direção provável das invasões marinhas na região (modificado de Loczy 1966 e; Torres 1989).

As observações faciológicas tanto na região de Itaituba, como na região de Monte Alegre revelaram um cenário deposicional costeiro para a sucessão estudada, sugerindo que a Bacia durante o Bashkiriano-Moscoviano era predominantemente rasa, ou que os ambientes de águas mais profundas estavam situados mais no eixo deposicional (Figura 93). Ao contrário das condições climáticas frias no Eocarbonífero, a presença de carbonatos, moldes de evaporitos e argilominerais como illita e, principalmente, esmectita, bem como uma fauna diversificada, sugerem condições mais quentes e tropicais com tendência a aridez para a sucessão estudada.

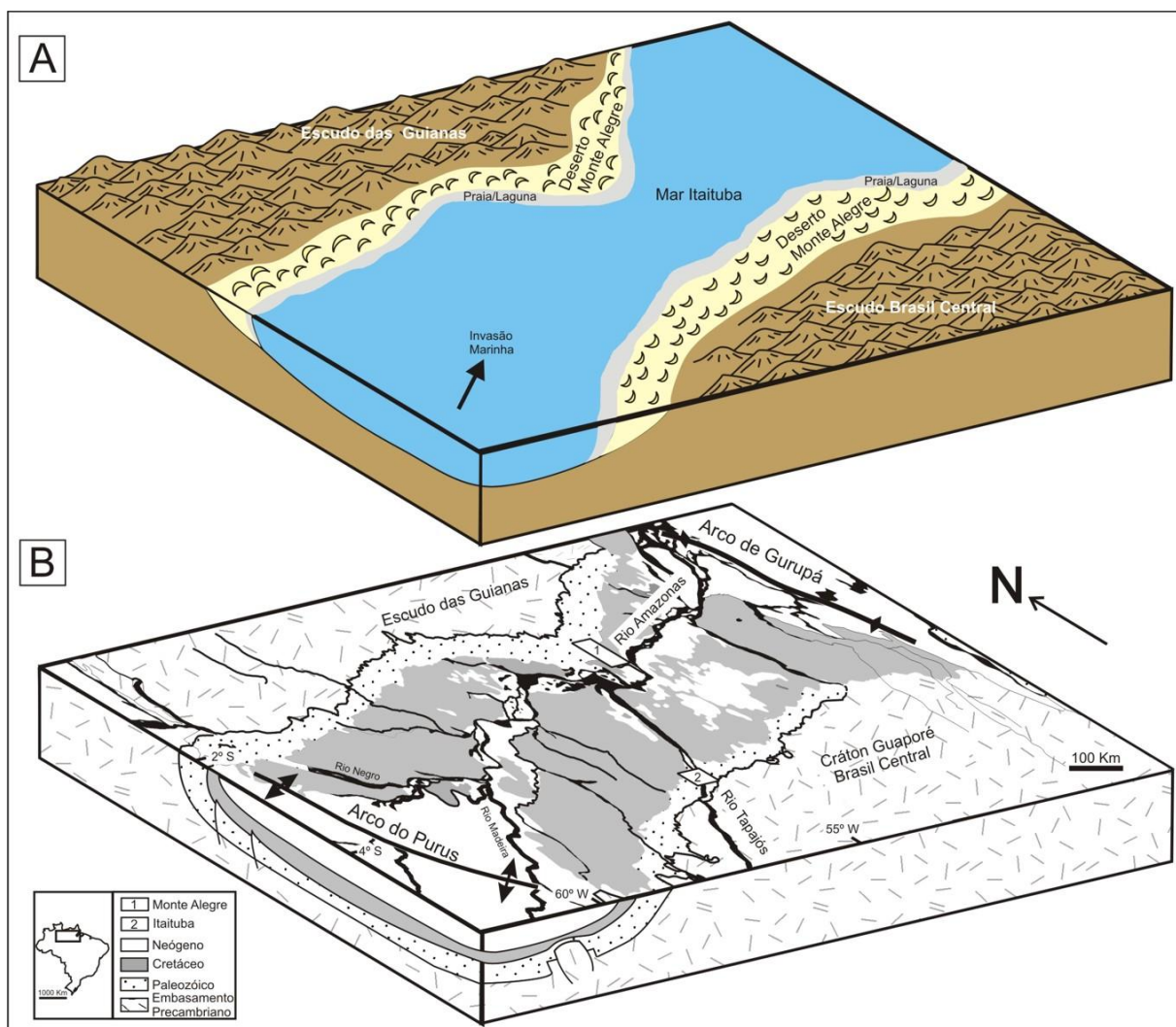


Figura 93. A) Modelo paleogeográfico para o norte do Brasil durante o Neocarbonífero, com a região intracratônica situada entre os escudos das Guianas e Brasil Central invadida pelo mar raso dominante durante esta época que inundou os sistemas desérticos da Bacia do Amazonas. B) Mapa da disposição atual da Bacia do Amazonas com a localização das regiões de Monte Alegre (1) e Itaituba (2) (modificado de Mapes *et al.* 2004).



## 6. CONCLUSÕES

A análise dos dados estratigráficos, petrográficos e de difração de raios-X da sucessão Neocarbonífera na zona de transição entre as formações Monte Alegre e Itaituba, nas regiões norte e sul da Bacia do Amazonas, permitiu as seguintes conclusões:

1) As rochas da Formação Monte Alegre estão compostas de nove fácies sedimentares: a) arenito com estratificação cruzada tabular de médio porte (Amp); b) arenito maciço (Am); c) arenito com laminação cavalgante transladante subcrítica (Alt); d) arenito com estratificação plano-paralela (App); e) arenito com estratificação cruzada tangencial e laminação convoluta (Atc); f) arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica (Alb); g) pelito laminado (Pl); h) arenito/dolomito arenoso com estratificação cruzada de baixo ângulo (Adb) e i) arenito com estratificação cruzada *swash* (Acs).

