



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 423

**ESTRATIGRAFIA, ANÁLISE DE FÁCIES E PROVENIÊNCIA
DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS AFLORANTES
NA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO – AM, BORDA
NORTE DA BACIA DO AMAZONAS**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

IGNÁCIO DE LOIOLA ALVARES NOGUEIRA NETO

Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

**BELÉM-PA
2013**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

Nogueira Neto, Ignácio de Loiola Alvares, 1986-
Estratigrafia, análise de fácies e
proveniência das unidades litoestratigráficas
aflorentes na região de Presidente Figueiredo
am, borda norte da bacia do Amazonas / Ignácio
de Loiola Alvares Nogueira Neto. - 2012.

Orientador: Moacir José Buenano Macambira;
Coorientador: Afonso César Rodrigues
Nogueira.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal
do Pará, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém,
2012.

1. Geologia Histórica - Presidente Figueiredo
(AM). 2. Geologia estratigráfica. 3. Geologia
estrutural - Presidente Figueiredo (AM). I.
Título.

CDD 22. ed. 551.81



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Programa de Pós-Graduação Em Geologia E Geoquímica

**ESTRATIGRAFIA, ANÁLISE DE FÁCIES E PROVENIÊNCIA
DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS AFLORANTES
NA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO – AM, BORDA
NORTE DA BACIA DO AMAZONAS**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

IGNÁCIO DE LOIOLA ALVARES NOGUEIRA NETO

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

Data da Aprovação: 11 / 11 /2013

Banca Examinadora:

Prof. MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA
(Orientador - UFPA)

Prof. JEAN MICHEL LAFON
(Membro – UFPA)

Prof. ANTÔNIO EMÍDIO DE ARAÚJO SANTOS JÚNIOR
(Membro – UFPA Marabá)

Ao meu pai Kleber (*in memoriam*),
pelos ensinamentos, apoio e amizade.

À minha mãe Francisca,
pela dedicação incansável.

AGRADECIMENTOS

Expresso aqui meus sinceros agradecimentos às seguintes entidades e pessoas pelas relevantes contribuições diretas e indiretas na realização desta dissertação:

A Deus, por ser o maior responsável pelo dom da vida e o pai de toda a sabedoria. Por me proporcionar saúde e a oportunidade para estudar e buscar um grau de instrução maior. Agradeço por tudo!

A Universidade Federal do Pará por toda infraestrutura oferecida através do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG).

Ao CNPq, que financiou minha bolsa de mestrado. E por ajudar vários alunos que sonham em se tornar grandes pesquisadores e educadores, assim como eu.

Agradecimento em especial, ao PPGG que financiou grande parte das etapas de campo e das viagens que fiz para apresentar trabalhos durante o mestrado.

Ao meu co-orientador professor Dr. Afonso Nogueira, pela amizade, pelo voto de confiança ao aceitar em me coorientar, sempre acreditando no meu potencial. Obrigado pelo incentivo, pela paciência, pelas críticas, sugestões e questionamentos fundamentais na elaboração desta dissertação. Jamais esquecerei toda a ajuda e assistência proporcionada.

Ao meu orientador professor Dr. Moacir Macambira, pelo voto de confiança ao aceitar me orientar, sempre acreditando no meu potencial. Obrigado pelo incentivo, críticas, sugestões e orientações que elucidaram de forma significativa na elaboração desta dissertação.

Ao professor Dr. Joelson Soares pelas discussões, críticas e sugestões na melhoria de minha dissertação. Sendo fundamental no levantamento de novos dados para a mesma.

Ao Isaac e ao Roberto Cérsar, membros do Grupo Gesed, que foram meus professores nas etapas de campo. O meu eterno agradecimento pelos ensinamentos, críticas e sugestões.

Ao professor Dr. Jean Michel Lafon e a técnica Vanessa, do laboratório PARAÍSO, pela ajuda fundamental no processo de separação de zircões para datação.

Ao professor Dr. Claudio Lamarão pela ajuda proporcionada durante a utilização do MEV na UFPA.

Ao professor Dr. Lucindo, da UFAM, pelos ensinamentos ministrados, pela amizade construída e pelo mesmo ter me recebido em sua casa durante a etapa de campo.

A minha noiva Camila dos Santos Sá, que ao longo destes anos tem sido sinônimo de amor, companheirismo, força e alegria em minha vida.

Aos familiares pelo apoio e incentivo em minha vida acadêmica, em especial à minha irmã Ana Karolina Feitosa Nogueira e ao meu primo Társsio Nogueira.

Aos amigos da UNB, Lígia, Érico, Bárbara e ao professor Dr. Elton Dantas, pelos ensinamentos durante a etapa de datação de zircão detrítico realizada na Universidade de Brasília.

Aos meus amigos Max Santos, Antônio Pantoja (AZ), Antônia Railine, Bruna Leal, Thiago Jardim e Hudson Santos 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 do mestrado.

Aos professores da Faculdade de Geologia e do Programa de Pós-Graduação (PPGG-UFPA) que tenho profunda admiração e respeito. Agradeço pelos ensinamentos e por toda a minha formação profissional.

Ao professor Dr. Vladimir de Araújo Távora, meu orientador de graduação, pelo incentivo, por ter se tornado meu amigo e colega de trabalho em diversas publicações que temos feito.

A todas as pessoas que contribuíram de forma direta e indireta no período de desenvolvimento da dissertação. O meu muito obrigado!

“Aqueles que esperam no Senhor renovam suas forças.
Voam alto como águias; correm e não ficam exaustos;
andam e não se cansam”.

Isaías 40.31

RESUMO

Esta dissertação apresenta os resultados de um estudo que envolve análise de fácies e de proveniência dos depósitos siliciclásticos de idades pré-cambriana e fanerozoica que constituem uma faixa contínua de afloramentos na borda norte da Bacia do Amazonas. Nesse intervalo de tempo, essa borda da bacia foi caracterizada pela deposição de rochas sedimentares siliciclásticas que foram afetadas por variações climáticas extremas, como por exemplo, a Glaciação Siluriana. A Formação Prosperança (Grupo Purus, Proterozoico) e o Grupo Trombetas (Ordoviciano-Devoniano), representado pelas formações Nhamundá e Manacapuru, são as unidades litoestratigráficas que melhor registraram esses eventos paleoclimáticos na Bacia do Amazonas. A Formação Alter do Chão (Grupo Javari, Cretáceo) cobre as unidades anteriormente citadas. As fácies da Formação Prosperança estão todas relacionadas a ambientes flúvio-deltaicos e são compostas por arenitos, conglomerados e pelitos. Essas fácies foram agrupadas em três associações interpretadas como prodelta/lacustre, frente deltaica e planície *braided*. Quanto ao Grupo Trombetas, as fácies da Formação Nhamundá estão relacionadas a ambientes costeiros e são compostas por arenitos, pelitos e diamictitos. Essas fácies foram agrupadas de acordo com suas características em três associações e interpretadas como *shoreface* superior, *shoreface* inferior e glacial costeiro. As fácies da Formação Manacapuru estão relacionadas a ambientes costeiros e são compostas por intercalações de arenitos, pelitos e folhelhos. Essas fácies foram agrupadas em três associações representativas dos ambientes de fácies litorânea transicional, costa afora e transição *shoreface-foreshore*. O registro de vida nos depósitos siliciclásticos das formações Nhamundá e Manacapuru é caracterizado pela presença de traços fósseis e raros fósseis. Os traços fósseis são encontrados mais comumente nas fácies arenosas em ambas as formações. Fósseis são encontrados em folhelhos betuminosos e caracterizados por conchas de braquiópodes que sugerem a passagem de um ambiente anóxico para um ambiente com condições de manutenção da vida. Por fim, os depósitos cretáceos da Formação Alter do Chão registram uma sucessão formada por arenitos, conglomerados e pelitos. As litofácies foram agrupadas em duas associações interpretadas como depósitos de preenchimento de canal e como depósitos externos ao canal, depositadas em um sistema fluvial do tipo meandrante com variação de sinuosidade do canal e de carga mista (*mixedload*). Quanto aos seus constituintes minerais, a Formação Prosperança apresenta abundância de minerais estáveis, elevada maturidade composicional, com índice ZTE médio de 86,6%. Em geral, os minerais possuem

forma de prismas longos, arredondados e angulosos. A Formação Nhamundá apresenta abundância de minerais estáveis, elevada maturidade composicional, com índice ZTR de 83%. Os minerais são comumente arredondados a secundariamente angulosos. A Formação Manacapuru apresenta abundância de minerais estáveis, elevada maturidade composicional e índice ZTRE de 86,4%. Os minerais são geralmente arredondados e raramente angulosos. A Formação Alter do Chão apresenta grande abundância de minerais estáveis com índice ZTRE de 96,5%. Os minerais são geralmente angulosos e raramente arredondados. Foram também realizadas análises geocronológicas pelo método U-Pb nos grãos de zircão através de LA-MC-ICP-MS na Universidade de Brasília. As idades obtidas, com o auxílio dos dados de paleocorrente e assembleia de minerais pesados, indicaram as possíveis áreas-fonte. As principais áreas-fonte dos sedimentos da Formação Prosperança provavelmente são regiões localizadas ao norte/noroeste da borda norte da Bacia do Amazonas, sendo as rochas da Província Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga) as prováveis fontes e a idade máxima de deposição de 1,5 Ga. Para a Formação Nhamundá, os dados sugerem uma idade máxima de deposição de cerca de 0,5 Ga e indicam idades entre 0,5 e 2,8 Ga, assim como para a Formação Manacapuru. Essas idades de deposição indicam que as principais áreas-fonte são formadas por rochas de idade neoproterozoica e mesoproterozoica. Os zircões de idade neoproterozoica podem ter sido oriundos de retrabalhamento de rochas mais antigas, mas há também a possibilidade de que a fonte dos zircões neoproterozoicos e mesoproterozoicos ser a Laurásia ou até mesmo serem oriundos dos cinturões brasileiro/pan-africanos do oeste africano. Os terrenos de idade mesoproterozoica, expostos a sudoeste do *Cráton* Amazônico e reunidos nas províncias geocronológicas Sunsás e Rondoniana-San Ignácio, podem ter sido a fonte dos zircões neoproterozoicos. Os dados sugerem como áreas-fonte para a Formação Alter do Chão, as regiões localizadas a norte/nordeste da borda norte da Bacia do Amazonas, sendo a Província Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), considerada como a principal fonte potencial para os arenitos dessa formação. Alternativamente, existe a possibilidade desses zircões provirem do retrabalhamento de formações mais antigas como, por exemplo, a Formação Prosperança.

]

Palavras-chave: Bacia do Amazonas; depósitos pré-cambrianos; depósitos cretáceos; traços fósseis; minerais pesados; proveniência.

ABSTRACT

This paper presents the results of facies and provenance studies of Precambrian and Phanerozoic deposits that form a continuous band of outcrops in the northern border of the Amazon Basin. This time interval is characterized in the boundary of the basin by siliciclastic sedimentary rocks that have been deposited under extreme climatic variations, such as the Silurian glaciation. The Prosperança Formation (Purus Group, Proterozoic) and Trombetas Group (Ordovician-Devonian), represented by the Nhamundá and Manacapuru formations, are the lithostratigraphic units that best recorded this paleoclimate event in the Amazon Basin. The Alter do Chão Formation (Javari Group, Cretaceous) is stratigraphically above of lithostratigraphic units previously cited. All the Prosperança Formation facies are related to the fluvial-deltaic environments and are composed by sandstones, conglomerates and pelites. These facies were grouped into three facies associations interpreted as prodelta/lacustrine, deltaic front and braided plain. As to Trombetas Group, the facies of Nhamundá Formation are related to coastal environments and composed by sandstones, pelites and diamictites. These facies were grouped according to their characteristics in three associations and interpreted as upper shoreface, lower shoreface and coastal glacial. The facies of Manacapuru Formation are related to coastal environments and consist of interbedded sandstones, shales and pelites. These facies were grouped into three facies associations representing transitional coastal facies environments, offshore and transitional shoreface-foreshore. The life record in siliciclastic deposits of Nhamundá and Manacapuru formations is characterized by the presence of fossil traces and rare fossils. The fossil traces are found more commonly in the sandy facies in both formations. Fossils are found in bituminous shales and are characterized by brachiopod shells that suggest the passage of an anoxic environment to an environment with conditions for sustaining life. Lastly, the Cretaceous deposits of Alter do Chão Formation record a sequence formed by sandstones, conglomerates and pelites. The lithofacies were grouped into two associations interpreted as fill channel deposits and outside channel deposits, deposited in a fluvial system (meandering) with sinuous channel variation and mixed load. In relation to their mineral constituents, the Prosperança Formation shows stable mineral, with high compositional maturity, and ZTE index of 86.6%. In general, the minerals have long prisms, rounded and angular. The Nhamundá Formation deals stable mineral abundance, high compositional maturity, with ZTR index of 83%. The minerals are

commonly rounded and secondarily angular. The Manacapuru Formation presents stable mineral abundance, high compositional maturity and ZTRE index of 86.4%. The minerals are usually rounded and rarely angular. The Alter do Chão Formation shows abundance of high stable mineral with ZTRE index of 96.5%. The minerals are usually angular and rarely rounded. Geochronological analyses were also performed by U-Pb method on zircon grains by LA-MC-ICP-MS at Brasília University. The ages obtained, with the assistance paleocorrente data and heavy minerals assembly indicate the possible source areas. The main source areas of Prosperança Formation sediments are probably regions located north/northwest of the northern border of the Amazon Basin, being the rocks of the Province Maroni-Itacaiúnas (2.2 to 1.95 Ga) the likely potential source. The maximum age of deposition of this formation is about 1.5 Ga. To the Nhamundá Formation, the data suggest a maximum age of deposition of about 0.5 Ga and the zircon ages range from 0.5 to 2.8 Ga, as well as for Manacapuru Formation. These deposition ages indicate that the main source areas are formed by Mesoproterozoic and Neoproterozoic rocks. The lands of neoproterozoic may have been derived from reworked of the older rocks. There is also the possibility of the source of neoproterozoic and mesoproterozoic zircons has been of Laurásia or even originated from Western Africa through the Brazilian/Panafrican belts. The lands of mesoproterozoic age are found in the southwestern Amazonian craton, and were encompassed into the Sunsás (1.3-1.0 Ga) and Rondoniana-San Ignácio (1.3–1.5 Ga) geochronological provinces. The data suggest as source areas for Alter do Chão Formation, the regions located at the north/northeast of the northern border of the Amazon Basin, and the Maroni-Itacaiúnas Province (2.2 to 1.95 Ga) is considered as the main potential source for the sandstones of this formation. There is the possibility that these zircons come from the reworking of older formations, such as Prosperança Formation.

Keywords: Amazon Basin; Precambrian deposits; Cretaceous deposits; fossil traces; heavy minerals; provenance.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Mapas de localização e geológico simplificado da região de Presidente Figueiredo, borda norte da Bacia do Amazonas. Os números indicam os locais estudados. A – Mapa de localização da Bacia do Amazonas (Wanderley Filho 1991); B – Localização da região de Presidente Figueiredo (CPRM 2002); e C – Destaque para a área onde foram descritos os pontos de estudo na região de Presidente Figueiredo – AM	6
Figura 2 – Fluxograma resumindo as diversas etapas metodológicas aplicadas no estudo	7
Figura 3 – Classificação Toponômica de Martinson (1970)	8
Figura 4 – Classificação etológica de Seilacher (1964)	8
Figura 5 – Figuras que ilustram os métodos aplicados para estudo de minerais pesados e geocronologia. A – Peneirador usado em separação granulométrica; B – Elutriador usado em separação dos minerais por densidade; C – Sistema usado na separação dos minerais pesados com bromofórmio; D – Imagem do zircão através do microscópio de varredura (MEV) destacando o orifício feito durante a análise; E – Esteriomicroscópio utilizado para a triagem dos grãos; F – LA-MC-ICP-MS Neptune utilizado para a datação dos grãos detríticos de zircão; G – Imagem de grãos de zircão detrítico realizada durante a análise no Laboratório de Geologia Isotópica da UNB.	11
Figura 6 – Detalhe da carta estratigráfica da Bacia do Amazonas com destaque para as unidades litoestratigráficas da borda norte (Modificado de Cunha <i>et al.</i> 1994)	14
Figura 7 - Províncias Geocronológicas constituintes do embasamento da Bacia do Amazonas (Modificado de Tassinari & Macambira 2004)	20
Figura 8 - Blocos compartimentais da Bacia do Amazonas (Wanderley Filho 1991)	21
Figura 9 - Arcabouço estrutural simplificado da Bacia do Amazonas (Cunha 2000)	21
Figura 10 - Principais icnofácies marinhas e marinho costeiro: <i>Trypanites</i> , <i>Glossifungites</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Cruziana</i> , <i>Zoophycos</i> e <i>Nereites</i> (Frey & Pemberton 1984)	24
Figura 11 – Disposição das massas continentais durante o intervalo siluro-devoniano e o provável posicionamento da Bacia do Amazonas no Supercontinente Gondwana (Modificado de Scotese & Golonka 1992)	26
Figura 12 – Diagrama esquemático do índice de icnofábricas em uma rocha sedimentar: coluna A apresenta o aspecto textural enquanto que a coluna B mostra o grau de destruição das estruturas sedimentares primárias pela bioturbação (Netto 2001 a partir de Bottjer & Droser 1991)	28
Figura 13 - Perfis estratigráficos dos afloramentos localizados das rodovias BR-174 (1, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 12 e 14) e AM-240 (10, 11 e 13) e ao longo do rio Urubu (2 e 3) e seus	

respectivos ambientes deposicionais (os números acima dos perfis indicam o seu posicionamento na Figura 1; Perfil 7 de Nogueira *et al.* 1999). O perfil 1 pertence a Formação Prosperança sendo interpretado como de ambiente flúvio-deltaico. Os perfis 5, 7, 8, 9, 10, 11 e 13 pertencem a Formação Nhamundá e são interpretados como de ambientes de face litorânea superior (*shoreface superior*) e inferior (*shoreface inferior*) e glacial costeiro. Os perfis 2, 3, 5, 6 e 14 pertencem a Formação Manacapuru e mostram a fase transicional entre os ambientes de costa afora para face litorânea (*offshore - shoreface, shoreface - foreshore*). Os perfis 9, 11, 12 e 13 pertencem a Formação Alter do Chão sendo interpretados como de ambiente fluvial meandrante _____ 33

Figura 14 – Principais fácies deposicionais da Formação Prosperança do perfil descrito na região de Presidente Figueiredo. A- Arenito com marcas onduladas; B- Arenito com estratificação cruzada sigmoidal; C- Ritmito com estruturas de sobrecarga; D- Ritmito arenito/pelito; e E- Conglomerado com estratificação cruzada _____ 38

Figura 15 - Principais fácies deposicionais da Formação Nhamundá na região de Presidente Figueiredo ilustrando os ambientes de *Shoreface* Inferior, Superior e ambiente glacial costeiro. A- Intercalações de arenitos e pelitos laminados e bioturbados (Perfil 8); B- Arenito com estratificação cruzada tabular e recumbente (Perfil 10); C- Arenito com estratificação plano paralela com presença de *Skolithos* (Perfil 13); D- Arenito com estratificação plano paralela e *rip up clast* (Perfil 7); E- Arenito com estratificação plano paralela e clastos argilosos e diques de argila (Perfil 7); F- Arenito com estratificação cruzada tabular (Perfil 7); G- Arenito com deformação glacioteclônica (Perfil 8); e H- Pelito arenoso com foliação e blocos métricos relacionados à glacioteclônica (linha pontilhada) (Perfil 9) _____ 45

Figura 16 – Camada bioturbada por *Skolithos* isp. Ao lado o esquema ilustrando a seqüência de geração dos icnitos (ilustração modificada de Ekdale *et al.* 1984) _____ 46

Figura 17 – Icnitos de Habitação/Alimentação em camada argilosa mostrando leve curvatura e meniscos, ao lado o processo de geração dos traços (ilustração modificada de Ekdale *et al.* 1984) _____ 47

Figura 18 – Amostras com *A. alleganiensis* (A) e *A. lateralis* (B); abaixo a representação ilustrada do habitat dos organismos geradores desses traços (Ilustração modificada de Almeida *et al.* 2004) _____ 50

Figura 19 - Principais fácies deposicionais da Formação Manacapuru na região de Presidente Figueiredo ilustrando os ambientes de face litorânea transicional, costa afora e transição *shoreface - foreshore*. A- Ritmito com acamamento *wavy* (Perfil 9); B- Arenito com estratificação cruzada acanalada (Perfil 4); C- Arenito com marcas onduladas (Perfil 2); D- Arenito com marcas onduladas bioturbados (Perfil 2); E- Folhelho arenoso laminado fossilífero (Perfil 2); F- Pelito maciço (Perfil 9); G- Pelito laminado (Perfil 7); e H- Arenito com estratificação cruzada *hummocky* (Perfil 14); I- Arenito maciço e arenito maciço bioturbado (Perfil 6); e J- Arenito maciço bioturbado (traço fóssil *Skolithos*) (Perfil 14) _____ 58

Figura 20 – Traços do icnogênero *Laevicyclus*. O quadro a esquerda mostra a seqüência deposicional associada aos períodos de ocupação do substrato: 1) deposição de areia, 2) ocupação do substrato por organismos vermeformes e consequentemente

- geração dos traços *Laevicyclus*, 3) deposição de lama e 4) deposição de areia. As fotografias mostram uma amostra com traços fósseis de *Laevicyclus* e, em detalhe, as perfurações; ao lado um bloco mostrando a disposição do traço no substrato _____ 59
- Figura 21 – Amostras com traços fósseis do icnogênero *Planolites* isp. dispostos de forma horizontal, retilíneos e levemente curvados _____ 61
- Figura 22 – Traço fóssil do icnogêneros cf. *Planolites* isp. mostrando as ramificações terminais _____ 62
- Figura 23 – Traço fóssil do icnogênero *Bifungites* que mostra as terminações globulares _____ 63
- Figura 24 – Modelo da relação entre os traços fósseis das icnofácies *Skolithos* (ver figura 19- J). Em A, está representada a sequência deposicional associada aos dois períodos de colonização: 1) deposição de lama, 2) primeiro período de colonização e geração de traços horizontais, 3) deposição de areia, 4) segundo período de colonização e geração de traços verticais, 5) deposição de lama e o retorno da fauna da primeira colonização. Em B, os blocos diagrama que mostram a disposição dos organismos e seus traços no substrato _____ 65
- Figura 25 – Amostra com traços fósseis do icnogênero *Phycodes* e sua representação ilustrada que mostra a morfologia em forma de feixes (ilustração retirada de Ekdale *et al.* 1984) _____ 65
- Figura 26 – Fácies sedimentares da Formação Alter do Chão. A – Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aca); B – Contato entre as fácies pelito maciço (Pm) e arenito com estratificação cruzada acanalada (Aca); C – Contato erosivo entre os arenitos da Formação Nhamundá (Apcd) e o conglomerado polimítico da Formação Alter do Chão; D – Conglomerado polimítico com destaque para os clastos de areia grossa e clasto ferroso; E – Conglomerado polimítico com destaque em vermelho para o clasto de areia fina e em preto para os clastos argilosos. Apresentam clastos que acompanham o acamamento e outros imbricados; F – Conglomerado polimítico com destaque para os espaços vazios deixados pelos clastos que variam de 2 a 6 cm no eixo de maior tamanho _____ 70
- Figura 27 – Os primeiros supercontinentes formados ao fechamento dos sistemas orogênicos riacianos e orosirianos (Rogers 1996). Grande parte da atual Plataforma Sul-Americana constituía a porção ocidental do Supercontinente Atlântica _____ 72
- Figura 28 – Configuração da distribuição dos blocos continentais após a quebra do Supercontinente Rodínia. Modificada de Rogers (1996) _____ 73
- Figura 29 – Representação esquemática da evolução transpressiva grenvilliana envolvendo o Cráton Amazônico e o sul do Texas, ressaltando a importância do Sistema de Cisalhamento Ji-Paraná a partir de: (a) início da colisão com grande parte do sul da Laurentia até (b) configuração final depois da movimentação transcorrente. RLSZ – *Robertson Lake Shear Zone*; CCSZ - *Carthage-Colton Shear Zone* (Scandolara2006) _____ 73
- Figura 30 – Representação do cenário paleogeográfico do Neoproterozoico destacando as principais orogêneses com base em dados de vestígios ofiolíticos, margens

- continentais passivas e arcos magmáticos. Em cor verde, os segmentos continentais descendentes de Rodínia (placas, microplacas, microcontinentes, terrenos): AM = Amazônia; SL-WA = São Luís– África; PR = Parnaíba; SFCKA = São Francisco–Congo–Kasai–Angola; KH = Kalahari; PP = Paranapanema; LA = Luís Alves–Serra Negra; RP = Rio de La Plata; PA = Pâmpia; AA = Arequipa-Antofalla. Em preto, as principais bacias oceânicas e os diversos braços de oceanos: A-D – Rockelides–Goianides; B = Farusiano; C = Perifransciscano; E = Adamastor; F = Árabe- Nubiano ou ANEKT (Brito Neves 1999) _____ 75
- Figura 31 – Posição dos blocos continentais no supercontinente Pangea. Modificado de Rogers (1996) _____ 75
- Figura 32 – Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, norte da América do Sul (Modificada de Tassinari & Macambira 2004). _____ 77
- Figura 33 – Diagrama de rosetas representando no perfil 1 (Formação Prosperança, fácies At e Asg), as principais direções do paleofluxo sedimentar _____ 80
- Figura 34 – Diagrama de rosetas representando nos perfis 7 e 10 (Formação Nhamundá, fácies At), as principais direções do paleofluxo sedimentar _____ 81
- Figura 35 – Diagrama de rosetas representando no perfil 4 (Formação Manacapuru, nas fácies Aca), as principais direções do paleofluxo sedimentar _____ 82
- Figura 36 – Diagrama de rosetas representando no perfil 12 (Formação Alter do Chão, fácies Aca), as principais direções do paleofluxo sedimentar _____ 83
- Figura 37 – Destaque para a fácies Asg (Formação Prosperança), que ocorre no perfil 1, local onde foi coletada a amostra para o estudo de minerais pesados e para a datação de zircão detrítico. A assembléia mineralógica é representada por: Zr- Zircão; Tu- Turmalina; Mo- Monazita; Es- Estauroлита e Ci- Cianita _____ 85
- Figura 38 – Destaque para a fácies At (Formação Nhamundá), que ocorre no perfil 7, local onde foi coletada a amostra para o estudo de minerais pesados e para a datação de zircão detrítico. A assembléia mineralógica é representada por: Zr- Zircão; Tu- Turmalina; Ru- Rutilo; Mo- Monazita; An- Anatásio; e Es- Estauroлита _____ 86
- Figura 39 – Destaque para a fácies Aca (Formação Manacapuru), que ocorre no perfil 4, local onde foi coletada a amostra para o estudo de minerais pesados e para a datação de zircão detrítico. A assembléia mineralógica é representada por: Zr- Zircão (A); An- Anatásio (B e F); Es- Estauroлита (C); Ru- Rutilo (D); e Tu- Turmalina (E) _____ 87
- Figura 40 – Destaque para a fácies Aca (Formação Alter do Chão), que ocorre no perfil 12, local onde foi coletada a amostra para o estudo de minerais pesados e para a datação de zircão detrítico. A assembléia mineralógica é representada por: Zr- Zircão (A); Ru- Rutilo (B); Mo- Monazita (C); Es- Estauroлита (D); An- Anatásio (E); e Tu- Turmalina _____ 88
- Figura 41 – Diagrama Concórdia. Pontos analíticos afastados da curva Concórdia podem alinhar-se formando uma reta (Discórdia) _____ 89
- Figura 42 – Grãos de zircão detríticos extraídos da fácies Asg da Formação Prosperança. Imagens feitas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) na

Universidade Federal do Pará	91
Figura 43 – Resultados geocronológicos de grãos de zircão detríticos da Formação Prosperança. A - Histograma representando as idades obtidas; B - Resultados analíticos plotados no diagrama Concórdia	92
Figura 44 – Gráfico representando as porcentagens de grãos de zircão com idades paleoproterozoicas (1,6-2,1 Ga) e mesoproterozoicas (1,5-1,6 Ga) da Formação Prosperança	93
Figura 45 – Grãos de zircão detríticos extraídos da fácies At da Formação Nhamundá. Imagens feitas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) na Universidade Federal do Pará	93
Figura 46 – Resultados geocronológicos de grãos de zircão detríticos da Formação Nhamundá. A - Histograma representando as idades obtidas; B - Resultados analíticos plotados no diagrama Concórdia	94
Figura 47 – Gráfico representando porcentagens de grãos de zircão com idades arqueanas (> 2,5 Ga), paleoproterozoicas (1,6-2,5 Ga), mesoproterozoicas (1,0 Ga-1,5 Ga), e neoproterozoicas (0,5-1,5 Ga) da Formação Nhamundá.	95
Figura 48 – Reconstrução parcial do continente Rodínia no final do Mesoproterozoico (Loewy <i>et al.</i> 2003 in Escandolara 2006) baseada em duas propostas de correlação. 1- Destaque para a Amazônia com as Apalaches central e sul, e 2 - Destaque para o cráton Kalahari. O continente báltico na posição sugerida por Escandolara (2006), contíguo à margem NE da Laurentia	96
Figura 49 – Proposta Paleogeográfica de Veevers (2004) para o Devoniano, indicando a formação de um expressivo cinturão orogênico	97
Figura 50 – Evolução do cinturão orogênico de Veevers (2004) durante o Carbonífero	99
Figura 51 – Mapa esquemático da paleogeografia final do Gondwana Ocidental. Os descendentes neoproterozoicos de Rodínia (blocos e placas continentais em cinza) e as principais faixas móveis resultantes da colagem Brasiliana–Panafricana. Destaque para a área enfocada como resultado da interação das placas/blocos CA (Cráton Amazônico) e do Cráton SL-WA (São Luís–Oeste Africano) (Brito Neves <i>et al.</i> 2001)	99
Figura 52 – Cristais de zircão detríticos extraídos da fácies Aca da Formação Manacapuru. Imagens feitas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) da Universidade Federal do Pará	100
Figura 53 – Resultados da datação dos zircões detríticos da Formação Manacapuru. A- Histograma das idades obtidas; B - Resultados analíticos plotados no diagrama Concórdia	101
Figura 54 – Gráfico representando porcentagens de grãos de zircão com idades arqueanas (> 2,5 Ga), paleoproterozoicas (1,6-2,5 Ga), mesoproterozoicas (1,0 Ga–1,5 Ga) e neoproterozoicas (0,5-1,5 Ga) da Formação Manacapuru	103
Figura 55 – Grãos de zircão detríticos extraídos da fácies Aca da Formação Alter do Chão. Imagens feitas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) da Universidade	

Federal do Pará	104
Figura 56 – Resultados da datação dos zircões detríticos da Formação Alter do Chão. A- Histograma das idades obtidas; B - Resultados analíticos plotados no diagrama Concórdia	104
Figura 57 – Gráfico representando as porcentagens dos grãos de zircão com idades paleoproterozoicas (1,6-2,1 Ga) e mesoproterozoicas (1,5-1,6 Ga) da Formação Alter do Chão	105

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Quadro comparativo das principais propostas palinoestratigráficas do intervalo siluro-devoniano da Bacia do Amazonas _____	22
Tabela 2 – Principais icnofácies de depósitos continentais, marinhos costeiros e marinhos e seus respectivos icnogêneros (a partir de Frey & Pemberton 1984, Netto 2001) _____	27
Tabela 3 - Descrição das fácies da Formação Prosperança com as estruturas sedimentares e os processos deposicionais _____	34
Tabela 4 – Descrição das fácies da Formação Nhamundá com as estruturas e os processos deposicionais _____	39
Tabela 5 – Descrição das fácies da Formação Manacapuru com as estruturas e os processos deposicionais _____	51
Tabela 6 – Descrição das fácies da Formação Alter do Chão com as estruturas e os processos deposicionais _____	67

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
EPÍGRAFE.....	iv
RESUMO.....	v
ABSTRACT.....	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	ix
LISTA DE TABELAS.....	xv
1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1 – APRESENTAÇÃO E PROBLEMÁTICA.....	1
1.2 – LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE ESTUDO.....	3
1.3 – OBJETIVOS.....	3
1.4 – METODOLOGIA.....	3
1.4.1 – Análise Sedimentológica e Estratigráfica.....	4
1.4.2 – Icnologia Sistemática.....	4
1.4.3 – Proveniência.....	8
1.4.3.1 – Determinação da Assembléia de Minerais Pesados.....	8
1.4.3.2 – Paleocorrente.....	9
1.4.3.3 – Geocronologia.....	9
2 – ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS.....	12
2.1 – SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS E LITOESTRATIGRAFIA.....	12
2.2 – GRUPO PURUS.....	14
2.2.1 – Formação Prosperança.....	14
2.3 – GRUPO TROMBETAS.....	15
2.3.1 – Formação Nhamundá.....	15
2.3.2 – Formação Manacapuru.....	16
2.4 – GRUPO JAVARI.....	17
2.4.1 – Formação Alter do Chão.....	17
2.5 – ASPECTOS ESTRUTURAIS DA BACIA DO AMAZONAS.....	18
2.6 – ARCABOUÇO BIOESTRATIGRÁFICO.....	19
2.7 - SÍNTESE DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	22
3 - TRAÇOS FÓSSEIS.....	23
3.1 – DEFINIÇÃO E IMPORTÂNCIA.....	23
3.2 – OCORRÊNCIA DE TRAÇOS FÓSSEIS.....	23
3.3 - ICNOCENOSE, ICNOFÁCIES E ICNOFÁBRICAS.....	25
3.4 – TRAÇOS FÓSSEIS DA BACIA DO AMAZONAS.....	27
4 – ESTRATIGRAFIA, ANÁLISE DE FÁCIES DAS SEÇÕES AFLORANTES DE PRESIDENTE FIGUEIREDO E ICNOLOGIA DO INTERVALO SILURIANO-DEVONIANO.....	29
4.1 – ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO PROSPERANÇA.....	31
4.1.1 – Fácies da Formação Prosperança.....	31
4.1.1.1 – Arenito com estratificação cruzada tabular (At).....	31
4.1.1.2 – Arenito médio com marcas onduladas (Ao).....	31
4.1.1.3 – Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg).....	32

4.1.1.4 – Pelito laminado (Pl).....	32
4.1.1.5 – Pelito com lentes de arenito com laminação cruzada (Pac).....	32
4.1.1.6 – Ritmito arenito/pelito (Rap).....	32
4.1.1.7 – Ritmito com estruturas de sobrecarga (Rs).....	32
4.1.1.8 – Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa).....	35
4.1.1.9 – Conglomerado com estratificação cruzada (Cc).....	35
4.1.2 – Associação de fácies da Formação Prosperança.....	35
4.1.2.1 – Associação de fácies 1 (AF1) – Prodelta	35
4.1.2.2 – Associação de fácies 2 (AF2) – Frente deltaica.....	36
4.1.2.3 – Associação de fácies 3 (AF3) – Planície <i>braided</i>	37
4.2 – ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO NHAMUNDÁ.....	37
4.2.1 – Fácies da Formação Nhamundá.....	37
4.2.1.1. Pelito arenoso com estruturas glaciectônicas (PAg).....	37
4.2.1.2. Pelito arenoso bioturbado (PAb) e Pelito laminado (Pl).....	38
4.2.1.3. Arenitos com estratificação cruzada tabular bioturbado (Atb).....	39
4.2.1.4. Arenitos com estratificação plano paralela (App1).....	40
4.2.1.5. Arenitos com estratificação cruzada recumbente (Ar).....	40
4.2.1.6. Arenitos com laminação de baixo ângulo e <i>muddraps</i> bioturbado (Alcb).....	40
4.2.1.7. Arenito com estratificação cruzada tabular (At).....	41
4.2.1.8. Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i> (Ah1).....	41
4.2.1.9. Arenitos com laminação cruzada (Alc).....	41
4.2.1.10. Arenitos com estratificação plano-paralela, clastos e diques de argila (Apcd).....	41
4.2.2. Associação de fácies da Formação Nhamundá.....	41
4.2.2.1. Associação de Fácies 1 (AF1): Face Litorânea Inferior (<i>Shoreface</i> Inferior).....	41
4.2.2.2. Associação de Fácies 2 (AF2): Face Litorânea Superior (<i>Shoreface</i> Superior).....	42
4.2.2.3. Associação de Fácies 3 (AF3): Glacial Costeiro.....	44
4.2.3 – Icnogêneros e Icnospecies.....	44
4.3 – ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO MANACAPURU.....	50
4.3.1 - Fácies da Formação Manacapuru.....	52
4.3.1.1. Pelito maciço (Pm).....	52
4.3.1.2. Arenitos com laminação plano paralela (App2).....	52
4.3.1.3. Folhelhoossilífero (Ff), folhelho com estruturas de sobrecarga (Fs) e com manganês (FMg).....	52
4.3.1.4. Folhelho arenoso laminado e Pelito laminado (FAI e Pl).....	53
4.3.1.5. Ritmito com acamamento <i>wavy</i> (Raw) e Ritmito bioturbado (Rb).....	53
4.3.1.6. Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aca).....	53
4.3.1.7. Arenitos com estratificação cruzada tabular, ondulada e bioturbados (At ou Atb).....	53
4.3.1.8. Arenito laminado bioturbado (Alb).....	54
4.3.1.9. Arenito com marcas onduladas (Ao) e arenito com marcas onduladas bioturbado (Aob).....	54
4.3.1.10. Arenito com estratificação cruzada <i>Hummocky</i> (Ah2).....	54
4.3.1.11. Arenito maciço bioturbado (Amb).....	54
4.3.2. Associação de fácies da Formação Manacapuru.....	55
4.3.2.1. Associação de Fácies 1 (ASF1) – Face Litorânea Transicional (Transição <i>Offshore</i> Superior – <i>Shoreface</i> Inferior).....	55
4.3.2.2. Associação de Fácies 2 (ASF2) – Costa Afora.....	56

4.3.2.3. Associação de fácies 3 (ASF3) – <i>Shoreface</i> – <i>Foreshore</i>	56
4.3.3. Icnogêneros e Icnosspécies.....	57
4.4 - ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO.....	66
4.4.1 – Fácies da Formação Alter do Chão.....	66
4.4.1.1 – Conglomerado polimítico (Cp).....	66
4.4.1.2 – Arenito com Estratificação Cruzada Acanalada (Aca).....	67
4.4.1.3 – Pelito Maciço (Pm).....	68
4.4.2 – Associação de fácies da Formação Alter do Chão.....	68
4.4.2.1 – Associação de fácies 1 (ASF1) – Preenchimento de canal.....	68
4.4.2.2 – Associação de fácies 2 (ASF2) – Depósito Externo ao Canal (Planície de Inundação).....	69
5 – ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DAS UNIDADES AFLORANTES DA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO – AM.....	71
5.1 – TECTÔNICA GLOBAL.....	71
5.2 – PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS DO <i>CRATON</i> AMAZÔNICO – EMBASAMENTO.....	76
5.2.1 – Província Amazônia Central (PAC).....	76
5.2.2 – Província Maroni-Itacaiúnas (PMI).....	76
5.2.3 – Província Ventuari-Tapajós (PVT).....	76
5.2.4 – Província Rio Negro-Juruena (PRNJ).....	77
5.2.5 – Província Rondônia-São Ignácio (PRSI).....	78
5.2.6 – Província Sunsás (PS).....	78
5.3 – PALEOCORRENTES.....	78
5.3.1 – Paleofluxo da Formação Prosperança.....	78
5.3.2 – Paleofluxo da Formação Nhamundá.....	78
5.3.3 – Paleofluxo da Formação Manacapuru.....	79
5.3.4 – Paleofluxo da Formação Alter do Chão.....	79
5.4 – ESTUDO DE MINERAIS PESADOS.....	79
5.4.1 – Assembléia de minerais pesados da Formação Prosperança.....	84
5.4.2 – Assembléia de minerais pesados da Formação Nhamundá.....	84
5.4.3 – Assembléia de minerais pesados da Formação Manacapuru.....	84
5.4.4 – Assembléia de minerais pesados da Formação Alter do Chão.....	84
5.5 – GEOCROLOGIA.....	86
5.5.1 - Método U-Pb em grãos detríticos de zircão.....	86
5.5.2 – Análise geocronológica das unidades litoestratigráficas da região de Presidente Figueiredo.....	89
5.5.2.1 – Proveniência da Formação Prosperança.....	90
5.5.2.2 – Proveniência da Formação Nhamundá.....	94
5.5.2.3 – Proveniência da Formação Manacapuru.....	99
5.5.2.4 – Proveniência da Formação Alter do Chão.....	102
6 – DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.....	108
7 – REFERÊNCIAS.....	114

1 – INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO E PROBLEMÁTICA

O município de Presidente Figueiredo, localizado na porção nordeste do Estado do Amazonas, cuja sede fica a 107 km ao norte da cidade de Manaus, é uma das poucas localidades da região amazônica que apresenta excelentes exposições de depósitos siliciclásticos de idades pré-cambrianas e fanerozoicas na borda norte da Bacia do Amazonas. Isso se deve principalmente às características geomorfológicas e tectônicas da região responsáveis pela ocorrência de cachoeiras, grutas, cavernas, rios e lagos. Além disso, o fácil acesso a estes afloramentos pela rodovia BR-174 (Manaus–Boa Vista), AM-240 (Presidente Figueiredo–Balbina) e ao longo do rio Urubu, torna a região favorável à realização de diversos trabalhos científicos. Devido o caráter predominantemente arenoso das unidades geológicas, o que inibe a preservação de corpos fósseis, a região de Presidente Figueiredo se traduz num dos mais importantes sítios icnofossilíferos do Brasil, com uma grande diversidade de icnogêneros de idades paleozoicas e mesozoicas.

Estes depósitos siliciclásticos de idades pré-cambriana e fanerozoica constituem uma faixa contínua de afloramentos na borda norte da Bacia do Amazonas. Nesse intervalo, o limite da bacia era caracterizado por rochas sedimentares siliciclásticas que foram afetadas por variações climáticas extremas, como por exemplo, a Glaciação Siluriana. A Formação Prosperança (Neoproterozoico) e o Grupo Trombetas (Ordoviciano-Devoniano), representado pelas formações Nhamundá e Manacapuru, são as unidades litoestratigráficas que melhor registraram esses eventos paleoclimáticos na Bacia do Amazonas. Na região de estudo, a Formação Alter do Chão (Cretáceo) cobre as unidades anteriormente citadas.

No Neoproterozoico (1.000–542 Ma), mudanças de caráter global afetaram de modo significativo os ambientes de sedimentação terrestres. Tais mudanças podem ser exemplificadas por grandes glaciações, rápida movimentação das placas tectônicas, mudança no teor de oxigênio na atmosfera e finalmente o surgimento da vida complexa. Os únicos depósitos sedimentares neoproterozoicos da porção sul do Escudo das Guianas estão contidos na Formação Prosperança, que representa talvez, as primeiras manifestações deposicionais do *rift* precursor da Bacia do Amazonas.

Durante o intervalo siluro-devoniano (425–359 Ma), a região de Presidente Figueiredo estava incorporada, assim como a maioria das massas terrestres, ao supercontinente paleozoico Gondwana, posicionado nas proximidades do Pólo Sul, e passava por mudanças climáticas drásticas relacionadas aos períodos da glaciação siluriana e pós-glaciação no

Devoniano, que controlaram a evolução e diversidade dos metazoários após a explosão da vida no Cambriano (Caputo & Crowell 1985). O registro dessas mudanças climáticas e da diversificação da vida é evidenciado em várias partes do mundo, principalmente através de traços fósseis em depósitos sedimentares siliciclásticos. O conteúdo icnofossilífero presente nessas rochas é um dos poucos vestígios deixados por organismo que habitaram a região durante esse intervalo na região de Presidente Figueiredo.

No contexto paleontológico e icnológico a região amazônica necessita de novos dados, mais detalhados que, juntamente com os estudos anteriores, venham corroborar para o melhor entendimento da fauna que habitava a região de Presidente Figueiredo durante o intervalo Siluro-Devoniano. Como a icnologia é uma ciência que conta, no Brasil, com poucos profissionais especializados e com poucas exposições de traços fósseis em bom estado de preservação, se faz necessário um treinamento específico em icnologia para a região amazônica.

Os depósitos siliciclásticos da Formação Alter do Chão marcam o topo dos perfis estudados ao longo da BR-174 e AM-240. Esses depósitos são constituídos, principalmente, de arenitos, conglomerados e pelitos que foram associados a um ambiente fluvial meandrante representando o Cretáceo na Bacia do Amazonas.

Os afloramentos estudados neste trabalho correspondem às unidades litoestratigráficas de idade neoproterozoica pertencentes à Formação Prosperança, de idade siluro-devoniana pertencentes ao Grupo Trombetas (formações Nhamundá - Llandoveriano e Wenlockiano e Manacapuru - Pridoliano e Lochkoviano do Neodevoniano) e de idade neocretácea, pertencente à Formação Alter do Chão (Figura 1).

Apesar do rico registro litoestratigráfico dos depósitos mencionados, não há trabalhos em detalhe na região que proponha um perfil completo das unidades litoestratigráficas aflorantes na região de Presidente Figueiredo – AM e ainda há dificuldades em distinguir essas unidades litoestratigráficas.

1.2 – LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE ESTUDO

As unidades litoestratigráficas estudadas estão expostas em cortes de estrada, em cachoeiras, em ramais e vicinais ao longo das rodovias BR-174 e AM-240 (Presidente Figueiredo - Vila de Balbina) e nas margens ao longo do rio Urubu e dos igarapés Urubuí e Veado (Figura 1).

1.3 – OBJETIVOS

Esta dissertação de mestrado tem como objetivo geral compreender a formação e evolução dos depósitos siliciclásticos aflorantes na Região de Presidente Figueiredo-AM.

Apresenta também como objetivos específicos:

- 1- Entender as relações entre as unidades;
- 2- Definir a assembléia mineralógica e a maturidade composicional das unidades;
- 3- Determinar a idade máxima da sedimentação (idade de zircão de arenitos) e a proveniência das rochas estudadas;
- 4- Estabelecer os ambientes deposicionais das unidades que afloram na Região de Presidente Figueiredo.

1.4 – METODOLOGIA

O desenvolvimento deste trabalho passou por etapas de campo, laboratoriais e de escritório (Figura 2). As etapas de campo foram realizadas pelas principais vias de acesso (terrestre e fluvial) da região de Presidente Figueiredo (AM). Durante esta etapa fez-se o primeiro levantamento de fácies considerando aspectos como a individualização dos litotipos e a caracterização das texturas e estruturas sedimentares das seções estratigráficas selecionadas e os primeiros reconhecimentos das estruturas biogênicas, seguidos da coleta sistemática de amostras para estudos laboratoriais. As etapas laboratoriais envolveram a separação de minerais pesados, zircões detríticos para a análise geocronológica U-Pb desses grãos e foram feitas imagens dos grãos de zircões através do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) para a observação dos melhores grãos e locais para análise. A etapa de escritório consistiu na integração dos dados obtidos no campo e laboratório como agrupamento de fácies, interpretação dos respectivos ambientes e processos deposicionais, classificação icnotaxônomica e descrição, individualização e interpretação das icnofácies e o estudo de proveniência através da determinação e interpretação do estudo das assembléias de minerais pesados, análise de paleocorrente e análises geocronológicas U-Pb dos grãos de zircão. Durante todas estas etapas foram realizados levantamentos bibliográficos. Os procedimentos serão descritos a seguir:

1.4.1 – Análise Sedimentológica e Estratigráfica

A análise sedimentológica foi baseada na técnica de análise de fácies, como preconizado por Walker (1992), cujos principais procedimentos são: reconhecimento no campo das fácies sedimentares por meio da caracterização e descrição, no qual se detalha a composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, e o padrão das paleocorrentes; o entendimento dos processos sedimentares que revela como a fácies foi gerada; e a associação de fácies, que reúne fácies contemporâneas e cogenéticas, com diferentes padrões de empilhamento, geometria e posição relativa dentro da unidade deposicional. A coleta sistemática de amostras seguiu a separação de fácies.

A individualização, descrição e distribuição lateral e vertical das fácies sedimentares foram auxiliadas por perfis estratigráficos e seções panorâmicas que foram obtidas a partir de fotos de afloramentos (com base nos trabalhos de Miall 1977, 1996). Dessa forma, foi possível identificar a geometria dos corpos e as relações de fácies para então definir os ambientes e o sistema deposicional.

A descrição e classificação do porte das estratificações cruzadas seguiram os parâmetros de McKee & Weir (1953), que consideraram os *sets* de pequeno, médio e grande porte com espessuras <0,3 m, 0,3-3 m e >3 m, respectivamente. A nomenclatura das litofácies seguiram os padrões propostos por Miall (1977), na qual as letras maiúsculas representam os litotipos e as letras minúsculas correspondem às estruturas respectivas de cada fácies.

1.4.2 – Icnologia Sistemática

A icnologia sistemática se baseia em identificar o traço fóssil pela sua morfologia e compará-lo com o de outros tipos de traços já estudados e usados como padrão, visando a classificação icnotaxonômica. Como os traços fósseis não são organismos ou partes desses, não se pode aplicar as regras sistemáticas adotadas pelo Código Internacional de Nomenclatura Zoológica, porém o mesmo código permite a utilização de termos ao nível de gênero e espécie de acordo com as suas diferenças morfológicas (Netto 2001). Evitando possíveis confusões com a nomenclatura binomial utilizada na taxonomia de corpos fósseis, os traços fósseis são designados como icnogênero e icnoespécie e possuindo sufixos próprios como *-ichnus*, *-ichnites*, *-opus* e *-phycus*.

Durante o estudo empregou-se, para auxiliar na sistemática, as classificações presentes em trabalhos consagrados como o de Martinsson (1970), que propôs uma subdivisão dos

traços fósseis de acordo com a sua disposição no substrato (toponômica); o de Seilacher (1964), que classifica os traços conforme a interpretação do comportamento (etológica) do organismo gerador do icnito; o esquema de chaves proposto por Häntzschel (1975), que identifica o traço fóssil pela sua morfologia, e os trabalhos de Pemberton *et al.* (1992), que apresentam novos estudos e conceitos sobre icnologia, além de artigos especializados de periódicos nacionais e internacionais.

