



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

GLAUBER SANTANA DA SILVA COSENZA

PALEOAMBIENTE E PALINOLOGIA DOS ARENITOS
RESERVATÓRIOS DEVONIANOS DA BACIA DO AMAZONAS,
REGIÃO DE ITAITUBA, ESTADO DO PARÁ.

BELÉM – PARÁ

JANEIRO – 2010

GLAUBER SANTANA DA SILVA COSENZA

PALEOAMBIENTE E PALINOLOGIA DOS ARENITOS
RESERVATÓRIOS DEVONIANOS DA BACIA DO AMAZONAS,
REGIÃO DE ITAITUBA, ESTADO DO PARÁ

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de
Geologia da Universidade Federal
do Pará – UFPA, em cumprimento
às exigências para obtenção do
grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Afonso César
Rodrigues Nogueira.

BELÉM
2010

GLAUBER SANTANA DA SILVA COSENZA

PALEOAMBIENTE E PALINOLOGIA DOS ARENITOS
RESERVATÓRIOS DEVONIANOS DA BACIA DO AMAZONAS,
REGIÃO DE ITAITUBA, ESTADO DO PARÁ.

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de
Geologia da Universidade Federal
do Pará – UFPA, em cumprimento
às exigências para obtenção do
grau de Bacharel em Geologia.

Data de aprovação: ____ / ____ / ____

Conceito: _____

Banca examinadora:

Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira – Orientador
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

Prof. MSc. José Fernando Pina Assis
Mestre em Geologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Dr. Mario Vicente Caputo
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

À minha mãe Eliana Silva e minha
avó Raimunda Jandira (*in memoriam*).

AGRADECIMENTOS

Ressaltos os meus sinceros agradecimentos:

À Deus por ter me concedido o dom do conhecimento e força necessária para superar os obstáculos;

À minha mãe e avó, Eliana e Raimunda pelo incentivo durante os estudos;

Aos meus parentes e amigos, em especial, Thelma Colares, pelo apoio indispensável durante os momentos difíceis;

À Universidade Federal do Pará, por intermédio da Faculdade de Geologia, pelo apoio financeiro, técnico e logístico necessários para a realização deste trabalho;

Ao meu orientador e amigo Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, pelas críticas e sugestões relevantes ao desenvolvimento deste trabalho;

Ao Prof. Dr. Werner Truckenbrodt pela amizade, incentivo e paciência durante todas as etapas deste trabalho;

Aos professores Drs. Antônio Emídio dos Santos Junior, Mario Vicente Caputo e Renata Lourenço Lopes, pelas discussões, dosados de incentivos necessários a realização deste trabalho;

Aos funcionários e técnicos do Instituto de Geociências que auxiliaram no desenvolvimento da fase laboratorial;

Aos amigos do grupo de pesquisa em geologia sedimentar (GSED), pelas discussões e sugestões valiosas;

Aos colegas de turma de geologia de 2005, em especial, Aline Silva Vieira pelo companheirismo e amizade durante toda a fase de graduação;

E todos aqueles que contribuíram de alguma forma para a realização deste trabalho.

“A persistência é o caminho do êxito”
Charles Chaplin

RESUMO

O registro sedimentar do Siluriano-Devoniano na borda sul da Bacia do Amazonas foi marcado por eventos glaciais e períodos de erosão que alcançaram milhões de anos, como aquele desenvolvido entre as formações Pitinga do Grupo Trombetas e Maecuru do Grupo Urupadi. A análise de fácies e estratigráfica destes depósitos realizada na região de Itaituba, Estado do Pará, permitiu reconhecer, bem como individualizar 11 litofácies agrupadas em duas associações de fácies (AF): 1) *offshore* proximal a *shoreface* influenciado por maré (Formação Pitinga) e 2) planície fluvial *braided* (Formação Maecuru). A AF1 consiste em folhelhos pretos com nódulos de siderita e quartzo, ricos em quitinozoários e acritarcos. Os arenitos são finos a médios, bem selecionados e arredondados, com estratificação cruzada tangencial/tabular, superfícies de reativação e *mud drapes*, definindo bandamentos de maré (*tidal bundle*). Ocorrem ainda *foresets* com padrão espinha-de-peixe e *mud drapes*, além de pelitos maciços, ritmitos de pelito/arenito com acamamentos heterolíticos *flaser*, *wavy* e *linsen*, marcas onduladas simétricas e assimétricas e icnitos de *Arthropycus*. A AF2 é composta por arenitos e conglomerados, moderadamente a mal selecionados, grãos subangulosos a subarredondados, com estratificações cruzadas tangencial/tabular, recumbente e sigmoidal/complexa e paleocorrentes unidirecionais para noroeste. As fácies estão dispostas em ciclos granodecrescentes ascendentes, com diminuição de espessura dos sets para cima, marcados na base por *lags* de grânulos e seixos de quartzo. A sucessão estudada registra três episódios deposicionais: 1) progradação de uma planície costeira adjacente a zona de *offshore* (Pitinga) no final do Siluriano; 2) descida do nível do mar com exposição da plataforma e erosão dos depósitos Pitinga e unidades devonianas do Grupo Trombetas; e 3) progradação do sistema fluvial entrelaçado da Formação Maecuru durante o Devoniano Médio.

Palavras-Chave: Estratigrafia. Fácies. Palinologia. Bacia do Amazonas.

ABSTRACT

The Silurian and Devonian sedimentary record in the southern border of Amazonas basin was marked by glacial events and erosional intervals that reach millions of years, like that developed between the Pitinga (Trombetas Group) and Maecuru (Urupadi Group) formations. The facies and stratigraphic analysis of this deposits carried out in the Itaituba region, state of Pará, allowed recognize 11 lithofacies grouped in two facies associations (FA): 1) offshore transition to tidal-influenced shoreface (Pitinga Formation) and 2) braided fluvial plain (Maecuru Formation). The FA1 consists in black shales with siderite and quartz nodules and abundant chitinozoans and acritarchs. Occurs also well sorted and rounded fine to medium-grained sandstones with tangential /tabular cross bedding, herringbone pattern, reactivation surfaces, *mud drape*/mud couplets defining tidal bundles successions, massive mudstone, rhythmites with *flaser*, *wavy* and *linsen* bedding, symmetric and assymmetric ripples and *Arthropycus* icnites. The AF2 are compound by moderately to poorly sorted medium to coarse grained sandstones and conglomerates with subangular to subrounded grains. The main structures are tangential/tabular, recumbent and sigmoidal /compound cross bedding with unidirectional paleocurrents towards NW. The facies are organized in small-scale fining upward cycles, with basal lags and decrease of thickness upsection. The study succession recorded three depositional episodes: 1) progradation of a coastal plain near to the *offshore* zone (Pitinga) in the terminal Silurian; 2) sea level fall with exposition of platform and erosion of Pitinga deposits and upper Devonian units of Trombetas group; 3) progradation of *braided* fluvial system (Maecuru Formation) during the Middle Devonian.

Keywords: Stratigraphy. Facies. Palynology. Amazon Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1 - Localização e Geologia da Bacia do Amazonas na área de estudo...	15
FIGURA 2 - Fluxograma mostrando as etapas de preparação dos palinomorfos..	17
FIGURA 3 - Arcabouço estrutural simplificado da Bacia do Amazonas	21
FIGURA 4 - Carta estratigráfica proposta para a Bacia do Amazonas	24
FIGURA 5 - Perfis correlacionados das Formações Pitinga, Maecuru e Ererê na região de Itaituba-PA.....	28
FIGURA 6 - Aspecto geral da fácies F. Camadas de folhelho arenoso com estratificação plano-paralela e nódulos de quartzo (seta).....	30
FIGURA 7 - Geometria deposicional da associação de fácies A. Observar a tabularidade e relação entre as fácies.....	31
FIGURA 8 - Fácies Atm mostrando estratos cruzados tangenciais. Detalhe A da figura 7.....	32
FIGURA 9 - Superfície de reativação (setas pretas) e laminação ondulada com <i>mud drapes</i> (setas brancas) (Fácies Atm). Detalhe B da figura 7.....	33
FIGURA 10 - <i>Mud drapes</i> recobrimdo <i>foresets</i> da fácies Atm. Detalhe C da figura 7.....	33
FIGURA 11 - Fácies Rh, com predominância de acamamentos heterolíticos <i>flaser</i> e <i>wavy</i> . O conteúdo de argila aumenta em direção ao topo dos ciclos. Detalhe D da figura 7.....	34
FIGURA 12 - Contato entre as fácies Atm e Am. Notar a tabularidade da fácies Am, constituída de argilito maciço. Detalhe E da figura 7.....	35
FIGURA 13 - Icnogênero <i>Arthropycus</i> nos arenitos da fácies Amo.....	36
FIGURA 14 - Geometria deposicional da Formação Maecuru. Notar a geometria dos corpos sigmoidais limitados pelas superfícies de reativação e o padrão unidirecional do mergulho dos <i>foresets</i>	38
FIGURA 15 - Detalhe da fácies At. Observar lâminas dos <i>foresets</i> alternando altos e baixos relevos devido à variação granulométrica.....	39
FIGURA 16 - Superfície de reativação na fácies Asg. Esta estrutura apresenta o mesmo ângulo de mergulho dos <i>foresets</i> , sendo destacado por areia grossa e grânulos na base dos estratos cruzados.....	41

FIGURA 17 - Estratificação cruzada complexa (Fácies Ac) mostrando superfície de reativação, acamamento principal (<i>master bedding</i> ; seta) e estratificação cruzada interna. Detalhe da figura 16.....	42
FIGURA 18 - Arenito com estratificação cruzada recumbente (Fácies Ar) e tabular (Fácies At).....	43
FIGURA 19 - Fácies Cm mostrando grânulos e seixos de quartzo em contato erosivo com a fácies At.....	43
FIGURA 20 - Bimodalidade das paleocorrentes nos depósitos influenciados por maré (AF1).....	45
FIGURA 21 - Esquema simplificado de formação de <i>mud drapes</i> em ambiente influenciado por maré.....	46
FIGURA 22 - Segregação de grãos de areia grossa e grânulos na base dos sets e <i>foresets</i> (migração de marcas onduladas).....	48
FIGURA 23 - Diagramas mostrando o padrão unidirecional dos depósitos da associação fluvial.....	49
FIGURA 24 - Modelo do sistema fluvial para a Formação Maecuru, segundo Miall (1981).....	50
FIGURA 25 - Distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos da Formação Pitinga.....	53
FIGURA 26 – Aspectos morfológicos dos Quitinozoários.....	55
FIGURA 27 - Interpretação paleoambiental dos depósitos marinhos das formações Pitinga e Maecuru, na região de Itaituba-PA.....	58

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - Quadro comparativo das principais propostas estratigráficas da Bacia do Amazonas.....	23
TABELA 2 - Quadro comparativo das principais propostas palinoestratigráficas do intervalo siluro-devoniano da Bacia do Amazonas.....	25
TABELA 3 - Fácies das formações Pitinga e Maecuru. Resumo e interpretação dos processos sedimentares.....	29
TABELA 4 - Interpretação e descrição das associações de fácies propostas.....	44
TABELA 5 - Distribuição dos fósseis por nível amostrado.....	51
TABELA 6 - Distribuição dos táxon por nível estratigráfico.....	52

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	APRESENTAÇÃO.....	13
1.2	OBJETIVOS.....	14
1.3	LOCALIZAÇÃO E BASE DE DADOS.....	14
2	MÉTODOS	16
2.1	ANÁLISE FACIOLÓGICA.....	16
2.2	ANÁLISE PALINOLÓGICA.....	17
3	A BACIA DO AMAZONAS	19
3.1	TRABALHOS ANTERIORES.....	19
3.2	ASPECTOS ESTRUTURAIS.....	20
3.3	LITOESTRATIGRAFIA.....	21
3.4	ARCABOUÇO BIOESTRATIGRÁFICO.....	25
3.4.1	Relação estratigráfica entre as formações Pitinga e Maecuru	26
4	GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	27
4.1	ANÁLISE FACIOLÓGICA.....	27
4.1.1	Descrição das fácies	30
4.1.1.1	Folhelho betuminoso (F).....	30
4.1.1.2	Arenito com estratificação cruzada tangencial e <i>mud drapes</i> (Atm).....	32
4.1.1.3	Ritmitos com acamamentos heterolíticos (Rh).....	34
4.1.1.4	Argilito maciço (Am).....	34
4.1.1.5	Arenito com marcas onduladas (Amo).....	35
4.1.1.6	Arenito com estratificação cruzada tabular (At).....	36
4.1.1.7	Arenito com estratificação cruzada tangencial (Atg).....	37
4.1.1.8	Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg).....	40
4.1.1.9	Arenito com estratificação cruzada complexa (Ac).....	40
4.1.1.10	Arenito com estratificação cruzada recumbente (Ar).....	42
4.1.1.11	Conglomerado maciço (Cm).....	42
4.1.2	Associação de fácies	44
4.1.2.1	Associação A – <i>Offshore</i> proximal a <i>shoreface</i> influenciado por maré.....	44
4.1.2.2	Associação B – Planície fluvial entrelaçada.....	47

5	ANÁLISE PALINOLÓGICA E IDADE.....	51
5.1	ACRITARCOS.....	54
5.2	QUITINOZOÁRIOS.....	54
5.3	DISCUSSÕES SOBRE IDADE.....	55
6	MODELO DEPOSICIONAL.....	57
7	CONCLUSÕES.....	59
	REFERÊNCIAS.....	60

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O Siluro-Devoniano representa um dos intervalos da história da Terra marcado pelo surgimento das primeiras plantas terrestres e por mudanças climáticas importantes advindas de períodos glaciais que controlam, em grande parte, os ciclos transgressivos e regressivos das bacias sedimentares (FRAKES, 1979). Além disso, estas bacias passaram por intervalos de soerguimento causados por orogenias regionais, culminando na formação das discordâncias no registro sedimentar (CAPUTO, 1984). Na parte Norte do Brasil, particularmente na borda Sul da Bacia do Amazonas ocorrem depósitos que guardam o registro destes eventos do Siluriano e Devoniano representados pelos grupos Trombetas e Urupadi (CUNHA et al. 1994; CUNHA; MELO; SILVA, 2007). O estudo realizado neste Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) envolveu a análise de fácies e estratigráfica dos folhelhos e arenitos das formações Pitinga (Grupo Trombetas) e Maecuru (Grupo Urupadi), aflorantes na borda Sul da Bacia do Amazonas, região de Itaituba, Estado do Pará. O contato entre estas unidades naquela região representa um hiato que envolveu mais de 30 milhões de anos produzido por tectono-eustasia (CUNHA, 2000), o que motivou este estudo para se entender melhor a história sedimentar.

A região de Itaituba é também área de treinamento em sistemas deposicionais de geólogos da PETROBRÁS, devido a excelentes exposições destas unidades consideradas parte de sistemas petrolíferos. Esta pesquisa pretende ampliar o conhecimento paleoambiental e paleogeográfico destas rochas, importante para a previsão da qualidade de potenciais geradores e reservatórios de hidrocarbonetos.

1.2 OBJETIVOS

Esta pesquisa tem como objetivos:

- Reconstituição paleoambiental do intervalo Siluro-Devoniano da borda Sul da Bacia do Amazonas;
- Caracterizar o conteúdo palinológico para auxiliar as interpretações paleoambientais e bioestratigráficas;
- Tecer considerações paleogeográficas para o intervalo estudado;
- Avaliar as potencialidades de rocha reservatório para os arenitos da Formação Maecuru.

1.3 LOCALIZAÇÃO E BASE DE DADOS

A área de trabalho está situada entre os municípios de Itaituba e São Luiz do Tapajós, sudoeste do Estado do Pará, limitada pelas coordenadas 04° 00' de latitude Sul e 56° 00' e 56° 30' de latitude Oeste, e está inserida no contexto da Bacia do Amazonas (Figura 1). A área apresenta excelentes exposições nas margens do Rio Tapajós com estruturas muito bem preservadas e lateralmente contínuas. Os afloramentos apresentam espessuras de até 10 m, principalmente durante as águas baixas, nos meses de outubro a dezembro.

