



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 570

**TRANSIÇÃO SILURO-DEVONIANA NA BORDA SUL DA
BACIA DO AMAZONAS, ENTRE URUARÁ-RURÓPOLIS,
OESTE DO ESTADO DO PARÁ, NORTE DO BRASIL**

Dissertação apresentada por:

**EDUARDO FRANCISCO DA SILVA
Orientador: Prof. Dr. José Bandeira C. da Silva Junior (UFPA)**

**BELÉM
2019**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da
Universidade Federal do Pará Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a)
autor(a)**

S586t Silva, Eduardo Francisco da
Transição siluro-devoniana na borda Sul da bacia do Amazonas, entre Uruará- Rurópolis,
Oeste do Estado do Pará, Norte do Brasil / Eduardo Francisco da Silva. — 2019.

xiii, 57 f.: il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica,
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Estratigrafia. 2. Rochas sedimentares. 3. Proveniência. 4. Siluro-Devoniano. 5. Bacia do
Amazonas. I. Título.

CDD 551.7009811



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**TRANSIÇÃO SILURO-DEVONIANA NA BORDA SUL DA
BACIA DO AMAZONAS, ENTRE URUARÁ-RURÓPOLIS,
OESTE DO ESTADO DO PARÁ, NORTE DO BRASIL**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
EDUARDO FRANCISCO DA SILVA

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA, linha de pesquisa ANÁLISE DE BACIAS SEDIMENTARES**

Data de Aprovação: 04 / 08 / 2019

Banca Examinadora:

Prof. Dr. José Bandeira C. da Silva Junior
Orientador – UFPA

Prof.^a Dr.^a Ana Maria Góes
Membro – USP

Prof. Dr. Joelson Lima Soares
Membro - UFPA

Dedico este trabalho aos meus pais e as minhas avós,
heróis da minha vida.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao pai celestial, SENHOR de tudo e de todos, por ter me concedido tamanha dádiva de realizar este trabalho, por acalmar meu coração durante os momentos mais difíceis da labuta diária e por todas as conquistas da minha vida.

Ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências e a Universidade Federal do Pará (UFPA) pela infraestrutura disponível, bem como ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudo.

Ao meu orientador, professor Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior, pela oportunidade, confiança, paciência, apoio e contínuo incentivo, principalmente nas etapas finais da elaboração desta dissertação. Muito obrigado!

Ao professor Dr. Anderson Conceição Mendes por toda ajuda, críticas e sugestões, bem como pelo fraterno convívio desde a graduação e para toda vida. Não há palavras para externar tamanha gratidão, amizade e admiração. Obrigado por tudo!

A todos os colegas do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED), pela amizade, críticas, sugestões e ensinamentos. Me resguardo a não citar nomes para não cometer o pecado do esquecimento. Muito obrigado!

Agradeço a todos os funcionários e colaboradores do Instituto de Geociências, em especial a Cleida Freitas, Joanicy Lopes, Afonso Quaresma, Joelma Lobo, Bruno Veras e Everaldo Cunha pela disponibilidade e presteza em atender as demandas necessárias para a execução da pesquisa.

Aos amigos Arthur Fonseca, Amanda Silva e Luan Martins pela parceria de longa data na busca pelo conhecimento, e pelos muitos e felizes momentos juntos. Muito obrigado!

Ao amigo Fernando Andrade pela sua contagiante tranquilidade e sabedoria, que esta amizade se estenda ao longo da vida. Obrigado!

A senhora Liduína Gino (tia do guaravita com pipoca), que com toda sua humildade proferiu palavras de apoio e experiências de vida dignas de um catedrático. Muito obrigado!

A Kamilla Mendes, Lucidalva Cavalcante e Wilson Jr. por abrirem as portas da sua casa e me terem como mais um membro da família. Muitíssimo obrigado!

A Lúcia Gomes (dona Lú) pelo apoio e amizade durante todos os momentos, e por todas as xícaras de cafés que me mantiveram acordado no final das tardes chuvosas de Belém. Obrigado!

Meu agradecimento todo especial a minha família pela compreensão dos muitos momentos em que estive ausente. Não há palavras para descrever o quão forte é a minha gratidão e amor por cada um de vocês. Muitíssimo obrigado!

A minha amada, amiga e companheira pelas discussões geológicas/geográficas e por todo seu carinho. Piera Amora, muito obrigado!

Enfim, a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram de alguma forma para a realização deste trabalho. Obrigado a todos!

“A educação é a arma mais poderosa que você pode usar para mudar o mundo”
(Nelson Mandela)

RESUMO

A transição Siluro-Devoniana foi marcada pelas drásticas mudanças na configuração geográfica dos paleocontinentes. Na borda Sul da Bacia do Amazonas, o registro dessa passagem é observado pelo contato entre as formações Pitinga e Maecuru. Os depósitos destas unidades foram estudados entre os municípios de Rurópolis e Placas, Oeste do Pará, tendo por objetivo o reconhecimento e associação de fácies para a reconstituição paleoambiental e suas correlações com os eventos colisionais do supercontinente Gondwana, bem como a proveniência sedimentar. Foram identificadas oito fácies sedimentares agrupadas em duas associações de fácies: a) Plataforma rasa com influência de maré e onda (AF-1), correspondente a Formação Pitinga e; b) Planície *braided* proximal (AF-2), relativa a Formação Maecuru. Os arenitos da Formação Pitinga foram classificados como subarcósios e quartzarenitos, fino a médios, moderadamente selecionados. Os arenitos da Formação Maecuru variam de arcósio a quartzarenitos, de granulometria média a muito grossa, variando de moderadamente a mal selecionados. A análise petrográfica destes depósitos apontam para um enriquecimento de quartzo em função dos processos diagenéticos, que mostraram-se bastante efetivos na eliminação dos minerais menos estáveis, observado pelo grande volume de poros secundários. O imageamento dos grãos de quartzo por catodoluminescência (CL) evidenciou a predominância dos grãos de quartzo de natureza ígnea e metamórfica, que aliado com as medidas de paleocorrente, possibilitaram deduzir que a proveniência da Formação Maecuru são os litotipos do Domínio Bacajá e Iriri-Xingu. Mesmo havendo dados de CL bastante convincentes, a falta de medidas de paleocorrente impossibilitou interpretações mais acuradas acerca da proveniência da Formação Pitinga. O contato entre as formações Pitinga e Maecuru gera uma discordância erosiva de caráter regional, observada por mais de 300 Km por toda borda Sul da Bacia do Amazonas, relacionada aos estágios acrescionários do supercontinente Gondwana, promovida pela instalação de sistemas fluviais durante a orogenia Precordilheirana.

Palavras-chave: Estratigrafia. Rochas Sedimentares. Proveniência. Siluro-Devoniano. Bacia do Amazonas.

ABSTRACT

The Silurian-Devonian transition is characterized by drastic geographical variations in the paleocontinents geographical setting. On the Amazonas Basin South margin, whose register is observed in the contact between Pitinga and Maecuru Formations. These deposits were studied among Rurópolis and Placas regions, in the west of the State of Pará, aiming recognition and association of their sedimentary facies for paleoenvironmental reconstitution and its relation with collisional events of the supercontinent Gondwana. The deposits provenance is also desired. In this study, eight sedimentary facies were identified and grouped into two facies association: a) Shallow platform with tidal and wave influences (AF-1) corresponding to Pitinga Formation and; b) Proximal braided lowland (AF-2) corresponding to Maecuru Formation. The contact between Pitinga and Maecuru Formations is interpreted as regional erosive discordance observed in more than 300 km along all the Amazonas Basin south margin, which is tied up to accretionary stages from the supercontinent Gondwana during the Precordillera and/or glacio-eustatic effects caused by the end of Silurian glaciation. Sandstones from Pitinga Formation were classified as fine- to medium-grained, moderately well-sorted sub-arkoses and quartz-arenites. While the sandstones of Maecuru Formation are medium- to very coarse-grained, moderate- to poorly-sorted arkoses and quartz-arenites. The petrographic analysis of these deposits suggests quartz enrichment due to diagenetic processes that were also effective on the elimination of less stable minerals as indicated by the presence, in great amount, of secondary pores. The quartz-grains imaging by cathodoluminescence (CL) indicated the predominance of quartz-grains from igneous and metamorphic rocks. This technique results together with paleocurrent measurements provided substantial data for deducing that the Maecuru Formation are lithotypes from the Bacajá and Irixi-Xingu Domain. The rock bodies alignment from the source areas corroborate these interpretations. Even with reliable and convincing CL data, the lack of paleocurrent measurements made it unfeasible to accurately interpret the Pitinga Formation provenance.

Keywords: Stratigraphy. Sedimentary rocks. Provenance. Silurian-Devonian. Amazonas Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa de localização e aceso. Detalhe para a área de estudo as margens da BR-163 e 230.....2
- Figura 2 - Paleogeografia do Gondwana na transição Ordovício-Siluriana. 1) Bacia do Amazonas; 2) Bacia do Parnaíba; 3) Bacia do Paraná. Fonte: Adaptado de Torsvik & Cocks (2013).6
- Figura 3 - Paleogeografia do Gondwana no Eodevoniano. 1) Bacia do Amazonas; 2) Bacia do Parnaíba; 3) Bacia do Paraná. Fonte: Adaptado de Torsvik & Cocks (2013). 8
- Figura 4 - Delimitação aproximada da Bacia do Amazonas. Destaque para a área de estudo na borda Sul da Bacia do Amazonas. Fonte: Adaptada de Wanderley Filho (1991); Vasquez & Rosa-Costa (2008); Matsuda et al. (2010). 10
- Figura 5 - Blocos estruturais de compartimentação tectônica da Bacia do Amazonas. Com o posicionamento da área de estudo no flanco Sul do bloco de compartimentação B.12
- Figura 6 - Carta cronoestratigráfica da Bacia do Amazonas. Formações Maecuru e Pitinga (setas), objetos de estudo nessa pesquisa..... 13
- Figura 7 - Mapa geológico simplificado da área de estudo. A) Brasil. B) Bacia do Amazonas. C) Localização e amostragem de campo.20
- Figura 8 - Perfil sedimentológicos e estratigráficos da área de estudo. Indicação dos pontos amostrados, medidas de paleocorrentes e posicionamentos dos traços fósseis.24
- Figura 9 - Visão geral da sucessão vertical do contato entre as formações Pitinga e Maecuru (tracejado). Na base ocorre a alternância entre arenitos e pelitos da Formação Pitinga sobrepostos pelos estratos cruzados essencialmente siliciclásticos da Formação Maecuru.25
- Figura 10 - Fácies sedimentares da Formação Pitinga. A) Alternância entre as fácies Abo e Sal; B) Detalhe do traço fóssil do icnogênero Bifungites; C) Detalhe do traço fóssil do icnogênero Lockeia; D) Detalhe do traço fóssil do icnogênero skolithos; E) Fácies Al; e F) Fácies Ah.27

- Figura 11 - Intercalação entre as fácies Sal e Abo evidenciando a influência de onda sob os depósitos.28
- Figura 12 - Fácies da Formação Maecuru. A) Fácies Aa. B) Fácies At. C) Fácies Asg. D) Superfície de reativação (seta) na fácies Asg.....30
- Figura 13 - A e B) Aspectos gerais dos arenitos da Formação Pitinga; C) Detalhe da porosidade, poro agigantado (PA) e poro intragranular (PI); D) Grãos de quartzo com extinção homogênea (Q), com extinção ondulante (QO), microclima (M) e contato côncavo-convexo (CC); E) Cimentação por óxido-hidróxido de ferro (OHF); F) Sobrecrescimento sintaxial de quartzo (S). Fotomicrografias A, C e E com n// e B, D e F com nX. Fonte: do autor.....33
- Figura 14 - Imageamento por CL mostrando a variação das cores e tonalidades dos grãos de quartzo da Formação Pitinga. Fonte: do autor.....34
- Figura 15 - Classificação petrográfica dos arenitos do intervalo Siluro-Devoniano na borda Sul da Bacia do Amazonas.36
- Figura 16 - A e B) Aspectos gerais dos arenitos da Formação Maecuru, com grãos de quartzo exibindo sobrecrescimento (S) e contato de compromisso (CP); C) Grãos de quartzo com extinção homogênea (Q), com extinção ondulante (QO), sobrecrescimento (S) e microclima (M); D) Grão de plagioclásio exibindo extinção Carlsbad (PL) e grão de arenito (L); E) Feições de compactação, contato reto (CR) e côncavo-convexo (CC); F) Cimentação por óxido-hidróxido de ferro (F) e grão de turmalina (T). Fotomicrografias A e F com n// e B, C, D e E com nX.....37
- Figura 17 - Composição modal dos arenitos do intervalo Siluro-Devoniano na borda Sul da Bacia do Amazonas, os valores indicam proveniência de blocos continentais em interior cratônico.....39
- Figura 18 - Síntese dos eventos diagenéticos nos arenitos do intervalo Siluro-Devoniano na borda Sul da Bacia do Amazonas. Formação Pitinga (preto) e Formação Maecuru (vermelho).40
- Figura 19 - Imageamento por CL mostrando a variação das cores e suas intensidades nos grãos de quartzo da Formação Maecuru. A) Grão de arenito exibindo grãos de

quarzo de cor cinza escuro a amarronzados (tracejado) e grão de quartzo azul com zoneamento (seta); B) Grão de quartzo fraturado com extinção ondulante e cor marrom (tracejado vermelho) e grão avermelhado com nucleamento mais escuro (tracejado preto); C) Grão de quartzo variando de cinza claro a médio (tracejado vermelho) e grão avermelhado com núcleo mais escuro (tracejado preto); D) Grão de quartzo policristalino exibindo zoneamento oscilatório e bordas em tons de cinza claro a médio (seta) e grão de quartzo fraturado em tons de cinza médio e escuro (setas).....41

Figura 20 - Províncias tectônicas do Cráton Amazônico. Detalhe para a contribuição de sedimentos do Domínio Bacajá e Iriri-Xingu na proveniência da Formação Maecuru na borda Sul da Bacia do Amazonas.....43

Figura 21 - Representação paleogeográfica e paleoambiental da transição Siluro-Devoniana na borda Sul da Bacia do Amazonas. I) Paleogeografia do Neosiluriano em Gondwana Ocidental, com influxo de águas de degelo na Bacia do Amazonas; II) Paleogeografia do Mesodevoniano do Gondwana Ocidental, com queda do nível do mar provocada pela proximidade do bloco continental desarticulado do Laurásia; III) Plataforma rasa associada a fluxos pós-glaciais; IV) Planície fluvial braided proximal desenvolvida pós orogenia Precordilheirana; V) Formações Pitinga e Maecuru em relação ao momento global de variação eustática do nível do mar e; VI) Orogenia Precordilheirana em correlação com as bacias Fanerozoicas. Fonte: Modificado de Ross & Ross (1988); Cocks & Torsvik (2006); Cunha *et al.* (2007); Torsvik & Cocks (2013).....45

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Fácies, associação de fácies e processos sedimentares da área de estudo.....	22
Tabela 2 - Composição modal dos constituintes detríticos dos arenitos do intervalo Siluro-Devoniano na borda Sul da Bacia do Amazonas.....	32
Tabela 3 - Tipos de quartzo identificados nos arenitos da Formação Pitinga empregando microscopia óptica e catodoluminescência.....	34
Tabela 4 - Tipos de quartzo identificados nos arenitos da Formação Maecuru empregando microscopia óptica e catodoluminescência.....	34

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xiii
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
<hr/>	
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.3 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS	2
CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS	3
<hr/>	
2.1 ANÁLISE DE FÁCIES	3
2.2 PETROGRAFIA	3
CAPÍTULO 3 INTERVALO SILURO-DEVONIANO	5
<hr/>	
3.1 PERÍODO SILURIANO	5
3.2 PERÍODO DEVONIANO	7
CAPÍTULO 4 BACIA DO AMAZONAS	10
<hr/>	
4.1 ASPECTOS GERAIS E TECTÔNICOS	10
4.2 PREENCHIMENTO SEDIMENTAR	12
CAPÍTULO 5 TRABALHOS ANTERIORES	15
<hr/>	

5.1 FORMAÇÃO PITINGA.....	15
5.2 FORMAÇÃO MAECURU.....	15
CAPÍTULO 6 PALEOAMBIENTE DO INTERVALO SILURO-DEVONIANO NA BORDA SUL DA BACIA DO AMAZONAS, OESTE DO ESTADO DO PARÁ, NORTE DO BRASIL.....	17
<hr/>	
6.1 INTRODUÇÃO.....	19
6.2 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	20
6.3 MÉTODOS.....	21
6.4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	22
6.4.1 Associação de Fácies – Aspectos Gerais.....	22
6.4.2 Plataforma rasa com influência de maré e onda (AF-1).....	25
6.4.3 Planície braided proximal (AF-2).....	28
6.4.4 Petrografia.....	30
6.4.4.1 <i>Formação Pitinga</i>	30
6.4.4.2 <i>Formação Maecuru</i>	35
6.5 RECONSTITUIÇÃO PALEOGEOGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL.....	43
CAPÍTULO 7 CONCLUSÃO.....	46
<hr/>	
REFERÊNCIAS.....	47

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A transição do período Siluriano para o Devoniano foi marcada por importantes mudanças na distribuição geográfica dos paleocontinentes (Scotese & McKerrow 1990). No hemisfério norte, eventos geotectônicos no intervalo Eo-Mesodevoniano provocaram a colisão dos paleocontinentes Laurásia e Avalônia, orogenia Caledoniana, acarretando no fechamento do paleoceano Iapetus e na formação do paleocontinente *Old Red Sandstone* – ORS (Dineley 1979, Scotese & McKerrow 1990). No hemisfério sul, durante o mesmo intervalo de tempo, houve a colisão de um fragmento de bloco continental com o supercontinente Gondwana resultando na orogenia Precordilheirana (Astini 1996, Furque 1965). A trajetória do Gondwana em direção ao pólo Sul durante o Neodevoniano provocou queda brusca das temperaturas, favorecendo a formação de geleiras e oscilação eustática do nível do mar de aproximadamente 100 metros (Nunn & Aires 1988, Torsvik & Cocks 2011).

Sob este contexto a Bacia do Amazonas guarda os registros da transição Siluro-Devoniana, representados neste trabalho pelas formações Pitinga e Maecuru (Cunha *et al.* 2007). O topo da Formação Pitinga é representado pela alternância de folhelhos, siltitos e arenitos finos depositados em ambiente glacio-marinho (Carozzi *et al.* 1973, Caputo 1984, Cunha *et al.* 2007, Matsuda *et al.* 2010). Já a Formação Maecuru é composta, predominantemente, por arenitos grossos a médios, que são descritos como depósitos associados a um sistema de rios esntrelaçados (Cunha *et al.* 1994, 2007, Matsuda *et al.* 2010).

As formações Pitinga e Maecuru, objetos de estudo deste trabalho, foram descritas na borda Sul da Bacia do Amazonas, em afloramentos às margens das rodovias BR-163, BR-230 e estradas vicinais, entre os municípios de Uruará e Rurópolis, Oeste do Pará, Norte do Brasil (Figura 1), tendo por objetivos o reconhecimento e a associação de fácies para a reconstituição paleoambiental desse período e sua relação com a evolução do Gondwana.

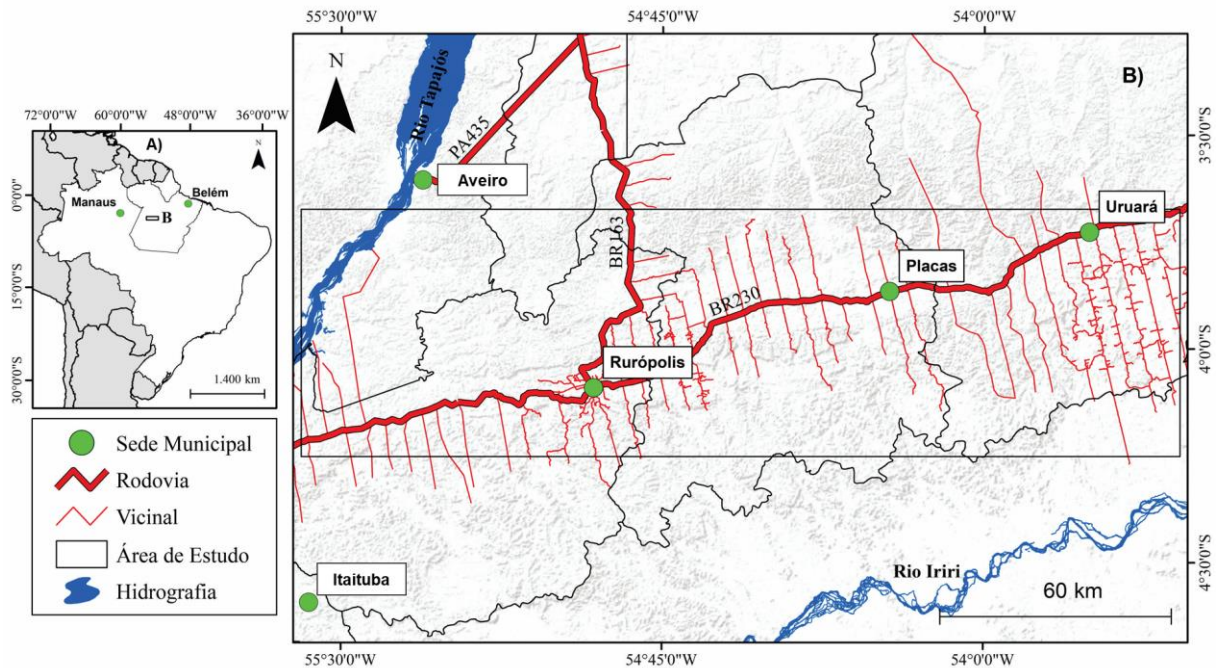


Figura 1 - Mapa de localização e acesso. Detalhe para a área de estudo as margens da BR-163 e 230.

1.2 OBJETIVOS

Esta dissertação teve como principal objetivo a reconstituição paleoambiental e paleogeográfica da sucessão sedimentar da zona de contato entre as formações Pitinga e Maecuru, na borda sul da Bacia do Amazonas, na região entre Uruará e Rurópolis, Estado do Pará. Os objetivos específicos foram: (i) analisar o posicionamento estratigráfico das unidades a partir dos dados de estratigrafia e limites deposicionais; (ii) sugerir a proveniência sedimentar das formações Pitinga e Maecuru; e (iii) propor um modelo paleoambiental para o intervalo Siluro-Devoniano na borda Sul da Bacia do Amazonas.