A classificação toponômica de Martinsson (1970) individualiza os traços fósseis de acordo com o seu posicionamento no substrato. Segundo essa classificação, os traços fósseis podem ser: epicniais, quando estão no topo da camada; endicniais, entre ou dentro da camada; hipicniais, na base da camada e exicniais quando estão na parte mediana da camada, sem contato com suas superfícies laterais (Figura 3). A classificação de Seilacher (1964) está baseada no comportamento do organismo durante a produção do traço (Figura 4). São reconhecidos, atualmente, onze grupos etológicos distintos relacionados aos padrões comportamentais dos bioturbadores (Netto 2001): *Agrichnia* (cultivo), *Repichnia* (locomoção), *Cubichnia* (repouso), *Fodinichnia* (alimentação), *Domichnia* (habitação), *Fugichnia* (escape), *Pascichnia* (pastagem), *Taphichnia* (morte), *Equilibrichnia* (equilíbrio), *Praedichnia* (predação) e *Aedifichnia* (construção). Häntzschel (1975) foi o último a publicar um índice taxonômico de traços fósseis. A partir desse índice foram elaboradas chaves de identificação de traços fósseis com base na sua morfologia.

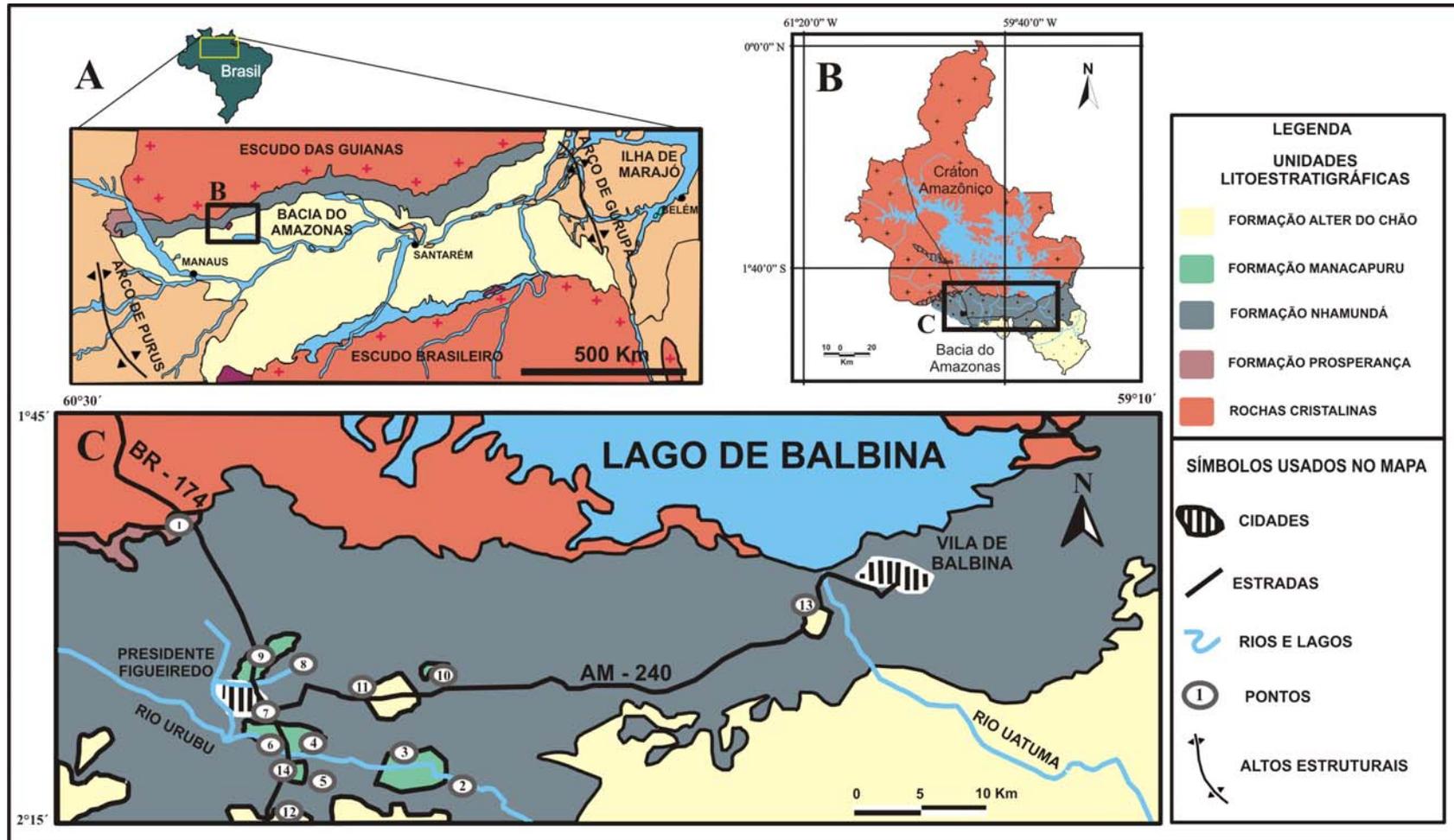


Figura 1 – Mapas de localização e geológico simplificado da região de Presidente Figueiredo, borda norte da Bacia do Amazonas. Os números indicam os locais estudados. A – Mapa de localização da Bacia do Amazonas (Wanderley Filho 1991); B – Localização da região de Presidente Figueiredo (CPRM 2002); e C – Destaque para a área onde foram descritos os pontos de estudo na região de Presidente Figueiredo – AM.

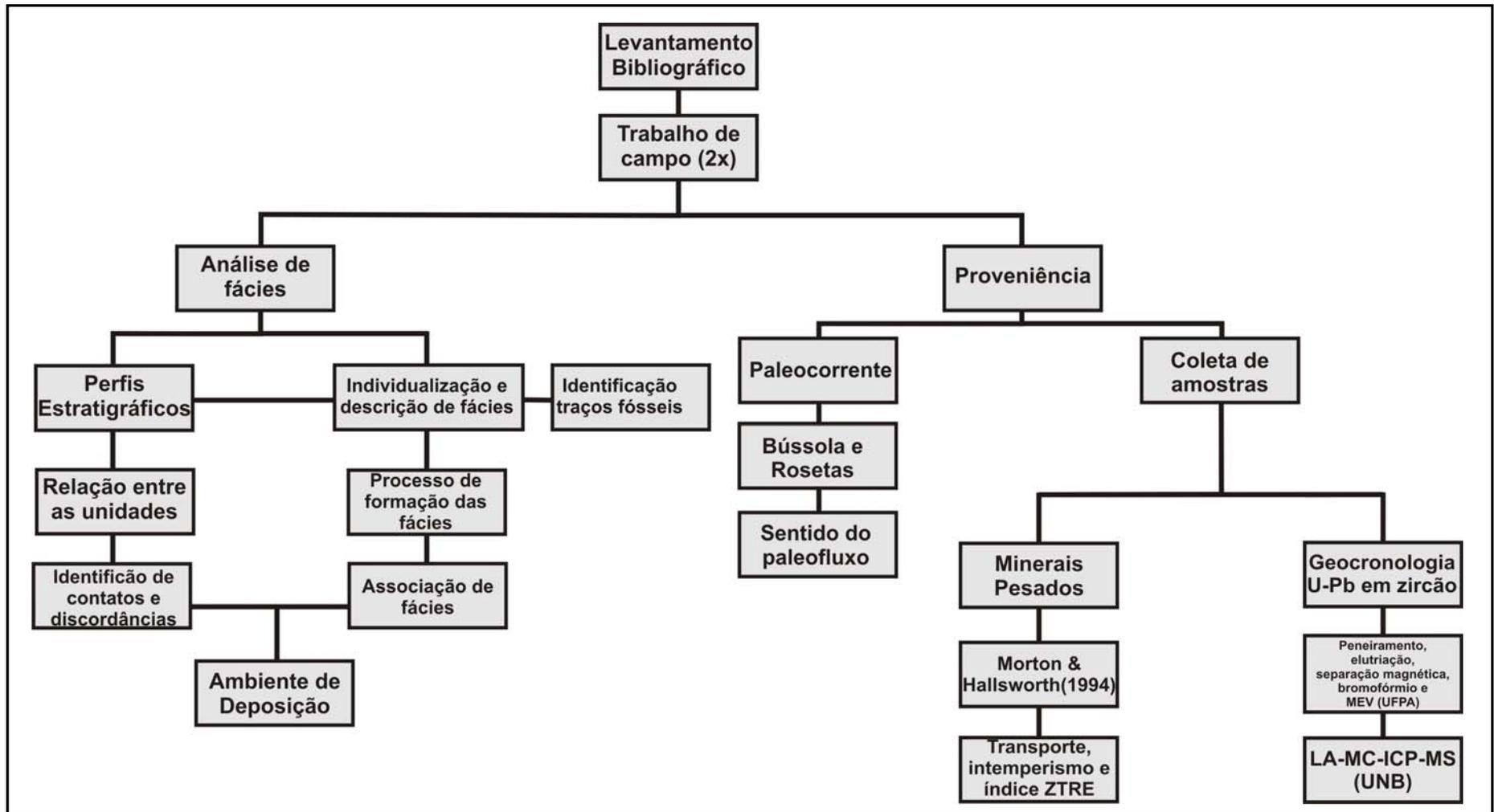


Figura 2 – Fluxograma resumindo as diversas etapas metodologicas aplicadas no estudo.

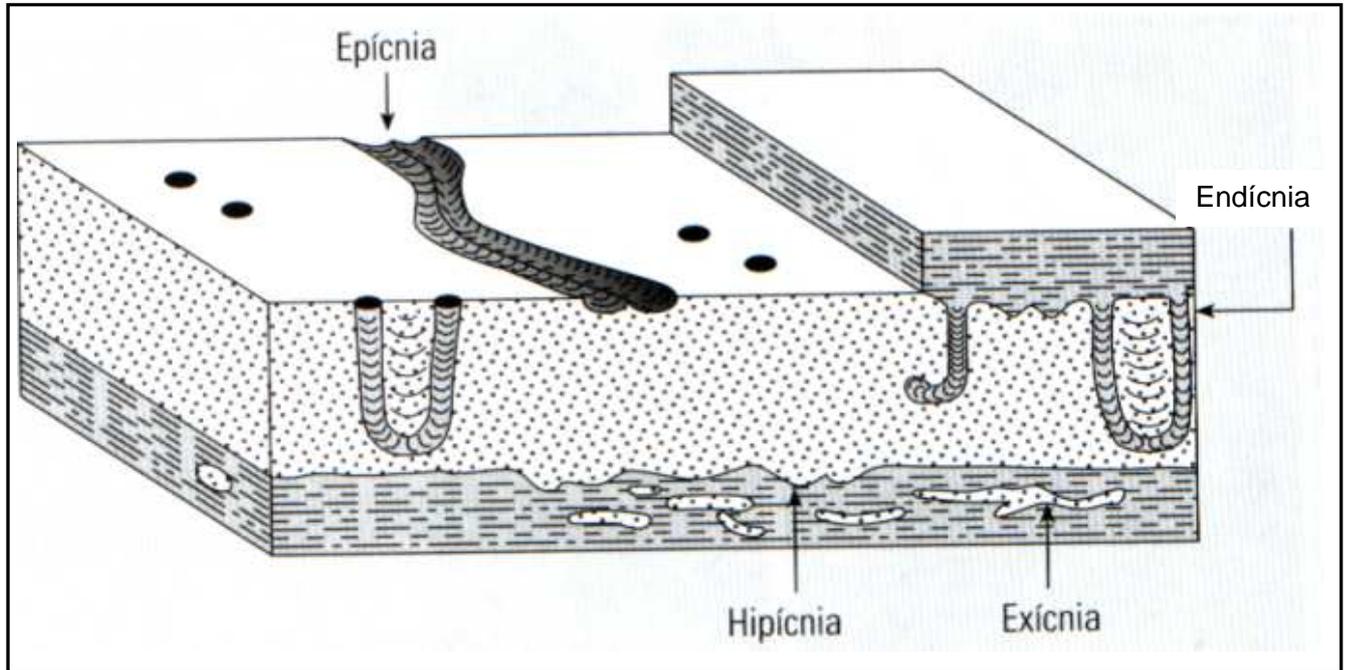


Figura 3 – Classificação Toponômica de Martinson (1970).

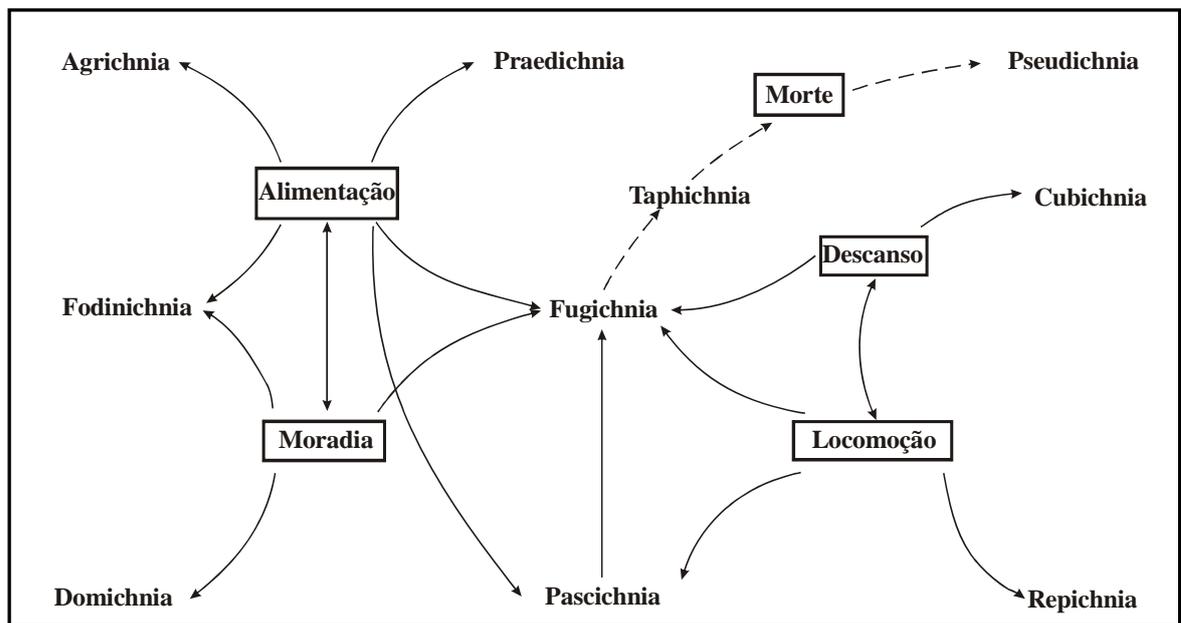


Figura 4 – Classificação etológica de Seilacher (1964).

1.4.3 – Proveniência

1.4.3.1 – Determinação da Assembléia de Minerais Pesados

Minerais pesados são acessórios e sensíveis indicadores da proveniência de sedimentos, embora processos superimpostos como intemperismo, abrasão, fracionamento hidrodinâmico e diagênese, que atuam durante o ciclo sedimentar, podem obscurecer a assinatura original (Morton 1985, Morton & Hallsworth 1999). A determinação de assembléias de minerais pesados seguiu as técnicas clássicas descritas em Morton & Hallsworth (1994). Os minerais pesados foram concentrados usando-se técnicas tradicionais (Figuras 5- A, B e C) e avaliados em lâminas em microscópio óptico. No estudo de proveniência dos minerais pesados foram considerados vários fatores que estão intrinsecamente relacionados ao transporte (arredondamento, abrasão) e intemperismo (dissolução, hidratação). Além do estudo morfológico, foram também usados os índices ΣZTR (zircão+turmalina+rutilo), $\Sigma ZTRE$ (os mesmos + estauroлита), I/E (instáveis/estáveis), os quais medem a maturidade do sedimento. Tanto a assembléia quanto os índices podem ser utilizados na distinção de unidades sedimentares (p.ex. Nascimento *et al.* 2007).

As amostras cujos minerais pesados foram analisados são provenientes das formações Prosperança (Neoproterozoico), Nhamundá (Neosiluriano), Manacapuru (Eodevoniano) e Alter do Chão (Neocretáceo).

1.4.3.2 – Paleocorrente

A análise de paleocorrentes permitiu estimar o sentido do paleofluxo que reflete a localização do declive principal do terreno, além de contribuir em estudos de geometria dos corpos sedimentares e auxiliar na interpretação paleoambiental, fundamentais na determinação da área fonte (Grahm 1988). A aquisição dos dados de paleocorrente consistiu em medir a direção e inclinação dos estratos cruzados de estruturas direcionais, tais como estratificação e laminação cruzada e estratificação inclinada, seguindo as interpretações prévias de fácies. As medições foram feitas com bússola magnética, tratadas estatisticamente e com os as direções plotadas em diagramas de roseta.

1.4.3.3 – Geocronologia

A partir das concentrações de minerais pesados, foi feita a separação de grãos detríticos de zircão para datação perfazendo um total de 200 grãos para cada amostra.

Inicialmente as amostras foram divididas nas frações 0,250–0,180 mm, 0,180–0,125 mm e 0,125–0,075 mm através do método do peneiramento. Após esta etapa, foi aplicada a técnica de elutrição para separação de minerais pesados por densidade; em seguida, foi utilizado o instrumento Frantz Isodynamic para separação magnética de minerais magnéticos dos não magnéticos, e por fim realizou-se a separação por líquido pesado com a utilização do bromofórmio. Para as análises geocronológicas U-Pb dos grãos de zircão foi utilizado o instrumento LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation-Multi Collector-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer*).

Na análise dos cristais de zircão (Figuras 5- D, E, F e G), previamente montados em resina epoxi, foi utilizado um equipamento de laser *New Wave* UP213 acoplado ao espectrômetro de massa. No processo de ablação, foi utilizado um feixe de laser de 30 µm de diâmetro, com frequência de pulso entre 5 e 100 Hz e energia aplicada variável entre 0 a 20 mJ. As partículas removidas do zircão foram transportadas por gás Ar até a tocha, sendo ali ionizadas.

O espectrômetro utilizado foi o modelo NEPTUNE (*Thermo Scientific*), que conta com analisador de energia e analisador de massa de setor magnético. O sistema de detecção está equipado com 9 coletores tipo Faraday, 6 contadores de íons e 1 multiplicador de elétrons.

As idades foram calculadas em função do padrão internacional GJ, que possui concentração de U de 212 a 422 ppm e de Pb radiogênico entre 19 e 37 ppm, além de teores muito baixos de Pb comum. A razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ média é da ordem de 0,017, com baixa intensidade de ^{232}Th , entre 1,7 a 6 mV (coletor Faraday), e alta de ^{238}U (150 mV). As idades aceitas para GJ são $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 599,8 \pm 2,4 \text{ Ma}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 601,6 \pm 1,9 \text{ Ma}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 608,5 \pm 0,5 \text{ Ma}$ (Elholou *et al.* 2006).

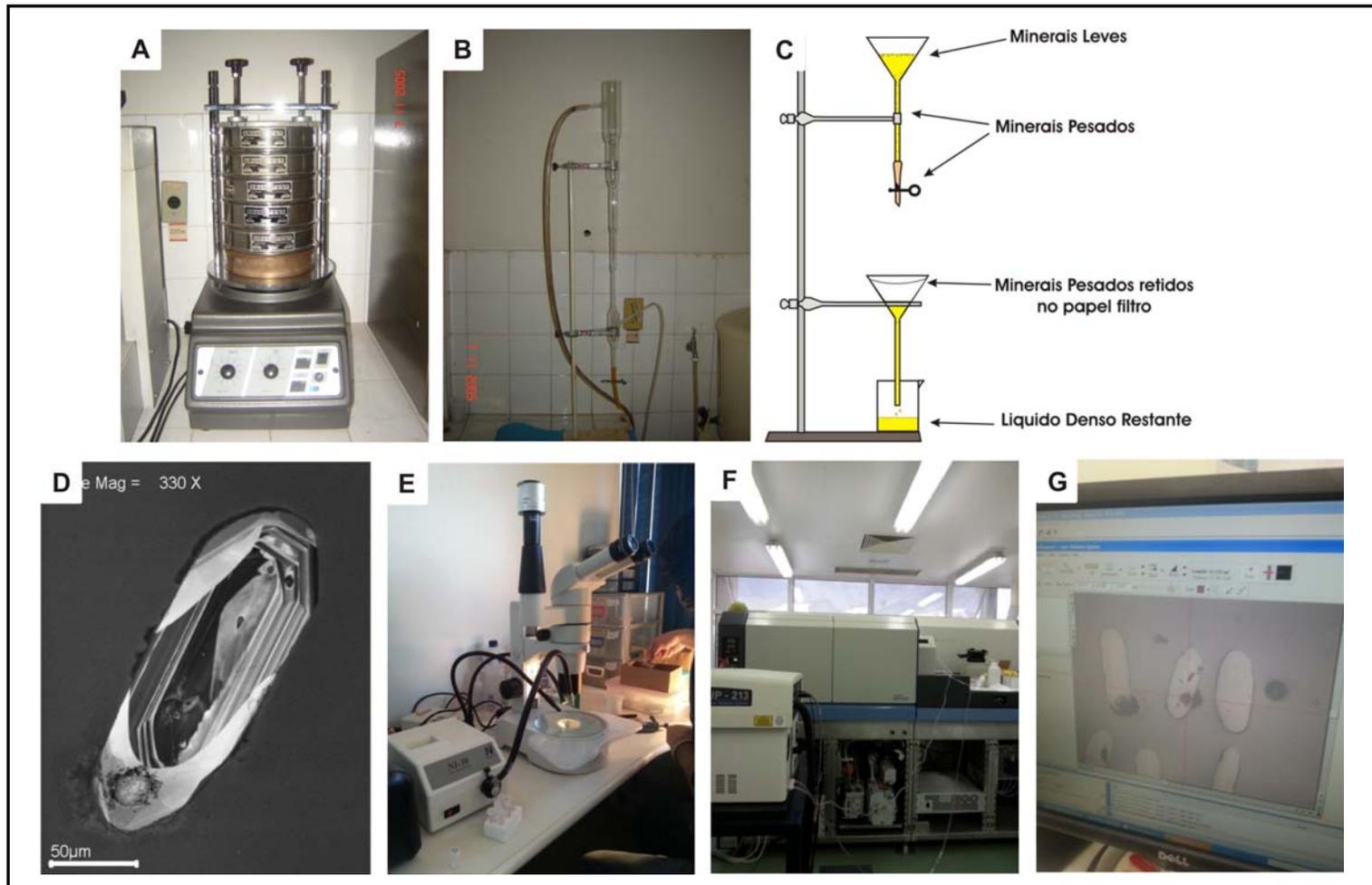


Figura 5 – Figuras que ilustram os métodos aplicados para estudo de minerais pesados e geocronologia. A – Peneirador usado em separação granulométrica; B – Elutriador usado em separação dos minerais por densidade; C – Sistema usado na separação dos minerais pesados com bromofórmio; D – Imagem do zircão através do microscópio de varredura (MEV) destacando o orifício feito durante a análise; E – Esteriomicroscópio utilizado para a triagem dos grãos; F – LA-MC-ICP-MS Neptune utilizado para a datação dos grãos detríticos de zircão; G – Imagem de grãos de zircão detrítico realizada durante a análise no Laboratório de Geologia Isotópica da UNB.

2 – ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS

2.1 – SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS E LITOESTRATIGRAFIA

De acordo com Cunha *et al.* (1994), a Bacia do Amazonas é uma bacia intracratônica com cerca de 500.000 km², abrangendo parte dos estados do Amazonas e Pará, limitada ao norte pelo Escudo das Guianas (Província Estrutural Rio Branco) e ao sul pelo Escudo Brasileiro. Está limitada a oeste com a Bacia do Solimões pelo Arco do Purus, ao passo que o Arco do Gurupá constitui seu limite leste.

Na Bacia do Amazonas ocorrem registros sedimentares e ígneos que refletem os eventos tectônicos paleozoicos que ocorreram na borda oeste da pretérita placa gondwânica e da tafrogenia mesozoica do Atlântico Sul. Esses fenômenos orogênicos provocaram movimentações epirogênicas intraplaca, resultando na formação de arcos de grande porte e discordâncias regionais, além de controlarem as ingressões marinhas que influenciaram os ambientes deposicionais.

Duas sequências de primeira ordem podem ser reconhecidas no preenchimento sedimentar da bacia: uma paleozoica, intrudida por diques e soleiras de diabásio, e uma mesozoico-cenozoica. A primeira manifestação sedimentar da bacia ocorreu durante o final do Neoproterozoico (1000–570 Ma) e está representada pelos sistemas alúvio-flúvio-lacustres tafrogênicos do Grupo Purus que ocupou *grabens* orientados segundo a orientação WNW-ESSE e NE-SW, instalados sobre as rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iricoumé (Caputo *et al.* 1971). A Formação Prosperança, encontra-se instalada sobre as rochas cristalinas do Escudo das Guianas de forma contínua ou em porções isoladas que foram interpretadas por Nogueira & Soares (1996) como sendo estruturas do tipo *graben*, com orientação segundo a direção WSW-ENE.

Após esforços distensionais, teve início uma subsidência regional e o desenvolvimento de uma sinéclise intracontinental, com deposição de caráter pulsante em *onlap*, alternando deposição de sedimentos glaciais e marinhos com ingressões de leste para oeste a partir do Neo-ordoviciano. Nesse estágio, o Arco de Purus impedia a conexão com a Bacia do Solimões enquanto no limite leste a sedimentação ultrapassou o Arco de Gurupá e pode ser correlacionada com as bacias do noroeste do atual continente africano (Neves *et al.* 1989). O Grupo Trombetas é a unidade onde está registrado esse estágio, apresentando duas sucessões de caráter transgressivo-regressivo, caracterizadas pela alternância de sedimentos glaciais e

marinhos (Cunha *et al.* 1994). A primeira sucessão foi depositada em ambientes fluvial e litorâneo sob condições glaciais sendo representada por ritmitos arenitos/pelitos da Formação Autás-Mirim e os arenitos e folhelhos da Formação Nhamundá. A segunda sucessão é composta pelos arenitos e siltitos das formações Pitinga e Manacapuru que foram depositados em ambiente marinho distal a costeiro com influência glacial (Nogueira *et al.* 1997b). Após um relaxamento dos esforços compressoriais foram criados sítios deposicionais que possibilitaram a implantação do ciclo Cretáceo-Terciário, representado pelo Grupo Javari (Eiras *et al.* 1994). Esses depósitos se posicionaram diretamente sobre a superfície de discordância do topo do Paleozoico.

Durante o Cretáceo Superior instalou-se um sistema fluvial arenoso de alta energia que continuou atuante até o Neógeno (23,03 Ma até o Recente) e se estendeu até as bacias subandinas. O registro desse estágio está nos depósitos sedimentares da Formação Alter do Chão (conglomerados, arenitos, argilitos, siltitos e folhelhos). O clima mudou de árido para úmido e a drenagem corria provavelmente para oeste (sanozama), em direção ao pretérito Oceano Pacífico. Com o soerguimento da Cadeia Andina essa região foi isolada no Paleógeno (65,5 Ma–23,03 Ma), e a consequente compensação isostática deslocou o depocentro terciário para a região subandina. Os rios cretáceos transformaram-se em lagos doces e rasos, alimentados por rios meandantes de baixa energia e depositando pelitos com restos de conchas, de moluscos e vegetais (Formação Solimões). A partir do Mioceno, época da culminância do soerguimento andino, a bacia passou a ser alimentada por sedimentos oriundos daquela cadeia montanhosa, e a rede de drenagem passou a se dirigir ao Atlântico. A cunha argilosa decorrente, porém, mal ultrapassa o Arco de Purus (Caputo *et al.* 1971, Cunha *et al.* 1994).

Durante o intervalo Eoceno-Oligoceno começaram a se desenvolver as primeiras crostas lateríticas na região Amazônica, classificadas por Costa (1991) como maduras. Essas foram retrabalhadas no Mioceno-Pleistoceno ocupando áreas restritas ou formando corpos isolados. Os perfis lateríticos imaturos se formaram no Quaternário (Pleistoceno) e ocupam quase toda a região Amazônica. As idades e tempo de alterações diferentes estão associados a eventos policíclicos e epigenéticos (Costa 1990, Costa 1991). Esses perfis lateríticos se desenvolveram sobre as rochas das formações Nhamundá e Alter do Chão. O desenvolvimento e a formação dessas lateritas no início do Cenozoico fez com que as lateritas maduras apresentem atualmente coberturas de latossolos autóctones e alóctones espessos,

enquanto que as lateritas imaturas são cobertos parcialmente por latossolos cogenéticos, delgados (Costa 1990, Horbe & Costa 1996). Atualmente as coberturas quaternárias ocorrem em todos os rios da região formando depósitos coluviais que recobrem localmente as unidades mais antigas e são de composição areno-argilosa e conglomerática, ocorrem preenchendo vales e distribuem-se aleatoriamente nos topos e encostas dos platôs. Enquanto as aluviões recentes distribuem-se ao longo das calhas dos rios, igarapés e demais cursos d'água e são compostos de areias e argilas (Souza 1974). As unidades litoestratigráficas encontradas na borda norte da Bacia do Amazonas estão representadas na figura 6.

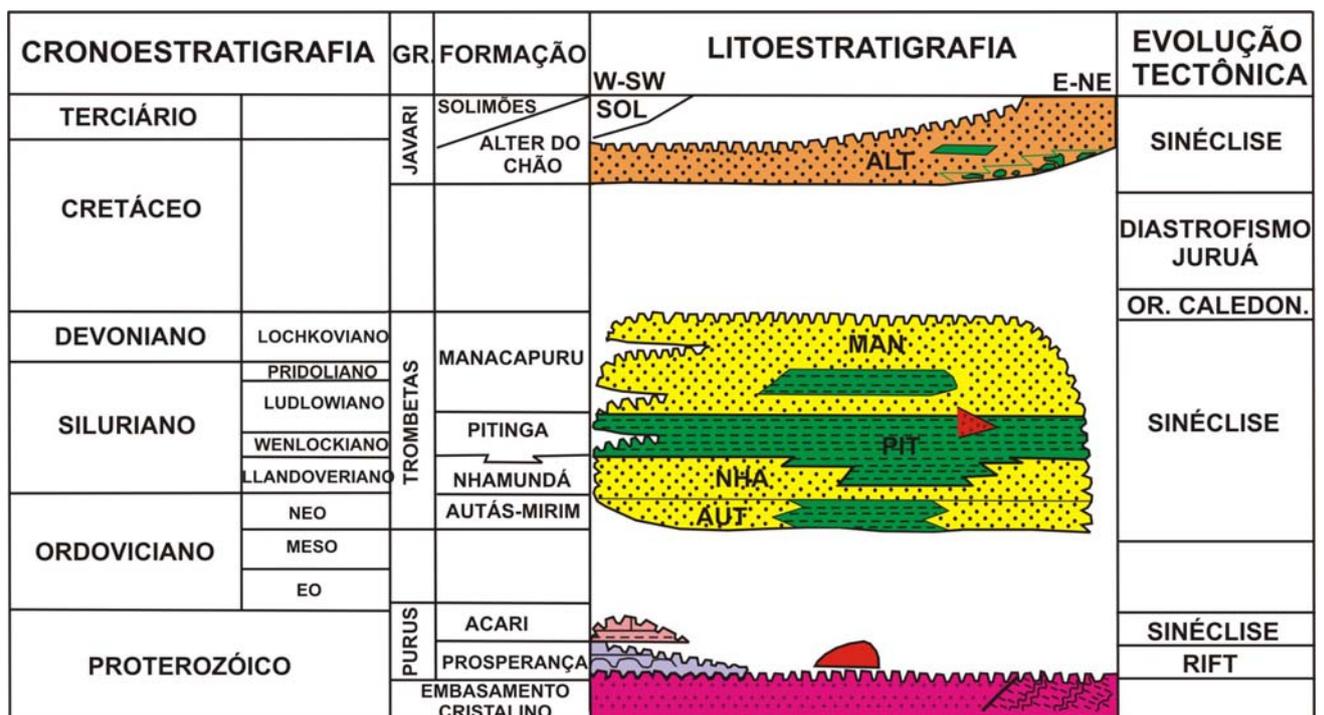


Figura 6 – Detalhe da carta estratigráfica da Bacia do Amazonas com destaque para as unidades litoestratigráficas da borda norte (Modificado de Cunha *et al.* 1994).

2.2 – GRUPO PURUS

2.2.1 – Formação Prosperança

No Neoproterozoico (1.000–542 Ma), mudanças de caráter global afetaram de modo significativo os ambientes de sedimentação terrestres. Tais mudanças podem ser exemplificadas por grandes glaciações, rápida movimentação das placas tectônicas, mudança no teor de oxigênio na atmosfera e finalmente o surgimento da vida complexa. Os únicos depósitos sedimentares neoproterozoicos da porção sul do Escudo das Guianas são representados pela Formação Prosperança, que consiste em arenitos arcoseanos,

conglomerados e siltitos, talvez as primeiras manifestações deposicionais do *rift* precursor da Bacia do Amazonas.

A Formação Prosperança é composta por conglomerados, arenitos e pelitos que preenchem *grabens* do embasamento. Nas etapas finais do Ciclo Brasileiro (700–400 Ma, Almeida & Hasui 1984), em condições tardias pós-orogênicas, várias unidades sedimentares acumularam-se sobre a recém-estabilizada plataforma Sul-Americana. Seus registros atuais encontram-se preservados localmente na bacia em áreas contíguas ao Arco de Purus, sobretudo no seu lado oriental, onde constitui os depósitos flúvio-deltaicos da Formação Prosperança.

2.3 – GRUPO TROMBETAS

2.3.1 – Formação Nhamundá

A Formação Nhamundá é composta por arenitos, folhelhos e diamictitos atingindo uma espessura de aproximadamente 340 m, e representa a primeira sucessão transgressiva-regressiva da Bacia do Amazonas (Castro *et al.* 1988, Cunha *et al.* 1994). Segundo Caputo *et al.* (1971), a Formação Nhamundá possui limite inferior discordante com rochas cristalinas do embasamento e rochas sedimentares da Formação Prosperança nas proximidades da borda de bacia e em subsuperfície com as intercalações de arenito e siltito da Formação Autás-Mirim. O seu limite superior, em superfície, faz contato com os folhelhos da Formação Pitinga de forma brusca, sendo interpretado como uma superfície de inundação marinha (Nogueira *et al.* 1999b) e com os arenitos da Formação Alter do Chão de comportamento discordante.

Os ambientes deposicionais da formação foram descritos como sendo de *shoreface* (face litorânea) e fácies de ambientes glaciais (Carozzi *et al.* 1973, Caputo 1984, Grahn & Paris 1992, Soares 1998, Nogueira *et al.* 1999). As primeiras interpretações paleoambientais dos depósitos da Formação Nhamundá têm indicado que no Siluriano Inferior a região onde hoje está o município de Presidente Figueiredo era uma região costeira de águas turvas com influência de clima glacial e de costa arenosa (Caputo & Crowell 1985, Grahn 1992, Grahn & Caputo 1992, Nogueira *et al.* 1997b, Soares 1998, Soares *et al.* 1999). As evidências de glaciações relatadas por esses autores é corroborada com estudos atuais de Cardoso & Rodrigues (2003) e Cardoso (2004) que posicionaram o continente siluriano em altas paleolatitudes e clima frio pela abundância de quitinozoários e acritarcos relacionados a essas condições.

As datações das rochas que compõem a Formação Nhamundá foram realizadas primeiramente por Lange (1967), Daemon & Contreiras (1971), Grahn & Melo (1990) e Grahn (1992) que utilizaram como ferramenta de datação a descrição dos acritarcos e quitinozoários encontrados nas rochas dessa formação e situaram-na nos andares llandoveryano e eowenlockiano do Período Siluriano (425 Ma). Estudos mais recentes comprovam a idade eossiluriana para a formação utilizando também como base cronológica quitinozoários e acritarcos (Grahn & Azevedo-Soares 2003, Cardoso 2004). As evidências de vida do Período Siluriano na região se restringem ao registro de traços fósseis produzidos por organismos durante as suas mais diversas atividades, sendo os corpos fósseis inexistentes. Com observações efetuadas por Caputo (1984), Soares (1998) e Nogueira *et al.* (1999b), entre outros autores, foi possível a identificação de novos traços fósseis, como sendo das icnofácies *Cruziana* e *Skolithos*.

2.3.2 – Formação Manacapuru

A Formação Manacapuru é composta por intercalações de camadas de arenitos e pelitos laminados que se localizam na parte superior do Grupo Trombetas apresentando uma espessura máxima de 150 m em subsuperfície. As suas melhores exposições estão ao longo do rio Urubu e em cachoeiras (Caputo 1984, Cunha *et al.* 1994). Carozzi *et al.* (1973) caracterizaram a formação como uma sucessão regressiva-transgressiva na qual o ciclo transgressivo iniciou-se com a deposição de folhelhos e terminou com a deposição de camadas de charmosita-siderita. A interpretação paleoambiental da formação indica que a deposição se desenvolveu em ambientes de *shoreface* inferior, *offshore* transicional, deltaico e litoral (Carozzi *et al.* 1973, Castro *et al.* 1988, Nogueira *et al.* 1999b), além de *foreshore* descrita neste trabalho. As idades foram obtidas a partir do estudo do conteúdo palinológico da formação representados por quitinozoários, acritarcos e leiofusídeos, sendo os dois primeiros os fósseis índices dessa formação, posicionando-a no Llandoveryano (Daemon & Contreiras 1971). Grahn & Melo (1990), Grahn (1992) e Grahn & Paris (1992) realizaram análises em quitinozoários e determinaram a idade lochkoviana (eodevoniana basal) para a formação. Essa idade foi confirmada por Cardoso & Rodrigues (2003) e Cardoso & Azevedo-Soares (2004) que utilizaram quitinozoários e acritarcos na datação. A macrofauna encontrada nas rochas da Formação Manacapuru é composta por conchas de braquiópodes. Os traços fósseis descritos anteriormente são classificados como sendo traços de alimentação e das icnoespécies *Monocraterion* e *Pelecypodichnus amygdalloides* (Nogueira *et al.* 1999b).

2.4 – GRUPO JAVARI

2.4.1 – Formação Alter do Chão

Depósitos siliciclásticos da Formação Alter do Chão afloram em cortes de estrada, na região de Presidente Figueiredo. Esses depósitos são constituídos principalmente por conglomerados, arenitos e pelitos limitados no topo por um paleossolo laterítico de idade paleógena (Boulangé & Carvalho 1997).

A Formação Alter do Chão é composta por arenitos avermelhados, argilitos, conglomerados e brechas intraformacionais, tradicionalmente atribuídos a sistemas fluvial e lacustre/deltaico (Daemon 1975). A unidade é relativamente pobre em fósseis, representados por plantas dicotiledôneas na região de Monte Alegre e vértebras de dinossauros (Dino *et al.* 1999).

Em bacias intracratônicas, a litologia predominantemente é siliciclástica e a deposição em condições de paleoclima quente com semiaridez dominante, naturalmente restringia a biota sobrevivente e não oferecia condições adequadas de preservação fossilífera. A partir de informações de subsuperfície (dados sísmicos e perfis elétricos), aliadas a informações sedimentológicas e palinoestratigráficas, foram reconhecidas duas sucessões sedimentares na Formação Alter do Chão (Dino *et al.* 1999): sequência 1 (inferior), caracterizada por influxo de terrígenos associados a um sistema fluvial meandrante que evoluiu para um sistema anastomosado, com retrabalhamento eólico, de idade neoaptiana/eoalbiana; e sequência 2 (superior), composta de ciclos progracionais flúvio-deltáico-lacustre, de idade cenomaniana. Essa sequência contém arenitos avermelhados com icnofósseis e estruturas pedogenéticas (*peds*, *slickensides*), atribuídas a silcretes (Nogueira *et al.* 1999).

Estudos geoquímicos realizados nos arenitos vermelhos da Formação Alter do Chão indicam que houve variações de rocha fontes e mudança na seleção granulométrica durante o transporte, deposição e pedogênese pós-deposicional. Essas variações ocorreram em paleoambiente de planícies abandonadas e rios entrelaçados sob condições de clima seco com tendência a úmido durante o Cretáceo na bacia do Amazonas (Horbe *et al.* 2006). O contato entre a Formação Alter do Chão e as unidades paleozoicas é representado por uma expressiva discordância erosiva.

Na borda norte da bacia, próximo a Manaus, foram caracterizadas, em seções sísmicas,

feições evidentes de corte e preenchimento de canais na base dessa formação (Costa 2002). Nessa mesma região, um sistema deltaico, dominado por onda e com influência marinha, tem sido proposto para os depósitos da Formação Alter do Chão (Rossetti & Netto 2006).

2.5 – ASPECTOS ESTRUTURAIS DA BACIA DO AMAZONAS

A bacia do Amazonas foi desenvolvida sobre o cráton Amazônico que formava um bloco que foi desarticulado do supercontinente Rodínia (Brito Neves & Almeida 2003). O cráton Amazônico foi alvo de vários estudos, sendo dividido em províncias e subprovíncias estruturais e províncias geocronológicas (Almeida *et al.* 1977; Tassinari & Macambira 1999, 2004; Santos *et al.* 2000, 2006). As províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95–1,8 Ga), Maroni–Itacaiúnas (2,2–1,95 Ga) e Amazônia Central (>2,3 Ga), constituem o embasamento da Bacia do Amazonas e apresentam idade paleoproterozoica e arqueana, representado por rochas ígneas, metamórficas e vulcano-sedimentares. Essas províncias (Figura 7) foram geradas por acreção crustal relacionada a orogêneses e por processos de reciclagem da crosta continental.

As principais megaestruturas da Bacia do Amazonas são falhas normais de direção NE-SW, falhas de transferência de direção NW-SE e os arcos limítrofes de Purus e Gurupá (Figura 8). Dados sísmicos e anomalias morfoestruturais exibem evidências de falhas associadas com dobras discretas a rochas sedimentares paleozoicas e falhas na cobertura terciária (Rezende & Brito 1973), enquanto dados gravimétricos mostram a existência de várias descontinuidades orientadas para NW e NNW, paralelas às falhas do embasamento (Hasui *et al.* 1984).

Nepomuceno Filho & Theodoro (1985) descreveram três fases de tectonismo na Bacia do Amazonas com base em dados de linhas sísmicas: 1) evento tectônico responsável pela implantação de falhamentos normais, de idade permo-carbonífera, provavelmente ligada à Orogenia Herciniana; 2) evento tectônico distensivo com intensa atividade ígnea durante o Permo-triássico coincidente com a abertura do Oceano Atlântico Norte; e 3) tectonismo transpressivo e transtensivo do Juro-cretáceo até o Recente, provavelmente ligado à abertura do Atlântico Sul. Segundo Wanderley Filho (1991), a bacia é caracterizada pela presença de estruturas transversais, de idade fanerozoica, originadas pela reativação de estruturas formadas no Pré-cambriano. 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 8) (Wanderley Filho 1991): no bloco 1 ocorrem estruturas transtensivas que englobam a megassequência devoniana-carbonífera; o bloco 2 exhibe 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, na qual 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).

A Bacia do Amazonas está dividida em três domínios geomorfológicos estruturais, definidos pela Plataforma Norte, Calha Central e Plataforma Sul (Figura 9). A Plataforma Norte compreende o hemi-graben Manaus e as Plataformas Jatapú e Cuminá, enquanto a Plataforma Sul é composta pela Plataforma Mamurú. A Depressão Central compõe uma série de hemi-grabens, como o Abacaxis, Oriximiná, Tucumã e Monte Alegre. Segundo Eiras (1998), essas unidades geomorfológicas controlam a geometria e distribuição das fácies sedimentares, a direção do influxo sedimentar, padrão de circulação de água e o volume de sedimentação em toda a sequência paleozoica.

2.6 – ARCABOUÇO BIOESTRATIGRÁFICO

As unidades bioestratigráficas da Bacia do Amazonas foram primeiramente propostas por Lange (1967), que reconheceu sete intervalos informais com base nos quitinozoários e acritarcas devonianos. Daemon & Contreiras (1971) redefiniram os intervalos de Lange (*op. cit.*) com base na adição de palinomorfos marinhos e propuseram a adição de oito novos intervalos bioestratigráficos. Recentemente, o Devoniano da Bacia do Amazonas foi alvo de alguns estudos de cunho palinoestratigráfico que estabeleceram zoneamentos cada vez mais detalhados (Tabela 1).

A história da palinoestratigrafia do Devoniano da Bacia do Amazonas está intimamente relacionada com a prospecção de hidrocarbonetos (Melo & Loboziak 2003). Os primeiros trabalhos de cunho palinológico não se preocuparam com o reconhecimento das biozonas (Sommer 1957, 1959, Sommer & Van Boekel 1961, 1963, 1965). Muitos desses

estudos focaram apenas nos aspectos taxonômicos dos palinómorfos marinhos e fósseis vegetais, porém não houve implicações estratigráficas.

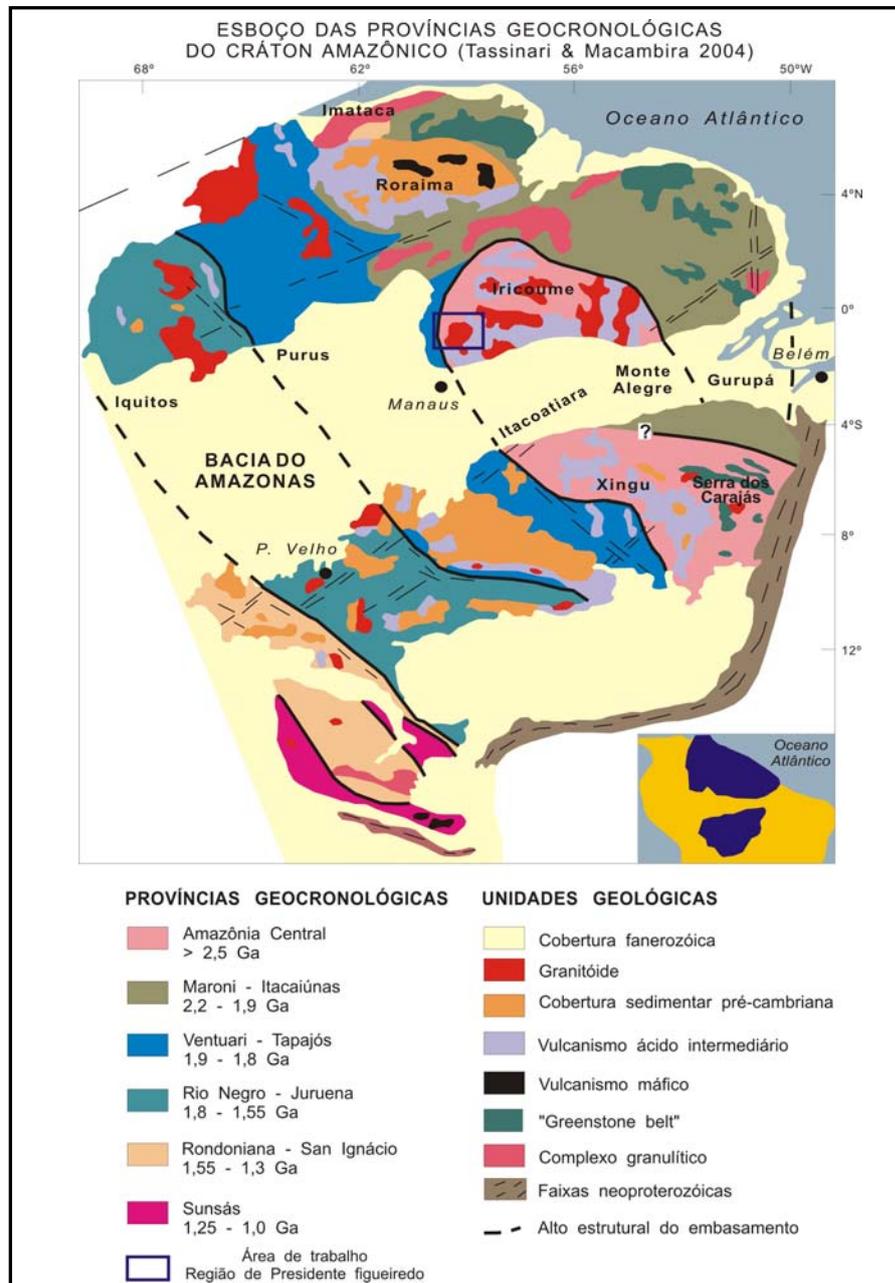


Figura 7 - Províncias Geocronológicas constituintes do embasamento da Bacia do Amazonas (Modificado de Tassinari & Macambira 2004).

A palinoestratigrafia do limite da Formação Maecuru/Grupo Trombetas foi discutida por Quadros (1983), e posteriormente revisada por Grahn (1988, 1992) e Grahn & Paris (1992). Tendo em conta esses trabalhos, Loboziak & Melo (2002) propuseram uma nova biozona com base em quitinozoários para o intervalo Ordoviciano-Devoniano da Bacia do Amazonas (Tabela 1).

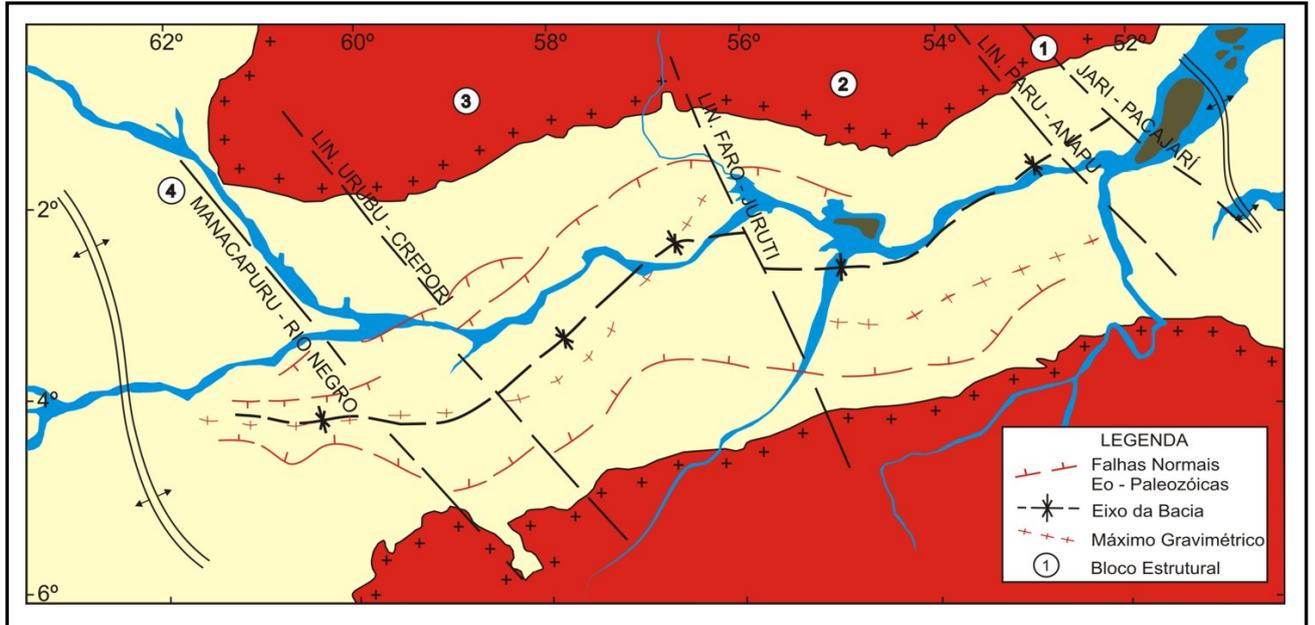


Figura 8 - Blocos compartimentais da Bacia do Amazonas (Wanderley Filho 1991).