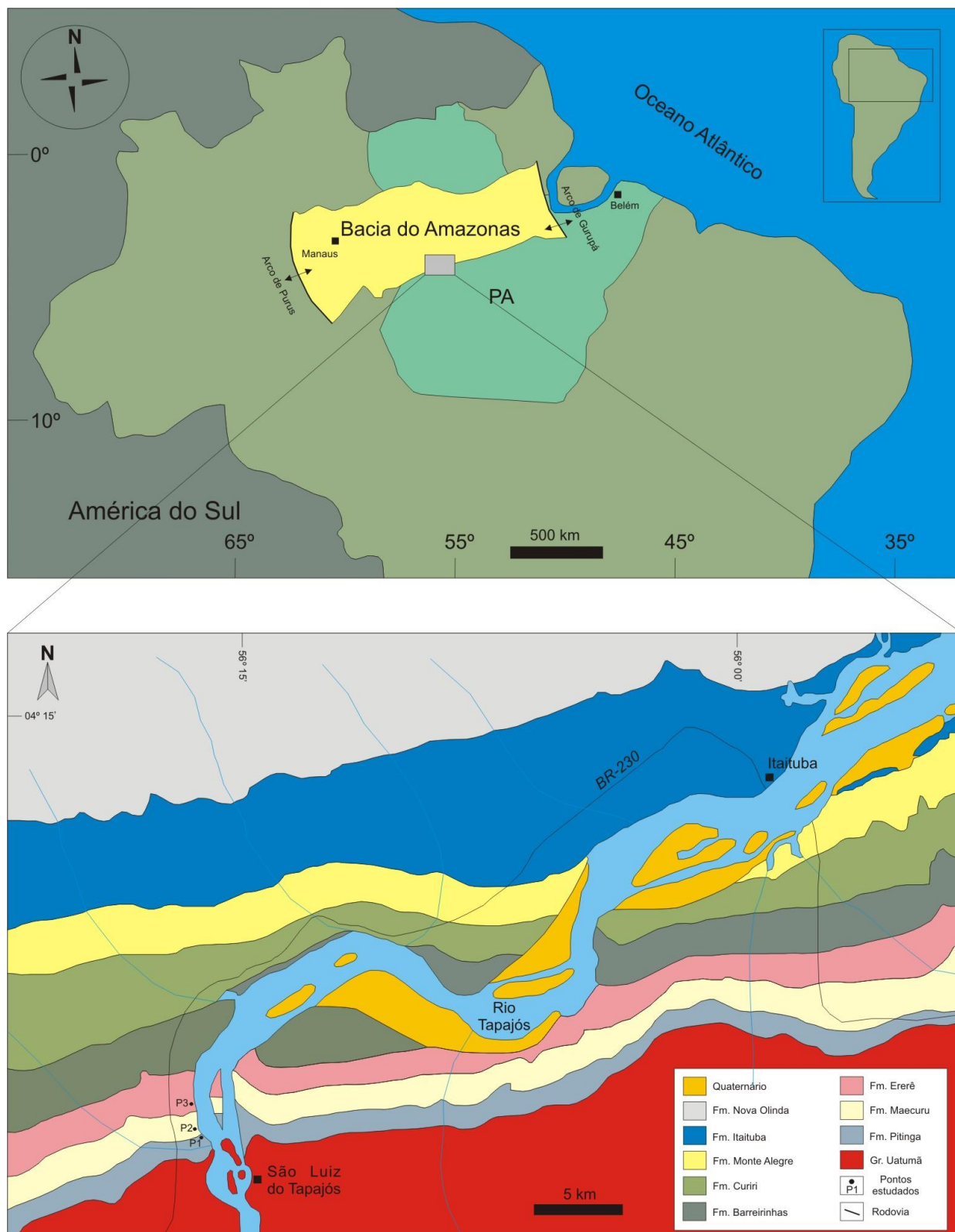


FIGURA 1 - Localização e Geologia da Bacia do Amazonas na área de estudo.
 Fonte: Modificado de (CUNHA, 2000) e (EIRAS; MATSUDA, 1995).

2 MÉTODOS

2.1 ANÁLISE FACIOLÓGICA

Atualmente, a reconstituição paleoambiental tem evoluído em virtude do aperfeiçoamento dos fundamentos de análises faciológica e de sistemas deposicionais. Este método agrega os seguintes aspectos: a individualização e descrição de fácies através de texturas e estruturas sedimentares; entendimento do processo sedimentar gerador das fácies; e a associação de fácies segundo a sua contemporaneidade e gênese, permitindo o reconhecimento de ambientes sedimentares e sistemas deposicionais (WALKER; JAMES, 1992). 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 obtidas a partir de fotomosaicos de afloramentos dos quais foram retirados, quando visíveis, os elementos arquiteturais (MIALL, 1977, 1996). Assim é possível identificar a geometria dos corpos e as relações de fácies para então definir os ambientes e o sistema deposicional.

A técnica de fotomosaicos, segundo os procedimentos definidos por (WIZEVICH, 1991) e (ARNOT; GOOD; LEWIS, 1997), consistiu em fotografar os afloramentos em partes, de tal maneira que houvesse a superposição no enquadramento das fotos, permitindo o registro do afloramento como um todo. Esta técnica ajuda na visualização e compreensão geométrica das fácies, sendo um importante dado para a análise faciológica.

A descrição e classificação do porte das estratificações cruzadas seguiram os parâmetros de McKee e Weir (1953), que considera os sets de pequeno, médio e grande porte com espessuras $<0,3$ m, $0,3-3$ m e >3 m, respectivamente. A nomenclatura das litofacies seguiu os padrões propostos por (MIALL, 1977), onde as letras maiúsculas representam os litotipos e as letras minúsculas correspondem às estruturas respectivas de cada fácies.

2.2 ANÁLISE PALINOLÓGICA

A importância da palinoestratigrafia deve-se por poder ser aplicadas a rochas sedimentares de qualquer natureza, possibilitando a correlação entre depósitos de origens distintas (CHRISTOPHER; GOODMAN, 1996). Com o avanço da técnica e desdobramento de suas aplicações, a palinologia passou a ser uma ferramenta importante para solucionar diferentes problemas geológicos. Através dela podem-se obter informações sobre bioestratigrafia, paleobiogeografia, paleoclimatologia, paleoambiente deposicional e estágio de maturação termal (GREY, 1998).

O material consistiu de sete amostras provenientes dos folhelhos arenosos da Formação Pitinga, que foram primeiramente desagregados, eliminando as porções oxidadas e separando-se 30 gramas. As amostras foram tratadas quimicamente com HCl e HF seguindo os procedimentos descritos em Quadros e Melo, 1987; Uesugui, 1979; Vidal, 1988, mostrados no fluxograma da figura 2.

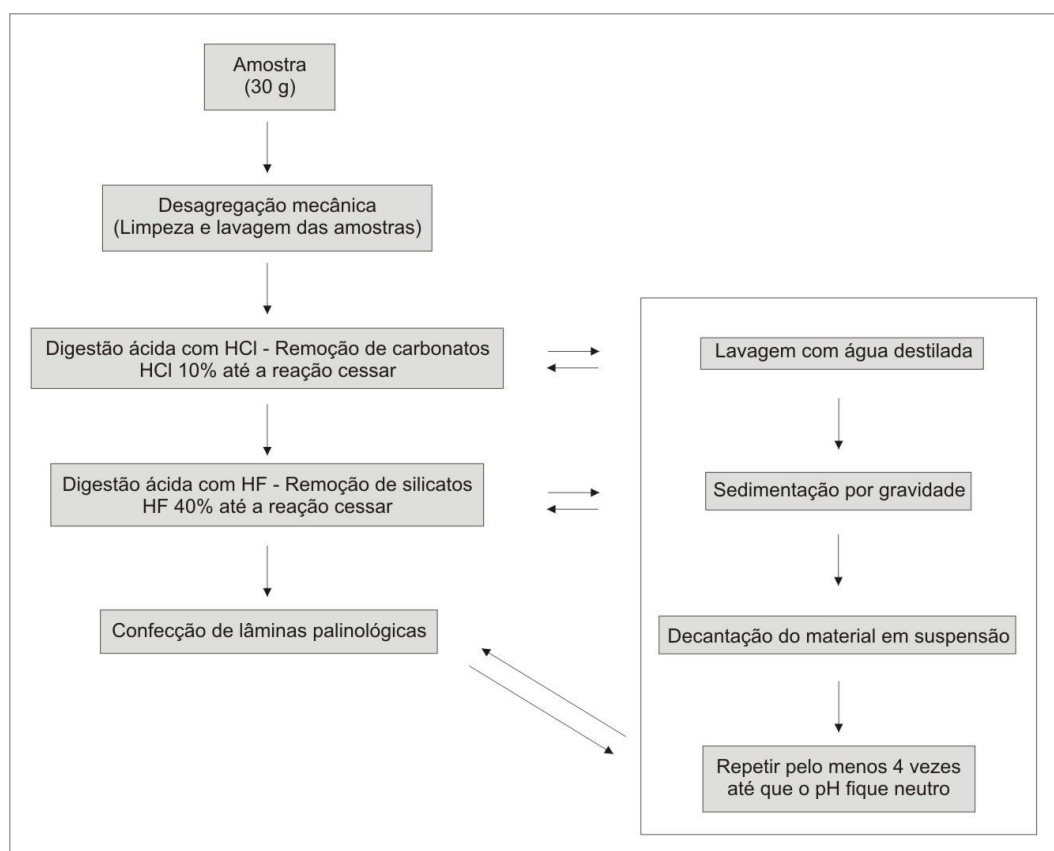


FIGURA 2 - Fluxograma mostrando as etapas de preparação dos palinomorfos.
Fonte: Modificado de (GREY, 1998).

O carbonato foi removido com o tratamento de ácido clorídrico (HCl) para evitar a formação de fluoretos de cálcio e magnésio insolúveis durante o procedimento com HF (GREY, 1998). O tratamento com HCl foi realizado em béqueres plásticos de 600 ml para posteriormente ser usadas na digestão ácida com HF. Cerca de 100 ml de HCl 10% foi adicionado em cada uma das amostras afim de eliminar os carbonatos. Posteriormente, as amostras foram diluídas em ácido por aproximadamente 24 horas e foram testadas com novo reagente para verificar se ocorria alguma reação. O tratamento ácido continuou até nenhum tipo de reação ser observada. Após cada ciclo de decantação do material, as amostras foram lavadas com água destilada a fim de neutralizar o pH (cerca de quatro lavagens).

Os resíduos remanescentes da digestão ácida com HCl foram neutralizados com água destilada como precaução do risco de reações violentas com HF. 100 ml de HF 40% foi adicionado e agitado no material afim de que a reação pudesse desenvolver. O ácido era renovado, em média, a cada quatro dias com a adição de HF. O progresso da remoção dos silicatos era cuidadosamente monitorado, e o tratamento com HF era repetido até que a maceração estivesse completa. As amostras foram repetidamente lavadas com água destilada, até o pH ser neutralizado. Após a obtenção dos resíduos orgânicos, foram confeccionadas lâminas dos concentrados e armazenados, todas sob a codificação do prefixo "PT-F", na Palinoteca do Laboratório de Paleobiologia do Instituto de Geociências da UFPa.

O conteúdo palinológico foi analisado sob microscópio óptico, descrevendo a morfologia, taxonomia, qualidade de preservação e números de indivíduos de cada espécie de palinomorfos, plotados em uma tabela e posteriormente classificados segundo os trabalhos de (MELO; GRAHN; QUADROS, 1992) e (MELO; LOBOZIAK, 2002).

3 A BACIA DO AMAZONAS

3.1 TRABALHOS ANTERIORES

Os primeiros trabalhos geológicos de cunho estratigráfico realizados na Bacia do Amazonas foram propostos por (HART, 1871, 1872), (DERBY, 1878, 1897), (SMITH, 1879), (ALBUQUERQUE, 1922), (PAIVA, 1929), (MOURA, 1932, 1938), (CAMPBELL, 1950), (KATZER, 1953), (KRAUSSE, 1955), (FREYDANK, 1957), (BREITBACH, 1957), (HOYLING, 1957), (SOMMER, 1957, 1959), (MORALES, 1959), (BOUMAN, 1959), (FERREIRA, 1959), (SOMMER; VAN BOCKEL, 1961, 1963, 1965), (DE BOER, 1965), (LANGE, 1967), (CAPUTO; ANDRADE, 1968), (CAPUTO; RODRIGUES; VASCONCELOS, 1971) e (DAEMON; CONTREIRAS, 1971). Todos estes trabalhos se basearam na descrição, distribuição e espessura dos litotipos; relações estratigráficas e identificação do conteúdo paleontológico. As datações com base em fósseis foram enfocadas por (GRAHN, 1988), (GRAHN; PARIS, 1992) e (LOBOZIAK; MELO, 2002), sendo que os dois últimos se basearam na datação dos folhelhos da Formação Pitinga com base em esporos, acritarcos, quitinozoários e prasinofícias.

O reconhecimento do arcabouço estratigráfico da seção eo-mesodevoniano da Bacia do Amazonas deveu-se as investigações de (DERBY op.cit.), (KATZER op. cit.), (CARVALHO, 1926), (MENDES, 1957), (LUDWIG, 1964), (LANGE op. cit.) e (CAPUTO, 1984). Trabalhos abordando aspectos estruturais foram enfatizados através das investigações de (LINSER, 1958), (LOCZI, 1969), (ANDRADE; CUNHA, 1971), (PORTO, 1972), (ARAÚJO, 1972), (REZENDE, 1971, 1972), (CAROZZI, ALVES; CASTRO, 1972), (REZENDE; BRITO, 1973) e (WANDERLEY FILHO, 1991).

As investigações de cunho faciológico e petrográfico podem ser destacadas nos trabalhos de (EIRAS; MATSUDA, 1995), (CUNHA, 2000), (NEVES, 2008) e (LIMA, 2009).

3.2 ASPECTOS ESTRUTURAIS

A Bacia do Amazonas é uma sinéclise intracontinental desenvolvida sobre o Cráton Amazônico, na porção norte do Brasil, situada entre os escudos Brasileiro, ao sul, e das Guianas, ao norte. É limitada a leste e a oeste pelos arcos regionais de Gurupá e Purus, respectivamente (CASTRO; EIRAS; CAPUTO, 1988). A bacia ocupa uma área aproximada de 500.000 km², abrangendo parte dos estados do Amapá, Pará e Amazonas; possui forma alongada na direção WSW-ENE e está preenchida por depósitos proterozóicos e fanerozóicos que podem atingir mais de 6.000 m de espessura no depocentro (CAPUTO, 1984; EIRAS; MATSUDA, 1995).

A origem da bacia está relacionada à dispersão dos esforços no fechamento do ciclo Brasileiro no final do Proterozóico (NEVES et al. 1989). Segundo esses autores, o *rift* precursor do Amazonas seria resultante da distensão norte-sul causada pelos esforços compressivos leste-oeste da reativação da faixa de dobramentos Araguaia-Tocantins. Este modelo de rifteamento tem sido confirmado por Coutinho e Gonzaga (1994), baseados em modelagens termodinâmicas e dados gravimétricos.

As principais estruturas 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 3). Dados sísmicos e anomalias morfoestruturais exibem evidências de falhas associadas com dobras discretas nos sedimentos paleozóicos e falhas na cobertura terciária (REZENDE; BRITO, 1973), enquanto dados gravimétricos mostram a existência de várias descontinuidades orientadas para NW e NNW, paralela as falhas do embasamento (HASUI; HARALYI; SCHOBENHAUS, 1984).

Nepomuceno Filho e Theodoro (1985) descreveram três fases de tectonismo, com base em dados de linhas sísmicas, na Bacia do Amazonas: 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 Atlântico Norte; e 3) tectonismo transpressivo e transtensivo do juro-cretáceo até o recente, provavelmente ligado a abertura do Atlântico Sul. Segundo Wanderley Filho e Costa (1991), o arcabouço estrutural da bacia pode ser compartimentado em quatro blocos

estruturais. O bloco 1 é caracterizado por estruturas transtensivas e compreende pacotes sedimentares mais espessos da seqüência devoniana-eocarbonífera. Nos blocos 2 e 3, por sua vez, apresentam dobras e falhas inversas. O bloco 4 exibe como feições tectônicas linhas de charneira (CAROZZI; ALVES; CASTRO, 1973).

A bacia está dividida em três domínios geomorfológicos estruturais, definidos pela Plataforma Norte, Calha Central e Plataforma Sul (Figura 3). 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 compõem uma série de hemi-grabens, como o Abacaxis, Oriximiná, Tucumã e Monte Alegre. Segundo Eiras et al. (1998), estas 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 seqüência paleozóica.

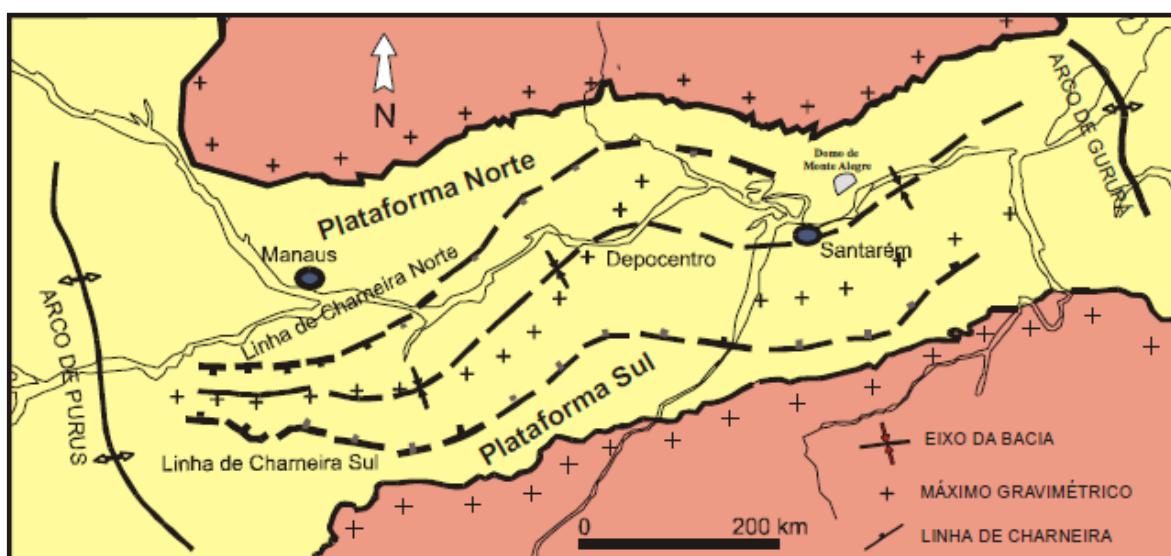


FIGURA 3 - Arcabouço estrutural simplificado da Bacia do Amazonas.
Fonte: Cunha, 2000.