1.3 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

A área de estudo situa-se na parte oeste do estado do Pará, entre os municípios de Uruará e Rurópolis (Figura 1), as margens das rodovias BR-163 e BR-230. A região abriga três unidades morfoestruturais: Planalto Rebaixado da Amazônia, Depressão Periférica do Sul do Pará e o Planalto Residual do Tapajós (Rego *et al.* 2001). Estas unidades proporcionam um relevo suave a moderadamente ondulado, com colinas agrupadas ou difusas (*inselbergs*), colinas de topo reto (mesetas) e dissecadas, além de interflúvios tabulares que podem passar dos 350 m. Os afloramentos da Formação Maecuru são observados em cavernas, nas encostas das colinas e ao longo do traçado das rodovias BR-230, BR-163 e estradas vicinais.

CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES

A análise faciológica foi desenvolvida por meio do modelamento proposto por Walker (1992; 2006), no qual as fácies sedimentares são individualizadas a partir da sua geometria, textura, padrão de paleocorrente e estruturas sedimentares, onde a gênese dos elementos faciológicos foi alcançada pela interpretação dos processos sedimentares.

A associação de fácies reuniu o conjunto de fácies contemporâneas e cogenéticas, com diferentes geometrias, posição relativa dentro da camada e padrão de empilhamento, características próprias para cada ambiente e sistemas deposicionais. O agrupamento dessas fácies em associações de fácies, viabilizou a interpretação dos ambientes e sistemas deposicionais, bem como sua representação arquitetural de modo tridimensional por meio de blocos diagramas (Miall 1991, 1994). Os elementos arquiteturais (Allen 1983) foram determinados por meio da interpretação da relação hierárquica entre as superfícies limitantes. Para um melhor detalhamento e visualização dos elementos arquitetônicos, as fácies estão representadas em perfis colunares e ilustradas nas seções panorâmicas construídas a partir de fotomosaicos (Arnot *et al.* 1997, Wizevic 1991).

2.2 PETROGRAFIA

Foram realizadas coletas sistemáticas de oito amostras nos depósitos da Formação Maecuru e três na Formação Pitinga, em função das diferentes fácies sedimentares para a confecção de lâminas petrográficas, o que propiciou uma melhor caracterização dos litotipos. Foram contados 300 pontos de cada seção delgada, segundo a proposta de Zuffa (1985). Classificou-se os arenitos de acordo com a proposta de Folk (1974), que é determinada pela relação do valor percentual de quartzo, feldspato e fragmento de rocha. A seleção foi estimada pela comparação com os padrões de Beard & Weyl (1973). As análises foram desenvolvidas em microscópio petrográfico (Leica DM) acoplado com câmera digital (Leica) no Laboratório de Petrografia Sedimentar do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia – GSED da Universidade Federal do Pará (UFPA).

Foi empregado o método Gazzi-Dickinson (Dickinson 1970, Gazzi 1966), para determinar o ambiente tectônico em que ocorreu a sedimentação dos depósitos. Em seguida,

as mesmas lâminas foram analisadas por catodoluminescência (CL) com a finalidade de determinar o tipo de rocha que dera origem aos grãos de quartzo. Os dados foram obtidos por meio de microscópio óptico Leica DM4500 P LED acoplado a estação ótica de catodoluminescência colorida, Cambridge Image Technology Ltd. (CCL Mk5-2) no Laboratório de Catodoluminescência da Universidade Federal do Pará (LabCatodo-UFPA). As imagens de CL foram obtidas com feixe de correntes de elétrons variando de 132 a 168 μA , com voltagem de aceleração variando de 13.2 kV a 13.5 kV e tempo de exposição constante de 20.4 segundos.

As medidas de paleocorrente foram aferidas nos estratos cruzados de acordo com a proposição de Tucker (2003), com o auxílio de bússola no qual, os valores foram plotados em diagramas de rosetas obtidos com o *software* GeoRose (0.5.1). A diferença entre mergulho de paleocorrente e limites de séries inferiores são fundamentais na determinação dos paleofluxos (Maill 1996), e somada aos dados de catodoluminescência (CL) corrobora com a proveniência dos litotipos estudados.

CAPÍTULO 3 INTERVALO SILURO-DEVONIANO

3.1 PERÍODO SILURIANO

O Siluriano compreende o final do Ordoviciano até o início do Devoniano de 444 Ma até 419 Ma, é o terceiro período da era Paleozoica (Woodcock 2000). O sistema Siluriano foi inicialmente proposto por Murchison em 1835, em alusão a uma tribo que ocupava parte do País de Gales. As idades radiométricas do contato superior com o período Devoniano são concisas, com pequenas discrepâncias que podem atingir no máximo 8,5 Ma (Harland *et al.* 1989, Tucker & McKerrow 1995). A acurácia aumenta com o uso da duração média de vida das biozonas graptolíticas que apresenta desvio da ordem de 0,5 Ma a 1,2 Ma (Woodcock 2000).

Mudanças no nível do mar em relação à superfície dos sedimentos mostram a constante variação do nível do mar durante o período, com espessas camadas de unidades calcárias de topo erodido (Woodcock 2000). O raseamento da sucessão sedimentar essencialmente marinha evidencia o aumento da fauna, assim como a influência continental na deposição das fácies associada com a brusca queda do nível do mar na transição para o Devoniano (Woodcock 2000). A comparação da variação do nível do mar entre as diferentes regiões (Baltica, Gondwana, Avalonia e Laurentia) fornece dados indicando que as mudanças eustáticas ocorreram em função da elevação tectônica ou isostática e subsidência da crosta na qual, os sedimentos estavam sendo depositados em áreas situadas em blocos continentais amplamente separados (Johnson *et al.* 1991, Verniers *et al.* 2008). Durante o Siluriano a maior parte do supercontinente de Gondwana estava centrado sobre o Pólo Sul (Caputo & Crowell 1985, Caputo, 1998) (Figura 2). O oceano Rheic separava a Báltica do Gondwana este oceano representava uma extensão a sudoeste do Paleotethys. Na porção leste do Gondwana, atual posição da Austrália, as margens foram inundadas e devido ao extenso vulcanismo proporcionou uma topografia mais variada ao fundo do mar que, apesar de rasos abrigava muitos organismos faunísticos em função da latitude tropical (Johnson 2006).

As condições climáticas silurianas de larga escala podem ser inferidas pela determinação das posições geográficas e orientações dos paleocontinentes, assumindo que a circulação atmosférica funcionou de acordo com os mesmos princípios que são observados atualmente (Johnson 2006). O paleoclima global foi afetado pelo contraste das proporções de

continente e água entre os hemisférios. O hemisfério Norte apresentava um clima sazonalmente uniforme, dominado por ventos polares nas latitudes mais altas e por ventos alísios no Nordeste dos trópicos. No hemisfério Sul o clima era predominantemente controlado pela interação das massas de ar celular sobre terra e a pouca água no estado líquido, uma vez que, o Gondwana estava posicionado alinhado ao Pólo Sul, experimentando aquecimento moderado no verão e resfriamento extremo durante o inverno (Johnson 2006, Verniers *et al.* 2008). Vários eventos de extinção em massa ocorreram durante o Siluriano, os organismos foram afetados pelas flutuações no nível do mar e/ou pelas mudanças na temperatura da água relacionadas aos episódios de glaciação (Johnson 2006, Verniers *et al.* 2008). Esses eventos foram responsáveis pelo desaparecimento de 52% a 79% de espécies nêutricas e pelágicas (Johnson 2006). A extinção de espécies-chave delimita as épocas do Siluriano, bem como a transição para o Devoniano.

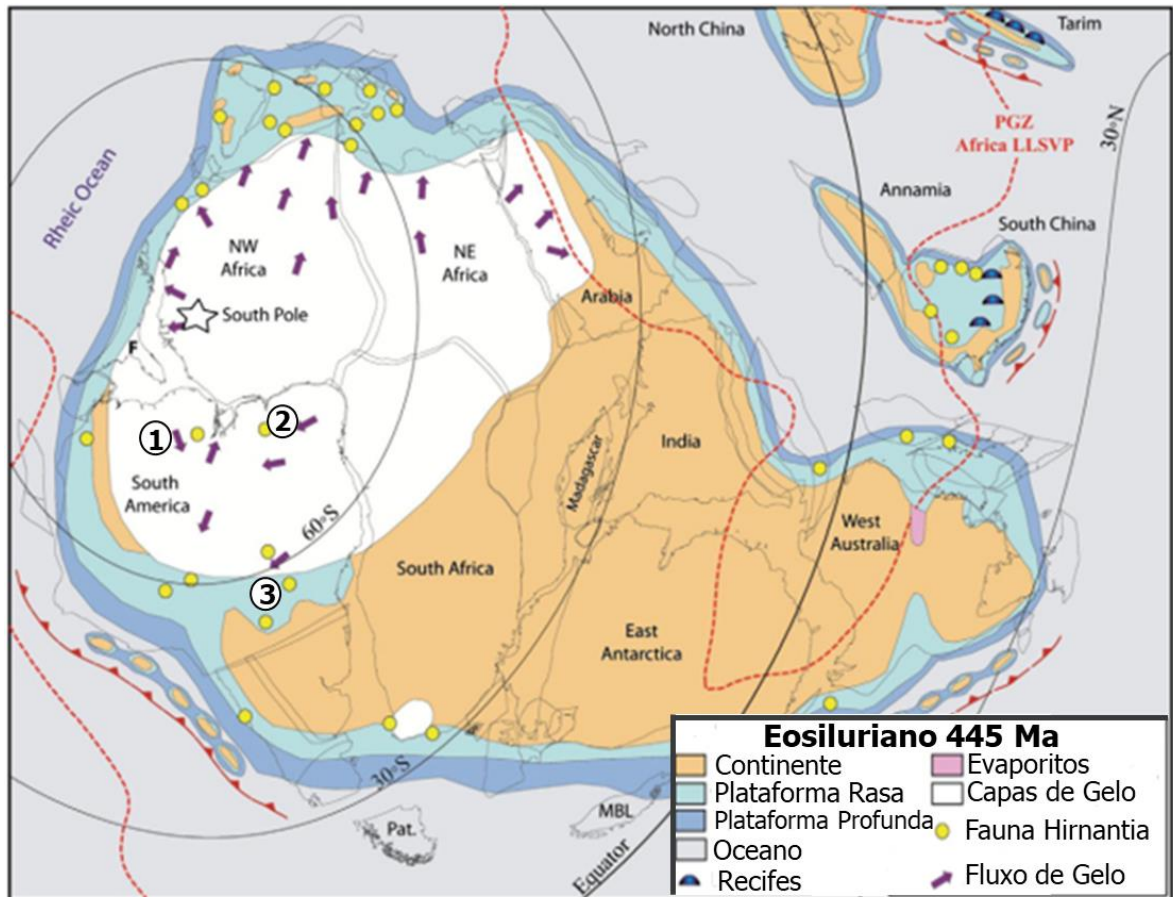


Figura 2 - Paleogeografia do Gondwana na transição Ordovício-Siluriana. 1) Bacia do Amazonas; 2) Bacia do Parnaíba; 3) Bacia do Paraná. Fonte: Adaptado de Torsvik & Cocks (2013).

3.2 PERÍODO DEVONIANO

O Devoniano é o quarto período da era Paleozoica, estendeu-se de 419 a 359 Ma (Cohen *et al.* 2012), apresenta expressivos depósitos continentais alternados com sedimentos de origem marinha. A concepção do período foi inicialmente formatada por Sedgwick & Murchison em 1839, ao descreverem pacotes de rochas marinhas na região de Devon, sudoeste da Inglaterra, entretanto, coube a Lonsdale (1840) correlacionar esses estratos com os depósitos antigos de arenitos avermelhados (*Old Red Sandstone*) do País de Gales, norte da Inglaterra.

Durante a maior parte do período Devoniano o mar manteve-se com nível elevado, promovendo amplos e variados climas (House 2014). Os eventos tectônicos da orogenia Caledoniana geraram muitos depósitos terrestres, *Old Red Sandstone*, depositados em sistemas fluviais, lacustres e eólicos (Torsvik *et al.* 2002), que mais tarde contribuíram para o fechamento do estreito oceano Rheic (Stampfli *et al.* 2002). A dinâmica tectônica possibilitou a abertura de um mar raso na porção mais a leste denominado Paleotethys banhando a Europa ocidental e o norte da África (Golonka & Ford 2000, Zharkov & Chumakov 2001, Ford & Golonka 2003). A configuração do Devoniano exhibe uma grande parte das áreas continentais (Gondwana e Laurásia) agrupadas no hemisfério sul, circundadas pelos paleoceanos Rheic e Tethys (Figura 3). Próximo ao seu fim o Devoniano experimentou um clima gelado, com glaciações avançando pelas áreas polares do sul de Gondwana, região onde estava situada a América do Sul e a porção Centro-Sul da África (Becker *et al.* 2012).

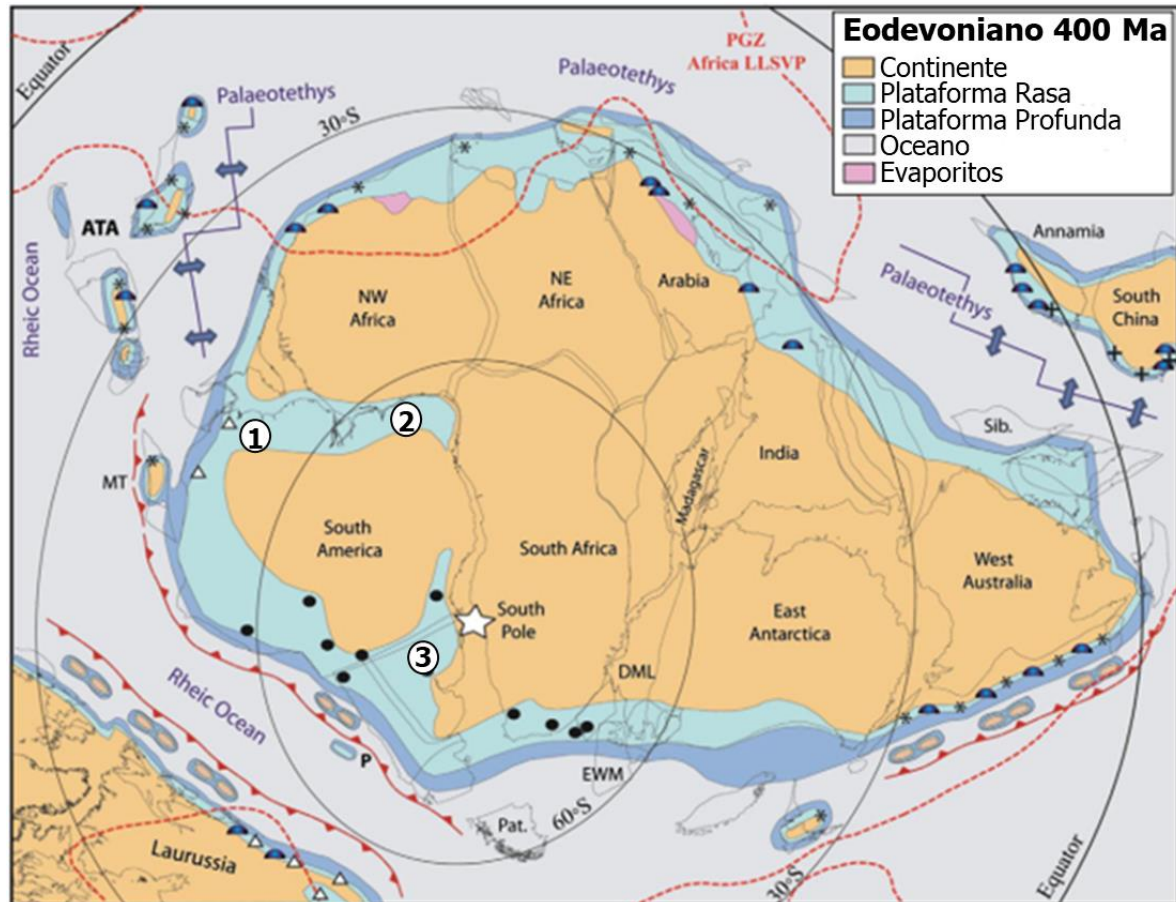


Figura 3 - Paleogeografia do Gondwana no Eodévonico. 1) Bacia do Amazonas; 2) Bacia do Parnaíba; 3) Bacia do Paraná. Fonte: Adaptado de Torsvik & Cocks (2013).

Para a determinação do posicionamento estratigráfico, a extinção dos graptólitos foi considerado como limite, na base, entre o Siluriano-Devoniano, nível muito bem definido principalmente na Europa e na Ásia (Richardson *et al.* 1981). O limite de topo entre o Devoniano e o Carbonífero motivou ampla discussão para a sua determinação. O posicionamento proposto por Sedgwick e Murchison (1840) foi bastante criticado por não permitir realizar correlações faunísticas e florais, esta incerteza levou a posicionamentos estratigráficos equivocados (Becker *et al.* 2012) ou foram considerados limites diferentes em várias partes do mundo (House 1991). Somente em 1996 a União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS) normatizou os limites e subdivisões do Devoniano, apresentadas em dois volumes por Bultynck (2000), porém, apesar dos esforços a base do Emsiano e do limite Devoniano-Carbonífero ainda estão passando por revisões (Becker *et al.* 2012).

O Devoniano é dividido nas porções inferior, média e superior. A série inferior é dividida em Lochkoviano, Pragiano e Emsiano, a porção média em Eifeliano e Givetiano, e a superior em Frasniano e Fameniano (Bultynck 2000). A passagem do Frasniano para o

Fameniano (F-F) é marcado por um grande evento de extinção de invertebrados marinhos conhecido como *Upper Kellwasser Event* (House 2002).

O Devoniano é o período de maior produção de carbonatos, com um pico de crescimento dos recifes de corais em latitudes elevadas 65 °N - 55 °S (Copper 2002), contém também a maior diversidade da fauna marinha no Paleozoico (Algeo & Scheckler 1998). No mesodevoniano surgiram os tetrápulos (reptilianos) e durante a transição Meso-Neodevoniano as plantas vasculares se estabeleceram com vasta diversificação no decorrer do neodevoniano (Becker *et al.* 2012), onde a partir do Fameniano formam-se as primeiras florestas com estrutura análoga as atuais (Clack 2007).

Estudos da estimativa dos teores de oxigênio e dióxido de carbono sugerem que durante o Mesodevoniano as temperaturas foram elevadas, próximo dos 30 °C, diminuindo drasticamente a medida que houve o avanço das calotas polares durante o Fameniano (Clack 2007). Devido as grandes extensões continentais, determinadas localidades, as mais próximas da linha do Equador, puderam ter desenvolvido climas mais áridos, secos e úmidos (Cressler 2006). No Mesodevoniano a Euramérica apresentava grande variação no gradiente de pressão influenciado, principalmente, pelo posicionamento paleogeográfico, desencadeando períodos cíclicos de chuvas torrenciais (Vleeschouwer *et al.* 2012).

CAPÍTULO 4 BACIA DO AMAZONAS

4.1 ASPECTOS GERAIS E TECTÔNICOS

A Bacia do Amazonas se desenvolveu na porção setentrional do continente Sul-Americano (Cunha *et al.* 2007). De acordo com Klemme (1980), é uma bacia intracratônica classificada como "Tipo I - Interior Simples", para Szatmari & Porto (1982) é uma bacia "Intracratônica de Interior Remoto", com extensos arcos regionais, enquanto que na classificação de Kingston *et al.* (1983), ela pode ser considerada do tipo IS (Interior Sinéclise). Limita-se ao norte com o Escudo das Guianas, ao sul com o Escudo do Brasil, á oeste com o Arco de Purus separando-a da Bacia do Solimões, e a leste com o Arco de Gurupá limite com a Bacia do Marajó (Figura 4). Apresenta formato alongado com depocentro orientado a WSW-ENE, ocupa uma área de aproximadamente 500.000 km² distribuídos pelos estados do Amazonas, Pará e Amapá e com empilhamento de rochas da ordem de 5.000 m (Cunha *et al.* 1994, 2007).

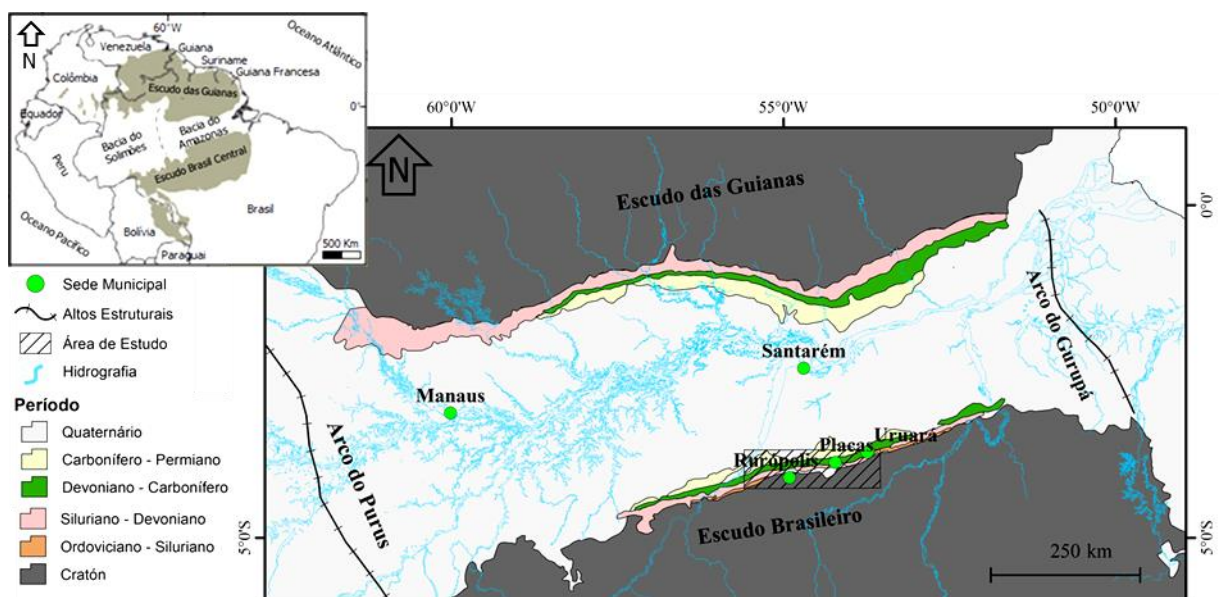


Figura 4 - Delimitação aproximada da Bacia do Amazonas. Destaque para a área de estudo na borda Sul da Bacia do Amazonas. Fonte: Adaptado de Wanderley Filho (1991); Vasquez & Rosa-Costa (2008); Matsuda *et al.* (2010).