2) As rochas da Formação Itaituba estão constituídas por dezesseis fácies sedimentares: a)

calcilutito laminado com gretas de contração (Cagc); b) arenito com estratificação cruzada tangencial (At); c) calcilutito fino com laminação plano-paralela deformado (Cl); d) conglomerados intraformacionais (Ci); e) arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica e estratificação cruzada sigmoidal (As); f) arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo (Acb); g) pelito bioclástico (Peb); h) *mudstone* bioclástico com laminação plano-paralela (Mb); i) *mudstone* bioclástico com laminação plano-paralela e grãos terrígenos (Mbt); j) *wackestone* bioclástico maciço (Wb); l) *wackestone* bioclástico maciço com grãos terrígenos (Wbt); m) *packstone* bioclástico maciço (Pb); n) *grainstone* bioclástico com laminação plano-paralela (Gb); o) *grainstone* bioclástico oolítico com laminação plano-paralela (Gbo); p) dolomito fino maciço (Dl) e; q) dolomito fino poroso (Dp).

3) As fácies da Formação Monte Alegre foram agrupadas em 3 associações de fácies: campo de dunas/interdunas (AF1), composto pelas fácies Amp, Alt, Am; lençóis de areia/*wadi*, (AF2) representados pelas fácies App, Atc, Alt e; laguna/*washover* (AF3) constituída pelas fácies Am, Pl, Alb, Mbt e Wbt.

4) As fácies da Formação Itaituba foram divididas em 2 associações de fácies: depósitos de praia/planície de maré (AF4), representados pelas fácies Adb, Acs, Cagc, At, Dl e Dp e; depósitos de laguna/delta de maré (AF5), compostos pelas fácies As, Adb, Cl, Ci, Pb, Mb, Mbt, Wb, Wbt, Pb, Pbt, Gb, Gbo, Dl e Dp.

5) As análises por difração de raios-X identificaram como argilominerais principais illita e esmectita que sugerem clima quente e tropical com tendência a aridez para o intervalo estudado.

6) Os arenitos analisados nas associações de fácies 2, 3 e 5 são predominantemente quartzo-arenitos, de granulometria muito fina e moderadamente selecionados.

7) Os arenitos e carbonatos estudados, em geral apresentam baixa porosidade (até 7%). Entretanto alguns níveis carbonáticos possuem porosidade móldica e tipo *vug* que alcançam até 10%.