3.3 LITOESTRATIGRAFIA

A sucessão sedimentar fanerozóica tem sido subdividida em várias propostas estratigráficas (Tabela 1). A mais recente e adotada nesta pesquisa é o trabalho de (CUNHA; MELO; SILVA, 2007) que pode ser resumida em duas seqüências de primeira ordem: uma paleozóica, intrudida por diques e soleiras

de diabásio, e outra meso-cenozóica. A sequência paleozóica é subdividida em três sequências de segunda ordem: ordoviciano-siluriana, devoniano-eocarbonífera e neocarbonífera-permiana, separadas por discordâncias regionais (Figura 4).

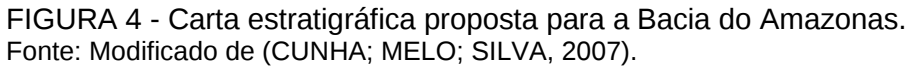
A sequência ordoviciano-siluriana é transgressiva-regressiva e exibe truncamento decorrente da Orogenia Caledoniana. É formada pelas formações Autás-Mirim (arenitos com intercalações de siltitos e folhelhos), Nhamundá (arenitos intercalados com siltitos, folhelhos e diamictitos), Pitinga (folhelhos com intercalações de silexitos e arenitos, depositados no auge da transgressão marinha), Manacapuru (arenitos intercalados com siltitos) e Jatapú (intercalações de folhelhos, siltitos e arenitos), onde corresponde ao Membro Jatapú no trabalho de Cunha et al. (1994). A sequência devoniano-eocarbonífera, correspondente aos grupos Urupadi e Curuá, é composta pelas formações Maecuru, correlacionada ao Membro Lontra no trabalho de Cunha et al. (1994) e elevada ao patamar de formação em Cunha et al. (2007) (arenitos finos a conglomeráticos com intercalações de siltitos), Ererê (siltitos intercalados com arenitos e folhelhos), Barreirinhas (folhelhos intercalados com arenitos, depositados no auge da transgressão marinha), Curiri (folhelhos arenitos, arenitos e diamictitos), Oriximiná (arenitos, siltitos e folhelhos intercalados) e Faro (arenitos intercalados com folhelhos e siltitos). O topo desta sequência é marcado por uma discordância relacionada à Orogenia Eo-Herciniana.

A sequência neocarbonífera-permiana (Grupo Tapajós) corresponde a um novo ciclo transgressivo-regressivo, depositada sob condições de mar restrito e clima árido (EIRAS; MATSUDA, 1995), inclui as formações Monte Alegre (arenitos intercalados com siltitos e folhelhos), Itaituba (calcários e dolomitosossilíferos intercalados com arenitos, siltitos, folhelhos e evaporitos), Nova Olinda (evaporitos, carbonatos e folhelhos) e Andirá (*red beds*). O topo da sequência é marcado por uma discordância relacionada à Orogenia Gonduanides. No Jurássico e Cretáceo Inferior, não houve registro sedimentar; entretanto a bacia foi palco de manifestações magmáticas relacionadas à distensão E-W do Atlântico Norte e Sul (WANDELEY FILHO, 1991). A sequência deposicional cretácea-terciária, representada pelo Grupo Javari, reuni as formações Alter do Chão (arenitos intercalados com argilitos e conglomerados) e Solimões (argilitos, arenitos, carbonatos e conglomerados).

TABELA 1 - Quadro comparativo das principais propostas estratigráficas da Bacia do Amazonas.

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	DERBY (1978)	KATZER (1903)	CARVALHO (1926)	MOURA (1938)	MENDES (1957)	PETROBRAS (1954-1960)		LUDWIG (1964)		LANGE (1967)		CAPUTO <i>et al.</i> (1971)		CAPUTO (1984)		CUNHA <i>et al.</i> (1994)		CUNHA <i>et al.</i> (2007)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
			SÉRIE/GRUPO	CAMADA	FORMAÇÃO	ANDAR	FORMAÇÃO	Fm.	Membro	Gr.	Fm.	Mb.	Fm.	Membro	Fm.	Membro	Gr.	Fm.	Gr.	Fm.	Gr.	Fm.																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
PALEOZOÍCO	PERMIANO	NEO						Sucundiri						Andirá		Tapajós	Andirá	Tapajós	Andirá	Tapajós	Andirá																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
		Nova Olinda						Nova Olinda																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
		Itaituba						Itaituba																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
		Monte Alegre						Monte Alegre																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
	CARBONIFERO	NEO							Curuá	Superior	Curuá	Sup. Inf.	Sup. Inf.	Curuá	Faro	Faro		Curuá	Faro	Curuá	Faro	Tapajós	Andirá																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
		EO																						1. Flh ago prt		Barreirinha	Curuá	Ererê	Curuá	Inferior	Curuá	Med. Inf.	Sup. Inf.	Curuá	Faro	Curuá	Oriximiná	Curuá	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Barreirinha	Curuá	Faro	Oriximiná	Curiri	Bar

Fonte: Modificado de (CUNHA, 2000).



Fonte: Modificado de (CUNHA; MELO; SILVA, 2007).

3.4 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 2).

A história da palinoestratigrafia do Devoniano da Bacia do Amazonas está intimamente relacionada com a prospecção de hidrocarbonetos (MELO; LOBOZIAK, 2002). Os primeiros trabalhos de cunho palinológico não se preocuparam com o reconhecimento das biozonas (SOMMER, 1957, 1959; SOMMER; VAN BOEKEL, 1961, 1963, 1965). Muitos destes estudos focaram apenas nos aspectos taxonômicos dos palinomorfos marinhos e fósseis vegetais, porém não houve implicações estratigráficas.

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). Baseados nestes trabalhos, (LOBOZIAK; MELO, 2002) propôs uma nova biozona com base em quitinozoários para o intervalo Ordoviciano-Devoniano da Bacia do Amazonas.

TABELA 2 - 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; Streeb, 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. Aniramba	V Fm. Ererê	V Fm. Ererê	6 Fm. Ererê	Fm. Ererê	Fm. Ererê	Fm. Ererê	Fm. Ererê
	Eifeliano	IV Fm. Maecuru Mb. Cachoeira	IV Fm. Maecuru	IV Fm. Maecuru	5 Mb. Lontra	Fm. Maecuru	Fm. Maecuru	Fm. Maecuru	Fm. Maecuru
	Emsiano	IV Fm. Maecuru Mb. Jatapu	IV Fm. Maecuru	IV Fm. Maecuru	4 Mb. Jatapu	Fm. Maecuru	Fm. Maecuru	Fm. Maecuru	Fm. Maecuru
	Pragian				3 Mb. Manacapuru				
	Lochkoviano				2 Mb. Pitinga				
SILURIANO		I-III Fm. Trombetas	I-III Fm. Trombetas	I-III Fm. Trombetas	1 Fm. Trombetas				

Fonte: Modificado de (MELO; LOBOZIAK, 2002).

3.4.1 Relação estratigráfica entre as formações Pitinga e Maecuru

O contato estratigráfico entre as Formações Pitinga e Maecuru marca um grande hiato erosivo na borda sul da Bacia do Amazonas. Esta discordância é uma paraconformidade definida com base nos fósseis e correlação de poços (CUNHA, 2000). Esta relação só foi definida na ausência da Formação Jatapú e da Formação Manacapuru (Grupo Trombetas) onde a Formação Maecuru recobre a Formação Pitinga.

A idade Eo-devoniana da Formação Maecuru foi proposto primeiramente por Derby (1978) baseado na presença de braquiópodes *Amphigenia elongata* e *Spirifer duodenaria*. Lange (1967) concluiu que o Membro Lontra foi depositado no Neo-Emsiano e Eo-Eifeliano, correspondente a passagem do Eo-devoniano e Meso-devoniano. Em trabalhos mais recentes, Melo e Loboziak (2002), usando miósporos, posicionaram a Formação Maecuru no intervalo compreendido entre o Praguiano e o Meso-Eifeliano, datação usada na determinação do hiato entre estas formações. Logo, a discordância entre as formações Pitinga e Maecuru, na borda Sul da Bacia do Amazonas, um dos objetos deste TCC, é de 28 milhões de anos.

4 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 ANÁLISE FACIOLÓGICA

Os afloramentos estudados na região de Itaituba-PA são caracterizados por arenitos finos a grossos, estratificados, friáveis e cor variando entre vermelho rosado e amarelo esbranquiçado. Pelitos e arenitos conglomeráticos são subordinados. Os lamitos, restritos a associação marinha, são geralmente laminados e apresentam intercalações centimétricas com arenitos finos (acamamentos heterolíticos). Níveis bioturbados por traços fósseis foram encontrados restritos aos depósitos de *shoreface*. Os arenitos conglomeráticos, observados na associação fluvial, caracterizam por apresentar abundantes seixos de quartzo.

A seção estudada permitiu a individualização de 11 fácies sedimentares resumida na tabela 3, e representadas na seção da figura 5. A designação das fácies levou em consideração as descrições de campo, que foram codificadas usando letras maiúsculas para os litotipos e letras minúsculas para designar as estruturas características das fácies (MIALL, 1978, 1981, 1996). As fácies podem se repetir em mais de um depósito, já que o mesmo processo pode ocorrer em diversos ambientes, e quando acontecer, não será descrita novamente ou serão acrescentadas apenas características particulares da fácies naquele ambiente (MIALL, 1996).

TABELA 3 - Fácies das formações Pitinga e Maecuru. Resumo e interpretação dos processos sedimentares.

FÁCIES	ESTRUTURAS	PROCESSOS DEPOSICIONAIS
Folhelhos negros betuminosos com nódulos centimétricos de quartzo. (F)	Estratificação plano-paralela disposta em camadas tabulares de espessuras centimétricas a métricas.	Deposição a partir de suspensão, sob condições anóxicas.
Arenitos finos a muito finos com grãos bem selecionados e arredondados, formando corpos lenticulares e base erosiva de até 20 cm de espessura. (Atm)	Estratificação cruzada tangencial com terminação dos <i>foresets</i> curvados. Os limites dos estratos são, às vezes, recobertos por lama (<i>mud drapes</i>).	Migração de <i>megaripple</i> por fluxo de maré dominante. Recobrimento dos estratos por películas de argila (<i>mud drapes</i>). Acamamento de maré (<i>tidal bedding</i>).
Intercalações de pelito e arenito muito fino a fino, com grãos bem selecionados e arredondados. (Rh)	Acamamentos <i>flaser</i> , <i>wavy</i> e <i>linsen</i> , às vezes, com padrão reverso de paleocorrentes. Acamamento de maré (<i>tidal bedding</i>).	Alternância de tração e suspensão por fluxo oscilatório e/ou variações da velocidade da corrente durante os ciclos assimétricos de maré.
Argilito maciço (Am)	Sem estruturas.	Deposição a partir de suspensão.
Arenitos finos e raramente médios, com grãos subarredondados a arredondados e bem selecionados. (Amo)	Marcas onduladas assimétricas e raramente simétricas, dispostas em camadas contínuas de até 90 cm de espessura. Os <i>sets</i> são geralmente de base erosiva.	Deposição por tração em regime de fluxo inferior a superior. Retrabalhamento por fluxo oscilatório.

FÁCIES	ESTRUTURAS	PROCESSOS DEPOSICIONAIS
Arenitos médios com segregação de grãos grossos e grânulos na base dos <i>sets</i> e <i>foresets</i> . Em geral, os grãos são mal a bem selecionados, angulosos a subarredondados. (At)	Estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte. Os <i>sets</i> acompanham a tendência de <i>shallowing upward</i> . Acamamento gradacional e superfícies de reativação.	Deposição por migração de <i>sandwaves</i> por correntes unidirecionais. Segregação granulométrica nos <i>sets</i> e <i>foresets</i> .
Arenitos médios a grossos, com grãos mal a bem selecionados, subarredondados a arredondados. (Atg)	Estratificação cruzada tangencial de pequeno a médio porte (<i>sets</i> com espessuras de 20 à 90 cm). Os limites dos <i>sets</i> são ondulados e normalmente destacados por <i>lags</i> de quartzo.	Deposição por migração de <i>sandwaves</i> sob regime de fluxo inferior. Aumento da velocidade do fluxo e sedimentação por suspensão na face de avalanche.
Arenitos médios a grossos com grânulos. Os grãos são mal a bem selecionados, subangulosos a subarredondados. (Asg)	Estratificação cruzada sigmoidal de médio a grande porte. Os mergulhos dos <i>foresets</i> no topo das sigmoides são maiores, e tendem a ser menores em direção a base.	Deposição por desaceleração do fluxo subaquoso e alta concentração de sedimentos em suspensão.
Arenitos médios a grossos com grânulos, com grãos mal a moderadamente selecionados, subangulosos a arredondados. (Ac)	Estratificação cruzada complexa. Superfícies de reativação e acamamento gradacional.	Migração de barras arenosas complexas em regime de fluxo inferior.
Arenitos médios a grossos com grânulos. Os apresentam seleção moderada, são subangulosos a subarredondados. (Ar)	Estratificação cruzada recumbente de médio porte e falhas sindeposicionais.	Deformação das formas de leito por cisalhamento da água. Movimentos de massas de areia e deslocamento da água no todo das lâminas dos <i>foresets</i> .
Conglomerados com arcaibouço fechado. Os seixos são angulosos a subarredondados, constituídos de quartzo. (Cm)	Aspecto maciço. Constitui a base dos ciclos granodecrescente ascendentes.	Deposição por acreção lateral em barras. Migração de barras em regime de fluxo inferior a superior.

4.1.1 Descrição das fácies

4.1.1.1 Folhelho Betuminoso (F)

Esta fácies é a mais representativa da associação de fácies 1 (AF1) e consiste de folhelhos pretos betuminosos (Figura 6), que formam camadas tabulares que variam desde poucos centímetros até 1 metro de espessura. A visualização total desta litofácies foi ocasionalmente comprometida em função do nível do rio durante a fase de campo. Nódulos centimétricos de carbonato ferruginoso (siderita?) e silicificado estão localmente presentes.



FIGURA 6 - Aspecto geral da fácies F. Camadas de folhelho arenoso com estratificação plano-paralela e nódulos de carbonato silicificado (seta).

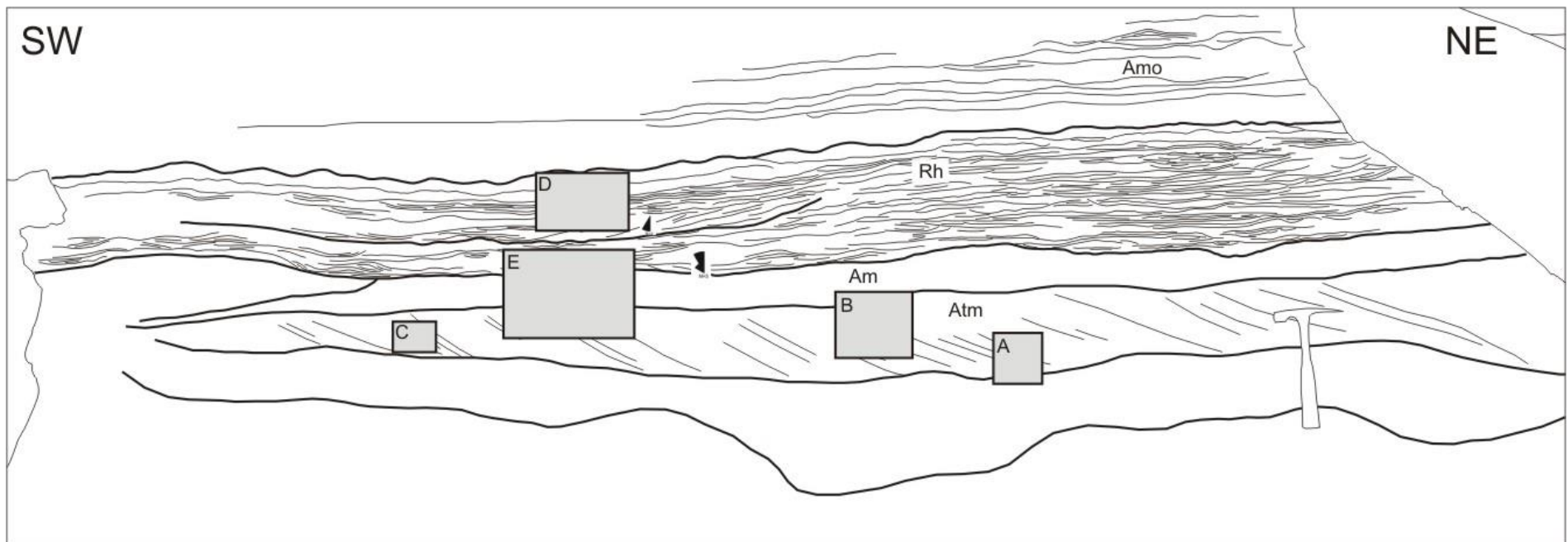


FIGURA 7 - Geometria deposicional da associação de fácies A. Observar a tabularidade e a relação entre as fácies.