A bacia se edificou sobre o Crátón Amazônico, que outrora fez parte de um bloco maior desarticulado do supercontinente Rodínia (Brito Neves & Almeida 2003). A evolução do conhecimento geológico, geofísico e geocronológico (Amaral 1974, Almeida 1978, Cordani *et al.* 1979, Almeida *et al.* 1981, Cordani & Brito Neves 1982, Hasui *et al.* 1984,

Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Tassinari & Macambira 1999, 2004, Santos *et al.* 2000, 2006), foi decisivo para o presente endendimento sobre os aspectos evolutivos do Cráton Amazônico.

Atualmente existem duas principais correntes na interpretação evolutiva do Cráton Amazônico: corrente fixista e corrente mobilista. Para a corrente fixista (Almeida 1978, Hasui *et al.* 1984, Hasui & Almeida 1985, Costa & Hasui 1997), os processos colisionais têm grande destaque durante na evolução do cráton, a análise de dados geofísicos aponta para uma extensa plataforma arqueana, rejuvenescida e retrabalhada ao longo do paleo e mesoproterozoico (Souza 2008). Já a corrente mobilista (Cordani *et al.* 1979, Cordani & Brito Neves 1982, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Tassinari *et al.* 2000, Tassinari & Macambira 1999, 2004, Santos *et al.* 2000, 2006), interpreta que o cráton se formou a partir de um núcleo de idade arqueana que durante o processo evolutivo passou por acresção de arcos magmáticos e faixas móveis. Os modelos que sintetizam a evolução do Cráton Amazônico sob a ótica da geodinâmica sugerem que, a partir de um núcleo sucessivas colisões continentais aglutinaram os blocos, com diminuição das idades nas porções a sudoeste (Sousa 2008).

A Bacia do Amazonas é fortemente marcada pela presença de estruturas transversais, datadas do Fanerozoico, ocasionadas pela reativação de estruturas formadas no Pré-cambriano (Wanderley Filho 1991). Na fase de abertura da bacia, ocorreu a reativação de antigas zonas de fraquezas que favoreceu o desenvolvimento de falhas de transferência e, conseqüentemente, favoreceram a compartimentação em quatro blocos estruturais entre os arcos de Purus e Gurupá (Wanderley Filho & Costa 1991): A) ocorrem estruturas transtensivas que abrangem a megasseqüência devoniana-carbonífera; B) apresenta dobras e falhas inversas; C) mostra dobras e falhas de empurrão; e D) predominam as linhas de charneira (Figura 5).

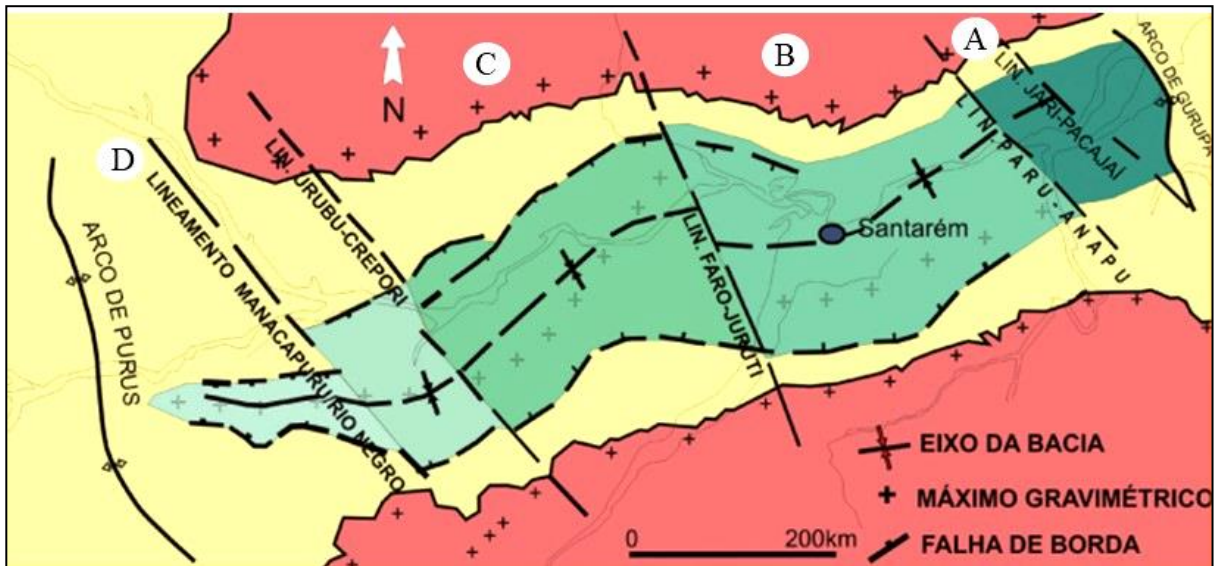


Figura 5 - Blocos estruturais de compartimentação tectônica da Bacia do Amazonas. Com o posicionamento da área de estudo no flanco Sul do bloco de compartimentação B.

Fonte: Adaptado de Wanderlei Filho (1991); Matsuda *et al.* (2010).

4.2. PREENCIMENTO SEDIMENTAR

O arcabouço litoestratigráfico da Bacia da Amazonas, passou por novas atualizações empregando dados isotópicos e paleontológicos (Cunha *et al.* 2007).

A fase de rifteamento (Proterozoico) é representado pelo Grupo Purus (Cunha *et al.* 1994), constituído pelas formações Prosperança e Acari (Eiras & Matsuda 1995). A coluna sedimentar do Fanerozoico é ordenada em duas megassequências de primeira ordem, uma Paleozoica e outra Meso-Cenozoica (Cunha *et al.* 2007). A Megassequência Paleozoica é dividida em quatro sequências de segunda ordem: Ordovício-Devoniana; Devoniana-Tournaisiana; Neoviseana e; Pensilvaniana-Permiana, todas separadas por expressivas superfícies de discordância com abrangência regional (Cunha *et al.* 2007). O topo da sedimentação é representado pela Megassequência de primeira ordem Mesozóico-Cenozóica, depositada durante o Cretáceo e Cenozoico (Cunha *et al.* 2007) (Figura 6).

A sequência Ordovício-Devoniana é composta pelo Grupo Trombetas, o qual, abrange as formações Autás-Mirim (arenitos e folhelhos), Nhamundá (arenitos e diamictitos), Pitinga (folhelhos e diamictitos), Manacapuru (arenitos e pelitos) e Jatapu (arenitos e siltitos). Estas rochas foram depositadas em regime transgressivo-regressivo com intercalação de sedimentos de origem marinha e glacial, findada pela orogenia Caledoniana (Cunha *et al.* 2007).

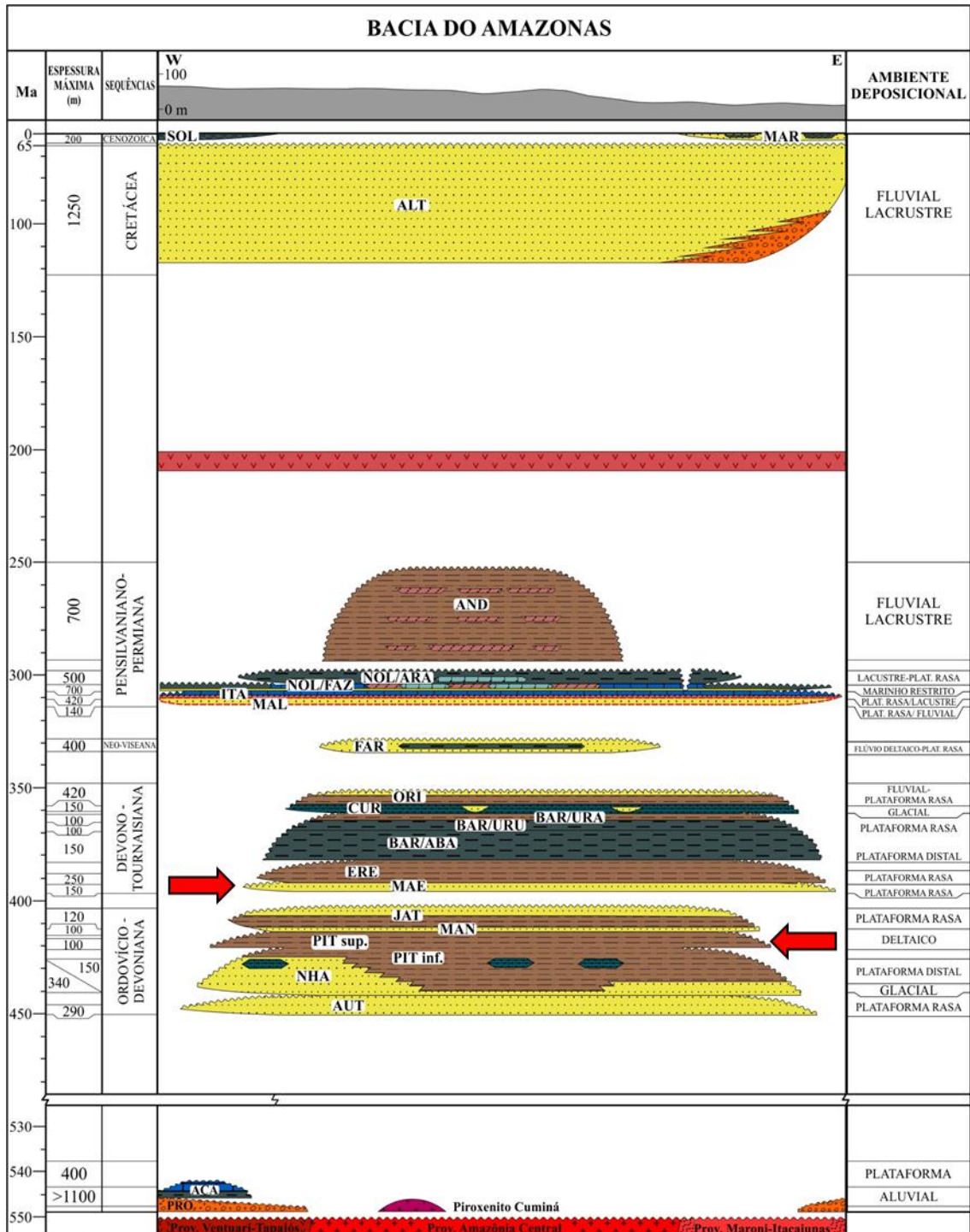


Figura 6 - Carta cronoestratigráfica da Bacia do Amazonas. Formações Maecuru e Pitinga (setas), objetos de estudo nessa pesquisa.

Fonte: Modificado de Eiras (1998); Cunha *et al.* (2007).

A segunda seqüência sedimentar de segunda ordem do Paleozoico, Devoniana-Tournaisiana, representa um novo ciclo transgressivo-regressivo com depósitos de origem marinha atingidos por incursões glaciais conectadas às bacias norte-africanas, a leste, porém sem vinculação direta com os depósitos da Bacia do Solimões, a oeste, contendo, entretanto,

estratos equivalentes (Cunha *et al.* 2007). Esta sequência é composta pelos grupos Urupadi e Curuá. O Grupo Urupadi é constituído pelas formações Maecuru (arenitos e pelitos) e Ererê (siltitos, folhelhos e arenitos). O Grupo Curuá abrange as formações Barreirinhas (folhelhos), Curiri (argilitos, siltitos e diamictitos) e Oriximiná (arenitos, siltitos, folhelhos e diamictitos). De acordo com Cunha *et al.* (2007), o Grupo Curuá é produto de um pequeno pulso regressivo.

A orogenia Acadiana, também conhecida como Chânica, provocou grandes movimentações tectônicas (Cunha *et al.* 2007), com hiato deposicional da ordem de 14 Ma (Melo & Loboziak 2002). Após tais eventos, ocorreu a deposição da sequência Neoviseana, representado pela Formação Faro (arenitos e pelitos). A porção superior da formação é marcada por expressiva erosão, ocasionada em resposta a regressão marinha relacionada com a orogenia Eo-Herciniana (Cunha *et al.* 2007).

A sequência Pensilvaniana-Permiana é composta pelo Grupo Tapajós, constituído pelas formações Monte Alegre (arenitos, siltitos, folhelhos, dolomitos e calcários), Itaituba (calcários, dolomitos, evaporitos, arenitos e folhelhos fossilíferos), Nova Olinda (calcários e evaporitos), e Andirá (arenitos, siltitos e folhelhos). Esta sequência foi depositada após um hiato de 15 Ma, em regime transgressivo-regressivo, com avanço do mar de oeste para leste, o qual, ultrapassou a barreira física do Arco de Purus com depósitos conexos entre as bacias do Solimões e Amazonas (Cunha *et al.* 1994; Matsuda *et al.* 2006).

Durante a separação das placas sul-americana da África, na transição do Jurássico para o Cretáceo, enxames de diques e soleiras de diabásio intrudiram as rochas da Bacia do Amazonas. Este evento foi denominado como Magmatismo Penatecaua (Issler *et al.* 1974), onde essas rochas máficas são constituídas mineralogicamente por plagioclásio, piroxênio, quartzo, biotita e hornblenda, com textura subofítica (Issler *et al.* 1974, Macambira *et al.* 1977, Costa *et al.* 2012, Silva *et al.* 2014).

O cessar dos esforços compressivos associados ao Diastrofismo Juruá (Zálan 2004), resultou no relaxamento tectônico que proporcionou a atuação de novos ciclos deposicionais com sedimentação influenciada pelo soerguimento dos Andes e inversão na direção do fluxo (Cunha *et al.* 2007). Esses depósitos estão reunidos na Megassequência Mesozóico-Cenozóica representada pelo Grupo Javari, o qual é constituído pelas formações Alter do Chão (conglomerados, arenitos, argilitos, siltitos e folhelhos), Solimões (arenitos e pelitos) e Marajó (arenitos e pelitos).

CAPÍTULO 5 TRABALHOS ANTERIORES

5.1 FORMAÇÃO PITINGA

A nomenclatura Pitinga foi empregada pela primeira vez por Breitbach (1957) para designar camadas intercaladas entre folhelhos e silexitos silurianos. Trabalhos seguintes formalizaram o uso do termo como Membro Pitinga denominando a seção composta por arenitos, siltidos e folhelhos intercalados com silexitos (Lange 1967). Foi atribuída a idade eo-siluriana para esses depósitos por meio da análise de graptólitos amostrados na borda sul da Bacia do Amazonas (Caputo & Andrade 1968). Os depósitos da Formação Pitinga afloram nos flancos norte e sul da bacia, compostos por folhelhos, arenitos e diamictitos depositados em ambiente glácio-marinho (Cunha *et al.* 1994), com seção-tipo localizada no rio Pitinga, afluente da margem esquerda do rio Nhamundá.

Os espessos pacotes de folhelhos da Formação Pitinga representam um forte evento transgressivo na Bacia do Amazonas os quais, determinam o posicionamento estratigráfico da superfície de inundação máxima (Matsuda *et al.* 2010). A superfície de inundação máxima (SIM) é o pulso final da transgressão do Siluriano, separando estratos retrogradantes de estratos progradantes. Esses folhelhos são ricos em matéria orgânica e são considerados como rochas geradoras secundárias por conter teores abaixo de 1% no valor de carbono orgânico total (COT) (Matsuda *et al.* 2010). Na borda norte da bacia, os folhelhos apresentam excepcional atividade biogênica atribuída a icnoespécie *Arthrophyucus harlani* (Cardoso & Rodrigues 2005), lateralmente essas rochas interdigitam-se com os arenitos da Formação Nhamundá (Grahn & Melo 1990). Recentemente, atividades de organismos da Icnofácies *Cruziana* foram descritos na margem do rio Tapajós, borda sul da Bacia do Amazonas (Gonçalves *et al.* 2017).

5.2 FORMAÇÃO MAECURU

A terminologia Maecuru foi primeiramente inserida por Derby (1878), para a descrição de pacotes sedimentares de idade devoniana as margens do rio homônimo, Estado do Amazonas, os quais recobrem os depósitos do Grupo Trombetas. Ao desenvolver trabalhos bioestratigráficos Lange (1967), particionou a unidade em dois membros: Jatapu e Lontra. O Membro Jatapu, porção basal da unidade, apresenta arenito fino, micáceo, de coloração

acinzentada, intercalado por folhelhos e siltitos, fortemente bioturbado, porém, pobre de conteúdo fossilífero. A porção superior, Membro Lontra, contém arenitos finos a conglomeráticos variando de branco cinza, intercalado com siltitos e com alto teor fossilífero. Em trabalho mais recente Cunha *et al.* (2007), elevaram o Membro Jatapu a categoria de Formação, compondo assim, o topo do Grupo Trombetas e a Formação Maecuru passou a ser constituída apenas pelo Membro Lontra, na base do Grupo Urupadi.

A Formação Maecuru é bastante abrangente com exposições nas bordas norte e sul da Bacia do Amazonas, no entanto, é relativamente delgada com espessura máxima de 150m (Cunha *et al.* 2007). É composta por arenitos finos a grossos, ferruginosos, com porções bioturbadas e fossilíferas, silicificados, pelitos e subordinadamente *cherts*, com fácies flúvio-deltaica nas bordas, migrando para fácies estuarinas, ilhas de barreiras e shoreface dominado por ondas, em direção ao eixo deposicional da bacia (Cunha *et al.* 2007). A idade neoemsiânica – eoeifeliana foi atribuída a partir de pesquisas em quitinozoários e acritarcos (Daemon & Contreiras 1971, Melo 1988) e miosporos (Melo & Loboziak 2002). Pesquisas mais recentes utilizando quitinozoários amplia a idade da formação para o intervalo de neoemsiânica a eifeliana (Grahm & Melo 2004). Na borda norte da Bacia do Amazonas são descritos tempestitos marinhos rasos, composto por arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, de pouca alternância com pelitos que abriga a fauna de invertebrados marinhos devonianos da unidade, constituída por trilobitas, moluscos, briozoários, corais, conulárias, crinóides e tentaculíidas (Melo 1988, Cunha *et al.* 1994). A Formação Maecuru é amplamente estudada pelo seu conteúdo fossilífero, devido abrigar uma grande quantidade e variedade da fauna Devoniana (Melo 1988, Ponciano *et al.* 2007, Ponciano & Machado 2007, Carvalho & Ponciano 2015, Scheffler *et al.* 2015).

CAPÍTULO 6 PALEOAMBIENTE DO INTERVALO SILURO-DEVONIANO NA BORDA SUL DA BACIA DO AMAZONAS, OESTE DO ESTADO DO PARÁ, NORTE DO BRASIL

Silva, E.F.; Bandeira, J.; Oliveira, F.A.; Mendes, A.C.; Miranda, C.C.; Silva, P.A.S.

RESUMO

A transição Siluro-Devoniana foi marcada pelas drásticas mudanças na configuração geográfica dos paleocontinentes, na borda Sul da Bacia do Amazonas, o registro dessa passagem é observado pelo contato entre as formações Pitinga e Maecuru. Os depósitos destas unidades foram estudados entre os municípios de Rurópolis e Placas, Oeste do Pará, tendo por objetivo o reconhecimento das associações de fácies para a reconstituição paleoambiental e suas correlações com os eventos colisionais do supercontinente Gondwana, bem como a proveniência sedimentar. Foram identificadas oito fácies sedimentares agrupadas em duas associações de fácies: a) Plataforma rasa com influência de maré e onda (AF-1), correspondente a Formação Pitinga e; b) Planície *braided* proximal (AF-2), relativa a Formação Maecuru. O contato entre as formações Pitinga e Maecuru gera uma discordância erosiva de caráter regional, observada por mais de 300 Km por toda borda Sul da Bacia do Amazonas, que esta relacionada aos estágios acrecionários do supercontinente Gondwana, durante a orogenia Precordilheirana. Os arenitos da Formação Pitinga foram classificados como subarcósios e quartzarenitos, fino a médios, moderadamente selecionados. Os arenitos da Formação Maecuru variam de arcósios a quartzarenitos, de granulometria média a muito grossa, variando de moderadamente a mal selecionados. A análise petrográfica destes depósitos apontam para um enriquecimento de quartzo em função dos processos diagenéticos, que mostraram-se bastante efetivos na eliminação dos minerais menos estáveis, observado pelo grande volume de poros secundários. O imageamento dos grãos de quartzo por catodoluminescência (CL) evidenciou a predominância dos grãos de quartzo de natureza ígnea e metamórfica, que aliado com as medidas de paleocorrente forneceram dados, os quais sugerem que a proveniência da Formação Maecuru são as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri, e rochas metamórficas do Domínio Bacajá. Mesmo havendo dados de CL bastante convincentes, a falta de medidas de paleocorrente impossibilitou

interpretações mais acuradas acerca dos litotipos responsáveis pela proveniência da Formação Pitinga.

Palavras-chave: Siluro-Devoniano; Orogenia Precordilheirana; Bacia do Amazonas; Paleoambiente; Proveniência.

ABSTRACT

The Siluro-Devonian transition is characterized by drastic geographical variations in the paleocontinents geographical setting, occurred in the Amazonas Basin South margin, whose register is observed in the contact between Pitinga and Maecuru Formations. These deposits were studied among Rurópolis and Placas municipalities, in the west region of Pará, aiming recognition and association of their sedimentary facies for paleoenvironmental reconstitution and its relation with collisional events of the supercontinent Gondwana. The deposits provenance is also desired. In this study, eight sedimentary facies were identified and grouped into two facies association: a) Shallow platform with tidal and wave influences (AF-1) corresponding to Pitinga Formation and; b) Proximal braided lowland (AF-2) corresponding to Maecuru Formation. The contact between Pitinga and Maecuru Formations is interpreted as regional erosive discordance observed in more than 300 km along all the Amazonas Basin south margin, which is tied up to accretionary stages from the supercontinent Gondwana during the Precordillera. Sandstones from Pitinga Formation were classified as fine- to medium-grained, moderately well-sorted sub-arkoses and quartz-arenites. While the sandstones of Maecuru Formation are medium- to very coarse-grained, moderate- to poorly-sorted arkoses and quartz-arenites. The petrographic analysis of these deposits suggests quartz enrichment due to diagenetic processes that were also effective on the elimination of less stable minerals as indicated by the presence, in great amount, of secondary pores. The quartz-grains imaging by cathodoluminescence (CL) indicated the predominance of quartz-grains from igneous and metamorphic rocks. This technique results together with paleocurrent measurements provided substantial data for deducing that the Maecuru Formation are lithotypes from the Iriri-Xingu and Bacajá Domain. The rock bodies alignment from the source areas corroborate these interpretations. Even with reliable and convincing CL data, the lack of paleocurrent measurements made it unfeasible to accurately interpret the Pitinga Formation provenance.