8) Os litotipos siliciclásticos e carbonáticos intercalados que caracterizam o final da deposição da Formação Monte Alegre e o início da sedimentação da Formação Itaituba justificam sua colocação em um único sistema deposicional costeiro.

9) As fácies dominadas por processos de maré (AF4 e AF5) indicam conexão oceânica para a Bacia do Amazonas e marcam o início da transgressão marinha neocarbonífera encontrada também em outras bacias paleozoicas como as do Solimões e do Parnaíba.

## REFERÊNCIAS

- Ahlbrandt, T. S. & Fryberger, S. G. 1982. Introduction to eolian deposits. In: SCHOLLE, P. A., SPEARING, D. (Eds.). *Sandstone Depositional Environments*. AAPG Memoir **31**: 11-14.
- Albuquerque, O. R. 1922. *Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas*. Rio de Janeiro, Serviço Geológico Mineral, Boletim, 3, 84p.
- Allen, J. R. L. 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, **26**: 281 – 328.
- Ali, S. A. (Ed.) 1981. *Sandstone Diagenesis*. Gulf Science & Technology, Pennsylvania, 221p.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito, Neves, B. B., Fuck, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 7, *Campina Grande*, p. 363.
- Arnot, M. J.; Good, T. R.; Lewis, J.J.M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *J. Sediment. Res.*, **67** (5):984-987.
- Banfield, J. F.; Jones, B. E.; Veblin, D. R. 1991. An AEM-TEM study of weathering and diagenesis, Albert Lake, Oregon: II. Diagenetic modification of the sedimentary assemblage. *Geochim. Cosmochim.*, **55**:2795-2810.
- Barbosa, J. S.; Viana, M. S. S. & Neumann, V. H. 2006. Paleoambientes e icnofácies da sequência carbonática da Bacia do Parnaíba (Cretáceo-Paleogeno), Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **36** (3): 449-464.
- Brito Neves, B. B. & Almeida, F. F. M. 2003. A evolução dos crátons Amazônico e São Francisco comparada com homólogos do hemisfério norte – 25 anos depois. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 8, Manaus, CD-ROM.



- Brookfield, M. E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, **24**: 303-332.
- Cacela, A. S. 2004. Estratigrafia de sequências do Sistema Clástico carbonático Pensilvaniano da Região de Itaituba, Pará. Trabalho de Conclusão de Curso – TCC, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 71p.
- Caputo, M. V.; Rodrigues, R.; Vasconcelos, D.N.N. 1971. *Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas*. Petrobrás (Relatório interno 641-A).
- Caputo, M. V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Tese de PhD, University of California, 583p.
- Caputo, M. V. & Crowell, J. C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 1020-1036.
- Carozzi, A. V.; Alves, R. J.; Castro, J. C. 1972. *Microfácies study of the Itaituba-Nova Olinda (Pennsylvanian-Permian) carbonates of the Amazon basin*. Belém, Petrobrás, p. 1-69 (Relatório 676-A).
- Carozzi, A. V., Pamplona, H. R. P., Castro, J. C., Contreiras, C. J. A. 1973. Ambientes deposicionais e evolução tectono-sedimentar da seção clástica paleozoica da Bacia do Médio Amazonas. In: XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, São Paulo, *Anais*, p. 279-314.
- Castro, J. C.; Eiras, J. F.; Caputo, M. V. 1988. Paleozoico do Rio Tapajós. In: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belém, *Roteiro das excursões...*p. 27-44.
- Clemmensen, L. B. & Hegner, J. 1991. Eolian sequence and erg dynamics: the Permian Corie sandstone, Scotland. *Jour. Sed. Petrol.*, **61**: 768-774.
- Collinson, J. C. 1994. Sedimentary deformational structures. In: A. Maltman (ed.). *The Geological Deformation of Sediments*: Chapman & Hall, London, p.: 95-125.

- Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. 2000. Tectonic Evolution of South América. *In: XXXI International Geological Congress, Rio de Janeiro*, 854p.
- Costa, A. R. A. 2002. Tectônica Cenozoica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 238p.
- Costa, M. G. F. 1984. Fácies deposicionais e ambiente de sedimentação da Formação Monte Alegre (Neo-Carbonífero), na área de Autás-mirim e adjacências – Bacia do Médio Amazonas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 90 p.
- Costa, M. G. F. & Selbach, H. S. 1981. *Estudo sedimentológico da Formação Monte Alegre na área de Autás-Mirim, Bacia do Amazonas*. Rio de Janeiro, Petrobrás/DEPEX/LABOR/DENOR/DINTER, 38 p. (Relatório interno).
- Coutinho, L. F. C. & Gonzaga, F. G. 1994. *Evolução tectonossedimentar e termal da Bacia do Amazonas*. Belém, Petrobrás/DEXNOR. SIEX 130-09470, 110p.
- Cunha, P. R. C., Gonzaga, F. G., Coutinho, L.F.C., Feijó, F. J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências*, Petrobrás, **8**(1): 47-55.
- Cunha, P. R. C. 2005. Cicloestratigrafia na Bacia Intracratônica do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**: 35-46.
- Cunha, P. R. C.; Melo, J. H. G. & SILVA, O. B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências*. Petrobrás, **15**(2):227-254.
- Daemon, R. F. & Contreiras C. J. A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. *In: XXV Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, São Paulo, Anais*, v. 3. p.79-92.
- De Raaf, J. F. M. & Boersma, J. R. 1971. Tidal deposits and their sedimentary structures (seven examples from western Europe). *Geologie en Mijnbouw*, **50**: 479-504.

- De Raaf, J. F. M. & Boersma, J. R; Van, Gelder, A. 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **24**(4):451-483.
- De Ros, L.F. & Moraes, M.A.S. 1984. Sequência diagenética em arenitos, uma discussão inicial. *In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, Anais*, v. 1. p. 894-904.
- De Ros, L.F. & De Cesero, P. 1986. Argila em arenitos-bases para a interpretação petrogenética. *In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Anais*, v.4. p. 1663-1670.
- Dino, R.; Silva, O. B.; Abrahão, D. 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica dos estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *In: SBG, Simp. Sobre o Cretáceo do Brasil*, 5, Rio Claro, Boletim de Resumos Expandidos, p. 557-565.
- Donovan, S. K. 1995. Palaeozoic crinoids. *Geology Today*, **11**: 196-199.
- Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: Ham, W.E. (ed). Classification of carbonate rocks*. AAPG Bulletin. p. 108-121.
- Eiras, J. F. & Matsuda, N. S. 1995. *Roteiro Geológico do Paleozoico do Rio Tapajós, Borda Sul da Bacia do Amazonas, Pará*. Belém, Petrobrás/E & P-AM. (Relatório interno).
- Ekdale, A. A.; Bromley, R. G. & Pemberton, S. G. (Eds.) 1984. *Ichnology: Trace fossils in sedimentary and stratigraphy*. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists (Short Course 15), Tulsa, 317 p.
- Faccini, U. F.; Paim, P. S. G. 2001. Estratigrafia de sequências em depósitos continentais. *In: H. J. P. S. Ribeiro (eds). Estratigrafia de sequências – Fundamentos e aplicações*. Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo (RS), p.: 341-389.
- Fernandes, A. C. S.; Borghi, L.; Carvalho, I. S.; Abreu, C. J. (Ed.) 2002. *Guia dos icnofósseis invertebrados do Brasil*. Interciência, Rio de Janeiro, 260 p.



