



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 549

**PALEOGEOGRAFIA E PALEOAMBIENTE DE DEPÓSITOS
SILICICLÁSTICOS DA TRANSIÇÃO MISSISSIPIANO-
PENSILVANIANO DA BACIA DO PARNAÍBA**

Dissertação apresentada por:

MATEUS FERNANDES DA SILVA XAVIER

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

X3p Xavier, Mateus Fernandes da Silva
Paleogeografia e paleoambiente de depósitos siliciclásticos da
transição Mississipiano-Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba /
Mateus Fernandes da Silva Xavier. — 2019.
xvi, 64 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em
Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Sistema Fluvial. 2. Carbonífero. 3. Bacia do Parnaíba. 4.
Formação Piauí. I. Título.

CDD 552.5



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

**PALEOGEOGRAFIA E PALEOAMBIENTE DE DEPÓSITOS
SILICICLÁSTICOS DA TRANSIÇÃO MISSISSIPIANO-
PENSILVANIANO DA BACIA DO PARNAÍBA**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
MATEUS FERNANDES DA SILVA XAVIER**

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

Data de Aprovação: 17 / 05 / 2019

Banca Examinadora:


Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira
Orientador – UFPA


Prof. Renato Paes de Almeida
Membro – USP


Prof. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior
Membro - UFPA

Dedico este trabalho a minha mãe Rosilene Xavier
fonte de toda força deste trabalho

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por guiar todos os meus passos.

O Presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Ao meu orientador Professor Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira pela amizade, orientação e confiança ao longo da caminhada desde a graduação e pelos conselhos que foram de valiosa importância para esta caminhada.

Os professores do GSED (Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia) prof. Dr. Joelson Soares e prof. Dr. José Bandeira pelas sugestões e discussões geológicas.

A minha família, por todo apoio, carinho e dedicação que foram de grande importância ao longo do curso e meus sobrinhos Miguel e Luca. E minha companheira, Aline Aya pela companhia e cuidado.

Aos técnicos, Everaldo Cunha, do Laboratório de Sedimentologia, e Afonso Quaresma pelos auxílios nos trabalhos de laboratório e de campo.

Aos colegas de Pós-graduação do GSED, Taynara, Alexandre, Isabella, Hudson, Renato e Pedro pelas conversas, discussões e conselhos que auxiliaram ao longo do trabalho.

*“Ainda que eu ande pelo vale da sombra da morte,
não temeria mal algum, porque tu estás comigo.”*
Salmo 23

RESUMO

A formação do supercontinente Pangeia na passagem do período Pensilvaniano para o Mississippiano gerou profundas mudanças na sedimentação e no comportamento das bacias sedimentares paleozoicas do Gondwana. Orogenias ocasionaram soerguimentos expressivos. Uma das orogenias que afetou a porção norte do Gondwana está relacionada a colisão do Gondwana com a Laurásia que gerou o evento Eo-Herciniano em 320 Ma. Atualmente, relaciona-se esta orogenia como a principal responsável pela discordância presente em várias bacias paleozoicas ao longo do Gondwana. Para testar a influência desta orogenia na configuração paleogeográfica e paleoambiental, foram estudados 7 perfis nas bordas sul, oeste e leste da Bacia do Parnaíba, onde foram descritas 19 fácies divididas em 3 associações de fácies: frente deltaica e plataforma influenciada por ondas de tempestades da Formação Poti e fluvial entrelaçado da Formação Piauí. O estudo usou a análise de fácies, petrografia para classificação dos arenitos e proveniência do ambiente tectônico, catodoluminescência de quartzo e análise de paleocorrentes. Os depósitos da Formação Poti são constituídos de barras de frente deltaica com lobos dominados pela fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal e no topo, depósitos de abandono deltaico e retrabalhamento marinho com predomínio de fácies originadas a partir de tempestades. Os depósitos fluviais entrelaçados foram divididos em 3 elementos arquiteturais para melhor entendimento de sua evolução. Os elementos arquiteturais de preenchimento de canais lateral e verticalmente amalgamados ocorrem na parte mais proximal desse sistema, onde apresentam uma alta energia e transporte por carga de leito (*bed load*). Os elementos de preenchimento de canal não amalgamado e depósitos de *overbanks* ocorrem nas partes mais intermediárias do sistema Piauí, onde a energia é menor quando comparado com regiões proximais, e o transporte dos sedimentos é realizado por carga mista (*mixed load*). Nessas regiões mais intermediárias há a preservação dos depósitos de *overbanks*. Dados de paleocorrentes e de proveniência apontam para um sistema fluvial que migra para NE-NW, onde o vetor principal é para Norte. Durante o Pensilvaniano, o sistema fluvial da Formação Piauí dominava o nordeste do Gondwana migrando em direção aos mares epicontinentais deste período, com áreas fonte ao sul da bacia do Parnaíba. Admite-se então, que a discordância no Carbonífero estaria relacionada principalmente a movimentos glacio-eustáticos relacionada ao primeiro pico de acumulação de gelo da Late Paleozoic Ice Age (LPIA) e o desenvolvimento do sistema fluvial da Formação Piauí estaria sendo suprido por águas de degelo, explicando assim o desenvolvimento de um sistema fluvial perene em meio a um sistema desértico.

Palavras-chave: Sistema fluvial. Carbonífero. Bacia do Parnaíba. Formação Piauí.

ABSTRACT

The formation of the supercontinent Pangea in the passage from the Pennsylvanian period to the Mississippian led to profound changes in the sedimentation and behavior of Paleozoic sedimentary basins in the Gondwana. Orogenies resulted to expressive uplifts. One of the orogenies that affected the northern portion of Gondwana is related to the collision of Gondwana with Laurasia that generated the Eo-Hercynian event in 320 Ma. Currently, this orogeny is related as the main responsible for the discordance present in several Paleozoic basins throughout the Gondwana. In order to test the influence of the Hercynian Orogeny in the paleogeographic and paleoenvironmental configuration, seven columnar profiles were studied on the southern, western and eastern edges of the Parnaíba Basin, where 19 facies were divided into 3 facies associations: delta front and platform influenced by storm waves from the Poti Formation and braided fluvial from the Piauí formation. This study used facies modeling, petrography for classification of sandstones and provenance, quartz cathodoluminescence and paleocurrent analysis. The Poti Formation deposits are constituted of delta front bars with lobes dominated by sandstone facies with sigmoidal cross stratification and at the top, deltaic abandonment deposits and marine reworking. The braided fluvial deposits were divided into three architectural elements for a better understanding of their evolution. The laterally and vertically amalgamated channel-fill elements occur in the most proximal part of this system, where they have high energy and bedload transport. The non-amalgamated channel filling elements and overbanks deposits occur in the medial parts of the Piauí system, where the energy is lower when compared to proximal regions, and sediment transport is carried out by mixed load. In the medial regions there is the preservation of deposits of overbank. Paleocurrent and provenance data point to a fluvial system that migrates to NE-NW, where the main vector is north. During the Pennsylvanian, the Piauí fluvial system dominated the northern part of the Gondwana migrating towards the epicontinental seas of this period, with source areas to the south of the Parnaíba Basin. It is accepted that the Carboniferous discordance would be related mainly to glacial-eustatic movements, related to the first peak of accumulation of Late Paleozoic Ice Age (LPIA) and the development of the fluvial system would be being supplied by melting waters, explaining thus the development of a perennial fluvial system in the midst of a desert system.

Keywords: Braided fluvial system. Carboniferous. Parnaíba basin. Piauí formation.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa de localização dos pontos estudados com suas principais vias de acesso e as áreas de ocorrências das unidades carboníferas. Os pontos descritos são observados nos estados do Tocantins (TO), Maranhão (MA) e Piauí (PI). (Base Geológica: Schobbenhaus *et al.* (1981)..... 2
- Figura 2 - Configuração paleogeográfica mundial proposta por Scotese (2001) para o período Carbonífero, tempo em que ocorreu os principais eventos da LPIA. Círculo vermelho indica posição aproximada da Bacia do Parnaíba..... 11
- Figura 3 - Temperatura média global e níveis de CO₂ atmosférico estimados ao longo do Fanerozóico. Destaque para o Carbonífero apontando para um resfriamento e diminuição dos níveis de CO₂ Fonte: Modificado de (Scotese 2001, Berner 2006) 12
- Figura 4 – Carta Estratigráfica da sucessão carbonífera da Bacia do Parnaíba nas regiões de Colinas do Tocantins (TO) e Francisco Ayres (PI). A coluna mostra os episódios de glaciação da LPIA propostos por Montaez e Poulsen (2013), além da variação eustática do nível do mar no Carbonífero proposta por Ross e Ross (1987) e os Paleoambientes das formações Poti e Piauí. Efeitos do episódio II da LPIA não são observados na Bacia do Parnaíba devido a distância desses eventos. Fonte: (Vaz *et al.* 2007, Góes & Feijó 1994, Melo & Loboziak 2000, Lima & Leite 1978, Melo *et al.* 1999). 15
- Figura 5 - Perfis estratigráficos representativos das formações Poti e Piauí nas bordas leste, oeste e sul da Bacia do Parnaíba. 18
- Figura 6 - Aspectos faciológicos da associação de fácies de frente deltaica. A) Fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal com corpos amalgamados. B) Ciclo granocrescente ascendente formado pelas fácies SAo e Alc. C) Detalhe da figura B mostrando a fácies Alc. 19
- Figura 7 - Aspectos faciológicos da associação de fácies de plataforma dominada por ondas de tempestades. A) Ciclos granodecrescente ascendentes. B) Detalhe da figura A, mostrando um ciclo granodecrescente e as fácies Asw e Ah com comprimento de até 1 metro. Setas indicam superfícies de truncamento. C) Padrão *pinch and swell* da fácies Ah..... 21

- Figura 8 - Seção panorâmica do afloramento na porção sul da Bacia do Parnaíba. A) Afloramento beira de estrada, de 60 metros de extensão lateral. Detalhes são observados na figura 10. B) Desenho das principais superfícies mostrando o padrão amalgamado dos elementos arquiteturais dos canais fluviais. (Coordenadas: Zona 23 S, 528463 (x) 8948741 (y)).....24
- Figura 9 - Seção panorâmica do afloramento na porção oeste da Bacia do Parnaíba. A) Afloramento de 25 metros de extensão lateral composto predominantemente pela fácies Aa B) Desenho das principais superfícies mostrando o padrão amalgamado dos elementos arquiteturais dos canais fluviais. (Coordenadas: Zona 22 S, 780375 (x) 9127973 (y)).....25
- Figura 10 - Características faciológicas das fácies da AF3 na borda sul. I) Topo de um ciclo de canais, sendo erodido (seta branca) por um novo ciclo fluvial canalizado, típico de elementos arquiteturais de canais amalgamados. II e III) *Cosets* da fácies Aa chegando a até 5 metros de espessura. Linhas brancas evidenciam as superfícies limitantes. IV) *Lag* conglomerático com clastos de quartzo de até 30 cm de diâmetro.26
- Figura 11 - Características faciológicas das fácies de preenchimento de canais amalgamados na borda oeste. A) Dique cortando *set* da fácies Aa (seta branca). Tracejado indica a base erosiva do *set* superior com *lag* conglomerático na base. B) *Lag* conglomerático com diversos tipos de clastos. 1- quartzo; 2 - arenito; 3 - siltito. C) *Rip-up clasts* e *curled mud flakes* (seta preta). Observar o contato irregular entre os *sets* da fácies Aa (tracejado azul). D) Estrutura de chama (*flame structure*) no limite de *sets* da fácies Aa.27
- Figura 12 - Seção panorâmica do EA2 e EA3 em afloramento na porção leste da Bacia do Parnaíba. Afloramento com 300 metros de extensão mostrando uma geometria mais tabular dos corpos de arenitos.....30
- Figura 13 - Desenho das principais superfícies e estruturas dos elementos arquiteturais EA2 e EA3 da figura 12.....31
- Figura 14 - Características faciológicas das fácies do EA2 e EA3 na borda leste da Bacia do Parnaíba. A) Contato (linha vermelha) entre as formações Poti (frente deltaica) e Piauí (fluvial canalizado). B) Vista em planta da fácies Aa2 na borda leste. C) Detalhe dos *sets* da fácies Aa2, do EA2, apresentando contato mais regular quando comparado com os *sets* do EA1. D) Clasto de quartzo de 3 cm esparsos na fácies Aa2.32

- Figura 15 - Diagramas de Folk (1974) e Pettijohn (1975) com as amostras plotadas a partir da contagem modal de 300 grãos em cada amostra. Amostras foram classificadas como quartzarenitos e subarcóseos e as amostras que apresentaram mais de 15% de matriz, foram também classificadas como grauvasca feldspática e grauvasca quartzosa.33
- Figura 16 - Características petrográficas das rochas da Formação Poti. A) Visão geral da lâmina em luz natural. B) Mesma visão geral de A, sob nicóis cruzados. C) Destaque para os *coatings* de argila envolvendo grãos de quartzo (seta branca) e feldspato moderadamente preservado (F). D) Plagioclásio parcialmente alterado (P) e microclina bem preservada mostrando a macla polissintética característica. E) Óxido-hidróxido de ferro e mica diagenética estão presentes em menores quantidades. F) Visão geral da rocha pelítica evidenciando a laminação cruzada. .35
- Figura 17 - Sequência cronológica de eventos diagenéticos para os arenitos da Formação Poti.36
- Figura 18 - Características petrográficas dos quartzo-arenitos da Formação Piauí. A) Diferença granulométrica evidenciando a má seleção das rochas do sistema fluvial. Observam-se fraturas cicatrizadas nos grãos de quartzo de maior granulometria (seta vermelha) e bordas corroídas. B) Poro móldico formado a partir da dissolução dos feldspatos (seta preta). Poros indicados pela sigla (Po). C) Fragmento de rocha metamórfica esmagado por grãos de quartzo. E) Matriz com textura do tipo menisco (seta preta).38
- Figura 19 - Características petrográficas dos subarcóseos e grauvacas da Formação Piauí. A) Visão geral dos arenitos da borda leste mostrando os constituintes do arcabouço como quartzos e feldspatos (F), além de poros (Po). B) Matriz na forma de agregado denso. C) Cutículas de argila (seta amarela) envolvendo os grãos de quartzo. D) Quando as cutículas estão ausentes ocorre sobrecrecimento de quartzo (seta vermelha).39
- Figura 20 - Sequência cronológica de eventos diagenéticos para os arenitos da Formação Piauí.40
- Figura 21 - Diagramas ternários de Dickinson *et al.* (1983) indicando a proveniência quanto ao ambiente tectônico dos arenitos fluviais da Formação Piauí. Qt – Quartzo total; Qm – Quartzo monocristalino; F – Feldspatos; L - Fragmento de rocha; Lt – Fragmento de rocha total.41

- Figura 22 - Mapa das unidades carboníferas (Formação Poti e Piauí) indicando os pontos estudados e as respectivas rosetas de paleocorrentes da fácies Aa da associação de fluvial entrelaçado da Formação Piauí. Base geológica: Schobbenhaus *et al.* (1981).
.....42
- Figura 23 - Imagens de catodoluminescência dos grãos de quartzo para as rochas do sistema fluvial entrelaçado da Formação Piauí, bordas sul e leste da bacia. A-D) Grãos de quartzo da borda sul (MA-01) com emissão de cor marrom (M) que domina a área de estudo e representa fonte metamórfica além de grãos de quartzo que emitem cor azul escuro (Ae) podendo representar fontes metamórficas e plutônicas. Fraturas cicatrizadas apresentam CL ausente (seta vermelha). E-F) Grãos de quartzo da borda leste (FA-01a), apontando predominância das cores marrom e azul escuro. Feldspatos (F) emitem luz mais clara e não são estudados nesse contexto. Listas escuras representadas pela seta branca.....44
- Figura 24 - Diagrama de Bernet & Basset (2005) com a plotagem das amostras a partir da contagem de 100 grãos de quartzo indicando uma fonte muito mais metamórfica para o sistema fluvial da Formação Piauí, tanto na borda leste quanto na borda sul.
.....45
- Figura 25 - Disposição dos perfis de acordo com a cota de cada perfil. O contato é observado nos perfis 3 (158 m), 6 (179 m) e 5 (232 m).....46
- Figura 26 - Ocorrência dos depósitos da Formação Piauí em superfície e localização da ocorrência dos Paleoambientes interpretados em diversos estudos. Fonte: Medeiros *et al.* (2019), Lima Filho (1991) Ribeiro (2000).....48
- Figura 27 - Fase 1 e 2 da evolução paleoambiental da zona de contato entre as formações Poti e Piauí. A) Fase 1, deposição da porção superior da Formação Poti com abandono do sistema fluvio-deltaico e retrabalhamento marinho por ondas de tempestades. B) Fase 2, recuo do nível do mar causado por soerguimentos e principalmente pelo aumento das camadas de gelo em regiões de mais altas latitudes, ocasionando uma discordância de extensão regional.51
- Figura 28 - Reconstrução paleoambiental para a sucessão Pensilvaniana representando as regiões proximal, medial e distal do sistema fluvial da Formação Piauí.....52

- Figura 29 - Correlação de algumas bacias paleozoicas em todo o planeta durante o período Carbonífero. Observa-se a presença da discordância carbonífera na passagem do Mississípiano para o Pensilvaniano. Fonte: (Bahia *et al.* 2006, Catuneanu *et al.* 2005, Fox & Ahlbrandt 2002, Grader *et al.* 2002, Gulbranson *et al.* 2010, Haines *et al.* 2013, Vaz *et al.* 2007).....53
- Figura 30 - Reconstrução paleogeográfica para o Oeste do Gondwana. A) Configuração paleogeográfica do Pensilvaniano proposto por Scotese (2001), em destaque a região do bloco diagrama. B) Bloco diagrama apontando para um grande sistema fluvial (*big river*) suprido por águas de degelo, que representaria o membro inferior da Formação Piauí, passando por regiões desérticas até desaguar nos mares epicontinentais (Itaituba e Piauí).....56

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Fácies, descrição e processos das associações de fácies das formações Poti e Piauí.	16
Tabela 2- Proporção dos constituintes do arcabouço dos arenitos das formações Poti e Piauí. (Qm – Quartzo monocristalino. Qp – Quartzo policristalino. Fds – Feldspatos. Frs – Fragmento de rocha sedimentar. Frm – Fragmento de rocha metamórfica. Ch – Chert. Mtz – Matriz. Cs – Cimento de sílica. OFe – Oxi-hidróxido de ferro. Mc – Micas. Po – Poros. A- Argilominerais. Psm – Pseudomatriz.). As amostras que apresentam mais de 15% de matriz também foram classificadas segundo a classificação de Pettijohn (1975), na figura 15.	36

SUMÁRIO

DEDICATORIA	iii
AGRADECIMENTOS	iv
EPIGRAFE	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
LISTA DE TABELAS	xiii
CAPÍTULO I INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	2
CAPÍTULO II MATERIAIS E TÉCNICAS UTILIZADAS	3
2.1 MATERIAIS E MÉTODOS.....	3
2.2 ANÁLISE DE FÁCIES	3
2.3 PETROGRAFIA.....	4
2.4 PALEOCORRENTES	4
2.5 CATODOLUMINESCÊNCIA DO QUARTZO	4
CAPÍTULO III CONTEXTO GEOLÓGICO	6
3.1 A BACIA DO PARNAÍBA.....	6
3.2 FORMAÇÃO POTI.....	7
3.3 FORMAÇÃO PIAUÍ.....	8
3.4 O CARBONÍFERO	9
3.5 <i>LATE PALEOZOIC ICE AGE (LPIA) E O PALEOCLIMA NO CARBONÍFERO</i>	10
CAPÍTULO IV RESULTADOS	14
4.1 ANÁLISE DE FÁCIES	14
4.1.1 Aspectos Gerais	14
4.1.2 AF1 Frente Deltaica (Formação Poti)	19
4.1.3 AF2 Plataforma dominada por ondas de tempestades (Formação Poti)	20

4.1.4 AF3 Fluvial entrelaçado (Formação Piauí)	22
4.1.4.1 Preenchimento de canais lateral e verticalmente amalgamados (EA1)	22
4.1.4.2 Preenchimento de canal não amalgamado	28
4.1.4.3 Depósitos de <i>overbank</i> (EA3)	29
4.2 PETROGRAFIA.....	33
4.3 PROVENIÊNCIA QUANTO AO AMBIENTE TECTÔNICO.....	40
4.4 PALEOCORRENTES DO FLUVIAL ENTRELAÇADO.....	41
4.5 CATODOLUMINESCÊNCIA DO QUARTZO.....	42
CAPÍTULO V DISCUSSÕES	46
5.1 RELAÇÕES DE CONTATO	46
5.2 MODELOS PALEOAMBIENTAL E PALEOGEOGRÁFICO	49
5.3 CORRELAÇÕES REGIONAIS E GLOBAIS.....	53
CAPÍTULO VI CONCLUSÕES	57
REFERÊNCIAS	58

CAPÍTULO I INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO

O início da agregação do Pangeia no Carbonífero foi marcado por orogenias que resultaram em soerguimentos gerando expressivas cadeias de montanhas. A orogenia Eo-Herciniana afeta a porção norte do Gondwana, ao colidir com a Laurásia em 320 Ma. Autores como Góes (1995), Vaz *et al.* (2007) relacionam esta orogenia como a principal responsável por um período de erosão registrado nas bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná, oeste do Gondwana. Este trabalho discute a origem desta discordância na Bacia do Parnaíba, coincidente com a zona de contato entre as formações Poti e Piauí do Mississipiano e Pensilvaniano, registrada em dezenas de afloramentos ao longo das bordas sul, leste e oeste da bacia. O estudo testa a influência da Orogenia Eo-Herciniana no desenvolvimento de discordâncias e na configuração paleoambiental e paleogeográfica do Gondwana Oeste durante o Pensilvaniano.

As cartas geológicas utilizadas como base para realização dos trabalhos e na confecção de mapas foram as das folhas Araguaia, Rio São Francisco, Teresina e Tocantins (SB.22, SC.23, SB.23, SC.22). Os perfis, as vias de acesso e as principais localidades próximas aos pontos estudados estão presentes no mapa de localização da área de estudo (figura 1).