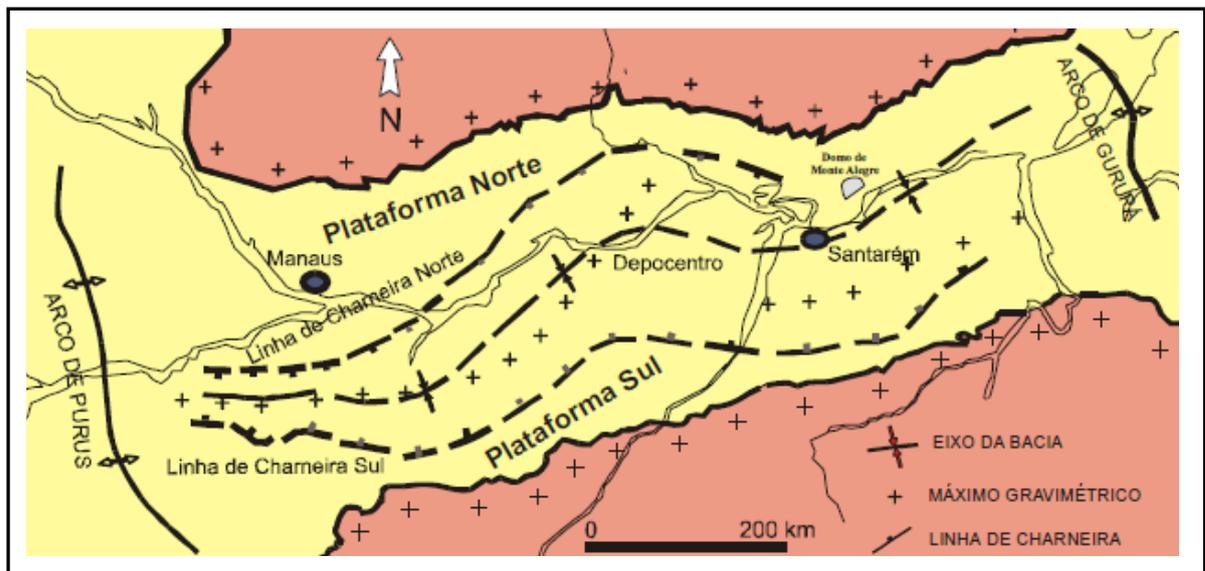


Figura 9 - Arcabouço estrutural simplificado da Bacia do Amazonas (Cunha 2000).

Tabela 1 - Quadro comparativo das principais propostas palinoestratigráficas do intervalo siluro-devoniano da Bacia do Amazonas.

TEMPO GEOLÓGICO		PALINOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO AMAZONAS							
		Lange, 1967a	Daemon; Contreiras, 1971	Daemon, 1974, 1976	Quadros, 1985a-b	Grahn, 1992; Grahn; Paris, 1992	Loboziak; Streef, 1992; Loboziak et al. 1991a, 1993, 1996	Loboziak et al. 1997a-b, 1998a; Melo et al. 1999	Loboziak; Melo, 2000, 2002
DEVONIANO	Givetiano	V Fm. Ererê Mb. Ariramba		Fm. Ererê	6 Fm. Ererê		Tco-TA		Tco-TA
	Eifeliano	V Fm. Ererê Mb. Cachoeira		Fm. Ererê	5 Mb. Lontra		Lem Pre Lem	Fm. Ererê	Lem Pre Lem
	Emsiano	IV Fm. Maecuru Mb. Lontra Mb. Jatapú		Fm. Maecuru	4 Fm. Maecuru		AP FD AB	Mb. Lontra Mb. Jatapú	AP FD AB
	Pragiano				3 Mb. Manacapuru		PoW		PoW
	Lochkoviano				2 Mb. Pitanga		BZ MN	Fm. Manacapuru	BZ MN
SILURIANO	I-III Fm. Trombetas	I-III Fm. Trombetas	I-III Fm. Trombetas	1 Fm. Trombetas		Gr. Trombetas	Fms. Pitanga/Nhamundá		

Fonte: Modificado de Melo & Loboziak (2003).

2.7 - SÍNTESE DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

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

Wanderley Filho (1991) propôs que 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. Esses esforços são atribuídos ao final do Ciclo Brasileiro, quando 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 registrados nas seqüências 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 os depósitos siliciclásticos 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 - TRAÇOS FÓSSEIS

3.1 – DEFINIÇÃO E IMPORTÂNCIA

Os traços fósseis são registros de atividades realizadas por organismos tanto no passado (Paleoicnologia) como no presente (Neoicnologia). Esses traços são as principais evidências de organismos que não possuíam uma estrutura corpórea resistente ou quanto essa foi destruída durante os processos de litificação, e sua morfologia reflete o comportamento do organismo que os produziu, como pegadas, escavações, pistas e até coprólitos (fezes fossilizadas) e urólitos (traço de urina fossilizada). A natureza singenética desses traços fósseis e a capacidade de seus geradores em produzir feições específicas de acordo com as condições físicas e químicas do meio ambiente os tornam excelentes ferramentas para a reconstrução paleoambiental e bioestratigráfica.

Os traços fósseis, portanto, fornecem importantes informações a respeito das características de certos ambientes, como por exemplo: a batimetria, taxa de oxigenação, salinidade, energia do ambiente e o tipo de suprimento alimentar (Figura 10). Na exploração do petróleo são componentes de superfícies de condensação e de inundação marinha, discordâncias, eventos de anoxia e de formação de *hardgrounds*. O estudo das icnofábricas pode ampliar ou reduzir a visão sobre a qualidade de um reservatório, sendo que a trama de icnofósseis pode modificar as heterogeneidades sedimentares. Com o entendimento do comportamento dos organismos nos reservatórios de petróleo é possível realizar um melhor mapeamento da arquitetura dos mesmos e um gerenciamento mais efetivo da produção do campo (Fernandes *et al.* 2002).

3.2 – OCORRÊNCIA DE TRAÇOS FÓSSEIS

Os traços fósseis encontrados na borda norte da Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo, foram registrados no intervalo Siluro-Devoniano (Grupo Trombetas) (443-359 Ma) devido às condições ambientais terem sido favoráveis a proliferação de organismos que desempenhavam suas atividades.

Durante esse intervalo, as massas continentais estavam reunidas no Hemisfério Sul e Norte formando os supercontinentes Gondwana e Laurásia, respectivamente (Figura 11). No contexto paleogeográfico, no início do Siluriano, grande parte da América do Sul, África e Antártica eram terras emersas, enquanto que a América do Norte, Europa, Ásia e Austrália

estavam cobertas por mares plataformais (intracontinentais). Devido à proximidade do Pólo Sul, o Gondwana continuou a ser afetado pela glaciação iniciada no Ordoviciano que se estendeu até o Siluriano Inferior. Com o derretimento das geleiras no Devoniano houve, conseqüentemente, a elevação do nível do mar e a criação de novos nichos ecológicos. Esse evento está relacionado principalmente à deriva continental e ao ciclo astronômico (Ciclo de Milankovich) (Caputo & Crowell 1985).

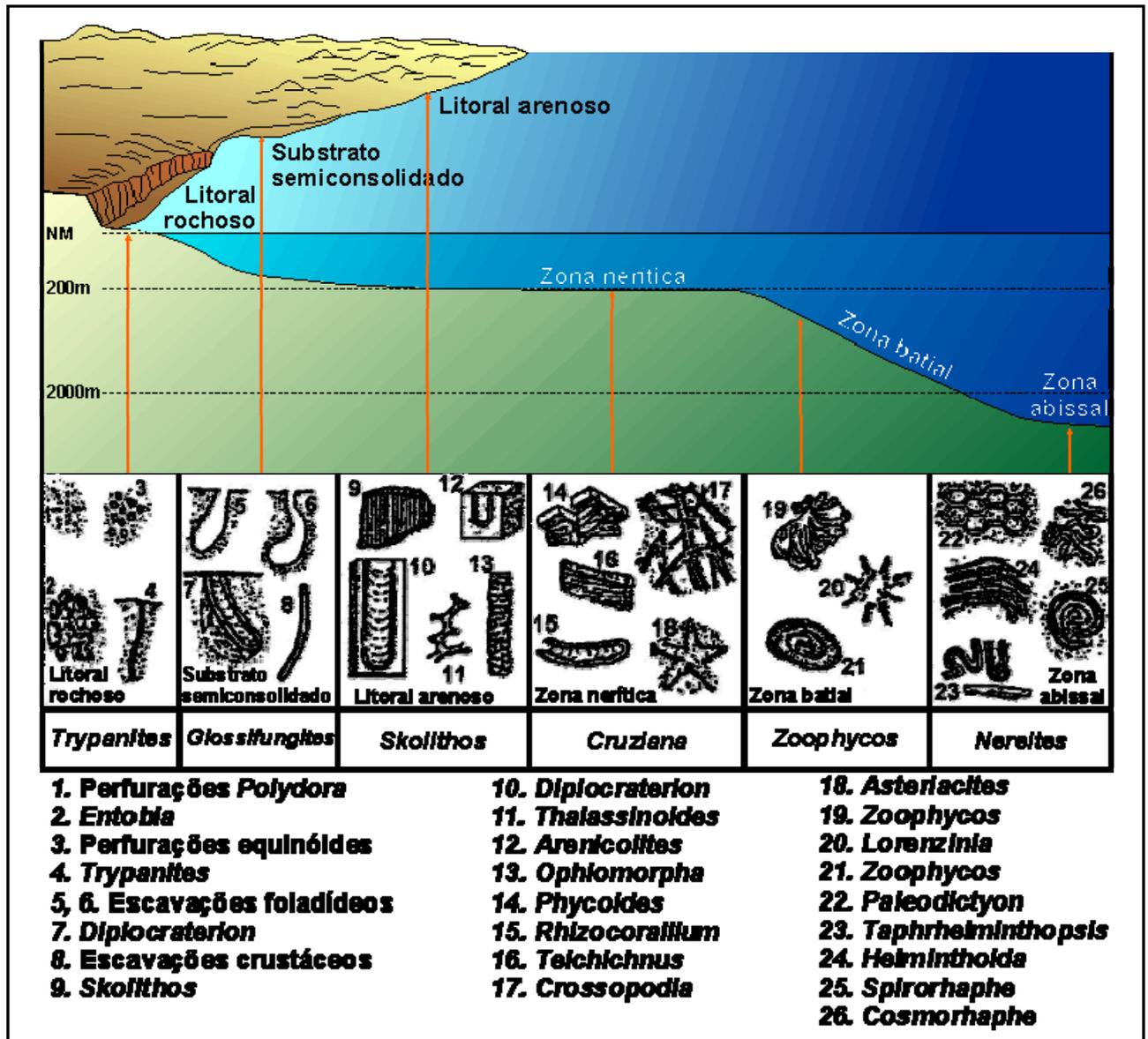


Figura 10 - Principais icnofácies marinhas e marinho costeiro: *Trypanites*, *Glossifungites*, *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycos* e *Nereites* (Frey & Pemberton 1984).

No início do período Siluriano a vida era restrita aos mares e oceanos e, pelo processo de fotossíntese realizado pelas algas azuis, a atmosfera começou a enriquecer-se de oxigênio, dando oportunidade para que a vida (plantas vasculares, artrópodes e anfíbios) começasse a

proliferar no meio terrestre. A análise paleoambiental de diversas unidades fanerozóicas tem demonstrado que nenhum ambiente pré-siluriano (marinho e não marinho) foi completamente análogo aos correspondentes do Paleozoico Superior e Cenozoico. Nesse contexto, o entendimento de ambientes silurianos e sua relação com o registro biológico ainda é pouco entendido, principalmente nas rochas sedimentares da Amazônia Ocidental. A fauna siluro-devoniana era composta principalmente por trilobitas, braquiópodes, cefalópodes, recifes de coral, insetos, escorpiões marinhos, esponjas, equinodermos, peixes com mandíbulas, placodermos, tubarões primitivos e peixes de água doce. Os quatro últimos abundantes no Devoniano, conhecido como a “Idade dos Peixes”.

Ao final do Devoniano, peixes de nadadeiras lobadas deram origem aos primeiros anfíbios. A flora continental é mais diversificada no início do período Devoniano, quando se registra pequenas plantas sem folhas se desenvolvendo por todo o período passando pelas plantas vasculares portando raízes até o surgimento das primeiras plantas com sementes no Neodevoniano (Mcalester 1968, Salgado-Labouriau 1994). A flora mais conhecida desse período é a Flora de Archaeopteris. Com toda a vegetação que se estabelecia sobre as terras emersas, um novo habitat foi criado e rapidamente foi ocupado por organismos antes marinhos. O final do Devoniano foi marcado por severa extinção que devastou principalmente as comunidades de recifes, trilobitas, braquiópodes e moluscos gastrópodes e cefalópodes. A maioria dos peixes devonianos foi eliminada. Tais extinções se registraram nas comunidades de mares quentes, pois os organismos marinhos polares da América do Sul não foram afetados. Tal fato corrobora a teoria de que a porção sul-americana do Gondwana, durante o Neodevoniano, se localizou próximo do Pólo Sul, coberta por espessos depósitos glaciais.

Em resumo dessa história geológica, ressalta-se que no Período Siluriano a região de Presidente Figueiredo estava sobre influência de um clima periglacial e coberta por geleiras. O avanço e recuo das geleiras controlavam o nível do mar e as condições de vida na região. O recuo definitivo dessas geleiras ocorreu entre o final do Siluriano e início do Devoniano Inferior (Caputo & Crowell 1985). O final da glaciação siluriana ocasionou a elevação do nível do mar mudando o clima de periglacial para tropical e possibilitando a proliferação e diversificação de organismos por todo o paleolitoral da região.

3.3 - ICNOCENOSE, ICNOFÁCIES E ICNOFÁBRICAS

Os traços fósseis são capazes de refletir as adaptações de organismos e até de

comunidades às diversas condições ecológicas. Essa característica pode resultar em associações de traços fósseis que refletem as atividades bentônicas dos organismos, uma icnocenose. As icnocenoses são formadas por icnitos que possuem alguma relação ambiental, e compostos por uma icnofauna e uma icnoflora. As icnofácies, por sua vez, representam o registro das icnocenoses no material lítico e, portanto, representando a relação entre as características de um determinado grupo de traços fósseis a um conjunto de condições ambientais que estes refletem (Netto 2001, Fernandes *et al.* 2002). Existem atualmente quatorze icnofácies que representem ambientes continentais, marinhos e transicionais (marinhos costeiros): *Coprinisphaera*, *Mermia*, *Scoyenia*, *Psilonichnus*, *Entobia*, *Trypanites*, *Gnatichnus*, *Teredolites*, *Glossifungites*, *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycus* e *Nereites* (Tabela 2). As principais icnofácies são relacionadas aos ambientes marinhos e marinhos costeiros, pois são as que melhor fornecem informações a respeito da energia do meio, salinidade, paleobatimetria e taxa de oxigenação.

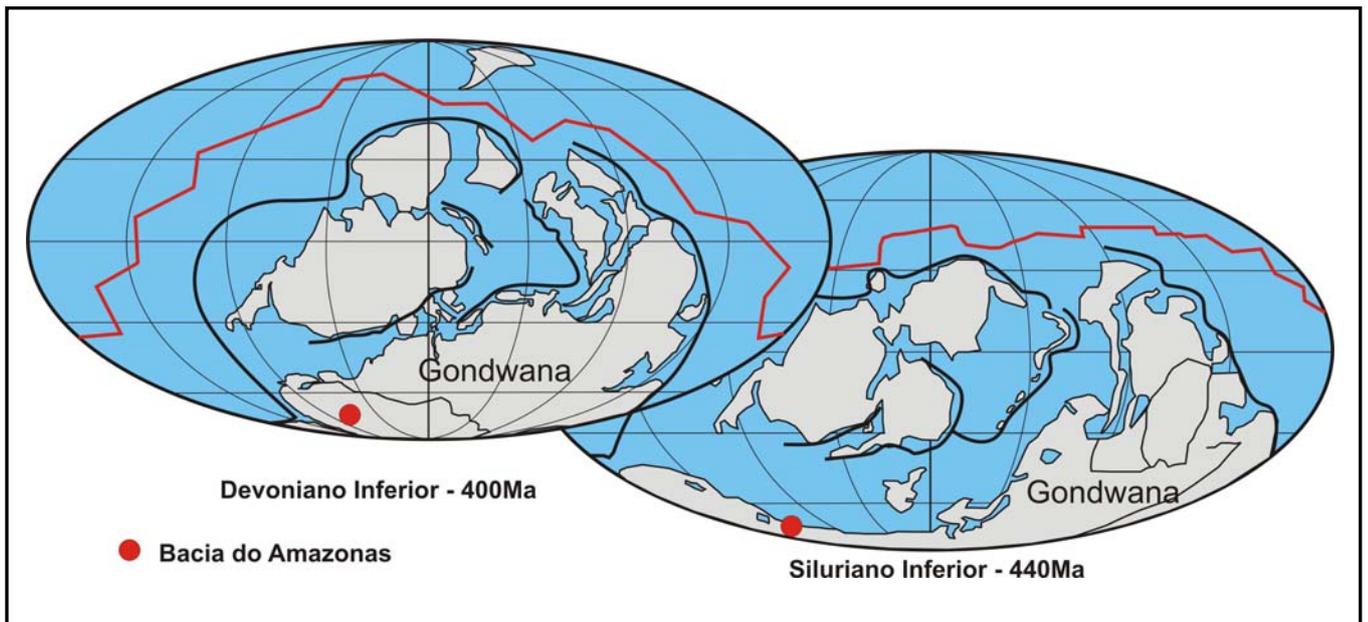


Figura 11 – Disposição das massas continentais durante o intervalo siluro-devoniano e o provável posicionamento da Bacia do Amazonas no Supercontinente Gondwana (Modificado de Scotese & Golonka 1992).

ICNOFÁBRICA representa, quantitativamente, o nível de bioturbação que uma rocha sedimentar apresenta, totalizando as estruturas de bioturbação identificáveis ou não. Com este objetivo foram idealizados vários esquemas para a classificação das icnofábricas. Esses estudos demonstraram que diferentes tipos de bioturbação podem formar icnofábricas diferentes. Bottjer & Droser (1991) criaram um índice de icnofábricas baseado em medidas

estimadas e expressas em intervalos percentuais. O índice de icnofábrica varia de 1 a 6, no qual, 1 representa a ausência de bioturbação e as estruturas sedimentares originais estão preservadas e 6 representa a total destruição das estruturas sedimentares pelo retrabalhamento realizado pelos organismos, o que significa cerca de 100% de sedimento retrabalhado (Netto 2001) (Figura 12). As icnofábricas podem ser reconhecidas também como simples ou compostas; as icnofábricas simples refletem a atividade de uma comunidade bentônica durante um período de tempo e as icnofábricas compostas refletem o retrabalhamento de um substrato por sucessivas comunidades em diferentes períodos de tempo (Frey & Pemberton 1984).

Tabela 2 – Principais icnofácies de depósitos continentais, marinhos costeiros e marinhos e seus respectivos icnogêneros (a partir de Frey & Pemberton 1984, Netto 2001).

AMBIENTES DEPOSICIONAIS	ICNOFÁCIES	ICNOGÊNEROS (mais comuns)
Depósitos Continentais	<i>Coprinisphaera</i>	<i>Celliforma, Attaichnus e Copraenisphaera</i>
	<i>Mermia</i>	<i>Mermia, Cochlichnus, Gordia e Treptichnus</i>
	<i>Scoyenia</i>	<i>Scoyenia, Taenidium e Diplichnites</i>
Depósitos Marinhos Costeiros	<i>Psilonichnus</i>	<i>Psilonichnus</i>
	<i>Entobia</i>	<i>Entobia e Gastrochaenolites</i>
	<i>Trypanites</i>	<i>Trypanites</i>
	<i>Gnatichnus</i>	<i>Gnatichnus, Rogerella, Centrichnus e Radulichnus</i>
	<i>Teredolites</i>	<i>Teredolites</i>
Depósitos Marinhos	<i>Glossifungites</i>	<i>Rhizocorallium, Diplocraterion e Thalassinoides</i>
	<i>Skolithos</i>	<i>Skolithos, Arenicolites e Ophiomorpha</i>
	<i>Cruziana</i>	<i>Planolites, Paleophycus, Arthropycus, Rosselia, Teichichnus e Helminthopsis</i>
	<i>Zoophycus</i>	<i>Zoophycus, Chondrites e Planolites</i>
	<i>Nereites</i>	<i>Nereites, Helminthoida e Paleodictyon</i>

3.4 – TRAÇOS FÓSSEIS DA BACIA DO AMAZONAS

As primeiras observações paleontológicas, relacionadas à icnologia, na Bacia do Amazonas foram realizadas por Derby (1879) em expedições do Serviço Geológico do Brasil que classificou os traços fósseis próximos à cachoeira Vira Mundo como sendo da

icnoespécie *Arthropycus harlani*. Com as observações efetuadas por Caputo (1984), Soares (1998) e Nogueira *et al.* (1999b) entre outros autores, foi possível a identificação de novos traços fósseis na Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) na região, como sendo das icnofácies *Cruziana* e *Skolithos*. Entre esses traços fósseis destaca-se a ocorrência do icnogênero *Arthropycus alleganiensis*, traço guia de depósitos silurianos. Além desses, ainda foram descritos *Skolithos*, *Lockeia* e *Pelecypodichnus*.

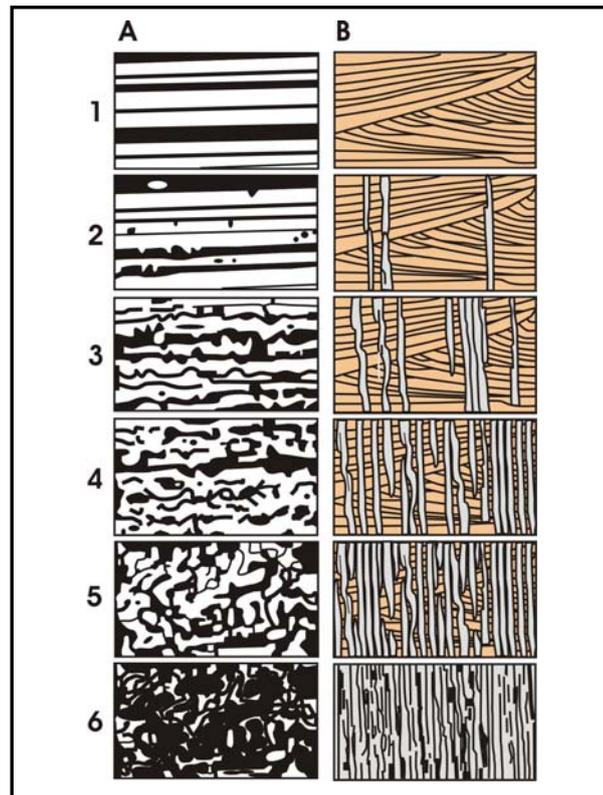


Figura 12 – Diagrama esquemático do índice de icnofábricas em uma rocha sedimentar: coluna A apresenta o aspecto textural enquanto que a coluna B mostra o grau de destruição das estruturas sedimentares primárias pela bioturbação (Netto 2001 a partir de Bottjer & Droser 1991).

Os traços fósseis presentes nas rochas da Formação Pitinga (Siluriano Inferior) foram descritos como sendo inicialmente da icnoespécie *Arthropycus harlani* da icnofácies *Cruziana* confirmando idade siluriana para a formação. A Formação Manacapuru apresenta como registro icnológico traços de alimentação sem classificação taxonômica e das icnoespécies *Monocraterion* e *Pelecypodichnus amygdalloides* (Nogueira *et al.* 1999b). Os traços fósseis descritos na Formação Alter do Chão pertencem às icnofácies *Skolithos* e *Scoyenia*, que têm como representantes os icnogêneros *Skolithos*, *Scoyenia*, *Taenidium* e *Muensteria*, *Gastrochaenolites*. Além desses, há marcas de raízes que ocorrem em paleossolos e escavações de insetos (Nogueira *et al.* 1999, Nogueira *et al.* 2003).

4 – ESTRATIGRAFIA, ANÁLISE DE FÁCIES DAS SEÇÕES AFLORANTES DE PRESIDENTE FIGUEIREDO E ICNOLOGIA DO INTERVALO SILURIANO – DEVONIANO

Os perfis estratigráficos elaborados a partir de estudos de campo auxiliaram na descrição e interpretação de cada fácies e suas associações (Figura 13). O perfil 1, base da sequência, pertence à Formação Prosperança (Neoproterozoico), sendo interpretado como de ambiente flúvio-deltaico. Consiste em arenitos com estratificação cruzada tabular e acanalada, conglomerado com estratificação cruzada, pelitos laminados, pelitos com lentes de arenitos com laminação cruzada formando lobos deltaicos que migram para SE e ritmitos. O perfil mostra uma granocrescência ascendente típico de ambientes deltaicos. Os perfis 5, 7, 8, 9, 10, 11 e 13 pertencem a Formação Nhamundá e são interpretados como de ambientes de face litorânea superior (*shoreface superior*) e inferior (*shoreface inferior*), e glacial costeiro. Os perfis 9 e 10 são os que apresentam os diamictitos de origem glacial com blocos de arenito e foliação. Os outros perfis apresentam arenitos com estratificações cruzadas tabular, *hummocky* e recumbente, estratificação plano-paralela e marcas onduladas. No perfil 7, observa-se o contato entre as formações Nhamundá e Manacapuru de forma brusca, onde os arenitos da Formação Nhamundá passam para os pelitos da Formação Manacapuru. No perfil 10, os arenitos da Formação Nhamundá passam discordantemente para os pelitos da Formação Manacapuru. No afloramento representado pelo perfil 11 as camadas de arenitos encontram-se inclinadas aproximadamente 90° e as camadas de rochas da Formação Alter do Chão encontram-se perpendiculares as da Formação Nhamundá. O perfil 9 foi obtido em um corte de estrada onde ocorrem pelo menos 4 unidades litoestratigráficas com passagens verticais graduais e discordantes. Na base do perfil, encontram-se pelitos glaciais com blocos de arenito, fraturas e foliações interpretadas como diamictitos de origem glacial que passam vertical e lateralmente, de forma brusca, para intercalações de arenitos e pelitos. Acima dessas unidades repousa de forma discordante os arenitos feldspáticos e conglomerados de ambiente fluvial da Formação Alter do Chão (Cretáceo Superior). O perfil 13 apresenta um contato discordante entre os arenitos bioturbados da Formação Nhamundá com os conglomerados polimíticos com clastos intraformacionais que variam de 1 a 7 cm. Apresenta ainda, clastos de tipos variados como ferroso, argiloso, areia grossa e areia fina. Os perfis 2, 3, 5, 6 e 14 pertencem a Formação Manacapuru e mostram a fase transicional entre os ambientes de costa afora para face litorânea (*offshore-shoreface, shoreface-foreshore*). Essa transição é

caracterizada pela passagem vertical de pelitos cinza para arenitos. Nesses perfis, os traços fósseis são encontrados nos arenitos, enquanto os pelitos não apresentam traços. Na interface arenito/pelito (perfil 4) são encontradas conchas de braquiópodes, que indicam a passagem de um ambiente anóxico para um com condições de manutenção da vida.

Essa variação repentina de litotipos indica a passagem de um ambiente de face litorânea para um de costa afora que significa um período de exposição do litoral seguido pela invasão das águas marinhas no Devoniano, interpretado como resultado do recuo definitivo das geleiras silurianas e o estabelecimento de um ambiente transicional de face litorânea para costa afora.

O perfil 14 mostra a transição de um ambiente de *shoreface-foreshore*. A base do perfil é marcada pela intercalação de arenitos com marcas onduladas com pelitos bioturbados e arenitos com *rip up clasts* e pelitos bioturbados. O topo do perfil é marcado pela transição do ambiente de *shoreface-foreshore*. A litofácies que marca essa passagem é o arenito com estratificação cruzada *hummocky* e a presença, no topo, de arenito maciço com o traço fóssil *Skolithos*. A presença de arenitos com grãos arredondados e bem selecionados, além de arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, caracterizam um ambiente de plataforma dominado por onda e influenciado por tempestade. A ocorrência dessas litofácies indica um ambiente de alta energia originado pelo fluxo unidirecional de grande intensidade com pequenas paradas na sedimentação e pela migração de dunas subaquosas. A presença do traço fóssil *Skolithos*, no topo do perfil, é compatível com ambiente *foreshore*, visto que esses organismos fogem das águas com baixa energia, habitando ambientes mais rasos e de alta energia. Logo, no momento da maré baixa, esses organismos se aproveitavam para se fixarem no substrato arenoso, formando uma capa protetora, mais resistente que o substrato adjacente.

O perfil 12 pertence à Formação Alter do Chão (Cretáceo Superior) sendo interpretado como de ambiente fluvial meandrante. Consiste em arenitos, conglomerados e pelitos. Os perfis da Formação Alter do Chão apresentam ciclos de granodecrescência ascendente variando de 1 a 4 metros de espessura.

Levando em consideração a descrição e interpretação dos perfis estratigráficos, além do trabalho de Cunha *et al.* (2007), observa-se que o arcabouço estratigráfico da Bacia do Amazonas, levando em consideração as premissas da estratigrafia de sequências, apresenta duas importantes megassequências de primeira ordem, que totalizam cerca de 5.000 metros de

preenchimento sedimentar e ígneo. A paleozoica é constituída por rochas sedimentares de naturezas variadas, representadas pelo Grupo Trombetas, e associadas a um grande volume de intrusões de diques mesozoicos. A outra megassequência corresponde à mesozoica–cenozoica, que é unicamente de natureza sedimentar. A megassequência paleozoica pode ser dividida em quatro sequências de segunda ordem, designadas como Sequência Ordovício–Devoniana, Devono–Tournaisiana, Neoviseana e Pensilvaniano–Permiana. Todas essas sequências são delimitadas por quebras significativas da sedimentação, decorrentes dos eventos tectônicos atuantes nas bordas da Placa Gondwânica, retratadas pelas expressivas discordâncias regionais que as separam e pela ocorrência de traços fósseis no registro sedimentar do Grupo Trombetas.

4.1 – ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO PROSPERANÇA

Na Formação Prosperança foram identificadas 9 (nove) fácies sedimentares, todas relacionadas a ambientes flúvio–deltaicos e compostas por arenitos com estratificação cruzada tabular e acanalada, conglomerado com estratificação cruzada, pelitos laminados, pelitos com lentes de arenitos com laminação cruzada formando lobos deltaicos que migram para SE e ritmitos com estruturas *in flame* e *dishes*. Essas fácies foram agrupadas em 3 (três) associações de fácies interpretadas como prodelta/lacustre, frente deltaica e planície *braided*. As descrições das fácies (Tabela 3) e das associações de fácies serão discutidas a seguir.

4.1.1 – Descrição das Fácies da Formação Prosperança

4.1.1.1 – Arenito com estratificação cruzada tabular (At)

A fácies At é caracterizada por camadas tabulares métricas de arenitos médios a grossos, migram preferencialmente para SW-SE, com *sets* que variam de 20 a 60 cm e com uma leve tendência *fining-upward*. Essas feições foram interpretadas como migração de formas de leito 2D sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior. A variação dos *sets* está relacionada com a diminuição do espaço de acomodação.

4.1.1.2 – Arenito médio com marcas onduladas (Ao)

A fácies Ao é caracterizada por camadas tabulares e lenticulares de arenitos médios, com acamamento ondulado simétrico e assimétrico de amplitude até 4 cm. Lateralmente passam para laminação planar. Os *Mud draps* recobrem as ondulações. Essas feições foram interpretadas a partir de processos como deposição a partir da alternância entre fluxo

oscilatório e corrente unidirecional, além de migração de marcas onduladas e com períodos de água parada ou estofa responsável pela deposição dos *mud draps*.

4.1.1.3 – Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg)

A fácies Asg é caracterizada por camadas lenticulares lateralmente contínuas por dezenas de metros de arenitos finos a médios e bem selecionados que migram preferencialmente para SW-SE. Apresentam *foresets* sigmoidais com *mud draps*, com inclinação máxima de 10°-20° e limitados por superfícies de 4° ordem. Apresentam *sets* de até 2 m. Os *toe sets* exibem laminação plana e ondulada, deformação e acamamento maciço. Estas feições foram interpretadas como sendo produzidas por processos de migração de formas de leito sob fluxo unidirecional e regime de fluxo transicional a superior associado com rápida desaceleração. Localmente, os acamamentos maciços estão relacionados à liquefação por sobrecarga sedimentar ou ausência de contraste granulométrico. Ocorre também a migração de marcas onduladas, responsáveis pela formação dos lobos sigmoidais e suspensão responsável pelo recobrimento dos *sets* pelos *mud draps*.

4.1.1.4 – Pelito laminado (Pl)

A fácies Pl é caracterizada por camadas lateralmente contínuas por centenas de metros, formadas por conjunto de camadas e lâminas com acamamento maciço que alcançam até 30 cm. Essas feições foram interpretadas como depositadas a partir de suspensão em ambientes de baixa energia.

4.1.1.5 – Pelito com lentes de arenito com laminação cruzada (Pac)

A fácies Pac é caracterizada por camadas tabulares de pelitos maciços com lentes centimétricas de arenitos finos com laminações cruzadas cavalgantes migrando para SE. Essas feições foram interpretadas como sendo resultado de processos de deposição por alternância de processos de suspensão e tração relacionadas a ambiente de maré.

4.1.1.6 – Ritmito arenito/pelito (Rap)

A fácies Rap é caracterizada por camadas tabulares com intercalações centimétricas entre arenitos finos a médios e pelitos. Estas feições geram estruturas *wavy*, *flaser* e *lissen* localmente. Os *cosets* podem alcançar até 50 cm. O processo que indica a deposição dos ritmitos está relacionado com a suspensão e a tração de sedimentos finos e grossos.

4.1.1.7 – Ritmito com estruturas de sobrecarga (Rs)

A fácies Rs é caracterizada por camadas tabulares com intercalações centimétricas entre arenitos e pelitos e que localmente geram estruturas de sobrecarga como as estruturas *in flame* e *dishes*. O processo que indica a deposição e a sobrecarga dos litotipos são a tração e suspensão de sedimentos.

4.1.1.8 – Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)

A fácies Aa é caracterizada localmente por camada lenticular com *set* de até 0,3 m de arenito médio com estratificação cruzada acanalada. Essa feição está relacionada à migração das formas de leito 3D sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior. A segregação granulométrica é relacionada ao transporte de grãos médios a grossos através de formas de leito parasíticas.

4.1.1.9 – Conglomerado com estratificação cruzada (Cc)

A fácies Cc é caracterizada por lentes conglomeráticas de até 0,25 m com seixos de quartzo subangulosos a subarredondados, sustentados por matriz de areia média a grossa. Apresenta estratificação cruzada incipiente. Essas feições estão relacionadas à migração de formas de leito sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior.

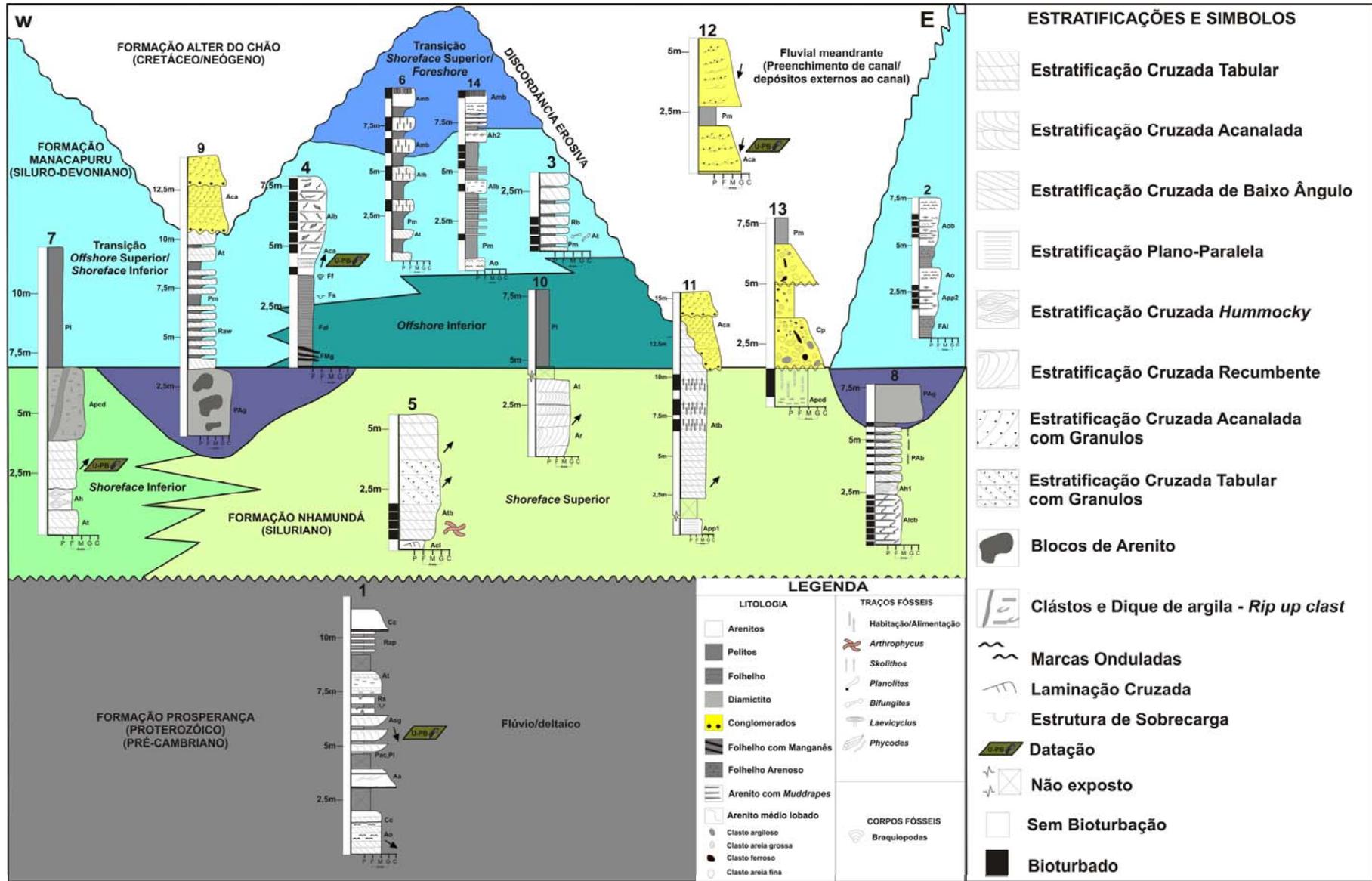


Figura 13 - Perfis estratigráficos dos afloramentos localizados das rodovias BR-174 (1, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 12 e 14) e AM-240 (10, 11 e 13) e ao longo do rio Urubu (2 e 3) e seus respectivos ambientes deposicionais (os números acima dos perfis indicam o seu posicionamento na Figura 1; Perfil 7 de Nogueira *et al.* 1999). O perfil 1 pertence a Formação Prosperança sendo interpretado como de ambiente flúvio-deltaico. Os perfis 5, 7, 8, 9, 10, 11 e 13 pertencem a Formação Nhamundá e são interpretados como de ambientes de face litorânea superior (*shoreface superior*) e inferior (*shoreface inferior*) e glacial costeiro. Os perfis 2, 3, 5, 6 e 14 pertencem a Formação Manacapuru e mostram a fase transicional entre os ambientes de costa afora para face litorânea (*offshore - shoreface, shoreface - foreshore*). Os perfis 9, 11, 12 e 13 pertencem a Formação Alter do Chão sendo interpretados como de ambiente fluvial meandrante.

Tabela 3 - Descrição das fácies da Formação Prosperança com as estruturas sedimentares e os processos deposicionais.

UNIDADE	FÁCIES SEDIMENTARES	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	PROCESSOS
FORMAÇÃO PROSPERANÇA	Arenito com estratificação cruzada tabular (At)	Estratificação cruzada tabular	Migração de formas de leito 2D sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior
	Arenito médio com marcas onduladas (Ao)	Acamamento ondulado	Deposição a partir da alternância entre fluxo oscilatório e corrente unidirecional. Além de migração de marcas onduladas e com períodos de água parada ou estofa responsável pela deposição dos <i>mud draps</i>
	Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg)	Estratificação cruzada sigmoidal e <i>muddraps</i>	Processos de migração de formas de leito sob fluxo unidirecional e regime de fluxo transicional a superior associado com rápida desaceleração. Migração de marcas onduladas e suspensão responsável pelo recobrimento dos <i>sets</i> pelos <i>muddraps</i>
	Pelito laminado (Pl)	Acamamento maciço localmente com laminações	Deposição a partir de suspensão
	Pelito com lentes de arenito com laminação cruzada (Pac)	Acamamento maciço e laminação cruzada cavalgante	Deposição por alternância de processos de suspensão e tração relacionada a ambiente de maré
	Ritmito arenito/pelito (Rap)	Estruturas <i>wavy, flaser e lissen</i>	Suspensão e a tração de sedimentos finos e grossos

	Ritmito com estruturas de sobrecarga (Rs)	Estruturas <i>in flame e dishes</i>	Deposição e a sobrecarga dos litotipos são a tração e suspensão de sedimentos
	Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Estratificação cruzada acanalada	Migração de forma de leito 3D sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior. Segregação granulométrica relacionada ao transporte de grãos grossos através de formas de leito parasíticas. Diminuição do espaço de acomodação.
	Conglomerado com estratificação cruzada (Cc)	Estratificação cruzada incipiente	Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior

4.1.2 – Associação de fácies da Formação Prosperança

4.1.2.1 – Associação de fácies 1 (AF1) – Prodelta

Descrição: A AF1 engloba as fácies Pl e Pac (Figura 14- Perfil 1). Consistem em corpos tabulares e lateralmente contínuos podendo alcançar até 50 cm de altura. Localmente estão associados aos lobos deltaicos e aos ritmitos.

Interpretação: O predomínio de fácies pelíticas sugere um ambiente dominado por processos de suspensão. Contudo, as fácies Pac indica um ambiente dominado por processos de suspensão com influxo periódico de areia que pode estar relacionado a barras distais. Pelitos laminados e com lentes de arenito com laminação cruzada sugerem uma bacia de sedimentação de provável origem lacustre/lagunar influenciada por maré. Segundo Reineck & Singh (1980), a alternância entre processos de suspensão e tração é relacionada à ação de maré.

4.1.2.2 – Associação de fácies 2 (AF2) – Frente deltaica

Descrição: A AF2 consiste das fácies Asg e Ao (Figuras 14- B e A). É composta por camadas de arenitos finos a médios bem selecionados com geometria de lobo sigmoidal. O lobo sigmoidal é destacado localmente por camada tabular da fácies Pac. A relação entre pelito e arenito configura ciclos de *coarsening upward* de escala métrica. O lobo é dominado pela fácies Asg que se intercala e passa lateralmente para pelito maciço, laminação planar a ondulada, caracterizando um lobo com estrutura complexa.

Interpretação: A estruturação complexa juntamente com os dados de paleocorrente sugere a migração da barra arenosa para SW-SE, sendo que o processo de tração dominava a região ativa enquanto a suspensão atuava na área periférica ou distal do lobo. A fácies Asg

indica formas de leito produzidas na região ativa do lobo sob regime de fluxo transicional a superior, com alta taxa de material em suspensão. Na área marginal, a diminuição da energia de fluxo e a razão tração e suspensão gerou laminação ondulada e deposição de pelitos.

Segundo Postma (1990), lobos sigmoidais amalgamados com estruturação complexa são condizentes com a deposição de areias relacionadas com barras de desembocadura proximais em uma bacia de baixa inclinação e lâmina d'água rasa. A geometria sigmoide foi gerada pelo processo de desaceleração do influxo sedimentar sobre uma bacia de baixa energia, tendo como exemplo uma laguna ou um lago. A influência fluvial é dominante e não existe indicação da ação de maré associado às barras de desembocadura, o que poderia sugerir uma conexão oceânica tendo a presença das fácies Rap, Rs, além da fácies Ao ratificando a ideia.

O elevado influxo sedimentar fornecido pelo sistema alimentador (distributário fluvial AF3) desaguava em uma bacia receptora dominada por processos de suspensão e lâmina d'água rasa que localmente eram retrabalhados por fluxo oscilatório.

4.1.2.3 – Associação de fácies 3 (AF3) – Planície *braided*

Descrição: Os depósitos da AF3 englobam as fácies At, Aa e Cc (Figura 14- E). Essas fácies estão organizadas em ciclos de escala métrica com leve tendência *finning-upward*. Há uma segregação de grãos médios nos *foresets* da fácies Aa, cujo os *sets* diminuem de espessura para o topo dos ciclos. A fácies Cc constitui a base dos depósitos e o conglomerado polimítico erode parcialmente os horizontes intempéricos da fácies Rap e Pl.

Interpretação: Os arenitos médios das fácies Aa e At condizem com processos de migração de formas de leito com cristas sinuosas 3D e reta 2D encontradas em canalizações. Níveis médios a grossos nos *foresets* da fácies Aa são produtos da migração de material segregado a partir de formas de leito parasíticas sobre as dunas, que respectivamente depositam material grosso e fino no *leeside* (Tucker 2003). Essas informações, aliadas à leve tendência *finning-upward* desses depósitos, sugerem um ambiente compatível com depósitos de preenchimento de canais fluviais dominados por carga de fundo (*bed load*). A granulometria geralmente grossa das fácies AF3 em conjunto com a ausência de depósitos de inundação, abundante carga de fundo e predominância de paleocorrentes unidirecionais (SE) sugerem um padrão fluvial do tipo *braided*.

4.2 – ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO NHAMUNDÁ

Nas rochas da Formação Nhamundá foram identificadas 11 (onze) fácies sedimentares todas relacionadas a ambientes costeiros e compostas por arenitos, pelitos e diamictitos. As fácies foram agrupadas de acordo com suas características em 3 (três) associações de fácies interpretadas como de Face Litorânea Superior, Face Litorânea Inferior e Glacial Costeiro. As descrições das fácies (Tabela 4) e das associações de fácies serão discutidas a seguir.

4.2.1. Descrição das fácies da Formação Nhamundá

4.2.1.1. Pelito arenoso com estruturas glacioteclônicas (PAg)

A fácies PAg é caracterizada pela matriz pelítico arenosa que representa mais de 15% do arcabouço da rocha, com laminação e alguns planos de falha preenchidos por arenitos finos laminados. Em meio a matriz ocorrem blocos de arenito de tamanhos métricos a centimétricos que podem apresentar fraturamentos e planos de calvalgamento. Uma foliação incipiente se forma em torno desses blocos e clastos de arenito silicificado e ferruginizado podem ocorrer disseminados na matriz pelítica. Estas feições foram interpretadas por Nogueira *et al.* (1997b) e Soares (1998) como estruturas glacioteclônicas formadas pelo deslocamento da geleira siluriana sobre a rocha pelítica arenosa.

4.2.1.2. Pelito arenoso bioturbado (PAb) e Pelito laminado (Pl)

As fácies Pl e PAb são compostas predominantemente por pelito com ocorrências arenosas. A fácies Pl é caracterizada por pelitos com laminação plano paralela depositados em ambientes onde predominavam o transporte por suspensão. O pelito da fácies PAb é arenoso, apresenta pequenas ondulações no topo das camadas de pelito, que variam entre 10 e 15 cm de espessura e traços fósseis verticais com características etológicas de habitação/alimentação que perfuravam o substrato pelítico em períodos de acumulação de areias. Essa fácies foi formada em um ambiente onde o transporte por suspensão era dominante e que passava por esporádicos fluxos oscilatórios de onda.

4.2.1.3. Arenitos com estratificação cruzada tabular bioturbado (Atb)

A fácies Atb é composta por arenitos com granulometria variando de fina a média com grãos bem arredondados e subarredondados que apresentam camadas de 10 a 20 cm de espessura com estratificação cruzada tabular e traços fósseis. Os traços fósseis encontrados nessas rochas são os icnogêneros *Skolithos isp.* e *Arthropycus alleghaniensis* e *laterallis*. Os

sedimentos que compõem essas rochas são características de depósitos formados pela migração de dunas subaquosas, onde os organismos geradores dos traços fósseis encontravam condições para sobreviver. Os *Arthropycus alleghaniensis* e *laterallis* habitavam o *toe set* dessas dunas, que eram locais de fluxo hidrodinâmico baixo que possibilitava um ambiente relativamente calmo onde se depositava material pelítico resultando em escavações horizontais. Os *Skolithos* isp., ao contrário dos *Arthropycus*, habitavam as porções com maior energia hidrodinâmica da duna (*top set*), onde rapidamente se acumulavam areias devido à migração das dunas e resultaram em escavações verticais.