Keywords: Silurian-Devonian; Precordillera Orogeny; Amazonas Basin; Paleoenvironment; Provenance.

6.1 INTRODUÇÃO

A transição do período Siluriano para o Devoniano foi marcada por importantes mudanças na distribuição geográfica dos paleocontinentes (Scotese & McKerrow 1990). No hemisfério norte, eventos geotectônicos no intervalo Eo-Mesodevoniano provocaram a colisão dos paleocontinentes Laurásia e Avalônia, orogenia Caledoniana, acarretando no fechamento do paleoceano Iapetus e na formação do paleocontinente Old Red Sandstone – ORS (Dineley 1979, Scotese & McKerrow 1990).

No atual hemisfério Sul, durante o mesmo intervalo de tempo, houve a colisão de um fragmento de bloco continental com o supercontinente Gondwana resultando na orogenia Precordilheirana (Furque 1965, Astini 1996). A trajetória do Gondwana em direção ao pólo Sul durante o Neodevoniano provocou queda brusca das temperaturas, favorecendo a formação de geleiras e rebaixamento eustático do nível do mar em aproximadamente 100 metros (Torsvik & Cocks 2011, Nunn & Aires 1988).

Sob este contexto, a borda Sul da Bacia do Amazonas guarda os registros da transição Siluro-Devoniana no contato entre as formações Pitinga e Maecuru, objeto de estudo deste trabalho. As unidades foram descritas em afloramentos às margens das rodovias BR-163, BR-230 e estradas vicinais, entre os municípios de Uruará e Rurópolis, Oeste do Pará, Norte do Brasil (Figura 7), tendo por objetivos o reconhecimento e a associação de fácies para a reconstituição paleoambiental e a relação com a evolução do Gondwana, bem como a proveniência sedimentar.

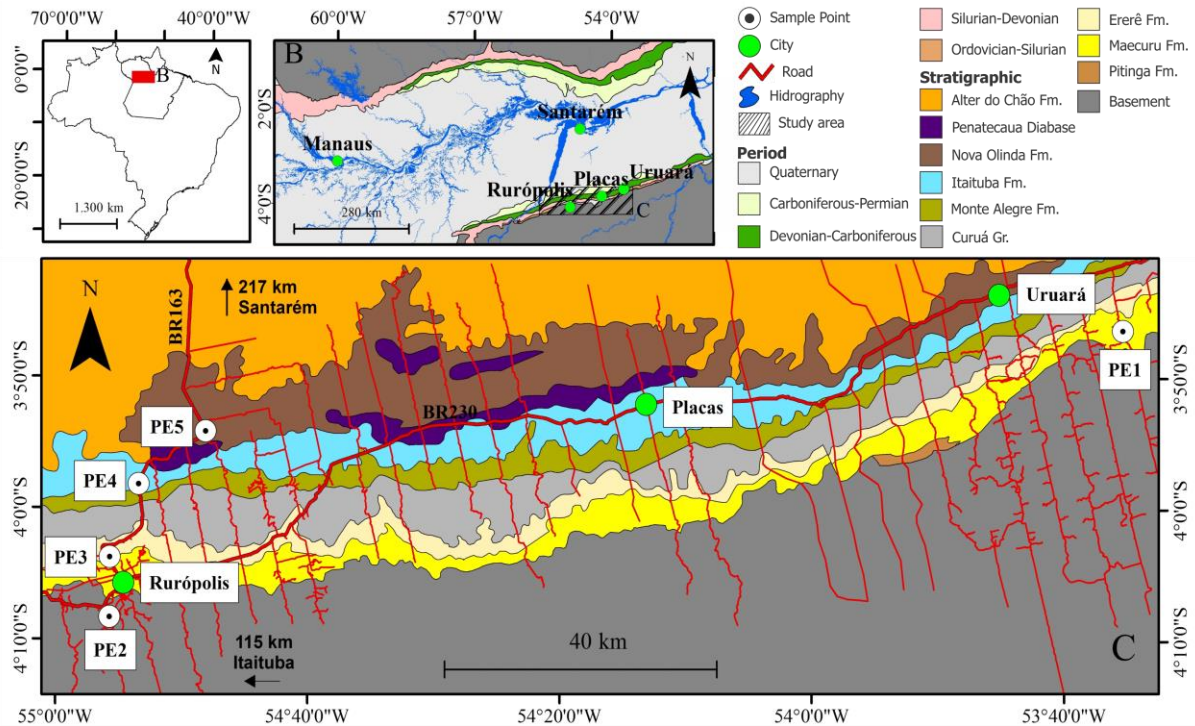


Figura 7 – Localização da área de estudo. A) Localização aproximada da Bacia do Amazonas. B) Mapa geológico da Bacia do Amazonas. C) Mapa geológico simplificado da área de estudo e localização da amostragem de campo. Fonte: Modificado de Wanderley Filho (1991); Vasquez & Rosa-Costa (2008).

6.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Amazonas se desenvolveu na porção setentrional do continente Sul-Americano, sua edificação ocorreu sobre o Cráton Amazônico, que outrora fez parte de um bloco maior desarticulado do supercontinente Rodínia (Brito Neves & Almeida 2003). A bacia limita-se ao Norte com o Escudo das Guianas, ao Sul com o Escudo do Brasil Central, a Oeste com o Arco de Purus separando-a da Bacia do Solimões, e a Leste com o Arco de Gurupá limite com a Bacia do Marajó (Cunha *et al.* 2007). Apresenta formato alongado com depocentro orientado a WSW-ENE, ocupa uma área de aproximadamente 500.000 km² distribuídos pelos estados do Amazonas, Pará e Amapá e com empilhamento de rochas da ordem de 5.000 m de espessura (Cunha *et al.* 1994). A bacia é fortemente marcada pela presença de estruturas transversais, datadas do Fanerozoico, ocasionadas pela reativação de estruturas formadas no Pré-cambriano (Wanderley Filho 1991), compartimentando-a em blocos estruturais entre os arcos de Purus e Gurupá (Wanderley Filho & Costa 1991).

O empilhamento sedimentar durante o Paleozoico da Bacia do Amazonas é representado por uma megassequência de primeira ordem a qual, esta ordenada em quatro

sequências de segunda ordem: Ordovício-Devoniana; Devono-Tournaisiana; Neoviseana e; Pensilvaniana-Permiana (Cunha *et al.* 2007).

A Formação Pitinga pertence ao Grupo Trombetas, depositado na sequência Ordovício-Devoniana, é representado pela alternância de folhelhos, siltitos e arenitos finos depositados em ambiente glacio-marinho (Carozzi *et al.* 1973, Caputo 1984, Cunha *et al.* 2007, Matsuda *et al.* 2010), que formam pacotes com espessura máxima de 250 metros no depocentro da bacia, sotopostos em conformidade sobre a Formação Nhamundá, Formação Prosperança e rochas ígneas do Grupo Uatumã (Carozzi *et al.* 1973, Caputo 1984, Cunha *et al.* 2007). O contato superior ocorre concordantemente com a Formação Manacapuru nas porções centrais, porém, nas bordas da bacia são observados contatos discordantes com as formações Maecuru, Monte Alegre e Alter do Chão (Caputo 1984, Matsuda *et al.* 2010). A idade eosiluriana foi determinada a partir da análise de graptólitos (Caputo & Andrade 1968), na qual a porção superior da unidade compreende o intervalo entre o Ludlow e o Pridoli (Grahm 2005).

A Formação Maecuru compõe o Grupo Urupadi, depositado durante sequência Devono-Tournaisiana, composta por arenitos finos a grossos, ferruginosos, com porções bioturbadas e fossilíferas, pelitos e subordinadamente *cherts*. Formam pacotes de 150 metros nas porções mais espessas ocorre em quase toda a bacia, distribuídos por grande parte da Bacia do Amazonas, aflora nas bordas norte e sul. Fácies flúvio-deltaica ocorrem nas bordas, migrando para fácies estuarinas, ilhas de barreiras e plataforma rasa dominada por ondas, em direção ao eixo deposicional da bacia (Cunha *et al.* 2007), com idade no intervalo Neoemiana a Eifeliana, obtidas por meio de quitinozoários (Grahm & Melo 2004). A Formação Maecuru é amplamente estudada sob ótica faunística por registrar uma vasta quantidade e diversidade da fauna devônica da Bacia do Amazonas (Cardoso & Rodrigues 2005, Scheffler *et al.* 2006, Carvalho & Fonseca 2007, Ponciano & Machado 2007, Ponciano *et al.* 2007, Carvalho & Ponciano 2015, Scheffler *et al.* 2015).

6.3 MÉTODOS

Foram utilizadas técnicas de análise e associação de fácies por meio do modelamento proposto por Walker (1992, 2006), que são desenvolvidas com a caracterização e composição das rochas, estruturas sedimentares, geometria, padrões de paleocorrente, processos sedimentares e textura. O agrupamento dessas fácies em associações de fácies

contemporâneas e cogenéticas, viabilizou a interpretação dos diferentes ambientes e sistemas deposicionais (Miall 1991, 1994).

Foram coletadas três amostras da Formação Pitinga e oito amostras da Formação Maecuru para a confecção de lâminas petrográficas, com a finalidade de caracterizar os litotipos e descrever os aspectos diagenéticos pelos quais as rochas foram submetidas. Foram contados 300 pontos em cada seção delgada seguindo a proposição de Zuffa (1985), a seleção foi estimada pela comparação com os padrões de Beard & Weyl (1973), e a classificação dos arenitos foi realizada de acordo com a proposta de Folk (1974). Em seguida, as mesmas lâminas foram analisadas por catodoluminescência (CL) que aliada com as medidas de paleocorrente e o ambiente tectônico obtido com o emprego do método Gazzi-Dickinson (Gazzi 1966, Dickinson 1970), teve o objetivo de determinar a proveniência das rochas fontes das unidades.

6.4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.4.1 Associação de Fácies – Aspectos Gerais

A Formação Pitinga foi descrita em afloramentos com espessura que varia entre 4 e 7 metros, foram reconhecidas quatro fácies sedimentares: a) siltito/argilito laminado (SAI); b) arenito bioturbado com laminação truncada por onda (Abo); c) arenito com estratificação cruzada *hummocky* (Ah); e d) arenito laminado (Al). Estas fácies foram agrupadas na associação de fácies de Plataforma rasa com influência de maré e onda (AF-1). A Formação Maecuru está exposta em afloramentos com espessura máxima de 36 metros, constituída por depósitos siliciclásticos, na qual foram reconhecidas quatro fácies sedimentares: a) arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa); b) arenito com estratificação cruzada tabular (At); c) arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg) e; d) arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica (Alc). Estas fácies foram agrupadas na associação de fácies de Planície *braided* proximal (AF-2) (Tabela 1, Figura 8).

Tabela 1 - Fácies, associação de fácies e processos sedimentares da área de estudo.

Unidade	Fácies	Descrição	Processo	Associação de fácies
Formação Pitinga	Siltito/argilito laminado (SAI)	Camadas tabulares lateralmente contínuas com espessura entre 3 a 10 cm. Com traços fósseis horizontais de <i>Bifungites</i> e <i>Lockeia</i> .	Deposição a partir de decantação em ambientes de baixa energia, influenciado por ação de maré, com bioturbação.	AF-1 Plataforma rasa com influência de maré e onda
	Arenito bioturbado com laminação truncada por onda (Abo)	Camadas de arenitos finos com laminação truncada por onde e com tubos perfurantes de <i>Skolithos</i> .	Fluxo oscilatório ao declínio da ação de onda, com bioturbação.	

	Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i> (Ah)	Arenito médio a fino com estratificação cruzada <i>hummocky</i> disposto em camadas amalgamadas com base côncava e erosiva, de coloração amarelo claro a cinza esbranquiçado.	Fluxo combinado predominantemente oscilatório relacionado a episódios de tempestades.	
	Arenito laminado (Al)	Camadas tabulares 0,3 a 0,5 m de espessura e continuidade lateral por aproximadamente 20 m. Arenitos finos e bem selecionados.	Migração de lençóis arenoso sob regime de fluxo superior.	
Formação Maecuru	Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Camadas de arenitos grossos a muito grossos ordenados em <i>sets</i> de estratificação cruzada acanalada, com espessura de 4 m, cujos <i>foresets</i> apresentam segregação de grãos e paleocorrente média de 300° Az.	Migração das formas de leito 3D em regime de fluxo inferior.	AF-2 Planície <i>braided</i> proximal
	Arenito com estratificação cruzada tabular (At)	Corpos tabulares e lateralmente contínuos de arenitos médios a grossos, com grãos de quartzo subangulosos a angulosos, estratificação cruzada tabular, comum a presença de superfícies de reativação.	Migração de formas de leito 2D em regime de fluxo inferior. Superfícies de reativação formadas pelas variações ou sazonalidades do fluxo.	
	Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg)	Corpos sigmoidais lateralmente contínuos com espessura de 0.9 m formando ciclos de aproximadamente 2.5 m de espessura.	Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional em regime inferior a transicional associado com uma rápida desaceleração.	
	Arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc)	Arenito fino com laminação cruzada cavalgante subcrítica.	Deposição por migração de marcas onduladas onde a tração predomina sobre a suspensão.	

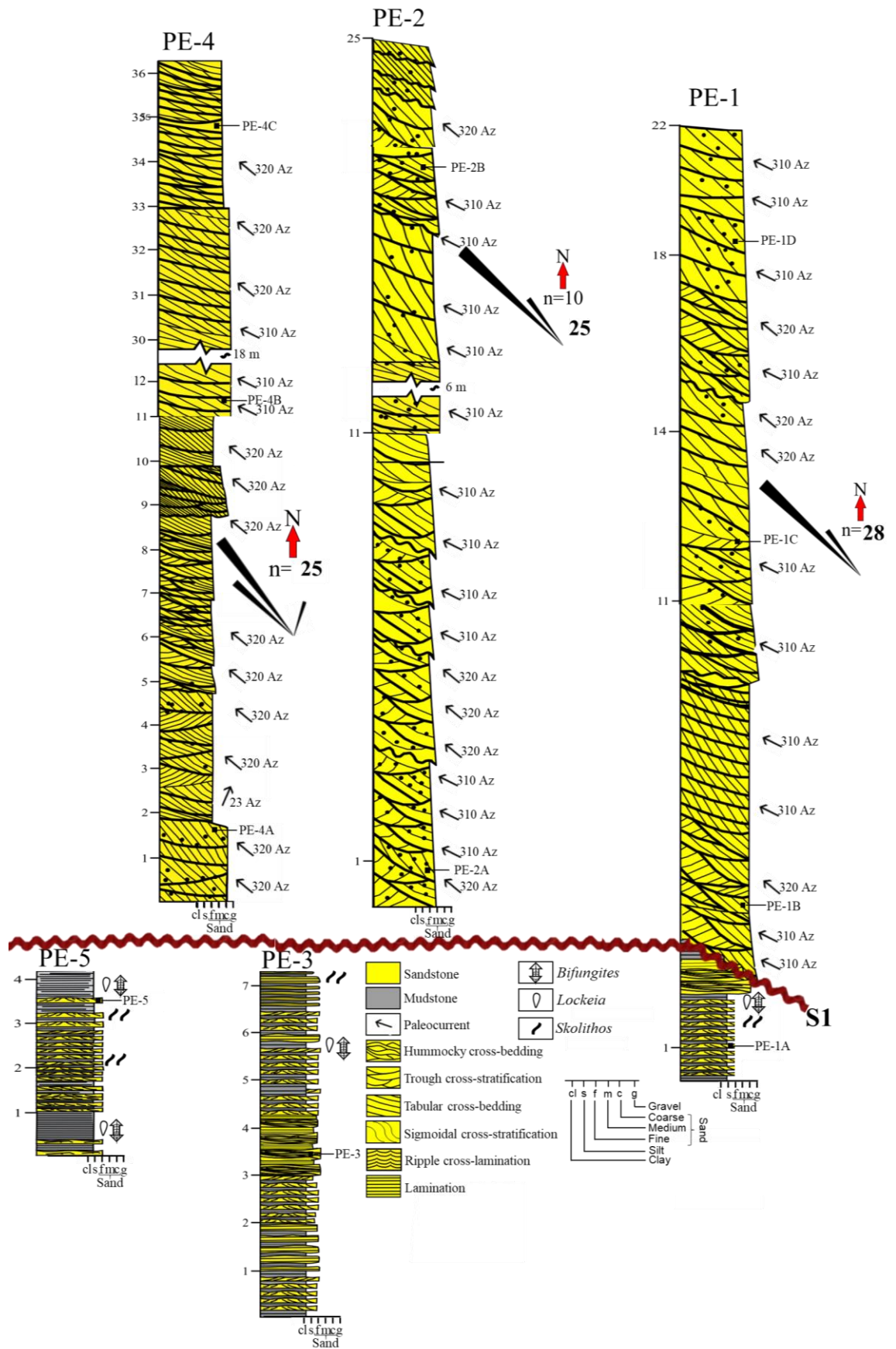


Figura 8 - Perfis sedimentológicos e estratigráficos da área de estudo. Indicação dos pontos amostrados, medidas de paleocorrentes e posicionamentos dos traços fósseis.

6.4.2 Plataforma rasa com influência de maré e onda (AF-1)

AF-1 é essencialmente constituída por arenitos quartzosos de granulometria fina a média alternado com siltito/argilito. Na base é observado a intercalação de siltito/argilito laminado (SAI) e arenito bioturbado com laminação cruzada truncada por onda (Abo), recobertos por arenito fino a médio com estratificação cruzada *hummocky* (Ah), passando lateralmente para arenito fino laminado (Al) (Figura 9).



Figura 9 - Visão geral da sucessão vertical do contato entre as formações Pitinga e Maecuru (tracejado). Na base ocorre a alternância entre arenitos e pelitos da Formação Pitinga sobrepostos pelos estratos cruzados essencialmente siliciclásticos da Formação Maecuru.

A fácies SAI está disposta em camadas lateralmente contínuas, com espessamento entre 5 e 10 cm que, formam pacotes de 30 cm recobrando formas onduladas. Apresenta laminação plano-paralela, aspecto maciço, com coloração cinza esbranquiçado à marrom avermelhado (figura 10A), e foram reconhecidos traços fósseis dos icnogêneros *Bifungites* e *Lockeia* (figura 10B-C). A fácies SAI foi depositada por processos de decantação nos intervalos de maior calmaria na plataforma.

Os arenitos da fácies Abo, estão dispostos em camadas lateralmente contínuas, de granulometria fina a muito fina e coloração amarelo a marrom avermelhado, moderadamente selecionados com grãos subangulosos a subarredondados, com laminação cruzada truncada por onda (Figura 10A). Foram descritos traços fósseis do icnogênero *Skolithos* (Figuras 10D).

Marcas onduladas apontam para atuação de fluxos oscilatórios e proximidade da zona de base das ondas normais, com deposição por tração dos sedimentos mais finos.

Os arenitos da fácies Asw estão dispostos em camadas amalgamadas com base côncava e erosiva, de coloração amarelo claro a cinza esbranquiçado e granulometria média a fina. As estruturas de *hummocky* apresentam amplitudes que variam entre 0,2 a 0,3 m e comprimento de ondas de aproximadamente 0,7 a 1,0 m, geradas a partir de fluxos combinados prioritariamente oscilatórios (Figura 10E).

Os arenitos da fácies Al são compostos por areias de granulometria fina, cinza amarelado, bem arredondadas e selecionadas, que compõem camadas com espessura entre 0,3 a 0,5 m e continuidade lateral de 20 m (Figura 10F). A fácies App foi gerada pela migração de lençóis arenoso sob regime de fluxo superior.

Ocorre uma intercalação entre as fácies SAl e Abo de continuidade lateral por dezenas de metros, esta alternância indica ciclicidade na energia do fluxo durante o processo de deposição, com menor energia predomina os processos de suspensão e com o aumento energético se sobrepõe os processos de tração na plataforma (Nichols 2009). Os traços fósseis descritos nestas fácies são comumente observados na Icnofácies *Cruziana* e norteiam para ambiente com águas mais rasas de energia moderada (Seilacher 1964, Bromley 1990, MacEachern *et al.* 2010, Buatois & Mángano 2011, Gonçalves *et al.* 2017). A influência de ondas é observada pelo espessamento e adelgaçamento da camada (Figura 11), os perfis negativos representam as fácies Sal e os perfis positivos as fácies Abo.



Figura 10 - Fácies sedimentares da Formação Pitinga. A) Alternância entre as fácies Abo e SA1; B) Detalhe do traço fóssil do icnogênero *Bifungites*; C) Detalhe do traço fóssil do icnogênero *Lockeia*; D) Detalhe do traço fóssil do icnogênero *Skolithos*; E) Areninos finos depositados em regime de fluxo superior na Fácies Al; e F) Arenitos finos a médios depositados em episódios de tempestade na Fácies Ah.



Figura 11 - Intercalação entre as fácies SAI e Abo evidenciando a influência de onda sob os depósitos.

Verticalmente em direção ao topo o depósito de plataforma rasa passa para a fácies Ah que escava porções da fácies SAI e lateralmente relaciona-se com a fácies AI. A fácies Ah ocorre de maneira restrita a aproximadamente 5 m de continuidade lateral, a mesma foi formada por ondas de tempestade geradas nas zonas de *fetch* que, ao chegarem nas porções mais rasas retrabalham os sedimentos e dificultam a deposição de argilas (Plint, 2010). A fácies AI está organizada em camadas relativamente delgadas, com espessura máxima de 0,5 metros, porém, estende-se lateralmente por mais de 20 m, a baixa espessura da fácies AI pode estar ligada com o raseamento e, conseqüente diminuição do espaço de acomodação (Collinson & Thompson 1989).

6.4.3 Planície *braided proximal* (AF-2)

AF-2 é constituída principalmente por arenitos mal selecionados, grãos angulosos a subarredondados, variando de médios a muito grossos, individualizados nas fácies: estratificação cruzada acanalada (Aa), estratificação cruzada tabular (At), estratificação cruzada sigmoidal (Asg) e laminação cruzada cavalgante subcrítica (Aic) (Figura 12).

A fácies Aa formam em camadas de arenitos grossos a muito grossos ordenados em *sets* de até 4,0 metros, coloração cinza esbranquiçado, mal selecionados, grãos angulosos, cujos *foresets* apresentam segregação de grãos (Figura 12A), com medidas de paleocorrentes orientadas preferencialmente a NW (média 300° Az). A fácies Aa é resultado do processo de migração das formas de leito 3D por meio de regime de fluxo inferior.