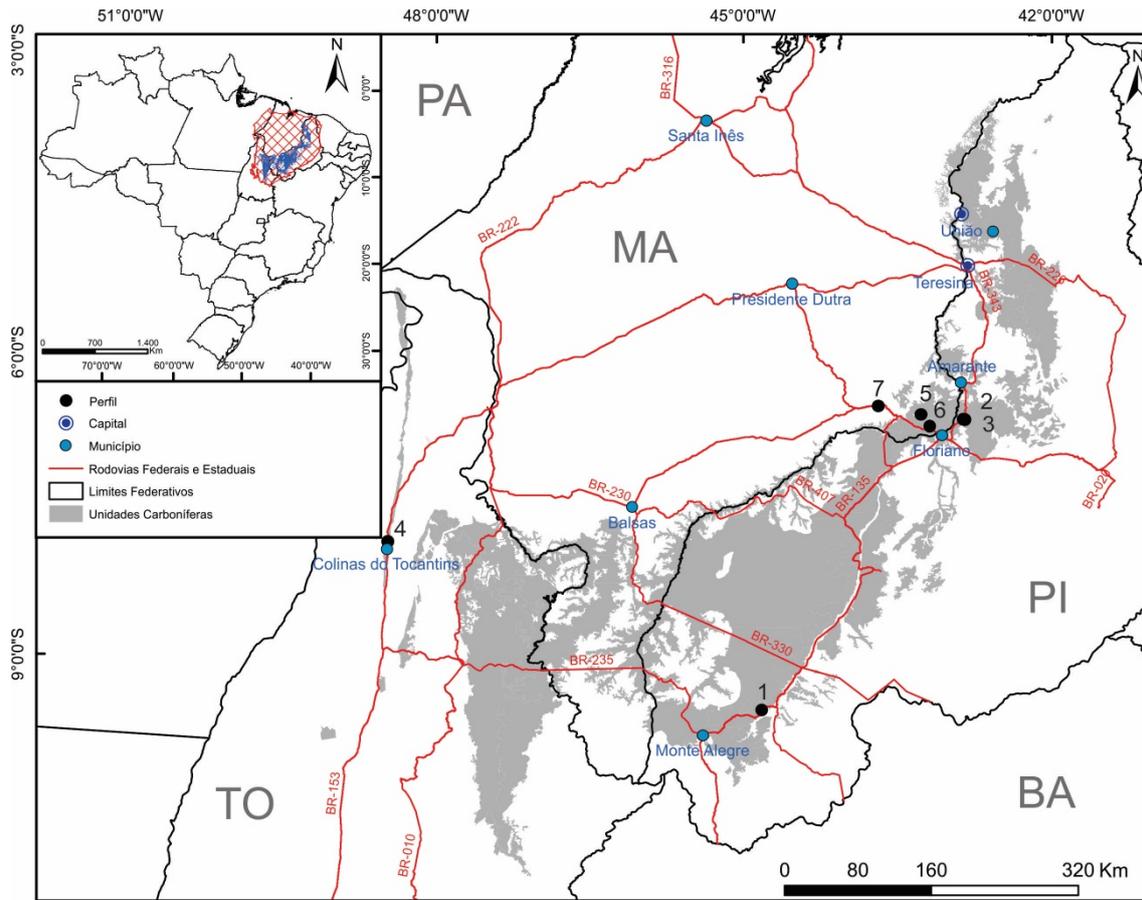


Figura 1 - Mapa de localização dos pontos estudados com suas principais vias de acesso e as áreas de ocorrências das unidades carboníferas. Os pontos descritos são observados nos estados do Tocantins (TO), Maranhão (MA) e Piauí (PI). (Base Geológica: Schobbenhaus *et al.* (1981).

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo uma análise da zona de contato entre as formações Poti e Piauí, com ênfase nos depósitos fluviais da Formação Piauí e, então, discutir sobre o papel da Orogenia Eo-Herciniana no contexto da formação de discordâncias na Bacia do Parnaíba. Para isso foi realizada uma reconstituição paleoambiental para a porção superior da Formação Poti e o Membro Inferior da Formação Piauí, além de uma proposta paleogeográfica que aponta uma provável correlação entre os depósitos fluviais das bacias paleozoicas durante o Neocarbonífero (bacias do Parnaíba, Paraná, Parecis e Amazonas).

CAPÍTULO II MATERIAIS E TÉCNICAS UTILIZADAS

2.1 MATERIAIS E MÉTODOS

No presente trabalho as unidades carboníferas, principalmente a Formação Piauí, são examinadas na escala de fácies sedimentar em afloramentos mostrando uma sequência deposicional em seções regionais, formando um conjunto de métodos denominado de análise estratigráfica, envolvendo o estudo dos processos (dinâmica sedimentar) e a análise da organização espacial e temporal das rochas estudadas. Os métodos utilizados foram a análise de fácies, a petrografia, a análise de paleocorrentes e a catodoluminescência.

2.2 ANÁLISE DE FÁCIES

Segundo Reading & Levell (1996), fácies de uma rocha corresponde a características específicas que refletem as condições que cada rocha foi formada. Descrever as fácies de um corpo sedimentar envolve em documentar todas as características de sua litologia, tais como granulometria, textura, estruturas sedimentares e conteúdo fóssil, que podem auxiliar na determinação dos processos de formação (Nichols 2009). Na análise de fácies foram utilizadas as técnicas de modelamento de fácies propostas por Walker (1992) e Miall (1991, 1994), buscando a individualização e a descrição das fácies, caracterizando texturas, composição, geometria, estruturas sedimentares, medidas de paleocorrentes e processos sedimentares.

Para o mapeamento vertical e lateral da distribuição de fácies foram utilizados perfis litoestratigráficos, seções esquemáticas e panorâmicas. O mapeamento das superfícies limitantes formadas por erosão, ou maior quebra na sedimentação, foi utilizado para identificar o tipo de contato (erosivo, gradacional), sua geometria (plana, irregular), extensão geográfica e fácies associadas, que são utilizadas para subdividir o afloramento em pacotes geneticamente relacionados ou elementos arquiteturais (Bromley 1991, Cowan 1991, Miall 1985, 1991). A ordem das superfícies limitantes segue a lei da superposição, ou seja, superfícies de 1^o ordem são cortadas pelas de 2^a. Na escala de afloramento, as superfícies mais proeminentes são aquelas formadas em períodos de milhares a centenas de milhares de anos, incluídas em ciclos de 3^a a 5^a ordens (Miall 1985, 1991, Mitchum & Van Wagoner 1991, Vail *et al.* 1977). Após a interpretação dos processos genéticos das fácies, estas foram agrupadas

em conjuntos que demonstram fácies contemporâneas e cogenéticas (associação de fácies), que permitiram reconhecer com maior precisão os sistemas deposicionais envolvidos.

2.3 PETROGRAFIA

Para realização da petrografia houve a coleta sistemática de amostras das fácies encontradas em campo, que permitiram a melhor caracterização dos litotipos. Dessas amostras, foram confeccionadas um total de 8 lâminas delgadas, para uma melhor observação e descrição das rochas. Foram descritos aspectos texturais como tamanho dos grãos, seleção, tipos de poros e contatos, que foram definidos através da contagem de 300 pontos para cada seção delgada. A classificação dos litotipos foi realizada segundo o diagrama de Folk (1974) e o índice de empacotamento de acordo com o trabalho de Kahn (1956).

2.4 PALEOCORRENTES

A medição de paleocorrentes consiste em medir a direção e inclinação dos estratos cruzados das estratificações e laminações cruzadas. As paleocorrentes são medidas através de bússolas, seguido de um tratamento estatístico e plotadas em diagramas de rosetas de frequências, podendo ser, então, interpretadas como: unimodal, bimodal e oblíqua (Tucker 2003). Para confecção dos diagramas de rosetas foi utilizado o programa *OpenStereo* (Grohmann & Campanha 2010).

A análise de paleocorrentes é uma importante parte no estudo das rochas sedimentares, uma vez que pode fornecer informações de paleogeografia, paleoencostas, direções de corrente e do vento, além de auxiliar na interpretação de fácies e do paleoambiente (Tucker 2003). Segundo Miall (1991), podem ser interpretados quatro principais aspectos a partir da análise de paleocorrente: direção de paleotaludes que inferem padrões de subsidência tectônica; sentido do suprimento sedimentar; a orientação e geometria das unidades; e a gênese dos ambientes de sedimentação.

2.5 CATODOLUMINESCÊNCIA DO QUARTZO

O estudo de catodoluminescência colorida (CL) do quartzo, em conjunto com a petrografia, resulta em dados de proveniência dos sedimentos, além de fornecer informações

sobre a compactação, deformação dútil e dissolução por pressão na história diagenética dos arenitos (Omer 2015). Com base nessas interpretações, para um melhor entendimento da proveniência dos arenitos, foram analisadas 4 seções delgadas a partir da contagem de 100 grãos de quartzo. Os dados foram obtidos a partir do equipamento LEICA DM 4500 P LED do Laboratório de Catodoluminescência da Universidade Federal do Pará (UFPA). As imagens de CL foram adquiridas com microscópio operando a voltagem de aceleração constante de 20kV e feixe de corrente de elétrons variando entre 180 a 200 μ A. Os dados obtidos foram interpretados de acordo com Oliveira *et al.* (2017) e Betnet & Basset (2005).

CAPÍTULO III CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 A BACIA DO PARNAÍBA

Com área de aproximadamente 600.000 km², a Bacia do Parnaíba é representada por uma sedimentação intracratônica extensa. A evolução de bacias intracratônicas envolve, em geral, os processos de extensão continental, subsidência termal sobre grande área e ajuste isostático posterior (Silva *et al.* 2003).

Situada na porção nordeste da Plataforma Sul-americana, compreende terrenos dos estados do Maranhão, Piauí, Tocantins, Pará e mais restritamente, do Ceará (Góes 1995). A origem da Bacia do Parnaíba se dá no Arqueano e sua consolidação completa entre o Proterozoico superior e o início do Fanerozoico, com o encerramento do Ciclo Brasileiro (Almeida & Hasui 1984). Geometricamente, a bacia do Parnaíba apresenta um formato poligonal com um alongamento na direção NE-SW. Seu embasamento é composto por uma colagem dos crátons São Luiz-Oeste Africano, Amazônico e do São Francisco, ocorrido do fim do Neoproterozoico até o Cambriano (Hasui *et al.* 2012), e pelas faixas de dobramentos que se estabilizaram na transição Proterozoico Superior/Paleozoico Inferior Gurupi, Rio Preto e Tocantins-Araguaia. Segundo Barbosa *et al.* (1973) a bacia é limitada ao norte pelo Arco Ferrer, a oeste pelo Lineamento Tocantins-Araguaia e a noroeste pelo Arco Tocantins.

Segundo a carta estratigráfica mais recente, proposta por Vaz *et al.* (2007), a Bacia do Parnaíba é subdividida em 5 supersequências: Siluriana, correspondente ao Grupo Serra Grande; Mesodevoniana-Eocarbonífera representada pelo Grupo Canindé; e Neocarbonífera-Eotriássica, relacionada ao Grupo Balsas, além das supersequências Jurássica e Cretácea. Estas supersequências são limitadas por discordâncias que perpassam toda a bacia ou, no mínimo, grandes extensões dela. As três primeiras sequências situam-se no estágio de estabilização da Placa Sul-americana e suas discordâncias relacionam-se, em parte, pelas flutuações dos elevados níveis eustáticos dos mares epicontinentais do Paleozoico.

A supersequência Siluriana (Grupo Serra Grande) é a sequência mais antiga da Bacia. Define-se como um ciclo transgressivo-regressivo completo, sotoposta a rochas proterozoicas do embasamento. É compreendida pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós (Vaz *et al.* 2007). A supersequência Mesodevoniana-Eocarbonífera, referente ao Grupo Canindé, encontram-se em discordância sobre as rochas do Grupo Serra Grande. É representada por cinco formações: Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti (Vaz *et al.* 2007).

A Supersequência Neocarbonífera-Eotriássica (Grupo Balsas) localiza-se principalmente na porção centro-sul, oeste e nordeste da bacia (Vaz *et al.* 2007). Os estratos do Grupo Balsas assentam-se discordantemente sobre o Grupo Canindé e de acordo com Góes & Feijó (1994) a deposição desses caracterizam profundas mudanças no contexto ambiental e tectônico da Bacia do Parnaíba. O clima temperado e mares abertos, com ampla circulação anteriormente vigente, cederam lugar a mares restritos e clima quente, com os eixos deposicionais deslocando-se para o centro da bacia.

3.2 FORMAÇÃO POTI

A Formação Poti foi primeiramente descrita por Paiva & Miranda (1937 *apud* Góes 1995). A separação em dois membros da Formação Poti foi proposta por Mesner & Woldridge (1964), que descrevem, na porção inferior, arenitos conglomeráticos e raras intercalações de folhelhos. A porção superior é representada por arenitos com intercalações de folhelhos.

Lima & Leite (1978), descrevem o membro inferior arenitos finos a médios com estratificação cruzada de baixo ângulo, além de lentes de siltitos, podendo ainda apresentar *ripple marks* ao topo desta porção. Esses depósitos são interpretados como formados em águas marinhas rasas. No membro superior da Formação Poti, são descritos siltitos, arenitos finos a médios com estratificação cruzada e níveis subordinados de folhelhos e siltitos escuros, por vezes carbonosos. É interpretado pelos mesmos autores como sendo de origem flúvio-deltaico.

Góes (1995) interpreta os depósitos da base da Formação Poti, juntamente com o topo da Formação Longá, como uma mesma sequência deposicional deltaico-estuarina-plataforma marinha, onde a parte mais proximal pertence à Formação Poti. Góes (1995) mostra ainda uma sucessão faciológica com tendência granocrescente ascendente, sugerindo que o ambiente deltaico sofreu um contínuo retrabalhamento marinho. Sendo interpretado um modelo de paleocosta mista, com ação de ondas e correntes de marés. Desta forma, pode-se dizer que os deltas da Formação Poti estiveram sob influência constante de marés e ondas.

Góes (1995) identifica para Formação Poti, e para o topo da Formação Longá, quatro conjuntos de parasequências:

- 1) A primeira é de natureza transgressiva e está relacionada à plataforma marinha da Formação Longá;

- 2) A segunda sequência é de natureza regressiva, com uma progradação inicial dos sistemas deltaicos da Formação Poti sobre os sedimentos da plataforma marinha Longá;
- 3) A terceira sequência é de natureza transgressiva, onde ocorre um abandono deltaico e o retrabalhamento marinho;
- 4) A quarta sequência é de natureza regressiva, onde ocorre a progradação final do sistema deltaico Poti.

Melo & Loboziak (2000) datam a Formação Poti com idade do Eocarbonífero, mais precisamente no Viseano (346 Ma) com base em estudos palinológicos. Segundo Góes & Feijó (1994), esta apresenta espessura máxima de 320 metros.

3.3 FORMAÇÃO PIAUÍ

A Formação Piauí deriva do termo “Série Piauí”, termo designado por Small (1913 *apud* Santos & Carvalho 2009). Duarte (1936 *apud* Lima & Leite 1978) restringiu o termo “série” para o de Formação Piauí, representando as camadas Neocarboníferas.

Lima & Leite (1978) dividem a Formação Piauí em dois membros: o Membro Inferior, que é composto por arenitos médios cor-de-rosa, com estratificação cruzada de grande porte e intercalada com folhelhos vermelhos; e o Membro Superior, que é constituído por arenitos finos a médios, de coloração vermelha, contendo intercalação de folhelhos vermelhos, calcários e finas camadas de sílex. Essa unidade é delimitada estratigraficamente pela Formação Poti (parte inferior) e pela Formação Pedra de Fogo (parte superior). O contato inferior com a Formação Poti apresenta-se de duas formas. A primeira é discordante, onde apresenta na base um conglomerado polimítico (blocos e seixos variados) de matriz arenosa, ou ainda, a presença de arenitos conglomeráticos. A segunda forma é a gradacional, de arenitos e siltitos da Formação Poti para arenitos finos e avermelhados da Formação Piauí Lima & Leite (1978). É interpretado um paleoambiente fluvial com influência eólica e incursões marinhas, em clima mais árido e latitudes menores.

Lima Filho (1991) interpreta uma paleoambiente desértico, com ocorrências de *sabkhas* costeiros, associados a paleoambientes deltaicos de menor expressão. Este autor considera ainda o contato da Formação Poti com a Formação Piauí como sendo concordante, onde o sistema eólico intercala com o sistema deltaico da Formação Poti, representando apenas variações locais, sem nenhuma relação com a presença de uma discordância regional.

Ribeiro (2000) interpreta para a Formação Piauí um ambiente fluvial com canais entrelaçados rasos, migrando para uma direção preferencial para Norte, estando inserido em um sistema desértico. Essa configuração representa, possivelmente, o início da continentalização e instalação de condições desérticas na Bacia do Parnaíba. Essas condições desérticas, segundo Ribeiro (2000), teriam sido respostas ao soerguimento de áreas marginais aos mares epicontinentais, causados pela Orogenia Herciniana.

O contato entre as formações Poti e Piauí marca um grande hiato deposicional na Bacia. A deposição do grupo Canindé é interpretado como sendo controlado por dois grandes lineamentos (Transbrasiliano e Marajó-Parnaíba). Já a partir do Pensilvaniano, no Grupo Balsas, a sedimentação da bacia é controlada por um mecanismo tectono-estrutural, que gerava depocentros aleatórios, principalmente na porção setentrional da bacia (Chamani 2011, Góes 1995). Vários autores atribuem essa discordância carbonífera, que também está presente nas bacias do Amazonas e Paraná, a soerguimentos gerados pela Orogenia Eo-Herciniana (e.g. Góes & Feijó 1994, Vaz *et al.* 2007).

3.4 O CARBONÍFERO

Durante o Paleozoico, o supercontinente Gondwana foi a principal unidade continental na Terra, consistindo dos continentes modernos: América do Sul, África, e maior parte da Antártida e Austrália, assim como Madagascar e partes da Arábia e Índia (Chetty 2017, Torsvik & Cocks 2013). Foi durante o Carbonífero que o Gondwana deixou de ser um superterreno independente, quando colidiu com o superterreno da Laurussia para formar o supercontinente Pangea, em torno de 320 Ma. Essa colisão é evidenciada pelas orogenias Ouichita e Eoherciniana (Burrett 1972, Faqira *et al.* 2009, Torsvik & Cocks 2013), sendo evidenciada por uma deformação compressional oblíqua registrada em falhas do tipo *strike-slip* nas montanhas Ouichita (Torsvik & Cocks 2013). Devido ao grande volume desses superterrenos, a colisão entre esses blocos pode ter causado poucas ondulações tectônicas, tanto a norte, na antiga Laurussia, quanto a sul, no antigo Gondwana. Maiores efeitos dessa colisão são registrados no México, evidenciado por uma importante atividade magmática, durante o Pensilvaniano.

Nas bacias paleozoicas, o Pensilvaniano é marcado por um ciclo transgressivo-regressivo (Almeida *et al.* 2000). Este ciclo estaria ligado a águas de degelo das regiões polares do Gondwana. Os períodos Carbonífero-Permiano tiveram as mais longas eras

glaciais do Fanerozoico, com camadas de gelo dominando as altas latitudes do Sul do Gondwana, a chamada LPIA (*Late Paleozoic Ice Age*) (Fielding *et al.* 2008). Alguns fatores que contribuíram para essa glaciação incluem: o posicionamento paleogeográfico do Gondwana próximo ao polo sul; geração de depósitos de carvão; níveis atmosféricos de CO² e respostas ao nível do mar. Essa glaciação é melhor abordada no tópico 3.5.

O Pensilvaniano é marcado por uma mudança no clima, registrando condições mais frias e secas. Nesse período ocorrem intervalos de resfriamento e aquecimento na escala de 1 a 10 Ma, onde esses intervalos são controlados pelas flutuações dos níveis de *p*CO² na atmosfera, durante a LPIA (Montañez *et al.* 2007).

3.5 LATE PALEOZOIC ICE AGE (LPIA) E O PALEOCLIMA NO CARBONÍFERO

A LPIA foi um intervalo do tempo geológico de grandes mudanças na paisagem, provocadas por uma reconfiguração supercontinental (figura 2), além de baixos níveis de CO₂ e níveis mais altos de O₂ durante o Fanerozoico, ocasionando uma expansão das florestas paleotropicais, além de um resfriamento a nível mundial no Carbonífero (figura 3). Estes eventos teriam ocorrido entre 335 a 265 Ma.

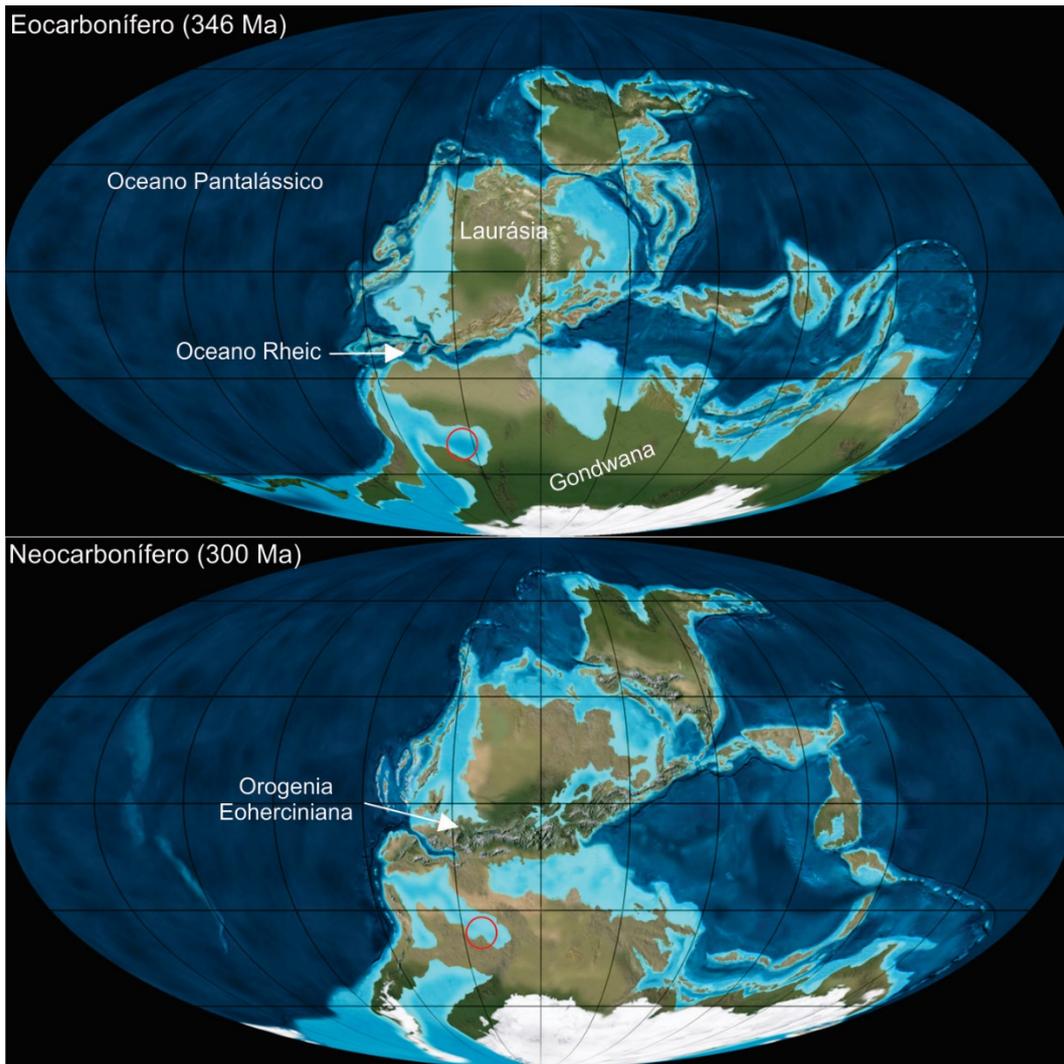


Figura 2 - Configuração paleogeográfica mundial proposta por Scotese (2001) para o período Carbonífero, tempo em que ocorreu os principais eventos da LPIA. Círculo vermelho indica posição aproximada da Bacia do Parnaíba.