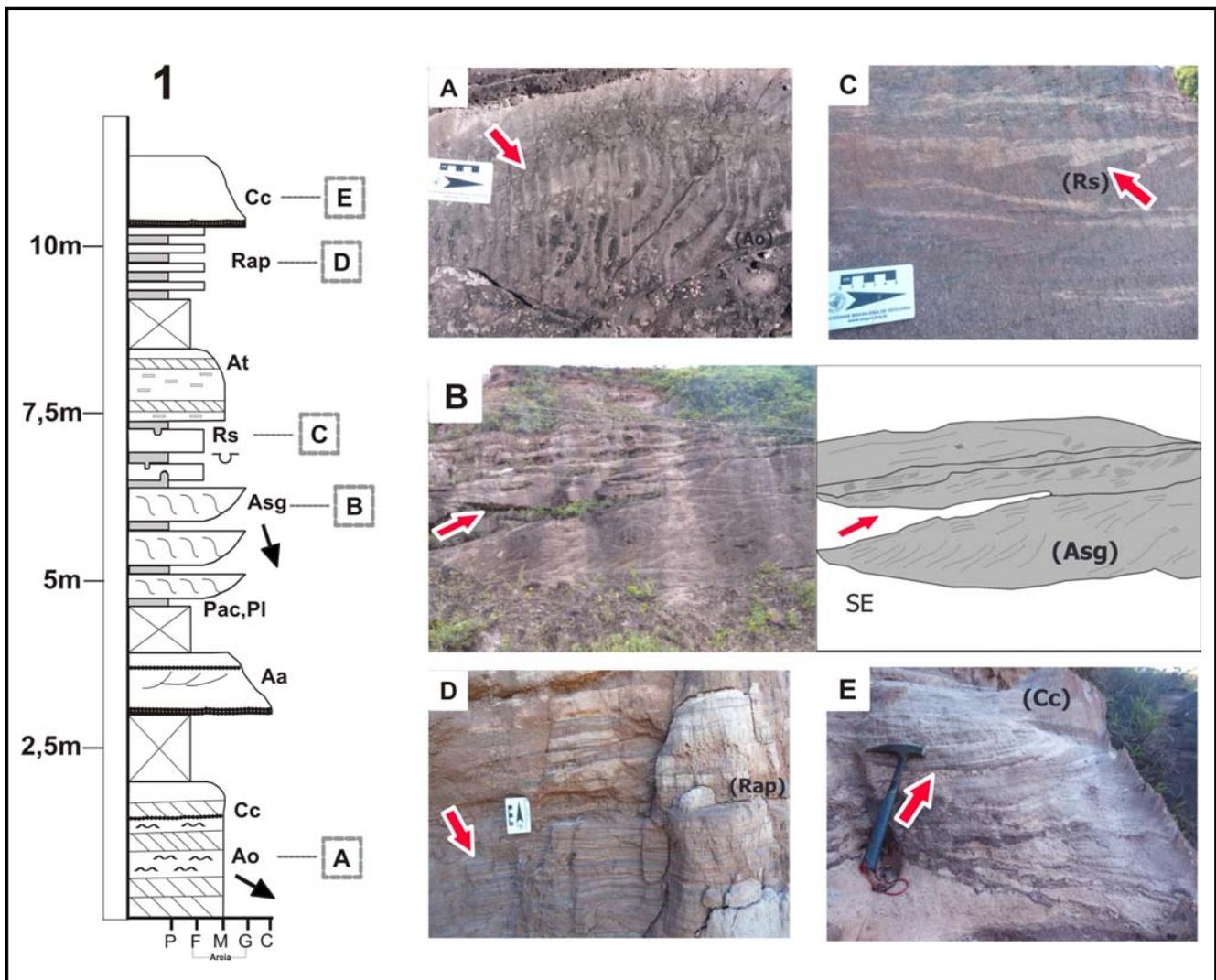


Figura 14 – Principais fácies deposicionais da Formação Prosperança do perfil descrito na região de Presidente Figueiredo. A- Arenito com marcas onduladas; B- Arenito com estratificação cruzada sigmoideal; C- Ritmito com estruturas de sobrecarga; D- Ritmito arenito/pelito; e E- Conglomerado com estratificação cruzada.

Tabela 4 – Descrição das fácies da Formação Nhamundá com as estruturas e os processos deposicionais.

UNIDADE	FÁCIES SEDIMENTARES	ESTRUTURAS / CONSTITUINTES FÓSSEIS	PROCESSOS
FORMAÇÃO NHAMUNDÁ	Arenito com estratificação cruzada tabular (At) e bioturbado (Atb)	Estratificação cruzada tabular. Na fácies Atb apresenta traços fósseis <i>Skolithos</i> isp., <i>Arthropycus alleghaniensis</i> e <i>laterallis</i>	São formados pela migração de dunas subaquosas
	Arenito com estratificação cruzada recumbente (Ar)	Estratificação cruzada recumbente	Resultado da liquefação da areia durante a atividade de <i>megaripples</i> ou ondas arenosas combinadas com o estresse exercido pela corrente de água
	Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i> (Ah1)	Estratificação cruzada <i>hummocky</i> e megamarcas onduladas	Fluxo oscilatório de grande intensidade típica de tempestades
	Arenito com estratificação plano paralela (App1)	Estratificação plano paralela	Fluxo oscilatório de grande intensidade em uma única direção preferencial
	Arenito com estratificação plano paralela, clastos argilosos e diques de argila (Apcd)	Estratificação plano paralela, clastos de argila (<i>rip up clast</i>) e dique de argila. Apresenta traços fósseis <i>Skolithos</i>	Fluxo oscilatório de grande intensidade em uma única direção preferencial com injeções de argila posteriores a deposição
	Arenito com laminação cruzada de baixo ângulo (Alc) e <i>muddrapes</i> bioturbado (Alcb)	Marcas onduladas, laminação plano paralela de baixo ângulo e <i>muddrapes</i> . Na fácies Alcb ocorre os traços fósseis <i>Planolites</i> sp.	Fluxo oscilatório de grande intensidade em uma única direção com pequenas paradas no fluxo possibilitando a deposição de lama
	Pelito arenoso com estruturas glaciogênicas (PAg)	Laminação, planos de falha e blocos de arenito	São formados pelo deslocamento da geleira por sobre a rocha pelítica arenosa
	Pelito arenoso bioturbado (PAb) e Pelito arenoso laminado (PI)	Laminação cruzada. Apresenta hienitos de habitação/Alimentação (<i>Skolithos</i>)	Fluxo oscilatório de grande intensidade

4.2.1.4. Arenitos com estratificação plano paralela (App1)

Os arenitos da fácies App1 apresentam grãos arredondados com granulometria

variando de média a fina com e estratificação plano paralela produzida por fluxo oscilatório de grande intensidade em uma única direção preferencial.

4.2.1.5. Arenitos com estratificação cruzada recumbente (Ar)

Os arenitos dessa fácies apresentam granulometria média com alguns grãos mais grossos arredondados e são caracterizados por estratificação cruzada recumbente que resultam da liquefação da areia durante a atividade de *megaripples* ou ondas arenosas combinadas com o estresse exercido pela corrente de água.

4.2.1.6. Arenitos com laminação de baixo ângulo e *muddraps* bioturbado (Alcb)

A fácies Alcb é formada por arenitos com grãos variando de bem arredondados a subarredondados e granulometria média a fina. Apresenta camadas com laminação plano paralela de baixo ângulo com sets em torno de 10 cm que espessam para o topo atingindo até 30 cm. Apresentam ainda clastos argilosos subarredondados e são limitados por recobrimentos argilosos (*muddrapes*) de 1 a 3 cm de espessura com intensa bioturbação em forma de tubos horizontais do icnogênero cf. *Planolites* sp. Os fluxos oscilatórios de grande intensidade em uma única direção e com pequenas paradas no fluxo que possibilitavam a deposição de lama são os processos que atuaram na formação dessas rochas.

4.2.1.7. Arenito com estratificação cruzada tabular (At)

As camadas de arenitos com espessura variando de 10 a 20 cm com estratificação cruzada tabular da fácies At são compostas por grãos arredondados a subarredondados de granulometria média. Os sedimentos que formaram essas rochas foram gerados pela migração de dunas subaquosas em ambientes litorâneos. Apresenta paleofluxo preferencial no sentido SW-NE.

4.2.1.8. Arenito com estratificação cruzada *hummocky* (Ah1)

A fácies Ah1 é formada por arenitos com grãos variando de arredondados a bem arredondados, com granulometria fina e estratificação cruzada *hummocky* com megamarcas onduladas no topo das camadas. Estratificações como *hummockys* podem ser formadas por fluxos oscilatórios de grande intensidade produzidos por ondas, fluxos oscilatórios e unidirecionais combinados e por fluxos unidirecionais, que são atribuídos a ação de tempestades em ambientes deposicionais marinhos.

4.2.1.9. Arenitos com laminação cruzada (Alc)

A fácies Alc é composta por arenitos de granulometria média e grãos arredondados, sendo caracterizada por laminações cruzadas produzidas por fluxo oscilatório de grande intensidade em ambientes de leitos planos.

4.2.1.10. Arenitos com estratificação plano-paralela, clastos e diques de argila (Apcd)

A fácies Apcd é composta por arenitos com grãos subarredondados e arredondados com granulometria fina a média. Estratificações plano-paralelas, clastos de argila oriundos de camadas argilosas e diques de injeção de argila são característicos dessa fácies. Os processos que originaram essas estruturas são resultantes do fluxo oscilatório de grande intensidade em uma direção preferencial sobre um substrato pelítico produzindo clastos que foram fragmentados pela energia da corrente d'água e com injeções de argila posteriores à deposição.

4.2.2. Associação de fácies da Formação Nhamundá

4.2.2.1. Associação de Fácies 1 (AF1): Face Litorânea Inferior (*Shoreface* Inferior)

Descrição: A AF1 é caracterizada por arenitos de granulometria média a fina, bem selecionados com grãos variando de bem arredondados a arredondados. A fácies Alcb apresenta arenitos com laminação plano paralela de baixo ângulo e marcas onduladas. Os *sets* são limitados por clastos de argila subarredondados e recobrimento de argila (*muddrapes*) e exibem intensa bioturbação em forma de tubos horizontais do icnogênero cf *Planolites* isp. A fácies Ah apresenta megamarcas onduladas (*megaripples*) e estratificações cruzadas *hummocky* formadas por fluxos oscilatórios de grande intensidade produzidos por ondas, fluxos oscilatórios e unidirecionais combinados e fluxos unidirecionais (Cheel & Leckie 1993) em faixas litorâneas atingidas por tempestades. Camadas de arenitos finos com estratificação cruzada tabular, formada pela migração de dunas subaquosas, são muito comuns nos afloramentos estudados (Fácies At e Atb) (Figura 15- F), alguns desses estratos apresentam perfurações verticais do icnogênero *Skolithos* (Fácies Atb). Os arenitos das fácies App1 e Alc com estratificação plano paralela e laminação cruzada são característicos de ambientes dominados por fluxo oscilatório unidirecional. A associação dessas fácies com as estratificações, laminações e recobrimento argiloso intensamente bioturbado encontrados somados a presença de estratificações cruzadas *hummocky* caracterizam um ambiente de face litorânea inferior.

Interpretação: A estratificação cruzada *hummocky* (Ah) aponta para fluxos combinados gerados por onda e corrente, relacionados à ação de tempestades em ambiente marinho costeiro (Cheel & Leckie 1993, Dumas & Arnott 2006). Estratificação cruzada tabular e megamarcas onduladas ocorrem nos limites inferior e superior dos estratos com (Ah) e sua formação é relacionada muito mais à ação de correntes do que a influência de tempestades. A presença de fácies arenosas com estratificações, laminações e recobrimento argiloso com elevado índice de bioturbação somado com estruturas de tempestades, denotam ambientes de *shoreface* distal (face litorânea inferior).

4.2.2.2. Associação de Fácies 2 (AF2): Face Litorânea Superior (*Shoreface* Superior)

Descrição: A AF2 é caracterizada por ciclos de alternância de pelitos e arenitos. A fácies PAb (Figura 15- A) que apresenta pequenas ondulações no topo das camadas de pelito, que variam entre 10 e 15 cm de espessura, é intensamente bioturbada por tubos verticais e inclinados com meniscos transversais identificados como traços fósseis de habitação e alimentação da icnofácies *Skolithos* (Figura 15- C). Os arenitos das fácies At e Atb (Figura 15- B) são finos, bem arredondados, selecionados e exibem estratificação cruzada tabular geradas pela migração de dunas subaquosas. Essas camadas variam entre 10 e 20 cm de espessura. Na fácies Atb são encontrados traços fósseis do icnogênero *Arthropycus*. Na base das camadas, esses traços foram produzidos em substrato argiloso no *toe set* das dunas subaquosas. Pelitos laminados (Pl) e arenitos com estratificação plano paralela (Apcd) são comuns. Os primeiros são depositados por suspensão, enquanto os Apcd (Figuras 15- D e E) são formados em ambientes de fluxo oscilatório de grande intensidade e unidirecionais. Nessas fácies ocorrem clastos de argila oriundos de camadas argilosas que foram fragmentadas pela energia da corrente d'água. Posterior a deposição ocorreu a formação de diques de argila injetados nos arenitos, resultado da pressão exercida pelas camadas de arenitos em uma camada argilosa mais abaixo. Arenitos com estratificação cruzada recumbente (Ar) (Figura 15- B) são raros e são formados pela liquefação da areia durante a atividade de *megaripples* ou ondas arenosas combinadas com o estresse exercido pela corrente de água.

Interpretação: A presença de arenitos com estratificação cruzada tabular caracteriza um ambiente de alta energia com migração de dunas subaquosas sobre substrato argiloso depositado no *toe set* das dunas. Dados de paleocorrente obtidos de estratificação cruzada

apontam fluxo preferencial para NE, paralelo à paleocosta da bacia, e sendo interpretado como corrente litorânea. A presença de *muddrapes* em *sets* de estratificação cruzada e intercalação cíclica de arenito e pelito (ritmitos) sugere influência de maré durante a deposição. Os traços fósseis *Planolites* e *Arthropycus* são encontrados nesses depósitos, e indicam ocorrência mais restritas a interface arenito/pelito sugerindo locais semi-protegidos da ação de correntes. A estratificação cruzada *hummocky* aponta para fluxos combinados gerados por onda e corrente, relacionados à ação de tempestades em ambiente marinho costeiro (Cheel & Leckie 1993, Dumas & Arnott 2006). Estratificação cruzada tabular e megamarcas onduladas ocorrem nos limites inferior e superior dos estratos com a fácies Ah e sua formação é relacionada muito mais à ação de correntes do que a influência de tempestades. Esses depósitos são comumente bioturbados por *Skolithos*, compatível com a interpretação de um ambiente de alta energia, logo indicando a passagem para um ambiente de *shoreface* superior. A ciclicidade das camadas de arenitos com estratificações geradas pela migração de dunas subaquosas alternadas por regimes de fluxo superior e de pelitos laminados bioturbados gerados por processos de suspensão indicam uma mudança brusca do ambiente de sedimentação, que é característico de ambientes de *shoreface* proximal (face litorânea superior).

4.2.2.3. Associação de Fácies 3 (AF3): Glacial Costeiro

Descrição: A AF3 é representada por diamictitos com matriz pelítica (fácies PAg – Figuras 15- G e H), e clastos de arenitos silicificados disseminados que são recobertos por material ferruginoso (óxido de ferro), exibe deformações glaciectônicas com alguns planos de falha que são preenchidos por quartzo-arenitos finos laminados. Soares (1998) e Nogueira *et al.* (1999b) relatam a ocorrência de blocos de arenito em meio a uma matriz pelítica apresentando foliação e planos de cavalgamento. Essas características contribuem para a interpretação de um clima glacial para a região no Siluriano.

Interpretação: A natureza intraformacional dos blocos e clastos e sua ocorrência comumente sobreposta e superposta aos depósitos de *shoreface* indicam um possível avanço e recuo regular da geleira em um ambiente litorâneo. Nogueira *et al.* (1997b), Nogueira *et al.* (1999) e Soares *et al.* (2005) interpretaram essas feições na Formação Nhamundá como estruturas glaciectônicas geradas em um ambiente subglacial.

4.2.3 – Icnogêneros e Icnospecies

São registrados nesta unidade cinco tipos de traços diferentes correspondentes as icnofácies *Skolithos* e *Cruziana* associados a depósitos marinhos glácio-costeiros. Na icnofácies *Skolithos* foram identificados o icnogênero *Skolithos* com uma icnospecies o *Skolithos* isp. e um traço fóssil com características de *Dominichnia* e *Fodinichnia*, sem icnogênero determinado. A icnofácies *Cruziana* é composta principalmente por traços do icnogênero *Arthropycus* (Hall 1852) que é representado por duas icnospecies, os *A. alleganiensis* e *A. lateralis*. O outro icnogênero é do tipo *Planolites* e apresenta uma única icnospecies semelhante ao *Planolites* isp, denominada aqui como cf. *Planolites* isp.

Icnogênero *Skolithos* (Haldeman 1840)

***Skolithos* isp.**

Icnito de Habitação (*Dominichnia*) (Figura 16)

Descrição: Tubos verticais simples e cilíndricos, endichniais, sem ramificações ou ornamentações e com preenchimento passivo. Apresentam entre 20 e 35 cm de comprimento e 1,5 cm de diâmetro.

Ocorrência: *Skolithos* são descritos em afloramentos de arenitos ao longo da rodovia BR-174, nas proximidades do Igarapé das Lages no km 113 e nas margens da corredeira do Urubuí na cidade de Presidente Figueiredo, na Cachoeira da Porteira e no km 11 da rodovia AM-240 (Perfis 11 e 13).

Interpretação: Os traços fósseis de *Skolithos* foram produzidos por organismos vermiformes filtradores e suspensívoros, possivelmente anelídeos poliquetas, que fugiam do soterramento causado pela deposição contínua de areias em ambientes de grande aporte sedimentar. *Skolithos* é um traço típico de ambientes de alta energia onde o substrato ainda não está consolidado, o que explica a sua disposição vertical e a ausência de ornamentações. De acordo com a associação das características sedimentares e os traços fósseis foi possível concluir que os organismos geradores desses traços habitavam águas rasas de regiões costeiras, bem oxigenadas e com grande aporte sedimentar.

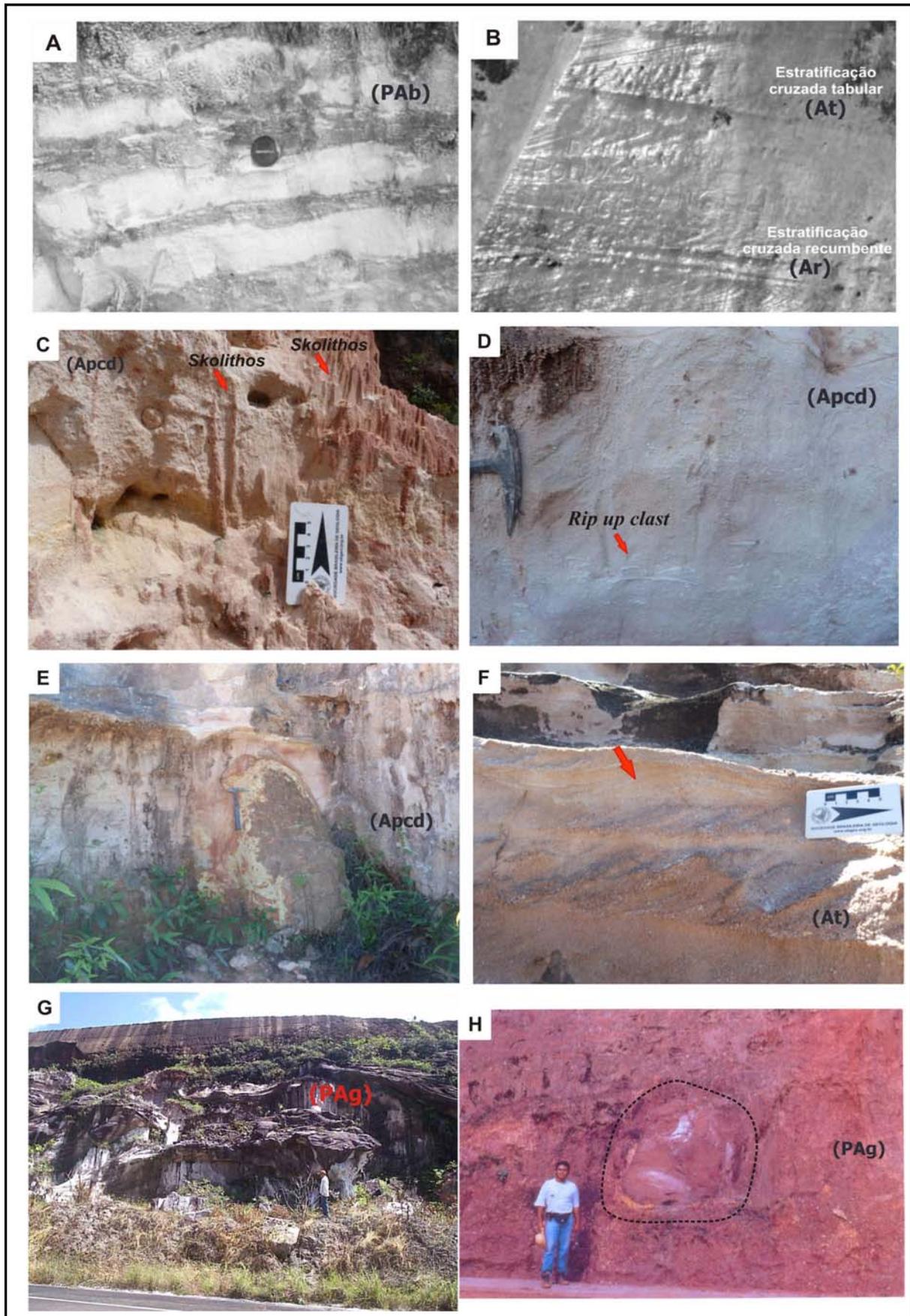


Figura 15 - Principais fácies deposicionais da Formação Nhamundá na região de Presidente

Figueiredo ilustrando os ambientes de *Shoreface* Inferior, Superior e ambiente glacial costeiro. A- Intercalações de arenitos e pelitos laminados e bioturbados (Perfil 8); B- Arenito com estratificação cruzada tabular e recumbente (Perfil 10); C- Arenito com estratificação plano paralela com presença de *Skolithos* (Perfil 13); D- Arenito com estratificação plano paralela e *rip up clast* (Perfil 7); E- Arenito com estratificação plano paralela e clastos argilosos e diques de argila (Perfil 7); F- Arenito com estratificação cruzada tabular (Perfil 7); G- Arenito com deformação glacioteclônica (Perfil 8); e H- Pelito arenoso com foliação e blocos métricos relacionados à glacioteclônica (linha pontilhada) (Perfil 9).

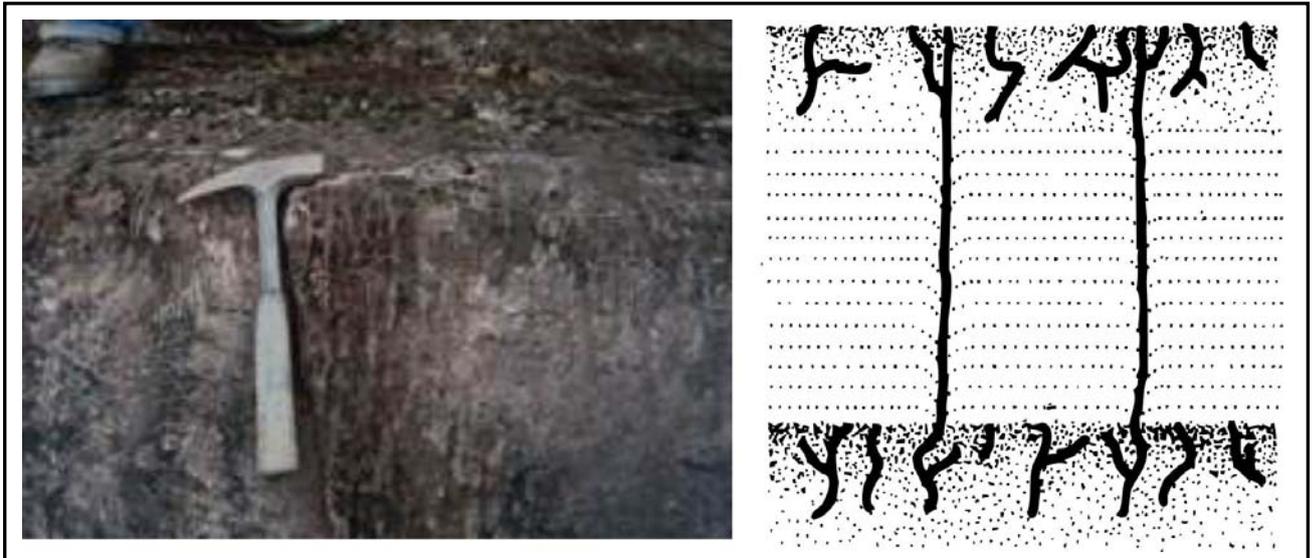


Figura 16 – Camada bioturbada por *Skolithos* isp. Ao lado o esquema ilustrando a sequência de geração dos icnitos (ilustração modificada de Ekdale *et al.* 1984).

Ícnito de Habitação e Alimentação

(*Dominichnia* e *Fodinichnia*) (Figura 17)

Descrição: Traços tubulares e achatados, simples ou ramificados, endichniais, dispostos transversais ao traço. Medem entre 2 e 15 cm de comprimento e de 1 a 1,5 cm de diâmetro; seus meniscos variam de 0,3 a 0,5 cm de espessura.

Ocorrência: O traço fóssil foi descrito em um corte de estrada no km 79 da rodovia AM-240 (Presidente Figueiredo–Vila de Balbina) (Perfil 8).

Interpretação: Esses traços fósseis são caracterizados por escavações verticais ou oblíquas ao acamamento produzidas por organismos vermiformes sedimentívoros a procura de alimento no substrato argiloso semi-consolidado. Seus meniscos podem ser o resultado da deposição de conteúdo fecal posterior ao seu deslocamento no substrato semi-consolidado rico em material orgânico. Os meniscos são visualizados pela mudança de granulometria causada pelo processo de ingestão-digestão-excreção realizada pelos organismos. Os organismos que geraram esses traços proliferaram em um ambiente de sedimentação

caracterizado por constantes e longas paradas do suprimento de sedimentos, proporcionando a deposição de material argiloso e estabilidade para a realização das atividades diárias dos organismos que perfuravam o substrato. Com a volta do fornecimento de sedimentos o substrato argiloso é recoberto por areias, formando estratificações plano paralelas de regime de fluxo superior. Como conseqüências dessas mudanças, as atividades de escavações são abandonadas, só retornando com um novo recesso no suprimento alimentar.

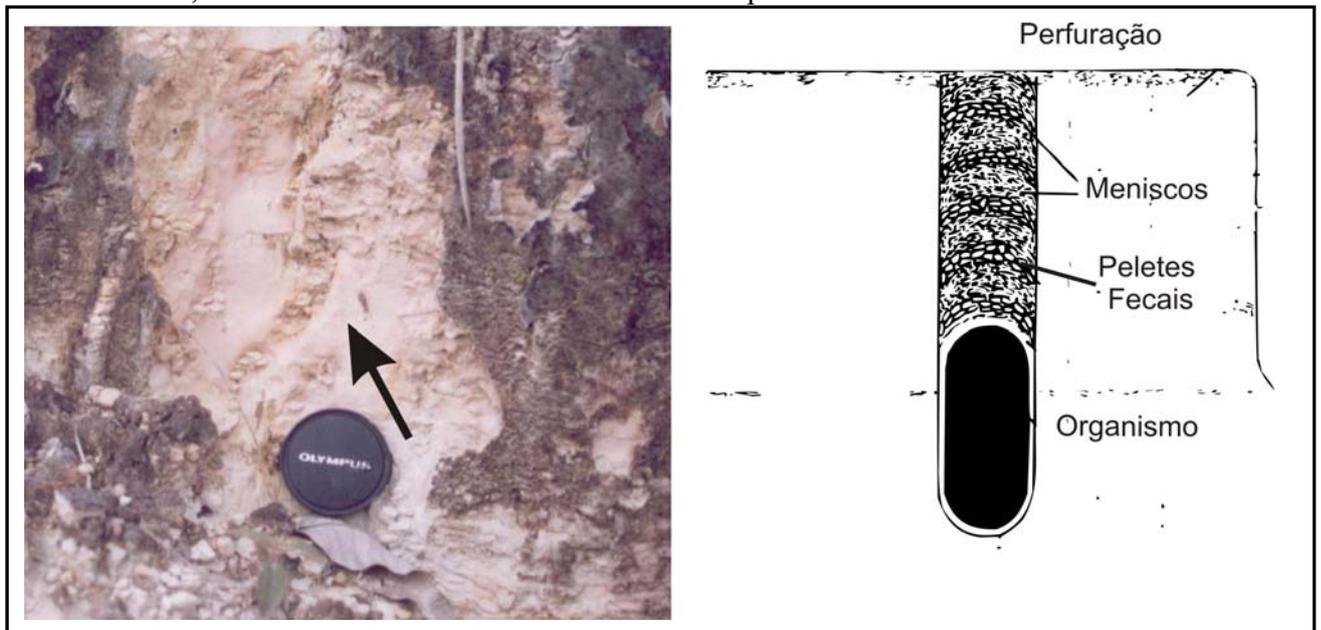


Figura 17 – Icnitos de Habitação/Alimentação em camada argilosa mostrando leve curvatura e meniscos, ao lado o processo de geração dos traços (ilustração modificada de Ekdale *et al.* 1984).

Icnogênero *Arthropycus* (Hall 1852)

Icnoespécie *Arthropycus alleghaniensis* (Hall 1852)

Icnito de Alimentação (*Fodinichnia*) (Figura 18 A)

Descrição: Escavações bilobadas horizontais a sub-horizontais em seção longitudinal que variam de 7 a 32 cm de comprimento e de 1,5 a 4 cm de diâmetro em seção vertical; estruturas em forma de sulcos transversais espaçados com pelo menos 3 sulcos por centímetros estão na porção externa das amostras. Os traços são comumente retilíneos com alguns apresentando formas curvadas ou meandrantas. Apresentam ramificações por truncamento ou intersecção de traços em ângulos que variam de 90° a 45°, porem é comum icnoespécies sem ramificações. Todos os icnitos são em hiporrelevo positivo convexo e hipichniais, portanto estão posicionados na base das camadas de arenitos, no contato entre pelitos e arenitos.

Ocorrência: Encontrados na Cachoeira das Orquídeas, Cachoeira da Santa Claudia e afluentes da margem esquerda do Igarapé dos Veados, na região de Presidente Figueiredo. Ocorrem em forma de placas centimétricas, geralmente ferruginizadas e desgastadas pela ação erosiva da água (Perfil 5).

Interpretação: Os traços fósseis de *Arthropycus alleghaniensis* são rastros horizontais produzidos possivelmente por organismos vermeformes. Atualmente acredita-se que trilobitas ou outros artrópodes que possuíssem apêndices abdominais seriam os organismos geradores destes traços (cf. Rindsberg & Martin 2003). De acordo com a análise de fácies e o posicionamento do icnito nos estratos, os traços foram gerados em substrato argiloso, depositado pelo processo de suspensão no *toe set* (porção frontal da duna) de dunas subaquosas marinhas. Essas, por sua vez, migravam por cima dessas camadas argilosas recobrimdo os traços e preservando-os em hiporrelevo convexo.

Icnogênero *Arthropycus* (Hall 1852)

Icnoespécie *Arthropycus lateralis* (Seilacher 2000)

Icnito de Alimentação (*Fodinichnia*) (Figura 18 B)

Descrição: São rastros bilobados horizontais a sub-horizontais retilíneos que variam de 5 a 27 cm de comprimento e de 1,5 a 4 cm de diâmetro na seção vertical. Apresentam estruturas em forma de sulcos transversais espaçados com pelo menos 3 sulcos por centímetro. Os icnitos estão em hiporrelevo positivo convexo e são hipichniais, estando então posicionados entre uma camada de pelito e a base de um arenito. Os traços dessa icnoespécie são caracterizados por apresentarem ramificações múltiplas e terminais em forma de feixes ou cachos.

Ocorrência: Cachoeira da Santa Claudia na rodovia BR-174, próxima a cidade de Presidente Figueiredo. Ocorrem em forma de placas centimétricas ferruginizadas e desgastadas pela ação erosiva da água (Perfil 5).

Interpretação: Esses traços são escavações horizontais produzidas possivelmente por artrópodes, trilobitas ou organismos vermeformes em substrato argiloso no *toe set* (porção frontal da duna) de dunas subaquosas marinhas que migraram por cima destas camadas argilosas. As terminações em forma de feixes são curvadas para os lados e suas dimensões inferiores aos de outros traços sugerem organismos geradores de menor tamanho.

Rindsberg & Martin (2003) analisando as fotos do artigo de Nogueira *et al.* (1999) sugerem que os traços fósseis descritos como *A. alleganiensis* sejam classificados como *A. brongniartii*, que é caracterizado por sulcos transversais irregulares. Entretanto, a reavaliação feita durante o desenvolvimento deste trabalho com relação aos exemplares mostrados naquelas fotos indica apenas a ocorrência de *A. alleganiensis* e *A. lateralis*.

Ícnogênero *Planolites* (Nicholson 1873)

Ícnoespécie cf. *Planolites isp*

Ícnito de Alimentação (*Fodinichnia*)

Descrição: Tubos endichniais em hiporrelevo positivo dispostos comumente de forma horizontal e mais raramente em vertical com leve inclinação em relação ao acamamento. Os tubos variam 3 a 5 cm de comprimento com diâmetro constante de 0,3 cm. Os traços horizontais possuem ramificações por intersecção que formam ângulos retos e agudos, enquanto que nos verticais são ausentes.

Ocorrência: Encontrado em camadas de pelito, em um corte de estrada no km 79 da rodovia AM-240 (Perfil 8).

Interpretação: Esse traço foi produzido provavelmente por organismos vermeformes sedimentívoros em ambiente de águas rasas e calmas, bem oxigenadas com substrato pelítico-arenoso estável e rico em matéria orgânica que proporcionava uma maior estabilidade para a sua proliferação. Sua morfologia comumente horizontal indica que esses organismos eram capazes de tirar proveito do acúmulo de matéria orgânica em condições de baixa energia em ambientes estáveis que eram afetados esporadicamente por atividades de correntes.

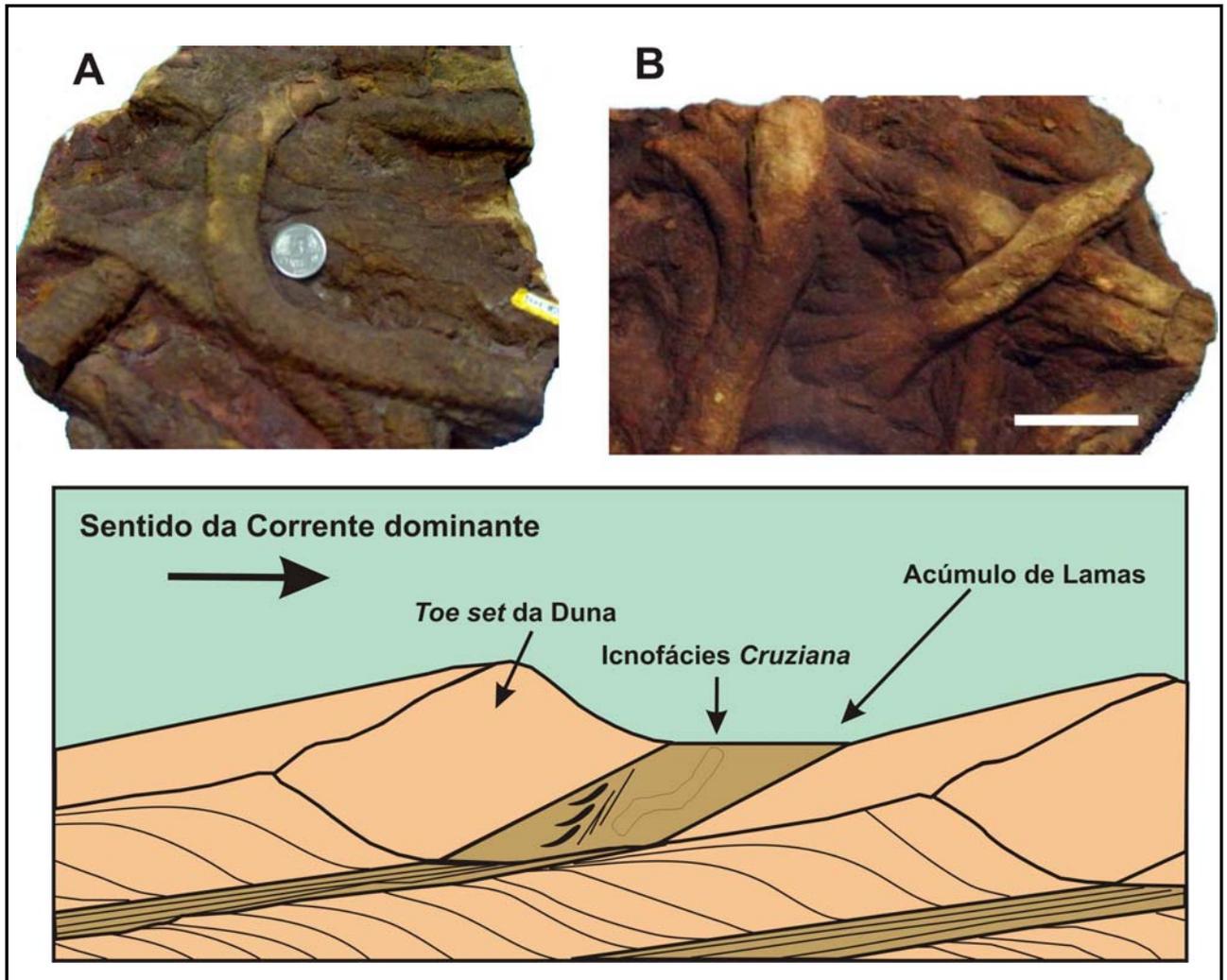


Figura 18 – Amostras com *A. alleganiensis* (A) e *A. lateralis* (B); abaixo a representação ilustrada do habitat dos organismos geradores desses traços (Ilustração modificada de Almeida *et al.* 2004).

4.3 – ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO MANACAPURU

Nas rochas estudadas que compõem a Formação Manacapuru foram identificadas 17 (dezessete) fácies sedimentares relacionadas a ambientes costeiros e compostas por intercalações de arenitos, pelitos e folhelhos. De acordo com suas características estruturais e o posicionamento estratigráfico, as fácies foram agrupadas em três associações representativas dos seguintes ambientes: fácies litorânea transicional, costa afora e transição *shoreface-foreshore*. As descrições das fácies (Tabela 5) e de suas associações serão discutidas a seguir.

Tabela 5 – Descrição das fácies da Formação Manacapuru com as estruturas e os processos deposicionais.

UNIDADE	FÁCIES SEDIMENTARES	ESTRUTURAS/ CONSTITUINTES FÓSSEIS	PROCESSOS

FORMAÇÃO MANACAPURU	Arenito com estratificação cruzada tabular (At) e bioturbado (Atb)	Marcas onduladas, estratificação cruzada tabular, recobrimentos argilosos (<i>muddrapes</i>), e traços fósseis de <i>Bifungites</i>	São formados pela migração de dunas de subaquosas com deposição de lama na frente das dunas. Retrabalamento por organismos bentônicos vágeis
	Arenito com marcas onduladas e bioturbado (Ao e Aob)	Marcas onduladas, <i>megaripples</i> e traço fóssil de <i>Laevicyclus</i>	Originada por correntes de maré unidirecionais com retrabalamento por ondas. Retrabalamento por organismos
	Arenito com laminação plano paralela (App2)	Arenito laminado e ondulado e com recobrimento argiloso (<i>muddrapes</i>). Traço fóssil <i>Laevicyclus</i>	Fluxo oscilatório de grande intensidade com paradas na sedimentação e suspensão de material argiloso
	Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aca)	Estratificação cruzada acanalada e recobrimentos argilosos (<i>muddrapes</i>)	Migração de dunas subaquosas em regime de fluxo inferior, com paradas na sedimentação.
	Arenito laminado bioturbado (Alb)	Arenito laminado e ondulado bioturbado por <i>Phycodes</i> e recobrimento argiloso (<i>muddrapes</i>)	Fluxo oscilatório de grande intensidade com paradas na sedimentação e retrabalamento por organismos
	Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i> (Ah2)	Estratificação cruzada <i>hummocky</i>	Fluxo oscilatório de grande intensidade típica de tempestades
	Arenito maciço bioturbado (Amb)	Estruturação maciça. Traço fóssil <i>Skolithos</i>	Fluxo oscilatório de grande intensidade em uma única direção com pequenas paradas na sedimentação. Ambiente de alta energia.
	Ritmito com acamamento <i>wavy</i> (Raw) e Ritmito bioturbado (Rb)	Acamamento <i>wavy</i> com traços fósseis de alimentação. Localmente traços fósseis <i>Laevicyclus</i> e <i>Insertae Sedis</i>	Alternância de tração e suspensão e fluxo oscilatório. Retrabalamento por organismos
	Folhelho arenoso laminado fossilífero (FAI)	Folhelho arenoso cinza com laminação cruzada por onda e laminação plano paralela	Deposição por suspensão e esporádico fluxo oscilatório de onda
	Pelito laminado (Pl)	Laminação plano paralela	Deposição por suspensão
Folhelho fossilífero (Ff)	Quitinozoários, acritarcas, fósseis de braquiópodos e fragmentos de peixes	Deposição por suspensão. Proliferação de organismos planctônicos e bentônicos sésseis	

	Folhelho com manganês (FMg)	Depósitos de manganês	Deposição por suspensão e precipitação química na transição do ambiente anóxico e oxidante
	Folhelho com estruturas de sobrecarga (Fs)	Estruturas de sobrecarga	Deposição por suspensão e acumulação de sedimento
	Pelito maciço (Pm)	Estrutura maciça	Deposição por suspensão

4.3.1 - Descrição das Fácies da Formação Manacapuru

4.3.1.1. Pelito maciço (Pm)

A fácies Pm é caracterizada por pelitos com estrutura maciça depositados em ambientes onde predominavam o transporte por suspensão. O topo dessas camadas pelíticas foi, em alguns casos, retrabalhado por organismos vágeis e bentônicos referentes as icnogêneros *Planolites*, *Bifungites* e *Laevicyclus* encontrados na base de camadas de arenito.

4.3.1.2. Arenitos com laminação plano paralela (App2)

A fácies App2 apresenta grãos arredondados de granulometria fina a muito fina com estratificações plano-paralelas geradas por fluxos oscilatórios de grande intensidade em uma única direção preferencial. As camadas de arenito apresentam espessuras variando de 10 a 15 cm. Apresenta traços fósseis *Laevicyclus*.

4.3.1.3. Folhelho fossilífero (Ff), folhelho com estruturas de sobrecarga (Fs) e com manganês (FMg)

As fácies Ff, FMg e Fs apresentam folhelhos negros com estruturas de sobrecarga, ocasionadas devido a cumulação de sedimentos. Nessas fácies foram descritos quitinozoários e acritarcas do Devoniano (Coelho 1994). Nas proximidades do topo do folhelho inicia uma zona com conchas de braquiópodos e fragmentos de peixes indicando que havia condições ambientais favoráveis à sobrevivência e proliferação de organismos bentônicos e sésseis. A fácies FMg, localizada abaixo da fácies Fs, é composta de folhelhos com manganês precipitado química na transição do ambiente anóxico e oxidante. Esses depósitos foram acumulados em ambientes onde domina o transporte por suspensão.

4.3.1.4. Folhelho arenoso laminado e Pelito laminado (FAI e Pl)

Os folhelhos arenosos das fácies FAI apresentam cor cinza com laminação cruzada por onda e laminação plano paralela na base indicando deposição por suspensão e esporádico fluxo oscilatório de onda. Os pelitos laminados (Pl) ocorrem mais localmente e não apresentam vestígios de fósseis.

4.3.1.5. Ritmito com acamamento *wavy* (Raw) e Ritmito bioturbado (Rb)

A fácies Raw apresenta intercalações de areia e pelito com acamamento *wavy* gerados por alternâncias de tração e suspensão por fluxo oscilatório, que se encontram intensamente retrabalhados por traços fósseis de alimentação *insertae sedis* que destruíram o contato entre a areia e a argila. Esses traços são preenchidos por areia, facilmente identificável devido à concentração de Fe^{3+} nos traços. Os ritmitos bioturbados ocorrem localmente e apresentam traços fósseis *Laevicyclus*.

4.3.1.6. Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aca)

As camadas de arenitos da fácies Aca apresentam espessura variando entre 15 e 25 cm. Estratificações cruzadas acanaladas e recobrimentos argilosos (*muddrapes*) são as principais características dessa fácies. Os arenitos apresentam grãos arredondados a subarredondados de granulometria média a fina e bem selecionados. Os sedimentos que geraram essas rochas foram depositados em ambientes marinhos onde ocorria migração de dunas subaquosas em regime de fluxo inferior, com paradas na sedimentação. Os dados de paleocorrentes indicam direção preferencial de deposição para NE.

4.3.1.7. Arenito com estratificação cruzada tabular, ondulada e bioturbados (At ou Atb)

A fácies At é formada por arenitos finos com grãos variando de arredondados a subarredondados e bem selecionados. As camadas de arenito com marcas onduladas e estratificação cruzada tabular apresentam espessura variando verticalmente de 15 a 20 cm. São formados pela migração de dunas subaquosas e correntes unidirecionais. Os recobrimentos argilosos (*muddrapes*) são produtos da deposição de lama na frente das dunas. Os traços fósseis de *Bifungites* são o produto do retrabalhamento do substrato por organismos bentônicos vágeis.

4.3.1.8. Arenito laminado bioturbado (Alb)

Os arenitos dessa fácies apresentam granulometria variando de fina a muito fina, bem arredondados a subarredondados com laminação e marcas onduladas assimétricas geradas por fluxos oscilatórios unidirecionais. Paradas na sedimentação propiciaram a deposição de recobrimentos argilosos (*muddrapes*) em meio ao arenito. Exibem intensa bioturbação em forma de tubos que se dispõem em várias direções no substrato. Esses traços são classificados como sendo do icnogênero *Phycodes*.

4.3.1.9. Arenito com marcas onduladas (Ao) e arenito com marcas onduladas bioturbado (Aob)

As camadas de arenitos com marcas onduladas (*megaripples*) da fácies Amb apresentam granulometria média a fina com grãos arredondados e bem selecionados. Estas feições são originadas por correntes de maré unidirecionais com retrabalhamento por ondas. Exibem intensa bioturbação caracterizada por perfurações verticais típicas do icnogênero *Laevicyclus*.

4.3.1.10. Arenito com estratificação cruzada *Hummocky* (Ah2)

A fácies Ah2 é formada por arenitos com grãos variando de arredondados a bem arredondados, com granulometria fina e estratificação cruzada *hummocky*. Estratificações como as *hummockys* podem ser formadas por fluxos oscilatórios de grande intensidade produzidos por ondas, fluxos oscilatórios e unidirecionais combinados e por fluxos unidirecionais, que são atribuídas à ação de tempestades em ambientes deposicionais marinhos. Essa litofácies marca a transição do ambiente de *shoreface* superior-*foreshore*.

4.3.1.11. Arenito maciço bioturbado (Amb)

A fácies Amb é formada por arenitos com grãos variando de subarredondados a bem arredondados, com granulometria fina e estruturação maciça. Essa fácies é formada através de fluxo oscilatório com pequenas paradas na sedimentação. Ocorre no topo dessa fácies o traço fóssil *Skolithos*. A presença desse traço fóssil, no topo do perfil, é compatível com ambiente *foreshore*, visto que esses organismos fogem das águas com baixa energia, habitando ambientes mais rasos e de alta energia.

4.3.2. Associação de fácies da Formação Manacapuru

4.3.2.1. Associação de Fácies 1 (ASF1) – Face Litorânea Transicional (Transição *Offshore* Superior–*Shoreface* Inferior)

Descrição: A ASF1 é composta predominantemente por arenitos com ocorrências de intercalções com pelitos maciços. A fácies Alb apresenta marcas onduladas assimétricas, geradas por fluxo oscilatório unidirecional e recobrimentos argilosos (*muddrapes*). Exibem intensa bioturbação em forma de tubos que se dispõe em várias direções no substrato, classificados como do icnogênero *Phycodes*. A fácies Aca é caracterizada por estratificações cruzadas acanaladas com recobrimento argiloso (*muddrapes*) gerados em ambientes em que ocorre migração de dunas subaquosas em regime de fluxo inferior, com paradas na sedimentação. A fácies Raw (Figura 19- A) apresenta intercalações de areia e pelito com acamamento *wavy* gerados por alternâncias de tração e suspensão por fluxo oscilatório; A fácies Rb se encontra intensamente retrabalhada por traços fósseis de alimentação *Insertae sedis Laevicyclus* que destruíram o contato entre a areia e a argila. Esses traços são preenchidos por areia, facilmente identificável devido à concentração de Fe^{3+} nos mesmos. Arenitos com laminação plano paralela (App2) são formados por fluxo oscilatório de grande intensidade em uma única direção preferencial. As camadas de arenitos com estratificações cruzadas tabular e marcas onduladas (fácies At/Atb e Ao/Aob) (Figuras 19- B, C e D), são, respectivamente, formadas pela migração de dunas subaquosas e correntes unidirecionais, ambas intercaladas pela fácies PM, depositada em ambiente de suspensão, e foram retrabalhadas por organismos vágeis e bentônicos referentes as icnogêneros *Planolites*, *Bifungites* e *Laevicyclus*.

Interpretação: A ASF1 caracteriza um ambiente dominado por processos de tração e suspensão com predominância de depósitos formados por suspensão, típico de zonas transicionais entre a fácies litorânea e o ambiente de *offshore*. A transição entre depósitos de *offshore* para os de *shoreface* é caracterizada pela ocorrência de folhelhos arenosos cinzas na base que passam para intercalações de pelitos e arenitos no topo. Essa associação de fácies, como produto da mudança nas condições do regime de fluxo (menos energético para mais energético) e da batimetria, é característica de uma zona de transição entre esses ambientes.

4.3.2.2. Associação de Fácies 2 (ASF2) – Costa Afora

Descrição: A ASF2 é caracterizada pela predominância de folhelhos de origem

marinha. A fácies FAI (Figura 19- E) é caracterizada por folhelhos arenosos cinza com laminação cruzada por onda no topo e laminação plano paralela na base indicando deposição por suspensão e esporádico fluxo oscilatório de onda. As fácies Ff e Fs apresentam folhelhos negros com estruturas de sobrecarga ocasionadas pela acumulação de sedimentos. Nessas fácies foram descritos quitinozoários do Devoniano (Coelho 1994). Observou-se ainda que próximo ao topo do folhelho começa a aparecer uma zona com conchas de braquiópodos e fragmentos de peixes indicando que havia condições ambientais favoráveis à sobrevivência e proliferação de organismos bentônicos e sésseis. A fácies FMg, localizada abaixo da fácies Fs, é composta de folhelhos com manganês precipitado quimicamente na transição do ambiente anóxico e oxidante. Folhelhos laminados ocorrem mais localmente e não apresentam vestígios de fósseis. Essas fácies apresentam características de ambientes marinhos profundos e transicionais, típicos de uma zona de costa afora.

Interpretação: Essa associação de fácies é interpretada como produto das mudanças nas condições do regime de fluxo (menos energético para mais energético) e na batimetria, característicos de uma zona de transição entre os ambientes de *offshore-shoreface*. O surgimento de uma zona fossilífera no limite entre os dois depósitos marca a mudança de condições anóxicas (fácies de *offshore*) para um ambiente mais oxidante (fácies de *shoreface*).