4.1.1.2 Arenito com estratificação cruzada tangencial e *mud drapes* (Atm)

Nesta fácies, predominam os arenitos finos a muito finos com grãos bem selecionados e arredondados, formando corpos lenticulares e amalgamados de base erosiva de 20 cm de espessura. Exibe estratificação cruzada tangencial com *foresets* levemente curvados e intercepta a base do *set* com ângulo relativamente baixo (Figura 8). Há recobrimento de lama (*mud drapes*) na base dos *foresets* e nos limites dos *sets* onde a laminação fica mais bem ressaltada (Figuras 9 e 10). As películas de pelito, localmente constituindo pares, podem ocorrer sobre a laminação cruzada no *toeset*, preservando o relevo de marcas onduladas.



Estratificação cruzada tangencial.

Toesets com laminação ondulada e *mud drapes*.

FIGURA 8 – Fácies Atm mostrando estratos cruzados tangenciais. Detalhe A da figura 7.



FIGURA 9 - Superfície de reativação (setas pretas) e laminação ondulada com *mud drapes* (setas brancas) (Fácies Atm). Detalhe B da figura 7.

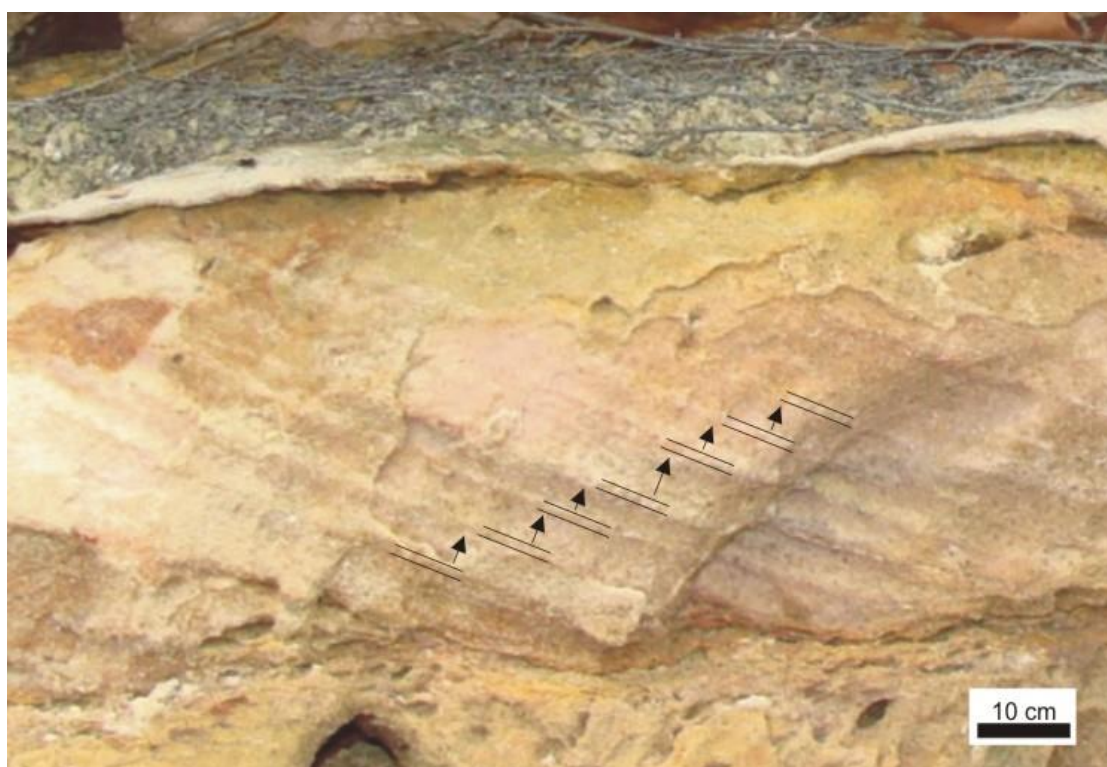


FIGURA 10 - *Mud drapes* recobrendo *foresets* da fácies Atm. Detalhe C da figura 7.

4.1.1.3 Ritmitos com acamamentos heterolíticos (Rh)

A fácies Rh consiste de intercalações de pelito e arenito muito fino a fino, com grãos bem selecionados e arredondados. Corresponde a corpos tabulares de 2 metros de espessura.

Esta sucessão foi descrita em ciclos granodecrescentes ascendentes de até 35 cm de espessura com acamamentos *flaser*, *wavy* e, às vezes, *linsen* e marcas onduladas isoladas (Figura 11). O acamamento de maré (*tidal bedding*) é sugerido por estes acamamentos e também pela alternância de lâminas plano-paralelas, de dimensões centimétricas e, às vezes, milimétricas, de arenito e pelito. As marcas onduladas preservadas nestes estratos apresentam base predominantemente reta e internamente mostram laminação cruzada, às vezes, com padrão reverso de paleocorrente.



Marcas onduladas assimétricas
(Fácies Amo)

Acamamento ondulado *wavy*

Acamamento ondulado *flaser*

FIGURA 11 - Fácies Rh, com predominância de acamamentos heterolíticos *flaser* e *wavy*. O conteúdo de argila aumenta em direção ao topo dos ciclos. Detalhe D da figura 7.

4.1.1.4 Argilito maciço (Am)

Esta fácies corresponde aos sedimentos de granulometria argila sem estruturação em bancos tabulares lateralmente contínuos com até 10 cm de espessura e podem se tornar lenticulares quando o contato superior for erosivo (Figura 12).

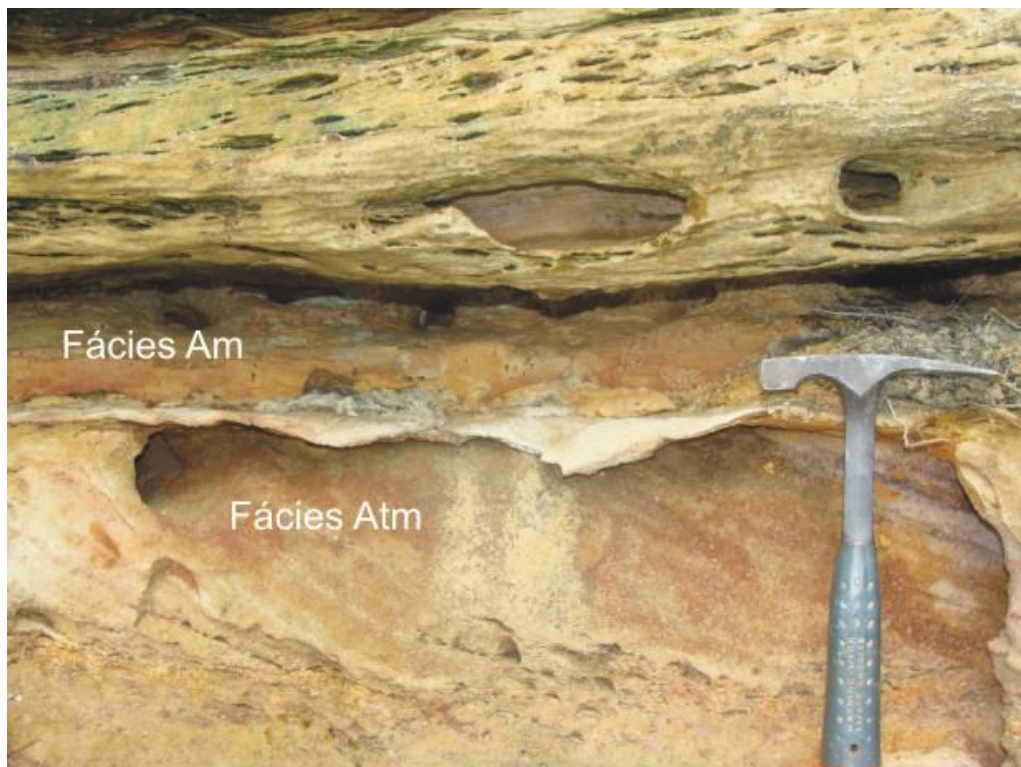


FIGURA 12 - Contato entre as fácies Atm e Am. Notar a tabularidade da fácies Am, constituída de argilito maciço. Detalhe E da figura 7.

4.1.1.5 Arenito com marcas onduladas (Amo)

Esta fácies consiste de arenitos finos e, raramente médios que se concentram preferencialmente na base das camadas e lateralmente à fácies Atm. Os grãos são subarredondados a arredondados e bem selecionados. Formam camadas lateralmente continuas de até 90 cm de espessura, exibindo como estruturas marcas onduladas assimétricas e raramente simétricas, com sets geralmente de base reta.



FIGURA 13 - Icnogênero *Arthropycus* nos arenitos da fácies Amo.

Esses traços (Figura 13) exibem seções semiquadráticas (com cinco a oito milímetros de diâmetro) com sulcos transversais e espaçamento regular e dicotômico. Apresentam escavações em epirrelevo côncavo e tubulares, com disposição predominantemente horizontal e raros intercruzamentos entre si. Relacionada à fácies Amo, ocorre *Arthropycus* que sotopõe diretamente a fácies Rh.

4.1.1.6 Arenito com estratificação cruzada tabular (At)

A fácies At é composta por arenitos médios com segregação de grãos grossos e grânulos na base dos *sets* e *foresets*; os grãos, em geral, são mal a bem selecionados, angulosos a subarredondados. Estes arenitos apresentam estratificação cruzada tabular de pequeno porte (*sets* com espessuras até 10 cm), e médio porte (*sets* com espessuras até 80 cm) com ângulos de *foresets* de até 35° (Figuras 14 e 15). Os *sets*, persistentes lateralmente por dezenas de metros, diminuem de espessura para o topo, acompanhando a tendência de granodecrescência ascendente. Acamamento

gradacional é observado nos *foresets* e em *lags* conglomeráticos na base dos *sets*. Superfícies de reativação são freqüentes e geralmente apresentam o mesmo ângulo de mergulho dos *foresets*. Medidas de azimutes destes estratos cruzados indicam orientação de paleocorrente dominante para noroeste.

4.1.1.7 Arenito com estratificação cruzada tangencial (Atg)

A fácies Atg engloba os arenitos médios a grossos, cujos grãos são mal a bem selecionados, subarredondados a arredondados e muitas vezes desenvolvem acamamento gradacional. Os arenitos exibem estratificação cruzada tangencial de pequeno porte (*sets* com espessura até 20 cm) e médio porte (*sets* com espessura até 90 cm), onde é possível visualizar a terminação tangencial dos *foresets* (Figura 15). Esta fácies é representativa e lateralmente contínua; os limites dos *sets* são destacados pela concentração de *lags* de quartzo e são geralmente ondulados. A paleocorrente na fácies Atg segue o mesmo padrão das fácies At e Ac.

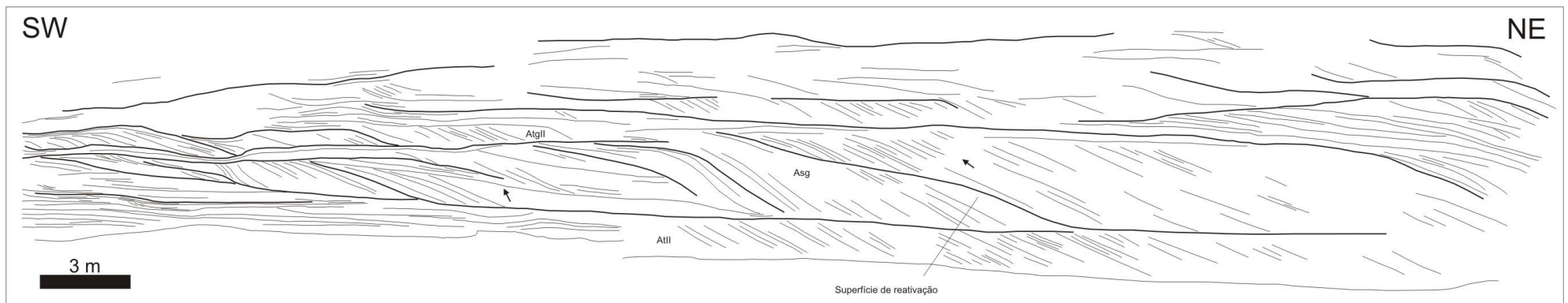


FIGURA 14 - Geometria deposicional da Formação Maecuru. Notar a geometria dos corpos sigmoidais limitados pelas superfícies de reativação e o padrão unidirecional do mergulho dos *foresets*.

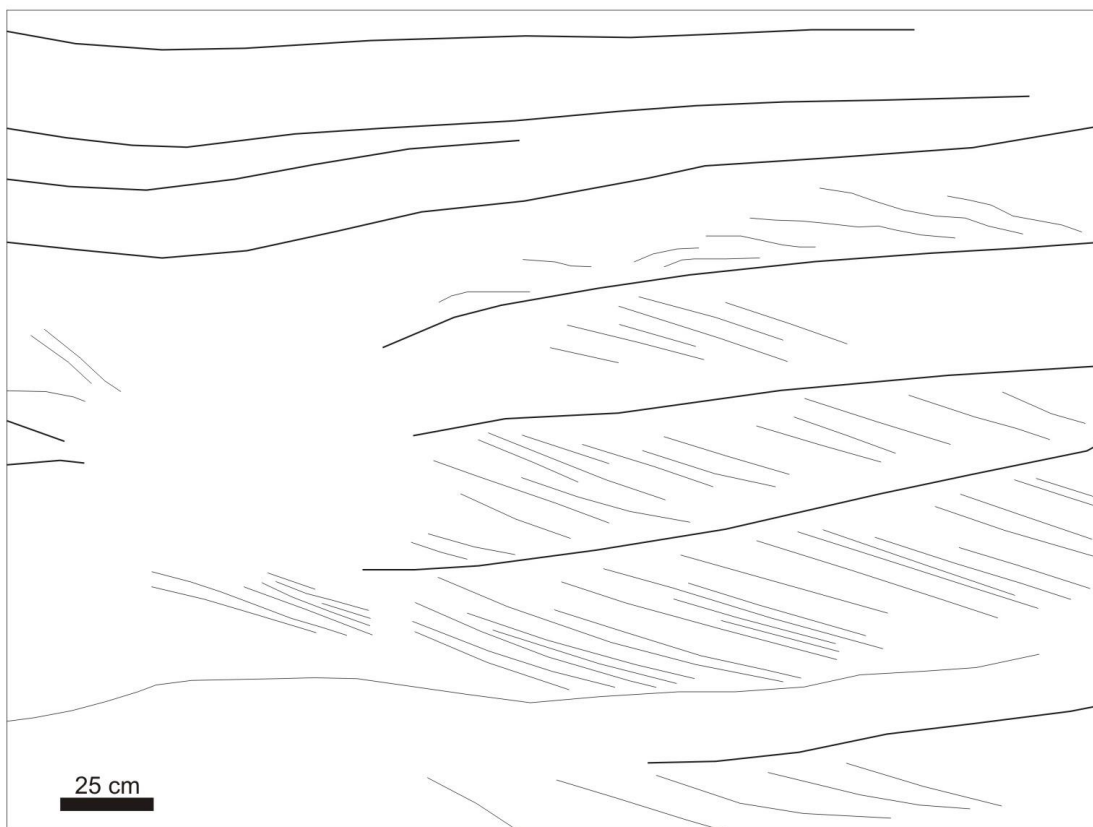


FIGURA 15 - Detalhe da fácies At. Observar lâminas dos *foresets* alternando altos e baixos relevos devido à variação granulométrica.

4.1.1.8 Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg)

Esta fácies consiste de arenitos médios a grossos com grânulos; os grãos são mal a bem selecionados, subangulosos a subarredondados. A fácies Asg se apresenta em corpos com geometria externa sigmoidal (Figura 16), com comprimentos médios 10 m e espessura de 3 m, com limites geralmente planos e bem definidos. Internamente, os arenitos exibem estratificação cruzada sigmoidal em lâminas com gradação normal. Os mergulhos dos *foresets* no topo dos corpos sigmoidais tendem a ser maiores ($\sim 35^\circ$), que tornam gradualmente suaves em direção a base da sigmóide, com formas mais côncavas. Esta fácies geralmente está associada com as fácies Ac e Atg, que são notavelmente destacadas nos corpos sigmoidais. As reativações de fluxo são marcadas pela migração de formas de leito sobre *master bedding* de macroformas. Medidas do mergulho dos *foresets* indicam a migração das formas de leito para noroeste.