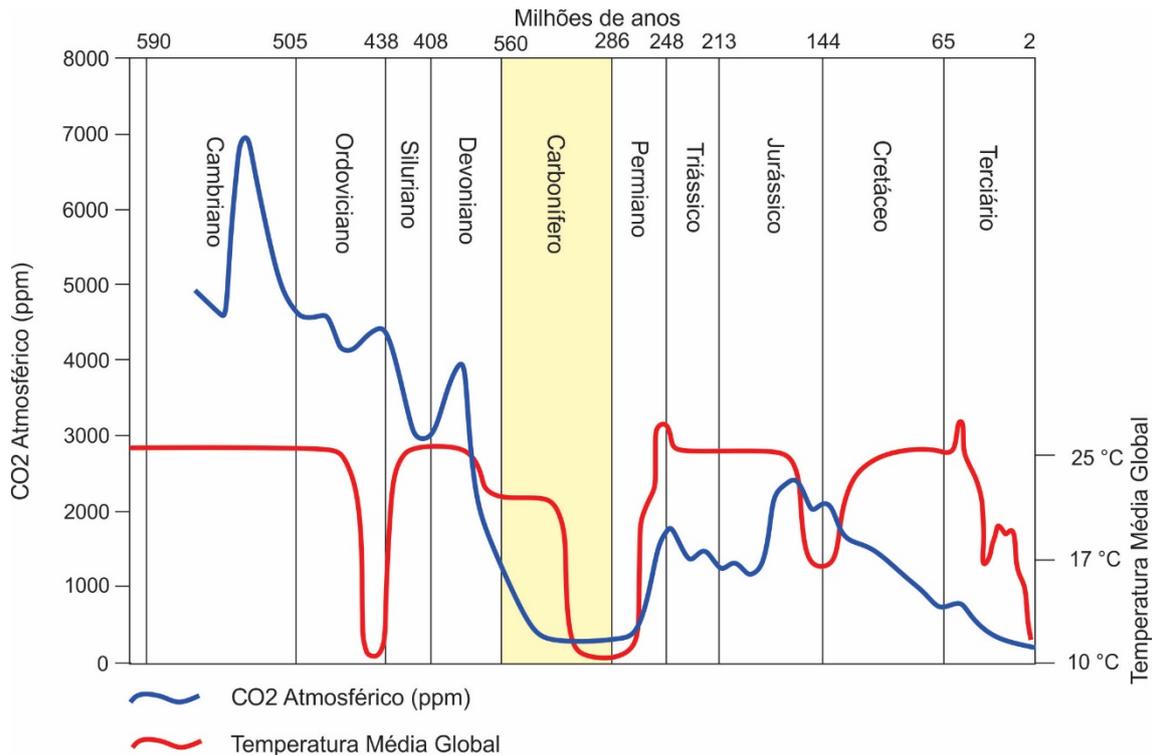


Figura 3 - Temperatura média global e níveis de CO₂ atmosférico estimados ao longo do Fanerozóico. Destaque para o Carbonífero apontando para um resfriamento e diminuição dos níveis de CO₂. Fonte: Modificado de (Berner 2006, Scotese 2001)

Primeiros estudos sobre a LPIA sugeriam uma extensa camada de gelo ao sul do Gondwana, abrangendo todos os depósitos glaciogênicos Permo-Carboníferos. Estes depósitos seriam caracterizados por repetidos e severos eventos glaciais de curta duração (< 1 Ma a 8 Ma), assíncrona, que produziram grandes volumes de gelo, separados por períodos de grande diminuição ou até mesmo ausência dele (Isbell *et al.* 2003, 2008).

Os primeiros registros de glaciações no Gondwana, referentes a LPIA, datam do Neodevoniano ao Eomississipiano em depósitos na Bolívia, Peru e Brasil (Caputo *et al.* 2008, Isaacson *et al.* 2008). A glaciação começa a se desenvolver a partir do Mesomississipiano, em regiões próximas ao círculo peripolar do sul do Gondwana. Essa fase inicial da glaciação gerou efeitos sobre a vida marinha, ocasionando uma extinção em massa de segunda ordem (Stanley & Powell 2003).

O primeiro pico de acumulação de gelo ocorreu no limite entre o Mississipiano e o Pensilvaniano (cerca de 323,2 Ma), desenvolvendo principalmente no leste e oeste da Austrália, oeste da Argentina, nas bacias de Karoo e Kalahari, no sul da África e na Bacia do Paraná. Esta importante fase da glaciação é observada, nas bacias, por mudanças na sedimentação, desenvolvimento de vales erosionais e em alguns lugares, discordâncias de milhões de anos (Isbell *et al.* 2008).

No início do Pensilvaniano (idade Bashkiriano), ocorre um desaparecimento das

geleiras na região centro-ocidental da Argentina e uma contração das camadas de gelo no leste da Austrália, indicando uma diminuição dessas camadas de gelo, sendo evidenciada também pelo aumento do nível relativo do mar.

A segunda fase da glaciação no Pensilvaniano é registrada em bacias que se posicionavam em regiões polares e de latitudes médias do Gondwana, como as bacias do Paraná, Parnaíba, na bacia de Karoo e nas Ilhas Malvinas (Caputo *et al.* 2008, Montañez & Poulsen 2013). Datações U-Pb em depósitos glaciogênicos na Argentina, de idade $315,46 \pm 0,07$ Ma e $312,82 \pm 0,11$ Ma, sugerem novas condições de resfriamento ou possíveis condições glaciais na margem ocidental do sul do Gondwana (Gulbranson *et al.* 2010), reforçando a ideia da segunda fase da glaciação Pensilvaniana.

No fim do Pensilvaniano, o Gondwana começa a passar por condições mais áridas e secas. No fim do Moscoviano, é registrado um aumento eustático de longo prazo (~9Ma) (Eros *et al.* 2012). O registro dessa deglaciação ainda permanece uma incógnita, dada a escassez de registros estratigráficos. São várias as evidências desse aumento de aridez nos paleotrópicos, como uma diminuição dos depósitos de carvão (Di Michele *et al.* 2009) e uma mudança no estilo de depósitos de canais fluviais nas altas latitudes do hemisfério sul que registram mudanças para climas mais sazonais e secos (Gulbranson *et al.* 2010).

No Permiano ocorre uma nova glaciação ligada a LPIA, indicada por depósitos glaciais nas bacias do sul do Gondwana, onde centros de gelo de tamanho moderado se desenvolveram nas partes mais altas da paisagem em paleolatitudes altas a médias do hemisfério sul. Essas mesmas características também foram encontradas no hemisfério norte, indicando uma mudança climática a nível global (Raymond & Mertz 2004).

O desaparecimento da glaciação tardi-paleozoica é marcado pela deglaciação Sakmariana indicada por depósitos marinhos transgressivos e o desaparecimento de depósitos glaciogênicos nas bacias do sul do Gondwana (Isbell *et al.* 2003). No leste do Gondwana, entretanto, há ocorrência de depósitos ligados a LPIA até meados do final do Permiano (~260 Ma).

A duração e extensão da glaciação no Gondwana diminuíram com o tempo ficando mais restrita a uma glaciação alpina. Esse padrão de deglaciação gradual se assemelha ao padrão de glaciação inferido para o início do LPIA (Eros *et al.* 2012). A deglaciação resultou em uma extinção de táxons glaciais e o desaparecimento de florestas paleotrópicas no Permiano (Cleal & Thomas 2005).

CAPÍTULO IV RESULTADOS

4.1 ANÁLISE DE FÁCIES

4.1.1 Aspectos Gerais

A sucessão carbonífera no presente trabalho estudou diversos afloramentos das formações Poti e Piauí nas bordas leste, oeste e sul da Bacia do Parnaíba, onde apresentam as melhores exposições. Os perfis representativos dos depósitos carboníferos da bacia são apresentados na figura 5. Foram descritas 19 fácies (tabela 1) divididas em 3 associações de fácies (AF): AF1 - Frente deltaica (Formação Poti), AF2 - Plataforma dominada por ondas de tempestades (Formação Poti); e AF3 - Fluvial entrelaçado (Formação Piauí), onde foram interpretados 3 elementos arquiteturais: (i) preenchimento de canais lateral e verticalmente amalgamados; (ii) preenchimento de canais não amalgamados; e (iii) depósitos de *overbank*.

Em geral a sucessão carbonífera consiste da Formação Poti na base da sucessão, sendo recoberta de forma discordante pelas rochas da Formação Piauí (figura 4).

A Formação Poti compreende principalmente arenitos finos a médios com pouca proporção de lama, sendo representados pela AF1 e AF2 com espessura aflorante de até 17 metros de espessura e coloração variando de branco a roxo. Essas duas associações de fácies apresentam um contato discordante e erosivo com a associação de fácies de fluvial entrelaçado da Formação Piauí. Essa relação de contato foi observada nos perfis 3, 5 e 6 (figura 5) da borda leste, próximo ao município de Floriano (PI) e São João dos Patos (MA) e é mais bem discutida no item 5.1. A Formação Piauí tem cerca de 20 metros de espessura nos perfis estudados e, em geral, exibem uma coloração variando de branco a alaranjado, composta principalmente por arenitos finos a grossos, formando ciclos granodecrescentes.

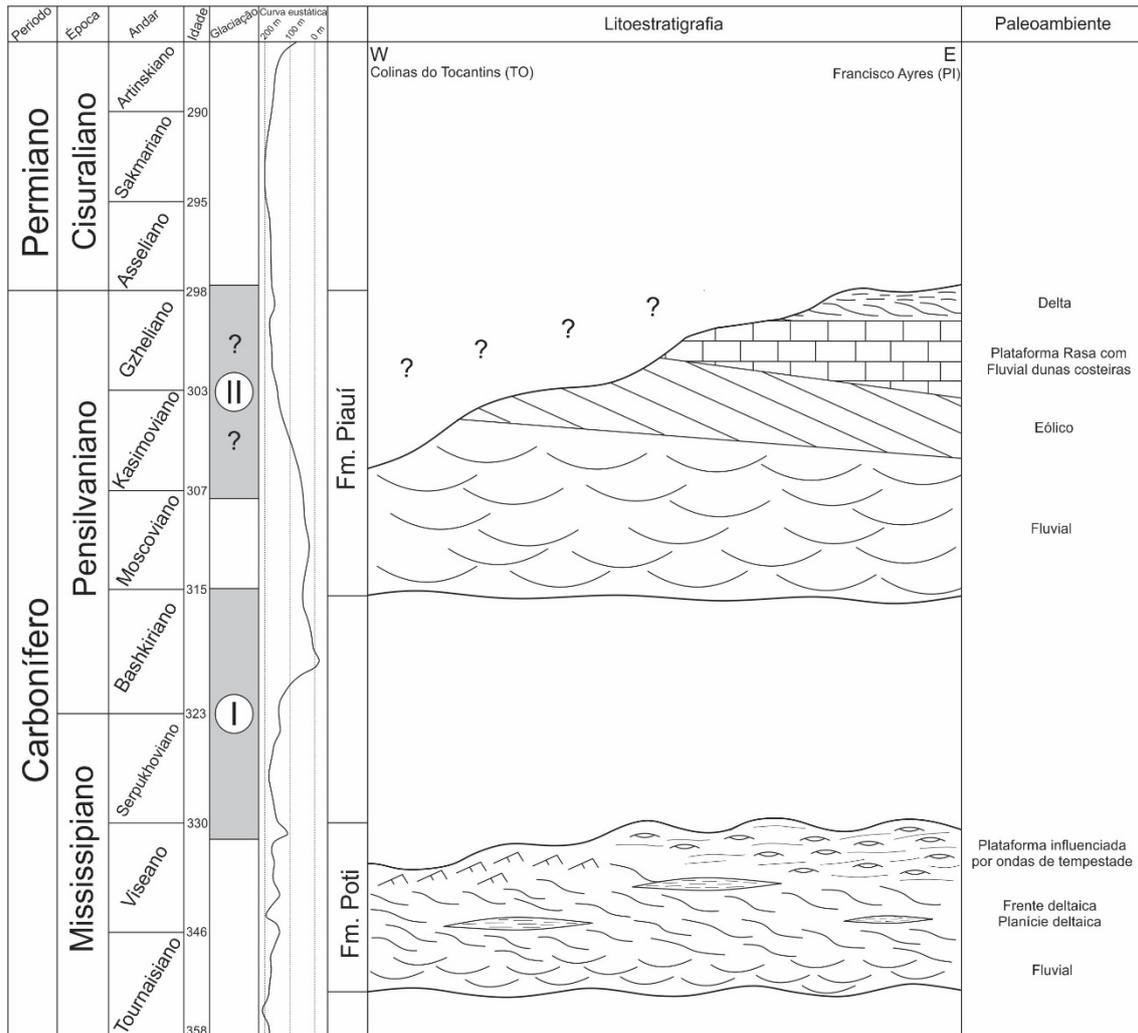


Figura 4 – Carta Estratigráfica da sucessão carbonífera da Bacia do Parnaíba nas regiões de Colinas do Tocantins (TO) e Francisco Ayres (PI). A coluna mostra os episódios de glaciação da LPIA propostos por Montaez & Poulsen (2013), além da variação eustática do nível do mar no Carbonífero proposta por Ross e Ross (1987) e os Paleoambientes das formações Poti e Piauí. Efeitos do episódio II da LPIA não são observados na Bacia do Parnaíba devido a distância desses eventos. (Góes & Feijó 1994, Lima & Leite 1978, Melo & Loboziak 2000, Melo *et al.* 1999, Vaz *et al.* 2007).

Tabela 1 - Fácies, descrição e processos das associações de fácies das formações Poti e Piauí.

(continua)

Fácies	Descrição	Processo	Associação de fácies
Siltito/arenito com laminação ondulada (SAo)	Camadas tabulares centimétricas de siltito com intercalação de lentes de arenito muito fino apresentando laminação ondulada, recoberta por <i>mudrapes</i> , exibindo acamamento <i>flaser</i> .	Alternância de processos de tração e suspensão com migração de forma de leito em regime de fluxo inferior	Frente Deltaica
Arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc)	Camadas tabulares de arenitos finos com laminação cruzada cavalgante subcrítica. Apresentam base reta e está associadas a fácies SAo lateralmente.	Agradação e migração de forma de leito ondulada sob fluxo unidirecional, em regime de fluxo inferior e predomínio de transporte dos sedimentos por tração.	
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As)	Camadas de geometria lobada de arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal de médio porte com paleocorrentes mostrando direção preferencial para WNW.	Migração de formas de leito com rápida desaceleração do fluxo	
Siltito com laminação plano-paralela (Sp)	Camadas tabulares, centimétricas, de siltito com laminação plano-paralela e coloração amarronzada. Em pontos localizados exibem lentes de arenitos finos dispostos paralelamente as laminações do siltito.	Deposição por decantação de sedimentos finos em condições de baixa energia na parte distal dos lobos.	
Arenito com estratificação cruzada hummocky (Ah)	Arenito fino a muito fino, geometria lenticular a tabular apresentando estratificação cruzada <i>hummocky</i> com base escavada e côncava	Agradação e migração de formas de leito sob fluxo combinado predominantemente oscilatório de ondas de tempestade.	Plataforma dominada por ondas de tempestade
Arenito com estratificação cruzada swaley (Asw)	Arenito fino a muito fino de coloração alaranjada, geometria lenticular a tabular com estratificação cruzada <i>swaley</i> associada lateralmente com a fácies Ah	Migração e agradação de forma de leito sob condições de fluxo combinado	
Arenito com laminação plano paralela (Alp)	Arenito fino de coloração esbranquiçada apresentando laminação plano paralela	Agradação de leito plano a partir de ação de ondas, em regime de fluxo superior.	
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Camadas de arenitos finos a médios com grande extensão lateral e <i>sets</i> de até 1,5 metros de altura. Na base dos <i>sets</i> estão associados à fácies C. Apresentam clastos de vários tamanhos, que chegam até 10 cm nos <i>foresets</i> . No limite dos <i>sets</i> ocorre ainda <i>rip-up clasts</i> de forma descontínua. Muitas vezes apresenta base erosiva. Ocorre segregação granulométrica de seixos de quartzo nos <i>foresets</i> . Na porção oeste da bacia apresentam diques de arenitos cortando um ou dois <i>sets</i> isolados.	Deposição por migração de forma de leito 3D sob ação de corrente unidirecional em regime de fluxo inferior e preenchimento de canais.	Fluvial entrelaçado – Elemento arquitetural de preenchimento de canais lateral e verticalmente amalgamados
Lagconglomerático (C)	Camadas centimétricas, com grande continuidade lateral, sem estrutura interna estando sempre associadas à base da fácies Aa. Apresentam clastos que variam de 3 cm até 30 cm e matriz suportada.	Clastos transportados na base de canais fluviais sob condições de fluxo turbulento.	
Arenito com estratificação plano-paralela (Ap)	Camadas tabulares, de até 1 metro, de arenitos finos a médios, sem apresentar clastos, estando sempre associados ao topo dos <i>sets</i> das estratificações cruzadas acanaladas.	Migração de forma de leito plano em regime de fluxo superior.	

(conclusão)

Fácies	Descrição	Processo	Associação de fácies
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa2)	Arenito fino a médio de coloração alaranjada apresentando estratificação cruzada de médio porte. Apresentam clastos bem esparsos, geralmente na base dos <i>sets</i> , que chegam até no máximo 5 cm e <i>rip-up clasts</i> de até 8 cm.	Deposição por migração de forma de leito 3D sob ação de corrente unidirecional em regime de fluxo inferior e preenchimento de pequenos canais.	
Lag conglomerático (C2)	Camadas centimétricas, com grande continuidade lateral, estando sempre associadas à base da fácies Aa1. Apresentam clastos que chegam até 7 cm e matriz suportada.	Clastos transportados na base de canais fluviais sob condições de fluxo turbulento.	
Arenito com estratificação plano-paralela (Ap2)	Camadas tabulares, de até 50 centímetros, de arenitos finos a médios, sem apresentar clastos, estando associados às fácies At e Aa1	Migração de forma de leito plano em regime de fluxo superior.	
Arenito com estratificação cruzada tabular (At)	Camadas tabulares de arenitos finos a médios com grãos bem selecionados e subarredondados. Estruturas de médio porte com <i>sets</i> de até 1,5 metros. Ocorre grãos de quartzo de até 1 cm esparsos.	Migração de forma de leito com crista reta (2D) sub fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior.	
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As)	Camadas amalgamadas de até 1 metro de arenitos médios a grossos com geometria lobada.	Desaceleração da migração de corpo arenoso em ambiente subaquoso.	
Arenito com estratificação cruzada tangencial (Atg)	Camadas tabulares de arenitos finos a médios de até 1,5 metros.	Migração de forma de leito com crista reta (2D) sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior	
Siltito maciço (Sm)	Camadas centimétricas de siltito maciço, descontínuo lateralmente.	Precipitação a partir de suspensão. Deposição após diminuição da energia do fluxo e precipitação em água parada	
Siltito/arenito com laminação plano paralela (SAp)	Siltito com laminação plano-paralela e subordinadas laminações onduladas paralelas, apresentando acamamento tabular de grande extensão lateral com <i>sets</i> centimétricos a métricos. Laminação menor que 5 mm, por vezes não estando preservada. Estruturas de sobrecarga são comuns.	Deposição por suspensão durante a diminuição da energia do fluxo em uma planície de inundação.	
Siltito/arenito com laminação cruzada cavalgante (SAc)	Camadas tabulares de até aproximadamente 10 metros de extensão lateral e 80 centímetros de espessura com laminação cruzada cavalgante subcrítica.	Microformas desenvolvidas com pequenas oscilações de corpos de água.	

Fluvial entrelaçado – Elemento arquitetural de preenchimento de canais não amalgamados

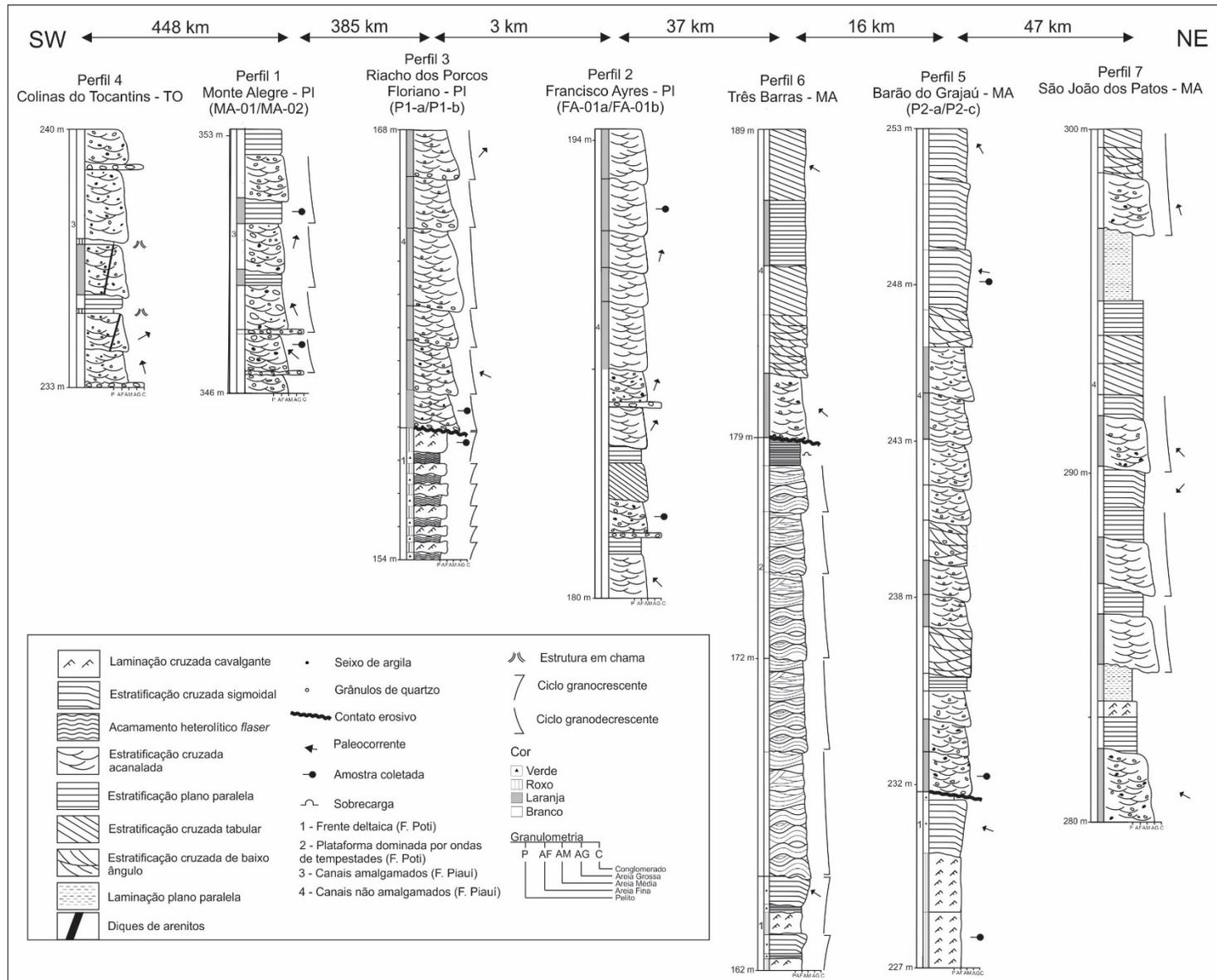


Figura 5 - Perfis estratigráficos representativos das formações Poti e Piauí nas bordas leste, oeste e sul da Bacia do Parnaíba.