4.3.2.3. Associação de fácies 3 (ASF3) – *Shoreface–Foreshore*

Descrição: Os depósitos de *shoreface* são compostos de arenito fino a grosso com grãos arredondados e bem selecionados e formam camadas entre 10 e 30 cm de espessura. Os depósitos de *shoreface* proximal são caracterizados por estratificações cruzada tabular (At/Atb) e plano-paralela (App2), além de marcas onduladas (Ao/Aob) (Figura 19- C e D). Localmente ocorrem estratificações cruzadas recumbentes (Ar). Camadas, de até 5 cm de espessura, com pelitos maciços (Pm) (Figura 19- F) e laminados (Pl) (Figura 19- G), se intercalam, comumente com o arenito com laminação plana (App2). A base do perfil é marcada pela intercalação de arenitos com marcas onduladas com pelitos bioturbados e arenitos com *rip up clasts* e pelitos bioturbados. A litofácies que marca essa passagem do ambiente de *shoreface* proximal-foreshore é representada pelo arenito com estratificação cruzada *hummocky* (Ah2) (Figura 19- H). A presença, no topo de arenito maciço, de traço fóssil *Skolithos* (Amb) (Figura 19- I e J) indica um ambiente de alta energia de *foreshore*.

Interpretação: A presença de arenitos com grãos arredondados e bem selecionados, além de arenitos com estratificação cruzada *hummocky* caracterizam um ambiente de plataforma dominado por ondas e influenciado por tempestade. A ocorrência dessas litofácies indica um ambiente de alta energia originado pelo fluxo unidirecional de grande intensidade com pequenas paradas na sedimentação e pela migração de dunas subaquosas. A presença do traço fóssil *Skolithos*, no topo do perfil, é compatível com ambiente *foreshore*, visto que esses organismos fogem das águas com baixa energia, habitando ambientes mais rasos e de alta energia. Logo, no momento da maré baixa, esses organismos se aproveitavam para se fixarem no substrato arenoso, formando uma capa protetora, mais resistente que o substrato adjacente.

4.3.3. Icnogêneros e Icnospécies

Foram descritos os icnitos que estão preservados em amostras de arenitos e em afloramentos onde não foi possível coletar amostras. A ausência de estratificações e a preservação dos traços fósseis nas amostras descritas classificam a icnofábrica como de índice entre 4 e 5. Nessa unidade foram identificados seis tipos de traços fósseis representantes de ambientes marinhos das icnofácies *Skolithos* e *Cruziana*. Na icnofácies *Skolithos* é identificado apenas o icnogênero *?Laevicyclus* com uma única icnoespécie semelhante ao *Laevicyclus* isp. Denominado, neste trabalho, de cf. *Laevicyclus*. A icnofácies *Cruziana* está representada por três icnogêneros e um traço fóssil *Insertae sedis*. O icnogênero *Planolites* apresenta duas icnoespécies, o *Planolites* isp. e cf. *Planolites*. Os icnogêneros *Bifungites* e *Phycodes* são representados por uma única icnoespécie cada, o *Bifungites piawaiensis* e o cf. *Phycodes*, respectivamente.

Icnogênero *?Laevicyclus* (Quenstedt 1879)

Icnospécie cf. *Laevicyclus*

Icnitos de Habitação/Alimentação (*Dominichnia* / *Fodinichnia*) (Figura 20)

Descrição: Icnitos verticais retilíneos endichniais, em seção transversal, variam de circular a elíptico. Apresentam estrutura interna concêntrica com um tubo interno sem ornamentações e ramificações. Os icnitos variam de 1 a 1,5 cm na porção superior (topo da camada) e de 1 a 1,4 cm na porção inferior (base da camada). O comprimento dos icnitos varia com a espessura da camada, pois os traços atravessam todo o substrato e alcançam a

camada inferior, não sendo possível determinar o seu comprimento original, já que a camada inferior, por ser mais pelítica, foi parcialmente erodida.



Figura 19 - Principais fácies deposicionais da Formação Manacapuru na região de Presidente Figueiredo ilustrando os ambientes de face litorânea transicional, costa afora e transição *shoreface-foreshore*. A- Ritmito com acamamento *wavy* (Perfil 9); B- Arenito com estratificação cruzada acanalada (Perfil 4); C- Arenito com marcas onduladas (Perfil 2); D- Arenito com marcas onduladas bioturbados (Perfil 2); E- Folhelho arenoso laminado fossilífero (Perfil 2); F- Pelito maciço (Perfil 9); G- Pelito laminado (Perfil 7); e H- Arenito com estratificação cruzada *hummocky* (Perfil 14); I- Arenito maciço e arenito maciço bioturbado (Perfil 6); e J- Arenito maciço bioturbado (traço fóssil *Skolithos*) (Perfil 14).

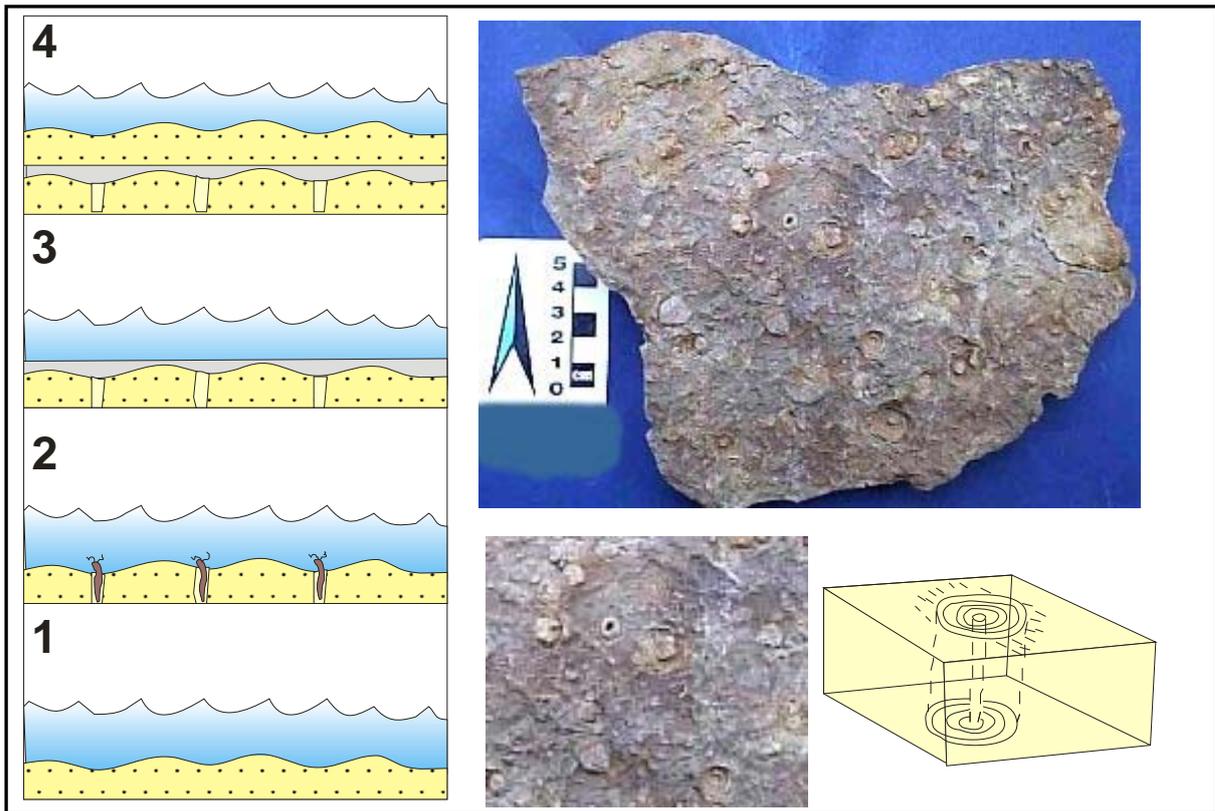


Figura 20 – Traços do icnogênero *Laevicyclus*. O quadro a esquerda mostra a seqüência deposicional associada aos períodos de ocupação do substrato: 1) deposição de areia, 2) ocupação do substrato por organismos vermeformes e conseqüentemente geração dos traços *Laevicyclus*, 3) deposição de lama e 4) deposição de areia. As fotografias mostram uma amostra com traços fósseis de *Laevicyclus* e, em detalhe, as perfurações; ao lado um bloco mostrando a disposição do traço no substrato.

Ocorrência: Em afloramentos na margem esquerda do rio Urubu nas coordenadas 02°08'32" / 59°50'51,7" (Perfil 2).

Interpretação: Os traços são icnitos produzidos por organismos vermeformes em um substrato siltico-arenoso, semiconsolidado, o que possibilitou a preservação das ornamentações produzidas pelo organismo. A disposição vertical do traço indica que foi produzido em um ambiente de energia moderada; quando a energia hidrodinâmica diminuía os organismos abandonavam o local. O tubo central que apresenta estrutura maciça é uma

pequena elevação no topo do traço, preservada devido o material estar mais litificado; parece ser onde o organismo se alojava. As paredes eram mais largas e intercaladas de areia e lama, produto do retrabalhamento do substrato realizado pelo organismo. As feições concêntricas no topo destacam-se atualmente devido à “lavagem” dos materiais mais friáveis (lama) ressaltando o material mais resistente (areia fina) à tração. A intercalação areia-argila dentro dos traços possibilitou a precipitação do Fe^{3+} . Isso ocorreu devido o arenito ser mais poroso e a argila menos permeável. Os fluidos que percolavam pelo arenito eram barrados pela argila. Em conjunto com esses fluidos estava o Fe^{2+} que precipitou na interface areia-argila. Na época em que o traço foi gerado, o organismo provavelmente ficava camuflado embaixo da superfície a espera de uma presa que passasse despercebida nas redondezas da escavação ou mesmo para a própria proteção contra outros predadores.

Ícnogênero *Planolites* (Hall 1847)

Ícnoespécie *Planolites isp.*

Ícnito de Alimentação (*Fodinichnia*) (Figura 21)

Descrição: Ícnitos em hiporelevo positivo, variando de retilíneos a curvados. Em seção transversal variam de elípticos a subsféricos, não apresentam ornamentações, as ramificações são por interseção de traços e apresentam preenchimento ativo. Os ícnitos variam de 1,5 a 5,5 cm de comprimento e de 0,4 a 0,6 cm de diâmetro.

Ocorrência: Afloramento descrito no perfil 4.

Interpretação: os traços fósseis são ícnitos de alimentação (*Fodinichnia*), hipicniais, gerados por organismo em forma de verme que retirava seu alimento do substrato arenopelítico semiconsolidado resultando em traços sem ornamentação. Os traços em algumas amostras apresentam-se isolados, mas na maioria das amostras estão disseminados e dispostos em diversas direções indicando um longo período de colonização do topo do substrato, que continuou durante a mudança de regime de fluxo até os organismos abandonarem a área após o aumento de aporte sedimentar. A disposição horizontal e o preenchimento ativo são indicativos de que o traço foi produzido em um ambiente deposicional de transição de baixa energia a moderada.



Figura 21 – Amostras com traços fósseis do icnogênero *Planolites* isp. dispostos de forma horizontal, retilíneos e levemente curvados.

ICNOGÊNERO *Planolites* (Hall 1847)

ICNOESPÉCIE cf. *Planolites*

ICNITO DE ALIMENTAÇÃO (*Fodinichnia*) (Figura 22)

Descrição: Icnito em hiporelevo positivo, elíptico em seção transversal, sem ornamentação, com ramificações terminais tricotômicas e apresentando preenchimento ativo. O icnito mede 5,5 cm de comprimento, diâmetro inicial de 0,9 cm e terminal de 1,4 cm e as ramificações variam de 0,3 a 0,6 cm de diâmetro.

Ocorrência: Afloramento descrito perfil 4.

Interpretação: O traço é um icnito de alimentação (*Fodinichnia*), hipicnial, produzido por um organismo em forma de verme que retirava o seu alimento de um substrato arenopelítico semiconsolidado. Devido o substrato ser menos coeso, o traço não apresenta ornamentação, indicando que o substrato não foi totalmente retrabalhado. A disposição

horizontal e o preenchimento ativo indicam que o organismo produziu o seu traço em condições de baixa energia e que mesmo com o aumento do fluxo energético da água, o organismo continuou as suas atividades até abandoná-la de vez.

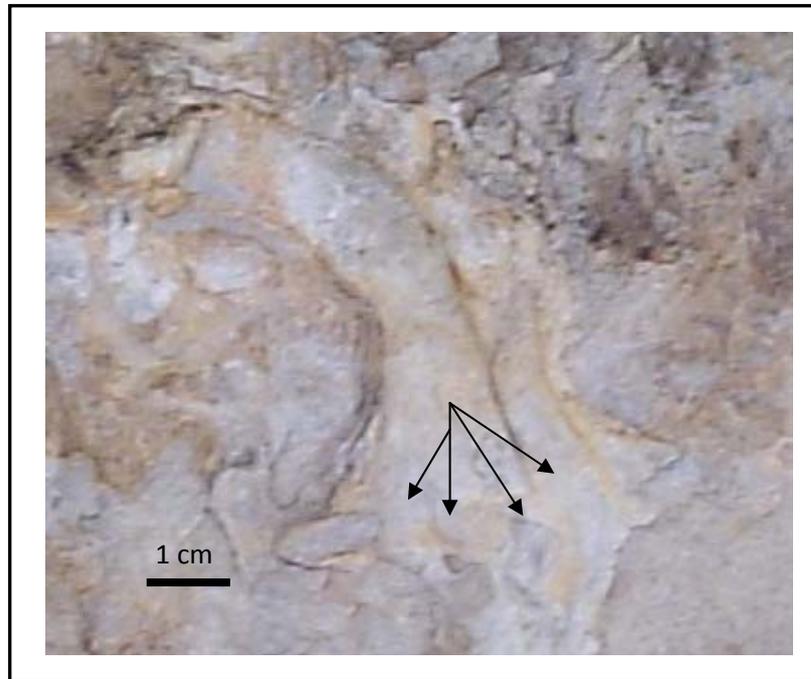


Figura 22 – Traço fóssil do icnogêneros cf. *Planolites* isp. mostrando as ramificações terminais.

Icnogênero *Bifungites* (Desio 1940)

Icnoespécie *Bifungites* isp.

Icnito de Habitação (*Dominichnia*) (Figura 23)

Descrição: Icnito em hiporelevo positivo, retilíneo, sem ornamentação e preenchimento passivo. A sua forma é caracterizada por terminações globulares interligadas por um eixo central menos elevado em relação às extremidades. O icnito apresenta 2,5 cm de comprimento, diâmetro do eixo central de 0,4 cm e nas extremidades de 0,7 cm.

Ocorrência: Afloramento descrito no perfil 3.

Interpretação: O traço fóssil é um icnito de habitação (*Domichnia*), hipicnial (endicnial?), gerado por um organismo sedentário de corpo mole de hábito suspensívoro, semelhante aos anelídeos. Esse icnito foi gerado quando o sedimento estava semiconsolidado, produzindo perfurações verticais com objetivo de se fixar no substrato. O organismo fazia dois tubos com terminações ampliadas, que eram conectados por uma escavação horizontal da mesma espessura dos tubos verticais. As terminações serviam de abrigo para o organismo ou

mesmo como o espaço de acomodação. A ligação dos dois tubos teria duas funções: 1) liberar excrementos ou 2) uma opção de fuga caso algum predador se arriscasse a entrar na escavação atrás de alimento. O ambiente onde viveu o organismo que produziu o traço era provavelmente de águas rasas, quentes e agitadas por ondas, com boa oxigenação e abundante alimento em suspensão.

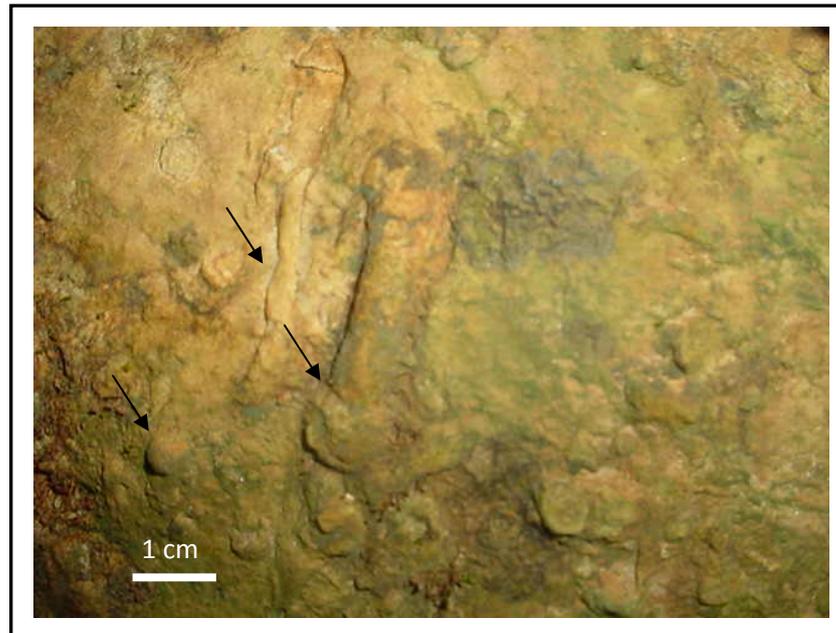


Figura 23 – Traço fóssil do icnogênero *Bifungites* que mostra as terminações globulares.

As amostras nas quais ocorrem os icnogêneros *Laevicyclus* e *Planolites* e nas observações de campo do *Bifungites*, indicam que o substrato foi colonizado em períodos distintos que obedeciam a variações nas condições ambientais. No primeiro, dominavam as correntes de menor velocidade e a deposição de lama rica em matéria orgânica; nesse período, foram gerados traços fósseis horizontais de *Planolites*. No segundo período de colonização dominavam as correntes de tração que ocasionavam o aumento do aporte sedimentar; nesse período foram produzidos os traços verticais de *Laevicyclus* e *Bifungites*.

Icnoespécie *Skolithos* isp.

Icnito de Habitação/Alimentação (*Dominichnia*/*Fodinichnia*) (Figura 24)

Descrição: Tubos verticais simples, cilíndricos a subcilíndricos, endicniais e com preenchimento passivo. Os tubos têm entre 5 e 10 cm de comprimento e 0,3 a 0,5 cm de diâmetro. Ocorrem comumente isolados.

Ocorrência: Afloramentos com intercalações de arenitos e folhelhos no km 97 da

rodovia BR-174 na Cachoeira da ASFRAMA (perfil 14).

Interpretação: *Skolithos* é interpretado como um tubo de habitação ou alimentação gerado por organismos vermeformes filtradores e suspensívoros semelhantes a anelídeos ou *phoronids* que habitavam substratos arenosos (Alpert 1974). Apesar de *Skolithos* ocorrer em diversos ambientes, a sua abundância indica paleoambientes marinhos rasos ou uma elevada taxa de deposição, como regiões litorâneas arenosas (Seilacher 1967, MacEachern & Pemberton 1992, McLlroy & Garton 2004). *Skolithos* é comumente associado a ambiente de alta energia, onde o substrato não está consolidado, o que obriga o organismo produtor do traço a fugir constantemente do soterramento. Uma baixa taxa de sedimentação, porém contínua, explicaria a formação de “*pipe rock*” de *S. linearis* (McLlroy & Garton 2004).

ICNOGÊNERO *Phycodes* (Richter 1850)

ICNOESPÉCIE cf. *Phycodes*

ICNITO DE ALIMENTAÇÃO (*Fodinichnia*) (Figura 25)

Descrição: Icnitos em alto relevo, variando de retilíneos a levemente curvados, horizontais a inclinados em relação ao acamamento, sem ramificações e ornamentações, com preenchimento ativo. Os traços apresentam-se geralmente isolados, ocorrendo frequentemente sobreposições de traços em forma de feixes. Os icnitos apresentam tamanho variado sendo geralmente maiores que 3 cm de comprimento e 0,2 a 1 cm de diâmetro.

Ocorrência: Afloramento no km 99, da BR-174, nas coordenadas 02°11'50,09"/59°46'08,01" (Perfil 4).

Interpretação: Os traços fósseis são icnitos de alimentação (*Fodinichnia*), endicniais gerados por organismos vermiformes sedimentívoros em um substrato areno-pelítico semiconsolidado e estável, provavelmente rico em matéria orgânica. O organismo vivia em um ambiente marinho raso de águas salobras, com baixa energia hidrodinâmica e bem oxigenado. Esses traços estão dispersos em todas as direções e podem ocorrer isolados, interdigitados ou sobrepostos. Suas perfurações são sempre em direção as bases das camadas indicando que o organismo escavava o substrato sempre a procura de alimento.

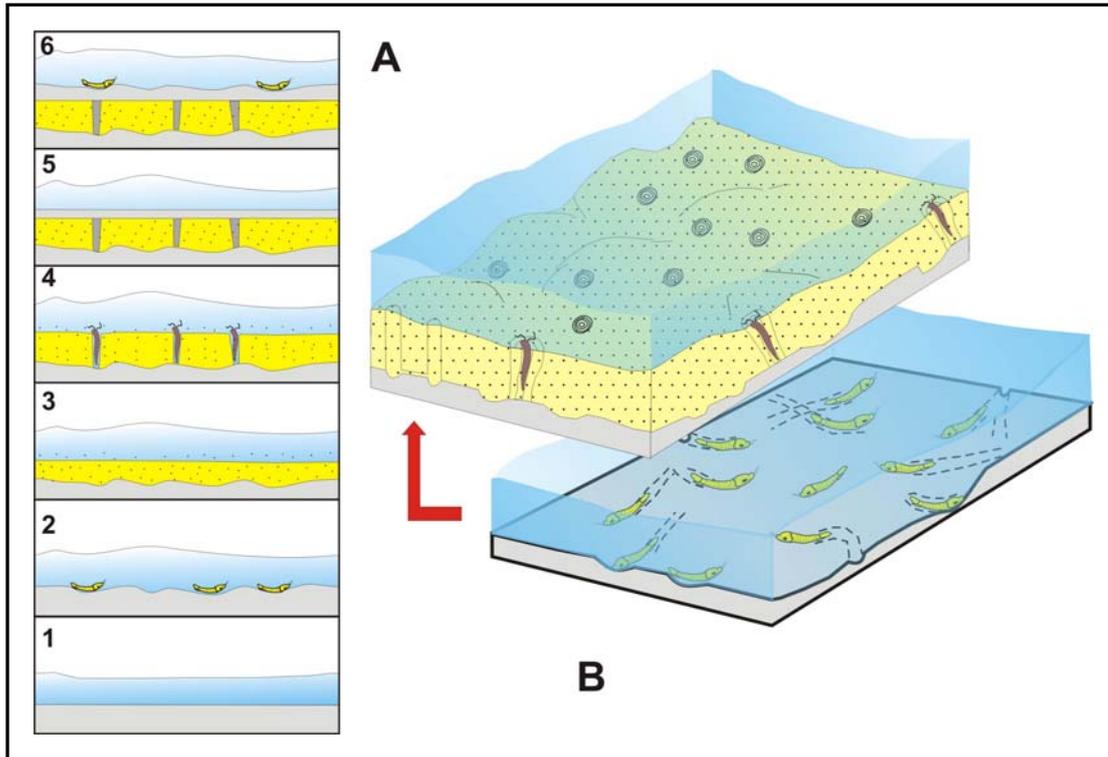


Figura 24 – Modelo da relação entre os traços fósseis das icnofácies *Skolithos* (ver figura 19-J). Em A, está representada a sequência deposicional associada aos dois períodos de colonização: 1) deposição de lama, 2) primeiro período de colonização e geração de traços horizontais, 3) deposição de areia, 4) segundo período de colonização e geração de traços verticais, 5) deposição de lama e o retorno da fauna da primeira colonização. Em B, os blocos diagrama que mostram a disposição dos organismos e seus traços no substrato.

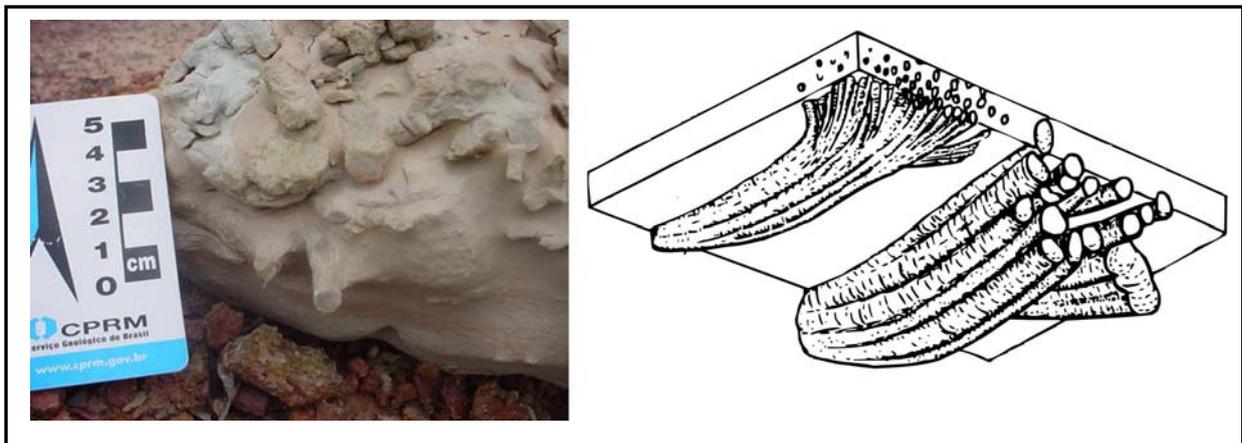


Figura 25 – Amostra com traços fósseis do icnogênero *Phycodes* e sua representação ilustrada que mostra a morfologia em forma de feixes (ilustração retirada de Ekdale *et al.* 1984).

Traço Fóssil *Insertae sedis*

Ícnito de Alimentação (*Fodinichnia*)

Descrição: Ícnitos em alto relevo dispostos de forma horizontal, vertical ou inclinada, variando de retilíneos a levemente curvados, sem ornamentações, preenchimento ativo e

ramificações por interseção de traços. Os icnitos variam de 0,5 a 2 cm de comprimento e entre 0,2 a 0,4 cm de diâmetro.

Ocorrência: Afloramento descrito nos perfis 2 e 4.

Interpretação: São icnitos de alimentação (*Fodinichnia*), exicniais, gerados por pequenos vermes que retiravam nutrientes do substrato. O índice de bioturbação da rocha é entre 4 -5 pois, devido ao intenso retrabalhamento realizado pelos organismos, fica difícil a identificação das estruturas, sendo possível notá-la somente onde a bioturbação foi menos intensa. A rocha matriz na qual os traços foram produzidos é formada por intercalações de areia e pelito de espessura semelhante característica de ritmitos. Os traços estão preservados no material pelítico sendo preenchidos de forma ativa por areias. A identificação desses traços só foi possível devido à percolação de fluidos que carregavam Fe^{2+} . O material arenoso que preenche as escavações está cimentado por óxido/hidróxido de Fe^{3+} . A fixação do Fe foi também propiciada pelo material argiloso segregado nas paredes pelo organismo.

4.4 - ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO

Os 4 (quatro) perfis estudados da Formação Alter do Chão contêm conglomerados polimíticos, arenitos e pelitos. Nessas rochas foram identificadas 3 (três) fácies sedimentares, todas relacionadas à ambiente de preenchimento de canal e de depósito externo ao canal. Os conglomerados apresentam matriz caulínica e clastos de tamanho variado de areia grossa, areia fina, argiloso e ferroso. Os arenitos são ricos em grãos de quartzo e com menor frequência ocorrem fragmentos líticos de pelitos, granitos e gnaisses. A granulometria varia de fina a grossa, com grãos angulosos e subarredondados e seleção pobre a moderada. São bastante friáveis e de cor esbranquiçada, já que a matriz é constituída de caulinita, argilo-mineral produto de intemperismo do feldspato. Os pelitos são esbranquiçados e apresentam estruturas maciças. Os perfis apresentam em média 8 metros de espessura e estão organizados em ciclos distintos de granodecrescência ascendente (*finning-upward cycles*). As descrições das fácies (Tabela 6) e das associações de fácies serão discutidas a seguir.

4.4.1 – Descrição das Fácies da Formação Alter do Chão

4.4.1.1 – Conglomerado polimítico (Cp)

Descrição: A fácies Cp é constituída por conglomerado suportado por matriz argilosa

caulinítica e arenosa, de granulometria média a grossa e mal selecionada. Apresenta clastos de areia grossa, fina, argilosos e fragmentos de rochas ígneas e/ou metamórficas variado entre 3 a 6 cm no seu maior eixo (Figuras 26- D, E e F). Esses clastos estão dispostos de modo desordenado, ora com disposição paralela ao acamamento, ora imbricados. As camadas mostram textura maciça e exibem contato inferior geralmente erosivo e superior gradacional. Em muitos casos, essa fácies é sobreposta aos pelitos maciços (Pm), que representa a parte superior dos ciclos de granodecrescência ascendente.

Interpretação: A forma maciça das camadas e a má seleção dos clastos, que são em partes imbricados, sugerem uma sedimentação relativamente rápida com fluxo de alta energia consistentes com deposição em canais fluviais com alta velocidade de fluxo nas partes internas do canal sob forma de *lag* (Allen 1970, Miall 1992, Collinson 1996).

Tabela 6 – Descrição das fácies da Formação Alter do Chão com as estruturas e os processos deposicionais.

UNIDADE	FÁCIES SEDIMENTARES	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	PROCESSOS
FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO	Conglomerado polimitico (Cp)	Clastos com disposição paralela ao acamamento e ora imbricados ao acamamento	Sedimentação relativamente rápida com fluxo de alta energia consistentes com deposição em canais fluviais com alta velocidade de fluxo nas partes internas do canal sob forma de <i>lag</i>
	Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aca)	Estratificação cruzada acanalada de médio porte	Migração de dunas subaquosas em regime de fluxo inferior, com paradas na sedimentação.. As estratificações menores foram geradas por dunas ou <i>megaripples</i> que migraram sobre ou cruzando as margens dessas barras
	Pelito maciço (Pm)	Estruturação maciça	Deposição a partir de suspensão em planícies inundadas onde os sedimentos finos recobrem os demais depósitos

4.4.1.2 – Arenito com Estratificação Cruzada Acanalada (Aca)

Descrição: A fácies Aca é formada por arenitos com grãos subangulosos a subarrendondados, médios a grossos, moderados a pobremente selecionados arranjados em *sets* e *cosets* com estratificação cruzada acanalada de médio porte, cujos *foresets* apresentam

segregação de grãos de quartzos. Essas fácies apresentam *sets* únicos ou dispostos sendo que ambos apresentam um único padrão de paleocorrente no sentido NE-SW. Geometricamente, essa fácies ocorre como corpos adelgaçados e comumente organizados em camadas com estratificação cruzada acanalada com extensão lateral por várias dezenas de metros. O limite inferior é erosivo com os arenitos com estratificação cruzada tabular (At) da Formação Nhamundá, enquanto o superior é gradacional com a fácies Pm.

Interpretação: A seleção moderada a pobre dos arenitos, sua geometria adelgada e a predominância de orientação unimodal dos sentidos dos estratos cruzados favorecem uma interpretação de formas de leito fluviais (Collinson 1996, Miall 1992). A suave inclinação dos *foresets* e a granulometria grossa sugerem que os *sets* dessas fácies provavelmente se formaram em frentes de barras com baixo ângulo de inclinação (Smith 1970), enquanto que as estratificações menores foram geradas por dunas ou *megaripples* que migraram sobre ou cruzando as margens dessas barras (Collinson 1996), como indicado pela presença de *coesets* compostos de estratos cruzados, com a inclinação das superfícies dos *coesets* representando a frente da barra. Provavelmente as condições climáticas durante a deposição eram semiáridas, não favorecendo a preservação de plantas fósseis e detritos vegetais (marcas ou fragmentos).

4.4.1.3 – Pelito Maciço (Pm)

Descrição: A fácies Pm é frequente nos perfis 12 e 13 sendo formada por pelitos de cores roxos e cinzas, que ocorrem intercalados com as fácies Aca e sobreposto com a fácies Cp. Apresenta estruturação maciça com contato inferior gradacional, enquanto o superior é erosivo com a fácies Aca. As camadas de pelitos apresentam 0,5 a 1 m de espessura e apresentam geometria tabular.

Interpretação: A fácies Pm representa deposição a partir de suspensão em planícies inundadas onde os sedimentos finos recobrem os demais depósitos. Está associada aos depósitos externos ao canal.

4.4.2 – Associação de fácies da Formação Alter do Chão

4.4.2.1 - Associação de fácies 1 (ASF1) – Preenchimento de canal

Descrição: As fácies Cp e Aca (Figuras 26- A, B e C) constituem essa associação. O canal é caracterizado por base erosiva que corta os depósitos de planície de inundação (fácies

Pm). Os estratos possuem base irregular e rasa. Os elementos que preenchem o canal compreendem as barras conglomeráticas maciças e estratificação cruzada incipiente (Cp) e as formas de leitos arenosas constituídos de arenitos grossos da fácies Aca.

Interpretação: O contato erosivo entre os pelitos (subjacente) e a fácies Cp caracteriza uma superfície de 5º ordem (Miall 1985) que marca o início de cada ciclo granodecrescente ascendente nas sucessões.

4.4.2.2 – Associação de fácies 2 (ASF2) – Depósito Externo ao Canal (Planície de Inundação)

Descrição: A fácies Pm (Figura 26- B) constituem essa associação. A parte superior dos ciclos deposicionais da Formação Alter do Chão é caracterizada por pelitos maciços roxos e cinzas com e intercamadados com os arenitos médios da fácies Aca. Localmente, aparecem pequenos fragmentos de ferro (*ironstones*) que indicam a mobilização de Fe^{3+} e Fe^{2+} que sugerem flutuações no nível freático (Turner 1993). Podem ocorrer também, estruturas pedogenéticas como *peds* e marcas de raízes.

Interpretação: A ASF2 sugere depósitos argilosos de planície de inundação com finos depósitos arenosos. A presença local de depósitos de paleossolo sugere tempo suficiente entre as inundações periódicas para o desenvolvimento de feições pedogenéticas incipientes.



Figura 26: Fácies sedimentares da Formação Alter do Chão. A – Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aca); B – Contato entre as fácies pelito maciço (Pm) e arenito com estratificação cruzada acanalada (Aca); C – Contato erosivo entre os arenitos da Formação Nhamundá (Apcd) e o conglomerado polimítico da Formação Alter do Chão; D – Conglomerado polimítico com destaque para os clastos de areia grossa e clasto ferroso; E – Conglomerado polimítico com destaque em vermelho para o clasto de areia fina e em preto para os clastos argilosos. Apresentam clastos que acompanham o acamamento e outros imbricados; F – Conglomerado polimítico com destaque para os espaços vazios deixados pelos clastos que variam de 2 a 6 cm no eixo de maior tamanho.

5 – ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DAS UNIDADES AFLORANTES DA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO – AM

O estudo de proveniência tem como objetivo reconstruir a história dos sedimentos desde a erosão inicial até o momento da deposição e soterramento em uma bacia sedimentar, considerando a fisiografia e o clima da área fonte (Weltje & Von Eynatten 2004). Esses estudos nas rochas sedimentares são importantes para auxiliar na reconstrução paleogeográfica em uma dada região e especular sobre sua tectônica, que nesta pesquisa afere a região de Presidente Figueiredo, borda norte da Bacia do Amazonas.

5.1 – TECTÔNICA GLOBAL

Segundo Park (1997), durante o Arqueano, havia em torno de 20 áreas cratônicas já se estabelecendo, como por exemplo, o Escudo Báltico (atual Europa), partes da América do Norte e da China e, no Brasil, os *crátons* Amazônico e do São Francisco, que apresentam idades que vão até 3,4 Ga.

Rogers (1996) sugere que o primeiro grande continente tenha sido formado a aproximadamente 3,0 Ga que se chamava Ur. O nome vem da língua alemã e era constituído de cinco *crátons*: Kaapvaal, na África, Dharwar, Bhandara e Singhbhum, na Índia, e Pilbara, na Austrália, e mais três pequenas áreas estáveis na Antártica (Figura 27).

Ao final do Arqueano (2,5 Ga) várias áreas cratônicas já tinham se estabilizado em um supercontinente chamado Kenorano, sendo que os dados ainda não são totalmente conclusivos. Segundo Brito Neves *et al.* (1995), esse supercontinente rapidamente se fragmentou em diversos blocos continentais menores.

O Paleoproterozoico (2,5 a 1,6 Ga) é marcado pela construção de plataformas continentais em torno dos núcleos arqueanos estáveis, associadas à magmatismos.

De 2,3 a 1,8 Ga (períodos Riaciano e Orosiriano) evidências geológicas, geofísicas e geocronológicas sugerem processos de aglutinação de massas continentais, granitização e colagens orogênicas (Neves *et al.* 1996). Esses processos de colagem de terrenos deixaram registros em diversos locais do mundo. No Brasil, essa sucessão de colagens foi denominada de Evento Transamazônico. Como resultado dessas colagens tem-se a formação dos continentes Ártica (partes da América do Norte + Groenlândia + Sibéria) e Atlântica (partes da América do Sul e África).

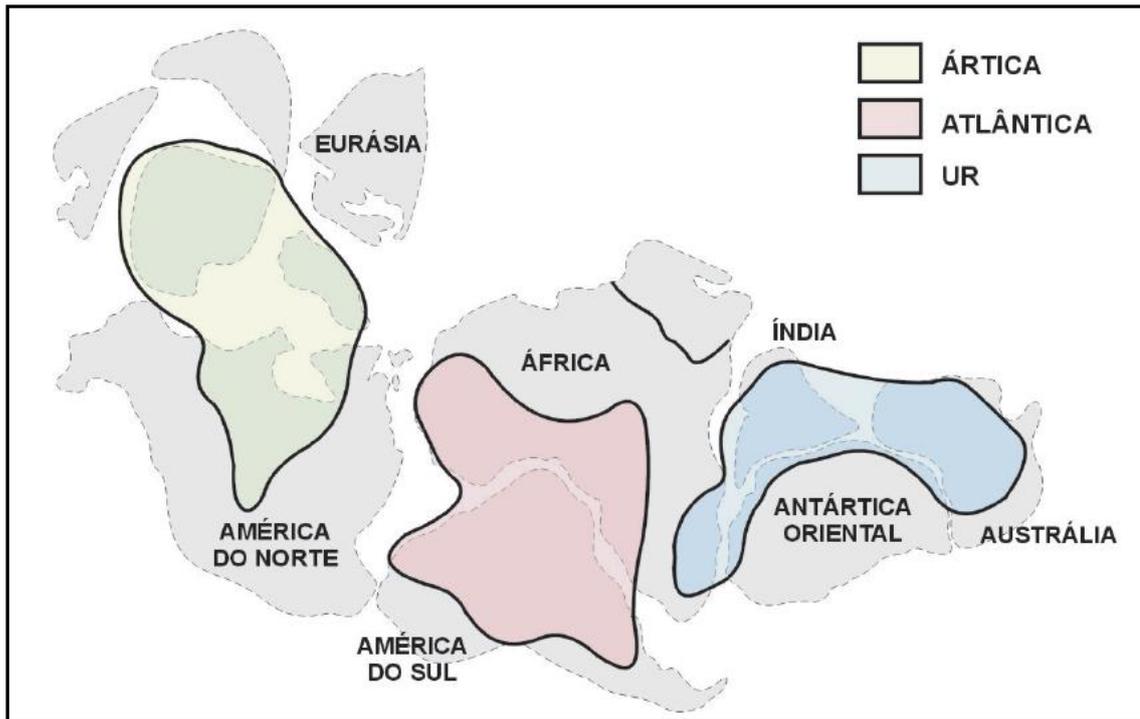


Figura 27 – Os primeiros supercontinentes formados ao fechamento dos sistemas orogênicos riacianos e orosirianos (Rogers 1996). Grande parte da atual Plataforma Sul-Americana constituía a porção ocidental do Supercontinente Atlântica.

Ao longo do Mesoproterozoico (1,6 a 1,0 Ga) uma nova sucessão de colisões entre placas e orogêneses denominada Colagem Grenvilliana foi responsável pela fusão de praticamente todas as áreas continentais (Atlântica, Ur, Báltica e Antártica) em um gigantesco continente chamado Rodínia (Neves 1996). Segundo Rogers (1996), entre 900 e 700 Ma o supercontinente Rodínia aparentemente iniciou sua fase de quebra (Figura 28).

Alguns autores sugerem uma composição bem mais arrojada, com Laurentia aglutinada a oeste de Gondwana (a chamada “*SWEAT Connection*”) (Neves 1996), formando assim uma supermassa continental alocada inteiramente no hemisfério sul (Figura 29).

Após a quebra do Rodínia, ocorreu a fragmentação ao longo de dois grandes riftes, gerando três blocos principais: Gondwana Leste, Laurêntia e Gondwana Oeste. Durante o Neoproterozoico (1.000 a 545 Ma), os blocos constituintes de Gondwana Leste e Oeste se movimentaram ao redor do globo e vieram estabelecer o megacontinente Gondwana, chamado Evento Pan- Africano/Brasiliano (Figura 30). Esse evento se iniciou há 750-730 milhões de anos e teve suas últimas manifestações a 490-480 milhões de anos, durante o Período Ordoviciano.

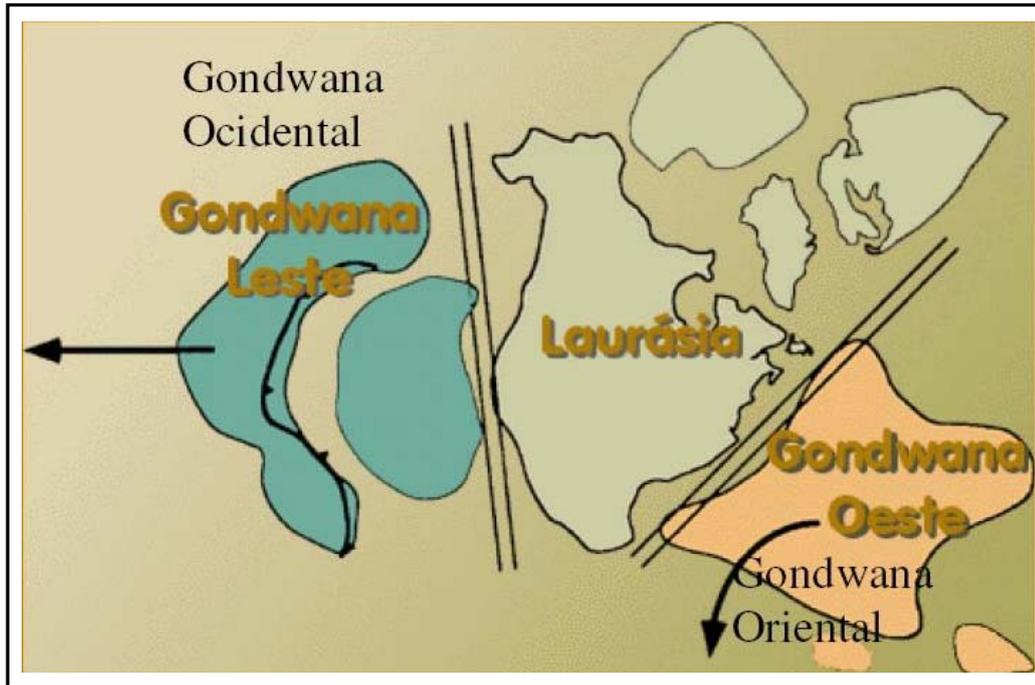


Figura 28 – Configuração da distribuição dos blocos continentais após a quebra do Supercontinente Rodínia. Modificada de Rogers (1996).

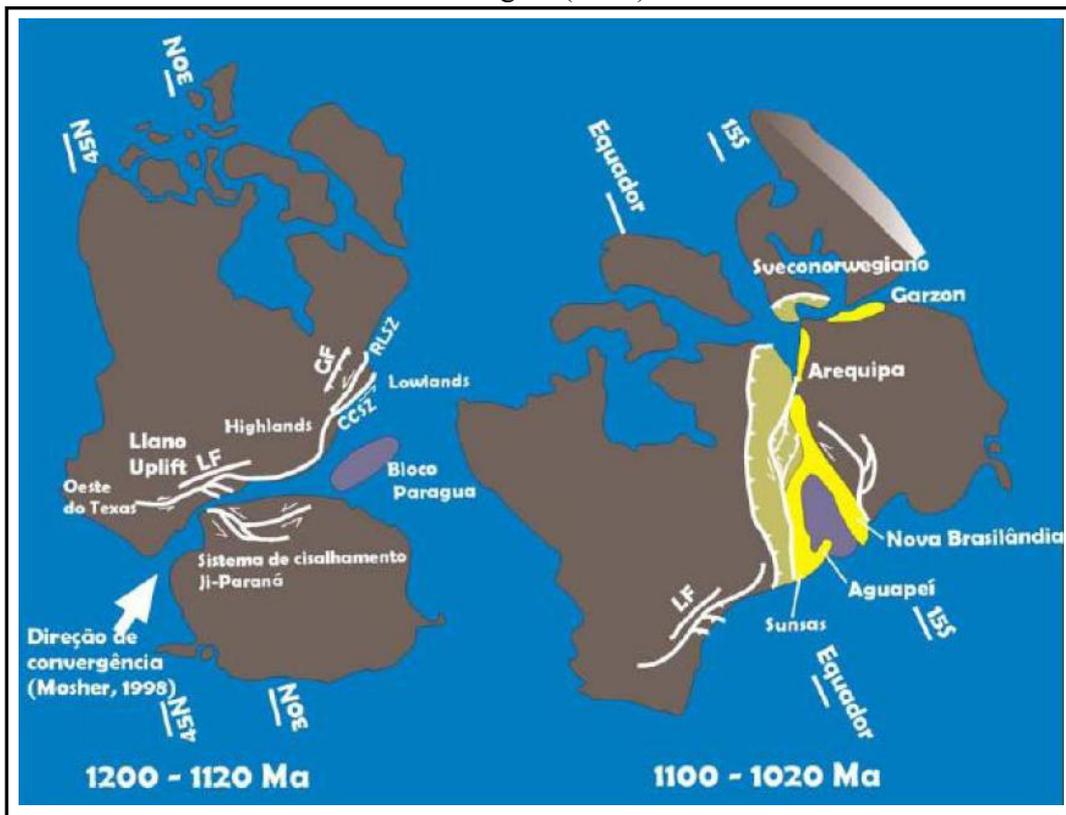


Figura 29 – Representação esquemática da evolução transpressiva grenvilliana envolvendo o Cráton Amazônico e o sul do Texas, ressaltando a importância do Sistema de Cisalhamento Ji-Paraná a partir de: (a) início da colisão com grande parte do sul da Laurentia, até (b) configuração final depois da movimentação transcorrente. RLSZ – Robertson Lake Shear Zone; CCSZ - Carthage-Colton Shear Zone (Scandolaro 2006).

Como representante dessas colagens no Brasil tem-se as faixas móveis Brasília (colisão entre os crátons Amazônico e o do São Francisco - Pimentel & Fuck 1992) e Ribeira (na sua porção central representando uma colisão entre a Microplaca Serra do Mar e o terreno Juiz de Fora com o Cráton do São Francisco).

No início da Era paleozoica ocorreu mais um processo de reorganização das massas continentais, com um padrão complexo de movimento que inclui até rotação de continentes. Tem início, então, uma nova fase extensional, fragmentando Laurentia, Báltica, Sibéria e Gondwana, sendo gerado o Oceano Iapetus (entre Laurentia e Gondwana).

No interior dos continentes, os processos extensionais também atuaram, gerando subsidência de várias regiões e permitindo o desenvolvimento de extensas bacias deposicionais, que no continente Sul-americano podem ser exemplificadas pelas bacias do Parnaíba, Amazonas e Paraná.

Com o decorrer da Era paleozoica, a acreção de pequenos blocos litosféricos e colisões como a Orogenia Appalachian (colisão entre Laurentia e Gondwana) e a Orogenia Uraliana (colisão do bloco da Sibéria com Laurentia) resultaram em um grande continente chamado Pangea (Figura 31).

A primeira grande "quebra" do Pangea separou em 2 blocos: Laurásia e Gondwana. No final do Período Cretáceo, tem início as orogênias Alpina, na Europa (colisão entre África e Europa), Laramide, na América do Norte (colisão entre a placa do Pacífico e a América do Norte) e Mirano, na América do Sul (colisão entre a placa de Nazca e a América do Sul).

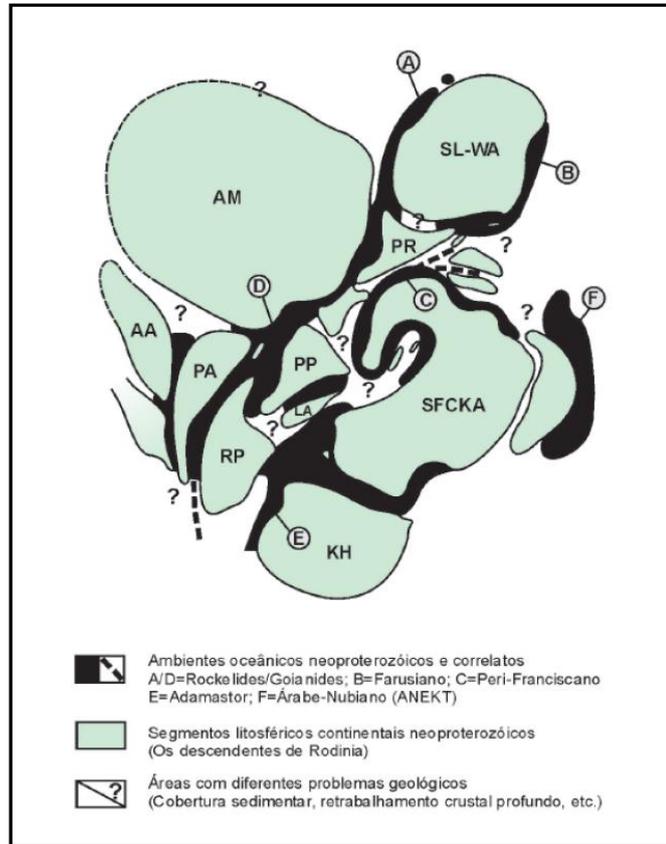


Figura 30 – Representação do cenário paleogeográfico do Neoproterozoico destacando as principais orogêneses com base em dados de vestígios ofiolíticos, margens continentais passivas e arcos magmáticos. Em cor verde, os segmentos continentais descendentes de Rodínia (placas, microplacas, microcontinentes, terrenos): AM = Amazônia; SL-WA = São Luís– África; PR = Parnaíba; SFCKA = São Francisco–Congo–Kasai–Angola; KH = Kalahari; PP = Paranapanema; LA = Luís Alves–Serra Negra; RP = Rio de La Plata; PA = Pâmpia; AA = Arequipa-Antofalla. Em preto, as principais bacias oceânicas e os diversos braços de oceanos: A-D– Rockelides–Goianides; B = Farusiano; C = Perifranciscano; E = Adamastor; F = Árabe- Nubiano ou ANEKT (Brito Neves 1999).