A fácies At é constituída por corpos tabulares e lateralmente contínuos de arenitos médios a grossos, de grãos subangulosos a angulosos e segregação de grãos mais grossos no

foresets (Figura 12B). Apresentam estratificação cruzada tabular de médio porte com *sets* de até 1 m e ciclo com espessura de aproximadamente 3,0 m, é comum a presença de superfícies de reativação, formadas pelas variações ou sazonalidades do fluxo. A fácies At é produto da migração de formas de leito 2D em regime de fluxo inferior.

A fácies Asg é composta por arenitos médios a grossos, com grãos subarredondados a angulosos, arranjados em *sets* de estratificação cruzada sigmoidal, dispostos em corpos sigmoidais lateralmente contínuos com espessura de 1,0 m formando de um a dois ciclos com aproximadamente 2,5 m de espessura (Figura 12C). Os dados de paleocorrente apontam para paleofluxo unidirecional preferencial de NW (média 310° Az). A formação da fácies Asg está relacionada com a migração de formas de leito sob fluxos unidirecionais em regime inferior a transicional associado com a rápida desaceleração em um sistema fluvial de robusta espessura da coluna de água. Também são observadas superfícies de reativação (Figura 12D).

A fácies Alc é constituída por arenitos médios, com grãos subarredondados a arredondados, coloração amarelo esbranquiçado, com 0,10 a 0,20 cm de espessura e lateralmente contínuo por 1 metro. A fácies Alc foi gerada pela migração de marcas onduladas com uma diminuição da energia de fluxo e predomínio da tração frente a suspensão.

Os arenitos de estratificação cruzada acanalada, fácies Aa, erode o topo dos depósitos de plataforma rasa da Formação Pitanga. A fácies Aa formam camadas tabulares e contínuas lateralmente por mais de 50 metros, sobrepostos pelos arenitos de *sets* tabulares da fácies At. Os arenitos grossos da fácies At sobrepõem-se gradativamente a fácies Aa em pacotes contínuos lateralmente. O processo de segregação de grãos grossos na base dos *foresets* observado nas fácies Aa e At, está relacionado à face de avalanche onde os grãos deslizam em direção da base da marca ondulada, com tendência *fining-upward*.

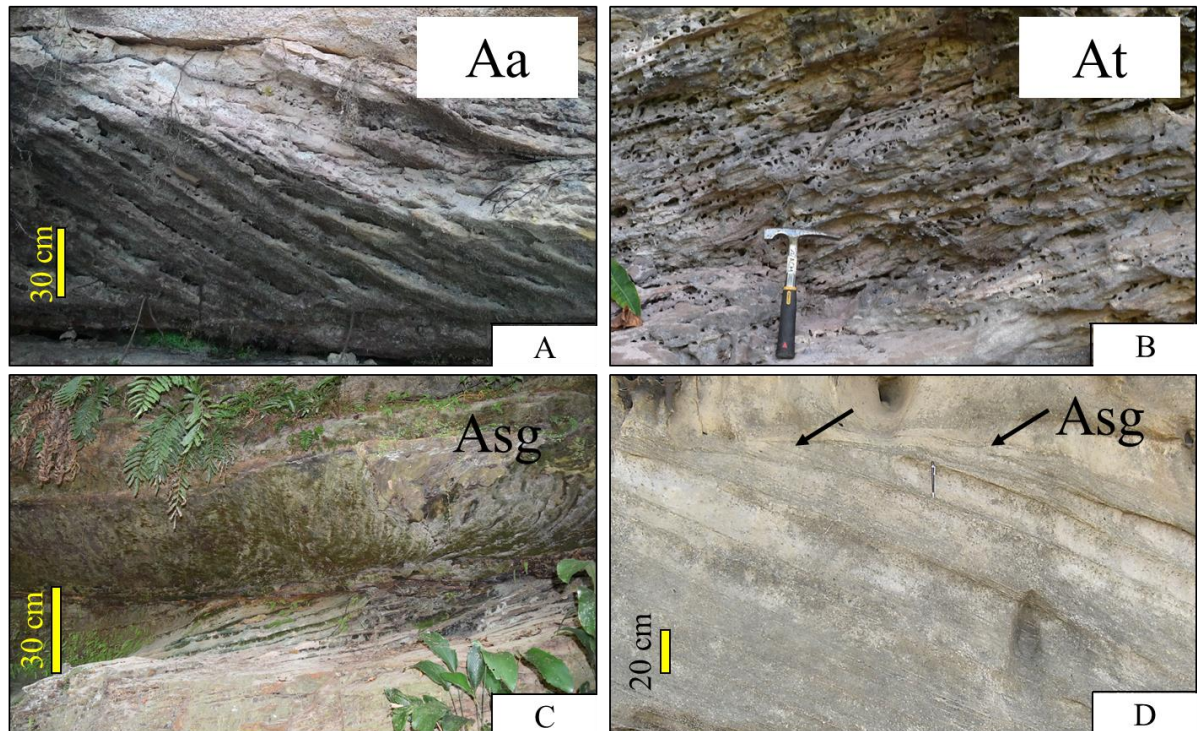


Figura 12 - Fácies da Formação Maecuru. Arenitos grossos a muito grossos, mal selecionados, variando de subangulosos a subarredondados, individualizados nas fácies: Aa (A); At (B); Asg (C-D). Detalhe para as superfícies de reativação geradas pelas variações ou sazonalidades do fluxo (D).

Verticalmente a fácies At é sobreposta pela fácies Asg de médio a grande porte com pequenas crenulações na terminação dos toe sets em camadas lateralmente contínuas. A fácies Asg indica formas de leito produzidas na região ativa, onde o barramento do fluxo favoreceu a concentração de sedimentos em suspensão (Røe 1987, Della Fávera 2001), numa relação de deposição por avalanche e suspensão. A formação e preservação dessa estrutura sugere um sistema fluvial de grande porte, no qual havia uma considerável espessura da lâmina d'água (Della Fávera 2001). Superfícies de reativação estão associadas com os períodos de parada e reativação da sedimentação das formas de leito, com mudanças na energia e/ou aporte sedimentar (Tucker 2003).

6.4.4 Petrografia

6.4.4.1 Formação Pitinga

Os arenitos da Formação Pitinga são quartzarenitos e subarcósio (Folk 1974), de granulometria fina a média, seleção moderada, com grãos angulosos a subarredondados e empacotamento predominantemente normal (Tabela 2, Figura 13A-B).

Quartzo é o mineral predominante no arcabouço dos arenitos, destes em média 68,1% são grãos com extinção homogênea, 5% apresentam extinção ondulante e apenas 1% são grãos policristalinos. Feldspatos variam de 1,5% a 4,3% com predomínio dos grãos de microclina, onde muitos deles encontram-se com feições de dissolução gerando poros secundários. Nesses arenitos foram observados poros intergranulares, agigantados e moldicos (Figura 13C). Os grãos, quando se tocam, exercem relações de contato pontuais, reto e côncavo-convexo (Figura 13D), de modo que o volume intergranular promove um empacotamento variando entre normal e frouxo. A cimentação é promovida em sua maioria por óxido-hidróxido de ferro (Figura 13E) e secundariamente por sobrecrecimento sintaxial de quartzo (Figura 13F).

A imagens obtidas por catodoluminescência (CL) mostram que os grãos de quartzo exibem as colorações azul brilhante (1,9%), azul fosco (4,7%), cinza claro (48,7%), cinza médio (35%), marrom (9,4%) e róseo (0,3%) em seus diferentes níveis de intensidade (Tabela 3). Deste total, 83,7% são de grãos de quartzo em tons de cinza (Figura 14) que, ao serem plotados em diagramas ternários de proveniência tectônica (Dickinson *et al.* 1983, Weltje 2006), se distribuem no campo referente aos blocos continentais com fontes de interior cratônico.

Tabela 2 - Composição modal dos constituintes detríticos dos arenitos do intervalo Siluro-Devoniano na borda Sul da Bacia do Amazonas.

FORMAÇÃO PITINGA				FORMAÇÃO MAECURU							
Constituintes (%)	PE-1A	PE-3	PE-5	PE-1B	PE-1C	PE-1D	PE-2A	PE-2B	PE-4A	PE-4B	PE-4C
Quartzo total	76.3	75.0	71.0	63.7	69.7	72.0	82.5	78.5	79.0	77.0	69.1
Monocristalino com extinção homogênea	72.4	71.0	61.0	55.2	60.5	65.0	73.6	71.0	70.3	73.0	56.9
Monocristalino com extinção ondulante	3.9	3.0	8.0	5.2	4.4	4.0	6.2	5.5	5.0	2.0	7.2
Policristalino	0	1.0	2.0	3.3	4.0	2.0	3.0	1.5	2.7	2.0	3.5
Metamórfico	0	0	0	0	0.8	1.0	0.7	0.5	1.0	0	1.5
Feldspato total	4.3	2.0	1.5	5.0	1.7	4.0	3.0	1.4	2.7	2.7	3.5
Plagioclásio	1.1	1.5	1.0	3.2	0.7	1.0	0.8	0.5	1.0	1.2	1.0
Microclina	3.2	0.5	0.5	1.8	1.0	3.0	2.2	0.9	1.7	1.5	2.5
Frag. de rocha total	1.1	1.3	2.0	3.0	1.3	3.2	1.2	2.0	1.5	1.0	2.2
Sedimentar	1.1	1.3	2.0	2.5	1.3	2.2	1.2	1.5	1.5	0	1.5
Vulcânica	0	0	0	0.5	0	1.0	0	0.5	0	1.0	0.7
Porosidade total	3.3	3.3	6.7	15.0	15.0	15.8	4.0	13.3	8.0	9.3	14.7
Porosidade intergranular	1.4	1.8	2.0	3.0	8.7	7.0	2.0	4.9	5.0	8.3	7.7
Porosidade intragranular	0.5	0	2.0	5.3	2.0	2.8	0.5	2.6	1.0	0	2.0
Porosidade agigantada	1.4	1.5	2.7	6.7	4.3	6.0	1.5	5.8	2.0	1.0	5.0
Cimento total	15.1	18.4	20.8	13.3	12.3	5.0	9.3	4.8	8.0	10.0	10.5
Óxido-hidróxido de FE	12.1	13.4	16.7	12.0	10.0	5.0	8.8	3.0	6.0	9.0	9.5
Sobrecrescimento QTZ	3.0	5.0	4.1	1.3	2.3	0	0.5	1.8	2.0	1.0	1.0
Granulometria	F-MD	F-MD	F-MD	MG	MD-G	MG	MD-MG	G	G	G	MD-G
Seleção	I	I	I	M	M	M	M	I	I	I	M
Arredondamento	AN-SB	AN-SB	AN-SB	AN-SA	AN-SA	AN-SA	AN-SB	AN-SA	AN-SA	AN-SA	AN-SA
Empacotamento	N	N	FR	FR	FR	N	FE	FE	FE	FE	FR
Q (Qtz. total)	93.4	95.8	95.3	88.8	95.9	90.9	95.1	95.8	94.0	95.4	92.4
F (Felds. total)	5.3	2.5	2.0	7.0	2.3	5.0	3.5	1.7	4.2	3.3	4.7
Fr (Frag. Rocha total)	1.3	1.7	2.7	4.2	1.8	4.1	1.4	2.5	1.8	1.3	2.9

Nota: AN – Anguloso; F – Fina; FE – Fechado; FR – Frouxo; G – Grossa; I – Intermediária; M – Mal selecionada; MD – Média; MG – Muito grossa; N – Normal; AS – Subarredondado e; SB – Subanguloso.

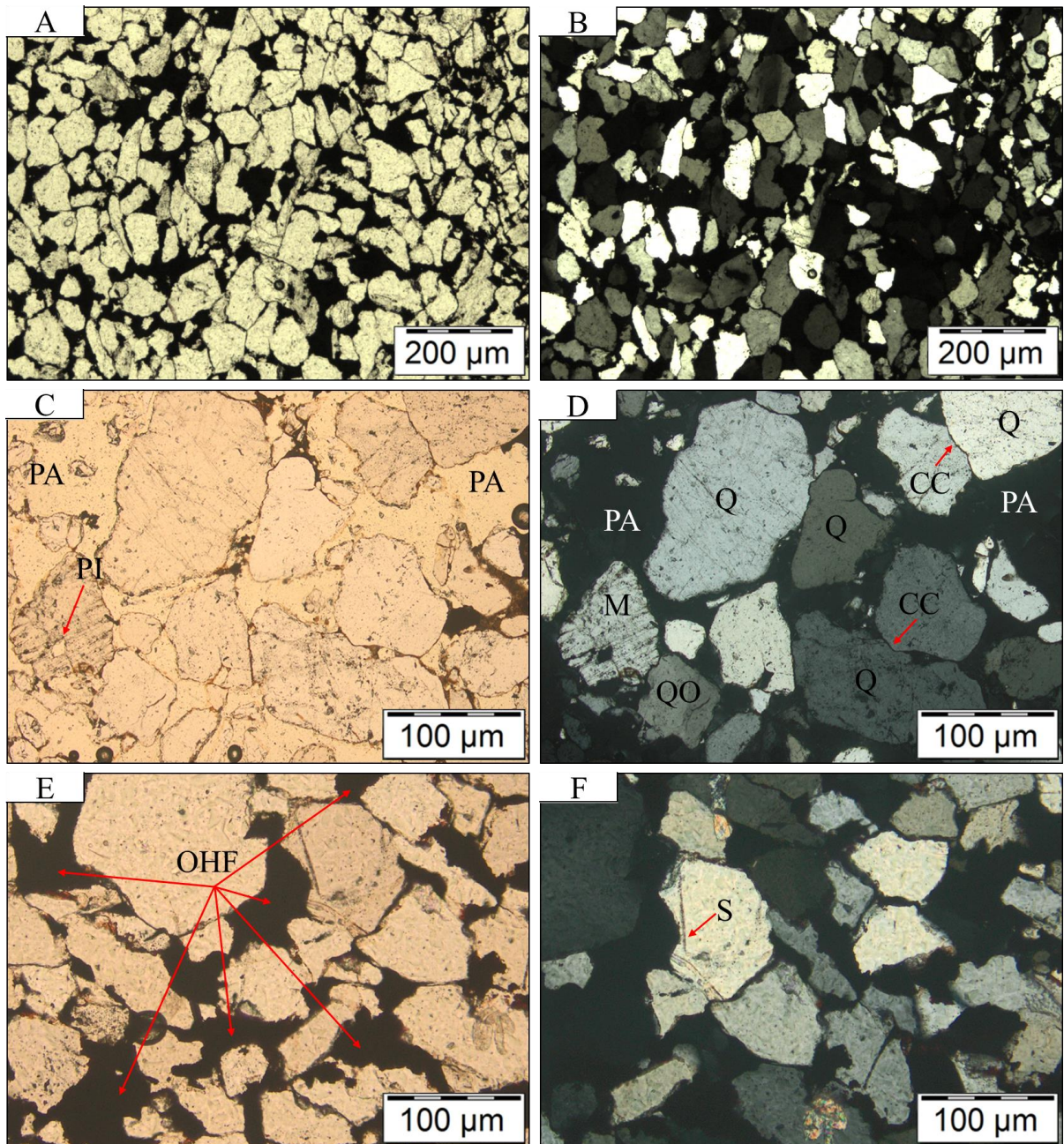


Figura 13 - A e B) Aspectos gerais dos arenitos da Formação Pitinga; C) Detalhe da porosidade, poro agigantado (PA) e poro intragranular (PI); D) Grãos de quartzo com extinção homogênea (Q), com extinção ondulante (QO), microclina (M) e contato côncavo-convexo (CC); E) Cimentação por óxido-hidróxido de ferro (OHF); F) Sobrecrescimento sintaxial de quartzo (S). Fotomicrografias A, C e E com $n//$ e B, D e F com nX . Fonte: do autor.

A compactação química é notada pela relação de contato côncavos-convexos entre os grãos, que ocorre em resposta ao aumento da pressão, provavelmente, pelo empilhamento estratigráfico da bacia (De Ros 1998). Este componente pode se desenvolver no decorrer de todo processo diagenético (Tucker 1992), no entanto, acredita-se que nestas rochas o sobrecrescimento tenha ocorrido na transição da eodiagênese para a mesodiagênese. A cimentação por óxidos-hidróxidos de ferro foi bastante efetiva como é possível observar na

figura 13E, atinge tanto a porosidade quanto a permeabilidade das rochas, porém pode ser reflexo de processos posteriores ao de formação da rocha na fase telodiagenética.

Tabela 3 - Tipos de quartzo identificados nos arenitos da Formação Pitinga empregando microscopia óptica e catodoluminescência.

COR/CL	TEOR	FONTE	DESCRIÇÃO
Azul brilhante	1.9%	IV-MBG	Grãos monocristalinos, angulosos a subarredondados, com extinção reta, por CL exibem coloração azul intenso e contato de compromisso devido ao sobrecrecimento.
Azul fosco	4.7%	IP-MBG-MMG	Grãos monocristalinos, angulosos a subangulosos, extinção reta e alguns com sobrecrecimento.
Cinza claro	48.7%	IP-IV-MBG-VQ	Grãos monocristalinos, angulosos a subarredondados, com extinção reta e ondulante, alguns com sobrecrecimento.
Cinza médio	35.0%	IP-IV-MBG-MMG	Grãos monocristalinos com extinção reta a ondulante, subarredondados a subangulosos.
Marrom	9.4%	IP-MBG-MMG	Grãos subangulosos a subarredondados com extinção reta e ondulante.
Róseo	0.3%	IP-IV-MBG	Grãos monocristalinos, angulosos a sudarredondados, com extinção reta.

Nota: IP – Ígneo plutônico; MBG – Metamórfico de baixo grau; MMG – Metamórfico de médio grau; MAG – Metamórfico de alto grau; IV – Ígneo vulcânico e; VQ – Quartzo de veio.

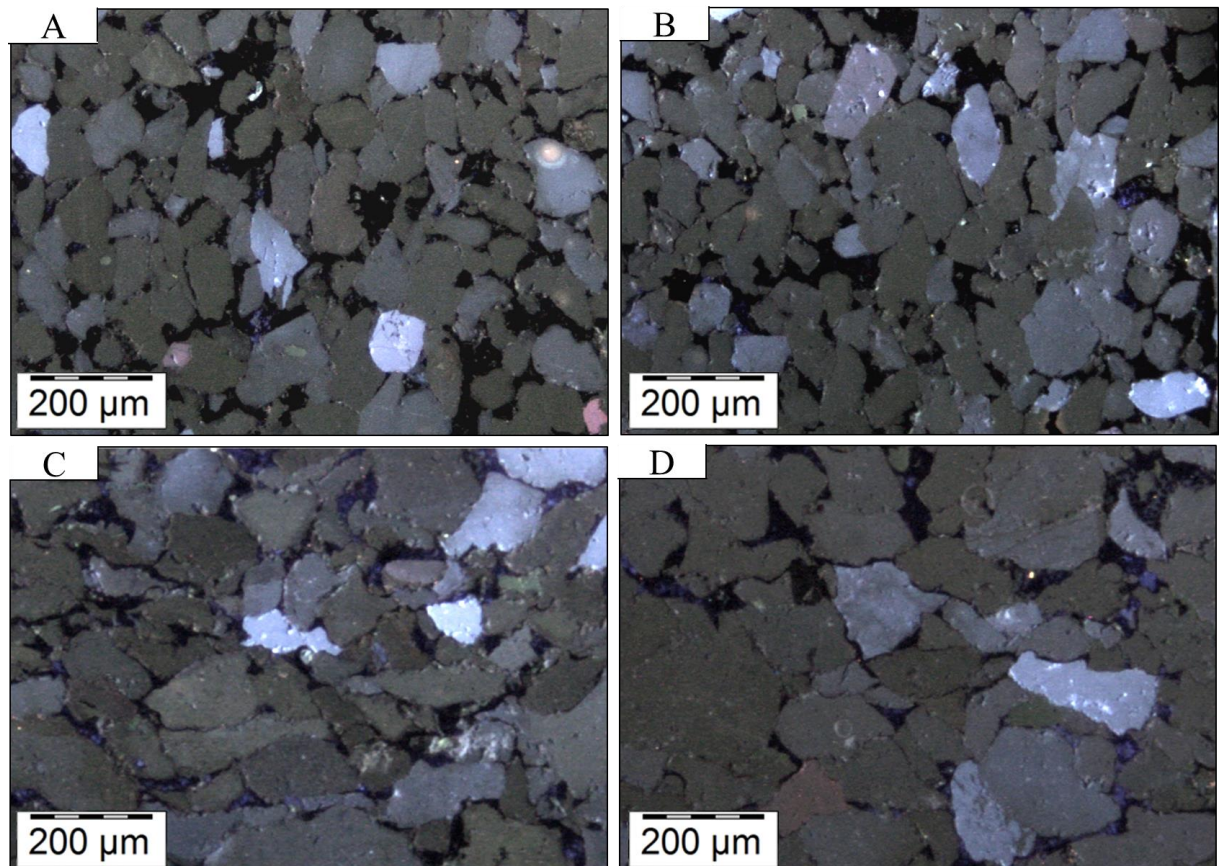


Figura 14 - Imageamento por CL mostrando a variação das cores e tonalidades dos grãos de quartzo da Formação Pitinga. Fonte: do autor.

A análise petrográfica mostra que os quartzarenitos são em decorrência dos processos diagenéticos. Rochas classificadas no limite entre os campos do subarcósio e do quartzarenito, poros agigantados com grãos “flutuando” e poros intragranular são fortes indícios do processo de dissolução de minerais instáveis (Pettijon *et al.* 1987, De Ros 1998), durante a mesodiagênese. A compactação mecânica ocorre na eodiagênese, que é evidenciada principalmente pelos contatos retos, que rearranjou o arcabouço, diminuindo a porosidade primária (Tucker 1992, Boggs Jr. 1992).

Os espectros de CL mostraram grãos de quartzo em tons de azul brilhante, azul fosco, cinza claro, cinza médio, marrom e róseo com poucas variações nos níveis de intensidades, porém, refletem contribuições das mais variadas fontes (Santos *et al.* 2018). Grãos cinza claro com extinção reta a ondulantes são comuns para quartzo vulcânico enquanto que, os grãos em tons de cinza médio são típicos para quartzo metamórfico de baixo a médio grau (Bernet & Bassett 2005). Grãos marrons são indicativos para fontes metamórficas de baixo grau (Götze *et al.* 2001), grãos em tons de azul brilhante, fosco e róseo são sugestivos para proveniências ígneas (Zinkemagel 1978, Augustsson & Bahlburg 2003). A predominância dos grãos em tons de cinza (83,7%), sugere que a fonte principal para os arenitos da Formação Pintinga são rochas ígneas e metamórficas de baixo a médio grau (Bernet & Bassett 2005, Hooker & Laubach 2007).