4.1.2 AF1 – Frente Deltaica (Formação Poti)

Descrição

A AF1 ocorre na base da sucessão estudada, na porção leste da bacia, sendo composta por 4 fácies: siltito/arenito com laminação ondulada (SAo); arenito com laminação cruzada subcrítica (Alc); arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As); e siltito com laminação plano paralela (Sp). Essas fácies formam ciclos granocrescente ascendente onde na base se encontram as fácies SAo e Sp que não ultrapassam 20 cm e, no topo, está presente a fácies Alc de granulometria areia fina, com até 70 cm de espessura (figura 6 B e C). A geometria dessas camadas é tabular, com até 30 metros de extensão e os ciclos não ultrapassam 1 metro de espessura. Em alguns pontos (e.g. perfil 5) esses ciclos estão associados à fácies As que ocorre no topo. A fácies As está presente em muitos afloramentos na borda leste da bacia. São arenitos finos a médios, apresentando camadas com geometria lobada e amalgamada, de médio porte (*sets* de até 2 metros) e uma direção de migração preferencial para WNW (figura 6 A).



Figura 6 - Aspectos faciológicos da associação de fácies de frente deltaica. A) Fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal com corpos amalgamados. B) Ciclo granocrescente ascendente formado pelas fácies SAo e Alc. C) Detalhe da figura B mostrando a fácies Alc.

Interpretação

A presença das fácies SAo e Sp associadas a fácies Alc, formando ciclos granocrescente ascendente, aliados a ausência de feições de exposição subaérea e uma dominância de estruturas geradas por correntes trativas unidirecionais e uma geometria tabular dessas fácies, sugere que essas fácies representem uma porção mais distal de uma frente deltaica. Além dessas características, a fácies As associada ao ciclo granocrescente sotoposto, formando feições lobadas, são características marcantes de um paleoambiente deltaico (Della Fávera 2001). A estratificação cruzada sigmoidal indica uma rápida desaceleração de fluxo, onde um sistema de mais alta energia, no caso, um sistema fluvial da Formação Poti (sistema descrito por Góes 1995), desemboca em um sistema de mais baixa energia, gerando a diminuição da velocidade e desconfinamento do fluxo. A alta carga sedimentar a partir dos canais fluviais resulta na formação dos lobos sigmoidais na parte proximal, enquanto que na porção distal ocorre a deposição a partir de lobos em suspensão, principalmente ao longo do *toe set*. Esse desconfinamento aumenta a concentração de sedimentos em suspensão e deposita nas partes mais distais dos lobos, gerando assim as fácies presentes no *toe set* (Battacharya 2010, Hjellbakk 1993). Portanto, constituem um depósito de barra de frente deltaica com lobos dominados pela fácies As e *toe set* representado pelas fácies SAo, Alc e Sp, sendo a parte mais distal desses lobos.

4.1.3 AF2 Plataforma dominada por ondas de tempestades (Formação Poti)

Descrição

A AF2 ocorre também na base da sucessão estudada, na porção leste da bacia. É constituída pelas fácies arenito com estratificação cruzada *hummocky* (Ah), arenito com estratificação cruzada *swaley* (Asw) e, no topo, arenito com laminação plano paralela (Alp). São arenitos muito finos a finos, com grãos bem selecionados e arredondados, dispostos em camadas centimétricas, lenticular a tabulares, com estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley* com comprimento de até 1 metro (figura 7 B). Apresentam grande continuidade lateral, estando presente em vários afloramentos ao longo da borda leste, próximo ao município de Floriano (PI). A fácies Ah apresenta base escavada, côncava e topos convexos, formando padrões *pinch and swell* (figura 7 C), além de cristas espaçadas de até 50 cm e truncamento de camadas com ângulos que não ultrapassam 5°. As camadas se apresentam amalgamadas, sem apresentar lama entre elas. A fácies Asw apresenta superfícies inferiores côncavas e base escavada. Foram observados ainda clastos de argila de coloração avermelhada, subarredondados de até 0,5 cm nas camadas basais. As fácies Ah e Asw formam

ciclos granodrecescente ascendente, decimétricos a métricos, amalgamados (Figura 7 A). A AF2 está sobrepondo a AF1 de modo discordante.

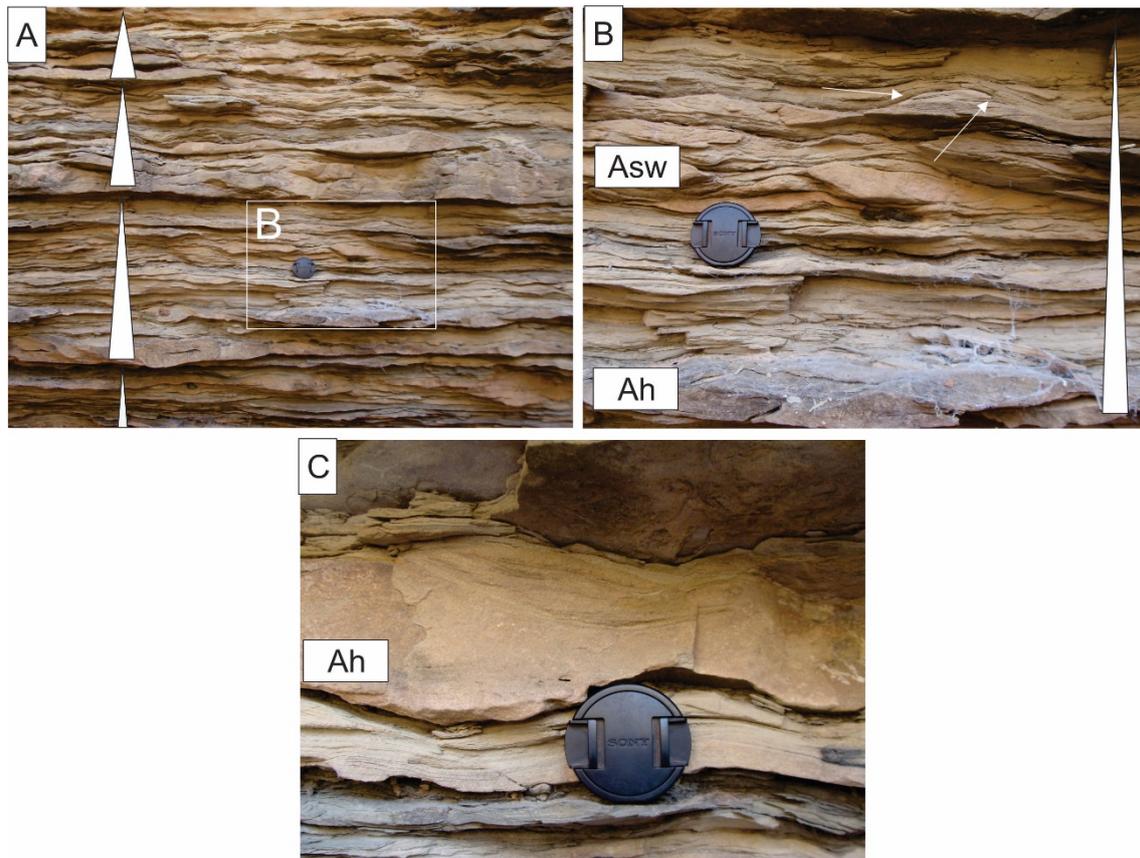


Figura 7 - Aspectos faciológicos da associação de fácies de plataforma dominada por ondas de tempestades. A) Ciclos granodrecescente ascendentes. B) Detalhe da figura A, mostrando um ciclo granodrecescente e as fácies Asw e Ah com comprimento de até 1 metro. Setas indicam superfícies de truncamento. C) Padrão *pinch and swell* da fácies Ah.

Interpretação

Segundo Della Fávera (2001) os tempestitos se originam por uma corrente de gradiente, gerada pelo retorno da água do *setup* costeiro, onde ocorre uma elevação local do nível do mar, junto a costa, produzida pela ação dos ventos e da pressão atmosférica, gerando o fluxo combinado, e estruturas características, como as *hummocky* e as *swaley*. Walker (1992) propôs uma sequência característica para esses depósitos, onde da base para o topo se encontram escavações preenchidas por uma camada conglomerática, arenito com laminação plano-paralela, arenito com estratificação cruzada *hummocky*, arenito com estratificação cruzada *swaley*, arenito com laminações quase plano-paralela, arenito com laminação cruzada de pequeno a médio porte e pelitos com laminação plano-paralela no topo.

Estruturas como estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley* indicam a ação de fluxo oscilatório ou combinado, sendo interpretadas como resultado de influxo ou retrabalhamento de material arenoso em eventos de tempestades, em um ambiente marinho raso, mais

especificamente a transição entre a plataforma rasa (*shoreface*) e o costa fora (*offshore transition*). O caráter oscilatório das ondas de tempestade geram uma constante erosão dos estratos subjacentes e a formação de um padrão *pinch and swell*. Essas camadas encontram-se amalgamadas, sem a presença de recobrimento de argila. Cheel & Leckie (1993) caracterizam sequências amalgamadas pela ausência de pelitos. Portanto essa associação teria sido depositada sob condições de fluxo combinado, predominantemente oscilatório, por ação de ondas de tempestades as quais retrabalharam continuamente os sedimentos em ambiente raso e agitado, não possibilitando a deposição de pelitos (Dumas & Arnott 2006).

O contato entre a AF1 e a AF2 é discordante, portanto, interpreta-se que esteja associado ao terceiro conjunto de parasequências proposto por Góes (1995) relacionada a uma transgressão, onde ocorre o abandono e afogamento deltaico e um retrabalhamento marinho para essa sucessão.

4.1.4 AF3 – Fluvial entrelaçado (Formação Piauí)

A associação fluvial entrelaçado da Formação Piauí é descrita a partir da individualização de 3 elementos arquiteturais: (i) preenchimento de canais lateral e verticalmente amalgamados (EA1); (ii) preenchimento de canais não amalgamados (EA2); e (iii) depósitos de *overbank* (EA3).

4.1.4.1 Preenchimento de canais lateral e verticalmente amalgamados (EA1)

Descrição

Elementos arquiteturais de preenchimento de canais amalgamados ocorrem exclusivamente nas bordas sul e oeste da bacia (figura 8 e 9). Compreende, na base, a fácies conglomerado maciço (C) que passa gradualmente para a fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa) e no topo ocorre a fácies arenito com estratificação plano paralela (Ap) onde essas fácies formam ciclos granodecrescentes de até 2 metros. Comumente esse ciclo não está completo, é terminado pela erosão e incisão de uma nova unidade de preenchimento de canal sobrejacente, onde apresenta até 1 metro de incisão no ciclo subjacente (figura 10 I).

O conglomerado maciço, do tipo extraformacional, apresenta clastos de variados tamanhos, chegando até 30 centímetros e composição variada (quartzo, siltito e arenito) (figura 10 IV e 11 B). Os *sets* de estratificação cruzada acanalada, em geral, não ultrapassam

1,5 m, exibem *cosets* de até 5m de espessura (figura 10 II e III). Estruturas de sobrecarga em chama, *rip-up clasts*, *curled mud flakes* e diques clásticos de arenitos são frequentes (figura 11 C e D). Os diques clásticos presentes nas rochas do perfil 4 apresentam-se subverticais e com medida em torno de $70^{\circ}\text{Az}/54^{\circ}\text{SE}$, onde era possível indicar certo deslocamento, conforme figura 11 A. Esses diques por vezes estavam isolados em apenas um *set* e por vezes apresentavam-se cortando vários *sets* de uma vez.

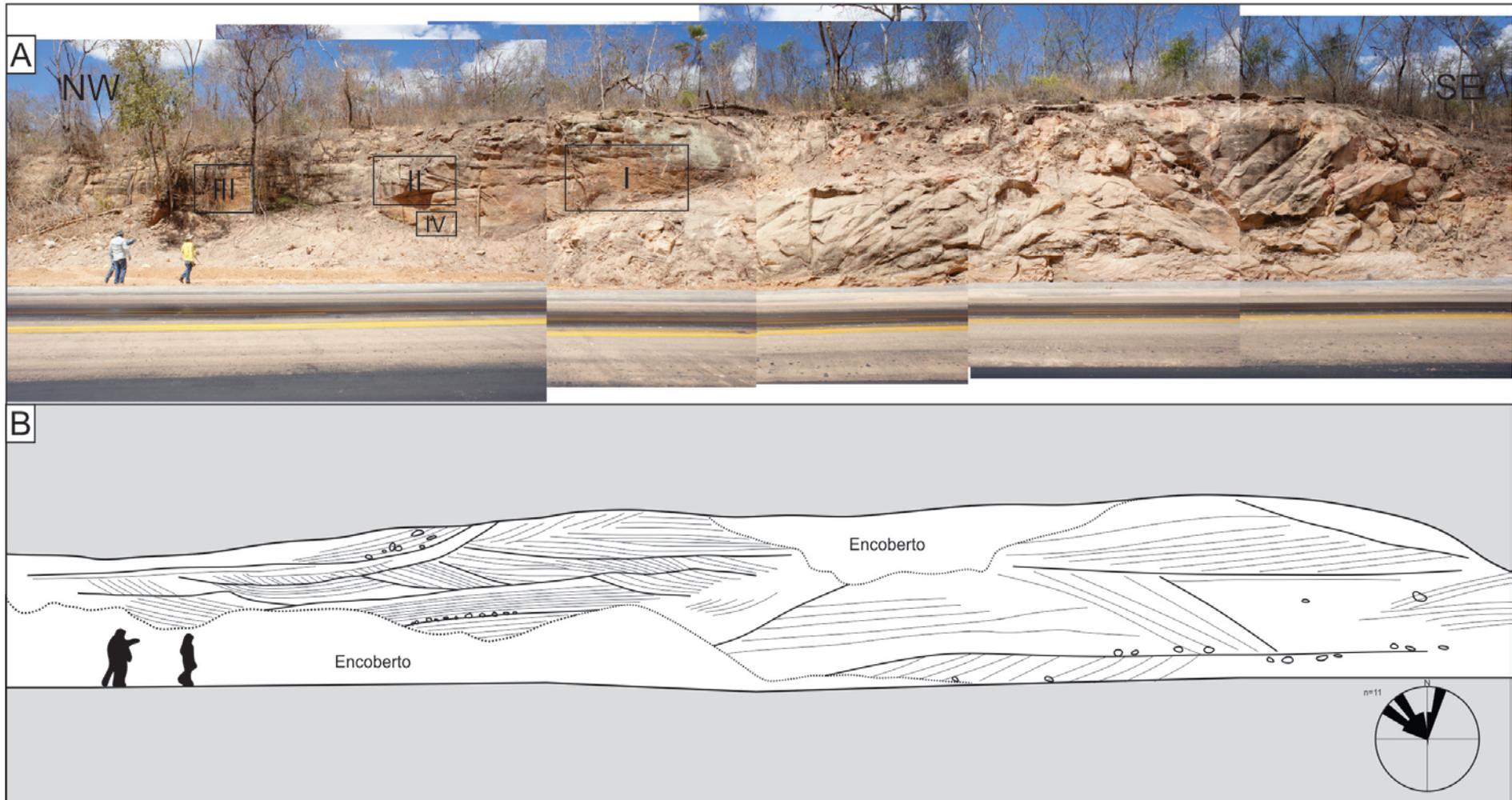


Figura 8 - Seção panorâmica do afloramento na porção sul da Bacia do Parnaíba. A) Afloramento beira de estrada, de 60 metros de extensão lateral. Detalhes são observados na figura 10. B) Desenho das principais superfícies mostrando o padrão amalgamado dos elementos arquiteturais dos canais fluviais. (Coordenadas: Zona 23 S, 528463 (x) 8948741 (y))

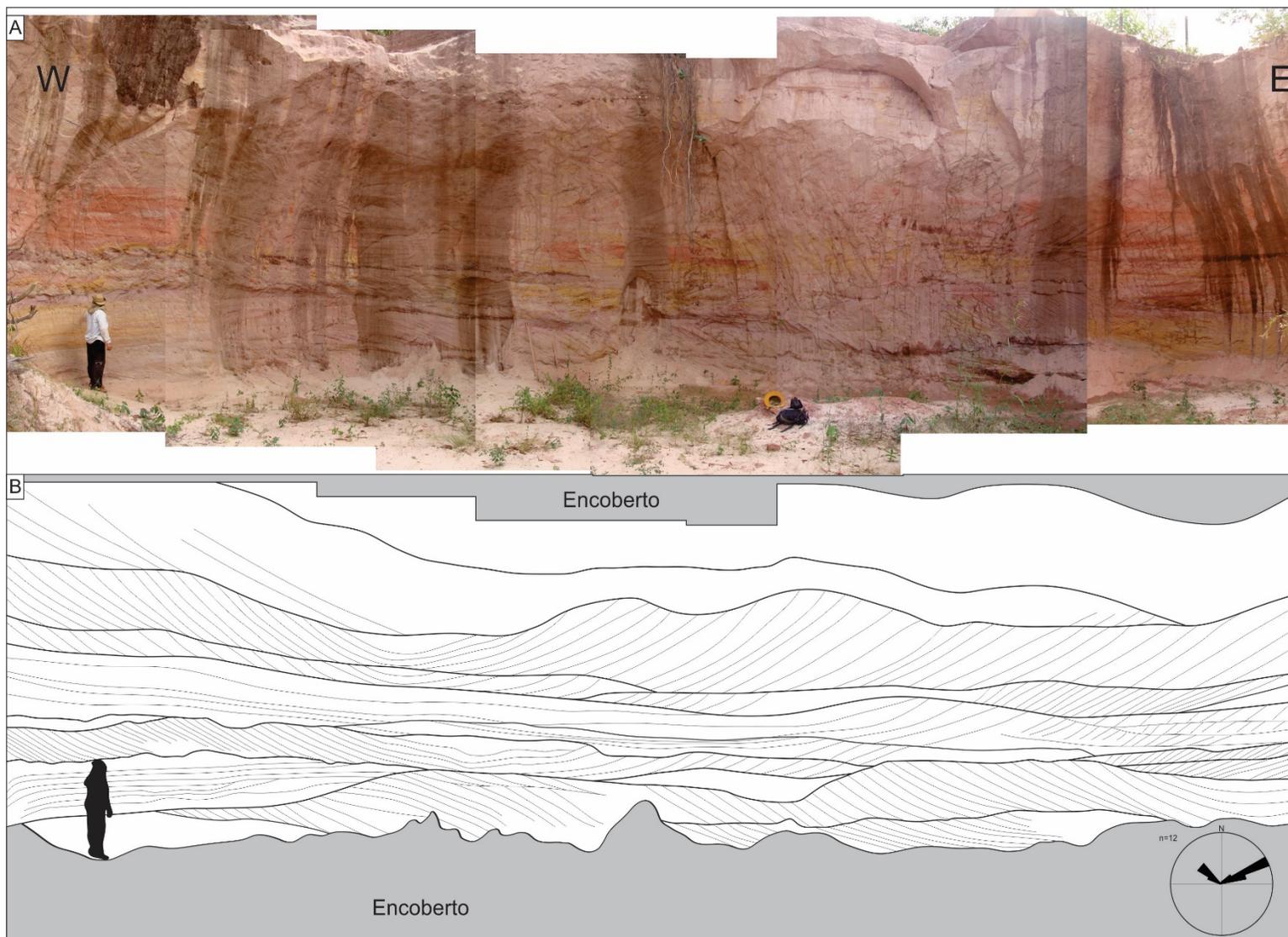


Figura 9 - Seção panorâmica do afloramento na porção oeste da Bacia do Parnaíba. A) Afloramento de 25 metros de extensão lateral composto predominantemente pela fácies Aa B) Desenho das principais superfícies mostrando o padrão amalgamado dos elementos arquiteturais dos canais fluviais. (Coordenadas: Zona 22 S, 780375 (x) 9127973 (y))

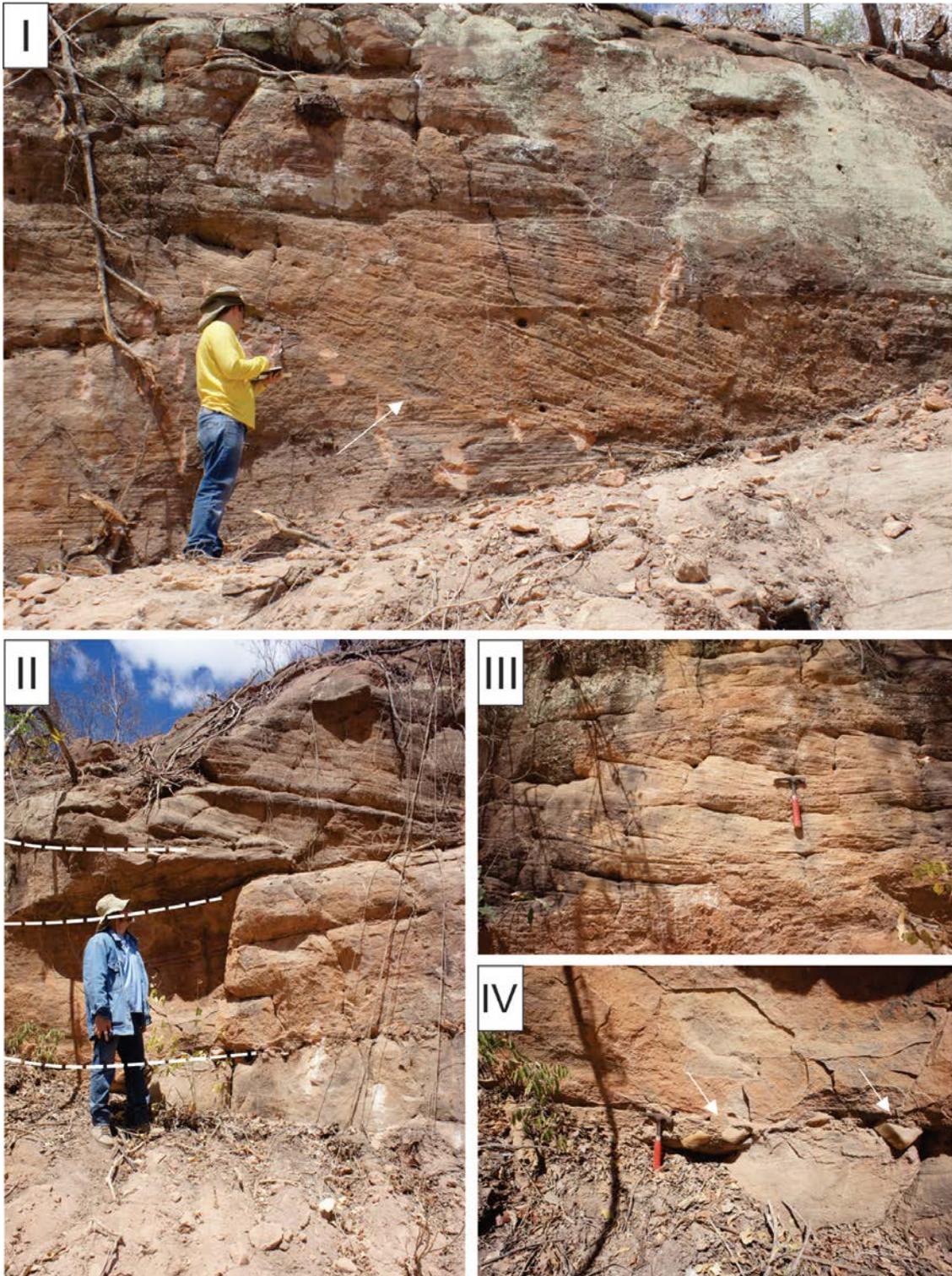


Figura 10 - Características faciológicas das fácies da AF3 na borda sul. I) Topo de um ciclo de canais, sendo erodido (seta branca) por um novo ciclo fluvial canalizado, típico de elementos arquiteturais de canais amalgamados. II e III) *Cosets* da fácies Aa chegando a até 5 metros de espessura. Linhas brancas evidenciam as superfícies limitantes. IV) *Lag* conglomerático com clastos de quartzo de até 30 cm de diâmetro.