- Ferreira, A. L.; Rizzotto, G. J.; Quadros, M. L. E. S.; Bahia, R. B. C.; Lopes, R. C.; Oliveira, M. A. 2004. *Folha SB.21-Tapajós*. in: Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J. H.; Santos, J. O. S.; Abram, M. B.; Leão Neto, R.; Matos, G. M. M.; Vidotti, R. M. Ramos, M. A. B.; Jesus, J. D. A. de (eds.). *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*, SIG. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Figueiras, A. J. M. 1983. Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro-PA. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 135p.
- Figueiras, A. J. M. & Truckenbrodt, W. 1987. *Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro-PA*. Belém, Boletim do Museu Emílio Goeldi, Nova Série, Geologia, 31, p. 1-56.
- Folk, R.L. (Ed.) 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Pub., Austin, 172 p.
- Freydank, H. G. 1957. *Limited investigation along eastern and southern flank of the Monte Alegre Dome*. Belém, Petrobrás/DENOR. n. p. (Relatório interno).
- Fryberguer, S. G.; Ahlbrandt, T. S. and Andrews, S. 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**: 733-746.
- Gonçalves, D. F.; Rossetti, D. F.; Truckenbrodt, W.; Mendes, A. C. 2006. Argilominerais da Formação Codó (Aptiano Superior), Bacia de Grajaú, Nordeste do Brasil. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, **13**(1): 59-75.
- Handford, R.C.; Loucks, G.R. 1993. Carbonate depositional sequences and system tracts – Responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. In: LOUCKS, G.R.; SARGS, F.J. (Ed.). *Carbonate Sequence Stratigraphy*. AAPG Memoir **57**: 3-41.
- Harms, J. C.; Southard, J. B.; Walker, R. G. 1982. *Structures and sequences in clastic rocks*. Soc. Econ. Paleont. Miner. (Short Course, 9), Tulsa, 250p.

- Hubbard, D. K.; Oertel, G.; Nummedal, D. 1979. The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry: examples from North Carolina, South Carolina, and Georgia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49** (4): 1073-1092.
- Hummel, G. & Kocurek, G. 1984. Interdune areas of the back-Island dune field, North Padre Island, Texas. *Sedimentary Geology*, **39**: 1-26.
- Hunter, R. E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, **24**: 361-387.
- Irwin, M. L. 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*. **49**(4): 445-459.
- Kocurek, G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, **28**: 753-780.
- Kocurek, G. and Dott, R. H. Jr. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**: 579-595.
- Kocurek, G. and Fielder, G. 1982. Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 1229-1241.
- Kocurek, G.; Havholm, K. G. 1993. Eolian sequence stratigraphy – A conceptual framework. In: WEIMER, P., POSAMENTIER, H. W. (eds.). Siliciclastic sequence stratigraphy. *Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir*, **26**: 393-409.
- Kocurek, G.; Lancaster, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, **46**: 505-515.
- Kocurek, G.; Carr, M.; Ewing, R.; Havholm, K. G.; Nagar, Y. C. and Singhvi, A. K. 2007. White Sands Dune Field, New Mexico: Age, dune dynamics and recent accumulations. *Sedimentary Geology*, **197**: 313-331.

- Kremer. 1956. Geological report in the Monte Alegre structure. Belém, Petrobrás/DENOR, 16 p. (Relatório interno).
- Irwin, M. L. 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **49**: 445-459.
- Issler, R. S.; Andrade, A. R. F.; Montalvão, R. M. G.; Guimarães, G.; Silva, G. G.; Lima, M. I. C. 1974. *Geologia da folha SA.22 Belém*. In: DNPM. *Projeto RADAMBRASIL*. Rio de Janeiro, v. 5, p. 1-60.
- Ferreira, A. L.; Rizzotto, G. J.; Quadros, M. L. E. S.; Bahia, R. B. C.; Lopes, R. C.; Oliveira, M. A. 2004. *Folha SB.21-Tapajós*. In: Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J. H.; Santos, J. O. S.; Abram, M. B.; Leão Neto, R.; Matos, G. M. M.; Vidotti, R. M. Ramos, M. A. B.; Jesus, J. D. A. de (eds.). *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*, SIG. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Lemos, V. B. 1990. Assembleia de conodontes do Carbonífero da Bacia do Amazonas. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 259 p.
- Lemos, V. B.; Scmazzon, A. K. 2001. The Carboniferous biochronostratigraphy of the Amazonas Basin, Brazil, based on conodontes. In: *Workshop Correlação de Sequências Paleozoicas Sul-Americanas*. Ciência Técnica Petróleo, Seção: Exploração de Petróleo, n. 20, p. 131-138.
- Lindholm, R. C (Ed.) 1987. *A Practical Approach to Sedimentology*. George Allen & Unwin, London, 276p.
- Loczy, L. 1966. *Contribuições à paleogeografia e história do desenvolvimento geológico da Bacia do Amazonas*. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim 223, 96 p.