4.1.1.9 Arenito com estratificação cruzada complexa (Ac)

Esta fácies consiste de arenitos médios a grossos com grânulos, com grãos mal a moderadamente selecionados, subangulosos a arredondados. A fácies Ac apresenta estratos cruzados de grande porte (*sets* de 0,8 a 3m de espessura) caracterizados pela presença de estratificações cruzadas de pequeno porte (*sets* com espessura até 20 cm) separados pelos *foresets* da estrutura maior. Os estratos cruzados são geralmente tabulares e migram no mesmo sentido em relação aos estratos principais (Figura 17). Superfícies de reativação ocorrem de modo análogo ao da fácies Asg. As estratificações internas podem conter pequenos clastos de quartzo e argila acompanhando as estratificações maiores, formando lâminas conglomeráticas com gradação normal.

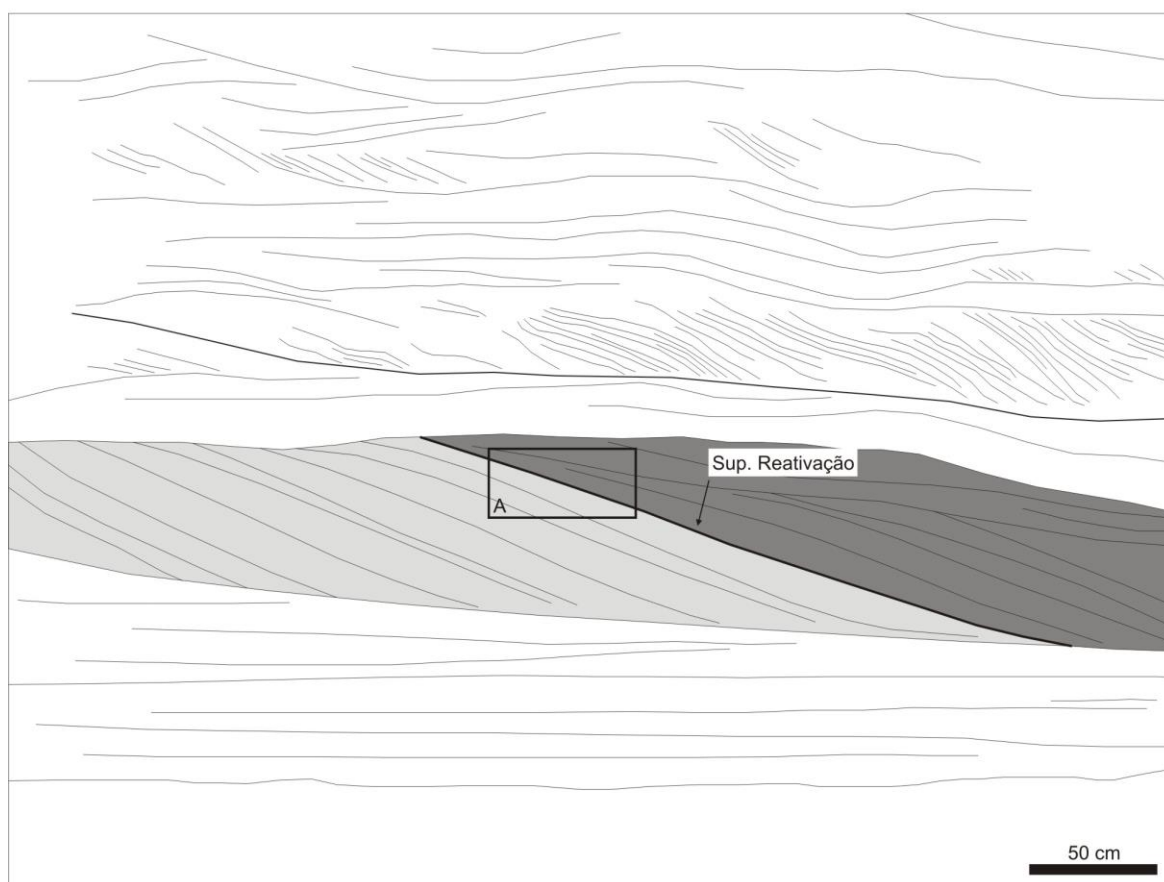


FIGURA 16 - Superfície de reativação na fácies Asg. Esta estrutura apresenta o mesmo ângulo de mergulho dos *foresets*, sendo destacado por areia grossa e grânulos na base dos estratos cruzados.

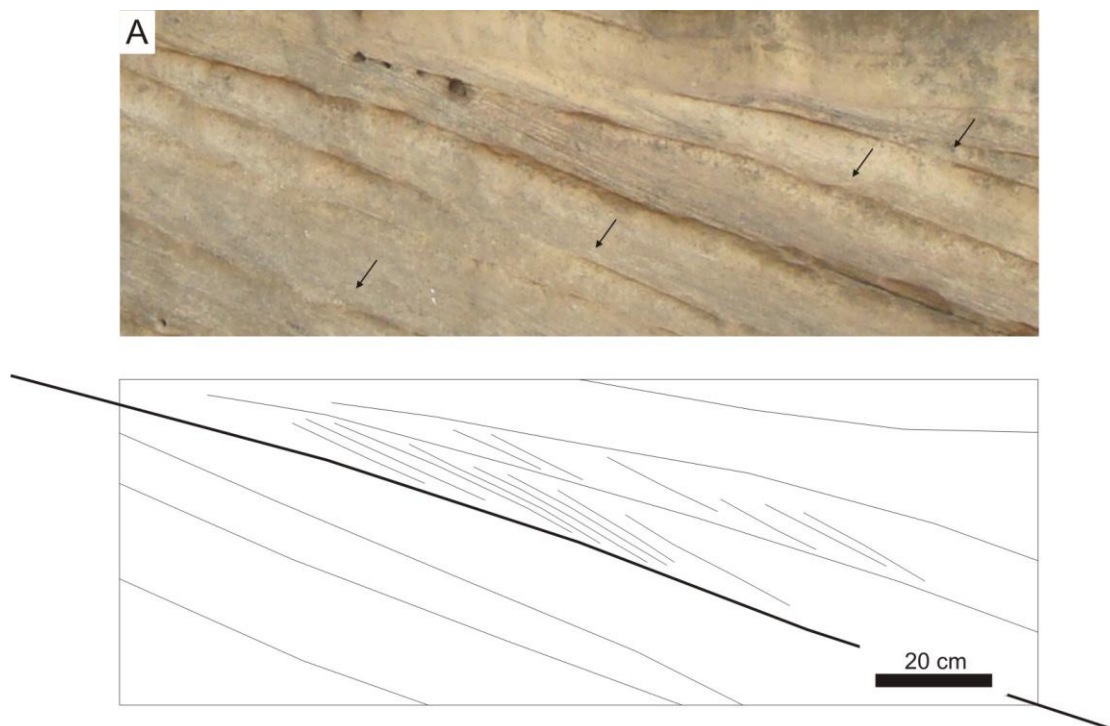


FIGURA 17 - Estratificação cruzada complexa (Fácies Ac) mostrando superfície de reativação, acamamento principal (*master bedding*; seta) e estratificação cruzada interna. Detalhe da figura 16.

4.1.1.10 Arenito com estratificação cruzada recumbente (Ar)

Esta fácies corresponde a arenitos médios a grossos com grânulos, cujos grãos são moderadamente selecionados, subangulosos a subarredondados. Os arenitos apresentam estratificação cruzada recumbente de médio porte (dobras com comprimento médio de 80 cm e espessura de 40 cm). Estas dobras podem ser recumbente simples, cujo plano axial é paralelo ou semi-paralelo a base e ao topo da unidade deformada, e desarmônicas (Figura 18).

4.1.1.11 Conglomerado maciço (Cm)

Esta fácies, de ocorrência restrita, é constituída de conglomerados com arcabouço fechado (matriz areia média a grossa com grânulos; Figura 19). Os seixos, às vezes imbricados na estratificação, são geralmente angulosos a subarredondados, de até 3 cm de diâmetro e são constituídos normalmente de quartzo. Esta fácies constitui geralmente a base dos ciclos granodecrescentes ascendentes ou corpos lenticulares de dimensões métricas associados às fácies Atg, At e Asg.

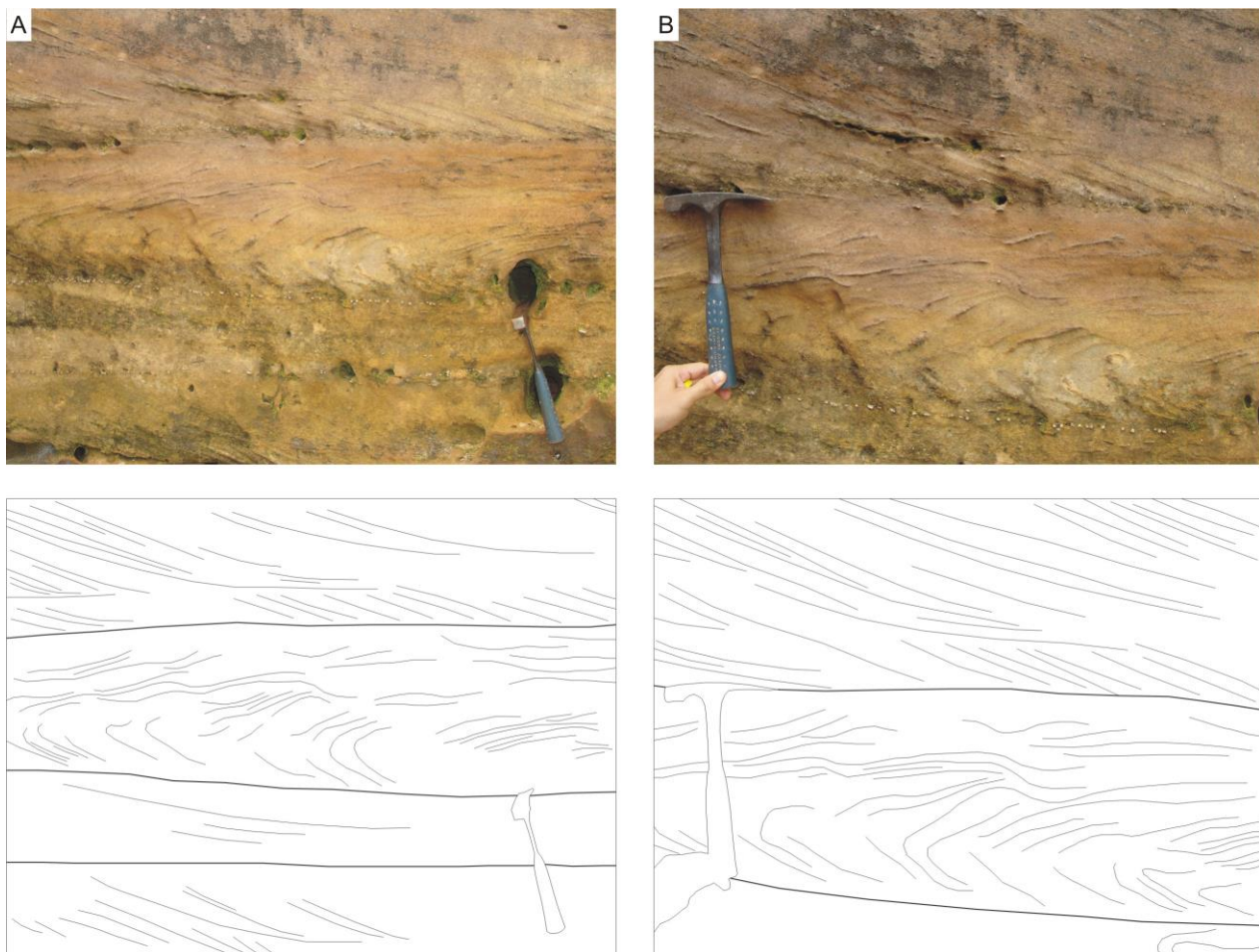


FIGURA 18 - Arenito com estratificação cruzada recumbente (Fácies Ar) e tabular (Fácies At).



FIGURA 19 - Fácies Cm mostrando grânulos e seixos de quartzo em contato erosivo com a fácies At.

4.1.2 Associação de Fácies

A análise faciológica revelou duas associações que representam depósitos de *offshore* proximal a *shoreface* influenciado por maré (AF1) e fluvial *braided* com dunas subaquosas e barras (AF2). Estes depósitos ocorrem aflorando por dezenas de metros, formando ciclos de raseamento ascendente (*shallowing upward*) e espessuras de até 15 metros (Tabela 4).

TABELA 4 - Interpretação e descrição das associações de fácies propostas.

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	FÁCIES	DEPÓSITOS	DESCRIÇÃO
A	F, Atm, Am, Rh, Amo	<i>Offshore proximal e shoreface influenciado por maré</i>	Folhelhos e arenitos finos a muito finos, localmente médios, com grãos bem selecionados e bem arredondados. Estão dispostos em camadas tabulares separadas, geralmente, por finas camadas de argilitos. Forma, às vezes, pequenos ciclos granodecrescentes ascendentes, associados a acamamentos heterolíticos e estratificação cruzada tangencial. Alguns níveis de pelito e arenito estão bioturbados por <i>Arthropycus</i> .
B	At, Atg, Asg, Ac, Ar, Cm	Planície fluvial <i>braided</i>	Arenitos médios a grossos com grânulos. Os grãos são subangulosos a subarredondados e moderadamente selecionados; secundariamente ocorrem conglomerados com o arcabouço fechado e matriz arenosa. Há predomínio das estratificações cruzadas complexa e tabular dispostos em ciclos assimétricos granodecrescente ascendentes. Acamamento gradacional na base dos <i>sets</i> e <i>foresets</i> e superfícies de reativação.

4.1.2.1 Associação A - *Offshore* proximal a *shoreface* influenciado por maré

A AF1 compreende os depósitos formados pela ação de maré e/ou onda. Este conjunto agrupa as lamas de plataforma marinha e barras de *shoreface*, além de uma sucessão de estruturas diagnósticas sugestiva das fácies F, Atm, Am, Rh e Amo.

As lamas de plataforma marinha, caracterizada pela fácies F, refletem ambientes de baixa energia com deposição de sedimentos a partir de suspensão. A presença de betume revela prevalência de condições redutoras. Esta característica corrobora com a ausência de bioturbação, que sugerem o domínio de condições anóxicas. Tais circunstâncias são propícias a preservação de grandes quantidades de matéria orgânica originada por organismo que se proliferam nas camadas superiores, mais oxigenadas e enriquecidas por plâncton, bactérias, algas e plantas terrestres (CLEMMENSEN, 1978; DAM; SURLIK, 1993; ROBERTS; SPENCER;

LOWENSTEIN, 1994). A fácies Am é atribuída a deposição por suspensão em períodos de águas paradas.

A fácies Rh é caracterizada por sedimentos mistos (areia/lama) que corrobora com a alternância de sedimentação por tração e suspensão, respectivamente; está relacionada a correntes de maré e ação de ondas (VISSER, 1980). As variações nas proporções de areia e pelito geram os acamamentos *flaser*, *wavy* e *linsen* (REINECK; SINGH, 1980); estes acamamentos foram depositados por ação de ondas intermitentes, com períodos mais prolongados de deposição (acamamento *flaser*) e períodos mais curtos (acamamento *linsen*) (DE RAAF et al. 1977). Durante os períodos de correntes ativas, as areias são transportadas e depositadas como marcas onduladas. A lama é gerada por processos de suspensão durante os períodos de intermaré (REINECK & SINGH op. cit.), onde o material fino, segregado por diferenciação hidráulica, é depositado na calha ou sobre a marca ondulada (READING, 1986). O padrão bimodal do vetor médio das paleocorrentes com medidas realizadas nos azimutes 180-190°Az e 315-345°Az corroboram paleofluxos de maré de enchente e vazante e sugere uma costa orientada possivelmente na direção NE-SW (Figura 20).

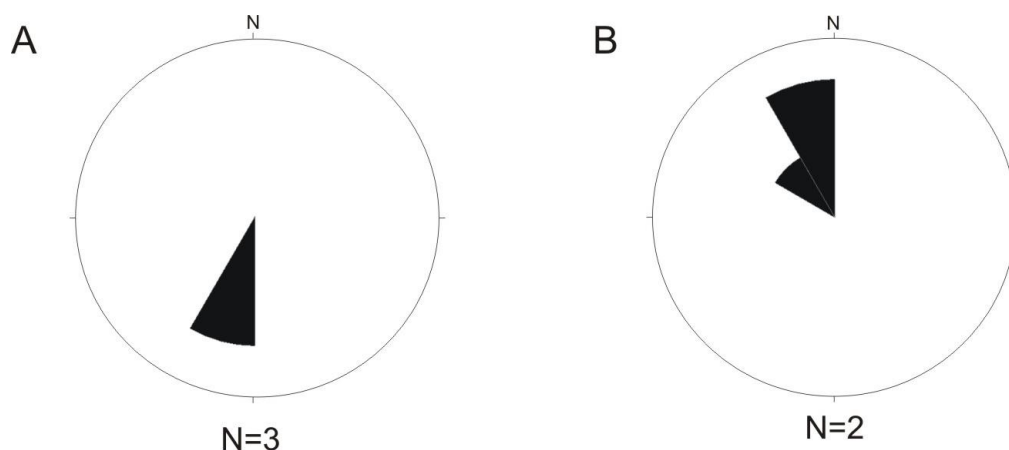


FIGURA 20 - Bimodalidade das paleocorrentes nos depósitos influenciados por maré (AF1).