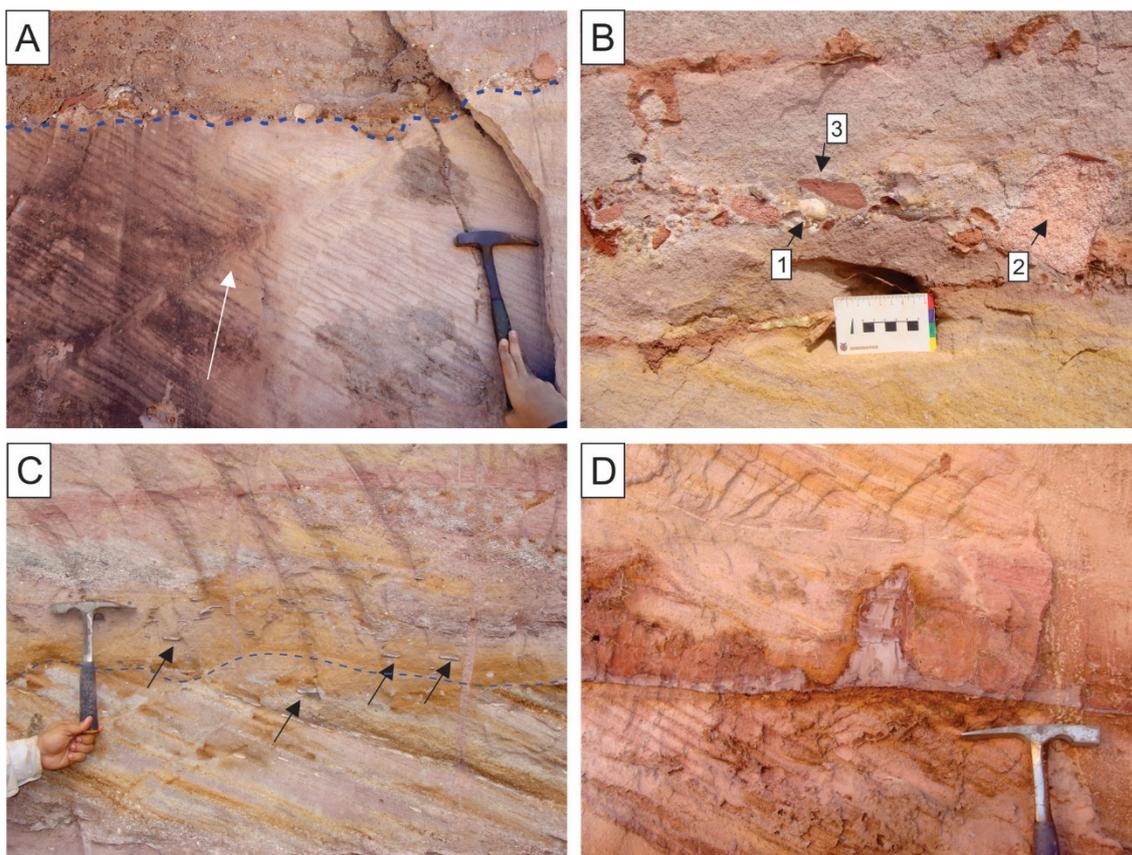


Figura 11 - Características faciológicas das fácies de preenchimento de canais amalgamados na borda oeste. A) Dique cortando *set* da fácies Aa (seta branca). Tracejado indica a base erosiva do *set* superior com *lag* conglomerático na base. B) *Lag* conglomerático com diversos tipos de clastos. 1- quartzito; 2 - arenito; 3 - siltito. C) *Rip-up clasts* e *curled mud flakes* (seta preta). Observar o contato irregular entre os *sets* da fácies Aa (tracejado azul). D) Estrutura de chama (*flame structure*) no limite de *sets* da fácies Aa.

Interpretação

Características marcantes de depósitos fluviais são os ciclos granodecrescentes, que tendem a ser mais espessos na base da sucessão (Cant & Walker 1978). Canais individuais comumente se combinam para formar um conjunto de canais quando a avulsão do rio sobrepõe corpos de canais mais antigos. Portanto, preenchimento de canais amalgamados lateralmente retrata extensos corpos de canais ativos onde predominam a erosão e avulsão dos canais (Gibling 2006). Os canais individuais registram um transporte dominado por cargas de leito (*bedload*) sob alta velocidade de descarga, evidenciado pelo predomínio de rochas arenosas e a presença de clastos do tamanho seixo e bloco. A ausência de depósitos mais finos (*overbanks*) pode ser explicada devido a amalgamação, onde uma contínua avulsão dos canais retrabalha repetidamente os depósitos anteriores, preservando assim pequenas ou nenhuma parte dos depósitos de *overbank* (Gibling 2006). Esse processo pode ser evidenciado por certas estruturas como a presença de *rip-up clasts* e *curled mud-flakes* que indicam um retrabalhamento do substrato por correntes de alta energia (Nichols 2009).

Os diques descritos, principalmente na porção oeste, podem ser associados a sobrecargas e fluidificação, devido a rápidas taxas de sedimentação, como evidenciado também por estruturas em chama presentes.

Interpreta-se, portanto, que a presença do elemento arquitetural EA1 indica que as bordas sul e oeste da bacia seriam regiões proximais a fonte, devido a alta avulsão e conectividade dos canais, além da ausência de depósitos de *overbank* (Cain & Mountney 2009).

4.1.4.2 Preenchimento de canal não amalgamado

Descrição

O EA2 ocorre em vários perfis ao longo da borda leste da bacia. Ocorre mais restritamente, também, próximo às ocorrências eólicas da Formação Piauí. Na base da sucessão ocorrem fácies semelhantes a EA1: conglomerado maciço (C2); arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa2) e arenito com estratificação plano paralela (Ap2) (figura 14 C), formando ciclos granodecrescentes. No topo ocorrem fácies específicas desse elemento arquitetural: arenito com estratificação cruzada tabular (At); arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As) e arenito com estratificação cruzada tangencial (Atg). Na borda leste, o EA2 é extenso lateralmente, com geometria tabular e, por vezes, quando está em contato com o EA3 se apresenta na forma de lençol (*sheet-like bodies*), chegando a até 300 metros de comprimento em algumas seções (figura 12 e 13). Nos perfis mais a norte da bacia, a associação com o EA3, por vezes apresenta um contato erosivo sobrejacente aos depósitos do elemento arquitetural de *overbank*.

A fácies Aa1 ocorre na base dos perfis, apresentando clastos de argila (de até 2 cm), quartzos (até 5 cm) e arenitos (até 10 cm) dispersos (figura 14 B e D). Esses clastos estão presentes principalmente na base dos *sets*. Essas fácies formam *cosets* de até 7 metros de espessura. O contato inferior da associação AF3 na borda leste, através do EA2, se dá de modo discordante e erosivo com depósitos da AF1 e AF2 da Formação Poti (figura 14 A), em diferentes cotas: 232 metros, 179 metros e 158 metros.

Interpretação

Elementos arquiteturais de preenchimento de canais não amalgamados e corpos de arenitos em lençol (*sheet-like bodies*), estão relacionados ao fluxo que se espalha em diversas direções a partir de águas não canalizadas sobre uma planície de inundação, que provavelmente surge de uma ruptura da margem do canal principal (Cain & Mountney 2009).

A alternância de sedimentos do tamanho areia (EA2) e silte do EA3 sugere uma alternância na carga do sedimento, interpretado como carga mista (*mixed load*). Variações na carga do sedimento são comumente consequência da variação da descarga. Sistemas fluviais que mostram significativas variações na descarga são comumente caracterizados como entrelaçados (*braided*) (Miall 1978, Storz-Peretz *et al.* 2016).

Variações em estruturas de regime de fluxo superior e regime de fluxo inferior, como estratificações cruzadas acanaladas e laminações cruzada cavalgante da (EA3), revelam uma ciclicidade, que geralmente se mostra incompleta, devido à instalação e erosão de novos canais (Cain & Mountney 2009). Fácies como Atg e At são desenvolvidas em épocas de menor descarga de fluxo, onde o nível da água está mais baixo e as formas maiores param de migrar. Podem ser formados no limite inferior de canais rasos, principalmente em lençóis de inundação pouco confinados (Picard & High 1987, Ribeiro 2000). Os *sets* pouco espessos, de até 2 metros, indicam que eram canais entrelaçados pouco profundos.

4.1.4.3 Depósitos de *overbank* (EA3)

Descrição

O EA3 ocorre mais bem preservado em perfis perto do município de São João dos Patos (MA). É constituído das fácies siltito maciço (Sm), siltito/arenito com laminação plano-paralela (SAp) e siltito/arenito com laminação cruzada cavalgante (SAc). Estão associados ao EA2, onde ocorre como camadas tabulares de grande extensão lateral, de até 200 metros e espessura de até 2 metros (figura 12). Por vezes, ocorrem incisões da fácies Aa2, de até 50 centímetros, que podem gerar *pinch-outs*. Em alguns perfis, na borda leste, a preservação deste elemento arquitetural é raro, devido a natureza erosiva dos elementos arquiteturais EA1 e EA2.

Interpretação

Depósitos de *overbank* se diferenciam dos depósitos de canais fluviais devido a natureza mais fina dos grãos, além de estruturas geradas por regime de fluxo menor que as do EA2. A sedimentação nesses depósitos é resultante da não canalização do fluxo, onde a descarga de sedimentos excede a capacidade total dos bancos dos canais. Nesses eventos, a alta velocidade do fluxo e a consequente perda de energia após romper os bancos, geram uma deposição generalizada na planície aluvial (Bridge 2003). As fácies SAp e SAc refletem um transporte de carga de leito sob condições de regime de fluxo inferior, enquanto a fácies Sm representa a deposição por carga em suspensão (*suspended load*) ao passo que se perde energia.

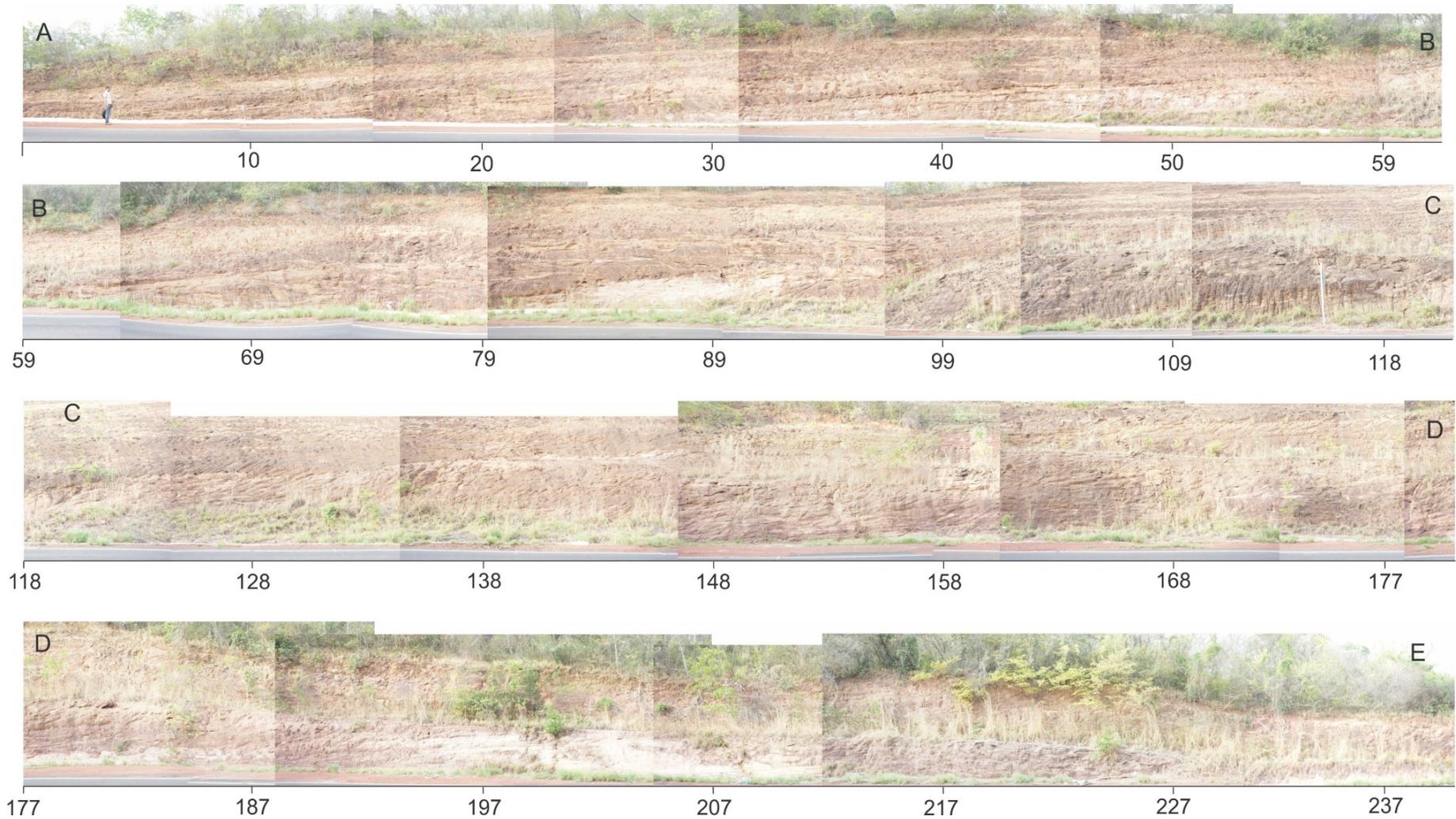


Figura 12 - Seção panorâmica do EA2 e EA3 em afloramento na porção leste da Bacia do Parnaíba. Afloramento com 300 metros de extensão mostrando uma geometria mais tabular dos corpos de arenitos.

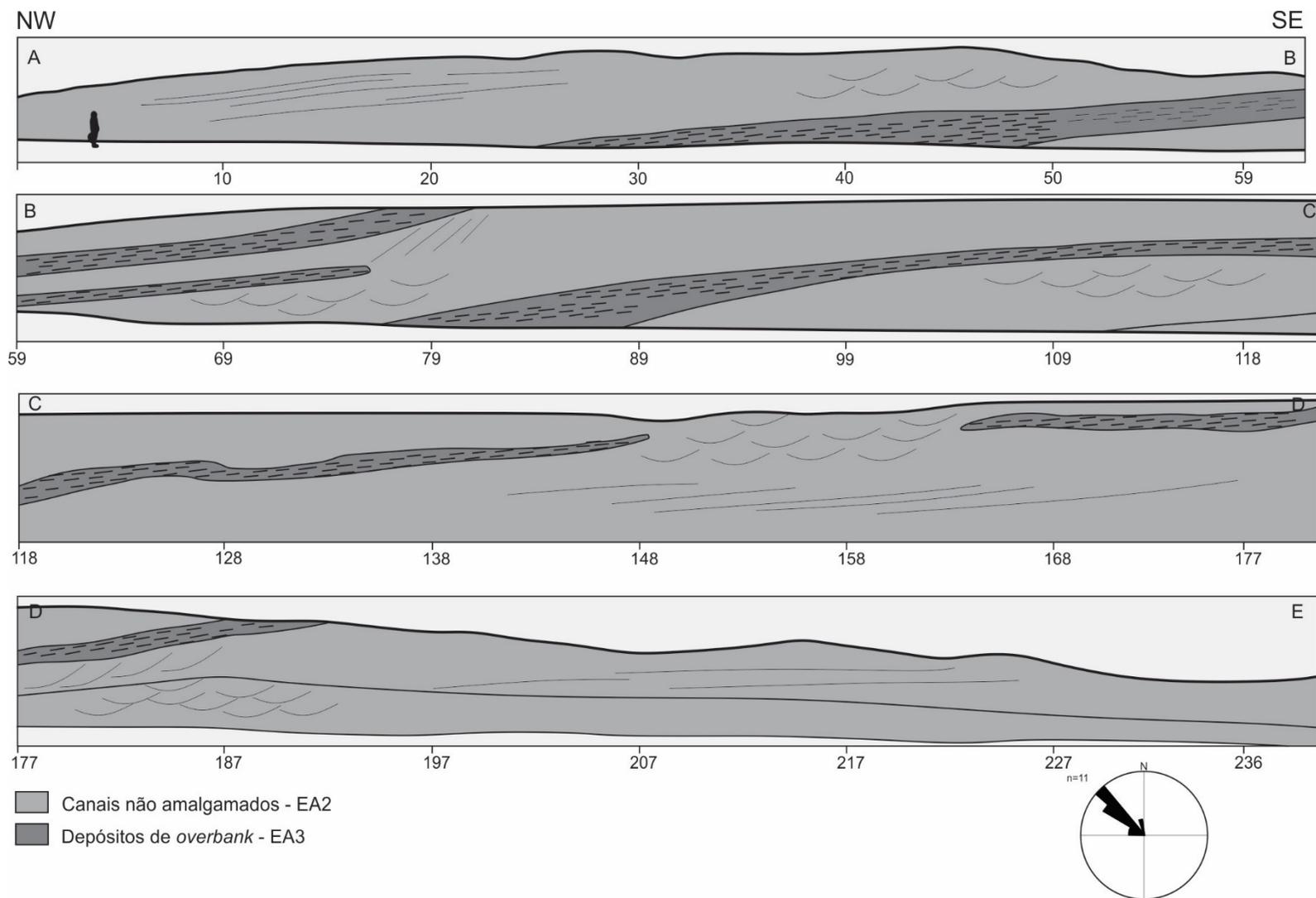


Figura 13 - Desenho das principais superfícies e estruturas dos elementos arquiteturais EA2 e EA3 da figura 12.

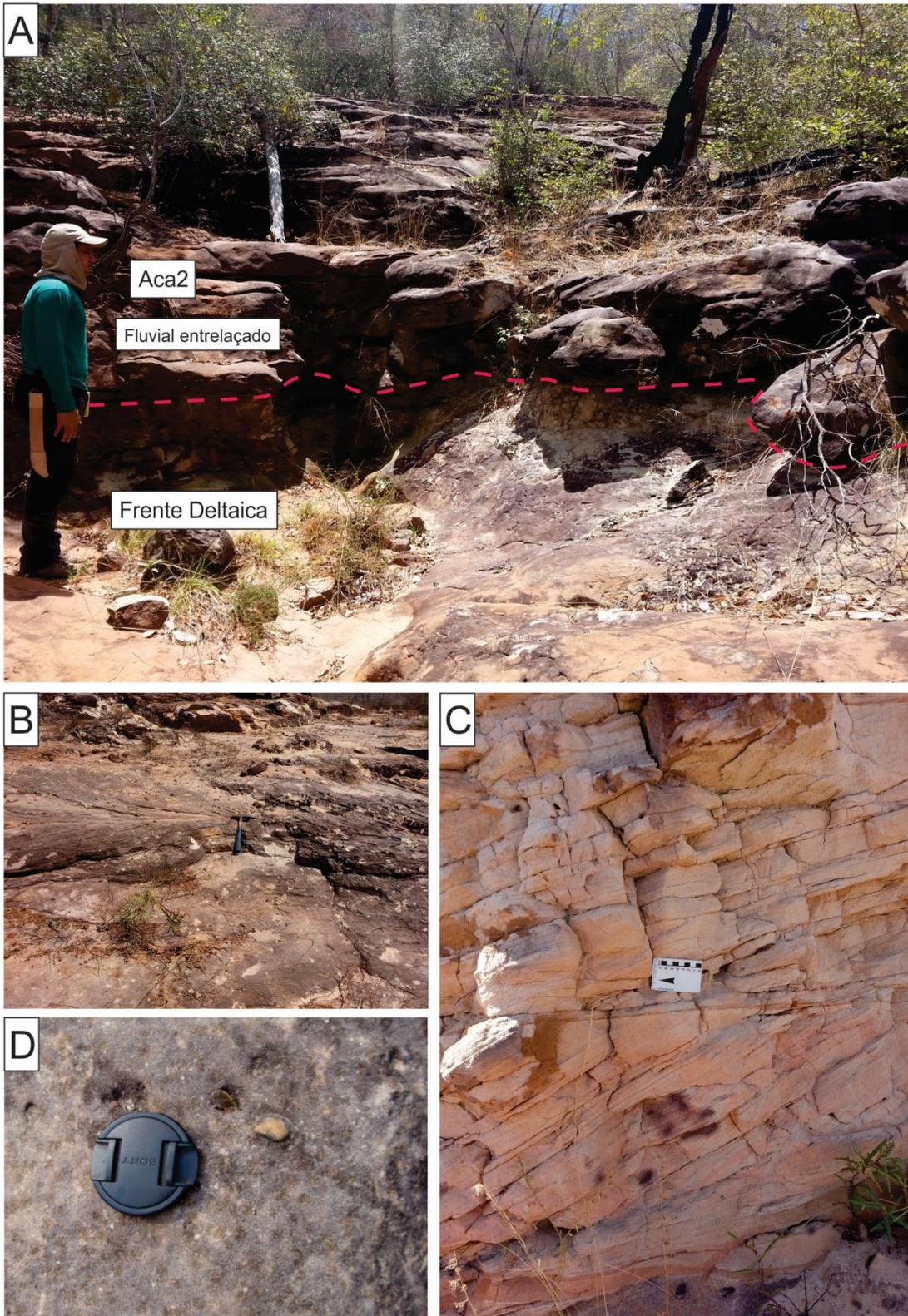


Figura 14 - Características faciológicas das fácies do EA2 e EA3 na borda leste da Bacia do Parnaíba. A) Contato (linha vermelha) entre as formações Poti (frente deltaica) e Piauí (fluvial canalizado). B) Vista em planta da fácies Aa2 na borda leste. C) Detalhe dos *sets* da fácies Aa2, do EA2, apresentando contato mais regular quando comparado com os *sets* do EA1. D) Clasto de quartzo de 3 cm esparsos na fácies Aa2.