Os dados de proveniência tectônica (Qt-F-L e Qm-L-Lt) mostram que os arenitos da Formação Pitinga provêm de fontes cratônicas. O embasamento da Bacia do Amazonas é composto por um complexo conjunto de núcleos cratônicos de rochas e idades variadas (Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2000). A falta de medições de paleocorrente impede sugerir a porção do Cráton Amazônico com maior contribuição de sedimentos.

6.4.4.2 Formação Maecuru

Os arenitos da Formação Maecuru são classificados como quartzarenitos, arcósios e subarcósios (Figura 15), de granulometria média a muito grossa, mal selecionados (Figura 16A-B). Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos, em sua maioria com extinção homogênea (65,7% média), os grãos com extinção ondulante perfazem em média 4,9%, grãos policristalinos representam em média 2,7% e os grãos metamórficos apenas 0,7% do arcabouço. Os feldspatos são representados por grãos de plagioclásios e microclinas que

variam em média de 0,8% a 1,4%, respectivamente. Em média, os constituintes líticos perfazem 1,9% do arcabouço, composto por rochas sedimentares e vulcânicas (Figura 16D).

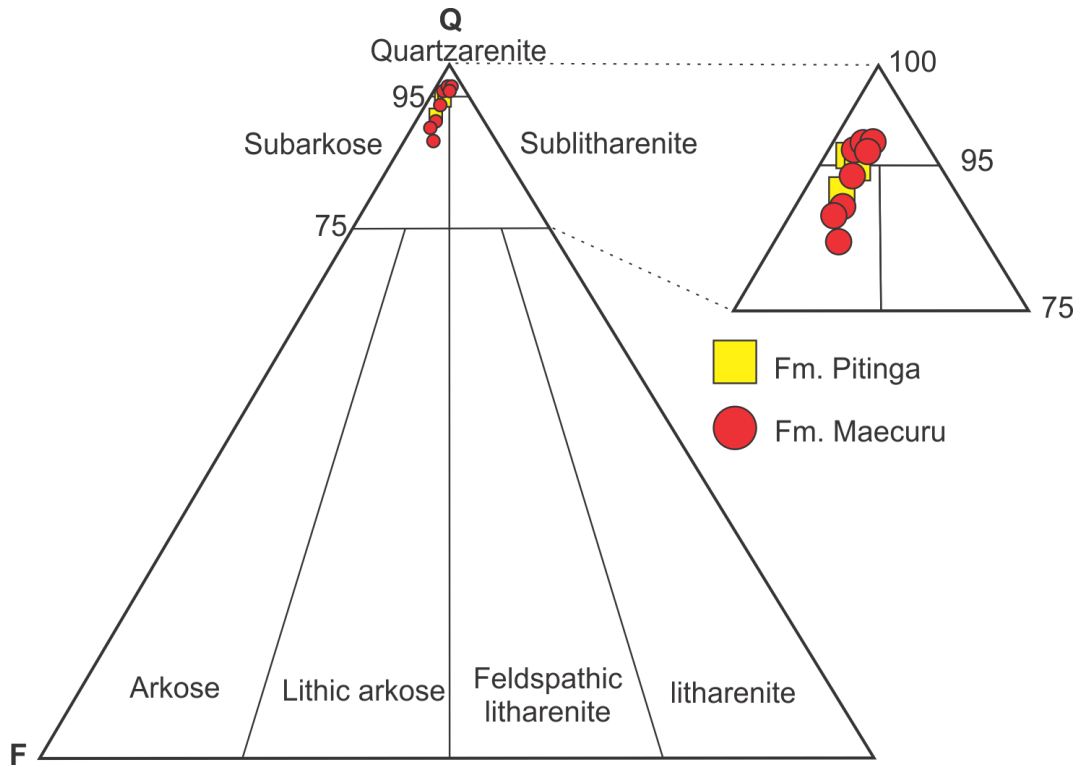


Figura 15 - Classificação petrográfica dos arenitos do intervalo Siluro-Devoniano na borda Sul da Bacia do Amazonas.

Fonte: Folk (1974).

O volume intergranular revela um empacotamento que varia de frouxo a fechado, com poros intergranulares, agigantados e moldicos (Figura 16A), de contatos retos e côncavo-convexos (Figura 16C). O arcabouço é fortemente cimentado por óxido-hidróxido de ferro (Figura 16F) e secundariamente por sobrecrecimento sintaxial de quartzo (Figura 16C), alguns estabelecendo contato de compromisso (Figura 16B). É comum a ocorrência de minerais pesados (Figura 16F).

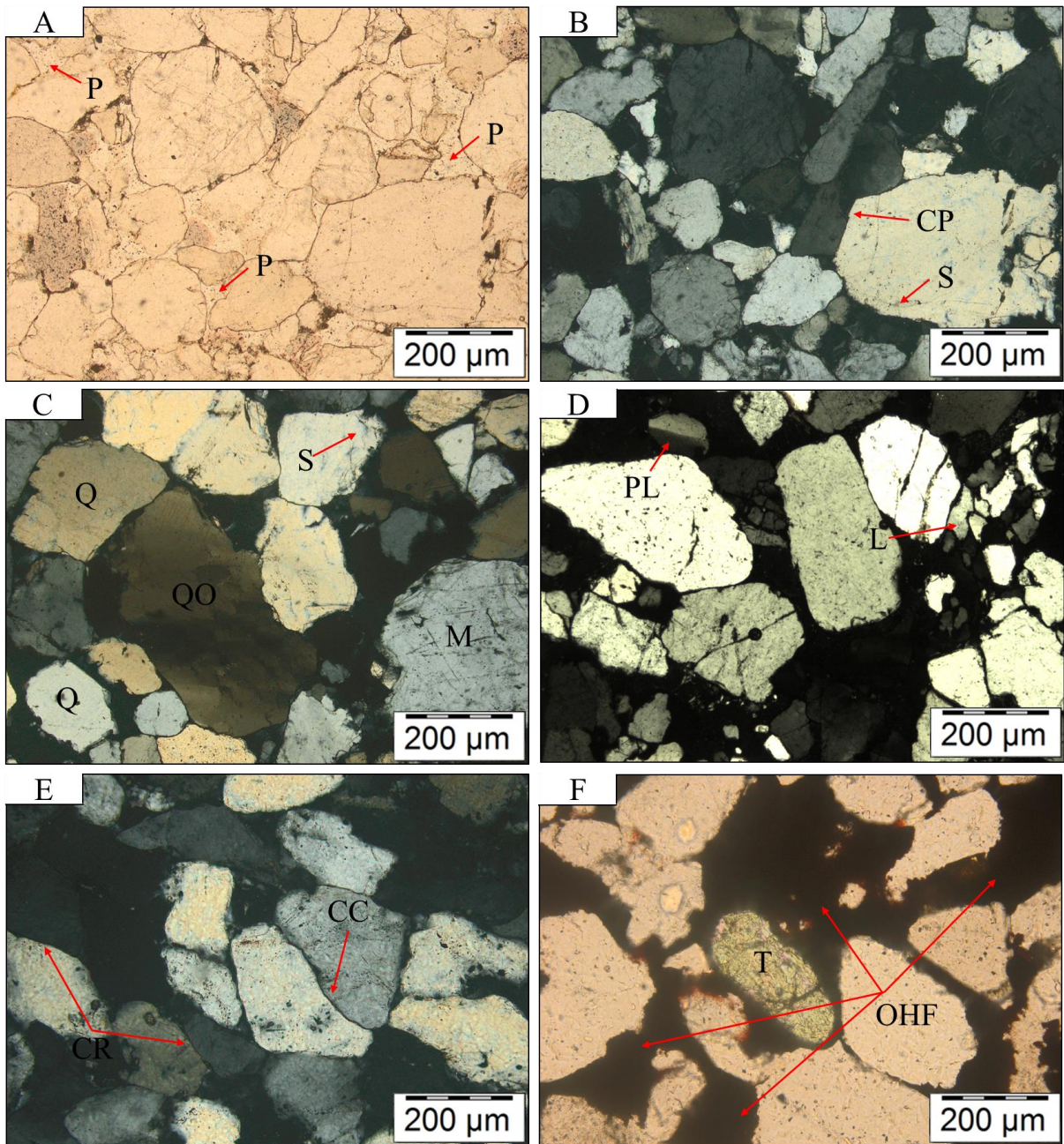


Figura 16 - A e B) Aspectos gerais dos arenitos da Formação Maecuru, com grãos de quartzo exibindo sobrecrescimento (S) e contato de compromisso (CP); C) Grãos de quartzo com extinção homogênea (Q), com extinção ondulante (QO), sobrecrescimento (S) e microclina (M); D) Grão de plagioclásio exibindo extinção Carlsbad (PL) e grão de arenito (L); E) Feições de compactação mecânica, contato reto (CR), côncavo-convexo (CC) e grãos fraturados; F) Cimentação por óxido-hidróxido de ferro (F) e grão de turmalina (T). Fotomicrografias A e F com n// e B, C, D e E com nX.

As imagens de CL mostram que os grãos de quartzo são de colorações azul brilhante (3.3%), cinza claro (25.2%), cinza médio (26.4%), cinza escuro (33.2%), marrom (4.3%), vermelho (4.4%) e roxo (3.2%), em seus diferentes níveis de intensidade (Tabela 4). A composição modal dos arenitos plotados nos diagramas de proveniência tectônica (Dickinson

et al. 1983, Weltje 2006), indicam fontes advindas de blocos continentais nas porções de interior cratônico (Figura 17).

Tabela 4 - Tipos de quartzo identificados empregando microscopia óptica e CL.

COR/CL	TEOR	QTZ	DESCRIÇÃO
Azul brilhante	3.3%	IV-MBG	Grãos monocristalinos, subangulosos, com extinção reta, por CL exhibe coloração azul intenso e sobrecrecimento nas bordas.
Cinza claro	25.2%	IP-IV-MBG-VQ	Grãos monocristalinos, subarredondados, com extinção reta e ondulante, mostram tons de cinza claro sob CL e podem exhibir zoneamento oscilatório (claro-escuro).
Cinza médio	26.4%	IP-IV-MBG-MMG	A maioria dos grãos são monocristalinos, subarredondados a subangulosos, com extinção variando de reta a ondulante, alguns com fraturas e inclusões.
Cinza escuro	33.2%	MMG-MAG	Grãos monocristalinos, subangulosos, com extinção reta e ondulante, na CL exibem tons cinza escuro, alguns grãos possuem pequenas porções das bordas em tons avermelhados e inclusões.
Marrom	4.3%	IP-MBG-MMG	Grãos subangulosos, monocristalinos e policristalinos, com extinção reta e ondulante, na CL, mostram a coloração marrom escuro e alguns com fraturas preenchidas por material em tons de cinza.
Vermelho	4.4%	IP-IV-MBG	Grãos monocristalinos, subarredondados, com bordas irregulares, extinção reta, sob CL exhibe cor vermelho sendo possível notar que alguns grãos apresentam núcleo em tons de vermelho mais escuro.
Roxo	3.2%	IP-IV-MAG	Grãos monocristalinos com extinção reta, variando de angulosos a subangulosos, alguns com fraturas.

Nota: IP – Ígneo plutônico; MBG – Metamórfico de baixo grau; MMG – Metamórfico de médio grau; MAG – Metamórfico de alto grau; IV – Ígneo vulcânico; VQ – Quartzo de veio

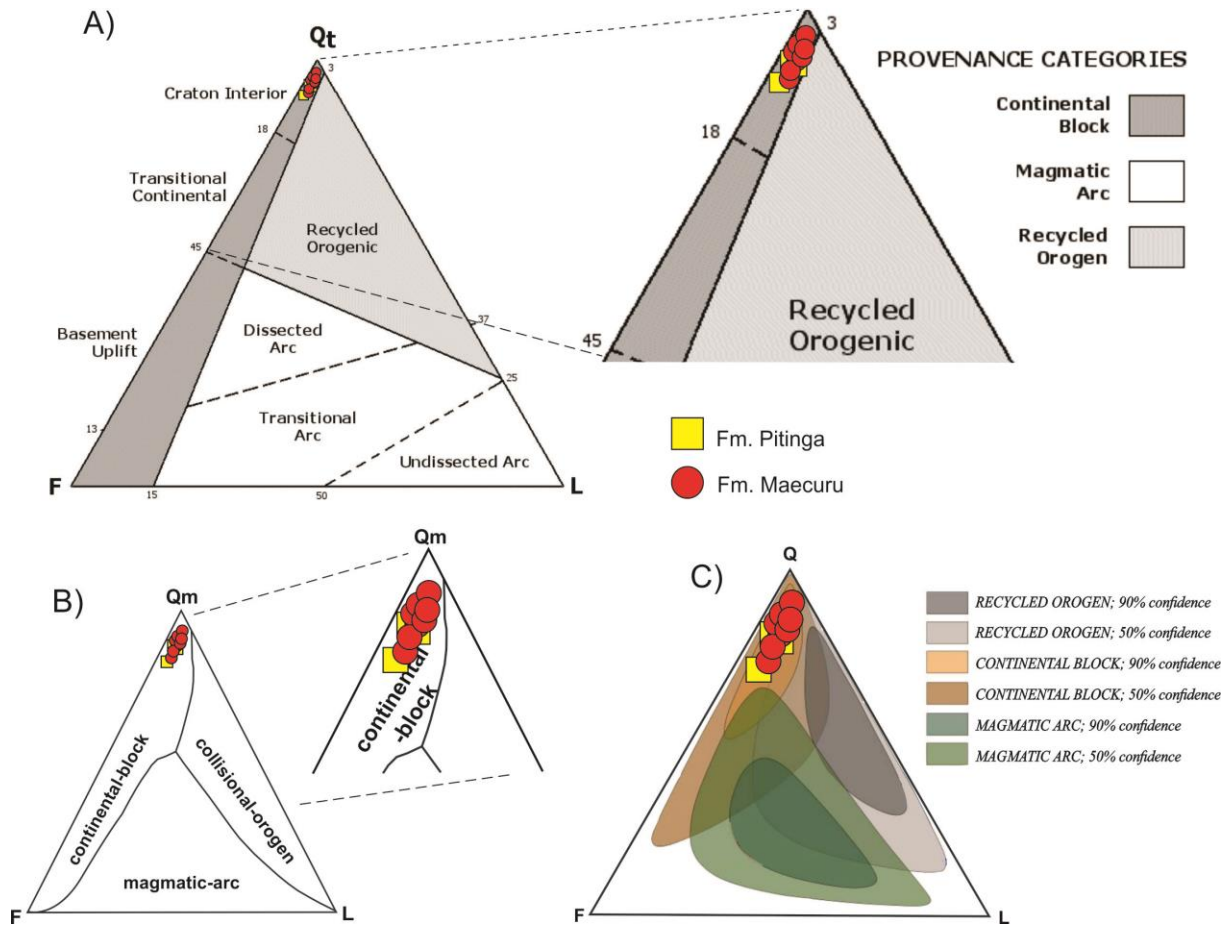


Figura 17 - Composição modal dos arenitos do intervalo Siluro-Devoniano na borda Sul da Bacia do Amazonas, os valores indicam proveniência de blocos continentais em interior cratônico.

Fonte: Dickinson *et al.* (1983); Weltje (2006).

Rochas compostas quase que exclusivamente por grãos de quartzo, são amplamente investigados com resultados divergentes quanto a sua origem (Chandler 1988, Johnson *et al.* 1991, Dott 2003). A maturidade textural e mineralógica dessas rochas foi por muito tempo interpretadas como produto dos diversos ciclos sedimentares (Potter 1978, Suttner *et al.* 1981), contudo, trabalhos posteriores revelaram depósitos de rochas com teores superiores a 95% de quartzo poderiam ser produzidos por ciclos sedimentares únicos e/ou eventos diagenéticos (Dott 2003, Avigad *et al.* 2005). Fatores climáticos, intemperismo químico, topografia e a área fonte também exercem forte contribuição para o enriquecimento de quartzo (Folk 1974, Suttner *et al.* 1981, Johnson *et al.* 1991, Dott 2003).

Os dados petrográficos sugerem que a atuação dos processos diagenéticos sob os depósitos da Formação Maecuru influenciaram diretamente para o enriquecimento em quartzo. Na eodiagênese, o arcabouço passou a ser afetado pelos processos de compactação mecânica que desenvolveu novas relações de contato e, principalmente, o fraturamento de grãos. Em decorrência do aumento da pressão, na transição da eodiagênese para a

mesodiagênese, provocou nos grãos de quartzo o desenvolvimento do sobrecrecimento sintaxial nas bordas destes grãos, no estágio de compactação química. Ambos os processos são responsáveis pelo declínio da porosidade primária nesses arenitos (Karner *et al.* 2005).

Na fase mesodiagênética, ocorreu a dissolução dos grãos instáveis como microclinas e plagioclásios, por exemplo. A dissolução destes e outros grãos, gerou a porosidade secundária – poros moldicos e agigantados, além de elevar a maturidade composicional e textural dessas rochas (Milliken 2003). Na fase telodiagênética, íons de óxido-hidróxido de ferro dissolvidos em fluidos meteóricos (Molenaar 1986), preencheram parte da porosidade primária e secundária (Figura 16F), cimentando o arcaço (Figura 18). A cimentação por óxido-hidróxido de ferro reflete o caráter oxidante da superfície que, pode estar relacionada com a exposição subaérea dos depósitos no processo de continentalização da bacia (Boggs Jr. 2009).

Os espectros de CL evidenciaram que os grãos de quartzo da Formação Maecuru são em tons de azul, cinza claro, cinza médio, cinza escuro, marrom, rosa avermelhado e roxo nos diversos níveis de intensidades que, sugerem a gênese de suas fontes ligadas a processos ígneos e metamórficos (Figura 19).

Fase Diagenética Evento Diagenético	Eodiagênese	Mesodiagênese	Telodiagênese
Compactação Mecânica (Faturamento de Grãos)	■■■■■■■■		
Compactação Química (Contatos Côncavo-Convexos)	■■■■■■■■ ■■■■■■■■		
Cimentação (Sobrecrecimento Sintaxial de Qtz)		■■■■■■■■ ■■■■■■■■	
Dissolução (Minerais Instáveis)		■■■■■■■■ ■■■■■■■■	
Porosidade Secundária (Moldico - Agigantado)		■■■■■■■■	■■■■■■■■
Cimentação (O/H de Ferro)			■■■■■■■■ ■■■■■■■■

Figura 18 - Síntese dos eventos diagenéticos nos arenitos do intervalo Siluro-Devoniano na borda Sul da Bacia do Amapá. Formação Pitinga (vermelho) e Formação Maecuru (preto).

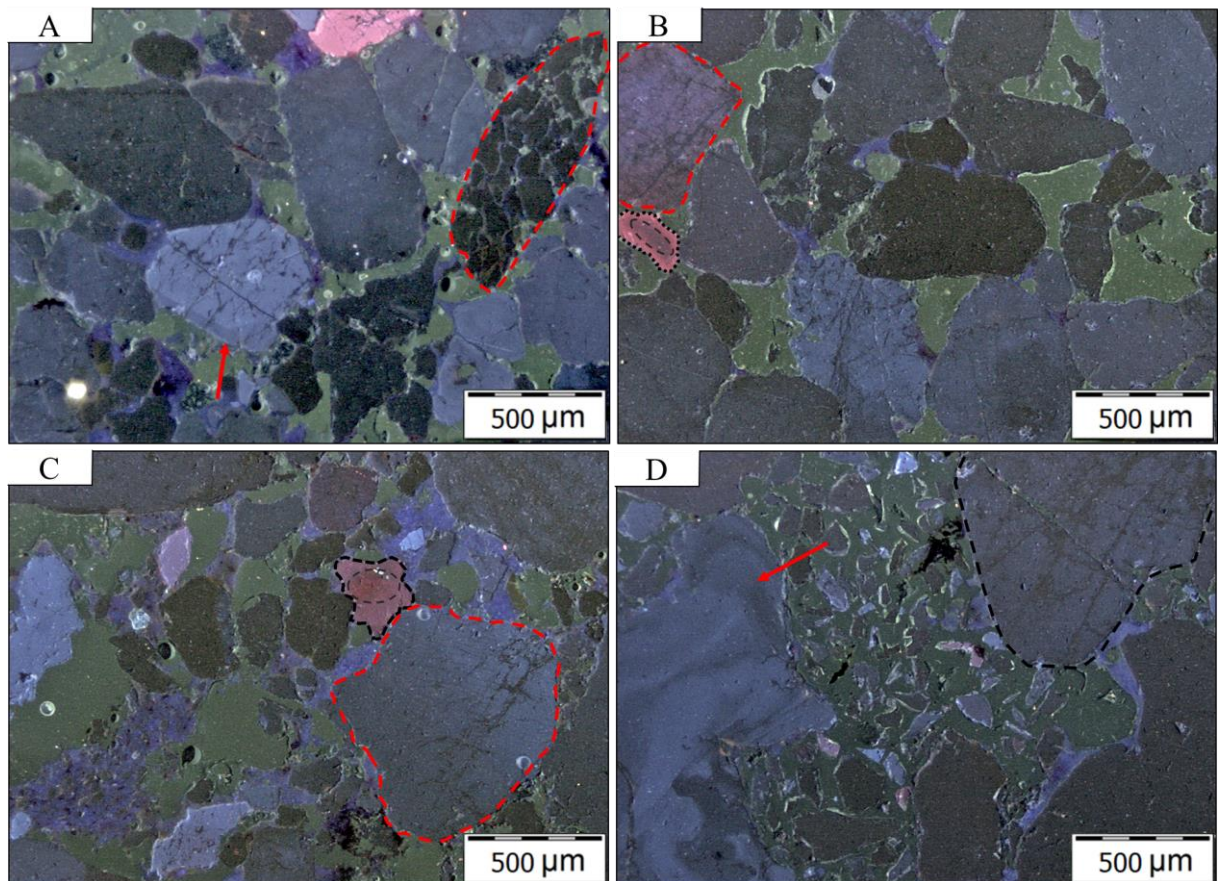


Figura 19 - Imageamento por CL mostrando a variação das cores e suas intensidades nos grãos de quartzo da Formação Maecuru. A) Grão de arenito exibindo grãos de quartzo de cor cinza escuro a amarronzados (tracejado) e grão de quartzo azul com zoneamento (seta); B) Grão de quartzo fraturado com extinção ondulante e cor marrom (tracejado vermelho) e grão avermelhado com nucleamento mais escuro (tracejado preto); C) Grão de quartzo variando de cinza claro a médio (tracejado vermelho) e grão avermelhado com núcleo mais escuro (tracejado preto); D) Grão de quartzo policristalino exibindo zoneamento oscilatório e bordas em tons de cinza claro a médio (seta) e grão de quartzo fraturado em tons de cinza médio e escuro (setas).