A fácies Atm é gerada pela migração de *megaripples* por fluxo de maré dominante. As estruturas, caracterizadas pela terminação tangencial dos *foresets*, apresentam alternância de estratos arenosos separados por finas lâminas de *mud drapes*, e apontam para uma seqüência de *tidal bundles*

(VISSER, 1980; BOERSMA; TERWINDT, 1981) (Figura 21). O padrão dos pares de argila sugere a presença de dois estágios de água parada durante um ciclo de enchente ou vazante. Os *foresets* que compõem o bandamento de maré, assim como é conhecido, são depositados durante o fluxo de maré dominante; em áreas onde as correntes de maré apresentam menor assimetria de tempo-velocidade, as bandas dos *foresets* são separadas por superfícies de reativação que pode ser coberto por *drape* de argila (TERWINDT, 1981).

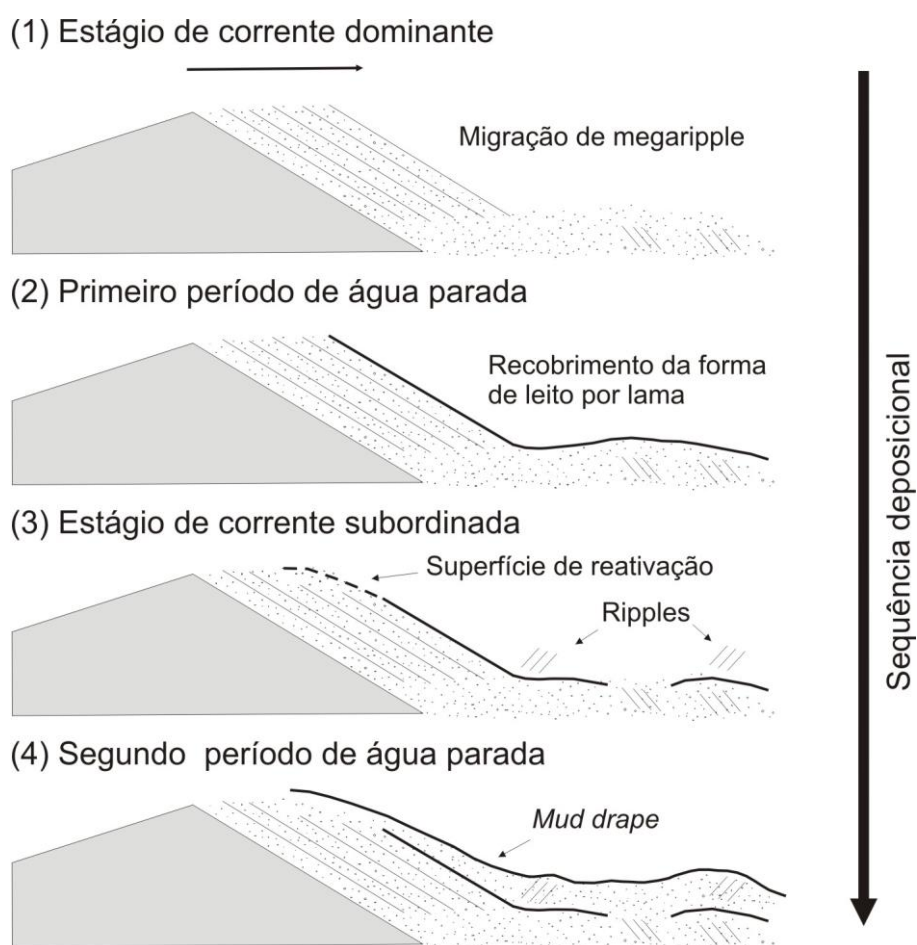


FIGURA 21 - Esquema simplificado de formação de *mud drapes* em ambiente influenciado por maré.
Fonte: (VISSER, 1980).

A fácies Amo é gerada pela migração de marcas onduladas com sedimentação por suspensão, onde está associada à ocorrência do icnogênero *Arthropycus*. Este icnito é produzido por artrópodes ou vermes, que escavaram túneis horizontais a subhorizontais revolvendo sedimentos finos a procura de alimento (HANTZSCHEL, 1975). A preservação deste icnofóssil, em

forma de hiporelevo, está vinculada a geração de argila e posterior preenchimento por areia; sua ocorrência é indicativa de períodos relativamente calmos com deposição em zonas de *shoreface*, caracterizado principalmente por níveis elevados de corrente ou onda.

Um dos principais elementos utilizados na reconstituição paleoambiental e paleogeográfica da área de estudo foi à identificação de icnogênero *Arthropycus* nos arenitos e pelitos da Formação Pitinga. Estes sedimentos foram correlacionados aos arenitos avermelhados da Formação Medina, localizada a oeste do estado de Nova Iorque, datados no Llandoveryano Inferior (FERNANDES et al. 1996). Estes dados forneceram elementos importantes para a interpretação de processos de sedimentação.

4.1.2.2 Associação B - Planície fluvial entrelaçada

A associação B consiste de arenitos médios a grossos com grânulos e seixos, seleção moderada a pobre, com estratificação cruzada tabular predominante, dispostos em corpos tabulares lateralmente contínuos e apresentando ciclos de *finning*- e *thinning-upward* dos arenitos. Esta associação é composta pelas fácies At, Ac, Atg, Asg, Ar e Cm, sendo interpretadas como parte de um sistema fluvial entrelaçado.

A fácies At foi gerada pela migração de formas de leito de crista reta (*sandwaves*) por correntes unidirecionais, como mostra o padrão unimodal das medidas de paleocorrente (Figura 23). Esta fácies é interpretada em muitos depósitos fluviais tipo entrelaçado como barras transversais (fácies Sp de MIALL, 1977, 1981; WATCHORN, 1980). O processo de segregação de grãos grossos na base dos *foresets* está relacionado à face de avalanche, onde os grãos deslizam em direção da base da marca ondulada, enquanto a segregação na base dos *sets* pode ser atribuída à deposição de grãos grossos por correntes de fluxo reverso (*backflow*) associadas à sedimentação por suspensão (Figura 22). As sucessivas superfícies de reativação podem ser atribuídas a estágios de flutuações fluviais com a subsequente modificação das formas de leito (CANT; WALKER, 1978).

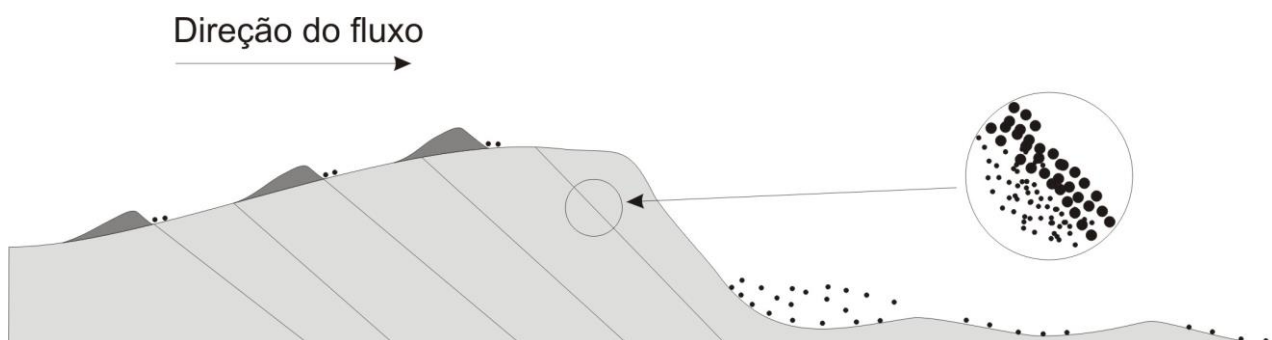


FIGURA 22 - Segregação de grãos de areia grossa e grânulos na base dos *sets* e *foresets* (migração de marcas onduladas).

A fácies Ar é comumente observada nos depósitos fluviais, sendo gerada pela deformação das formas de leito por cisalhamento da água (REINECK; SINGH, 1980). O movimento de massa de areias e o deslocamento da água no topo das lâminas dos *foresets* formam as dobras recumbentes.

A fácies Asg está relacionada com a desaceleração do fluxo subaquoso e alta concentração de sedimentos em suspensão (DELLA FÁVERA, 2001). Estudos desenvolvidos por Collinson e Thompson (1989) sugerem que as estratificações cruzadas sigmoidais se formam na fase de dunas. Estas estruturas seriam geradas na fase de transição entre dunas e estágio superior dominadas por correntes unidirecionais, que resultariam na relação de processos dominados por avalanche e suspensão (ROE, 1987). Estas estruturas apresentam caráter episódico e necessitam para a sua formação e preservação certa espessura da lâmina de água, mesmo que momentânea (DELLA FÁVERA op. cit.).

A fácies Ac é a fácies mais expressiva desta associação, sendo interpretada como a migração de barras arenosas complexas (ALLEN, 1984; HARMS; SOUTHARD; WALKER, 1982). É formada pela combinação de macroformas (*master bedding*) com formas de leito subordinadas (REINECK; SINGH, op. cit.). Os *sets* subordinados são formados pela migração de formas de leito sobre o acamamento principal (*master bedding*), e migraram exatamente no mesmo sentido da forma principal, como seria de se esperar em correntes unidirecionais. A migração das formas parasíticas leva tanto o sedimento fino como o sedimento grosso, concentrado nas calhas, até o topo

do flanco da macroforma (SMITH, 1972), onde os grãos deslizam, proporcionando diferenciação granulométrica nos *sets* e *foresets*.

A fácies Cm corresponde a fácies Gmc de (MIALL, 1977, 1981), e muitas vezes desenvolve contatos gradacionais com as fácies At, Atg e Ac. Estes depósitos representam fluxos de detritos pseudo-plásticos, depositados em fluxo viscoso, laminar ou turbulento (REINECK; SINGH, 1980). Os depósitos similares têm sido atribuídos a processos de acreção vertical em barras longitudinais, comuns em domínios proximais dos rios *braided* e planícies aluviais (RUST; KOSTER, 1984).

Os dados de paleocorrente (Figura 23) da associação de fácies B apresentam baixa dispersão e altos valores de magnitude do vetor resultante, com orientação preferencial para noroeste. O padrão unidirecional (300-340°Az) das medidas corrobora com a presença de um sistema fluvial (Figura 24).

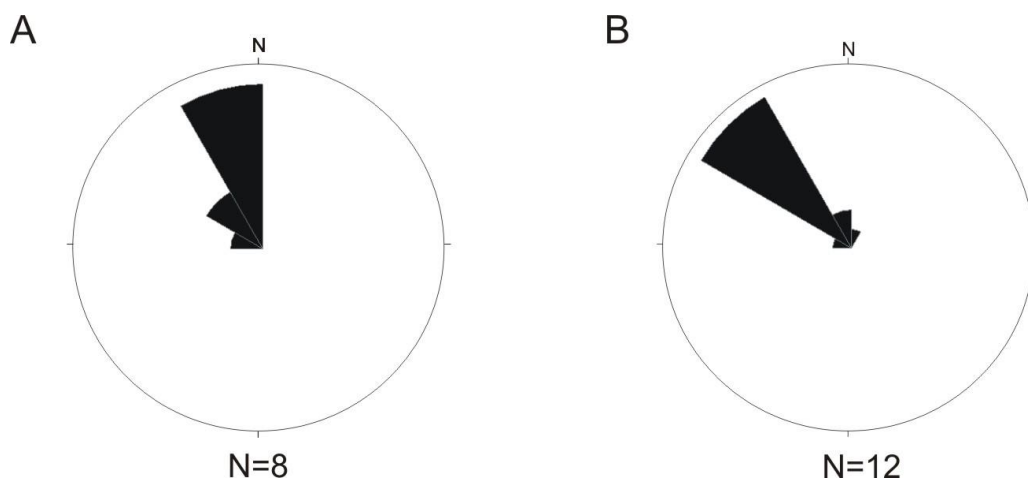


FIGURA 23 - Diagramas mostrando o padrão unidirecional dos depósitos da associação fluvial.

Com base na análise dos elementos arquiteturais, verificaram-se similaridades entre os depósitos da Formação Maecuru e os depósitos fluviais *braided* do tipo *platte* proposto por (MIALL, 1981). Os depósitos do tipo *platte* descritos por (SMITH, 1972) são sugestivos de rios muito rasos e sem diferenciação topográfica marcante; barras transversais corroboram como feição característica destes depósitos (Figura 24).

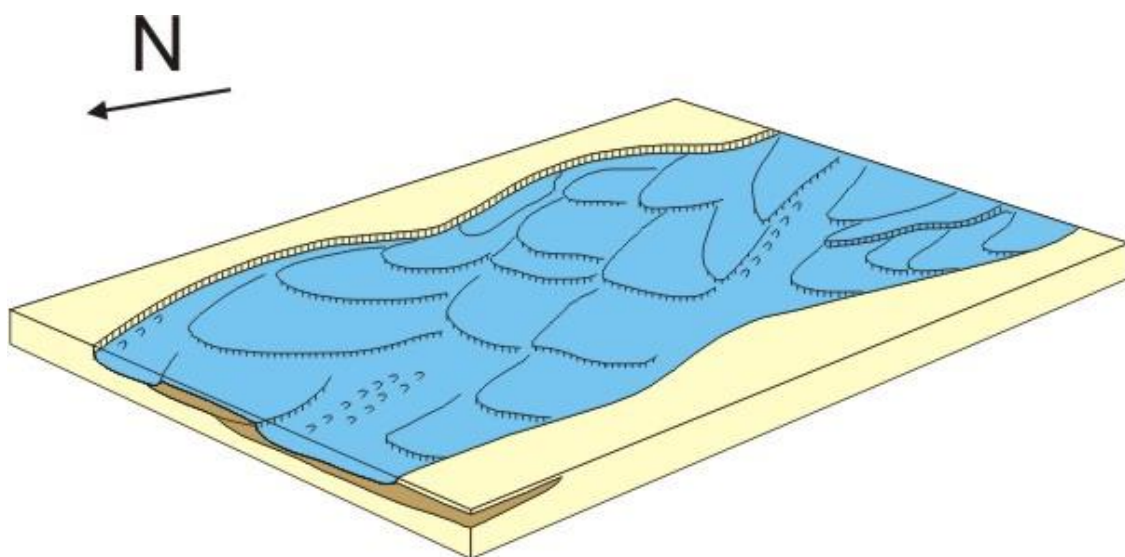


FIGURA 24 - Modelo do sistema fluvial para a Formação Maecuru, segundo Miall (1981).

5 ANÁLISE PALINOLÓGICA E IDADE

O presente trabalho trata da bioestratigrafia dos esporomorfos siluro-devonianos encontrados na Formação Pitinga, Grupo Trombetas. Em geral, a assembléia da Formação Pitinga é ricamente constituída de acritarcos e quitinozoários (Tabela 5). A assembléia de acritarcos foi comparada às registradas em outros locais como Estados Unidos, Bélgica, Espanha, Inglaterra e Canadá, indicando seu caráter cosmopolita. A tabela 6 sumariza a assembléia e indica a presença de exemplares encontrados por grupo em cada nível estratigráfico. A avaliação dos palinomorfos será baseada nos quitinozoários e acritarcos, os quais representam mais de 90% da assembléia. Miósporos são raros demonstrando o caráter marinho destes depósitos.

TABELA 5 – Distribuição dos fósseis por nível amostrado.

n	Código	Número de lâminas	Quitinozoários	Acritarcos	Outros grupos (*)
1	PT-F-01	5	X	X	X
2	PT-F-02	3	X	X	
3	PT-F-03	7	X	X	
4	PT-F-04	7	X	X	
5	PT-F-06	8	X	X	X
6	PT-F-07	8		X	X
Total		38			

TABELA 6 – Distribuição dos táxon por nível estratigráfico.