Figura 31 – Posição dos blocos continentais no supercontinente Pangea. Modificado de Rogers (1996).

5.2 – PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO – EMBASAMENTO DA BACIA DO AMAZONAS

O Cráton Amazônico é considerado por Tassinari & Macambira (1999) uma das maiores regiões cratônicas do mundo. Dividido em dois escudos, Brasileiro ao Sul e das Guianas ao Norte, separados pela Bacia do Amazonas. Esse cráton está cercado por cinturões orogênicos neoproterozoicos (Tucavaca na Bolívia, Araguaia-Cuiabá na parte central do Brasil) no norte brasileiro; Tassinari & Macambira 1999, 2004). O Cráton Amazônico pode ser dividido em seis grandes províncias geocronológicas (Figura 32): Amazônia Central – PAC (> 2,3 Ga); Maroni-Itacaiúnas – PMI (2,2-1,95 Ga); Venturi-Tapajós – PVT (1,95-1,80 Ga); Rio Negro-Juruena – PRNJ (1,80-1,55 Ga); Rondônia-São Ignácio – PRSI (1,55-1,30 Ga) e Sunsás – PS (1,30-1,00 Ga).

5.2.1 – Província Amazônia Central (PAC)

A PAC (Figura 32) é composta pela parte da crosta mais antiga do Cráton Amazônico, que não foi afetada pela orogenia Transamazônica. Ela é formada por rochas com idades superiores a 2,3 Ga, contudo, é cortada por granitos e coberta por vulcânicas mais jovens (Tassinari & Macambira 2004). Ela está dividida em dois domínios. O primeiro é o Bloco Iricoumé e o segundo Xingu, além do Bloco Carajás.

5.2.2 – Província Maroni-Itacaiúnas (PMI)

A PMI (Figura 32) apresenta idade de 2,2 a 1,95 Ga e é limitada pela PAC ao sul e a sudoeste, e ao noroeste pela Província Ventuari-Tapajós. Ela é caracterizada por grande exposição de unidades sedimentares e metavulcânicas, deformadas e metamorfizadas na fácies xisto verde até granulito, assim como gnaisses-migmatíticos. Os dados geocronológicos dessa província sugerem uma evolução associada a eventos do Paleoproterozoico ocorridos entre 2,2 e 1,95 Ga. No entanto, há remanescentes arqueanos representados por rochas metamórficas de alto grau no Complexo Imataca, na Venezuela, e no Bloco Amapá no Amapá.

5.2.3 – Província Ventuari-Tapajós (PVT)

Limitada a leste pela PAC, a PVT (Figura 32) apresenta padrão geocronológico mais jovem que a PMI com idades variando de 1,95 a 1,8 Ga. Ela é constituída principalmente por granitóides cálcio-alcalinos. Na porção norte predominam granitos e gnaisses de composição

granodiorítica e quartzo-diorítica, associados à gabros e anfibolitos. A parte sul apresenta rochas similares às descritas anteriormente, porém de composição tonalítica, e metamorfozadas em fácies anfibolito alto.

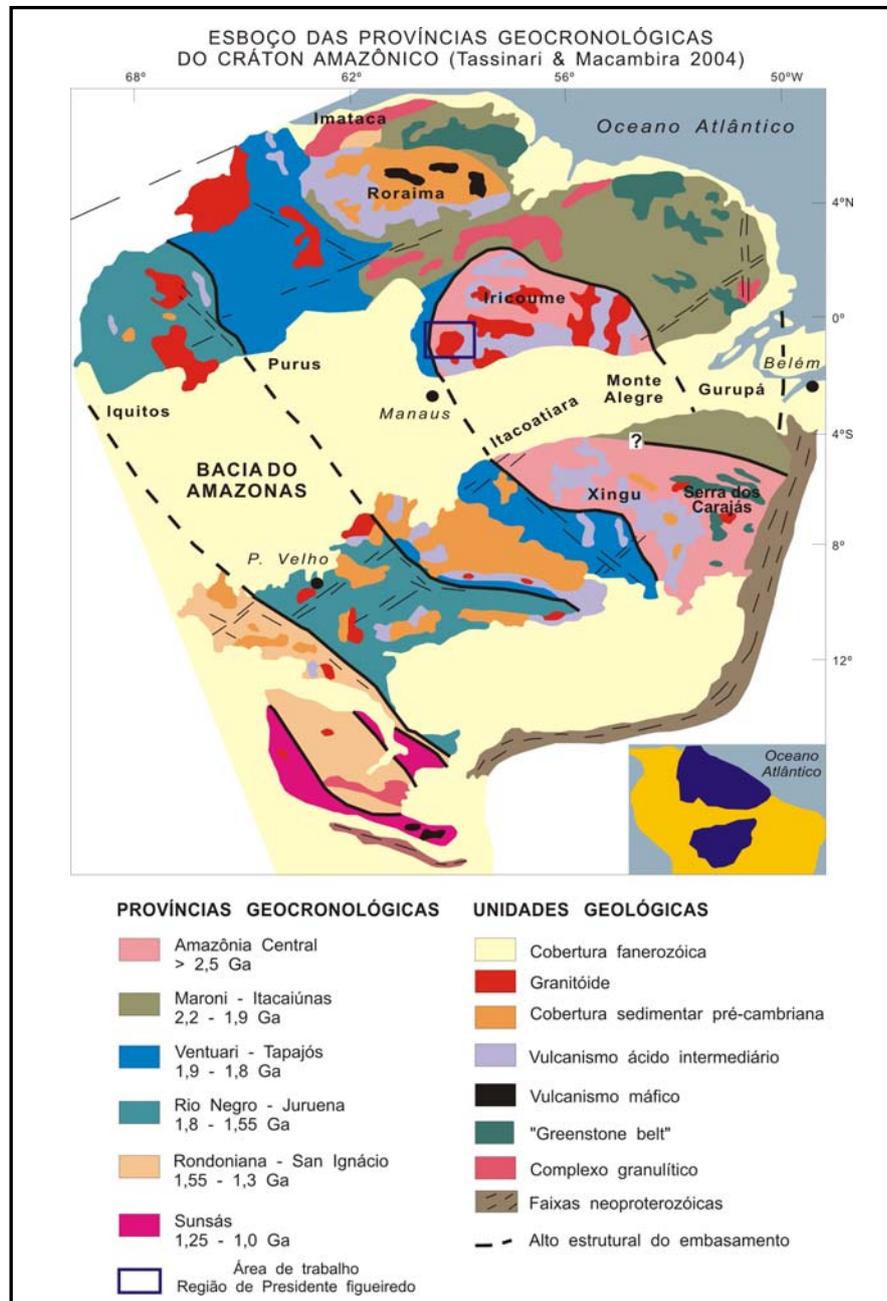


Figura 32 – Províncias Geocronológicas do Crátom Amazônico, norte da América do Sul (Modificada de Tassinari & Macambira 2004).

5.2.4 – Província Rio Negro-Juruena (PRNJ)

A PRNJ (Figura 32) se localiza a oeste da PVT. As rochas dessa província são compostas quase que inteiramente de gnaisses-graníticos de 1,8–1,55 Ga e granitóides com

composições principalmente granodiorítica e tonalítica.

5.2.5 – Província Rondôniense- São Ignácio (PRSI)

A PRSI (Figura 32) se localiza no sudoeste do Cráton Amazônico, e está limitada a leste pela PRNJ e, a sul e sudoeste, pela Província Sunsás (PS). É formada por terrenos graníticos e rochas granulíticas com idades entre 1,55 e 1,30 Ga.

5.2.6 – Província Sunsás (PS)

A PS (Figura 32) é a mais jovem do Cráton Amazônico, sendo formada por rochas metavulcano-sedimentares geradas por erosão de uma crosta continental mais antiga e, subsequente deposição e metamorfismo dos sedimentos de um antigo embasamento com idades entre 1,3 e 1,0 Ga. Esse episódio de metamorfismo é contemporâneo às atividades magmáticas sintectônicas identificadas na província.

5.3 – PALEOCORRENTES

A análise de paleocorrentes permite estimar o sentido do paleofluxo que reflete a localização do declive principal do terreno, auxiliando na interpretação da localização das áreas-fonte. Neste estudo, a aquisição dos dados de paleocorrente consistiu em medir a direção e inclinação dos estratos cruzados de estruturas direcionais, das unidades litoestratigráficas, seguindo as interpretações de fácies prévias. As medições foram feitas com bússola magnética, tratadas estatisticamente e com as direções plotadas em diagramas de roseta.

5.3.1 – Paleofluxo da Formação Prosperança

O paleofluxo da Formação Prosperança foi medido nas fácies At, que é caracterizada por camadas tabulares métricas de arenitos médios a grossos, com *sets* que variam de 20 a 60 cm e com uma leve tendência *fining-upward* e, e na fácies Asg, que é caracterizada por camadas lenticulares lateralmente contínuas por dezenas de metros de arenitos finos a médios e bem selecionados. Essas fácies migram preferencialmente de NW para SE como mostra a figura 33. Foram coletadas 10 medidas na fácies At e 11 na fácies Asg.

5.3.2 – Paleofluxo da Formação Nhamundá

O paleofluxo da Formação Nhamundá foi medido nas fácies At, nos perfis 5, 7, 10 e 11, que é caracterizada, em geral, por arenitos com espessura variando de 10 a 20 cm com

estratificação cruzada tabular e compostos por grãos arredondados a subarredondados de granulometria média. Essas fácies migram preferencialmente de SW para NE como mostra a figura 34, representando os perfis 7 e 10. Foram coletadas 14 medidas na fácies At no perfil 7 e 12 na fácies At no perfil 10.

5.3.3 – Paleofluxo da Formação Manacapuru

O paleofluxo da Formação Manacapuru foi medido na fácies Aca, no perfil 4, que é caracterizada por arenitos com espessura variando entre 15 e 25 cm, que apresentam grãos arredondados a subarredondados, de granulometria média a fina, bem selecionados e com estratificação cruzada acanalada. Essa fácies migra preferencialmente de SW para NE como mostra a figura 35. Foram coletadas 13 medidas na fácies Aca.

5.3.4 – Paleofluxo da Formação Alter do Chão

O paleofluxo da Formação Alter do Chão foi medido na fácies Aca, no perfil 12. A formação é caracterizada por arenitos com grãos subangulosos a subarredondados, médios a grossos, moderados a pobremente selecionados arranjados em *sets* e *cosets* com estratificação cruzada acanalada de médio porte, cujos *foresets* apresentam segregação de grãos de quartzos. Essa fácies apresenta *sets* únicos ou dispostos sendo que, em ambos os casos, apresentam um único padrão de paleocorrente no sentido de NE para SW como mostra a figura 36. Foram coletadas 21 medidas na fácies Aca.

5.4 – ESTUDO DE MINERAIS PESADOS

As medidas dos paleofluxos descritos acima auxiliaram na localização geográfica das áreas fontes fornecendo dados de fundamental importância para o estudo de minerais pesados e para a datação de zircão.

Uma das técnicas mais sensível e empregada em estudos estratigráficos e na determinação da proveniência de depósitos siliciclásticos corresponde à análise de minerais pesados. Esses minerais formam paragênese que fornecem dados cruciais sobre os tipos de rochas-fonte, que não podem ser adquiridos por outros meios (Morton & Hallsworth 1994, 1999). Entretanto, a distribuição desses minerais em depósitos sedimentares é influenciada por uma série de fatores que atuam durante o ciclo sedimentar como: intemperismo químico, comportamento hidráulico e diagênese. Dessa forma, tem-se que levar em conta que as assembléias sofrem modificações composicionais que dificultam as interpretações da

proveniência (Morton 1985, Mange & Maurer 1992, Morton & Hallsworth 1999), logo não sendo controlada apenas pela paleogeografia e petrologia da área-fonte.

A análise convencional de minerais pesados de depósitos siliciclásticos da região de Presidente Figueiredo (AM) permitiu utilizar técnicas para auxiliar no estudo de proveniência e história pós-deposicional como estudo morfológico, índices ΣZTR (zircão + turmalina + rutilo), $\Sigma ZTRE$ (os mesmos + estauroлита), I/E (instáveis/estáveis), os quais indicam a maturidade do sedimento. Tanto a assembléia mineral quanto os índices podem ser utilizados na distinção de unidades sedimentares estudadas.

Os dados do estudo da assembléia de minerais pesados foram compilados de Soares (2006), membro do Laboratório de Geologia Sedimentar (Gesed) da Universidade Federal do Pará.

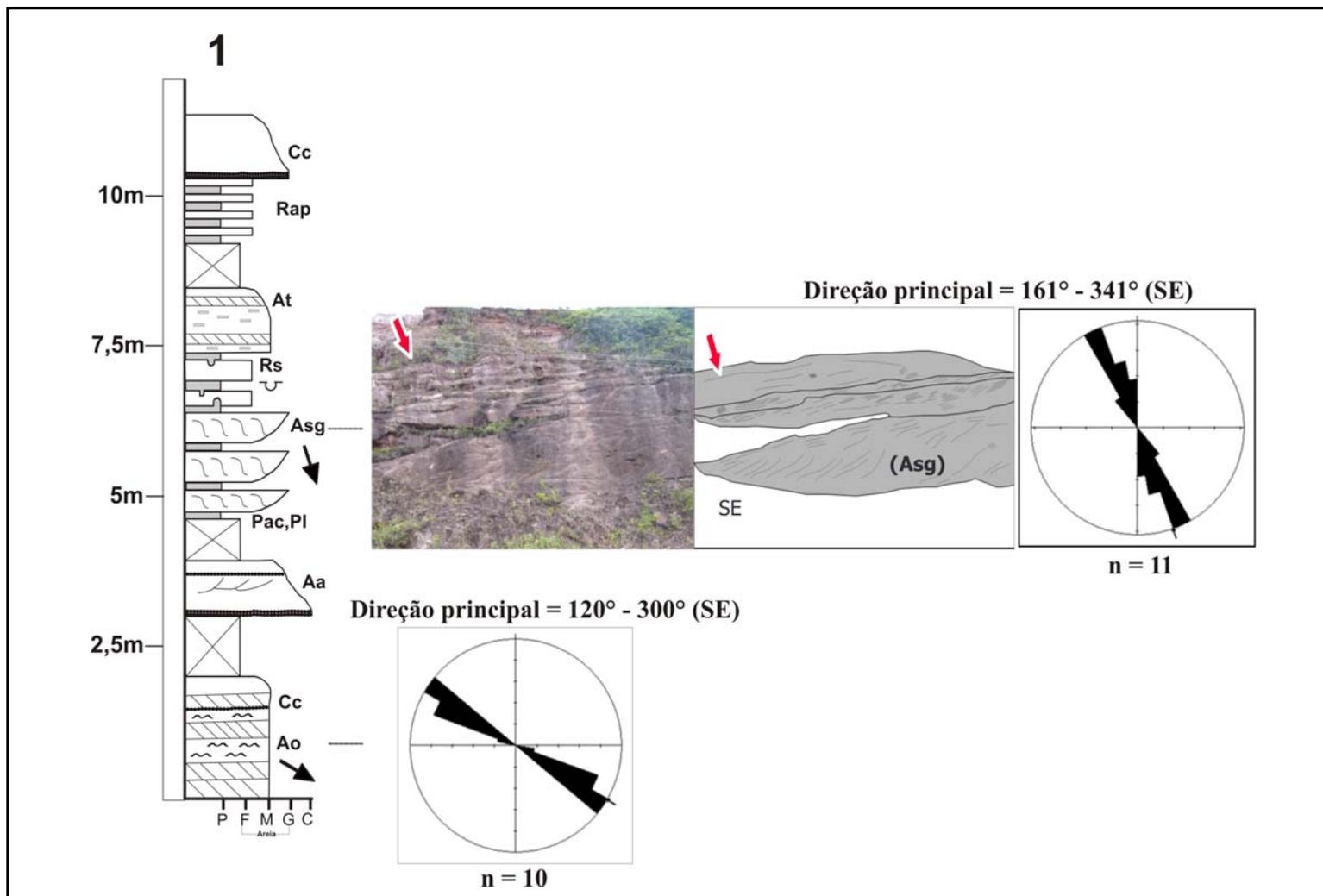


Figura 33 – Diagrama de rosetas representando no perfil 1 (Formação Prosperança, fácies At e Asg) as principais direções do paleofluxo sedimentar. P- Pelito; F- Areia fina; M- Areia média; G- Areia grossa; e C- Conglomerado.

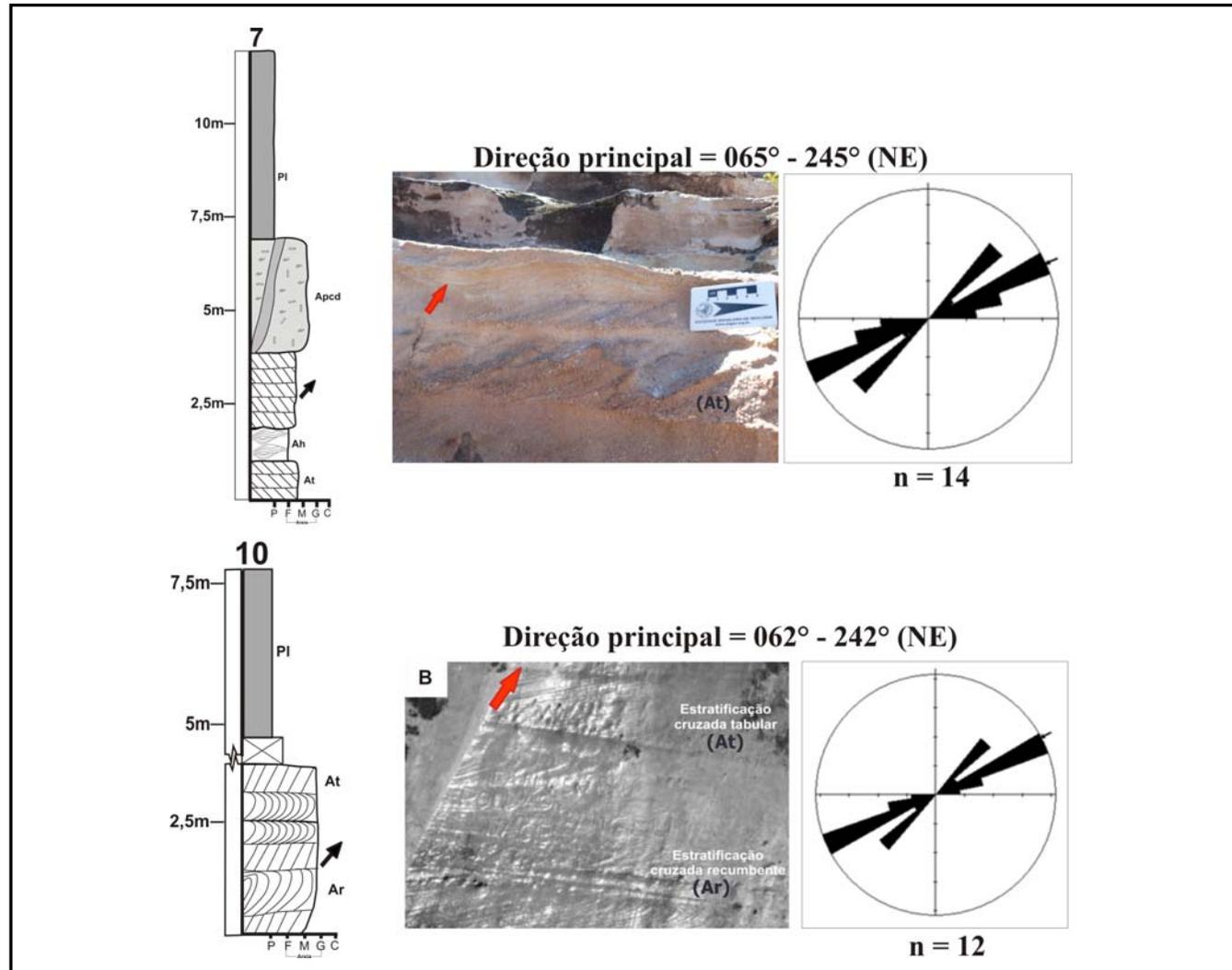


Figura 34 – Diagrama de rosetas representando nos perfis 7 e 10 (Formação Nhamundá, fácies At), as principais direções do paleofluxo sedimentar. P- Pelito; F- Areia fina; M- Areia média; G- Areia grossa; e C- Conglomerado.

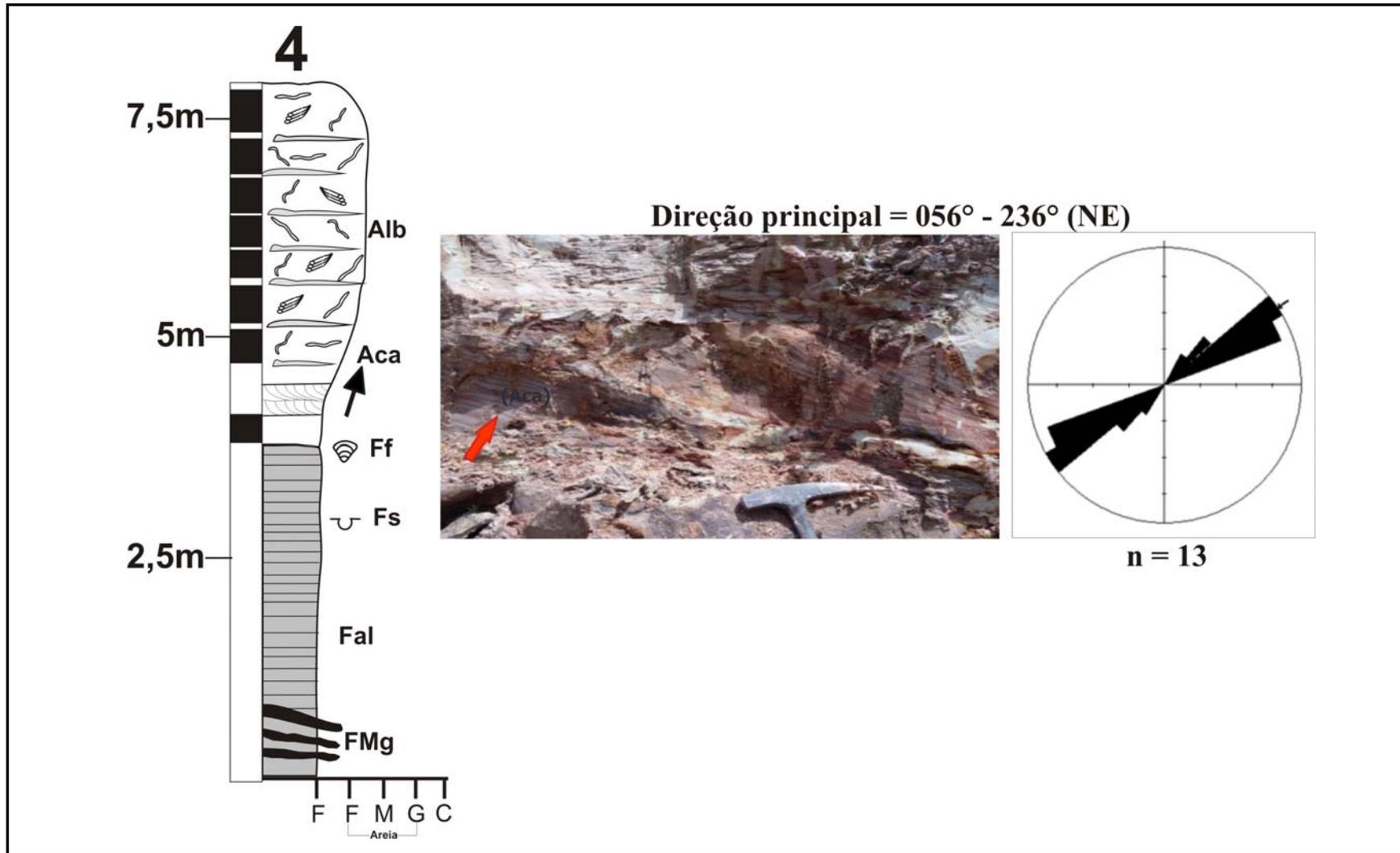


Figura 35 – Diagrama de rosetas representando no perfil 4 (Formação Manacapuru, fácies Aca), as principais direções do paleofluxo sedimentar. F- Folhelho; F- Areia fina; M- Areia média; G- Areia grossa; e C- Conglomerado.

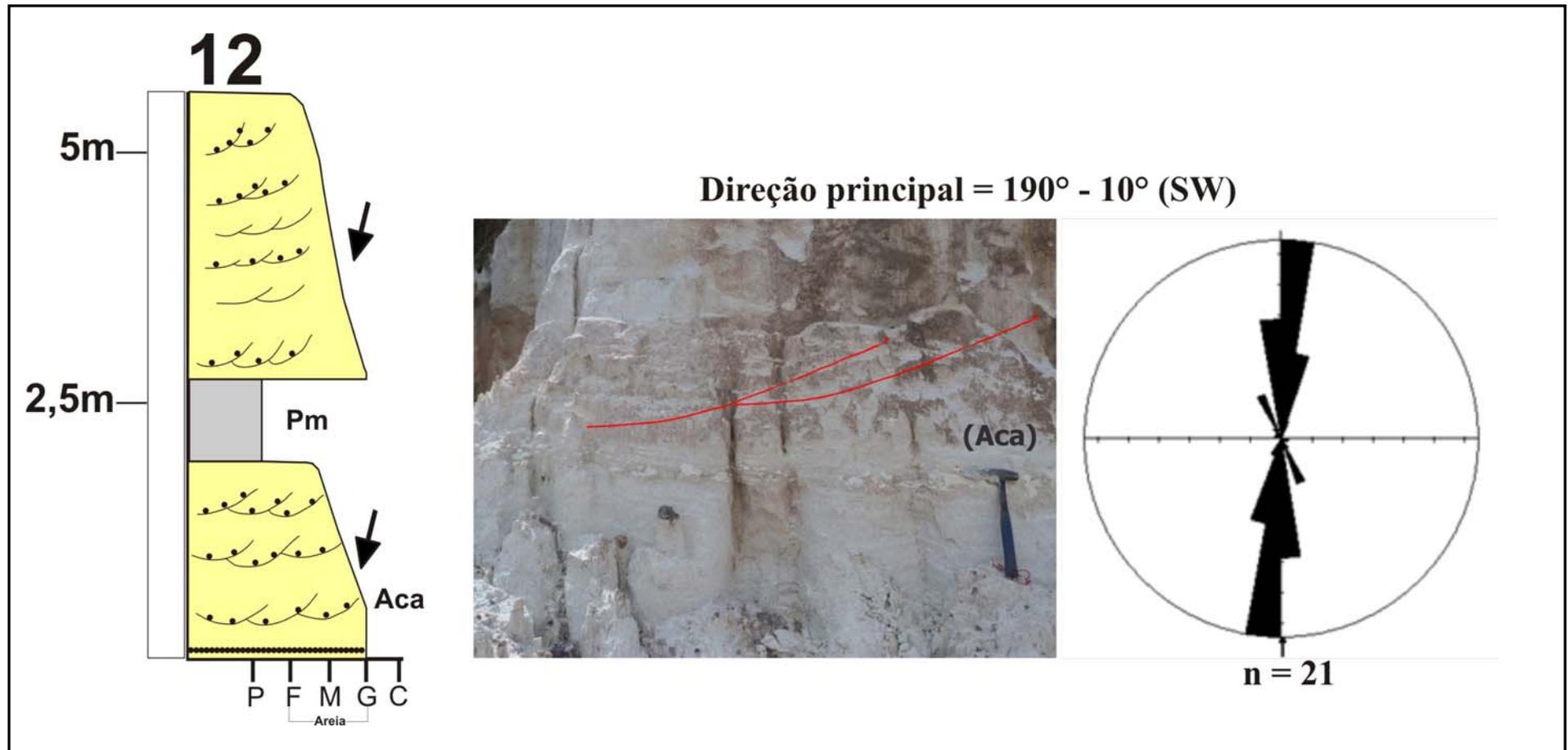


Figura 36 – Diagrama de rosetas representando no perfil 12 (Formação Alter do Chão, fácies Aca), as principais direções do paleofluxo sedimentar. P- Pelito; F- Areia fina; M- Areia média; G- Areia grossa; e C- Conglomerado.

5.4.1 – Assembléia de minerais pesados da Formação Prosperança

A Formação Prosperança apresenta assembléia com abundância de minerais estáveis, elevada maturidade composicional, com índice ZTE médio de 86,6%, sendo formada por zircão (65%), turmalina (20%), monazita (12%), e com menor frequência estauroлита e cianita (1,6%). Em geral, os minerais possuem forma de prisma longo arredondado, arredondado, anguloso, euédricos a subédricos. Apresentam coloração cinza, cinza amarronzado, incolor e amarelo (Figura 37).

5.4.2 – Assembléia de minerais pesados da Formação Nhamundá

A Formação Nhamundá apresenta assembléia com abundância de minerais estáveis (ZTR médio 83%), sendo formada por zircão (43%), turmalina (37%), monazita (14%), e com menor frequência rutilo (3%) e anatásio (1,5%). Os minerais possuem forma de prisma longo anguloso, anguloso, arredondado, anguloso e subédricos a euédricos. Possuem coloração incolor, amarelo, azul, vermelho e cinza amarelado (Figura 38). É frequente a ocorrência de bordas corroídas e fraturas que indicam intenso transporte e abrasão, típico de ambiente de alta energia (*shoreface* superior).

5.4.3 – Assembléia de minerais pesados da Formação Manacapuru

A Formação Manacapuru apresenta assembléia com abundância de minerais estáveis (ZTR médio 86,4%), sendo formada por zircão (44%), turmalina (40%), anatásio (10,6%), e com menor frequência rutilo (3%) e estauroлита (2,4%). Os minerais possuem prisma longo arredondado, prisma anguloso, arredondado, anguloso e subédricos. Possuem coloração cinza, amarelo, vermelho e incolor (Figura 39).

5.4.4 – Assembléia de minerais pesados da Formação Alter do Chão

A Formação Alter do Chão apresenta assembléia com superabundância de minerais estáveis (ZTRE médio de 96,5%), sendo formada por zircão (89%), estauroлита (4,1%), monazita (3,5%), rutilo (2%), e com menor frequência turmalina, anatásio e granada (1,3%). Os minerais possuem forma de prisma anguloso, prisma arredondado, anguloso, arredondado e subédrico a euédrico. Possuem coloração marrom, cinza escuro, vermelho e amarelo (Figura 40). A relevante frequência de minerais estáveis sugere que ocorreu um intenso processo de intemperismo químico responsável pela dissolução de minerais instáveis na formação, caracterizando-a como supermatura devido a sua elevada maturidade composicional.

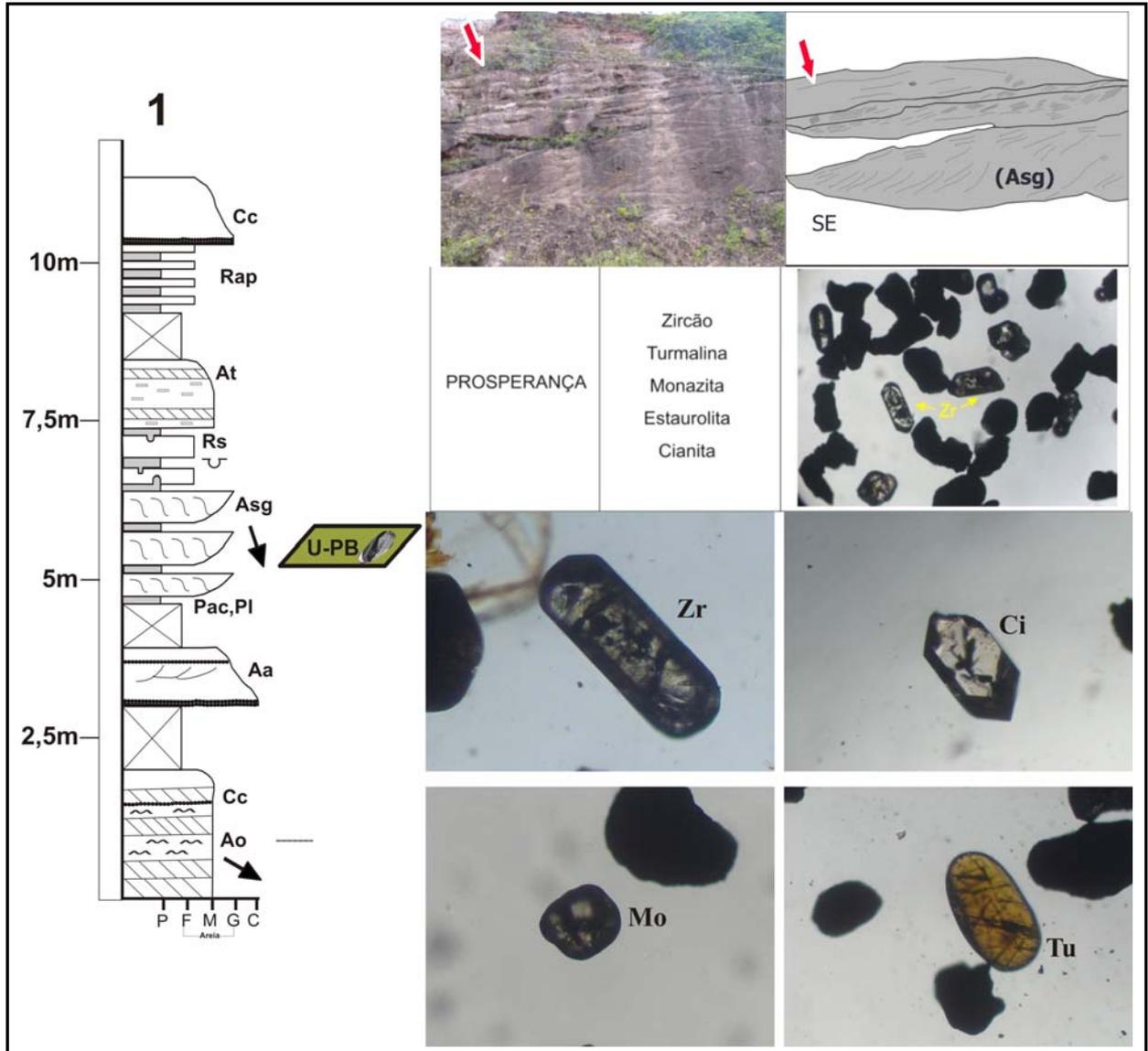


Figura 37 – Destaque para a fácies Asg (Formação Prosperança), que ocorre no perfil 1, local onde foi coletada a amostra para o estudo de minerais pesados e para a datação de zircão detrítico. A assembléia mineralógica é representada por: Zr- Zircão; Tu- Turmalina; Mo- Monazita; Es- Estauroлита e Ci- Cianita.

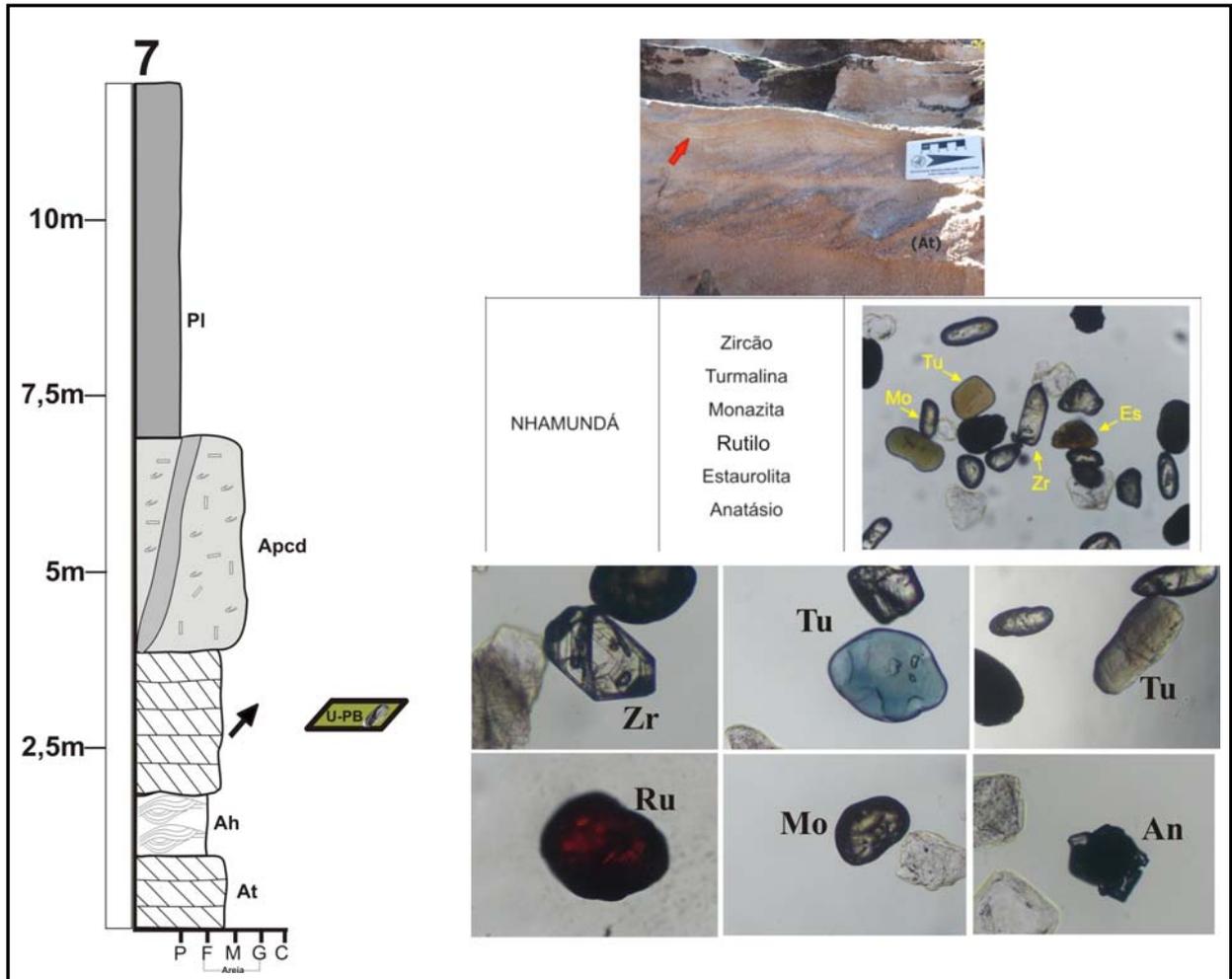


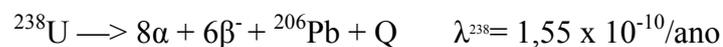
Figura 38 – Destaque para a fácies At (Formação Nhamundá), que ocorre no perfil 7, local onde foi coletada a amostra para o estudo de minerais pesados e para a datação de zircão detrítico. A assembléia mineralógica é representada por: Zr- Zircão; Tu- Turmalina; Ru- Rutilo; Mo- Monazita; An- Anatásio; e Es- Estauroлита.

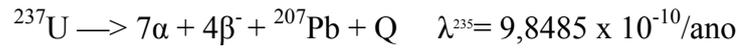
A abundância de minerais estáveis nas formações Prosperança, Nhamundá e Manacapuru pode estar relacionada a condições hidrodinâmicas e/ou intempéricas que segregaram os minerais pesados instáveis dos estáveis. A relevante frequência de minerais estáveis (superabundância) sugere que ocorreu um intenso processo de intemperismo químico responsável pela dissolução de minerais instáveis na Formação Alter do Chão.

5.5 – GEOCRONOLOGIA

5.5.1 - Método U-Pb em grãos detríticos de zircão

O sistema isotópico U-Pb se baseia na desintegração radioativa de dois isótopos-pai de U (^{235}U e ^{238}U), dando origem a dois isótopos-filho de Pb (^{207}Pb e ^{206}Pb , respectivamente), e pode ser representado pelas seguintes equações:





λ = constante de decaimento

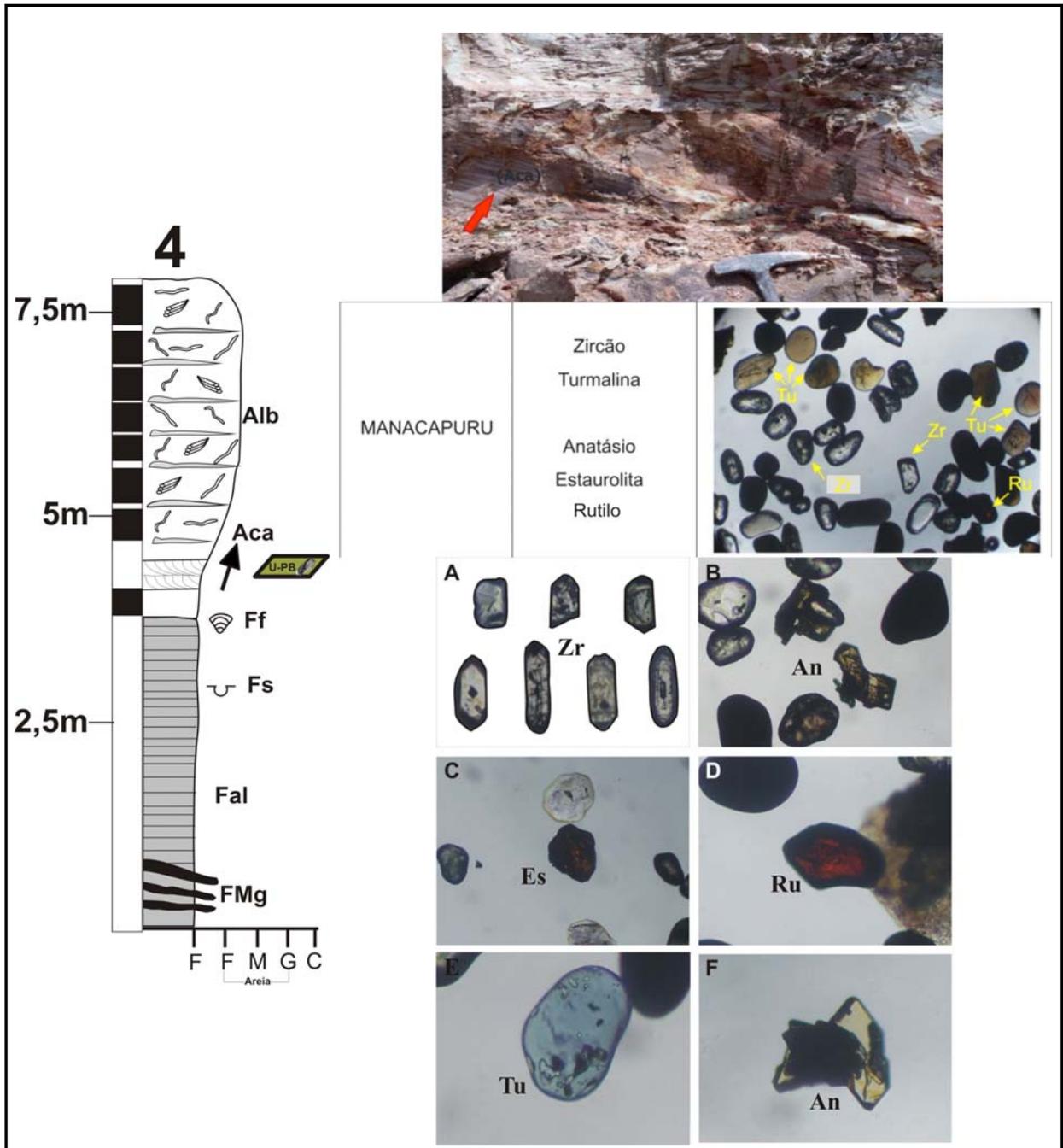


Figura 39 – Destaque para a fácies Aca (Formação Manacapuru), que ocorre no perfil 4, local onde foi coletada a amostra para o estudo de minerais pesados e para a datação de zircão detrítico. A assembléia mineralógica é representada por: Zr- Zircão (A); An- Anatásio (B e F); Es- Estauroлита (C); Ru- Rutilo (D); e Tu- Turmalina (E).

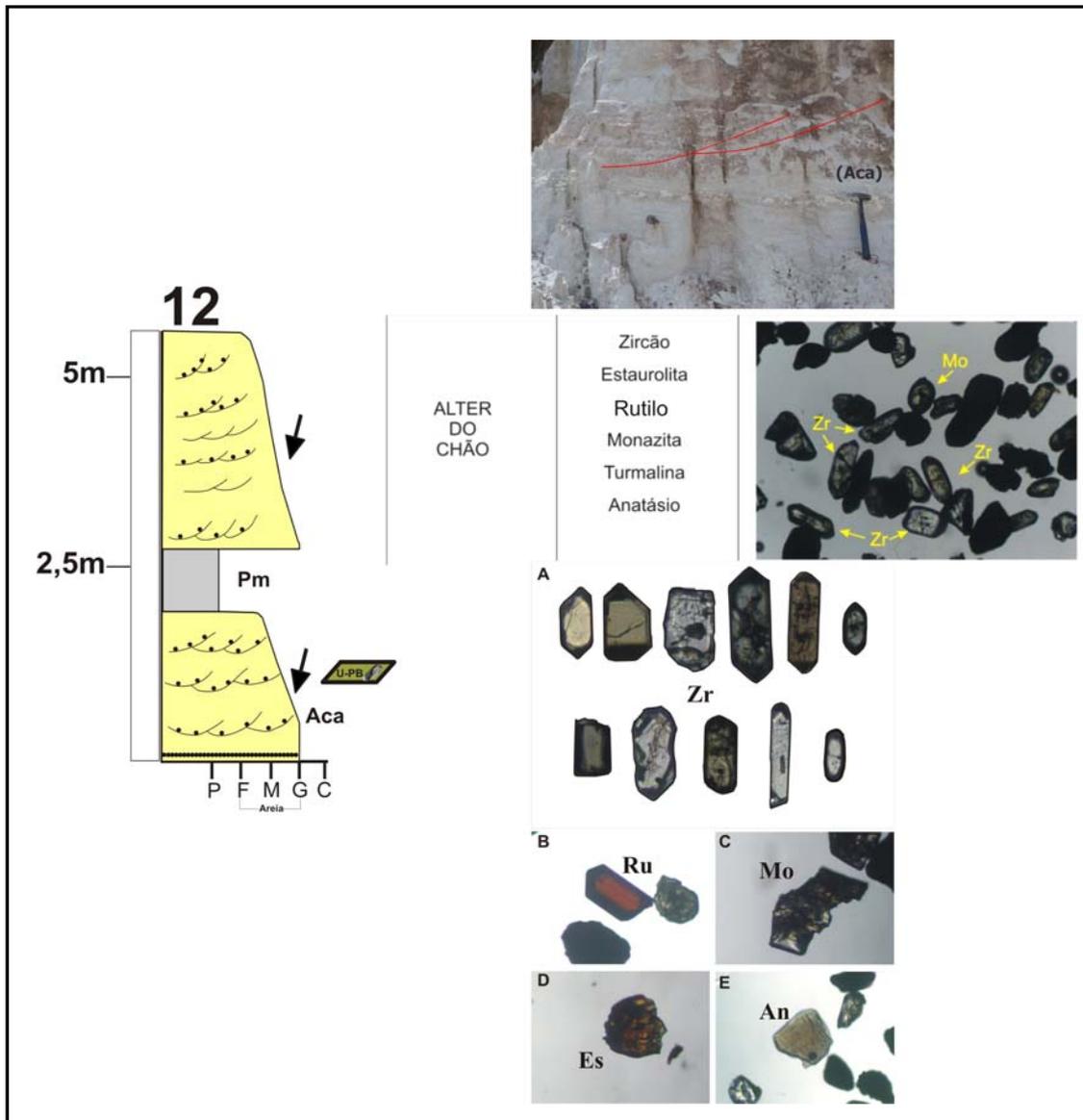


Figura 40 – Destaque para a fácies Aca (Formação Alter do Chão), que ocorre no perfil 12, local onde foi coletada a amostra para o estudo de minerais pesados e para a datação de zircão detrítico. A assembléia mineralógica é representada por: Zr- Zircão (A); Ru- Rutilo (B); Mo- Monazita (C); Es- Estauroлита (D); An- Anatásio (E); e Tu- Turmalina.

O fato de dois isótopos de urânio se desintegrarem em dois isótopos do mesmo elemento filho (chumbo) gera dois sistemas geocronológicos distintos para o cálculo da idade, a partir da equação fundamental do decaimento radioativo:

$$F^* = N (e^{\lambda t} - 1), \text{ onde}$$

$$^{206}\text{Pb}^* = ^{238}\text{U} (e^{\lambda^{238}t} - 1) \text{ e}$$

$$^{207}\text{Pb}^* = ^{235}\text{U} (e^{\lambda^{235}t} - 1)$$

Essas duas equações são utilizadas para compor um diagrama binário denominado de Diagrama Concórdia. O princípio básico da representação do sistema baseia-se na curva de referência (Concórdia), a qual mostra, em diagrama de eixos coordenados, as variações de razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ em função do tempo (Figura 41).

Resultados analíticos que são plotados exatamente sobre a curva Concórdia têm idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ iguais e podem representar um sistema isotópico fechado e, por essa razão, as idades são chamadas de concordantes. Pontos analíticos localizados fora da curva geram “idades” denominadas de discordantes. Nesta dissertação foram consideradas apenas as idades concordantes.

Para a aplicação do método U-Pb, o zircão (ZrSiO_4) é o mineral mais utilizado, pois além de ser encontrado na maioria das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, é rico em urânio e o chumbo é incompatível geoquimicamente com este mineral. Portanto, o chumbo na estrutura do zircão é, em sua maioria, de origem radiogênica (p.ex. Basei *et al.* 1995). Ademais, o zircão apresenta a propriedade de preservar tanto sua integridade cristalina quanto a assinatura isotópica do chumbo até cerca de 800 °C; mesmo sob condições de ultramilonitização, metamorfismo de alto grau, ou mesmo fusão parcial (Silva 2006).