4.2 PETROGRAFIA

Ao longo dos 7 perfis estudados houve a possibilidade de análise petrográfica de amostras de 4 desses perfis, resultando em 6 seções delgadas da Formação Piauí e 2 da Formação Poti.

Os arenitos descritos das formações Poti e Piauí são caracterizados segundo a nomenclatura adotada por Folk (1974) e foram classificados como subarcóseos e quartzarenitos distribuídos em depósitos de frente deltaica (Poti) e fluvial entrelaçado (Piauí). As amostras que apresentaram mais de 15% de matriz na contagem modal foram classificadas também segundo a classificação de Pettijohn (1975) e foram classificadas como grauvasca feldspática e grauvasca quartzosa (figura 15).

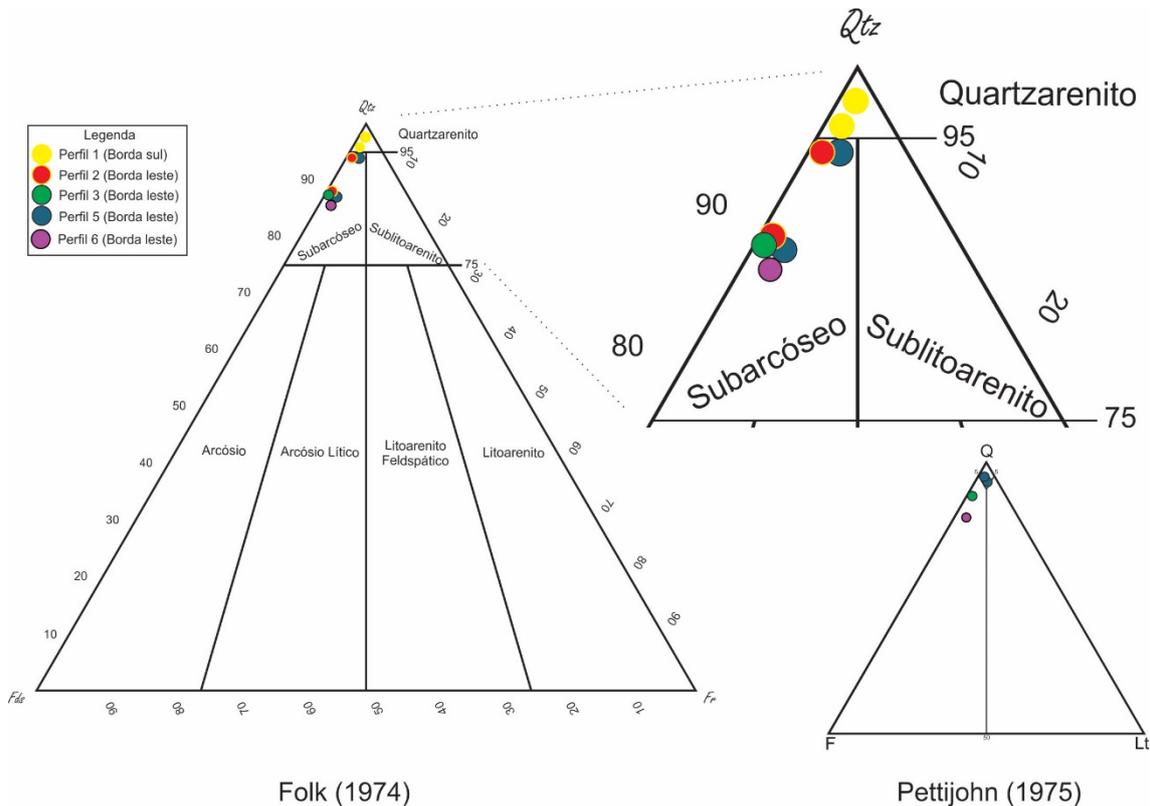


Figura 15 - Diagramas de Folk (1974) e Pettijohn (1975) com as amostras plotadas a partir da contagem modal de 300 grãos em cada amostra. Amostras foram classificadas como quartzarenitos e subarcóseos e as amostras que apresentaram mais de 15% de matriz, foram também classificadas como grauvasca feldspática e grauvasca quartzosa.

Formação Poti

Foram analisadas 2 seções delgadas da Formação Poti, dentro da associação de frente deltaica. Consiste de um subarcóseo (P2-a) e um siltito (P1-a).

O subarcóseo da Formação Poti apresenta grãos subangulosos a subarredondados, bem selecionado e granulometria areia fina (figura 16 A e B). Tem como principal constituinte

mineralógico o quartzo monocristalino com extinção ondulante fraca, chegando a 57% da contagem modal. Apresenta feldspatos (plagioclásio e microclina) por vezes alterados para argilominerais e por vezes sem alteração (figura 16 C e D). Pseudomatriz é notável entre os constituintes do arcabouço. A matriz é o segundo constituinte mais abundante (24,7%) e se apresenta em forma de cutículas de argila e agregados densos. Em menores quantidades há *cherts*, óxido de ferro, mica diagenética e poros intergranulares (figura 16 E). Há ainda a ocorrência de resquícios de uma cimentação carbonática, que se mostra quase que totalmente dissolvida. Os principais contatos são os pontuais e os retos e apresenta empacotamento normal (51 no índice de Kahn 1956).

O pelito apresenta alguns grãos de quartzo de areia muito fina (30%), porém o mais abundante são grãos do tamanho silte (70%). Os grãos apresentam-se orientados e formam laminações cruzadas (figura 16 F). No siltito há expressiva quantidade de cimento de óxido de ferro.

Diagênese

A diagênese das rochas da associação de fácies de frente deltaica da Formação Poti é iniciada pela infiltração mecânica de argila na eodiagênese, observada pelos *coatings* de argila. Em seguida ocorre a compactação mecânica e química, evidenciada pelos contatos retos e pontuais, grãos dúcteis deformados, pseudomatriz, grãos com borda corroída e grãos fraturados, com geração e redução de porosidade primária. Posteriormente, na mesodiagênese, há uma cimentação carbonática. A partir da compactação química, há a dissolução do cimento carbonático e de alguns grãos de feldspato. Os grãos de feldspatos são parcialmente substituídos por argilominerais, qualquer cimentação carbonática preexistente foi dissolvida, gerando uma porosidade secundária. Por fim, há a precipitação de óxi-hidróxido de ferro, na telodiagênese.

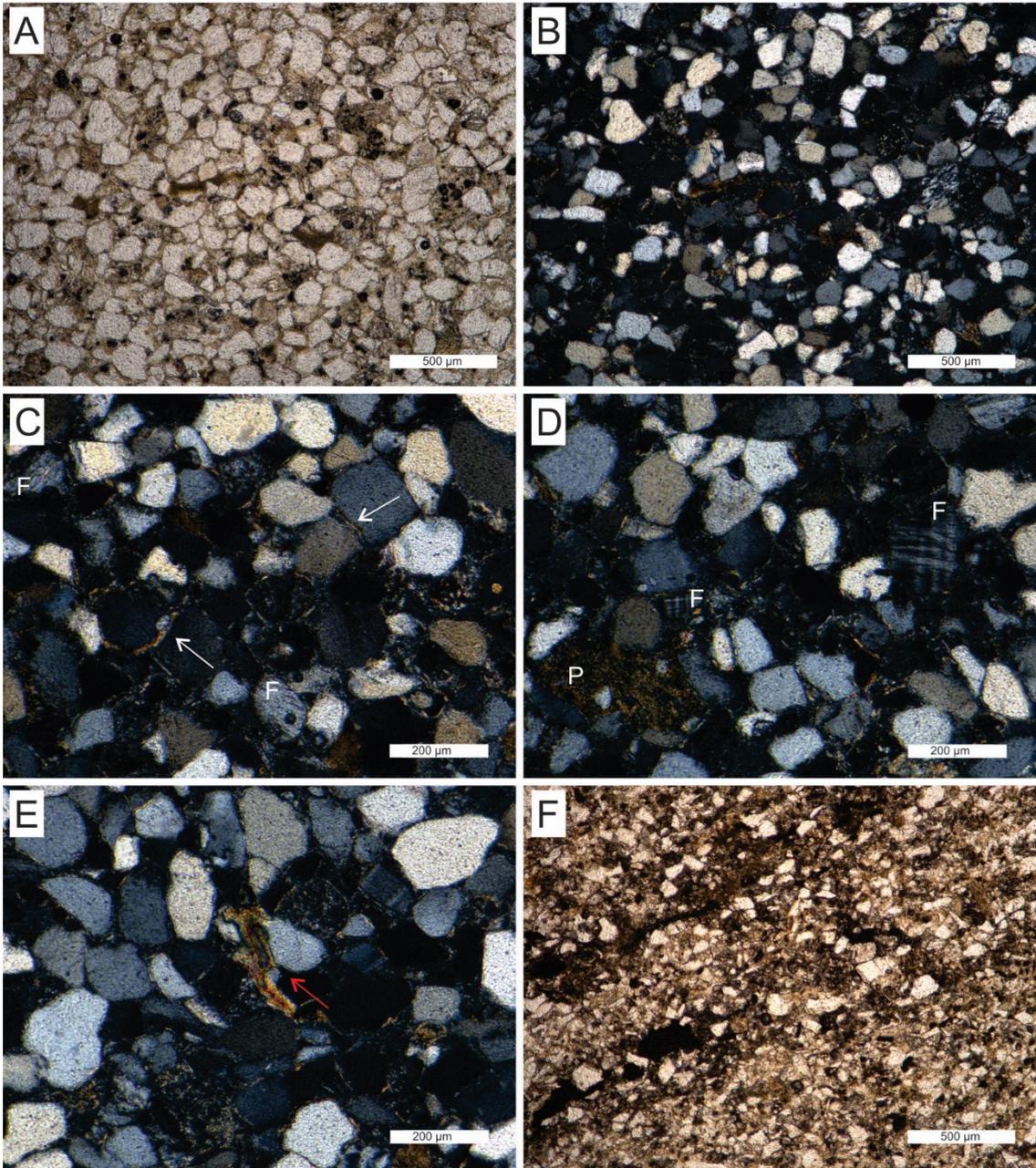


Figura 16 - Características petrográficas das rochas da Formação Poti. A) Visão geral da lâmina em luz natural. B) Mesma visão geral de A, sob nicóis cruzados. C) Destaque para os *coatings* de argila envolvendo grãos de quartzo (seta branca) e feldspato moderadamente preservado (F). D) Plagioclásio parcialmente alterado (P) e microclina bem preservada mostrando a macla polissintética característica. E) Óxido-hidróxido de ferro e mica diagenética estão presentes em menores quantidades. F) Visão geral da rocha pelítica evidenciando a laminação cruzada.

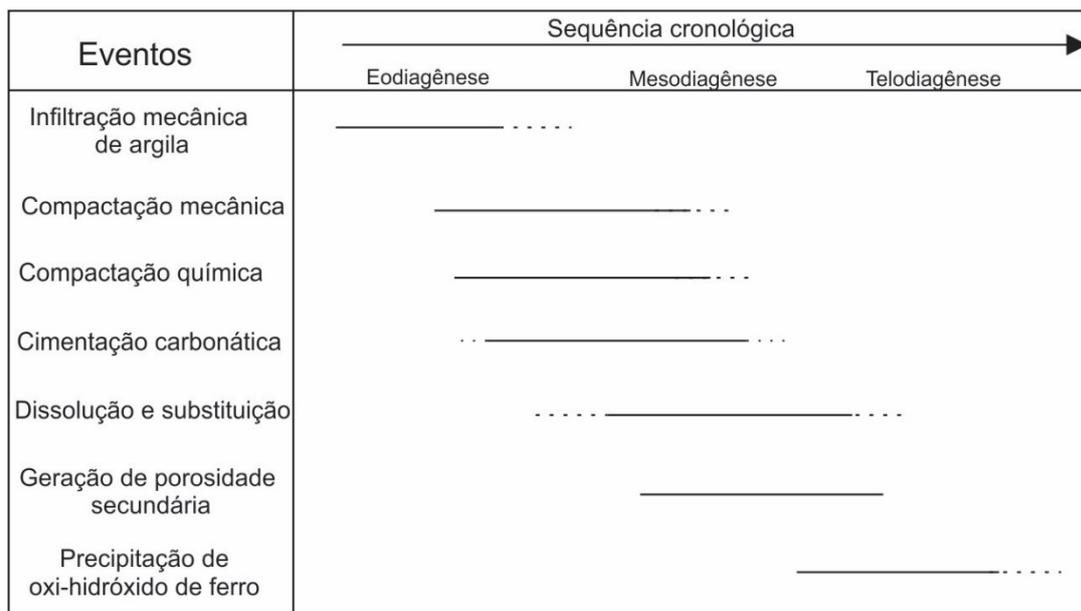


Figura 17 - Sequência cronológica de eventos diagenéticos para os arenitos da Formação Poti.

Formação Piauí

Os arenitos da Formação Piauí apresentam, em geral, granulometria areia fina a média, moderadamente a bem selecionados, subangulosos a subarredondados. O arcabouço mineralógico é composto basicamente de quartzo monocristalino que, na maioria das vezes, ultrapassa os 90% da contagem modal da composição mineralógica (tabela 2). Ocorre ainda de 10-22% de matriz diagenética, onde os valores mais altos estão no fluvial entrelaçado distal. Em menores quantidades no constituinte do arcabouço, ocorrem quartzos policristalinos, fragmentos de rochas, óxido de ferro, porosidade intergranular e feldspatos, nos subarcóseos.

Tabela 2- Proporção dos constituintes do arcabouço dos arenitos das formações Poti e Piauí. (Qm – Quartzo monocristalino. Qp – Quartzo policristalino. Fds – Feldspatos. Frs – Fragmento de rocha sedimentar. Frm – Fragmento de rocha metamórfica. Ch – Chert. Mtz – Matriz. Cs – Cimento de sílica. OFe – Oxi-hidróxido de ferro. Mc – Micas. Po – Poros. A- Argilominerais. Psm – Pseudomatriz.). As amostras que apresentam mais de 15% de matriz também foram classificadas segundo a classificação de Pettijohn (1975), na figura 15.

Amostra	Qm	Qp	Fds	Frs	Frm	Ch	Mtz	Cs	OFe	Mc	Po	A	Psm	Classificação
MA-01	68,2	4,5	-	0,3	1,0	0,3	14,3	-	-	0,3	10,1	-	1,0	Quartzarenito
MA-02	62,9	0,6	-	-	1	-	9,4	-	12,9	0,6	10,0	1,9	0,6	Quartzarenito
FA-01a	66,0	1,4	3,8	-	-	-	7,9	0,3	1,0	-	14,4	0,7	4,5	Subarcóseo
FA-01b	66,0	1,6	4,1	-	-	0,3	12,7	1,6	-	-	7,6	5,1	1,0	Subarcóseo
P1-b	59,0	1,3	6,1	-	-	-	17,7	0,3	-	1,3	9,4	1,9	2,9	Subarcóseo
P2-a	61,3	0,6	2,8	-	-	1,3	21,9	-	1,9	0,6	2,2	5,0	2,5	Subarcóseo
P2-c	62,8	2,2	2,5	-	0,9	-	21,7	1,2	-	-	6,5	0,6	1,5	Subarcóseo
P3-a	58,6	3,0	8,7	-	0,6	0,6	16,2	0,6	0,6	0,3	5,7	3,0	2,1	Subarcóseo
P3-b	62,6	1,8	6,8	-	0,6	0,3	12,8	1,2	0,6	-	8,0	3,9	1,5	Subarcóseo

Quartzo-arenito

Os quartzo-arenitos ocorrem na associação de fluvial entrelaçado proximal (MA-01 e

MA-02) onde variam desde areia muito fina até areia muito grossa (figura 18 A). Apresentam um arcabouço normal a frouxo, moderadamente selecionados e predominantemente subarredondados. Os principais constituintes do arcabouço são o quartzo monocristalino, com extinção ondulante fraca, e a matriz diagenética. Os quartzos, por vezes, apresentam fraturas cicatrizadas (*healed fractures*) e bordas corroídas (figura 18 A). Feldspatos são raros na rocha, quando estão presentes, apresentam-se bastante alterados, por vezes, totalmente dissolvidos formando poros móldicos (figura 18 B). Outro componente que está bastante presente é a porosidade, chegando até 10% da contagem modal, com predominância dos contatos retos e pontuais, caracterizando um empacotamento normal e, por vezes, frouxo. É possível observar alguns fragmentos de rochas (metamórfica e sedimentar), por vezes esmagados ou parcialmente alterados (figura 18 C)

A matriz apresenta-se de 3 formas de texturas: em meniscos, onde a matriz apresenta pontes lamelares orientadas perpendicularmente aos grãos, gerados por meniscos de água entre os grãos na zona vadosa (figura 18 D); em forma de cutículas, onde os grãos estão envoltos por películas de argila de espessura heterogênea; e por fim, em agregados compactos, formada pelas argilas intersticiais. Essas características indicam que esta é uma matriz deposicional, formada através de processos de infiltração mecânica de argila. De acordo com De Ros (1998), estas texturas são comumente encontradas em argilas de zona vadosa. Quando as argilas intersticiais são desidratadas, geram porosidade entre os grãos, formando os poros intergranulares encontrados.

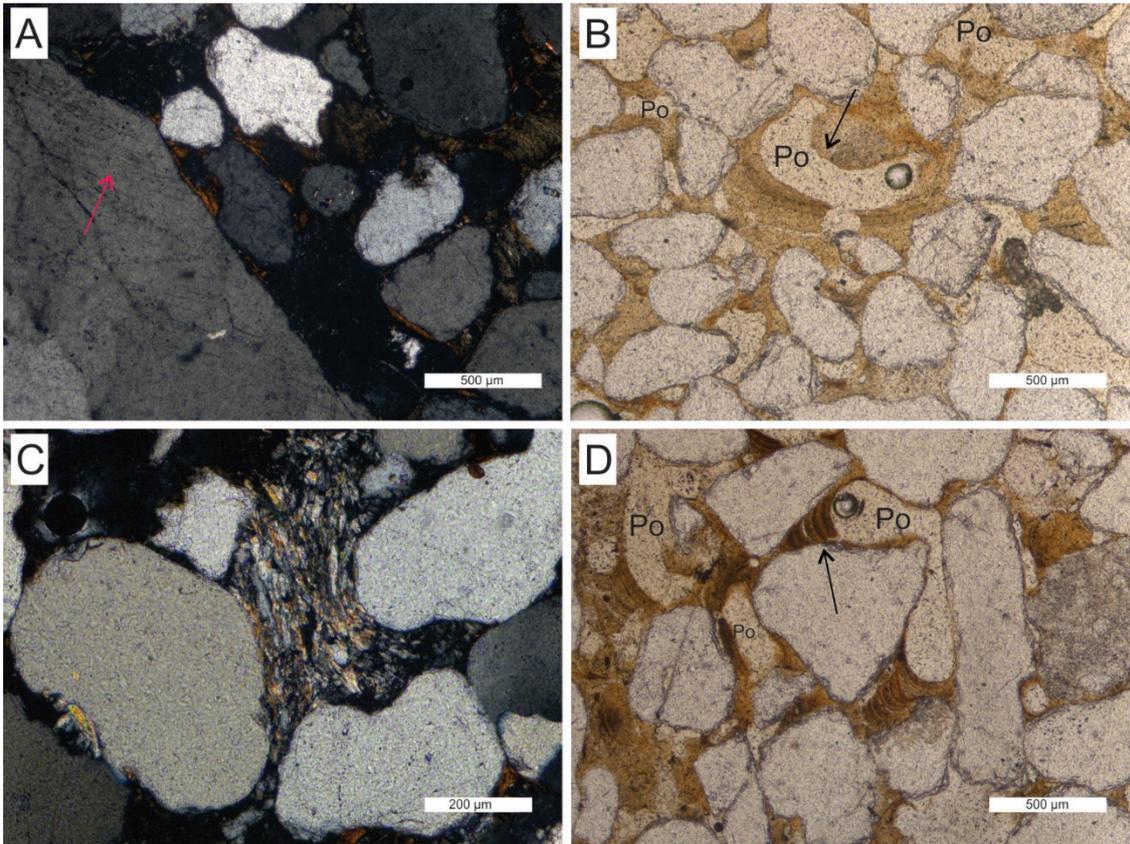


Figura 18 - Características petrográficas dos quartzo-arenitos da Formação Piauí. A) Diferença granulométrica evidenciando a má seleção das rochas do sistema fluvial. Observam-se fraturas cicatrizadas nos grãos de quartzo de maior granulometria (seta vermelha) e bordas corroídas. B) Poro móldico formado a partir da dissolução dos feldspatos (seta preta). Poros indicados pela sigla (Po). C) Fragmento de rocha metamórfica esmagado por grãos de quartzo. E) Matriz com textura do tipo menisco (seta preta).

Subarcóseo e grauvacas

Os subarcóseos e grauvacas, dentro da associação de fluvial entrelaçado, estão presentes exclusivamente na parte mais distal desse ambiente (FA-01a, FA-01b, P1-B e P2-C). Apresentam granulometria variando de fina a média, predominantemente subanguloso com empacotamento normal e bem selecionado (figura 19 A). Possuem de 12-22% de matriz diagenética, que apresenta textura maciça e em cutículas (figura 19 B e C). O quartzo monocristalino (Qm) predomina na rocha (52-65% na contagem modal) apresentando por vezes sobrecrecimento sintaxial (figura 19 D). Os feldspatos (principalmente plagioclásio) somados chegam a 13% e por vezes apresentam-se bastante alterados para argilominerais. Em alguns casos, é possível a identificação de maclas nos feldspato. Fragmentos de rochas são raros. Algumas feições importantes são notadas, como corrosão de alguns grãos de quartzo e contatos suturados. Porosidade móldica e intergranular também estão presente e os contatos mais abundantes são os retos e pontuais caracterizando assim um empacotamento normal para essas rochas.