	Taxon	PT-F-01	PT-F-02	PT-F-03	PT-F-04	PT-F-06	PT-F-07
	<i>Células com inclusões</i>	X	X				
	<i>Conochitina (várias formas)</i>			X		X	X
	<i>Cymatiosphaera sp.</i>	X			X		X
	<i>Deunffia monospinosa</i>			X			
	<i>Dorsennidium minutum</i>					X	
	<i>Leiofusa algerensis</i>			X			
	<i>Leiofusa parvitatilis</i>					X	X
	<i>Lophosphaeridium parvum</i>					X	
	<i>Micrhystridium granocentricum</i>				X		
	<i>Multiplicisphaeridium sp.</i>					X	
	<i>Outras espécies de Leiofusa</i>						X
	<i>Triangulina densus</i>			X		X	X
	<i>Veryhachium oklahomense</i>	X		X			
	<i>Veryhachium reductum</i>			X		X	X
	<i>Veryhachium sp.</i>	X	X				
	<i>Matéria orgânica amorfa</i>	X		X	X	X	X

Taxon	CRONOESTRATIGRAFIA		LITOESTRATIGRAFIA			
	ÉPOCA	PERÍODO				
Matéria orgânica amorfa	Amostras	Ludlow (Inferior)	SILURIANO	Folhelhos	Formação Pitinga	Grupo Trombetas
Veryhachium sp.						
Veryhachium reductum						
Veryhachium oklahomense						
Triangulina densus						
Outras espécies de Leiofusa						
Multiplicisphaeridium sp.						
Michrystroidium granocentricum	Profundidade em relação a superfície	Wenlock (Superior)	SILURIANO	Folhelhos	Formação Pitinga	Grupo Trombetas
Lophosphaeridium parvum						
Leiofusa parvitatis						
Leiofusa algerensis						
Dorsennidium minutum						
Deunffia monospinosa						
Cymatiosphaera sp.						
Conochitina						
Células com inclusões						
	— PT-F-07 (35 cm)	Ludlow (Inferior)	SILURIANO	Folhelhos	Formação Pitinga	Grupo Trombetas
	— PT-F-06 (70 cm)					
	— PT-F-04 (1,1 m)					
	— PT-F-03 (1,9 m)					
	— PT-F-02 (2,5 m)					
	— PT-F-01 (3,1 m)					

FIGURA 25 – Distribuição bioestratigráfica dos palinomorfos da Formação Pitinga.

5.1 ACRITARCOS

Acritarcos (EVITT, 1963) são microfósseis esféricos, marinhos, autotróficos, planctônicos, de paredes orgânicas, podendo apresentar parede ornamentada com sulcos ou prolongamentos, mas sem afinidade biológica certa. Não são solúveis em ácido e na sua maioria vivem em formas solitárias, podendo também ser utilizados para interpretação paleoambiental. Os acritarcos são conhecidos desde 1850 Ma e estendem-se até o Devoniano. Discutir a biologia dos acritarcos é essencial para entender a diversidade e a evolução da história da vida. No entanto, a afinidade biológica dos acritarcos ainda não é muito clara. Eles têm sido relacionados a espécies de algas prasinófitas, dinoflagelados ou outros grupos de algas verdes e cianobactérias (MENDELSON; SCHOPF, 1992; MARTIN, 1993). Stanevich et al. (2007) compararam várias morfologias de acritarcos com algas verdes.

Os acritarcos presentes na Formação Pitinga (Figura 25) são de grande valor para o esclarecimento da posição estratigráfica daquela formação, já que muitas das espécies encontradas são globalmente restritas ao Siluriano. Duas espécies são amplamente encontradas em todos os níveis estudados: *Leiofusa* e *Veryhachium*. Ambos os gêneros são descritos como pertencentes à biozona IV (*Leiofusa algerensis*-*Multiplicisphaeridium osgoodense*) proposto por (SINHA; PRASAD; SRIVASTAVA, 1998) em depósitos da Índia. A assembléia também tem sido descrita na Turquia (LAKOVA; GÖNCÜOĞLU, 2005), ambas correlacionadas ao Ludloviano Inferior. Nos primeiros níveis amostrados, células com inclusão ocorrem em grande abundância.

5.2 QUITINOZOÁRIOS

A morfologia externa dos quitinozoários tem grande importância na sua classificação sistemática, pois esta se baseia na morfologia geral da vesícula e no tipo de ornamentação para determinar gêneros e espécies (Figura 26). Não foram observados quitinozoários ornamentados. A presença de *Conochitina* e outros quitinozoários da família *desmochitinidae* sugere uma idade mais basal.

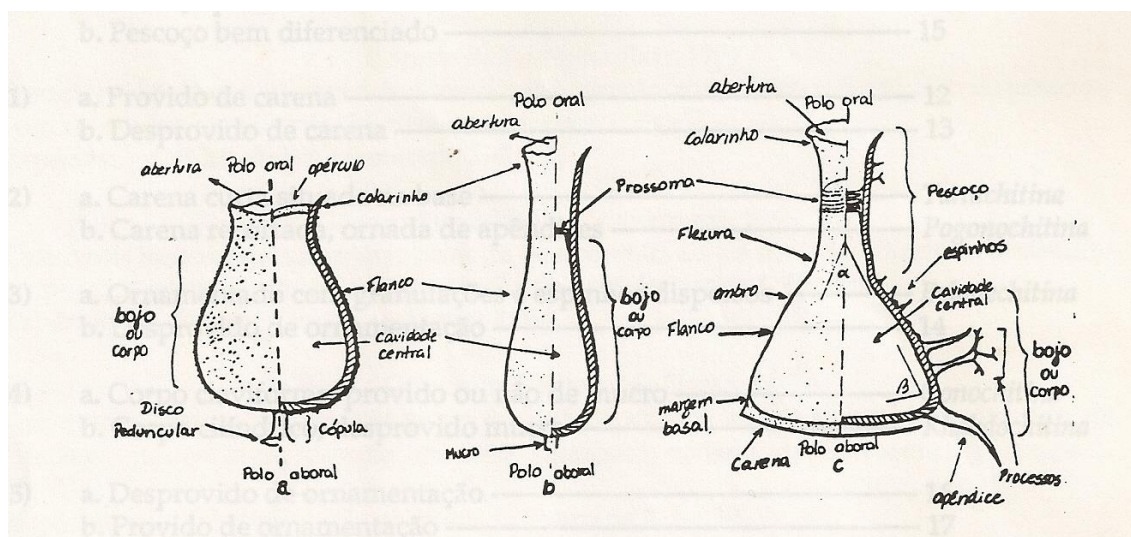


FIGURA 26 – Aspectos morfológicos dos Quitinozoários.

5.3 DISCUSSÕES SOBRE IDADE

As investigações a respeito do hiato erosional dos depósitos Siluro-devonianos da borda sul da Bacia do Amazonas têm sido dificultadas pelo alto grau de oxidação dos folhelhos marinhos da Formação Pitinga, o que desfavorece a recuperação dos palinomorfos. Durante os trabalhos de campo, foram coletadas sete amostras, as quais seis apresentaram potencial para análise palinológica.

A determinação do hiato foi baseada na análise dos microfósseis dos sedimentos da Formação Pitinga que foi comparada com a assembléia de fósseis da Formação Maecuru. Após a determinação das suas respectivas palinozonas, a diferença das idades corresponde à discordância erosiva entre as unidades estudadas.

A assembléia dos Palinofósseis dos arenitos da Formação Maecuru foi baseada de acordo com os dados de Melo e Loboziak (2002), constituída pelos seguintes fósseis: *Archaeozonotriletes chulus*, *Camarozonotriletes ? concavus*, *Craspedispora ghadaminensis*, *Dictyotriletes emsiensis*, *Diatomozonotriletes franklinii*, *Emphanisporites annulatus*, *Grandspora douglatownense*, *Grandspora libyensis*, *Grandspora megaformis*, *Grandspora permulta*, *Grandspora protea*, *Grandspora spp.*, *Acinorisporites sp. cf. A. lindlarensis*, *Acinorisporites sp. cf. apiculatus*, *Sammarisporites spp.*,

Synorisporites spp., *Verrucosisporites premmus*. Estas espécies corroboram com idade Emsiana Superior-Eifeliana Inferior, provavelmente compatível com as zonas de miosporos FD (*annulatus-sextantii*) e AP (*douglastownense-eurypterota* e *velatus-langii* ?), correspondentes a palinozona IV na Bacia do Amazonas (DAEMON; CONTREIRAS, 1971; DAEMON, 1976).

A assembléia dos fósseis na Formação Pitinga, relacionados na tabela 6, é compatível com influencia marinha. Esta hipótese é confirmada pela presença de quitinozoários; possivelmente, os gêneros dos acritarcos *Leiofusa* e *Veryhachium* sugerem que esta unidade, ao menos na área estudada, corresponde ao Ludloviano Inferior (LAKOVA; GÖNCÜÜOGLÜ, 2005). Esta pesquisa tenderá a ser ampliada em trabalhos posteriores a fim de definir com maior precisão a discordância entre as formações Pitinga e Maecuru, na borda Sul da Bacia do Amazonas.

6 MODELO DEPOSICIONAL

Um modelo deposicional consiste num arranjo tridimensional com a finalidade de ajudar na compreensão de processos e fenômenos naturais (READING, 1986). Este tópico objetiva apresentar uma distribuição 3D de todas as informações das seqüências sedimentares descritas referentes a um ou mais ambientes de sedimentação num intervalo estratigráfico específico.

Com base na análise dos sistemas deposicionais propostos para as Formações Pitinga e Maecuru, foi possível o reconhecimento de depósitos marinhos transicionais e fluviais de rios entrelaçados, respectivamente. A interpretação das associações de fácies sugere que a área de estudo, pelo menos na sua porção aflorante, representa uma sucessão progradante composta por lamas de plataforma marinha (*offshore*) e barras de *shoreface* correspondente a Formação Pitinga, e os sedimentos clásticos fluviais *braided* pertencentes à Formação Maecuru.

Após o processo de rifteamento e subsidência inicial da bacia, durante o Cambriano/Ordoviciano Inferior (NUNN; AIRES, 1988), o estágio deposicional da Formação Pitinga processava-se de leste para oeste, em “*onlap*” contra o arco de Purus que impedia a conexão com a Bacia do Solimões (CUNHA, 2000). A leste a sedimentação ultrapassou o arco de Gurupá correlacionando com as bacias do noroeste africano (NEVES et al. 1989). A tendência transgressiva do mar durante o Neo-Siluriano está relacionada com movimentos de isostasia, soerguimentos gerados pela Orogenia Caledoniana e, a geração de espaço de acomodação para os sedimentos marinhos da Formação Pitinga.

Os sedimentos acumulados em depósitos de *shoreface* inferior formam uma costa dominada por processos de maré adjacente a uma plataforma. Os indícios deste tipo de costa são marcados pela migração de formas de leito influenciada por maré.

Os efeitos intraplaca da Orogenia Caledoniana (ZALÁN, 1991) foram registrados nas bacias do oeste da América do Sul, com pequena reativação de blocos do embasamento da Bacia do Amazonas. Associado ao evento tectônico, o grande rebaixamento do nível do mar foi responsável pela emersão da bacia e erosão generalizada da seqüência Neo-Siluriana/Eo-Devoniana

(Figura 25). O rebaixamento promoveu a exposição da plataforma e consequente progradação de um sistema fluvial entrelaçado com a formação de vales incisos. Os depósitos fluviais parecem marcar o ápice da sedimentação continental durante o Devoniano Inferior.

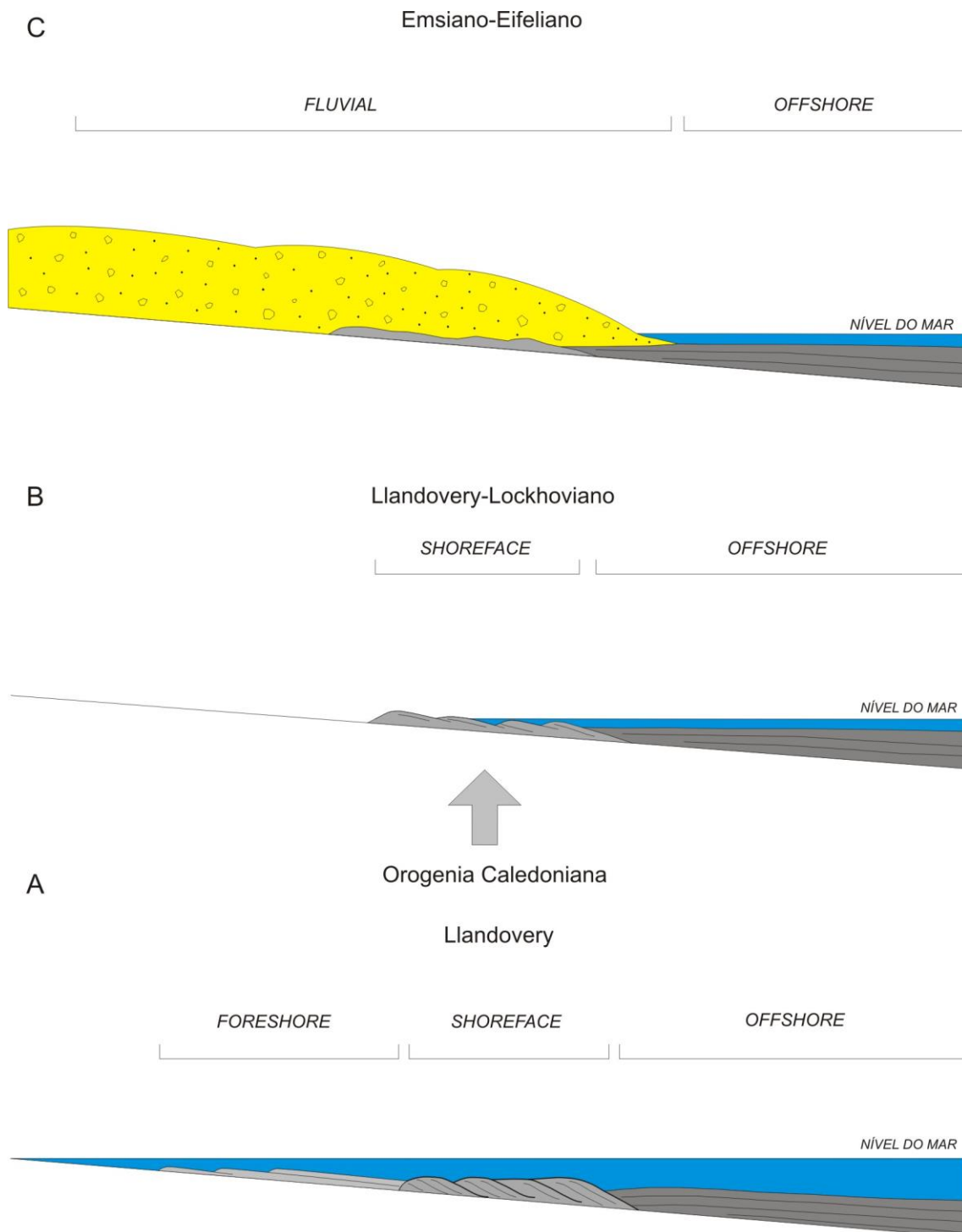


FIGURA 27 - Interpretação paleoambiental dos depósitos marinhos das formações Pitinga e Maecuru, na região de Itaituba-PA.

7 CONCLUSÕES

O estudo faciológico e palinológico das Formações Pitinga e Maecuru, nas proximidades da cidade de Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas, permitiram que atingisse as seguintes conclusões:

- Os depósitos estudados são compostos por 11 fácies sedimentares, constituídas, geralmente, por arenitos, lamitos e, subordinadamente, por conglomerados.

- as fácies podem ser agrupadas em duas associações: *offshore* proximal a *shoreface* influenciado por maré (AF1), e planície fluvial *braided* com dunas subaquosas e barras (AF2).

- os aspectos faciológicos dos depósitos da associação (AF1) apontam para uma região costeira com influência de maré, com ocorrência de estruturas diagnósticas como: laminação cruzada com padrão reverso de paleocorrentes e *tidal bundle*.

- as fácies da associação (AF2) indicam predominância de processos costeiros, através da baixa frequência de sedimentos pelíticos e migrações de barras do tipo 2D e 3D em canais rasos.

- os contatos observados entre as Formações Pitinga e Maecuru ocorrem de forma erosiva, refletindo as características regionais de variações eustáticas do nível do mar.

- A assembléia dos microfósseis da Formação Pitinga corrobora com influência marinha. Os gêneros de acritarcos *Leiofusa* e *Veryhachium* sugerem que esta unidade provavelmente, ao menos na área estudada, corresponde ao Ludloviano Inferior.

REFERÊNCIAS

ALBUQUERQUE, C. R. Reconhecimento Geológico no Vale do Amazonas. Rio de Janeiro, *Imp. Nacional*. Brasil, DNPM: Divisão de Geologia e Mineralogia, Bol. 3. 84p. 1922.

ALLEN, J. R. L. Sedimentary Structures: their character and physical basis. Amsterdam. *Elsevier Science Publishers*. v.2, 663p. 1984.

ANDRADE, C. A. C.; CUNHA, F. M. B. Revisão Geológica da Bacia do Amazonas. In: XXV CONGRESSO DA SBG. *Anais ...* v.3: 91-112. 1971.

ARAÚJO, J. B. *Reavaliação dos dados de refração sísmica da Bacia do Amazonas*. PETROBRÁS/RENOR – Relatório Interno. 1972.

ARNOT, M. J.; GOOD, T. R.; LEWIS, J. J. M. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 984-987. 1997.

BOERSMA, J. R.; TERWINDT, J. H. J. Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 1981. 28(2): 151-170.

BOUMAN, Q. C. *Notes on the Geology of the Negro river*. Petrobrás. Relatório 322-A. 1959.

BREITBACH, J. W. *Geology of the Cajari river*. Petrobrás. Relatório 210-A. 1957.

CANT, D. J.; WALKER, R. G. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25(5): 625-648. 1978.