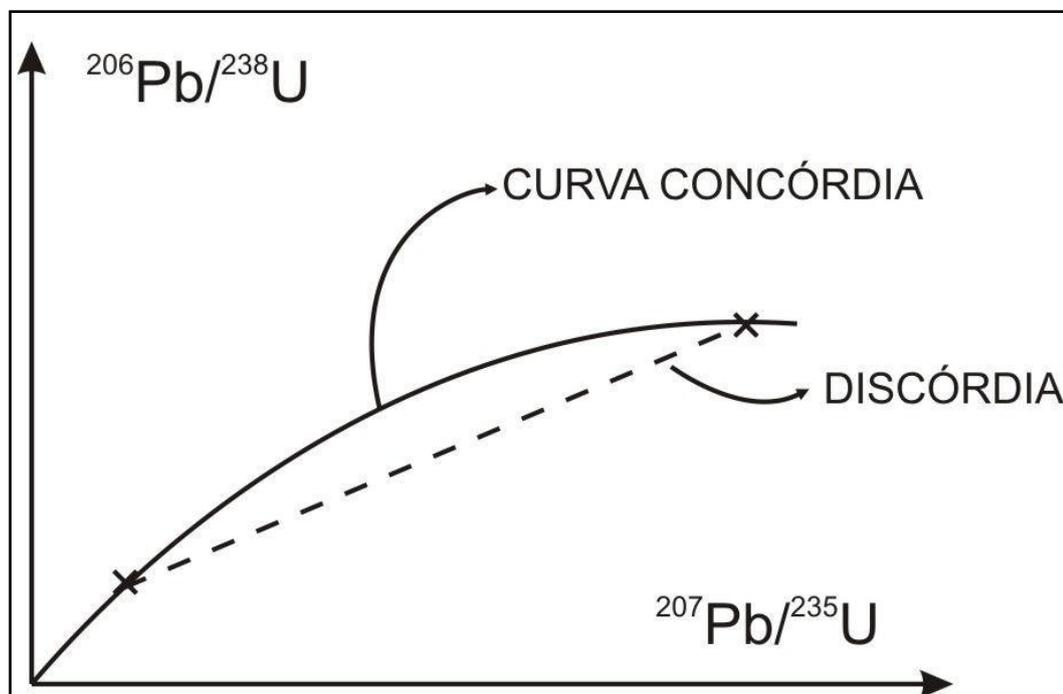


Figura 41 – Diagrama Concórdia. Pontos analíticos afastados da curva Concórdia podem alinhar-se formando uma reta (Discórdia).

5.5.2 – Análise geocronológica das unidades litoestratigráficas da região de Presidente Figueiredo

Foram feitas análises geocronológicas em grãos de zircão de quatro amostras referentes às formações Prosperança, Nhamundá, Manacapuru e Alter do Chão. Após o processo tradicional de separação de minerais, foram selecionados cerca de 200 cristais de zircões detríticos de cada amostra para datação. Desse total, apenas uma média de 60 grãos foram datados por amostra. Os grãos forneceram idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que variam do Neoproterozoico ao Arqueano.

5.5.2.1 – Proveniência da Formação Prosperança

Na amostra 1 (fácies A_{sg}), a maioria dos 60 grãos de zircão datados (Figura 42), possui idades concordantes a subconcordantes. Foram utilizadas apenas as idades obtidas pela razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (totalizando 35 cristais com idades concordantes) e construído os diagramas representados na figura 43.

As idades obtidas permitiram identificar dois grupos de idades: grãos com idades paleoproterozoicas variando de 1,6 Ga a 2,1 Ga, totalizando 97% dos grãos datados; e grãos com idades mesoproterozoicas variando de 1,5 Ga a 1,6 Ga, totalizando 3% dos grãos datados (Figura 44). A idade máxima de deposição da Formação Prosperança na região de estudo é indicada pelo grão mais jovem, com idade de 1,5 Ga.

Os dados isotópicos obtidos indicam que as principais fontes para a Formação Prosperança são rochas de idades paleoproterozóicas (acima de 90%) com contribuições menores de rochas mesoproterozoicas.

A presença de zircões detríticos de idade paleoproterozoica nos sedimentos da Formação Prosperança, sugere, a priori, como áreas fonte, os terrenos paleoproterozoicos que circundam a Bacia do Amazonas, representados pelas províncias geocronológicas Venturi-Tapajós (1,5-1,8 Ga) e Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), e mesmo as vulcânicas e graníticas paleoproterozoicas que ocorrem na Província Amazônia Central. Os dados obtidos mostram claramente a importância de terrenos formados no paleoproterozoico, sendo as rochas da Província Maroni-Itacaiúnas, como principal área fonte para esta unidade uma vez que essa província é adjacente à parte da bacia do Amazonas enfocada neste estudo.

Terrenos de idade mesoproterozoica (representados por 3% dos grãos detríticos datados) estão expostos em uma faixa NW-SE no interior do *Cráton* Amazônico, reunidos na

Província Geocronológica de Rio Negro-Juruena (Tassinari & Macambira 2004), localizada a noroeste da área de estudo (ver figura 32).

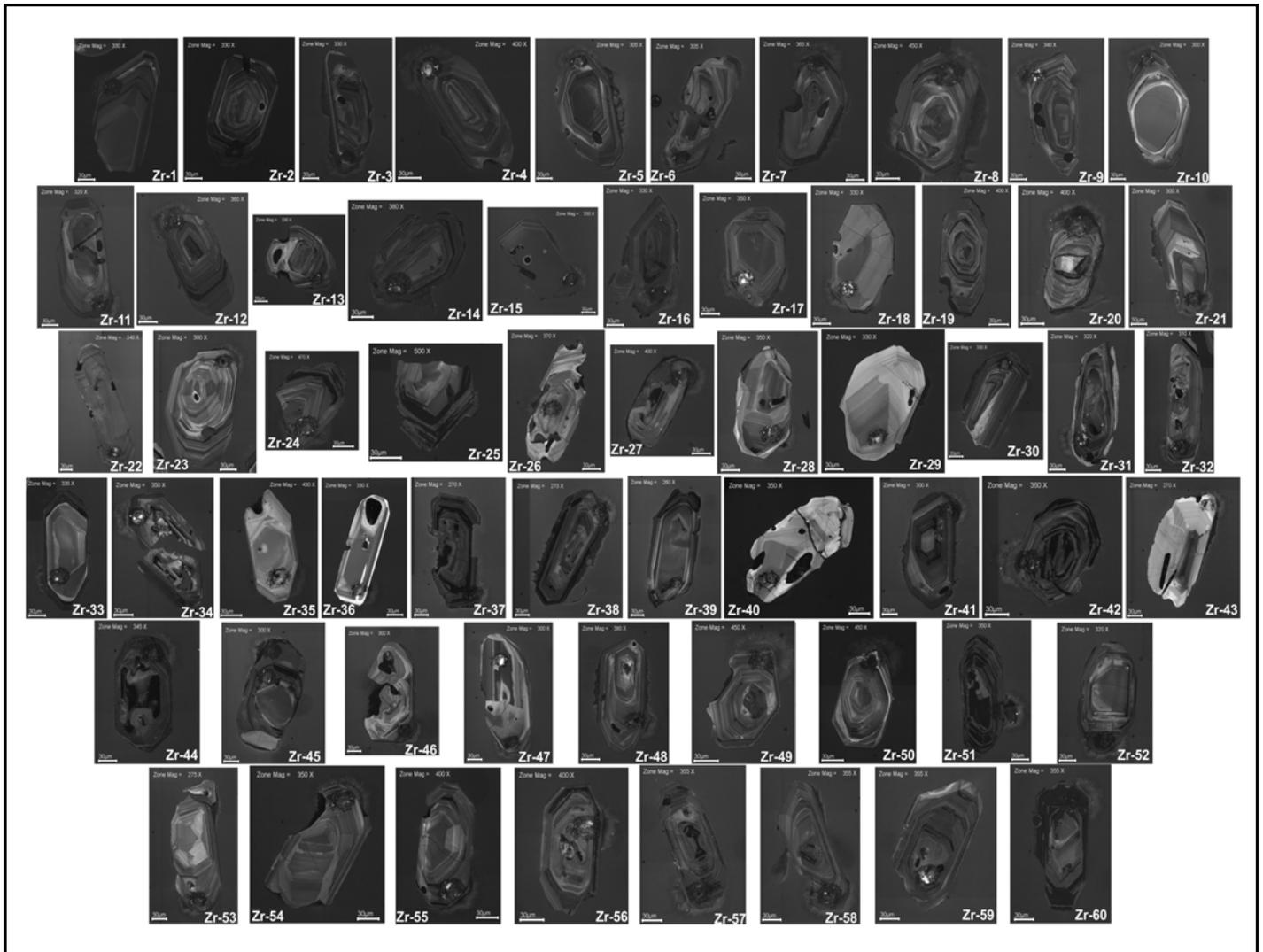


Figura 42 – Grãos de zircão detríticos extraídos da fácies Asg da Formação Prosperança. Imagens feitas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) na Universidade Federal do Pará.

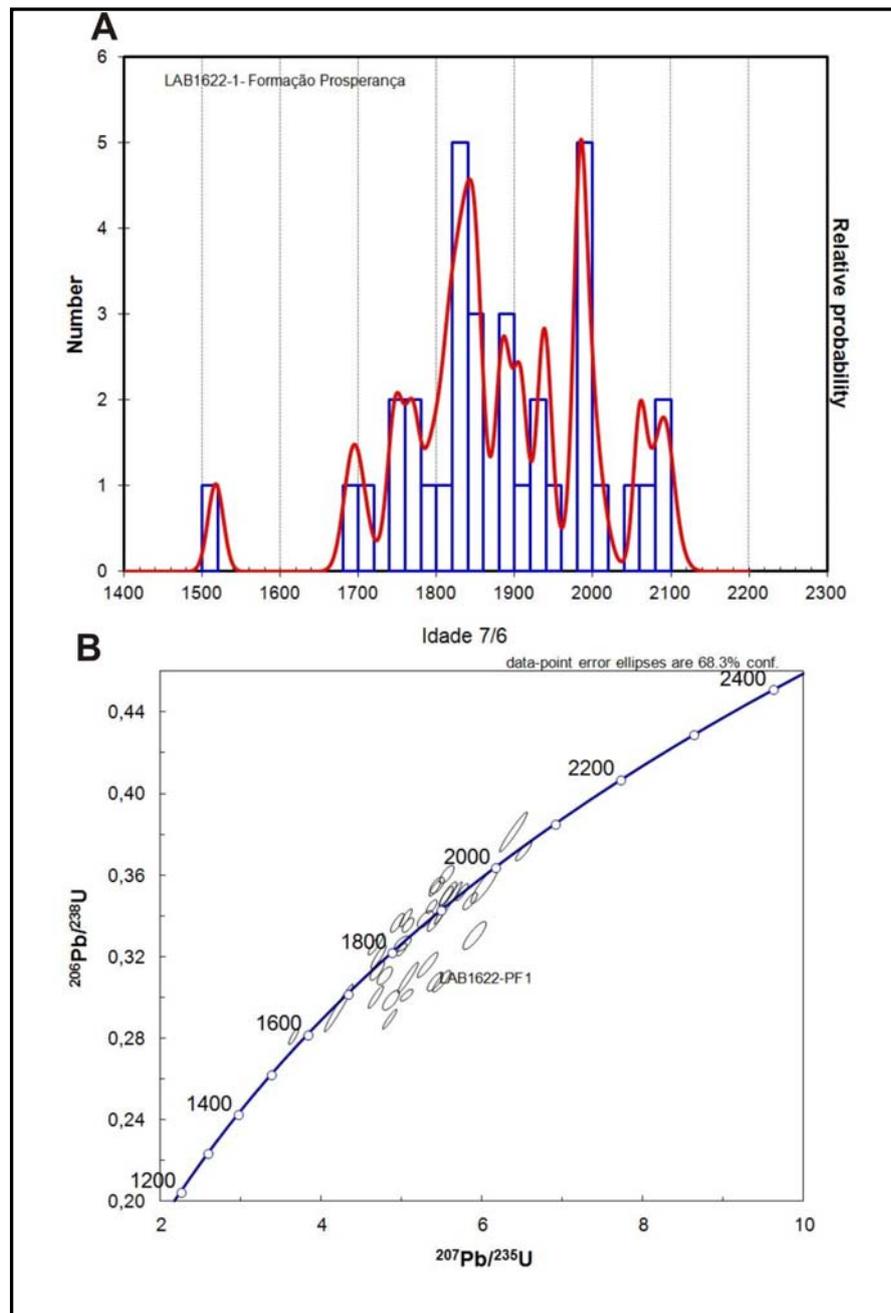


Figura 43 – Resultados geocronológicos de grãos de zircão detriticos da Formação Prosperança. A - Histograma representando as idades obtidas; B - Resultados analíticos plotados no diagrama Concórdia.

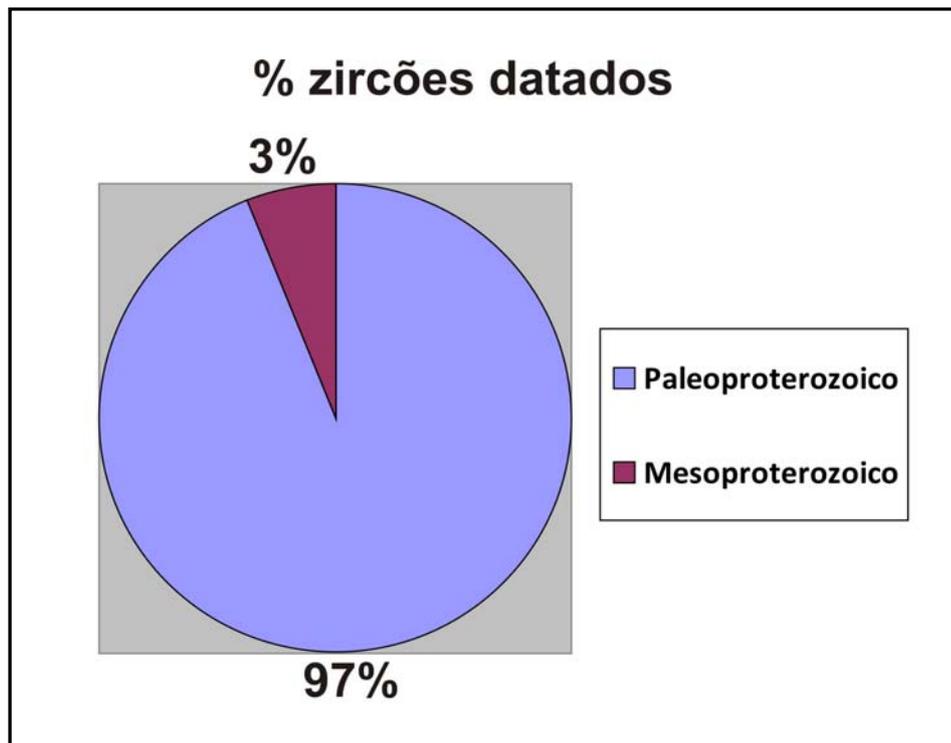


Figura 44 – Gráfico representando as porcentagens de grãos de zircão com idades paleoproterozoicas (1,6-2,1 Ga) e mesoproterozoicas (1,5-1,6 Ga) da Formação Prosperança.

5.5.2.2 – Proveniência da Formação Nhamundá

A maioria dos 59 grãos de zircão analisados (Figura 45) da amostra 7, da fácies At da Formação Nhamundá, possui idades concordantes. Para construção dos diagramas representados na figura 46 foram utilizados as idades concordantes obtidas através das razões $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de um total de 47 cristais.

As idades obtidas permitiram identificar quatro grupos de idades para a Formação Nhamundá: idades neoproterozoicas, com idades variando de 500 Ma a 1,0 Ga, constituindo 60% dos grãos datados; idades mesoproterozoicas variando de 1,0 Ga a 1,5 Ga, com 28% dos grãos datados; idades paleoproterozoicas com idades variando de 1,6 a 2,5 Ga, com 6% dos grãos datados; e idades arqueanas, com idades acima de 2,5 Ga (até 2,8 Ga), perfazendo 6% dos grãos datados (Figura 47). A idade máxima de deposição da Formação Nhamundá na região de estudo foi estabelecida através do cristal mais jovem, com idade de 0,5 Ga.

A presença de grãos de zircão detríticos de idade paleoproterozoica e arqueana nos sedimentos da Formação Nhamundá, considera como possíveis áreas fonte, os terrenos paleoproterozoicos e arqueanos que circundam a Bacia do Amazonas, representados pelas províncias geocronológicas Rio Negro-Juruena: 1,8-1,55 Ga, Ventuari-Tapajós (1,9-1,8 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga) e Amazônia Central (> 2,3 Ga).

Os dados obtidos mostram claramente a importância de terrenos formados no Neoproterozoico e no Mesoproterozoico como área fonte devido ao alto índice de grãos de zircão detriticos desse período de tempo.



Figura 45 – Grãos de zircão detriticos extraídos da fácies At da Formação Nhamundá. Imagens feitas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) na Universidade Federal do Pará.

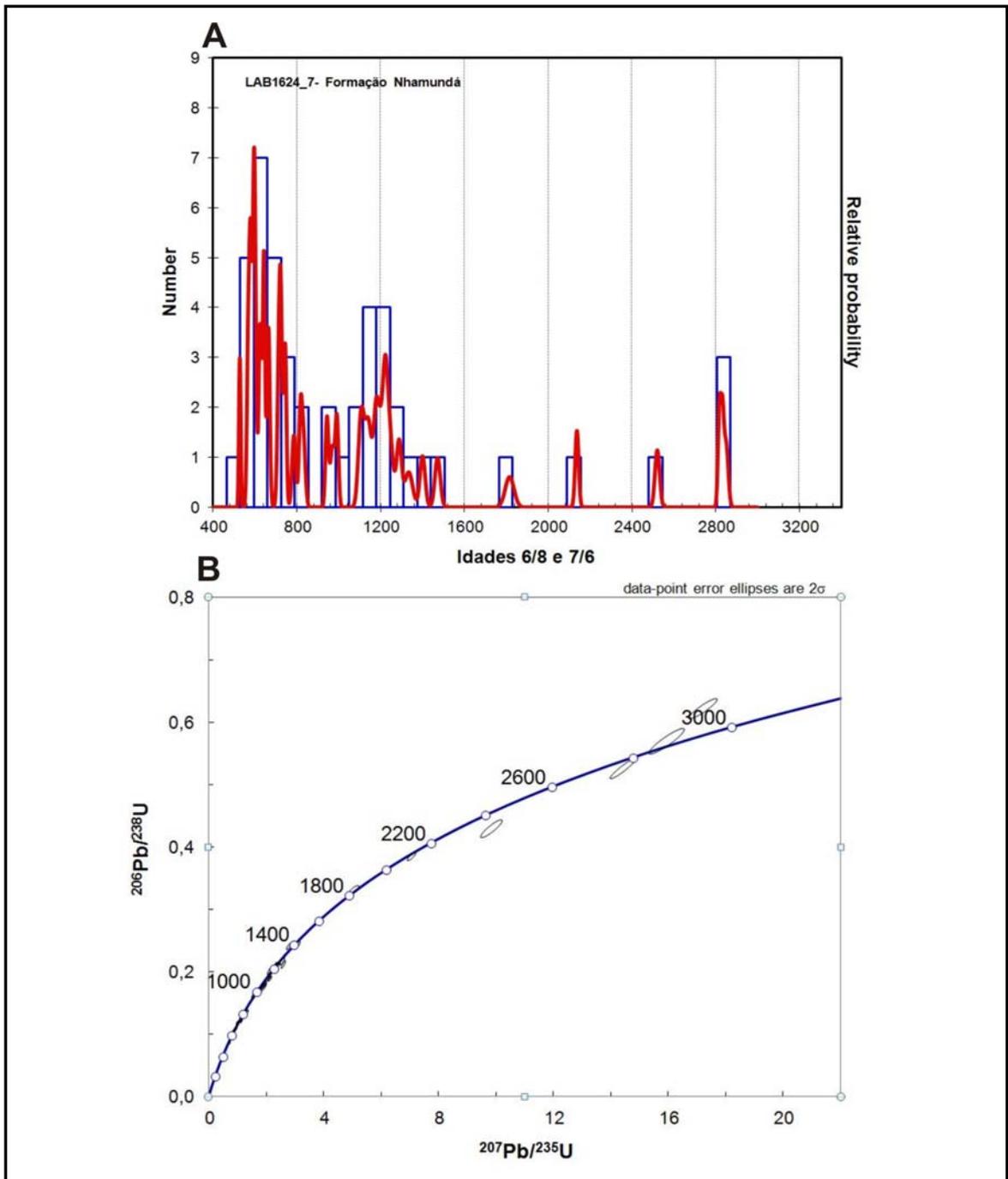


Figura 46 – Resultados geocronológicos de grãos de zircão detriticos da Formação Nhamundá. A - Histograma representando as idades obtidas; B - Resultados analíticos plotados no diagrama Concórdia.

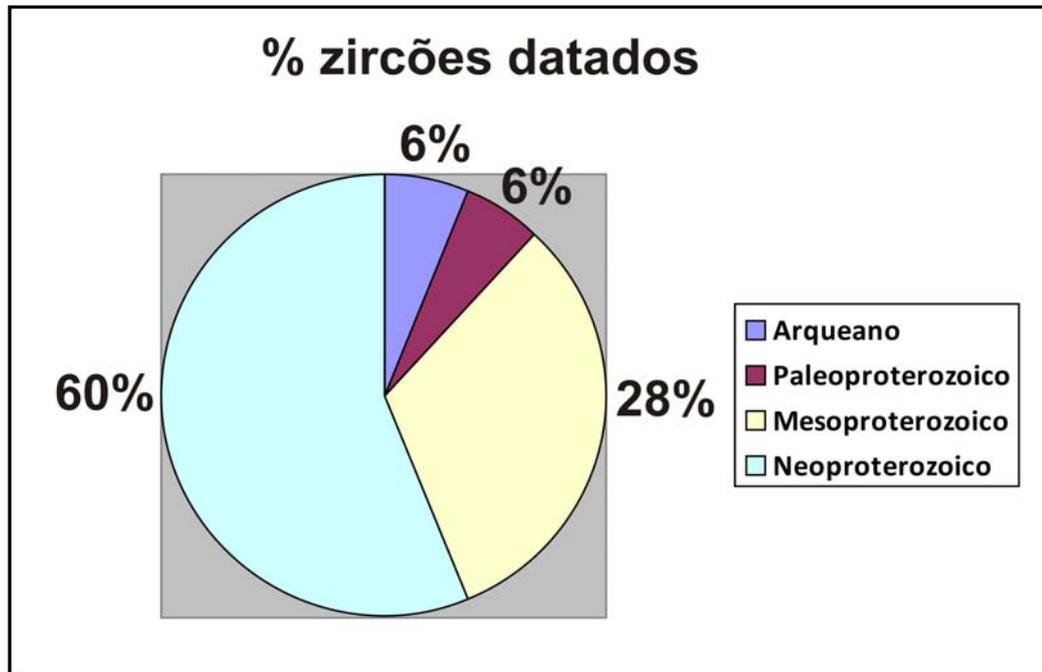


Figura 47 – Gráfico representando porcentagens de grãos de zircão com idades arqueanas (> 2,5 Ga), paleoproterozoicas (1,6-2,5 Ga), mesoproterozoicas (1,0 Ga-1,5 Ga), e neoproterozoicas (0,5-1,5 Ga) da Formação Nhamundá.

Os terrenos de idade mesoproterozoica estão expostos no sudoeste do Cráton Amazônico, e foram reunidos nas províncias geocronológicas Sunsás e Rondoniana-San Ignacio (Tassinari & Macambira 2004). O modelo geotectônico proposto por Dalziel (1991, in Escandolaro 2006) para a possível relação paleogeográfica entre o Gondwana Ocidental e a Laurêntia no Mesoproterozoico sugere que um evento colisional teria ocorrido entre 1,5-1,1 Ga (figura 48).

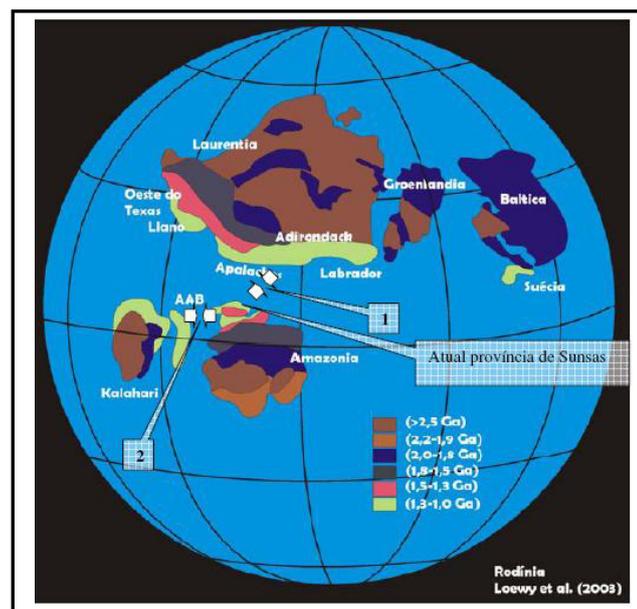


Figura 48 – Reconstrução parcial do continente Rodínia no final do Mesoproterozoico (Loewy *et al.* 2003 in Escandolara 2006) baseada em duas propostas de correlação. 1- Destaque para a Amazônia com as Apalaches central e sul, e 2 - Destaque para o cráton Kalahari. O continente báltico na posição sugerida por Escandolara (2006), contíguo à margem NE da Laurentia.

O percentual elevado de zircões detríticos de idade neoproterozoica chama atenção no desenvolvimento da Formação Nhamundá.

Uma possibilidade a ser avaliada é que a fonte dos zircões neoproterozoicos e mesoproterozoicos seja a Laurásia, após essa ter se agregado ao Gondwana para formar o continente Pangea. De fato, Veevers (2004) sugere a existência de um cinturão formado pelos continentes Gondwana, Báltica e Laurásia culminando no fechamento dos oceanos Iapetus e Rheic no final do Carbonífero (Figuras 49 e 50).

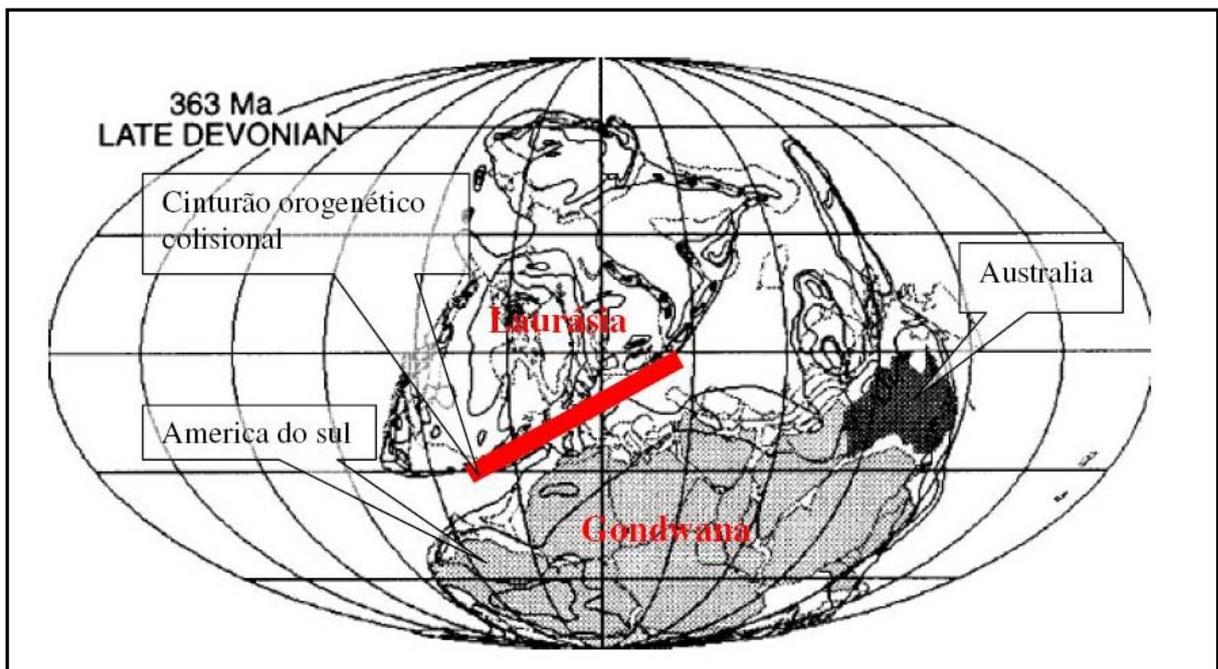


Figura 49 – Proposta Paleogeográfica de Veevers (2004) para o Devoniano, indicando a formação de um expressivo cinturão orogênico.

Outra possibilidade é que os zircões neoproterozóicos e os mesoproterozoicos podem ter sido oriundos do oeste da África a partir dos cinturões brasileiros/pan-africanos. Os crátons Amazônico e Oeste Africano nos dois continentes, aparentemente apresentam margens correspondentes opostas, desde a fragmentação do Rodínia até a reconstrução do Gondwana. Estudos geocronológicos são incipientes quando se tratam de correlação entre crátons adjacentes entre a América do Sul e África (Figura 51). Entretanto, processos mais globais, envolvidos na evolução dos ciclos neoproterozóicos podem ser reconhecidos em

ambos os continentes, como por exemplo, a correlação do noroeste da África com o nordeste do Brasil, caso da Província Borborema. Caby (1998) agrupa os orógenos africanos em três sistemas com intervalos temporais e marcadores geológicos similares aos observados no Brasil: Evento Tectônico-metamórfico “Pan-africano Precoce” (750–700 Ma); “Episódio Pan-Africano Principal” (630–580 Ma) e “Episódio Pan-africano Tardio” (580–520 Ma). Todos os eventos com intervalos condizentes com zircões neoproterozoicos encontrados na borda Norte da Bacia do Amazonas.

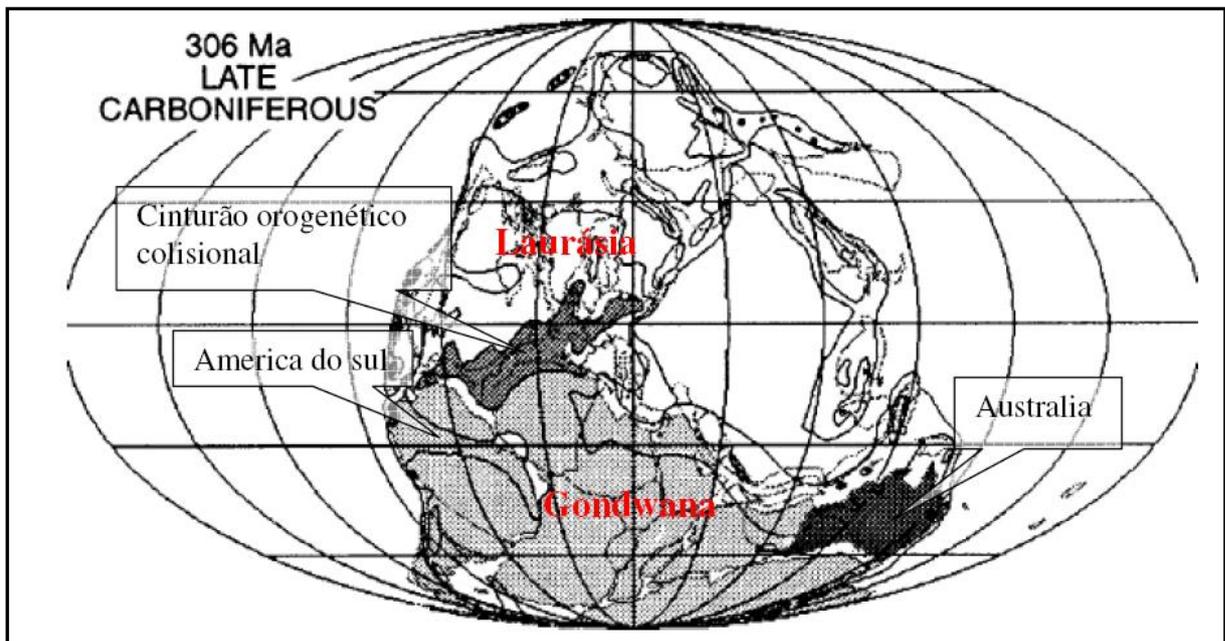


Figura 50 – Evolução do cinturão orogênico de Veevers (2004) durante o Carbonífero.

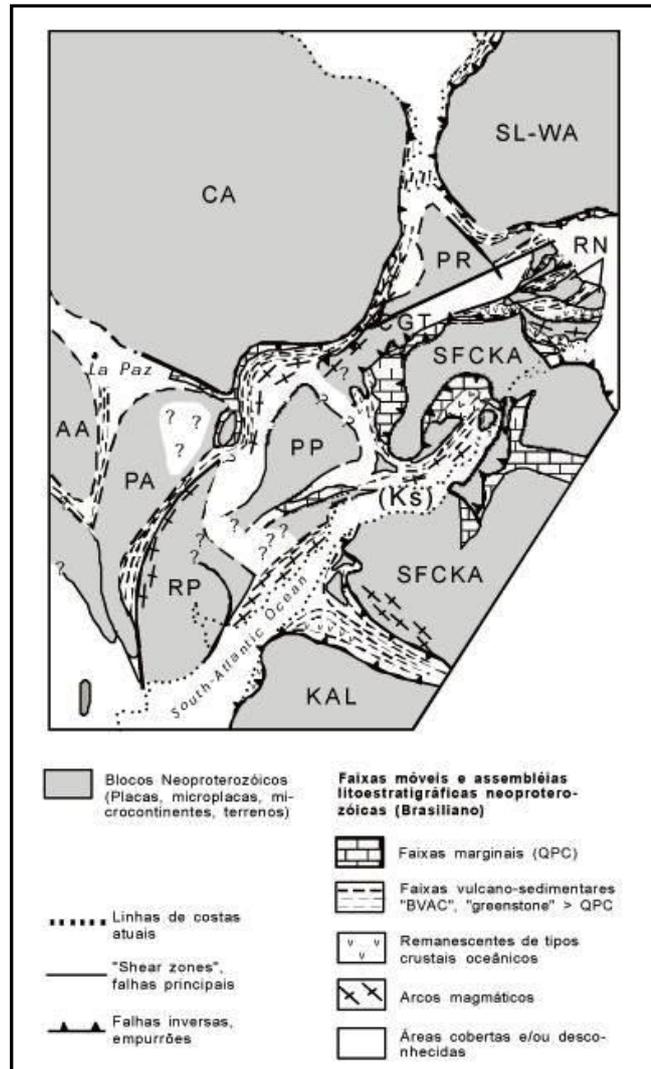


Figura 51 – Mapa esquemático da paleogeografia final do Gondwana Ocidental. Os descendentes neoproterozoicos de Rodínia (blocos e placas continentais em cinza) e as principais faixas móveis resultantes da colagem Brasiliana–Panafricana. Destaque para a área enfocada como resultado da interação das placas/blocos CA (Cráton Amazônico) e do Cráton SL-WA (São Luís–Oeste Africano) (Brito Neves *et al.* 2001).

5.5.2.3 – Proveniência da Formação Manacapuru

A maioria dos grãos de zircão da amostra 4, fácies Aca da Formação Manacapuru possui idades concordantes a subconcordantes, totalizando 57 cristais de zircão analisados (Figura 52). Desses, 39 idades $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordantes foram utilizadas na construção dos diagramas representados na figura 53.

Os resultados obtidos permitiram identificar quatro grupos de idades para os grãos de zircão da Formação Manacapuru: idades neoproterozoicas, com idades variando de 500 Ma a 1,0 Ga, constituindo 64% dos grãos datados; idades mesoproterozoicas, variando de 1,0 Ga a

1,5 Ga, totalizando 13% dos grãos datados; zircões paleoproterozoicos com idades variando de 1,8 a 2,5 Ga com 18% dos grãos datados; e idades arqueanas com idades acima de 2,5 Ga (até 2,8 Ga), perfazendo 5% dos grãos datados (Figura 54). A idade máxima de deposição da Formação Manacapuru foi proposta a partir do zircão mais jovem, com 0,5 Ga.



Figura 52 – Cristais de zircão detriticos extraídos da fácies Aca da Formação Manacapuru. Imagens feitas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) da Universidade Federal do Pará.

Há uma pequena variação com relação à Formação Nhamundá. A Formação Manacapuru apresenta maior número de grãos de idade paleoproterozoica em relação à Formação Nhamundá.

A presença de zircões detriticos de idade paleoproterozoica e arqueana nos sedimentos da Formação Manacapuru, considera como possíveis áreas fonte, os terrenos paleoproterozoicos e arqueanos que circundam a Bacia do Amazonas, representados pelas

províncias geocronológicas Venturi-Tapajós (1,9-1,8 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), Rio Negro-Juruena: 1,8-1,55 Ga e Amazônia Central (> 2,3 Ga).

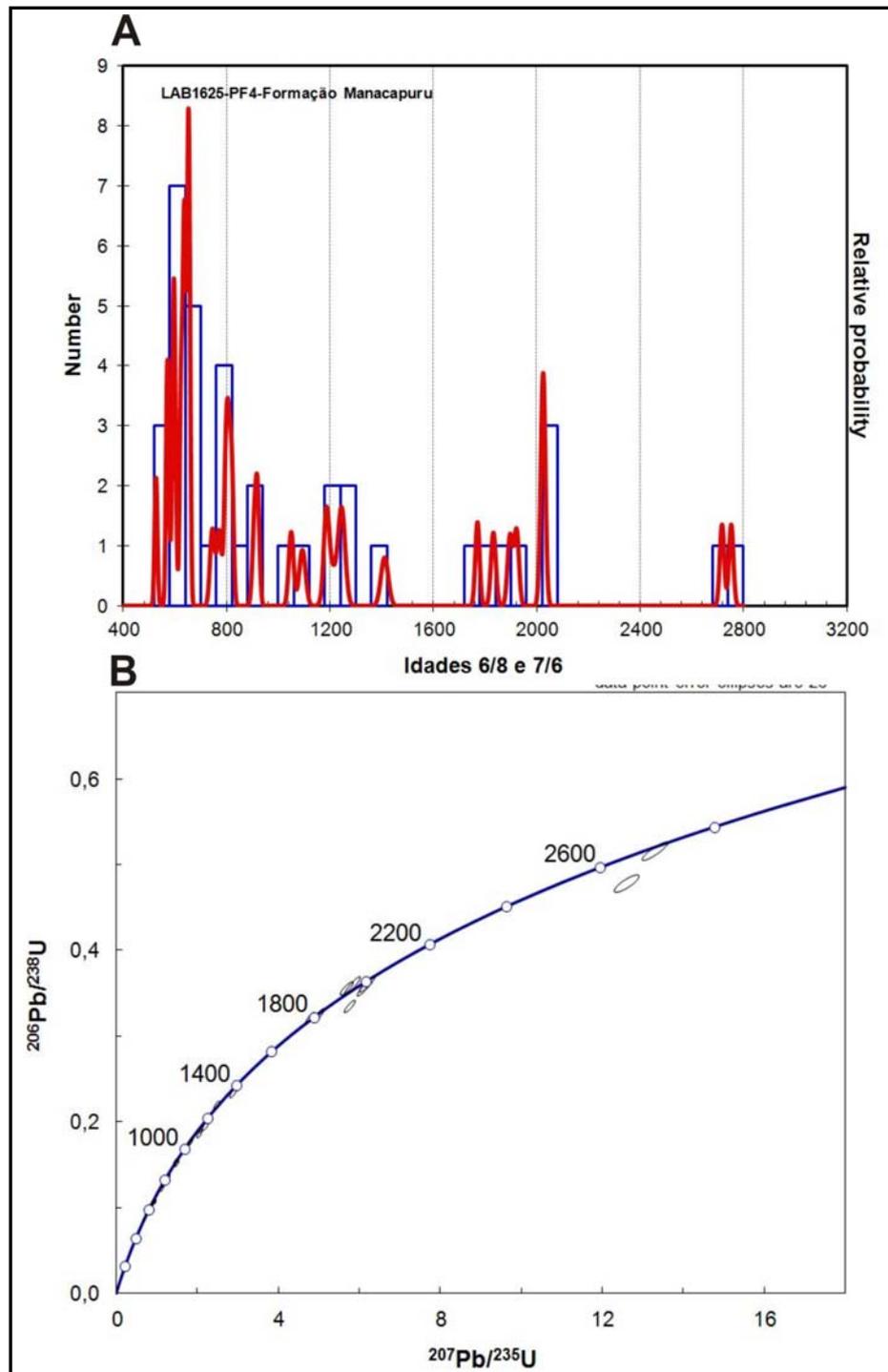


Figura 53 – Resultados da datação dos zircões detriticos da Formação Manacapuru. A- Histograma das idades obtidas; B - Resultados analíticos plotados no diagrama Concórdia.

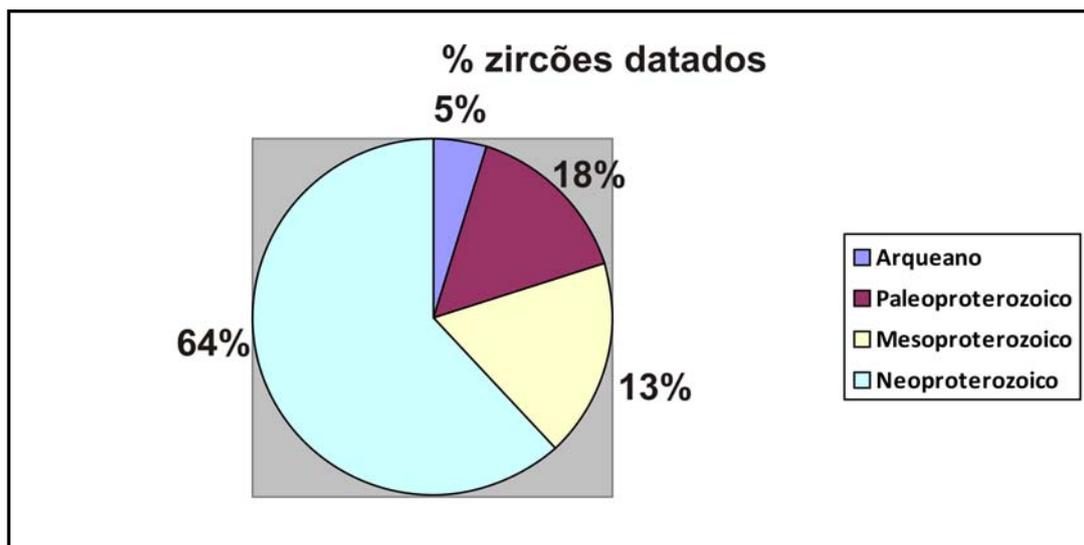


Figura 54 – Gráfico representando porcentagens de grãos de zircão com idades arqueanas (> 2,5 Ga), paleoproterozoicas (1,6-2,5 Ga), mesoproterozoicas (1,0 Ga–1,5 Ga) e neoproterozoicas (0,5-1,5 Ga) da Formação Manacapuru.

Os terrenos de idade mesoproterozoica estão expostos a sudoeste do Cráton Amazônico, e foram reunidos nas províncias geocronológicas Sunsás e Rondoniana-San Ignácio (Tassinari & Macambira 2004). O modelo geotectônico proposto por Dalziel (1991, in Escandolaro 2006) para a possível relação paleogeográfica entre o Gondwana Ocidental e a Laurêntia no Mesoproterozoico sugere que um evento colisional teria ocorrido entre 1,5-1,1 Ga (ver figura 48).

Os terrenos formados no Neoproterozoico se destacam como área fonte devido ao alto índice de zircões detríticos provenientes de rochas constituídas desse período chamando atenção no desenvolvimento da Formação Manacapuru, comparado aos grãos do Mesoproterozoico e do Arqueano. É até possível que estes terrenos dessas idades não estivessem expostos e que os zircões detríticos mais antigos não tenham vindo diretamente destes terrenos e sim reflitam um processo de retrabalhamento.

Assim como para a Formação Nhamundá, outra possibilidade a ser avaliada é a possibilidade da fonte dos zircões neoproterozoicos e mesoproterozoicos ser da Laurásia, após essa ter se agregado a Gondwana para formar o continente Pangea. Veevers (2004) sugere a existência de um cinturão formado pelos continentes Gondwana, Báltica e Laurásia culminando no fechamento dos oceanos Iapetus e Rheic no final do Carbonífero (ver figuras 49 e 50).

Os zircões neoproterozóicos da Formação Manacapuru, assim como ocorre para a Formação Nhamundá, também podem ter sido oriundos do oeste africano através dos cinturões brasileiros/ pan-africanos. Os *crátons* nos dois continentes, aparentemente constituíam margens correspondentes opostas, desde a fragmentação do Rodínia até a reconstrução do Gondwana. Estudos geocronológicos são incipientes quando se tratam de correlação entre crátons adjacentes entre os continentes Sul-americano e Africano (ver figura 51). Entretanto, processos mais globais, envolvidos na evolução dos ciclos neoproterozóicos podem ser reconhecidos em ambos os continentes, como por exemplo, a correlação do noroeste da África com o nordeste do Brasil, caso da Província Borborema. Caby (1998) agrupa os orógenos africanos em três sistemas com intervalos temporais e marcadores geológicos similares aos observados no Brasil: Evento Tectônico-metamórfico “Pan-africano Precoce” (750–700 Ma); “Principal Episódio Pan-Africano” (630–580 Ma) e “Episódio Pan-africano Tardio” (580–520 Ma). Todos os eventos com intervalos condizentes com zircões neoproterozoicos encontrados na borda Norte da Bacia do Amazonas.

5.5.2.4 – Proveniência da Formação Alter do Chão

A análise da maioria dos grãos de zircão da amostra 12, fácies Aca da Formação Alter do Chão, produziu idades concordantes a subconcordantes, totalizando 41 grãos datados (Figura 55). Desse total, todos os dados foram aproveitados para cálculo de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e construção dos diagramas representados na figura 55.

Os dados obtidos permitiram identificar dois grupos de idades: grãos de zircão de idades paleoproterozoicas com idades variando de 1,6 a 2,1 Ga, totalizando 88% dos dados; e grãos de idades mesoproterozoicas, variando de 1,5 a 1,6 Ga, com 12% dos dados (Figura 56). Os dados isotópicos se mostraram muito similares com os dados da Formação Prosperança, tendo os terrenos paleoproterozoicos tido como principal fonte de zircões detríticos para ambas as formações. Secundariamente, tem-se uma fonte mesoproterozoica. A idade máxima de deposição da Formação Alter do Chão na região de estudo foi estimada em 1,3 Ga, a partir do grão mais jovem encontrado.

Os dados isotópicos obtidos indicam que as principais fontes para a Formação Alter do Chão são rochas de idades paleoproterozóicas (acima de 80%) com contribuições menores de rochas mesoproterozoicas (Figura 57).

A presença de zircões detriticos de idade paleoproterozoica nos sedimentos da Formação Alter do Chão sugere, a priori, como áreas fonte, os terrenos paleoproterozoicos que circundam a Bacia do Amazonas, representados pelas províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,5-1,8 Ga) e Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga). Os dados obtidos mostram claramente a importância de terrenos formados no Paleoproterozoico, sendo as rochas metavulcânicas, corpos plutônicos e gnaisses da Província Maroni-Itacaiúnas, como principal área fonte para esta unidade devido ao alto índice de zircões detriticos ($> 80\%$) provenientes de rochas dessa província. A presença destes zircões mais antigos deixa espaço para a hipótese de retrabalhamento desses grãos e incorporação em sucessões sedimentares ou metassedimentares mais jovens. Logo, é possível que esses terrenos não sejam a única fonte envolvida no fornecimento de sedimentos para a Formação Alter do Chão.

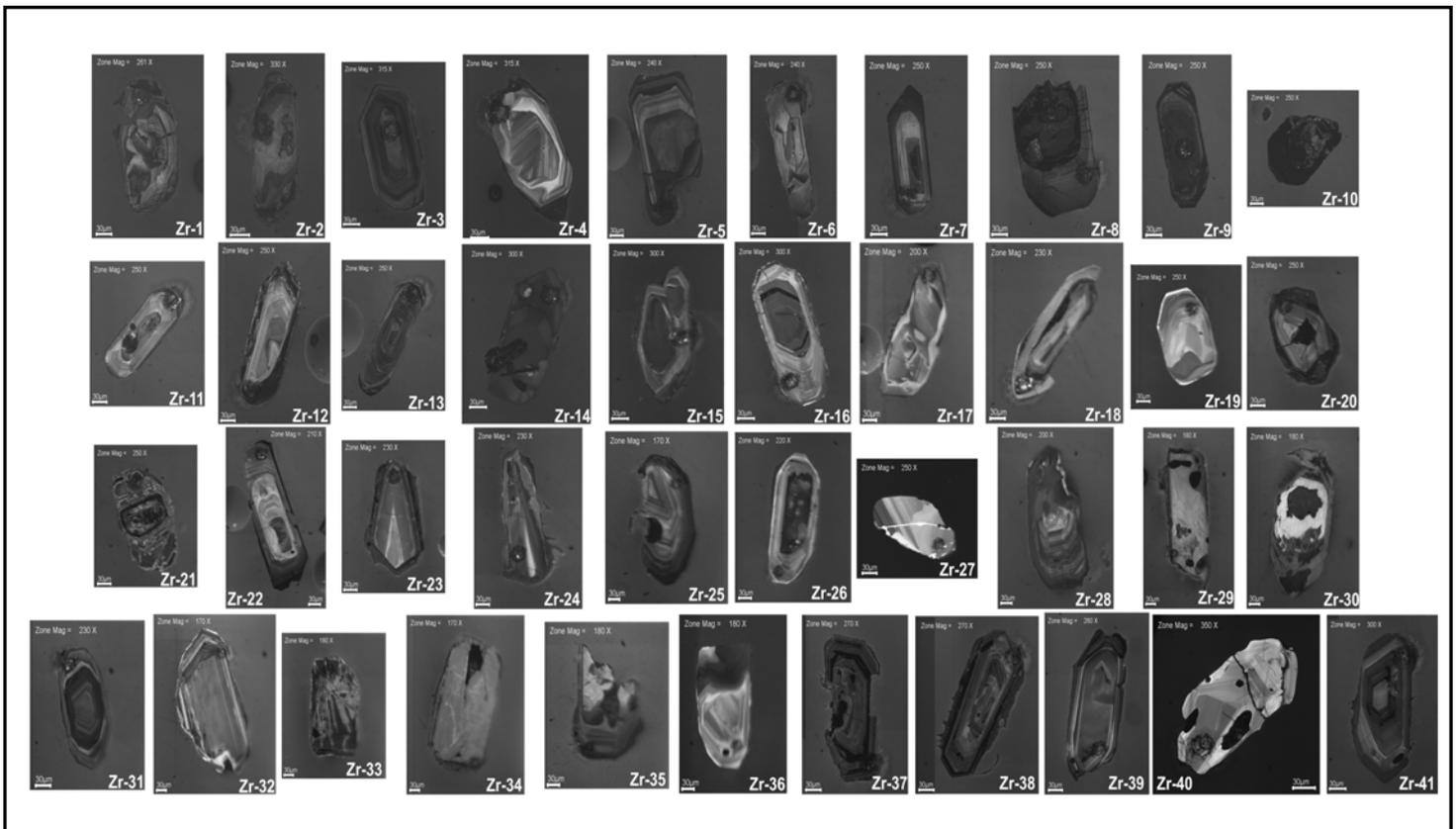


Figura 55 – Grãos de zircão detriticos extraídos da fácies Aca da Formação Alter do Chão. Imagens feitas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) da Universidade Federal do Pará.