- Mapes, R.W., Coleman, D.S., Nogueira, A.C.R., Housh, T.B., 2004, How far do zircons travel? Evaluating the significance of detrital zircon provenance using the modern Amazon River fluvial system. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **36**(4): 1-78.
- Matsuda, N. S. 2002. Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite on the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin, Northern Brazil. Tese de Doutorado, Department of Earth and Planetary Science, University Of Tokyo, 231 p.
- Matsuda, N. S.; Dino, R.; Wanderley Filho, J. R. 2004. Revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio-Permiano da Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências, PETROBRÁS*, **12**(2): 435-441.
- Matsuda, N. S.; Góes, A. T. M. O.; Wanderley Filho, J. R. 2006. Relatório geológico do Paleozoico do Rio Tapajós, borda sul da bacia do Amazonas, Pará. 2ª edição. PETROBRÁS, Manaus, 87p. (Relatório interno).
- McKee, E. D. & Weir, G. W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **64**: 381-389.
- Miall, A. D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, **13**(1):1-62.
- Mountney, N.P. 2006. Eolian Facies Models. In: H. Posamentier & R.G. Walker (eds.) *Facies Models Revisited*. Memoir, 84, SEPM, p.: 19-83.
- Moutinho, L. P. 2006. Assinaturas tafonômicas dos invertebrados da Formação Itaituba – Aplicação como ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica na seção Pensilvaniana aflorante na porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 346 p.
- Myrow, P. M. 1992. Pot and gutter casts from the Chapel Island Formation, Southeast Newfoundland. *Journal of Sedimentary Research*, **62**:1008-1022.

- Neis, P. A. 1996. Resultados biocronoestratigráficos das Associações de conodontes da Formação Itaituba, Carbonífero Superior (Pensilvaniano), da Bacia do Amazonas. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 138 p.
- Neves, C. A. O.; Campos, J. N. P.; Arana, J.; Teixeira, L. B. Rodrigues, R.; Triguís, J. A. 1989. *Integração Geológica e Exploração da Bacia do Amazonas*. Belém, Petrobrás, (Relatório interno).
- Nickling, W. G.; McKenna Neumann, C. & Lancaster, N. 2002. Grainfall process in the lee of transverse dunes, Silver Peak, Nevada. *Sedimentology*, **49**, 191-209.
- Nio, S. D. & Yang, C. S. 1991. Sea-level fluctuation and the geometric variability of tide-dominated sandbodies. *Journal of Sedimentary Geology*, **70**: 161-193.
- Nogueira, A. C. R. 2008. Guinada para o Atlântico. In: Furtado, R. (eds). *Scientific América Brasil*, Coleção Amazônia Origens, **1**: 22-27.
- Oliveira, D. L. 2004. Estudo preliminar de estratigrafia de química da Formação Itaituba (PA). Trabalho de Conclusão de Curso – TCC, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 72p.
- Orton, G. J. & Reading, H. G. 1993. Variability of deltaic process in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, **40**: 475-512.
- Pastana, J. M. N. (org.). 1990. *Síntese geológica e favorabilidade para tipos de jazimentos minerais do município de Monte Alegre-PA*. Belém, CPRM/PRIMAZ 34p. (Relatório técnico).
- Petri, S. & Fúlfar, V. J. 1983. *Geologia do Brasil (Fanerozoico)*. Ed. USP, São Paulo. 600 p.
- Playford, G. & Dino, R. 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic Strata (Tapajos Group), Amazonas Basin, Brazil: Part One. *Paleontographica Abt. B*, Stuttgart, **255**: 1-46.