CAPUTO, M. V.; ANDRADE, F. G. *Geologia de Semi-detalle do flanco Sul da Bacia do Amazonas entre os rios Cupari e Abacaxis*. Petrobrás. Relatório Interno-579. 1968.

CAPUTO, M. V. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil*. 1984. 582p. Tese (Doutorado em Geologia). Santa Barbara. Universidade da Califórnia. 1984.

CAROZZI, A. V.; ALVES, R. J.; CASTRO, J. C. Controle tectônico sinsedimentar dos carbonatos permo-carboníferos das formações Itaituba e Nova Olinda na Bacia do Amazonas, Brasil. In: XXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Belém. 1972. v. 3, p.47-64.

CARVALHO, P. F. Reconhecimento Geológico e Sondagens na Bacia do Amazonas. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*. Rio de Janeiro (15):1-28. 1926.

CASTRO, J. C., EIRAS, J. F., CAPUTO, M. V. Paleozóico do Rio Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belém, 1988. *Roteiro de excursões*. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. p. 27 – 44.

CHISTOPHER, R. A.; GOODMAN, D. K. Introduction to biostratigraphy and time scales, Chapter 15. In: JANSONIUS, J.; MCGREGOR, D. C. (ed.). *Palynology: principles and applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 1996. v.2. p. 463-492.

CLEMMENSEN, L. B. Lacustrine facies and Stromatolite from the Middle Triassic of the East Greenland. *Journal of Sedimentary Petrology*., 48: 1111-1128. 1978.

COLLINSON, J. D.; THOMPSON, D. B. *Sedimentary Structures*. London. George Allen Unwin. 194p. 1989.

COUTINHO, L. F. C.; GONZAGA, F. G. *Evolução tectonossedimentar e termal da Bacia do Amazonas*. Belém, Brasil. Petrobras. Relatório Interno. 1994.

CUNHA, F. M. B.; GONZAGA, F. G.; COUTINHO, L. F. C. FEIJO, F. J. Bacia do Amazonas, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8(1): 47-55. 1994.

CUNHA, P. R. C.; MELO, J. H. G.; SILVA, O. B. Bacia do Amazonas, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2): 227-251. 2007.

CUNHA, P. R. C. *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. 2000.

DAEMON, R. F.; CONTREIRAS, C. J. A. Zoneamento Palinológico da Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25.; São Paulo, 1971, *Anais...* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v. 3, p. 79-88.

DAEMON, R. F. Palinomorfos-guias do Devoniano Superior e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas e Parnaíba. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 46, p. 549-587. 1974.

DAEMON, R. F. 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. 1976.

DAM, G.; SURLIK, F. Cycles sedimentation in a large wave and storm-dominated anoxic lake: Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. In: POSAMENTIER, H. W.; SUMMERHAYES,

C. P.; HAQ, B. U.; ALLEN, G. P. (eds.). Sequence Stratigraphy and facies associations. Tulsa, *Int. Ass. Sediment.*, p.419-450. 1993. (Spec. Publ. 18).

DE BOER, N. P. *Geologia e Prospectos da Bacia Paleozóica do Amazonas*. Petrobrás. Relatório 571-A. 1965.

DE RAAF, J. M. F.; BOERSMA, J. R.; VAN GELDER, A. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24: 451-483. 1977.

DELLA FÁVERA, J. C. Fundamentos de estratigrafia moderna, Rio de Janeiro, UERJ editora, 2001. p. 63-145.

DERBY, O. A. Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. In: Arquivos do museu nacional. Rio de Janeiro: Museu Nacional, v.2, p. 77-104. 1878.

DERBY, O. A. Reconhecimento do rio Maecuru. *Boletim do Museu Paraense*. 2(2): 192-204. 1897.

EIRAS, J. F.; MATSUDA, N. S. Roteiro geológico do Paleozóico do Rio Tapajós, borda sul da Bacia do Amazonas. Pará: relatório interno. Belém: Petrobrás/E&P AM. 1995.

EIRAS, J. F. Geologia e sistemas petrolíferos da Bacia do Solimões. In: VI SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. 1998. Manaus. *Boletim de resumos expandidos*. Manaus: Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Norte. 1998. p. 30-32.

EVITT, W. R. A discussion and proposals concerning fossil dinoflagelates, hystrichospheres, and acritarchs. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 49: 158-164. 1963.

FERNANDES, L. A. 1992. *A cobertura cretácea basáltica o Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): Os grupos Bauru e Caruá*. São Paulo. 1992. 129p. Tese (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

FERREIRA, E. O. Contribuição à Litologia da série Uatumã. *Boletim da divisão de Geologia e Mineralogia*, 185, 37p. 1959.

FRAKES, L. A. Climate throughout Geologic Time. Amsterdam. *Elsevier*, 310p. 1979.

FREYDANK, H. G. *Geology of Jatapu and Capu Rivers*. Petrobrás. Relatório 156-A. 1957.

GRAHN, Y. *Chitinozoan biostratigraphy of the pre-Carboniferous sequence of well 1-AM-1-AM, Amazonas Basin. Age and correlation of the Pitinga Shale*. Petrobras, Internal report, Rio de Janeiro, 915:1-33. 1988.

GRAHN, Y. Revision of Silurian and Devonian Strata of Brazil. *Palynology*, 16:35-61. 1992.

GRAHN, Y.; PARIS, F. Age and Correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin-Brazil. *Rev. Micropaléontologie*, 35, 1992. p. 197-209.

GREY, K. *Edicarian acritarchs of Australia*: Macquarie University, PhD thesis. 1998.

HANTZSCHEL, W. Trace fossil and problematica. In: TEICHERT, C. (ed.) *Treatise on invertebrate paleontology. Boulder, Geol. Soc. Am*, 1975. p.38-39.

HARMS, J. C.; SOUTHARD, J. B.; WALKER, R. G. Structures and sequences in clastic rocks. Tulsa. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. 1982. (Short Course, 9).

HART, C. H. Amazonian drift. *Amer. J. Sci. & Arts*, 3rd Ser., 1871. 1(4): 294-296.

HART, C. F. Recent explorations in the valley of the Amazonas. *J. Amer. Geogr. Soc.*, N. York, Trans. 1872. 3: 231-252.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico. In: II SIMPÓSIO AMAZÔNICO, *Anais ...* Manaus, 1984. v.1, p.129-147.

HOYLING, N. *Preliminary Geological subsurface. Study of the Trombetas and Jatapu in the Paleozoic outcrops area of the Tapajos river – Pará*. Petrobrás. Relatório 511-A. 1957.

KATZER, F. Geologia do Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, n. 9: 1-269, 1953.

KRAUSSE, G. G. *Curuá river Geological Progress Report*. Petrobrás. Relatório 126-A. 1955.

LAKOVA, I.; GÖNCÜOĞLU, M. C. First evidence of Wenlockian - Ludlovian Palynomorphs from the Palaeozoic of Çamdag, NW Anatolia, Turkey. *Hacettepe Yerbilimleri*, 26, 61–73. 2005.

LANGE, F. W. 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. 1967.

LIMA, H. P. *Análise de Fácies e Estratigrafia da Sequência Devoniana-Carbonífera do Domo de Monte Alegre, Bacia do Amazonas*. 2009. (Mestrado em Geologia e Geoquímica). Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 2009.

LINSER, H. *Interpretation of the regional gravity anomalies in the Amazon área*. Relatório Interno, Petrobrás-DEXPRO e Boletim Técnico da Petrobrás 17(1):3-15. 1958.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; CAPUTO, M. V.; MELO, J. H. G. Evidence of West European defined miospore zones in the uppermost Devonian and Lower Carboniferous of the Amazonas Basin (Brazil). *Geobios* 24, 1991. p. 5-11.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in Amazonas and Parnaíba basins (Brazil). Petrobrás. *Rep. Univ. Liege*, Liege, 1992. 40p.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; CAPUTO, M. V.; MELO, J. H. G. 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, 1993. p. 277-289.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G.; RODRIGUES, R.; STREEL, M.; QUADROS, L. P.; BARRILARI, I. M. R. Age and correlation of Barreirinhas Formation (Curuá Group, Amazon Basin): new evidence from the miospore biostratigraphy. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68, 1996. p. 207-212.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G.; DINO, R.; VACHARD, D.; STREEL, M. Earliest taeniate bisaccate from the Amazon Basin. *Geobios* 30, 1997. p. 467-474.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G.; STREEL, M. Reassessment of Viséan miospore biostratigraphy in the Amazon Basin, northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 104, 1998. p. 143-155.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G. Miospore events from late Early to Late Devonian strata of Western Gondwana. *Geobios* 33, 2000. p. 399-407.

LOBOZIAK, S.; MELO, J.R.G. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Review of Paleobotany and Palynology: an international journal*, Amsterdam, v. 124, n. 3-4, 2002. p.131-202, Maio/2003.

LOCZI, L. Tectonismo transversal na constituição da América do Sul e a importância econômica das falhas transcorrentes. *Min. Met.* 1969. v. 1, p. 273-279.

LUDWIG, G. *Divisão Estratigráfico-faciológica do Paleozóico da Bacia do Amazonas*. Petrobrás/CENAP. 1964.

MARTIN, F. *Acritarchs: A review. Biological Reviews of the Cambridge Philosophical Society*, 68,(4), 475–538, 1993. pls 1–3.

McKEE, E. D.; WEIR, G. W. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 1953. 64(4): 381-390.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S.; STREEL, M. Latest Devonian to early Late Carboniferous biostratigraphy of northern Brazil: an update. *Bull. Centre Rech. Elf. Expl. Prod.* 22, p. 13-33. 1999.

MELO, J. H. G.; GRAHN, Y.; QUADROS, L. P. Bacia do Amazonas. In: BEURLIN, G.; QUADROS, L. P. (eds.) *Bioestratigrafia das Bacias Paleozóicas Brasileiras (Texto explicativo das cartas bioestratigráficas)*. Petrobras/Cenpes-Divex-Sebipe, p. 16-33. 1992.

MENDELSON, C. V.; SCHOPF, J. W. Proterozoic and selected Early Cambrian microfossils and microfossil-like objects. In: *Evolution of Proterozoic biosphere – a multidisciplinary study edited by J. W. SCHOPF; C. KLEIN*: New York, Cambridge University Press, p. 865-951. 1992.

MENDES, J. C. A série Itaituba no vale do rio Tapajós, estado do Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 1957. 29(4): 567-577.

MIALL, A. D. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 1977. 13(1):1-62.

MIALL, A. D. Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In: MIAL A. D (Ed.); *Sedimentation and tectonics in alluvial basins. Geol. Assoc. Can. Spec.* 1981. 23: 1-33.

MIALL, A. D. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York, Springer-Verlag, 1996. 582 p.

MORALES, G. L. General geology and oil possibilities of the Amazonas Basin. *Brazil Fifth World Petroleum Congress*. Suten, 1959. 1: 925.

NEPOMUCENO FILHO, F.; THEODORO, C. E. Evolução tecnológica e conseqüente aumento na resolução dos dados sísmicos na Bacia do Amazonas. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. Belém. Anais...* 1985. p. 267-283.

NEVES, C. A. O.; CAMPOS, J. N. P.; ARANA, J.; TEIXEIRA, L. B.; RODRIGUES, R.; TRIGUIS, J.A. *Integração Geológica e Exploração da Bacia do Amazonas*. Manaus, Brasil - Petrobras/Depex – Relatório Interno. 1989.

NEVES, M. P. Petrografia dos Carbonatos da Formação Itaituba (Carbonífero Superior), Monte Alegre – Pará. 2009. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 2009.

NUNN, J. A.; AIRES, J. R. *Subsidence History and tectonic Evolution of the Middle Amazon Basin, Brazil*. Rio de Janeiro, Brazil. Petrobrás – Internal report. 1985.

PAIVA, G. Vale do rio Negro (Fisiografia e Geologia). *Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*. Bol. nº 29. 1929.

QUADROS, L. P., Natureza do contato entre as formações Trombetas e Maecuru (Bacia do Amazonas). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 1983. 8. Resumos das comunicações. S.B.P., *Academia Brasileira de Ciências*, 1983. p.435-441.

QUADROS, L. P.; MELO, J. H. G. Método prático de preparação palinológica em sedimentos pré-Mesozóicos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 1987. 1(2): 205-214.

READING, H. G. *Sedimentary Environments and Facies*. Department of Earth Sciences. University of Oxford, Blackwell, 1986. 688p.

REINECK, H. E.; SINGH, I. B. *Depositional sedimentary environments*. New York, Springer-Verlag. 1980. 442p.

REZENDE, W. M. O mecanismo de intrusões de diabásio nas bacias paleozóicas do Maranhão e Amazonas. In: XXV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, *Anais...* São Paulo, 1971. v. 3.

REZENDE, W. M. Post Paleozoic Geotectonics of South America, Related to Plate Tectonics and Continental Drift. In: XXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. *Anais...* Belém, 1972.

REZENDE, W. M.; BRITO, C. G. 1973. Avaliação Geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: XXVII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, ARACAJÚ, *Anais...* SBG, v.3, p. 227-245.

ROE, S. L. Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upper-stage plane-bed origin from a Late Precambrian fluvial sandstone, Northern Norway. *Sedimentology*, 1987. 34: 89-101.

ROBERTS, S. M.; SPENCER, R. J.; LOWENSTEIN, T. K. Late Pleistocene saline lacustrine sediments, Badwater Basin, Death Valley, California. In: LOMANDO, A. J.; CHARLOTTE, B. S.; HARRIS, P. M. (eds.). *Lacustrine Reservoirs and depositional systems*. Tulsa, SEPM, 1994. p.61-104. (Core Workshop 19).

RUST, B. R.; KOSTER, E. H. Coarse Alluvial deposits. In: WALKER, R.G. (ed.). *Facies models*. 2. ed. Ontario, *Geological Association of Canada*. 1984. p.53-70 (Geoscience Canada, Reprint Series, 1).

SINHA H. N.; PRASAD, B.; SRIVASTAVA, S. S. Ordovician-Silurian acritarch biostratigraphy of the Tethyan Garhwal Himalaya, India. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 1998. 103: 167-199.

SMITH, H. H. Brazil, The Amazonas and the coast. *Charles Scribner's Sons*, N. York. 1879.

SMITH, N. D. Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1972. 42(3): 624-634.

SOMMER, F. W. Novas espécies de Tasmanites do Devoniano do Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, 1957. 28(4): 455-463.

SOMMER, F. W. Nota prévia sobre os microfósseis devonianos da Bacia do Amazonas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 1959. 32: 27-28.

SOMMER, F. W.; VAN BOEKEL, N. M. Os Tasmanites do furo 56, Bom Jardim, Itaituba, Rio Tapajós. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 1961. 33(4): 22-23.

SOMMER, F. W.; VAN BOEKEL, N. M. Some New Tasmanaceas from the devonian of Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 1963. 35(1): 61-65.

SOMMER, F. W.; VAN BOEKEL, N. M. *Microfósseis devonianos do rio Jatapú, Amazonas*. DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia. 1965. (4):58.

STANEVICH, A. M.; MAZUKABZOV, A. M.; POSTNIKOV, A. A.; NEMEROV, V. K.; PISAREVSKY, O. A.; GLADKOCHUB, D. P.; DONSKAYA, T. V.; KORNILOVA, T. A. Northern segment of the Paleasian Ocean: Neoproterozoic deposition history and geodynamics. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)*. 2007. 48(1): 46–60 (60–79).

TERWINDT, J. H. J. Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. In: NIO, S.D.; SHUTTENHELM, R. T. E.; VAN WEERING, T. C. E. eds. *Holocene marine sedimentation in the North Sea Basin. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*. 1981. 5:4-26.

UESUGUI, N. Palinologia: Técnicas de tratamento de amostras. *Boletim técnico da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 1979. 22(4): 229-240.

VIDAL, G. A Palynological preparation method. *Palynology*, 1988. 12: 215-220.

VISSER, M. J. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale deposits: a preliminary note. *Geology*, 1980. 8:543-546.

WALKER, R. G.; JAMES, N. P. Facies Models: response to sea level change. *Geol. Assoc. Canada*. 1992. 458p.

WANDERLEY FILHO, J. R. *Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento*. Universidade Federal do Pará, 1991. 119 p. Tese (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 1991.

WANDERLEY FILHO, J. R.; COSTA, J. B. S. 1991. Contribuição a evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3. Belém, 1991. *Anais...* SBG, Núcleo Norte, Belém, p. 244-259.

WATCHORN, M. B. Fluvial and tidal sedimentation in the 3,000 Ma. Mozaan Basin, South Africa. *Precambrian Research.*, 1980. 13(1): 27-42.

WIZEVICH, M. C. Photomosaics of outcrops: useful photographic technics. In: MIAL, A. D. & TYLER, N (eds.) The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Concepts in Sedimentology and Paleontology. *Tulsa, Society for Sedimentary Geology*. 1991. p. 22-24 (SEPM, 3).

ZALÁN, P. V. Influence of Pre-Andean Orogenesis on the Paleozoic Intracratonic Basins of South America. In: SIMPÓSIO BOLIVARIANO, 4. Bogotá. Memorias, Tomo I, Trabajo 7. 1991.