Terrenos de idade mesoproterozoica (12% dos grãos detriticos datados) estão expostos a sudoeste do Cráton Amazônico, e foram reunidos na Província Geocronológica de Rio Negro–Juruena e Rondoniana-San Ignácio (Tassinari & Macambira 2004) (Figura 32).

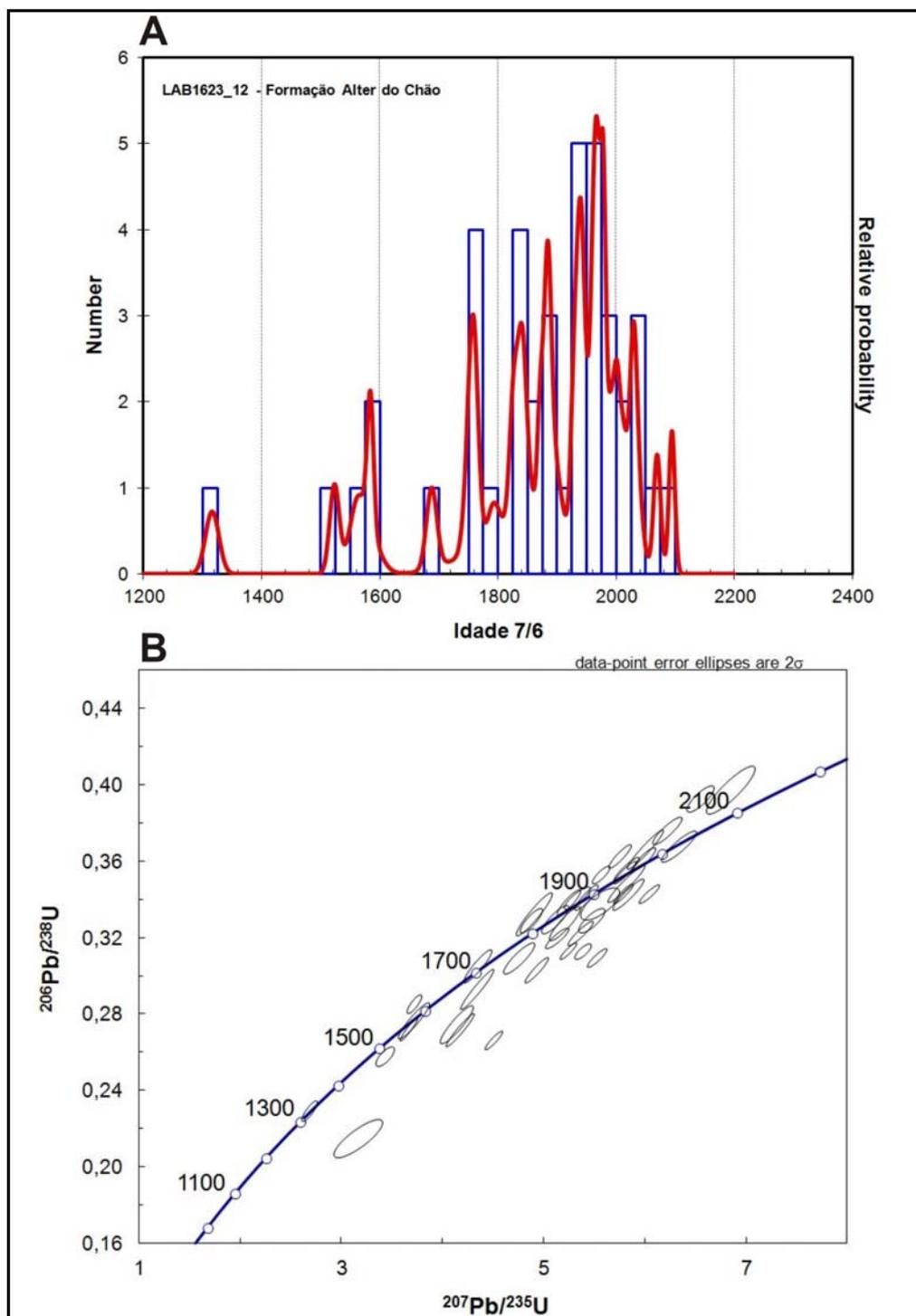


Figura 56 – Resultados da datação dos zircões detríticos da Formação Alter do Chão. A- Histograma das idades obtidas; B - Resultados analíticos plotados no diagrama Concórdia.

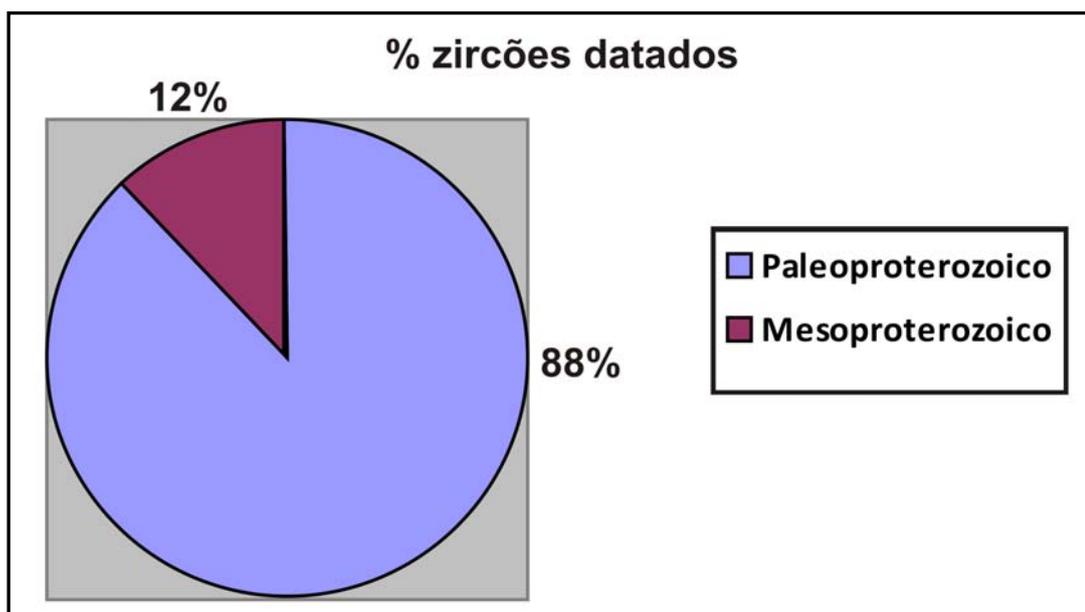


Figura 57 – Gráfico representando as porcentagens dos grãos de zircão com idades paleoproterozoicas (1,6-2,1 Ga) e mesoproterozoicas (1,5-1,6 Ga) da Formação Alter do Chão.

A datação de grãos de zircão detríticos se mostrou uma ferramenta eficaz no estudo de proveniência sedimentar realizado nos depósitos siliciclásticos da borda norte da Bacia do Amazonas. De fato, as idades U-Pb dos grãos das unidades litoestratigráficas apresentadas e interpretadas acima, exibiram algumas idades relativamente menores que aquelas de rochas do Cráton Amazônico. É natural pensar que os sedimentos que preenchem a Bacia do Amazonas vieram diretamente de seus flancos Norte e Sul.

Os dados apresentados mostram que durante a deposição da Formação Prosperança (Neoproterozoico) e da Formação Alter do Chão (Cretáceo) as rochas paleoproterozoicas (principal fonte) e mesoproterozoicas (fonte secundária) estavam mais expostas e tiveram uma significativa contribuição no registro sedimentar. Porém, não se pode descartar que, no caso da Formação Alter do Chão, os grãos podem ser oriundos do retrabalhamento de formações sedimentares mais antigas, como a Formação Prosperança, por exemplo. As rochas das províncias Rio Negro-Juruena (1,55-1,8 Ga), Venturi-Tapajós (1,8-1,9 Ga) e Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga) são as principais fontes potenciais paleoproterozoicas e as rochas da Província Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) são as principais fontes potenciais mesoproterozoicas para essas unidades.

Durante a deposição do Grupo Trombetas (formações Nhamundá – Neosiluriano e Manacapuru – Eodevoniano), rochas neoproterozoicas tiveram uma significativa contribuição como fonte dos sedimentos.

Existe a possibilidade da fonte dos zircões neoproterozoicos e mesoproterozoicos ser da Laurásia, após essa ter se agregado ao Gondwana para formar o continente Pangea. Outra possibilidade sugere que os zircões neoproterozóicos também podem ter sido oriundos dos cinturões brasileiro/pan-africanos do oeste africano.

A menor contribuição de rochas paleoproterozoicas e arqueanas para o Grupo Trombetas, ou seja, rochas mais antigas que a idade das formações que constituem esse grupo, não é garantia do envolvimento dessas no fornecimento direto de sedimentos para as formações Nhamundá e Manacapuru, uma vez que os grãos datados podem ter sido retrabalhados e incorporados em sucessões sedimentares (ou metassedimentares) mais jovens.

A assembléia de minerais pesados auxiliou no Estudo de Proveniência do cráton Amazônico, pois as mesmas são características de rochas vulcânicas, corpos plutônicos e gnaisses, que por sua vez, são encontradas em corpos rochosos que caracterizam as Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico.

O estudo de paleocorrente também auxiliou na identificação das rochas fonte visto que determinou o sentido da deposição das unidades estudadas e de onde estariam sendo transportados os zircões detríticos das rochas pertencentes às províncias geocronológicas descritas. Logo, as direções dos paleofluxos auxiliaram na identificação das possíveis Províncias Geocronológicas responsáveis pelo fornecimento de zircões detríticos para as unidades litoestratigráficas estudadas.

6 – DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A análise de fácies e estudo de proveniência auxiliaram no entendimento da evolução de uma faixa contínua de rochas sedimentares siliciclásticas aflorantes na borda norte da Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. Nesse intervalo de tempo, o limite da bacia era caracterizado por rochas sedimentares siliciclásticas pré-cambrianas e fanerozoicas que foram afetadas por variações climáticas extremas.

Com relação ao estudo de análise de fácies, nas rochas da Formação Prosperança foram identificadas 9 (nove) fácies sedimentares, todas relacionadas a ambientes flúvio-deltaicos. Essas fácies são compostas por arenitos com estratificação cruzada tabular e acanalada, conglomerado com estratificação cruzada, pelitos laminados, pelitos com lentes de arenitos com laminação cruzada formando lobos deltaicos que migravam para SE, e ritmitos com estruturas *in flame* e *dishes*. Essas fácies foram agrupadas em 3 (três) associações de fácies interpretadas como prodelta/lacustre, frente deltaica e planície *braided*.

Nas rochas da Formação Nhamundá foram identificadas 11 (onze) fácies sedimentares todas relacionadas a ambientes costeiros e compostas por arenitos, pelitos e diamictitos. Essas fácies foram agrupadas de acordo com suas características em 3 (três) associações de fácies interpretadas como de *shoreface* superior, *shoreface* inferior e glacial costeiro.

Nas rochas estudadas pertencentes à Formação Manacapuru foram identificadas 17 (dezessete) fácies sedimentares relacionadas a ambientes costeiros e compostas por intercalações de arenitos, pelitos e folhelhos. De acordo com suas características estruturais e o posicionamento estratigráfico, as fácies foram agrupadas em três associações representativas dos seguintes ambientes: fácies litorânea transicional, *offshore* e transição *shoreface-foreshore*.

Os quatro perfis estudados da Formação Alter do Chão contêm conglomerados polimíticos, arenitos e pelitos. Nessas rochas foram identificadas 3 (três) fácies sedimentares, todas relacionadas a ambiente de preenchimento de canal e de depósito externo ao canal.

Com relação ao estudo dos traços fósseis, conclui-se que o conteúdo icnofossilífero é uma das principais evidências de vida siluro-devoniana das rochas das formações Nhamundá e Manacapuru e que as condições paleoclimáticas no Neoproterozoico não propiciaram tais evidências. Esses traços foram produzidos durante as atividades biológicas de organismos

principalmente vermiformes, provavelmente anelídeos ou poliquetas tipicamente marinhos, em substratos arenosos e pelíticos não consolidados. Vale ressaltar a presença de corpos fósseis representados por conchas de braquiópodos, que marcam a passagem de um ambiente marinho profundo anóxico para um marinho raso oxidante com condições de sustentar a vida bentônica no Devoniano. Os traços fósseis descritos e interpretados neste trabalho pertencem às icnofácies *Skolithos* e *Cruziana*, típicas de ambientes marinhos profundos a rasos.

Durante o Siluriano o avanço e o recuo das geleiras controlavam o nível do mar e as condições de vida na região de Presidente Figueiredo. Essas condições climáticas e paleoambientais severas sugerem que os geradores de *Arthropycus* e *Skolithos* eram mais especializados e resistentes às condições de alta latitude. Os traços fósseis de *A. alleganiensis* e *A. lateralis* foram produzidos por organismos em forma de vermes e/ou artrópodes trilobitas de tamanhos variados que ocupavam o substrato lamoso que se acumulava no *toe set* de dunas subaquosas marinhas. Com a migração, essas dunas recobriam as camadas argilosas e preservavam os contramoldes dos traços fósseis de *Arthropycus*. Os traços verticais da icnofácies *Skolithos* são típicos de ambientes de águas rasas e de alta energia o que possibilitava um grande aumento do aporte sedimentar, no caso dos *Skolithos* isp., que obrigava o organismo a escapar de ser soterrado, enquanto que os icnitos *insertae sedis* perfuravam o substrato lamoso para fixar o seu corpo no terreno em períodos de aumento da energia hidrodinâmica e o abandonavam durante os longos períodos de estagnação ou redução das correntes marinhas. A maioria dos organismos que habitavam essas águas era oportunista e retirava todos os seus nutrientes do substrato ou devorando outros organismos.

Com o final da glaciação, que se estendeu até o início do Devoniano, a elevação do nível do mar foi acompanhada pela transição do clima periglacial para temperado. Essas condições mais amenas possibilitaram a proliferação e diversificação de organismos por todo o mar da região de Presidente Figueiredo, gerando os traços horizontais hipicniais de ambiente calmo (*Bifungites* e *Planolites*) e escavações verticais de águas turbulentas (*Laevicyclus*). A ausência das icnoespécies de *Arthropycus* e *Skolithos* nos estratos devonianos pode estar relacionada ao aumento da temperatura, declínio dos organismos geradores ou restrição paleoambiental, haja vista a condição mais *offshore* na qual foram depositados os estratos da Formação Manacapuru.

O estudo dos traços fósseis encontrados nas rochas da Formação Manacapuru juntamente com a análise de fácies indica que a presença de organismos vermiformes suspensívoros e predadores estava condicionada a pequenas mudanças ambientais, variação de aporte sedimentar e da energia hidrodinâmica. Este habitat era caracterizado por águas rasas, salobras ou salinas, com energia variando de moderada e dominada por ondas para ambientes de águas rasas e calmas. A interface substrato/coluna d'água possuía uma boa taxa de oxigenação. O substrato era geralmente lamoso rico em nutrientes que possibilitou a ocupação por organismos sedimentívoros ou filtradores, porém substratos arenosos também eram colonizados por organismos sedimentívoros e predadores bentônicos e vágeis.

Os traços fósseis das amostras da Formação Manacapuru estão preservados tanto na base (hipicniais) como dentro da camada (endicniais), representando dois períodos de colonização distintos. O ambiente deposicional era marinho raso o que facilitou a penetração da luz, e que, provavelmente, contribuiu para a proliferação de organismos fotossintetizantes que serviam de alimento para os vermes. No primeiro período de colonização as condições ambientais de baixa energia hidrodinâmica, boa oxigenação e águas rasas possibilitaram a colonização do substrato marinho por organismos sedimentívoros que retiravam nutrientes do substrato areno-pelítico. Esse período de ocupação é registrado pelos traços horizontais de *Planolites*, que proliferaram durante a transição para condições ambientais mais energéticas do segundo período. O segundo período de colonização é marcado pela mudança nas condições ambientais, o que ocasionou a retirada da fauna primária e sua substituição por outra mais adaptada às novas condições e, conseqüentemente, na mudança para icnofácies *Cruziana*. Nessa “nova” colonização foram produzidos, pelos organismos, traços verticais semelhantes à *Laevicyclus*, que facilitavam a sua permanência no substrato. Esses organismos possivelmente se alimentavam de outros seres que se locomoviam ao sabor da corrente e de seres bentônicos que caíam em suas armadilhas. Os icnitos *Bifungites* também estão associados a esse período de colonização, já que são originados a partir da fabricação de dois traços verticais, com terminações globulares, e conectados na base, preservando-se somente as terminações em hiporelevo. A associação das icnofácies *Skolithos* e *Cruziana* indica uma icnofauna típica de depósitos salobros.

Através do estudo de proveniência foi possível interpretar dados do paleofluxo, caracterização dos minerais pesados e dados geocronológicos indicando as áreas fontes das quatro unidades litoestratigráficas discutidas nesta dissertação.

O paleofluxo da Formação Prosperança foi medido nas fácies At, que é caracterizada por camadas tabulares métricas de arenitos médios a grossos e com *sets* que variam de 20 a 60 cm e com uma leve tendência *fining-upward* e Asg, que é caracterizada por camadas lenticulares lateralmente contínuas por dezenas de metros de arenitos finos a médios e bem selecionados. Essas fácies migram preferencialmente de NW para SE. A amostra estudada apresenta assembléia com abundância de minerais estáveis, elevada maturidade composicional, com índice ZTE médio de 86,6%, sendo formada por zircão (65%), turmalina (20%), monazita (12%), e com menor frequência estauroлита e cianita (1,6%). Em geral, os minerais possuem forma de prisma longo arredondado, arredondado, anguloso, euédricos a subédricos e apresentam coloração cinza, cinza amarronzado, incolor e amarelo. As idades obtidas permitiram identificar dois grupos de idades para a Formação Prosperança: zircões de idades paleoproterozoicas com idades variando de 1,6 a 2,1 Ga, alcançando 97% dos grãos datados; e zircões de idades mesoproterozoicas variando de 1,5 a 1,6 Ga, com 3% dos grãos datados.

O paleofluxo da Formação Nhamundá foi medido na fácies At, nos perfis 5, 7, 10 e 11, que é caracterizada em geral por arenitos com espessura variando de 10 a 20 cm com estratificação cruzada tabular e compostos por grãos arredondados a subarredondados de granulometria média. Essa fácies migra preferencialmente de SW para NE. Apresenta assembléia com abundância de minerais estáveis (ZTR médio 83%), sendo formada por zircão (43%), turmalina (37%), monazita (14%), e com menor frequência rutilo (3%) e anatásio (1,5%). Em geral, os minerais possuem forma de prisma longo anguloso, anguloso, arredondado, anguloso e subédricos a euédricos. São incolores, amarelo, azul, vermelho e cinza amarelado. É frequente a ocorrência de bordas corroídas e fraturas que indicam intenso transporte e abrasão, típico de ambiente de alta energia (*shoreface* superior). As idades obtidas permitiram identificar quatro grupos de idades para a Formação Nhamundá: zircões neoproterozoicos (500 Ma a 1,0 Ga), constituindo 60% dos grãos datados; zircões mesoproterozoicos (1,0 Ga a 1,5 Ga), com 28% dos grãos datados; zircões paleoproterozoicos (1,6 a 2,5 Ga), com 6% dos grãos datados; e zircões arqueanos com idades acima de 2,5 Ga (2,8 Ga), perfazendo 6% dos grãos datados.

O paleofluxo da Formação Manacapuru foi medido na fácies Aca, no perfil 4, que é caracterizada por arenitos que apresentam grãos arredondados a subarredondados, espessura variando de 15 a 25 cm, de granulometria média a fina, bem selecionados e com estratificação

cruzada acanalada. Essa fácies migra preferencialmente de SW para NE. Apresenta assembléia com abundância de minerais estáveis (ZTR médio 86,4%), sendo formada por zircão (44%), turmalina (40%), anatásio (10,6%), e com menor frequência rutilo (3%) e estauroлита (2,4%). Em geral, os minerais possuem prisma longo arredondado, prisma anguloso, arredondado, anguloso e subédricos. Possuem coloração cinza, amarelo, vermelho e incolor. As idades obtidas em cristais de zircão detríticos permitiram identificar quatro grupos de idades para a Formação Manacapuru: zircões neoproterozoicos, com idades variando de 500 Ma a 1,0 Ga, constituindo 64% dos grãos datados; zircões mesoproterozoicos, variando de 1,0 Ga a 1,5 Ga com 13% dos grãos datados; zircões paleoproterozoicos com idades variando de 1,8 a 2,5 Ga com 18% dos grãos datados; e zircões arqueanos com idades acima de 2,5 Ga (2,8 Ga), perfazendo 5% dos grãos datados.

O paleofluxo da Formação Alter do Chão foi medido na fácies Aca, no perfil 12, que é caracterizada por arenitos com grãos subangulosos a subarredondados, médios a grossos, moderados a pobremente selecionados arranjados em *sets* e *cosets* com estratificação cruzada acanalada de médio porte. Essa fácies apresenta *sets* únicos ou dispostos, sendo que ambos apresentam um único padrão de paleocorrente no sentido de NE para SW. Apresenta assembléia com superabundância de minerais estáveis (ZTRE médio de 96,5%), sendo formada por zircão (89%), estauroлита (4,1%), monazita (3,5%), rutilo (2%), e com menor frequência turmalina, anatásio e granada (1,3%). Os minerais possuem forma de prisma anguloso, prisma arredondado, anguloso, arredondado e subédrico a euédrico, e têm coloração marrom, cinza escuro, vermelho e amarelo. A relevante frequência de minerais estáveis sugere que os sedimentos foram afetados por um intenso processo de intemperismo físico e químico responsável pela dissolução de minerais instáveis na formação, caracterizando-a como supermatura devido a sua elevada maturidade composicional. As idades obtidas em grãos de zircão detríticos da Formação Alter do Chão permitiram identificar dois grupos de idades: grãos de idades paleoproterozoicas variando de 1,6 a 2,1 Ga, perfazendo 88% dos grãos datados; e zircões de idades mesoproterozoicas variando de 1,5 a 1,6 Ga, com 12% dos grãos datados. Os dados isotópicos se mostraram muito similares com os dados da Formação Prosperança, tendo os terrenos paleoproterozoicos tido como principal fonte de zircões detríticos para ambas as formações. E secundariamente, uma fonte mesoproterozoica.

Os dados apresentados mostram que durante a deposição da Formação Prosperança e da Formação Alter do Chão as rochas paleoproterozoicas (principal fonte) e

mesoproterozoicas (fonte secundária) estavam mais expostas e tiveram uma significativa contribuição sedimentar. Porém não se pode descartar que, no caso da Formação Alter do Chão os grãos podem ser oriundos através do retrabalhamento de formações sedimentares mais antigas, como o da própria Formação Prosperança, por exemplo. As rochas metavulcânicas e corpos plutônicos e gnaisses das Províncias Venturi-Tapajós (1,8-1,9 Ga) e Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga) são as principais fontes potenciais paleoproterozoicas e as rochas das províncias Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,55-1,8 Ga) são as principais fontes potenciais mesoproterozoicas para essas unidades.

Durante a deposição do Grupo Trombetas (formações Nhamundá – Neosiluriano e Manacapuru – Eodevoniano), as rochas neoproterozoicas estavam mais expostas e originaram uma significativa contribuição sedimentar. Existe a possibilidade da fonte dos zircões neoproterozoicos e mesoproterozoicos ser da Laurásia, após essa ter se agregado a Gondwana para formar o continente Pangea. Outra possibilidade sugere que os zircões neoproterozóicos também podem ter sido oriundos do oeste africano através dos cinturões brasileiro/pan-africanos. A menor contribuição de rochas paleoproterozoicas e arqueanas para o Grupo Trombetas, ou seja, rochas mais antigas que a idade das formações que constituem esse grupo, não é garantia do envolvimento dessas no fornecimento direto de sedimentos para as formações Nhamundá e Manacapuru, uma vez que os grãos datados podem ter sido retrabalhados e incorporados em sucessões sedimentares (ou metassedimentares) mais jovens.

Uma especulação importante a ser enfatizada é que se pode fazer a partir do estudo geocronológico é que durante a deposição da Prosperança e da Alter do Chão as fontes dos sedimentos eram as províncias geocronológicas que hoje estão adjacentes, ao norte, da bacia do Amazonas. A Alter do Chão poderia ter como fonte a própria Formação Prosperança.

Durante a deposição do Grupo Trombetas, outra fonte dominou com rochas do Brasileiro e Greenville. Essa fonte pode não estar hoje mais adjacente ao cráton Amazônico, podendo tratar-se do cráton Oeste Africano.

A datação de grãos de zircão detríticos se mostrou uma ferramenta eficaz no estudo de proveniência sedimentar realizado nos depósitos siliciclásticos da borda norte da Bacia do Amazonas. De fato, as idades U-Pb dos grãos das unidades litoestratigráficas apresentadas e interpretadas acima, exibiram algumas idades relativamente menores que aquelas de rochas

do Cráton Amazônico. É natural pensar que os sedimentos que preenchem a Bacia do Amazonas vieram diretamente de seus flancos Norte e Sul.

Dessa forma, a Análise de Fácies e o Estudo de Proveniência das unidades litoestratigráficas aflorantes na Região de Presidente Figueiredo permitiram identificar dados importantes para o entendimento da evolução da Borda Norte da Bacia do Amazonas, contudo, sugerem-se mais estudos geocronológicos nas demais unidades litoestratigráficas desta bacia, principalmente da borda Sul da bacia, aliado com outras ferramentas (estudos mineralógicos, sedimentológicos, petrográficos e geoquímicos), a fim de investigar mais detalhadamente as rochas fontes dos sedimentos que originaram as rochas siliciclásticas pré-cambrianas e fanerozoicas das bordas da Bacia do Amazonas.

REFERÊNCIAS

- Allen J.R.L. 1970. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining upwards cyclothems, with particular reference to coarse member composition and interpretation. *Jour. Sed. Petrol.* **40**:298-323.
- Almeida F.F.M. & Hasui Y. 1984. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Blücher, 378 p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste*, 7. SBG. Campina Grande. p. 363-391.
- Almeida R.P., Riccomini C., Janikian L. Fragoso-César A.R.S., Velazquez V.F. 2004. Litoestratigrafia, sistemas deposicionais e icnofósseis do Grupo Caacupé, (Ordoviciano da Bacia do Paraná) na Cordilheira de Los Altos, Paraguai Oriental. *Rev. Bras. Geoc.*, **34**(3):431-442.
- Alpert S.P. 1974. Systematic review of the genus *Skolithos*. *Journal of Paleontology*, **48**(4):661-669.
- Basei M.A.S., Sigajr O., Sato K., Sproesser W.M. 1995. *A metodologia Urânio-Chumbo na USP. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, **67**:221- 237.
- Bottjer D.J. & Droser M.L. 1991. Ichnofabric and basin analysis. *Palaios*, **6**(3):199-205.
- Boulangé B. & Carvalho A. 1997. The bauxite of Porto Trombetas *In: Carvalho A., Boulangé B., Melf A.J., Lucas Y. (eds.) Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/FAPESP/ORSTOM, p. 55-73.
- Brito Neves B.B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:379-392.
- Brito Neves B.B., Schumus W.R.V., Fetter A. 2001. Noroeste África-Nordeste do Brasil (Província Borborema). Ensaio comparativo de problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências USP, São Paulo*, v.1, n.1, p. 59-78.
- Brito Neves B.B., Schmus W.R.V; Hackspacher P.C., Santos E. J. 1995. Geocronologia da Borborema, 1995. Os fatos e as questões abertas. *In: SIMP. GEOL. NORDESTE*, 16. Recife, 1995. Afav. Recife, SBG, Núcleo Nordeste (Boi. 14, V.2), p.410-413.
- 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: 8º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG/NO, Manaus – AM*.
- Caby R. 1998. Tectonic History and Geodynamic Evolution of Northern Africa during Neoproterozoic. *In: International Conference on Precambrian and Craton Tectonics / International Conference on Basement Tectonics*, 14, Ouro Preto, 1998. **Abstracts**. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto, p. 72-75.

- Caputo M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil*. 582p. Tese (Doutorado em Geologia). Santa Barbara. Universidade da Califórnia.
- Caputo M.V., Rodrigues R., Vasconcelos D.N.N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. PETROBRÁS (relatório interno 641-A).
- Caputo M.V. & Crowell J.C. 1985. Migration of Glacial Centers Across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bull.* **96**:1020-1036.
- Cardoso T.R.M. & Azevedo-Soares H.L.C. 2004. O Limite Siluriano-Devoniano da Bacia do Amazonas com Base em Quitinozoários e Acrítarcos. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá, Resumos Expandidos Digitais.*
- Cardoso T.R.M. & Rodrigues M.A. 2003. Bioestratigrafia dos Acrítarcos do Siluriano da Bacia do Amazonas e sua Relação com Gondwana. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Manaus, Resumos Expandidos Digitais.*
- Carozzi A.V., Pamplona H.R.P., Castro J.C., Contreiras C.J.A. 1973. Ambientes deposicionais e evolução tectono-sedimentar da seção clástica paleozóica da Bacia do Médio Amazonas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, São Paulo. Anais, v.3, p. 279-314.*
- Castro J.C., Eiras J.F., Caputo M.V. 1988. Paleozóico do Rio Tapajós. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belém, 1988. Roteiro das excursões...* Belém: Sociedade Brasileira de Geologia. p. 27-44.
- Cheel R.J. & Leckie D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. *Sedimentology Review*, **1**: 103-122.
- Coelho L.G. 1994. Relatório final de estágio na área de Palinologia. Projeto Palinoestratigráfico do Devoniano Médio – Carbonífero Inferior das Bacias Paleozóicas Brasileiras. PETROBRÁS, CENPES/DIVEX/SEPIBE. (Relatório Interno).
- Collinson J.D. 1996. Alluvial Sediments. *In: Reading H.G.(ed.) Sedimentary Environments and Facies*, 3.ed. Oxford, Blackwell, p. 37-82.
- Costa M.L. 1990. Potencial Metalogenético dos Lateritos da Amazônia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais. 1: 1371-1385.*
- Costa M.L. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(2): 146-160.
- Costa A.R.A. 2002. Tectônica Cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca. Belém. CG/UFPA. 238p. Dissertação de Mestrado.

- Coutinho L.F.C. & Gonzaga F.G. 1994. Evolução tectonossedimentar e termal da Bacia do Amazonas. Belém: PETROBRÁS/DEXNOR. SIEX 130-09470. 110p.
- CPRM 2002. *Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira, Região Cratônica, Sistema de Informações Geográficas – SIG*. Mapa na escala de 1:1.750.000. CD-ROM.
- Cunha F.M.B., Gonzaga F.G., Coutinho L.F.C., Feijo F.J. 1994. Bacia do Amazonas, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8** (1): 47-55.
- Cunha P.R.C., Melo J. H. G., Silva O. B. 2007. Bacia do Amazonas, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15** (2): 227-251.
- Cunha P.R.C. 2000. *Análise estratigráfica dos sedimentos eo-mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da estratigrafia de sequências no interior cratônico*. 2000. 263p. Tese (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Daemon R.F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, bacia do Amazonas. *Rev. Bras. Geo.* 5:58-84.
- Daemon R.F. & Contreiras C. J. A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. *In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, Anais, 3:79-92.*
- Daemon R.F. 1974. Palinomorfos-guias do Devoniano Superior e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas e Parnaíba. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **46:549-587.**
- Daemon R.F. 1976. Correlação bioestratigráfica entre os sedimentos do Siluriano, Devoniano e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná. *In: 29º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2.; Ouro Preto, p. 189-194.*
- Dalziel I.W.D. 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica–Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology* **19:598–601.**
- Derby O.A. 1879. Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. *Arch Mus. Nac*, **3:77-104.**
- Desio A. 1940. Vestigia problematica paleozoiche delle Libia. *Annali Mus. Libico Stor. Nat.*, Trípoli, **2:47-92.**
- Dino R., Silva O.B., Abrahão D. 1999. Palynological and stratigraphic characterization of the Cretaceous strata from the Alter do Chão Formation, Amazonas basin. *In: UNESP, Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil and Simpósio sobre el Cretácico de América del Sur, 5, Anais, p. 557-565.*

- Dumas S. & Arnott R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley crossstratification- The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate: *Geology*, v. 34 (12), p. 1073-1076.
- Eiras J.F., Becker C.R., Souza E.M., Gonzaga F.G., Silva G.F., Daniel M.L.F., Matsuda N.S., Feijó F.J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro: CENPES, **8** (1):17-45, jan./março.
- Eiras J.F. & MATSUDA N.S. 1995. Roteiro Geológico do Paleozóico do Rio Tapajós, Borda Sul da Bacia do Amazonas, Pará. Belém: PETROBRÁS/E & P – AM. Relatório Interno.
- Eiras J.F. 1998. Geologia e sistemas petrolíferos da Bacia do Solimões. In: VI SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. Manaus. *Boletim de resumos expandidos*. Manaus: Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Norte. p. 30-32.
- Ekdale A.A., Bromley R.G. Pemberton S.G. (Eds.) 1984. *Ichnology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, 317 pp.
- Elholou S., Belousova E., Griffin W.L., Peasom N.J. & O'Reilly S.Y. 2006. Trace element and isotopic composition of GJ red zircon standard by laser ablation. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **70** (18): 158p.
- Frey R.W. & Pemberton S.G. 1984. Trace Fossil Facies Models. In: Walker, R. G., ed., *Facies models: Geological Association of Canada*, Geoscience Canada Reprint Series 1, pp.: 189-207.
- Fernandes A.C.S., Borghi L., Carvalho I.S., Abreu C.J. 2002. *Guia dos Icnofósseis de Invertebrados do Brasil*. Editora Interciência, Rio de Janeiro, 260pp.
- Grahn Y. 1988. *Chitinozoan biostratigraphy of the pre-Carboniferous sequence of well I-AM-1-AM, Amazonas Basin. Age and correlation of the Pitinga Shale*. Petrobras, Internal report, Rio de Janeiro, **915**:1-33.
- Grahn Y. 1992. Revision of Silurian and Devonian Strata of Brazil. *Palynology*, 16:35-61.
- Grahn Y. & Azevedo-Soares H. L. C. 2003. O Limite Siluro-Devoniano nas Bacias do Solimões e Amazonas, Brasil Setentrional. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Manaus, Resumo Expandido Digital.
- Grahn Y. & Caputo M.V. 1992. Early Silurian Glaciations in Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**: 9-15.
- Grahn Y & Melo J.H.G. 1990. Bioestratigrafia dos quitinozoários do Grupo Trombetas nas Faixas marginais da Bacia do Amazonas (área dos rios Trombetas e Xingu). PETROBRÁS. p. 10-11. (Relatório Interno).
- Grahn Y. & Paris F. 1992. Age and Correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin-Brazil. *Rev. Micropaléontologie*, **35**:197-209.

- Hantzschel W. 1975. Trace fossils and problematic. *In: Teichert, C. (ed.) Treatise on invertebrate paleontology*. Boulder, Geol. Soc. Am., (Part W, Miscellanea). p. 38-49.
- Hall J. 1847. *Palaeontology of New York, Volume 1*. State of New York, 338 pp.
- Hall J. 1852. Containing descriptions of the organic remains of the lower middle division of the New-York System, (equivalent in part to the Middle Silurian rocks of Europe). *Natural History of New York*, (v. 19). C. Van Benthuyzen, Albany, viii+358 pp. 85. *Palaeontology of New-York*, v. 2.
- Haldeman S.S. 1840. Supplement to number one of "Amonograph of the Limniades, and other freshwater univalve shells of North America", containing descriptions of apparently new animals in different classes, and the names and characters of the subgenera in *Paludina* and *Anculosa*: 3p.
- Hasui Y., Haralyi N.L.E., Schobbenhaus C. 1984. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico. *In: II SIMPÓSIO AMAZÔNICO, Anais*. Manaus. **1**:129-147.
- Horbe A.M.C. & Costa M.L. 1996. Crostas Lateríticas geradoras de solos na Amazônia. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5, Belém, Boletins de Resumos Expandidos. p. 261-264.
- Horbe A.M.C., Vieira L.C., Nogueira A.C.R. 2006. Geoquímica de camadas vermelhas bioturbadas da Formação Alter do Chão, Cretáceo da bacia do Amazonas. *Rev. Bras. Geoc.*, **36**:13-20.
- Hoffman P.F. 1991. Did the breakout of *Laurentia* turn Gondwanaland inside-out? *Science* **252**:1409–1412.
- 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: BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. Projeto RADAMBRASIL*. Rio de Janeiro, DNPM. **5**:1-60.
- Lange F.W. 1967. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro devoniana da Bacia do Baixo Amazonas. *In: SIMPÓSIO DA BIOTA AMAZÔNICA. Atlas 1*, Belém 1967, p. 215-236.
- Loboziak S., Strel M. 1992. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in Amazonas and Parnaíba basins (Brazil). *Petrobrás. Rep. Univ. Liege*, Liege, 40p.
- Loboziak S., Strel M., Caputo M.V., Melo J.H.G. 1991a. Evidence of West European-defined miospore zones in the uppermost Devonian and Lower Carboniferous of the Amazonas Basin (Brazil). *Géobios*, **24** (1): 5-11.
- Loboziak S., Strel M., Caputo M.V., Melo J.H.G. 1993. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore from selected boreholes in Amazonas and Parnaíba basins (Brazil): additional data, synthesis and correlation. *Doc. Lab. Geol. Lyon*. **125**:277-289.

- Loboziak S., Melo J.H.G., Rodrigues R., Strel M., Quadros L.P., Barrilari I.M.R. 1996. Age and correlation of Barreirinhas Formation (Curuá Group, Amazon Basin): new evidence from the miospore biostratigraphy. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**:207-212.
- Loboziak S., Melo J.H.G., Dino R., Vachard D. 1997a. Strel M. Earliest taeniate bisaccate from the Amazon Basin. *Geobios* **30**: 467-474.
- Loboziak S., Melo J.H.G., Quadros L.P., Strel M. 1997b. Palynological evaluation of the Famennian Protosalvinia (Foerstia) Zone in the Amazon Basin, northern Brazil: a preliminary study. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **96**:31-45.
- Loboziak S., Melo J.H.G., Strel M. 1998a. Reassessment of Viséan miospore biostratigraphy in the Amazon Basin, northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*. **104**:143-155.
- Loboziak S., Melo J.H.G. 2000. Miospore events from late Early to Late Devonian strata of Western Gondwana. *Geobios* **33**:399-407.
- Loboziak S. & Melo J.R.G. 2002. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Review of Paleobotany and Palynology: an international journal*, Amsterdam, **124** (3-4):131-202.
- Loewy S.L., Connelly J.N., Dalziel I.W.D., Gower, C.F. 2003. Eastern Laurentia in Rodinia: Constraints from whole-rock Pb and U/Pb geochronology: *Tectonophysics*, **375**:169–197.
- MacEarchern J.A. & Pemberton S.G. 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. In: Pemberton S.G. (ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 17, Core Workshops, pp.: 57–84.
- McLlroy D. & Garton M. 2004. A worm's eye view of the Early Palaeozoic sea floor. *Geology Today*, **20**(6):224-230.
- Mange M.A. & Maurer H.F.W. 1992. *Heavy mineral in colour*. Chapman & Hall, 147pp.
- Martinsson A. 1970. Toponymy of trace fossils. In: Crimes, T. P. & J. C. Harper, eds., *Trace fossils*: Seel House Press, Liverpool, p. 323-330.
- Matsuda N.S., Góes A. T.M.O. Wanderley Filho J.R. 2006. Relatório geológico do Paleozóico do Rio Tapajós, borda sul da bacia do Amazonas, Pará. 2ª edição. Manaus. PETROBRÁS. 87p.
- MCalester A.L. 1968. *História Geológica da Vida*. São Paulo. Ed. Edgar Blücher Ltda. 146p.
- Mckee E.D. & Weir G.W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **64**: 381-389.

- Melo J.H.G., Loboziak S., StreeL M. 1999. Latest Devonian to early Late Carboniferous biostratigraphy of northern Brazil: an update. *Bull. Centre Rech. Elf. Expl. Prod.* 22, p. 13-33.
- Melo J.H.G. & Loboziak S. 2003. Devonian – Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology: an international journal*, Amsterdam, **124**(3-4):131-202.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, **13**(1):1-62.
- Miall A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, **22**:261-308.
- Miall A.D. 1992. Alluvial deposits *In: Walker R.G & James N.P. (eds) Fácies models: response to sea level change*. St. John's, Geological Association of Canada, p. 119-142.
- Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York, Springer-Verlag, 582 p.
- Morton A.C. 1985. Heavy mineral in provenance studies. *In: Zuffa G.G. (ed.) Provenance of Arenites*. Dordrecht, Germany, D. Reidel Pub. Co. p. 249-278.
- Morton A.C. & Hallsworth C.R. 1994. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sed. Geol.*, **90**:241-256.
- Morton A.C. & Hallsworth C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sed. Geol.*, **124**:3-29.
- Moura C.A.V. 2008. *Araguaia Belt Provenance..* - Geological Society – Special publication 294.
- Nascimento M.S., Góes A.M. Macambira M.J.B., Brod J.A. 2007. Provenance of Albian sandstones in the São Luís– Grajaú Basin (northern Brazil) from evidence of Pb–Pb zircon ages, mineral chemistry of tourmaline and palaeocurrent data. *Sed. Geol.*, **201**(1-2):21-42.
- Netto R.G. 2001. Icnologia e estratigrafia de sequências. SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. *Estratigrafia de Sequências – Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo, EDUNISINOS, 428p.
- 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, PETROBRAS (Relatório Interno).
- Neves B.B, Winge M., Carneiro M.A. 1996. *Orogêneses precedendo e Tafrogêneses sucedendo Rodínia na América do Sul*. B. IG-USP, São Paulo, Série Científica, **27**:1-40.

- Nepomuceno Filho F., Theodoro C.E. 1985. Evolução tecnológica e conseqüente aumento na resolução dos dados sísmicos na Bacia do Amazonas. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 2. Belém. *Anais*. p. 267-283.
- Nicholson H.A. 1873. Contributions to the study of the errant annelids of the older Paleozoic rocks. *Geol. Mag.*, **10**:309-310.
- Nogueira A.C.R., Silva Júnior J.B.C., Horbe A.M.C., Soares J.L., Monteiro A.D. 2003. A Gênese dos Níveis Silicificados da Formação Alter do Chão, Cretáceo Superior da Bacia do Amazonas. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia*, **8**, Manaus, *Resumo expandido digital*.
- Nogueira A.C.R. & Soares E.A.A. 1996. Fácies Sedimentares da Formação Prosperança, Proterozóico Superior da Bacia do Amazonas, ao Norte da Cidade de Manaus. *In: Simp. Geol. Amaz.*, 5, Belém, Resumos Expandidos, p. 214-216.
- Nogueira A.C.R., Soares E.A.A., Souza V., Truckenbrodt, W., Caputo, M.V. 1997b. Estruturas glacioteclônicas na Formação Nhamundá, Siluriano da Bacia do Amazonas. *In: Simpósio Nac. Estudos Tectônicos*, 6. Pirinópolis. Bol. *Resumos expandidos*, SBG, p. 153-155.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W. & Soares E.A.A. 1999. O icnogênero *Arthropycus* de depósitos sublitorâneos da Formação Nhamundá, (Siluriano Inferior) da Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:135-140.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Soares E.A.A. 1999b. O icnogênero *Arthropycus* de depósitos sublitorâneos da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) da Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. *Revista Bras. Geoc.*, **29**: 135-140.
- Nogueira A.C.R. 2008. Guinada para o Atlântico. *In: Furtado, R. (coord.). Scientific América Brasil. Coleção Amazônia Origens*, **1**: 22 – 27.
- Park R.G. 1997. *Early Precambrian plate tectonics. South African J. of Geology, Chicago*. v. 100, n. 1, p. 23-35.
- Pemberton S.G., Maceachern, J.A., Frey, R.W. 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. *In: Walker, R. G., ed., Facies models: Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series 4*, p. 47-72.
- Pimentel M.M., Fuck, R.A. 1992. *Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. Geology, Boulder, CO*. **20**:375-379.
- Postma G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. *In: Colella A. & Prior D.B. (eds.) Coarser-grained deltas. Special Publication n° 10 of International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publication*, p. 29-74.
- Quadros L.P. 1983. Natureza do contato entre as formações Trombetas e Maecuru (Bacia do Amazonas). *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*. 8. Resumos das comunicações. S.B.P., *Academia Brasileira de Ciências*. p.435-441.

- Quadros L.P. 1985a - A idade das Formações Batinga e Aracarê da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **57**(2): 209-215.
- Quadros L.P. 1985b. Distribuição Bioestratigráfica dos Chitinozoa e Acritarchae na Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 179p. (Tese de Doutorado - Universidade Federal de Rio de Janeiro).
- Quenstedt F.A. 1879. *Petrefactenkunde Deutschlands*. Röhren-und Steinkorallen. L. F. Fues., Korallen. Die, Vol. 6, Leipzig, 1093p.
- Reineck H.E. & Singh I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. New York, Springer-Verlag, 551 p.
- Rezende W.M., Brito C.G. 1973. Avaliação Geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: XXVII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, ARACAJÚ, *Anais...* SBG, **3**: 227-245.
- Richter R. 1850. Aus der thüringischen Grauwacke. *Deutsche Geologische Gesellschaft, Zeitschrift* **2**:198-206.
- Rindsberg A.K. & Martin A.J. 2003. Arthropycus in the Silurian of Alabama (USA) and the problem of compound trace fossils. *Elsevier Science B. V.* p. 187-219.
- Rogers J.J.W. 1996. *History of Continents in the Past Three Billion Years*. *J. of Geology, Chicago*, **104**:91-107.
- Rossetti D.F. & Netto R.G. 2006. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas basin, Brazil. *Cretaceous Res.*, **27**:513-528.
- Salgado-Labouriau M.L. (Ed) 1994. *História Ecológica da Terra*. São Paulo. Ed. Edgar Blücher Ltda., 2ª edição revisada, 307pp.
- 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/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém, Resumos Expandidos.
- Scandolara J.E. 2006. *Geologia e evolução do terreno jamari, embasamento da faixa sunsas/aguapei, centro-leste de rondônia, sudoeste do craton amazônico*. Universidade de Dão Paulo. Tese (Doutorado).
- Scotese C.R. & Golonka J. 1992. Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Report 20-0692, Department of Geology, University of Texas at Arlington, 34 pp.

- Seilacher A. 1964. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, Amsterdam, **3**:253-256.
- Seilacher A. 1967. Bathymetry of Trace Fossils. *Marine Geol.* **5**, 413-428.
- Seilacher A. 2000. Ordovician and Silurian Arthropycid Ichnostratigraphy. In: *Geological Exploration in Murzuq Basin* (Coord. M. A. Sola and D. Worsley). Elsevier Science B. p. 237-258.
- Silva L.C. 2006. *Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros*. Brasília: CPRM, 150 p. (Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil; 1) Disponível em: < www.cprm.gov.br > data 05/10/2011.
- Smith N.D. 1970. The braided stream depositional environment: comparison of the Platte river with some Silurian clastic rocks: north-central Appalachians. *Geol.Soc. Am. Bull.*, **81**:2993-3041.
- Soares E.A.A. 1998. Fácies litorâneas e feições glaciais da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) na região de Presidente Figueiredo, AM, Bacia do Amazonas. Tese de Mestrado, UFPA, 98 p.
- Soares E.A.A., Truckenbrodt W., Nogueira A.C.R. 1999. Contribuição ao paleoambiente e a paleogeografia da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) na Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo-AM. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6. SBG. Manaus. p. 435.
- Soares E.A.A., Truckenbrodt W., Nogueira A.C.R. 2005. Fácies litorâneas e subglaciais da Formação Nhamundá (Siluriano inferior), região de Presidente Figueiredo, Bacia do Amazonas. *Revista do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências Naturais*, Belém, Pará, v. 1, n.2, p. 89-116.
- Soares J.L. 2006. Fácies Depositionais e Icnologia de Depósitos Siluro-Devonianos da Bacia do Amazonas, Região de Presidente Figueiredo. (Trabalho de conclusão de curso). Universidade Federal do Amazonas, Instituto de Geociências, UFAM, Brasil. 63 p.
- Sommer F.W. 1957. Novas espécies de Tasmanites do Devoniano do Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro. **28**(4): 455-463.
- Sommer F.W. 1959. Nota prévia sobre os microfósseis devonianos da Bacia do Amazonas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **32**: 27-28.
- Sommer F.W. & Van Boekel N.M. 1961. Os Tasmanites do furo 56, Bom Jardim, Itaituba, Rio Tapajós. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **33**(4): 22-23.
- Sommer F.W. & Van Boekel N. M. 1963. Some New Tasmanaceas from the devonian of Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **35**(1): 61-65.

- Sommer F.W. & Van Boekel. N. M. 1965. *Microfósseis devonianos do rio Jatapú, Amazonas*. DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia. (4):58.
- Souza M.M. 1974. Perfil Geológico da BR – 174 (Manaus – Boa Vista) no trecho: Manaus – Serra do Abonari. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 28. Anais. p. 75-86.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do *Cráton Amazônico*. *In: Mantesso-Neto V. et al.* 2004. *Geologia do continente Sul Americano: uma evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 471-488.
- Tucker M.E. 2003. *Sedimentary rocks in the field: the geological field guide series*, 3^a ed., Chichester, Wiley, 234 p.
- Turner B.R. 1993. Palaeosols in Permo-Triassic continental sediments from Prydz bay, East Antarctica. *J. Sediment.Petrol.*, **63**:694-706.
- Veevers J.J. 2004. Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Reviews* **68**:1–132.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker R. G. & James N.P. (Eds.) Facies Models – Response to sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canadá. P. 265-275.
- Wanderley Filho J.R. 1991. Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua correlação com o embasamento. Belém, CG/UFPA. 125p. Dissertação de Mestrado.
- Weltjea G.J. & Von H. 2004. *Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook Eynattenb aDelft University of Technology, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Applied Geology Section*, PO Box 5028, NL-2600 GA Delft, The Netherlands bGeowissenschaftliches Zentrum der Universita't Go'ttingen, Abteilung Sedimentologie und Umweltgeologie, Goldschmidtstrasse.