- Pratt, B. R.; James, N. P. & Cowan, C. A. 1992. Peritidal carbonates. *In*: R. G. WALKER & N. P. JAMES (eds.) *Facies Models-Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canadá, p.: 303-322.
- Reineck, H. E. & SINGH, I. B. 1980. *Depositional sedimentary environments*. Springer, Berlin. 551 p.
- Reinson, G. E. 1992. Transgressive Barrier Island and Estuaries Systems. *In*: R. G. WALKER & N. P. JAMES (eds.). *Facies Models-Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canadá, p.: 179-194.
- Retallack, G. J. (Ed.) 2001. *Soils of the past – An Introduction to Paleopedology*. Eugene, EUA, 404 p.
- Rezende, W. M. & Brito, C. G. 1973. Avaliação geológica da Bacia paleozoica do Amazonas. *In*: XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, *Anais*, v.3, p.227-245.
- Røe, S. L. 1987. Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upper-stage plane-bed origin from a Late Precambrian fluvial sandstone, northern Norway. *Sedimentology*, **34**: 89-101.
- Rowley, D. B.; Raymond, A.; Parrish, J. T.; Lottes, A. L. 1985. Carboniferous palaeogeographic and phytogeographic and palaeoclimatic reconstructions. *International Journal of Coal Geology*, **5**: 7-42.
- Santos, P. S. (Ed.) 1992. *Ciência e tecnologia de argilas*. Edgard Blucher, São Paulo, vol. 1, 408 p.
- Santos, J. O. S.; Hartmann, L. A.; Gaudette, H. E.; Groves, D. I.; McNaughton, N. J.; FLETCHER I. R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4): 453-488.



- Santos, J. O. S.; Hartmann, L. A.; Faria, M. S. G.; Riker, S. R., Souza, M. M.; Almeida, M. E.; McNaughton, N. J. 2006. A Compartimentação do Cráton em Províncias: avanços ocorridos no período de 2000-2006. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz.*, 9, Belém, CD-ROM.
- Scomazzon, A. K. 1999. Refinamento bioestratigráfico com base em conodontes, no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas-Região do Tapajós. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 142 p.
- Scholle, P. A. (Ed.) 1978. *A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities*. AAPG, Tulsa, 241p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M. J. B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3): 174-182.
- Thorez, J. (Ed.) 1976. *Practical identification of clay minerals*. Dison, Lelotte, 90p.
- Torres, A. M. 1989. Litofácies e evolução diagenética dos arenitos da Formação Monte Alegre na Região do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 144 p.
- Tucker, M. E. 1991. (Ed.) *Sedimentary Petrology: an introduction*. 2<sup>a</sup> ed. Blackwell Scientific Publications, London, 252 p.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P. 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell Scientific Publications*. Oxford, 479 p.
- Tucker, M. E. (Ed.) 2003. *Carbonate Sedimentary rocks in the field*. Durham, Wiley, 234 p.
- Vasconcelos, C. & Mackenzie, J. A. 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brasil). *J. Sediment. Res., Sect. A. Sediment. Pet. Proc.*, **67**:378-390.
- Visser, M. J. 1980. Neap spring cycles reflected in Holocene subtidal large scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, **8**(11):543-546.

- Walker, R.G. & James N.P. (eds). 1992. *Facies models response to sea level change*. Geological Association of Canadá. 407p.
- Wanderley Filho, J. R. 1991. Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua correlação com o embasamento. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 125p.
- Wanderley Filho, J. R. & Costa, J. B.S. 1991. Contribuição a evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 3, Belém*, p. 244.
- Wanderley Filho, J. R.; Travassos, W. A. S.; Alves, D. B. 2006. O diabásio nas bacias paleozoicas amazônicas – herói ou vilão? *Boletim de Geociências, Petrobrás*, **14**(1):177-184.
- Wilson, I. G. 1972. Aeolian bedforms-their development and origins: *Sedimentology*, **19**: 173-210.
- Wilson, J. L. (Ed.) 1975. *Carbonate fácies in geologic history*. Springer-Verlag, Berlin, 471p.