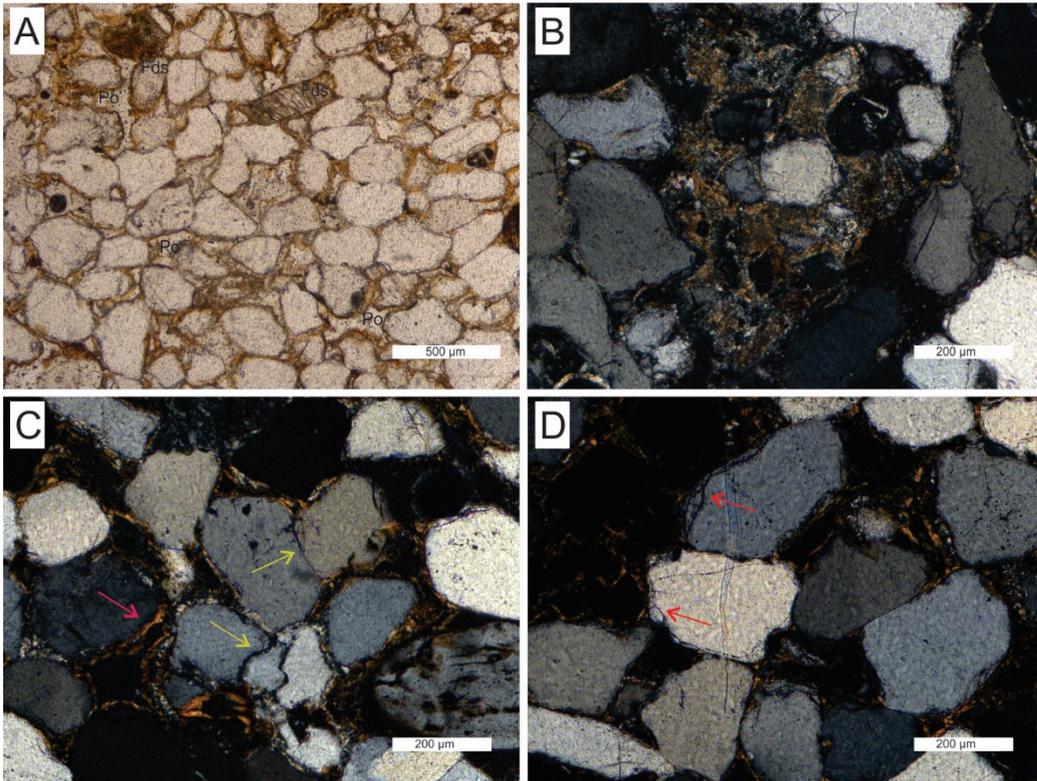


Figura 19 - Características petrográficas dos subarcóseos e grauvascas da Formação Piauí. A) Visão geral dos arenitos da borda leste mostrando os constituintes do arcabouço como quartzos e feldspatos (F), além de poros (Po). B) Matriz na forma de agregado denso. C) Cutículas de argila (seta amarela) envolvendo os grãos de quartzo. D) Quando as cutículas estão ausentes ocorre sobrecrecimento de quartzo (seta vermelha).

Diagênese dos arenitos da Formação Piauí

A infiltração mecânica de argila é o primeiro evento diagenético, na eodiagênese, seguido pela compactação mecânica (na mesodiagênese), que é evidenciada por alguns grãos esmagados, pseudomatriz e pelos contatos retos e pontuais que são descritos, ocorrendo então uma redução da porosidade primária. Vale ressaltar que a compactação mecânica não é efetiva o bastante para reduzir totalmente a porosidade primária. Há ainda a geração de porosidade secundária, a partir da desidratação das argilas intersticiais. Percolação de fluidos, na mesodiagênese, ocasionou a dissolução dos grãos de feldspatos, que são observados bastante alterados nas lâminas, e precipitado óxido de ferro, que é observado em quantidades de até 12,9% da contagem modal e em grãos já totalmente substituídos ou dissolvidos, formando poros móldicos e grãos com a borda corroída. Os processos de substituição e corrosão, segundo Surdam *et al.* (1984), ocorrem devido ao equilíbrio químico de soluções intraestratais, em função das variações de pH, controlados por reações orgânicas e inorgânicas, em rochas próximas. Conseqüentemente a dissolução de grãos do arcabouço, há a geração de porosidade secundária onde esta, na telodiagênese, é atenuada pela precipitação de oxi-hidróxido de ferro.

Os passos da diagênese para a associação de fluvial entrelaçado podem ser encontrados na figura 20.

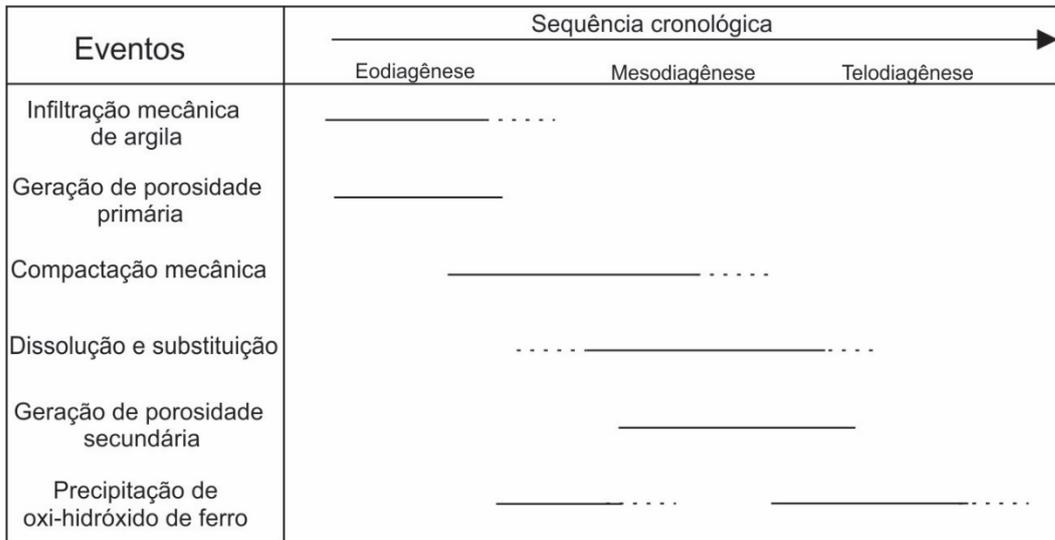


Figura 20 - Sequência cronológica de eventos diagenéticos para os arenitos da Formação Piauí.

Observa-se a grande diferença entre a diagênese das rochas da Formação Poti e da Formação Piauí, onde na Formação Poti os processos eodiagenéticos foram mais contundentes, preservando os constituintes do arcabouço, como é observado nos grãos de feldspatos que estão bem preservados quando comparados com os grãos de feldspatos da Formação Piauí. Na Formação Piauí, os grãos de feldspatos se encontram quase que totalmente alterados, isso se deve ao fato de processos mesodiagenéticos e telodiagenéticos mais efetivos, quando comparados aos processos da Formação Poti.

4.3 PROVENIÊNCIA QUANTO AO AMBIENTE TECTÔNICO

A proporção relativa de diferentes tipos de grãos de um arenito são guias para entender a gênese das rochas fontes (ambientes de proveniência) a partir do qual os sedimentos foram derivados (Dickinson *et al.* 1983, Dickinson & Suczek 1979). Entretanto, esse critério deve ser aplicado com cuidados, devido a diagênese das rochas (McBride 1985). As variações composicionais entre os arenitos terrígenos podem ser representadas em diagramas ternários, que representam o recálculo das proporções dos grãos terrígenos. Neste trabalho serão discutidos os diagramas QtFL e QmFLt do trabalho de Dickinson *et al.* (1983), onde: (1) Qt são os grãos de quartzos totais, incluindo quartzos monocristalinos (Qm), quartzos policristalinos (Qp) e cherts; (2) F são os grãos de feldspatos; (3) L são os fragmentos de rochas e (4) Lt são os fragmentos de rochas incluindo as variedades do quartzo. A partir de

então, são possíveis identificar 3 ambientes tectônicos de proveniência: Bloco continental, Arco magmático e reciclagem orogênica.

A partir do recálculo e plotagem dos dados em ambos os diagramas (figura 21), os arenitos da associação de fluvial entrelaçado da Formação Piauí são provenientes de blocos continentais e de acordo com Dickinson *et al.* (1983) areias mais quartzosas, como no caso das amostras estudadas, são derivadas de interiores de cráton estável com baixo relevo.

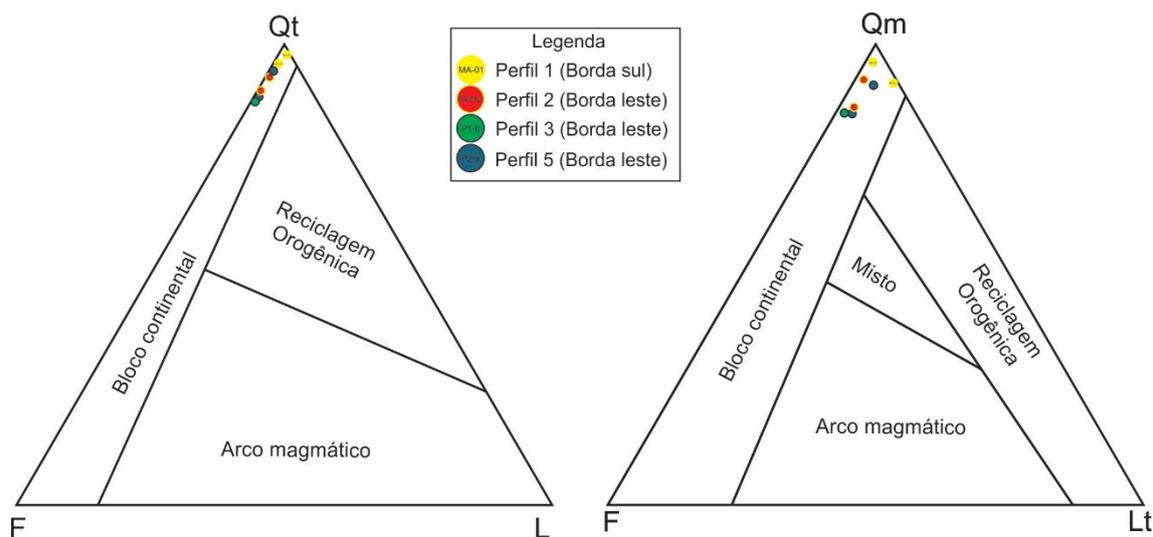


Figura 21 - Diagramas ternários de Dickinson *et al.* (1983) indicando a proveniência quanto ao ambiente tectônico dos arenitos fluviais da Formação Piauí. Qt – Quartzo total; Qm – Quartzo monocristalino; F – Feldspatos; L - Fragmento de rocha; Lt – Fragmento de rocha total.

Esses dados, integrados com dados de paleocorrente e catodoluminescência, que ainda serão abordados a seguir, irão dar uma ideia maior a cerca da proveniência desses sedimentos.

4.4 PALEOCORRENTES DO FLUVIAL ENTRELAÇADO

Os dados de paleocorrentes da associação de fluvial entrelaçado foram medidos, nesse trabalho, em 4 perfis, nas fácies Aa, com um total de 56 medidas. Esses dados mostram uma migração desse paleoambiente variando entre NE-NW nas bordas leste, oeste e sul, onde o vetor principal é para norte, como mostrado no mapa a seguir (figura 22).

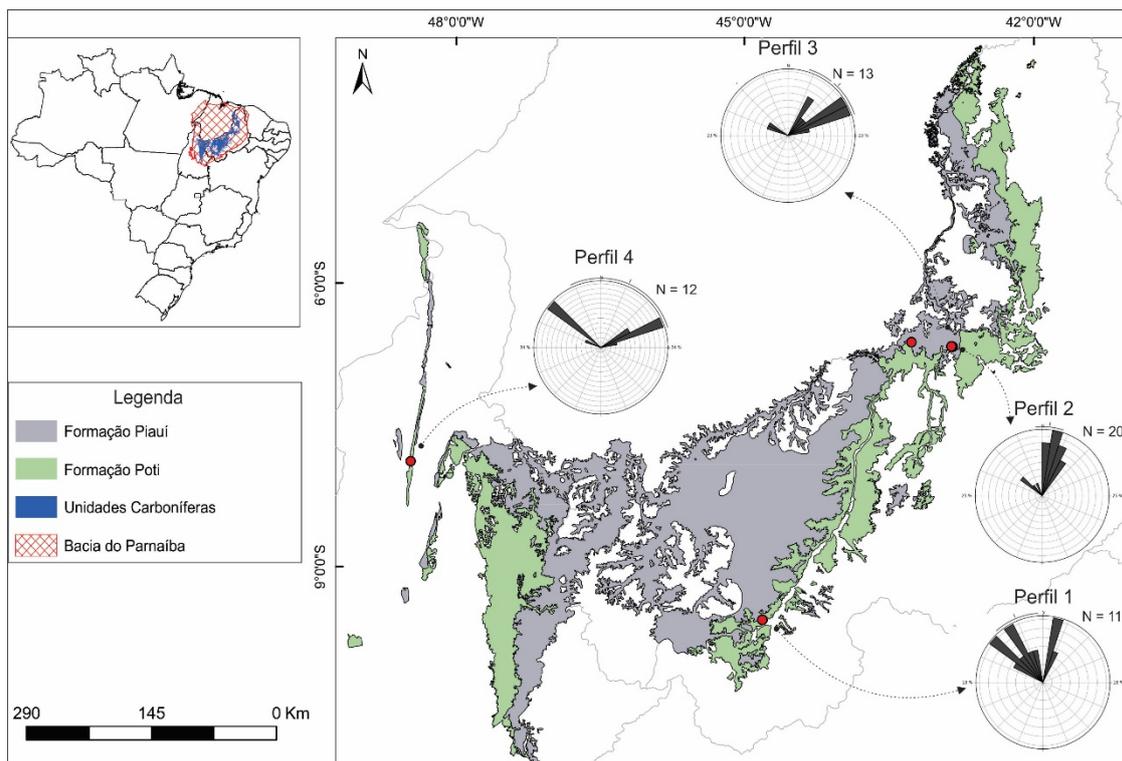


Figura 22 - Mapa das unidades carboníferas (Formação Poti e Piauí) indicando os pontos estudados e as respectivas rosetas de paleocorrentes da fácies Aa da associação de fluvial entrelaçado da Formação Piauí. Base geológica: Schobbenhaus *et al.* (1981).

Outros trabalhos presentes na literatura também apontam um mesmo vetor de migração para esse sistema fluvial. O trabalho de Ribeiro (2000), por exemplo, mostra medidas variando entre NW-NE, com as medidas se espalhando por todo o hemisfério norte. Portanto, infere-se que a origem do sistema fluvial da Formação Piauí era a sul da borda da bacia.

4.5 CATODOLUMINESCÊNCIA DO QUARTZO

Sedimentos de arenitos maduros, dominados por quartzo, normalmente passaram por significativas mudanças desde a fonte até a deposição dos sedimentos. Portanto, a petrografia nem sempre é um indicador de proveniência confiável. A catodoluminescência do quartzo depende das condições de formação do grão como temperatura, pressão e geoquímica, e não muda durante os processos de transporte e deposição, portanto podem ser usados como indicadores de proveniência (Augustsson & Bahlburg 2003, Omer 2015). Desta forma, a fim de complementar os dados de proveniência, foram analisadas seções delgadas das partes mais energéticas (figura 23 A-D) na borda sul, e menos energética (figura 23 E e F) na borda leste do fluvial entrelaçado. O resultado apontou para três cores diferentes emitidas pelos quartzos

nas rochas estudadas: azul escuro, azul claro e marrom, além de estruturas como fraturas cicatrizadas (*healed fractures*), listras escuras de baixa intensidade.

A cor marrom é a predominante com 77% na borda sul e 59% na borda leste. É indicativa de origem associada ao metamorfismo de baixa temperatura: rochas ígneas metamorfizadas, rochas metassedimentares e algumas rochas de metamorfismo de contato e regional (Oliveira *et al.* 2017, Omen 2015, Zinkernagel 1978).

Quartzos com luminescência azul escuro aparecem nas seções da borda leste com 40% da proporção e, na borda sul, com 22%. Essa coloração pode ser indicativa tanto de quartzos com fontes em rochas metamórficas de baixa temperatura quanto de rochas plutônicas (Oliveira *et al.* 2017, Oman 2015). O quartzo com luminescência azul clara, que se apresenta em quantidades pequenas (<1%), indica proveniência de rochas plutônicas félsicas (Oliveira *et al.* 2017).

As fraturas cicatrizadas (figura 23 D) se apresentam como finas linhas pretas aleatórias que apresentam CL fraca ou ausente, e são encontradas nos quartzos com CL azul clara e azul escura. As listras escuras são mais raras e apresentam-se geralmente nos quartzos que indicam fonte metamórfica de baixa temperatura.

Portanto, a partir da catodoluminescência do quartzo, pode-se indicar para os sedimentos do sistema fluvial uma maior proveniência de rochas metamórficas e rochas plutônicas, de acordo com o diagrama de Bernet e Basset (2005) (figura 24).

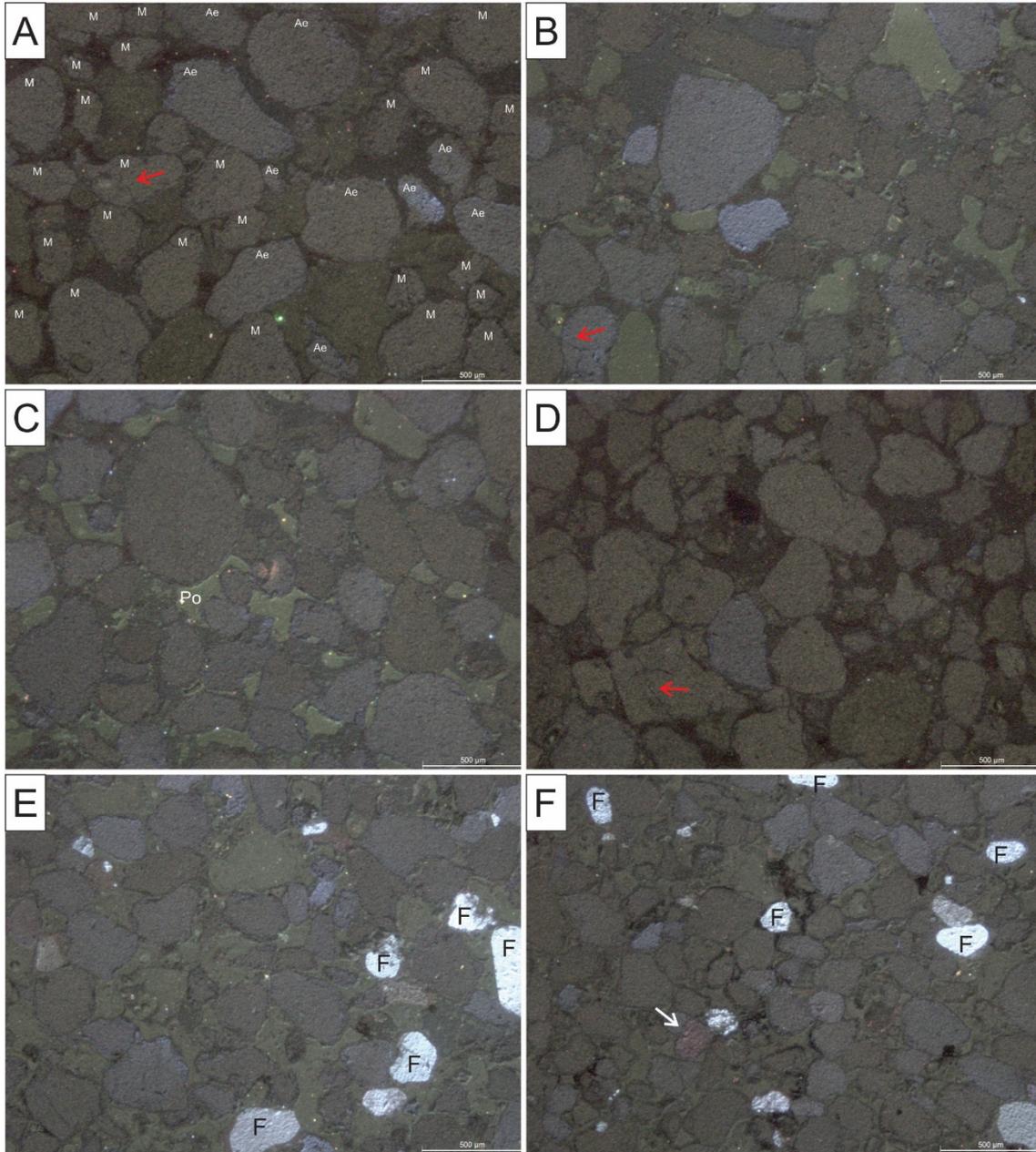


Figura 23 - Imagens de catodoluminescência dos grãos de quartzo para as rochas do sistema fluvial entrelaçado da Formação Piauí, bordas sul e leste da bacia. A-D) Grãos de quartzo da borda sul (MA-01) com emissão de cor marrom (M) que domina a área de estudo e representa fonte metamórfica além de grãos de quartzo que emitem cor azul escuro (Ae) podendo representar fontes metamórficas e plutônicas. Fraturas cicatrizadas apresentam CL ausente (seta vermelha). E-F) Grãos de quartzo da borda leste (FA-01a), apontando predominância das cores marrom e azul escuro. Feldspatos (F) emitem luz mais clara e não são estudados nesse contexto. Listas escuras representadas pela seta branca.

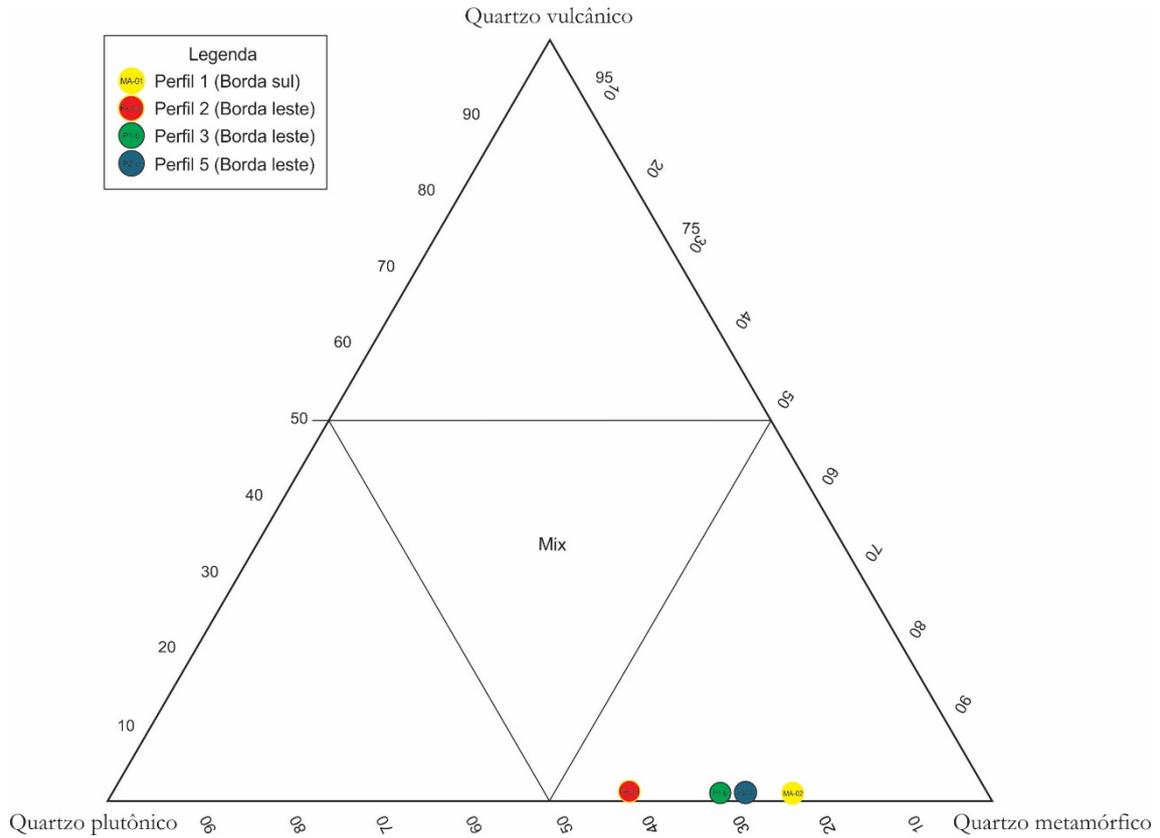


Figura 24 - Diagrama de Bernet e Basset (2005) com a plotagem das amostras a partir da contagem de 100 grãos de quartzo indicando uma fonte muito mais metamórfica para o sistema fluvial da Formação Piauí, tanto na borda leste quanto na borda sul.