Fonte: do autor.

Grãos cinza claro, de extinção ondulante e zoneamento oscilatório são típicos de quartzo vulcânico (Bernet & Bassett 2005), onde a intercalação entre as bandas escuras e claras refletem a inconsistência nos parâmetros termodinâmicos do magma, formando grãos com vários estágios de nucleação (Seyedolali *et al.* 1997). Os grãos em tons de cinza médio a escuro podem estar associados aos processos metamórficos mais moderados (Bernet & Bassett 2005). As fraturas nos grãos cinza médios sugerem fontes plutônicas (Figura 19B-D), onde a extinção ondulante é gerada pela desorientação do retículo cristalino do mineral (Milliken & Laubach 2000), durante o metamorfismo.

Grãos de cor marrom também são sugestivos para rochas que foram submetidas a metamorfismo de baixo grau (Götze *et al.* 2001), sendo reconhecido o aumento do grau metamórfico em função da intensidade da cor (Augustsson & Reker 2012). Grãos roxos, azuis e as estruturas de nucleamento com centro mais escuro, como observado nos grãos

avermelhados, são comuns nos grãos provenientes de rochas vulcânicas (Zinkernagel 1978, Augustsson & Bahlburg 2003). Assim como ocorre na Formação Pitinga, prevalecem os grãos de quartzo em tons de cinza 84,8%, esses grãos indicam que o aporte principal dos sedimentos para os arenitos da Formação Maecuru provém de rochas ígneas e metamórficas de baixo a médio grau (Bernet & Bassett 2005, Hooker & Laubach 2007).

O refinamento petrográfico (Qt-F-L e Qm-L-Lt) indica proveniência de interior cratônico, com sedimentos derivados de blocos continentais (Figura 18). Os dados de paleofluxos da Formação Maecuru indicam fontes que migravam de SE-NW, provavelmente de rochas ígneas e metamórficas do Escudo Brasileiro. Nesta porção, o complexo conjunto de núcleos cratônicos da Bacia do Amazonas é representado pelas províncias Amazônia Central e Transamazonas, nos domínios Iriri-Xingú e Bacajá, respectivamente (Santos 2003, Santos *et al.* 2006).

No Domínio Iriri-Xingu predomina a associação de rochas vulcânicas félsicas ligadas ao magmatismo Uatumã (Macambira *et al.* 1997), bem como as coberturas sedimentares relacionadas ao rifteamento continental (Vasquez & Rosa-Costa 2008). O Domínio Bacajá, em síntese, é composto por blocos Siderianos e Arqueanos retrabalhados durante os esforços do Ciclo Transamazônico que, tectonicamente, deformaram as rochas por meio de extensas zonas de transcorrências com cisalhamento orientado a NW-SE e WNW-ESE (Ricci 2006, Vasquez & Rosa-Costa 2008).

A predominância de grãos de quartzo de coloração cinza, nas suas variações de tons e intensidades, reflete uma provável dualidade de áreas fonte e as múltiplas variedades de rochas para a proveniência da Formação Maecuru, com litotipos de natureza ígnea e metamórfica. Os grãos de quartzo cinza claro que exibem bordas afetadas por nucleamento oscilatório, os grãos em tons de roxo e azul, bem como os avermelhados com feições nucleadas podem ser oriundos das rochas vulcânicas félsicas.

Grãos fraturados em tons cinza médio e bem desenvolvidos têm relação com as rochas plutônicas de modo que, os vários corpos graníticos do Domínio Iriri-Xingu são as prováveis fontes desses sedimentos. Grãos marrons estão associados a metamorfismo de baixo grau enquanto, grãos em tons cinza médio a escuro sugerem processos metamórficos baixo a moderado no qual, o aspecto degradê no mesmo grão indica a variação do grau metamórfico (Figura 19C).

Devido à complexidade geológica do Domínio Bacajá, não parece prudente sugerir uma única Associação como área fonte, no entanto, a natureza metamórfica assim como a

orientação preferencial dos corpos rochosos sustentam a hipótese de o domínio ser área fonte de sedimentos para a Formação Maecuru (Figura 20). O predomínio de feldspato potássico sob sódico também auxilia na interpretação de sedimentos provindos de fontes graníticas e gnáissicas.

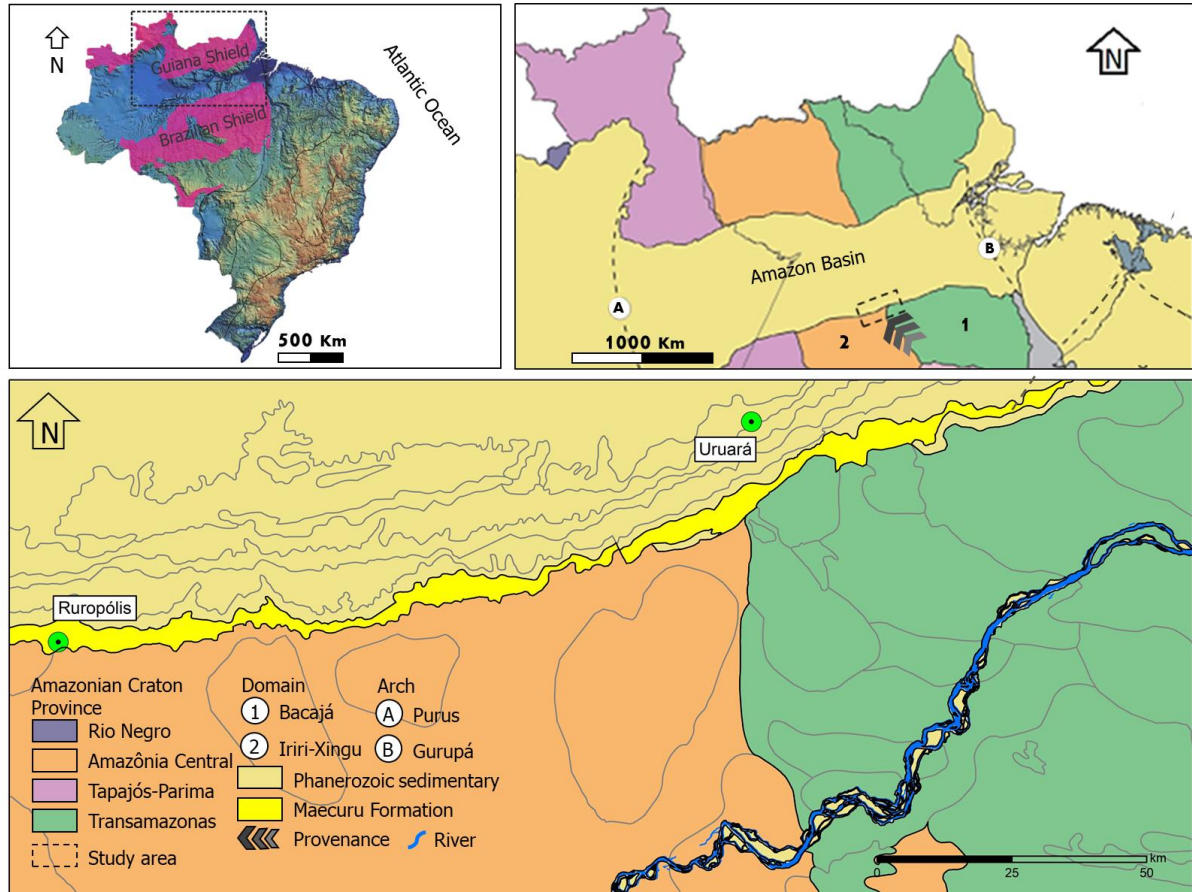


Figura 20 - Províncias tectônicas do Cráton Amazônico. Detalhe para a contribuição de sedimentos do Domínio Bacajá e Iriri-Xingu na proveniência da Formação Maecuru na borda Sul da Bacia do Amazonas. Fonte: Modificado de Santos (2003); Alkmim & Martins-Neto (2004); Vasquez & Rosa-Costa (2008).

6.5 RECONSTITUIÇÃO PALEOGEOGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL

O registro sedimentar das sinéclises Fanerozoicas do Brasil, retrata os eventos geotectônicos ocorridos no flanco Oeste da pretérita Placa Gondwânica (Zalán 2004). Fenômenos orogenéticos promoveram diversas movimentações epirogenéticas e intraplacas que, levaram na formação de arcos regionais atuantes no controle das ingressões marinhas com influência direta nos ambientes deposicionais e nas lacunas sedimentares, bem como nas variações climáticas que ocorreram no decorrer da sua história evolutiva (Cunha 2000).

A transição Siluro-Devoniana na borda Sul da Bacia do Amazonas faz parte de uma sequência transgressiva-regressiva, representada pelos depósitos de plataforma rasa com influência de maré e onda (AF-1) e planície fluvial braided proximal (AF-2), formações Pitinga e Maecuru, respectivamente. Os depósitos da AF-1 compõem formas de leito siltito/argilito-arenosos formada pelas fácies Sal, Abo, Ah, e Al distribuídos em corpos de geometria tabular em ciclos granocrescentes ascendentes, com diminuição de espessamento para o topo e predomínio de traços fósseis de padrão horizontalizado.

A Formação Pitinga esta relacionada com eventos pós-glaciais ocorrida no final do Siluriano (Carozzi *et al.* 1973, Grahn & Caputo 1992), como o incremento do nível eustático do mar em escala global e consequente submersão de porções continentais na América do Sul (Almeida & Carneiro 2004). A diminuição do espessamento das camadas aliado ao padrão horizontalizado dos traços fósseis sugerem um raseamento progressivo (Collinson & Thompson 1989, Pemberton *et al.* 1992), enquanto que a baixa diversidade de icnogêneros está associado as baixas temperaturas do mar e aos processos erosivos nas regiões costeiras do Gondwana Ocidental (Gonçalves *et al.* 2017).

O truncamento no topo do depósito marca um hiato deposicional da ordem de 20 Ma (Sureda & Omarini 1999, Dalla Salda & Dalziel 1993), promovido pela diminuição das águas associada as fases de fechamento do paleoceanos Rheic Sul (Dalziel *et al.* 1993), intensificada no Devoniano (Figura 21). Esta superfície (descontinuidade Eodevoniana) representa um dos estágios da continentalização do supercontinente Gondwana (Dalziel & Elliot 1982, Ramos 1988, Baldo *et al.* 1999, Dalziel *et al.* 1996, Rapela *et al.* 2001, Ramos 2010), que na passagem do Siluriano para o Devoniano, foi palco da colisão de um bloco sialico desmembrado da Laurasia que inicialmente teria influenciando regionalmente na sedimentação e posteriormente desencadeado a orogenia Precordilheirana (Furque 1965, Ramos *et al.* 1984, Astini 1996, Brito Neves 1999). A discordância Eodevoniana esta registrada na estratigrafia das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná (Cunha *et al.* 2007, Vaz *et al.* 2007, Milani *et al.* 2007), que apesar de terem fontes distintas, apresentam grande similaridade no padrão de sedimentação.

A exposição das áreas continentais favoreceu a implantação de sistemas fluviais. Os depósitos da AF-2 estão organizados em cosets compostos pelas fácies Aa, At, Asg e Alc dispostas em camadas espessas de arenitos grossos a médio, mal selecionados texturalmente e contínuas lateralmente por dezenas de metros. Os canais de base pouco escavada e a ausência de pelitos sugerem a proximidade da área fonte, com paleofluxos orientados a NW.

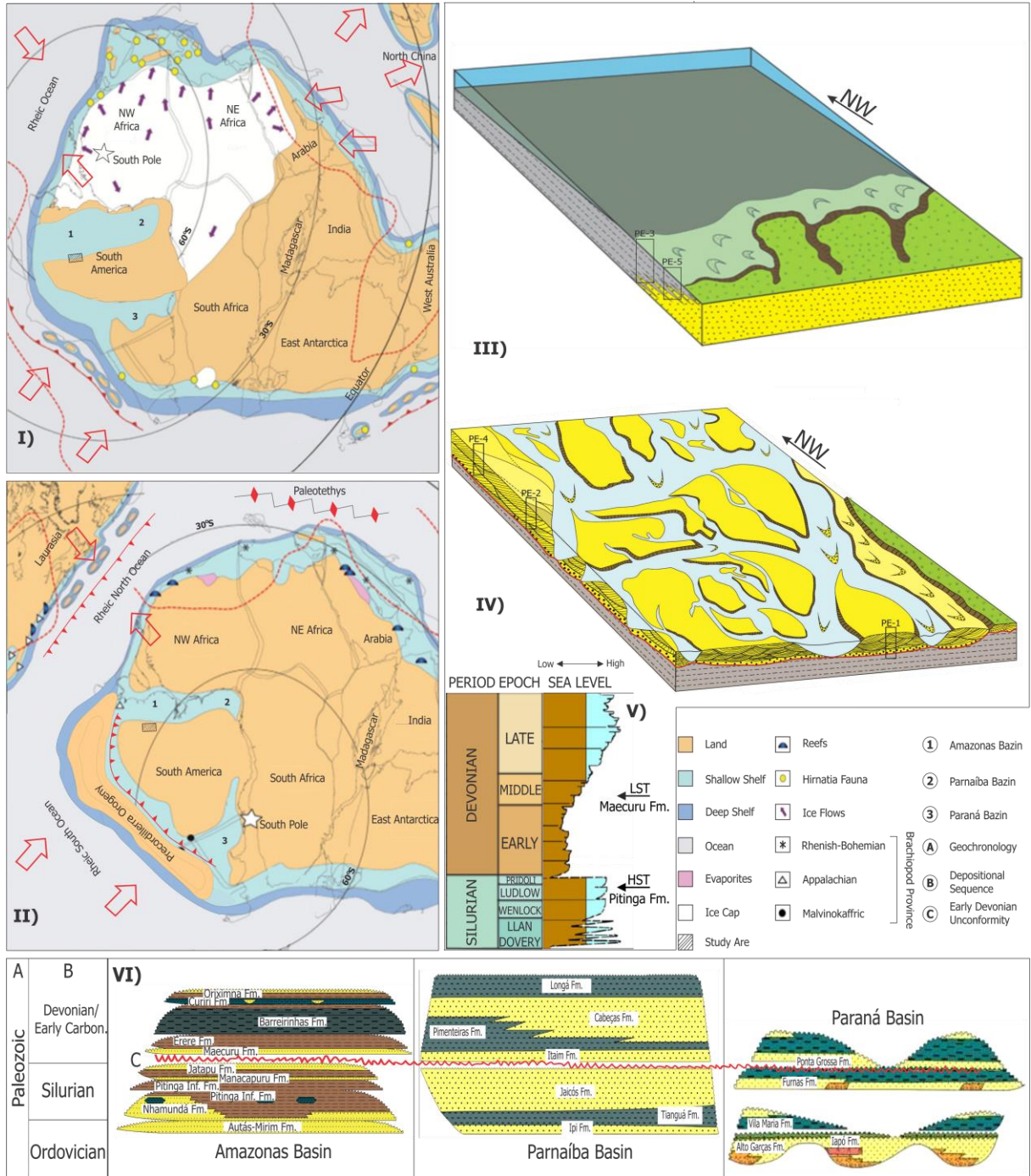


Figura 21 - Representação paleogeográfica e paleoambiental da transição Siluro-Devoniana na borda Sul da Bacia do Amazonas. I) Paleogeografia do Neosiluriano em Gondwana Ocidental, com influxo de águas de degelo na Bacia do Amazonas; II) Paleogeografia do Mesodevoniano do Gondwana Ocidental, com queda do nível do mar provocada pela proximidade do bloco continental desarticulado do Laurásia; III) Plataforma rasa associada a fluxos pós-glaciais; IV) Planície fluvial braided proximal desenvolvida pós-orogênia Precordilheirana; V) Formações Pitanga e Maecuru em relação ao momento global de variação eustática do nível do mar e; VI) Desenvolvimento da superfície erosiva durante a passagem Siluriano-Devoniano relacionada a Orogenia Precordilheirana, observada nas Bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná. (V). Fonte: Modificado de Ross & Ross (1988); (I e II) Cocks & Torsvik (2006); Torsvik & Cocks (2013); (VI) Cunha *et al.* (2007); Vaz *et al.* (2007); Milani *et al.* (2007).

CAPÍTULO 7 CONCLUSÃO

A análise dos dados faciográficos e petrográficos do intervalo Siluro-Devoniano na borda Sul da Bacia do Amazonas possibilitou a identificação de oito fácies as quais, foram agrupadas em duas associações de fácies: a) Plataforma rasa com influência de maré e onda (AF-1) e; b) Planície *braided* proximal (AF-2).

A maturidade composicional dos depósitos traduz a competência dos processos diagenéticos na eliminação dos grãos instáveis do arcabouço, sendo a proveniência da Formação Maecuru atribuída as rochas ígneas e metamórficas dos domínios Bacajá e Iririxingu, na porção SE do Escudo Brasil Central. Mesmo havendo forte tendência para fontes ígneas e metamórficas, é temeroso apontar a proveniência da Formação Pitinga.

Os dados de catodoluminiscência em quartzo se mostraram uma importante ferramenta no estudo de proveniência sedimentar, entretanto, é necessário empregar outros métodos – minerais pesados e geocronológicos, por exemplo, para uma maior precisão nas interpretações futuras.

A discordância Eodevoniana na borda Sul da Bacia do Amazonas foi gerada a partir dos esforços da orogenia Precordilheirana que afetaram o Gondwana, promovendo o raseamento do mar e expondo uma grande área continental, de modo a criar condições para a instalação de sistemas fluviais.

REFERÊNCIAS

- Algeo T.J. & Scheckler S.E. 1998. Terrestrial–marine teleconnections in the Devonian: links between the evolution of land plants, weathering processes, and marine anoxic events. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **353**:113-130.
- Alkmim F.F. & Martins-Neto M.A. 2004. Brazil. In: Selley R.C., Cocks R., Plimer I.R. *Encyclopedia of geology*. San Diego, Elsevier, v.1, p.306-328.
- Allen J.R.L. 1983. Sedimentary structures: their character and physical basis. *Developments in Sedimentology* **30**.
- Almeida F.F.M. 1978. A evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do hemisfério Norte. In: SBG, 30º Congresso Brasileiro de Geologia, Recife. *Anais[...]*, v.6, p.2393-2407.
- Almeida, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves B.B. (orgs.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p.43-58.
- Almeida F.F.M., Hasui Y, Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci Reviews*, **17**(1-2):1-29.
- Amaral G. 1974. *Geologia pré-cambriana da região amazônica*. PhD Thesis de livre docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212p.
- Arnot M.J., Lewis J.M., Good T.R. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *Journal of Sedimentary Research*, **67**(5):984-987.
- Astini R.A. 1996. Las fases diastóricas del Paleozoico Medio en la Precordillera del oeste argentino: evidências estratigráficas. In: 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Buenos Aires. *Actas...* v. 5, p.509-526.
- Augustsson C. & Bahlburg H. 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:15-26.
- Augustsson, C. & Reker, A. 2012. Cathodoluminescence spectra of quartz as provenance indicators revisited. *Journal of Sedimentary Research*, **82**:559-570.
- Avigad, D.; Sandler, A.; Kolodner, K.; Stern, R.J.; McWilliams, M.; Miller, N.; Beyth, M. 2005. Mass-production of Cambro-Ordovician quartz-rich sandstone as a consequence of chemical weathering of Pan-African terranes: environmental implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **240**:269-282.
- Baldo, E.G.; Saavedra, J.; Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Casquet, C.; Galindo, C. 1999. Síntesis geocronológica de la evolución paleozoica inferior del borde sur occidental de Gondwana en las Sierras Pampeanas, Argentina. *Acta Geologica Hispanica*, **32**:17-28.
- Beard, D.C. & Weyl, P.K. 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sands. *A.A.P.G. Bulletin*, **57**(2):349-369.

- Becker, R.T.; Gradstein, F.M.; Hammer, O. 2012. The Devonian Period. *In: The Geologic Time Scale*, 559-601.
- Bernet, M. & Bassett, K. 2005. Provenance analysis by single-quartz-grain SEMCL/optical microscopy. *Journal of Sedimentary Research*, **75**:492-500.
- Boggs Jr. S. 1992. *Petrology of Sedimentary Rocks*. New York. Bookmark. 707p.
- Boggs, Jr. S. 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, UK. 600p.
- Breitbach, J.W. 1957. Geology of the Nhamundá área. Petrobrás. *Relatório Interno*, 163-A.
- Brito Neves, B.B. & Almeida, F.F.M. 2003. A Evolução dos Crátons Amazônico e São Francisco comparada com homólogos do hemisfério norte – 25 anos depois. *In: SBG-NNO, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 8, Manaus. *Anais [...]*, v.1, p.13-17.
- Brito Neves, B.B. 1999. America do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário Andino. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(3):379-392.
- Bromley, R.G. 1990. *Trace fossils. Biology and taphonomy*. London, Unwin Hyman, 280p.
- Buatois, L.A. & Mángano, M.G. 2011. *Ichnology: organismo-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press, 358p.
- Bultynck, P. 2000. Recognition of Devonian series and stage boundaries in geological areas. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **225**:1-347.
- Caputo, M. V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. Tese de Doutorado, Universidade de Santa Bárbara-Califórnia. Califórnia, 583 pp.
- Caputo, M.V. 1998. Ordovician-Silurian glaciations and global sealevel changes. *In: Landing, E. & Johnson, M.E. (eds.) - Silurian Cycles: Linkages of Dynamic Stratigraphy with Atmospheric, Oceanic and Tectonic Changes. New York State Museum Bulletin*, **491**:15-25.
- Caputo, M.V. & Andrade, F.G. 1968. Geologia em semidetalhe do flanco sul da Bacia Amazônica: entre os rios Cupari e Abacaxis. Petrobras - Setor de Exploração. *Relatório interno*, 141p.
- Caputo, M.V. & Crowell, J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, **96**:1020-1036.
- Cardoso T.R.M. & Rodrigues M.A.C. 2005. Acritarcos e prasinófitas do Siluriano da Bacia do Amazonas: um poderoso auxílio na calibração bioestratigráfica do Grupo Trombetas. *Anuário do Instituto de Geociências, UFRJ*, **28**(1):131-142.
- Carozzi A.V., Pamplona H.R.P., Castro J.C., Contreiras C.J.A. 1973. Ambientes deposicionais e evolução tectono-sedimentar da seção clástica paleozóica da Bacia do Médio Amazonas. *In: SBG, 27º Congresso Brasileiro de Geologia, Aracajú. Anais [...]*, p.279-314.
- Carvalho, M.G.P. & Ponciano, L.C.M.O. 2015. The Devonian trilobites of Brazil: A summary. *Journal of South American Earth Sciences*, **64**:217-228.