## ANEXOS



ANEXO 1. TABELA DE QUANTIFICAÇÃO DOS DADOS PETROGRÁFICOS DOS ARENITOS DAS

| Associação de Fácies (AF)                          |  |                            |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | 3               |        |        | 2              |        |        | 3               |        |       | 5     |       |  |          |  |  |
|----------------------------------------------------|--|----------------------------|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|-----------------|--------|--------|----------------|--------|--------|-----------------|--------|-------|-------|-------|--|----------|--|--|
| Fácies                                             |  |                            |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | Am              |        |        | Arc            |        | App    |                 | Alb    |       |       | Acb   |  |          |  |  |
| Formação                                           |  |                            |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | Monte Alegre    |        |        |                |        |        |                 |        |       |       |       |  | Itaituba |  |  |
| Classificação de Folk (1968)                       |  |                            |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | Quartzo-Arenito |        |        | Sublit-arenito |        |        | Quartzo-Arenito |        |       |       |       |  |          |  |  |
| Porosidade (%)                                     |  | Total                      |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | 7               | 6,7    | 0,6    | 5,3            | 1,6    | 2,3    | -               | 0,6    | 1     | -     | 11,1  |  |          |  |  |
|                                                    |  | Agigantado                 |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | 3,8             | -      | -      | -              | -      | 1,3    | -               | -      | -     | 2,6   |       |  |          |  |  |
|                                                    |  | Fratura                    |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | -               | 1      | -      | 0,8            | -      | -      | -               | -      | -     | 1     |       |  |          |  |  |
|                                                    |  | Intergranular              |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | 3,2             | 5,7    | 0,6    | 4,5            | 1,6    | 1      | -               | 0,6    | 1     | 7,5   |       |  |          |  |  |
| Matriz Pelítica Siliciclástica Sindeposicional (%) |  |                            |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | 27,2            | 25     | -      | -              | -      | -      | -               | -      | 31,8  | 15,5  | 21,2  |  |          |  |  |
| Cimento (%)                                        |  | Total                      |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | 5,2             | 14,1   | 26,5   | 7,6            | 8      | 5,4    | 9,1             | 8,8    | 3,9   | 11    | 8,5   |  |          |  |  |
|                                                    |  | Betume                     |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | -               | -      | -      | -              | 1,6    | -      | -               | 0,6    | 0,7   | 1,3   | 1,6   |  |          |  |  |
|                                                    |  | Óxido/Hidróxido de Fe      |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | 1,6             | -      | -      | -              | 1,6    | -      | 1,3             | 0,9    | 0,7   | 1     | 5,6   |  |          |  |  |
|                                                    |  | Anidrita                   |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | 1               | 1,6    | 2,9    | 1,3            | 0,6    | 1,6    | 0,9             | -      | 2,3   | -     |       |  |          |  |  |
|                                                    |  | Dolomita                   |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | 0,6             | 1,3    | 2,3    | -              | -      | -      | -               | -      | 1     | -     |       |  |          |  |  |
|                                                    |  | Calcita                    |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | 2,2             | 11,2   | 19,4   | 2              | 0,6    | 1,9    | -               | 2,6    | 4,2   | -     |       |  |          |  |  |
| Arcabouço (%)                                      |  | Sobrecrescimento de Sílica |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | -               | -      | 1,9    | 4,3            | 3,5    | 1,9    | 6,9             | 6,4    | -     | 1,3   | 1,3   |  |          |  |  |
|                                                    |  | Fragmento de rocha         |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | 1,1             | 2,4    | 0,9    | 5              | 6,7    | 5,6    | 5,9             | 3,4    | 2,1   | -     | 1,7   |  |          |  |  |
|                                                    |  | Feldspato                  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | -               | -      | 1,3    | 2,3            | 1,8    | 1,8    | 0,3             | -      | 1     | -     | 1,1   |  |          |  |  |
|                                                    |  | Quartzo                    |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | 98,9            | 97,6   | 97,8   | 92,7           | 91,5   | 92,6   | 93,8            | 96,6   | 96,9  | 100   | 97,2  |  |          |  |  |
| Lâminas Delgadas                                   |  |                            |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  | DGM-02          | DGM-04 | DGM-08 | PMA-02         | PMA-03 | PMA-04 | PMA-05          | PMA-06 | CP-01 | CP-03 | CP-21 |  |          |  |  |

**ANEXO 2. TABELA DE QUANTIFICAÇÃO DOS DADOS PETROGRÁFICOS DE CARBONATOS DA FORMAÇÃO ITAITUBA.**