- Chandler F.W. 1988. Quartz arenites: review and interpretation: *Sedimentary Geology*, **58**: 105-126.
- Clack, J.A. 2007. Devonian climate change, breathing, and the origin of the tetrapod stem group. *Integrative and Comparative Biology*, **47**(4):510-523.
- Cocks L.R.M. & Torsvik T.H. 2006. *European geography in a global context from the vendian to the end of the palaeozoic*. London, Geological Society, p.83-95. (Memoirs, 32).
- Cohen, K.M.; Finney, S. & Gibbard, P.L. 2012. International chronostratigraphic chart. International Commission on Stratigraphy. Avail able at <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2012.pdf>.
- Collinson, J.D. & Thompson, D.B. 1989. *Sedimentary Structures*. London. George Allen Unwin. 194p.
- Copper, P. 2002. Reef development at the Frasnian/Famennian mass extinction boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**:27-65.
- Cordani, U.G. & Brito Neves, B.B. 1982. The Geologic Evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1-3): 78-88.
- Cordani, U.G.; Tassinari, C.C.G.; Teixeira, W.; Basei, M.A.S.; Kawashita, K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, Arica, *Anais*, 137-148.
- Costa, J.; Vasconcellos, E.M.G.; Barros, C.E.M.; Cury, L.F.; Juk, K.F.V. 2012. Petrologia e geoquímica da soleira de Medicilândia, diabásio Penatecaua, PA. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**(4):754-771.
- Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S. (coords.) - *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, **1**:15-90.
- Cressler, W.L. 2006. Plant paleoecology of the Late Devonian Red Hill locality, northcentral Pennsylvania, an Archaeopteris-dominated wetland plant Community and early tetrapod site. In: Greb, S.F. & DiMichele, W.A. (eds.) - *Wetlands Through Time: Geological Society of America Special Paper*, **399**:79-102.
- Cunha, P.R.C. 2000. *Análise estratigráfica dos sedimentos eo-mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da estratigrafia de sequências no interior cratônico*. Dissertação de Mestrado Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 263p.
- Cunha, P.R.C.; Gonzaga, F.G.; Coutinho, L.F.C. 1994. Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, **8**(1):47-55.
- Cunha, P.R.C.; Melo, J.H.G.; Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, **15**(2):227-251.
- Daemon, R.F. & Contreiras J.A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, *Anais*, **3**:79-88.

- Dalla Salda, L. & Dalziel, I.W.D. 1993. O Supercontinente Neoproterozoico e as interações Gondwana - Laurentia durante o Paleozóico inferior - médio. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(3):183-186.
- Dalziel, I.W.D.; Dalla Salda, L.H.; Cingolani, C.A.; Palmer, P. 1996, The Argentine Precordillera: A Laurentian terrane?: Penrose Conference Report: GSA Today, **6**(2):16-18.
- Dalziel, L; Dalla Salda, L.; Gahagan, L. 1993. Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-pre-Andean mountain system. *Geol. Soc. Am. Bull.*
- Dalziel, I.W.D. & Elliot, D.H. 1982. West Antarctica: "problem-child" in Gondwanaland. *Tectonics*, **1**(1):19
- De Ros, L.F. 1998. Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the Siluro-Devonian Furnas Formation of the Paraná Basin, Southern Brazil. *Sedimentary Geology*, **116**:99-128.
- Della Fávera, J.C. 2001. *Fundamentos de estratigrafia moderna*. Rio de Janeiro, editora da UERJ, 264p.
- Derby, O.A. 1878. Contribuições para a Geologia da região do Baixo Amazonas. Arquivo do Museu Nacional II, Rio de Janeiro, **2**:77-104.
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sed. Petrol.*, **40**:695-707.
- Dickinson, W.R.; Beard, L.; Brakenridge, G.R.; Etjavec, J.L.; Ferguson, R.C.; Inman, K.F.; Knepp, R.E.X.A.; Lindberg, F.; Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Bulletin of the Geological Society of America*, **94**(2):222-235.
- Dineley, D.L. 1979. Tectonic setting of Devonian sedimentation. In: House *et al.* (eds.) - The Devonian System. Special Paper. *Palaeontology* **23**:49-63.
- Dott, R.H. 2003. The importance of eolian abrasion in supermature quartz sandstone and the paradox of weathering on vegetation-free landscapes: *Journal of Geology*, **11**:387-405.
- Eiras, J.F. 1998 Geology and petroleum system of the Solimões Basin, Brazil. In: Rio'98 AAPG, International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Extended Abstracts. 446p.
- Eiras, J.F. & Matsuda, N.S. 1995. Roteiro Geológico do Paleozóico do rio Tapajós, borda sul da bacia do Amazonas, Pará. Belém, PETROBRÁS/E&P - AM, *Relatório interno*.
- Folk, R.L. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing Co.* Austin, Texas. 8-11.
- Ford, D. & Golonka, J. 2003. Phanerozoic paleogeography, paleoenvironment and lithofacies maps of the circum-Atlantic margins. *Marine and Petroleum Geology*, **20**:249-285.
- Furque, G. 1965. Geologia de la región del Cerro la Bolsa (Provincia de La Rioja). In: Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, 1965. *Actas...* Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 181-215.

- Gazzi, P. 1966. Lê arenarie dei flysch sopracretaceo deli' Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralog. et Petroq. Acta*, **16**:69-97.
- Golonka, J. & Ford, D. 2000. Pangean (Late Carboniferous-Middl Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**:1-34.
- Gonçalves, M.A.; Soares, J.L.; Santos, H.P.; Nogueira, A.C.R. 2017. Traços Fósseis dos depósitos marinhos rasos da Formação Pitinga, Siluriano superior da Bacia do Amazonas, rio Tapajós, PA, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **20**(2):179-194.
- Götze, J.; Plotze, M.; Habermann, D. 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz-a review. *Mineralogy and Petrology*, **71**:225-250.
- Grahn, Y. 2005. Silurian and Lower Devonian chitinozoan taxonomy and biostratigraphy of the Trombetas Group, Amazonas Basin, northern Brazil. *Bulletin of Geoscience*, **80**:245-276.
- Grahn, Y. & Caputo, M.V. 1992. Early Silurian glaciations in Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**:9-15.
- Grahn, Y. & Melo, J.H.G. 1990. Bioestratigrafia dos Quitinozoários do Grupo Trombetas nas faixas marginais da Bacia do Amazonas. *Relatório interno da Petrobras*, 86p.
- Grahn, Y. & Melo, J.H.G. 2004. Integrated Middle Devonian chitinozoan and miospore zonation of the Amazonas Basin, northern Brazil. *Revue de micropaléontologie*. **47**:71-85.
- Harland, W.B.; Armstrong, R.L.; Cox, A.V.; Craig, L.W.; Smith, A.G.; Smith, D.G. 1989. *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge. 263p.
- Hasui, Y. & Almeida, F.F.M. 1985. The Central Brazil shield reviewed. *Episodes*, **8**:63-80.
- Hasui, Y.; Haralay, N.L.E.; Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SBG-NNO, Simpósio de Geologia da Amazônia, II, Manaus, *Anais*, **1**:129-141.
- Hooker, J.N. & Laubach, S.E. 2007. The geologic history of quartz grains, as revealed by color SEM-CL. *Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions*, **57**:375-386.
- House, M.R. 1991. Devonian Period. *Encyclopaedia Britannica* **19**:804-814.
- House, M.R. 2002. Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **181**:5-25.
- House, M.R. 2014. Devonian Period. *Encyclopædia Britannica*, inc. <<https://www.britannica.com/science/Devonian-Period>>.
- Issler, R.S.; Andrade, A.R.F.; Montalvão, R.M.G.; Silva, G.G.; Lima, M.I.C. 1974. Geologia. In: BRASIL - Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto 9 Radam Brasil. Folha SA. 22 - Belém: Geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, **5**:1-60.
- Johnson, M.E. 2006. Relationship of Silurian sea-level fluctuations to oceanic episodes and events. *G.F.F.*, **128**:115-121.

- Johnson, M.E.; Kaljo, D.; Rong, J.Y. 1991. Silurian eustasy. In: Bassett, M.G.; Lane, P.D.; Edwards, D. (eds.) - *The Murchison Symposium. Proceedings of an International Conference on The Silurian System*. Special Papers in Palaeontology, **44**:145-163.
- Karner, S.L.; Chester, J.S.; Chester, F.M.; Kronenberg, A.K.; Hajash, A. 2005. Laboratory deformation of granular quartz sand: implications for the burial of clastic rocks: *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, **89**:603-625.
- Kingston, D.R.; Dishroon, C.P.; Williams, P.A. 1983. Global basin classification system. *A.A.P.G. Bulletin*, **67**(12):2175-2193.
- Klemme H.D. 1980. Petroleum basins - classification and characteristics. *Journal of Petroleum Geology*, **3**(2):187-207.
- Lange F.W. 1967. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna Siluro-Devoniana da Bacia do Baixo Amazonas. In: SBG, 1º Simpósio sobre a Biota Amazônica. Atas [...] Geociências, p. 215-326.
- Lonsdale, W. 1840. Notes on the age of limestones of south Devonshire. *Transactions of the Geological Society of London*, **5**:721-738.
- Macambira E.M.B. *et al.* 1997. Geologia. In: Macambira E.M.B & Vale A.G. São Félix do Xingu, Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. Brasília, DF, DNPM/CPRM, v.2, p.29-93.
- Macambira, E.M.B.; Rezende, N.G.A.M.; Calderaro, R.C.B.; Assis, N.P. 1977. Projeto Sulfetos de Altamira-Itaituba. Belém, DNPM/CPRM, Relatório Final, 518p.
- MacEachern, J.A.; Pemberton, S.G.; Gingras, M.K.; Bann, K.L. 2010. Ichnology and facies models. In: N.P. James & R.W. Dalrymple (eds.) - *Facies Models 4*, Geological Association of Canada, 19-58.
- Matsuda, N.; Góes, A.; Wanderley Filho, J. 2006. Relatório geológico do Paleozóico do Rio Tapajós, borda sul da bacia do Amazonas, Pará. Manaus, 2ª ed, PETROBRÁS. 87p.
- Matsuda, N.S; Winter, W.R; Wanderley Filho, J.R; Cacela, A.S.M. 2010. O Paleozoico da borda sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós - Estado do Pará. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, **18**(1):123-152.
- Melo, J.H.G. & Loboziak, S. 2002. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **124**:131-202.
- Melo, J.H.G. 1988. Lower/Middle Devonian paleogeography and biogeography of Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro de geologia, 35, *Anais*, Belém.
- Miall, A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. In: Miall, A.D. & Tyler, N. (eds.) - *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Concepts in Sedimentology and Paleontology, **3**:6-12.

- Miall, A.D. 1994. Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstone, Bookc Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, **B64**(2):146-158.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Berlin, Springer-Verlag, 582p.
- Miall, A.D. 2006. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer, Berlin.
- Milani, E.J.; Melo, J.H.G.; Souza, P.A.; Fernandes, L.A.; França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, **15**(2):265-287.
- Milliken, K.L. & Laubach, S.E. 2000. Chapter 9. Brittle deformation in sandstone diagenesis as revealed by scanned cathodoluminescence imaging with application to characterization of fractured reservoirs. In: Pagel, M. (ed.), *Cathodoluminescence and related techniques in geosciences and materials*: New York, Springer-Verlag, 225-243.
- Milliken, K.L., 2003, "Diagenesis". In: Middleton, G. V., et al., (eds.), *Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks*. Kluwer Academic Publishers, 214-219.
- Molenaar, N. 1986. The interrelation between clay infiltration, quartz cementation, and compaction in Lower Givetian Terrestrial Sandstones, Northern Ardennes, Belgium. *Journal the Sedimentology and Petrology*, **56**:359-369.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentary and Stratigraphy*. Chichester: Wiley-Blackwel. 432p.
- Nunn, J.A & Aires, J.R. 1988. Gravity Anomalies and Flexure oh the Lithosphere at Middle Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research*, **93**:415-428.
- Pemberton, S.G.; MacEachern, J.A.; Frey, R.W. 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: R.G. Walker & N.P James (eds.) - *Facies models: response to sea level change*, Geological Association of Canada, 47-72.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E.; Seiver, R. (eds.). 1987. *Sand and sandstones*. Berlin, Springer-Verlag, 553p.
- Plint, A.G. 2010. Wave- and Storm-Dominated Shoreline and Shallow-Marine System. In: N. P. James & R.W. Dalrymple (eds.) - *Facies Models 4*. Geological Association of Canada.
- Ponciano, L.C.M.O. & Machado, D.M.C. 2007. Hábitos de Vida da Associação "Schuchertella" agassizi – Pthychopteria eschwegei, Formação Maecuru, Devoniano, Bacia do Amazonas, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências-UFRJ*, **30**(1):135-144.
- Ponciano, L.C.M.O.; Machado, D.M.C.; Faria, A.C.G.; Maciel, A.C.; Matos, J.; Novaes, M. 2007. Hábitos de Vida dos Gastropoda e Bellerophontida da Formação Maecuru, Devoniano Médio, Bacia do Amazonas, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, **30**(1):197-203.
- Potter, P.E. 1978. Petrology and chemistry of modern big river sands: *Journal of Geology*, **87**: 423-449.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic - Early Paleozoic of South America - a collisional history. *Episodes*, **11**(3):168-174.

- Ramos, V.A. 2010. The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:77-91.
- Ramos, V.A.; Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Kay, S.M.; Cortes, J.M.; Palma, M.A. 1984. Chilenia: un terreno aloctono con la evolución paleozóica de los Andes centrales. In: Congreso Geológico Argentino IX. Asociación Geológica Argentina, Actas **2**:84-106.
- Rapela, C.W.; Casquet, C.; Baldo, E.; Dahlquist, J.; Pankhurst, R.J.; Galindo, C.; Saavedra, J. 2001. Las Orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, **27**:23-41.
- Rego, R.S.; Oliveira Junior, R.C.; Rodrigues, T.E.; Rollin, P.A.M.; Silva, L.G.T.; Carvalho, E.J.M.; Gama, J.R.N.; Silva, J.M.L.; Peres, A.S.G. 2001. *Levantamento de reconhecimento de alta intensidade dos solos do município de Uruará, Estado do Pará*. Belém, Embrapa Amazônia Oriental, 99p.
- Ricci P.S.F. 2006. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá High-Grade Block (Pará): discharnockitized and re-emplaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. In: SBG, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*[...], p.189-192.
- Richardson, J.B.; Rasul, S.M.; Al-Ameri, T. 1981. Acritarchs, Miospores And Correlation Of The Ludlovian-Downtonian And Silurian-Devonian Boundaries. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **34**:209-224.
- Røe, S.L. 1987. Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upperstage plane-bed origin from a Late Precambrian fluvial sandstone, Northern Norway. *Sedimentology*, **34**:89-101.0020.
- Ross, C.A. & Ross, J.R.P. 1988. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. In Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (eds.) – *Sea-Level Changes-An Integrated Approach*, SEPM Special Publication, **42**:227-247.
- Santos, H.P.; Soares, J.L.; Santos, R.R.L.; Nogueira, A.C.R. 2018. Catodoluminescência em quartzo como ferramenta para determinação da proveniência sedimentar. *Bomgeam*, **5**(3):1-6.
- Santos, J.O.S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. 2003. In: BIZZI, L.A. et al. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 69-226.
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Faria, M.S.G.; Riker, S.R.; Souza, M.M.; Almeida, M.E.; Mcnaughton, N.J. 2006. A Compartimentação do Cráton em Províncias: avanços ocorridos no período de 2000-2006. In: SBG-NNO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém, *Anais*, 156-159.
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; Mcnaughton, N.J.; Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4):453-488.
- Scheffler, S.M.; Fonseca, V.M.M.; Fernandes, A.C.S. 2015. New crinoids from the Maecuru formation (Middle Eifelian; Amazon Basin, State of Pará, Brazil). *Geobios*, **48**:57-69.

- Scotese, C.R. & McKerrow, W.S. 1990. Revised world maps and introduction, *In: McKerrow, W.S. & Scotese, C.R. (eds.) - Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geol. Soc. London Mem. **12**, 1-21.
- Sedgwick A. & Murchison R.I. 1839. On the classification of the older rocks of devonshire and cornwall. *In: Geological Society of London. Proceedings [...]*. London, v.3, p.121-123.
- Sedgwick A. & Murchison R.I. 1840. On the physical structure of devonshire, and on the subdivision and geological relations of its older stratified deposits, etc. *Transactions of the Geological Society of London*, **5**:633-703.
- Seilacher A. 1964. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, **3**:253-256.
- Seyedolali, A.; Krinsley, D.H.; Boggs S.Jr.; O'Hara, P.F.; Dypvik, H.; Goles, G.G. 1997. Provenance interpretation of quartz by scanning electron microscope-cathodoluminescence fabric analysis: *Geology*, **25**:787-790.
- Silva, E.F.; Pinto, M.B.; Peregovich, B.G.; Brenner, W.W. 2014. Petrology of diabase Penatecaua, Rurópolis sill, Pará, Brazil. *Comunicações Geológicas*, **101**(1):213-216.
- Sousa, C.S. 2008. Petrologia, geologia estrutural e aerogeofísica da porção Leste do Domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 174p.
- Stampfli, G.M.; Von Raumer, J.F.; Borel, G.D. 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. *Geological Society of America, Special Paper*, **364**:263-280.
- Sureda, R.J. & Omarini, R.H. 1999. Evolución geológica y nomenclatura pre-Gondwánica en el Noroeste de Argentina (1800-160 Ma). *Acta Geologica Hispanica*, **34**(2-3):197-225.
- Suttner, L.J.; Basu, A.; Mack, G.H. 1981. Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**:1235-1246.
- Szatmari P. & Porto R. 1982. *Classificação tectônica das bacias sedimentares terrestres do Brasil*. Rio de Janeiro, Petrobrás, p. 673-2703. (Relatório Interno).
- Tassinari C.G.C. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. PhD Thesis de livre docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto, V.; Bartoreli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (eds.) - Geologia do Continente Sul Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, 471-485.
- Tassinari, C.C.G.; Bettencourt, J.S.; Geraldés, M.C.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. 2000. The Amazonian cráton. *In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.) - Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, 41-95.

- Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**:213-227.
- Torsvik, T.H. & Cocks, L.R.M. 2011. The Palaeozoic geography of central Gondwana. *Geological Society*, London, Special Publication **357**:137-166.
- Torsvik, T.H. & Cocks, L.R.M. 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research* **24**:999-1030.
- Torsvik, T.H.; Carlos, D.; Mosar, J.; Cocks, R.M.; Malme, T.N. 2002. Global reconstructions and north Atlantic paleogeography 440 Ma to recent. Eide, E.A. (ed.) - BATLAS: Mid Norway Reconstruction Atlas with Global and Atlantic Perspectives, Geological Survey of Norway (NGU), Trondheim, 18-39.
- Tucker, M. 1992. *Sedimentary Petrology: an introduction*. 2a ed. London: Blackwell Scientific Publications. 252 p
- Tucker M. 2003. *Sedimentary rocks in the field*. Chichester, John Wiley & Sons.
- Tucker, R.D. & McKerrow, W.S. 1995. Early Paleozoic chronology: a review in light of new U-Pb zircon ages from Newfoundland and Britain. *Can. J. Earth Sci.*, **32**:368-379.
- Vasquez, M.L. & Rosa-Costa, L.T. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo dos Mapas Geológicos e Tectônicos e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. CPRM. Belém.
- Vaz P.T., Resende N.G.A.M., Wanderley Filho J.R., Travassos W.A. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências*, Rio de Janeiro, Petrobrás, **15**(2):253-263.
- Verniers, J.C.L.; Maletz, J.; Zigaité-Moro, Z.; Paris, F.; Schönlaub, H.P.; Wrona, R. 2008. Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, **4**(1):5-38.
- Vleeschouwer, D.; Silva, A.C.; Boulvain, F.; Crucifix, M.; Claeys, P. 2012. Precessional and half-precessional climate forcing of Mid-Devonian monsoon-like dynamics. *Climate of the Past*, **8**:337-351.
- Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James. N.P. (eds.) - *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geol. Ass. Canada, 1-14.
- Walker, R.G. 2006. Facies models revisited. In: Posamentier, H.W. & Walker, R.G. (eds.) - *Facies models revisited*. Special Publication, Soc. Sed. Geol. **84**:1-17.
- Wanderley filho, J. 1991. *Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua correlação com o embasamento*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 125p.
- Wanderley Filho, J.R. & Costa B.S. 1991. Contribuição a evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: SBG-NNO, 3º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*, p.244-259.

- Weltje G.J. 2006. Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the "Dickinson model". *In: Bucciatti A., Mateu-Figueras G., Pawlowsky-Gahn V. (eds.). Compositional data analysis in the geosciences: from theory to practice.* London, Geological Society of London, Special Publication, p.79-99.
- Wizevic M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. *In: Miall A.D. & Tyler N. (eds.). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implication for hydrocarbon discovery and recovery.* SEMP, Concepts in sedimentology and Paleontology, p.22-24.
- Woodcock N.H. 2000. Introduction to the silurian. *In: Aldridge R.J., Siveter D.J., Siveter D.J., Lane P.D., Palmer D., Woodcock N.H (ed.). British silurian stratigraphy, geologic conservation review series.* 19 ed. London, British, p.3-22.
- Zalán P.V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. *In: Mantesso-Neto V., Bartoreli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.) Geologia do Continente Sul Americano - evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, Beca, p. 595-613.
- Zharkov M.A. & Chumakov N.M. 2001. Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian–Triassic Reorganizations in Biosphere. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **9**(4):340-363.
- Zinkernagel U. 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contributions to Sedimentology*, **8**:1-69.
- Zuffa G.G. 1985. Optical Analyses of Arenites: Influence of Methodology on Compositional Results. *In: Zuffa G.G. (eds) Provenance of Arenites.* NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences). Springer, Dordrecht, v.148, p.165-189.