CAPÍTULO V DISCUSSÕES

5.1 RELAÇÕES DE CONTATO

A relação de contato entre as Formações Poti e Piauí sempre geraram bastantes debates acerca de sua natureza. Lima & Leite (1978) descrevem esse contato de duas formas: gradacional e discordante. Lima Filho (1991) descreve o contato como sendo discordante, mas não descarta a possibilidade do contato ser concordante. Vaz *et al.* (2007) consideram o contato como discordante e erosivo.

Na área de estudo, o contato foi identificado em três cotas diferentes, 232 metros, 179 metros e 158 metros (figura 25). As associações de fácies em contato entre as formações também foram diferentes, onde nos perfis 3 e 5 a associação de fácies fluvial estava em contato com a associação de fácies de frente deltaica da Formação Poti; já no perfil 6, próximo à localidade de Três Barras (MA), o fluvial da Formação Piauí estava em contato com a associação de fácies de plataforma dominada por onda de tempestade da Formação Poti.

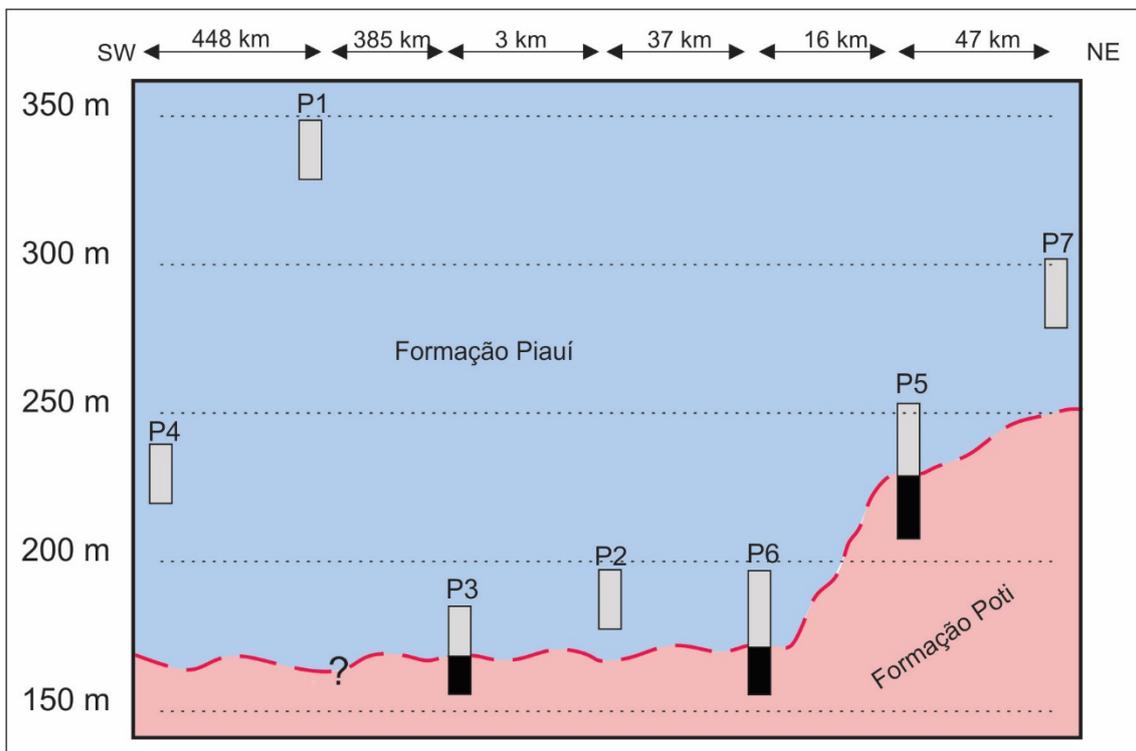


Figura 25 - Disposição dos perfis de acordo com a cota de cada perfil. O contato é observado nos perfis 3 (158 m), 6 (179 m) e 5 (232 m).

O contato no presente trabalho é definido como discordante e erosivo. Este contato foi definido através de diversas características distintas entre as formações: 1) a granulometria,

onde as rochas da Formação Poti, em geral, apresentam granulometria variando de silte à areia fina. Já as rochas da Formação Piauí apresentam granulometria mais grossa, chegando até a areia grossa; 2) a geometria das camadas, onde as fácies descritas na Formação Poti se apresentam de forma lobada e as fácies da Formação Piauí, da associação de fácies fluvial, se apresentam de forma tabular; 3) coloração das rochas, onde na Formação Poti as rochas apresentam coloração roxeada a esverdeada e na Formação Piauí rochas esbranquiçadas a alaranjadas; 4) As estruturas, onde na Formação Poti, em geral, apresentam estruturas como estratificação cruzada sigmoidal e laminação cruzada cavalgante e na Formação Piauí, estruturas como estratificação cruzada acanalada e estratificação cruzada tabular são mais comuns.

Vale ressaltar ainda que autores como Lima Filho (1991) descrevem um paleoambiente eólico em contato com a Formação Poti, além de diversas outras ocorrências de depósitos eólicos na porção leste e nordeste, como observado pela figura 26.

Portanto, paleoambientes de frente deltaica (AF1) e plataforma influenciada por ondas de tempestades (AF2) da Formação Poti estão em contato discordante e erosivo com paleoambientes de fluvial entrelaçado e eólico da Formação Piauí em diversas partes da Bacia do Parnaíba, evidenciando o caráter erosivo dessa discordância. Essa relação da discordância com o sistema fluvial será abordada no tópico 5.2

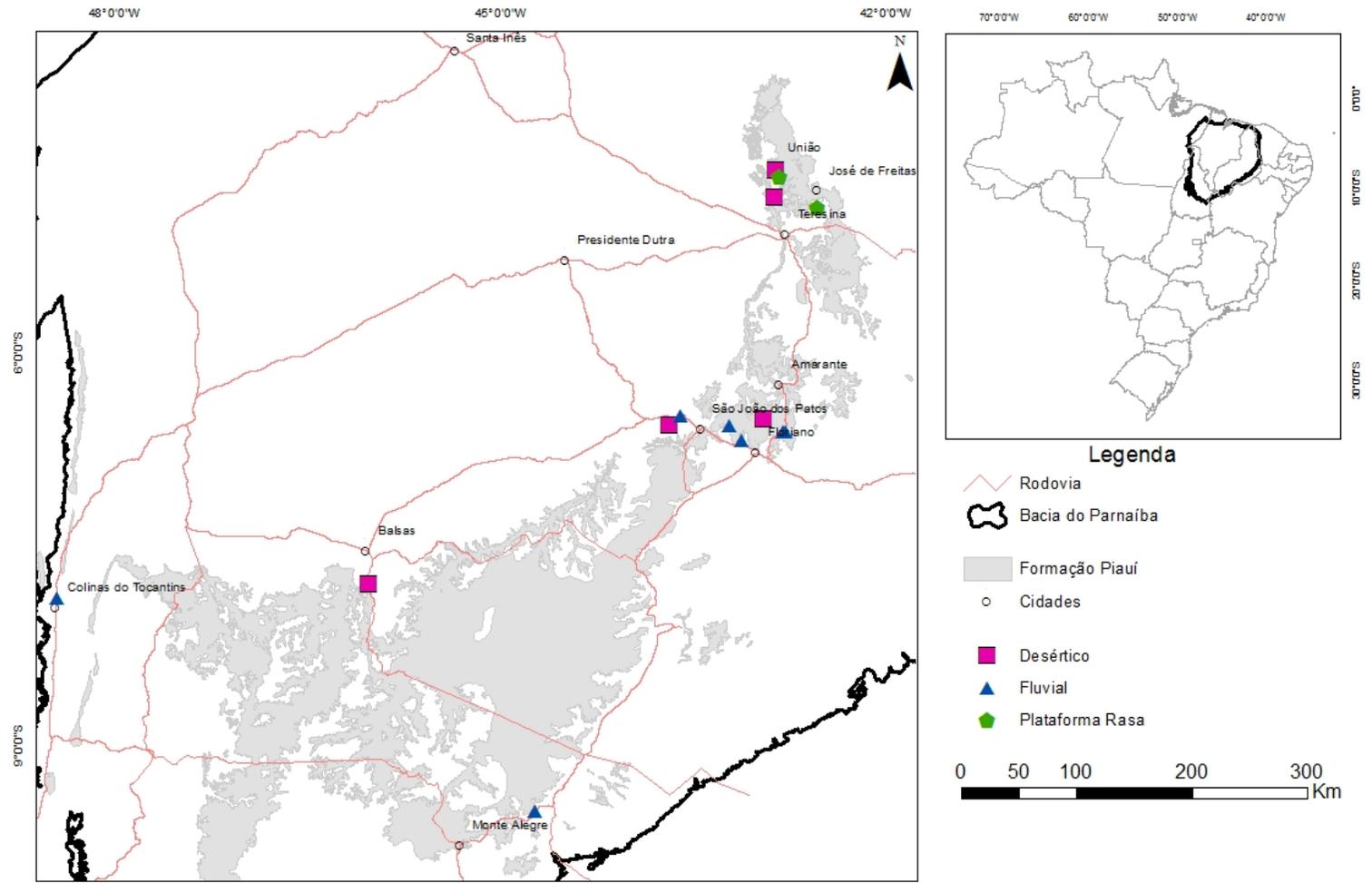


Figura 26 - Ocorrência dos depósitos da Formação Piauí em superfície e localização da ocorrência dos Paleoaambientes interpretados em diversos estudos. Fonte: Lima Filho (1991), Medeiros *et al.* (2019), Ribeiro (2000).

5.2 MODELOS PALEOAMBIENTAL E PALEOGEOGRÁFICO

A análise de fácies da sucessão estudada permitiu a interpretação de depósitos de frente deltaica e plataforma influenciada por ondas de tempestades para o Membro Superior da Formação Poti e um depósito fluvial de grande extensão (*big river*) para a porção basal da Formação Piauí.

Os registros carboníferos marcam uma grande mudança climática na passagem do Mississipiano para o Pensilvaniano, registrando altos níveis de O₂ na Terra e uma consequente expansão das florestas paleotropicais (Torsvik & Cocks 2013, Montañez e Poulsen 2013). A Bacia do Parnaíba, que antes estava em regiões mais próximas ao polo, passa então para regiões mais temperadas (figura 2) (Torsvik & Cocks 2013).

Nesse contexto se insere a porção basal da Formação Piauí, tendo origem na borda sul da bacia, após o primeiro episódio de glaciação da LPIA, segundo Montañez e Poulsen (2013). A porção basal da Formação Piauí, na área estudada, corresponde a um sistema fluvial de grande extensão (*big river*) que tem origem na borda sul da Bacia do Parnaíba, migrando em uma direção preferencial de Sul para Norte, de acordo com os dados de paleocorrentes. A proveniência (diagrama de Dickinson e catodoluminescência) de seus sedimentos tem origem a partir, principalmente, de rochas metamórficas de interior de cráton, provavelmente rochas do Grupo Araí ou do Cráton São Francisco.

É proposta uma reconstituição paleoambiental dos depósitos da zona de contato entre as formações Poti e Piauí, mostrada nas figuras 27 e 28, que indica três fases evolutivas relacionadas a: 1) TSMA com a deposição da porção superior da Formação Poti; 2) um período de exposição subaérea com o desenvolvimento de discordância regional; e 3) o avanço de um sistema fluvial de energia alta e moderada da base da Formação Piauí na passagem de um TSMB final para TST inicial.

A fase 1 está relacionada ao início do trato de sistema de mar alto onde a plataforma marinha do mar Poti é depositada e posteriormente sendo exposta refletindo o sequestro da água oceânica pelo primeiro evento de glaciação da LPIA, proposto por Montañez & Poulsen (2013), causando o início da formação de uma superfície de discordância regional. Embora, depósitos glaciais do Carbonífero na região estudada não foram observados, possivelmente devido à baixa latitude dos sítios deposicionais, discordâncias causadas pela ação glacial são registradas em diversos contextos temporais desde o Cambriano (cf. Keller *et al.* 2018). Admite-se que além da recuo do mar, uma longa fase de soerguimento (fase 2) pode ter

contribuído significativamente para a remoção parcial ou total dos depósitos de topo da Formação Poti de idade mississipiana. O tempo de soerguimento é difícil de estimar, porém a diferença dos processos diagenéticos das formações Poti e Piauí (descritos no item 2.3) implica numa diagênese pré-deposição do sistema fluvial Piauí (cf. Góes 1995).

Os depósitos fluviais da Formação Piauí refletem a fase 3 da evolução do Carbonífero na Bacia do Parnaíba. Existe a possibilidade de que águas de degelo possa ter sido um dos principais sistemas alimentador no rejuvenescimento da drenagem durante o início do período de *greenhouse* e final do TSMB. A migração deste sistema de alta a moderada energia com predominância de padrão entrelaçado dos canais, são advindos da região sul do Gondwana Oeste. As porções proximais desse sistema são caracterizados por altas taxas de erosão e avulsão dos canais, com predominância de transporte por carga de leito (*bed load*), alta velocidade de descarga, com incipiente desenvolvimento de depósitos de *overbank*. Na parte intermediária ocorre uma alternância na carga dos sedimentos, como consequência da variação da descarga. Com a diminuição da taxa de avulsão de canais ocorreu o aumento do potencial de preservação dos depósitos de *overbanks*. O fechamento do Oceano Rheic e a movimentação do Gondwana para zonas de latitude mais baixa proporcionou um drástico aumento de aridez nas bacias marginais durante o Pensilvaniano (Torsvik & Cocks 2013). A região distal, sob clima mais árido, permitiu a instalação de um sistema desértico marginal a mares epicontinentais onde ocorria a maior parte da desembocadura da drenagem advinda do sul do Gondwana. Durante os episódios de maior atividade eólica os sistemas fluviais se tornam mais espalhados, formando planícies entrelaçadas não confinadas (Jordan & Mountney 2010). Campos de dunas costeiras foram constantemente retrabalhados pelas flutuações do nível mar ligados aos eventos transgressivos-regressivos do Oceano Panthalassa (Medeiros *et al.* 2019).

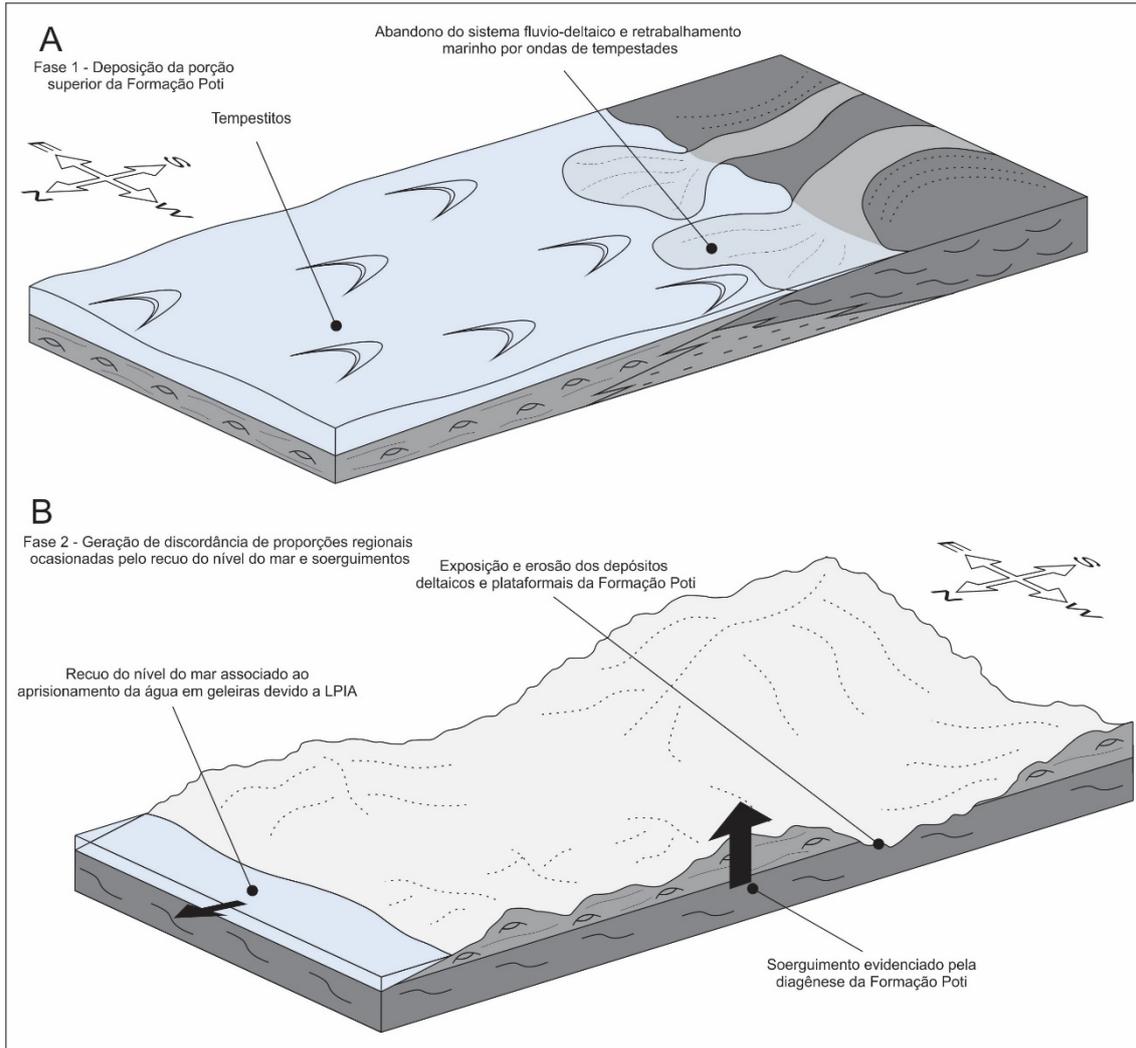


Figura 27 - Fase 1 e 2 da evolução paleoambiental da zona de contato entre as formações Poti e Piauí. A) Fase 1, deposição da porção superior da Formação Poti com abandono do sistema fluvio-deltaico e retrabalhamento marinho por ondas de tempestades. B) Fase 2, recuo do nível do mar causado por soerguimentos e principalmente pelo aumento das camadas de gelo em regiões de mais altas latitudes, ocasionando uma discordância de extensão regional.

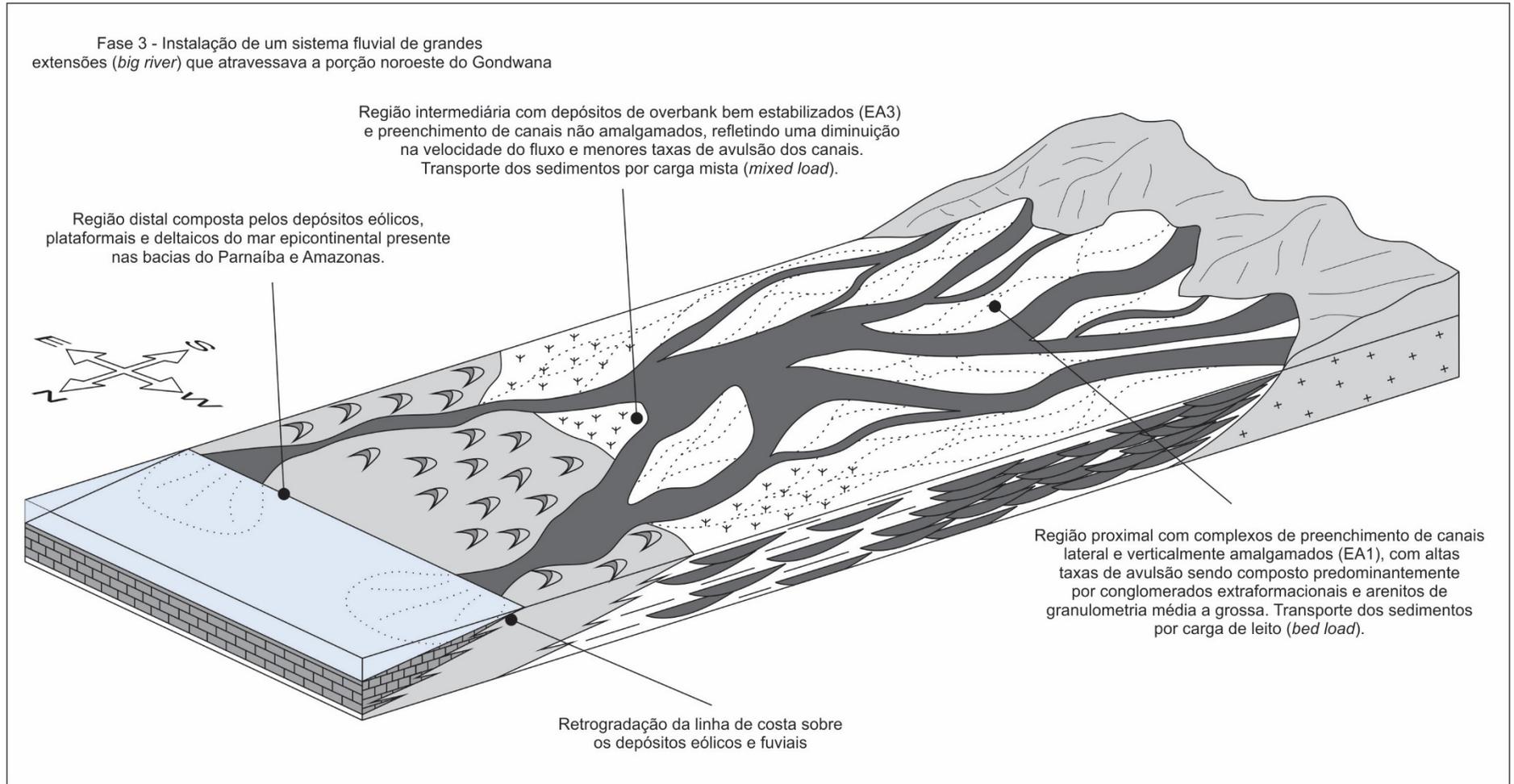


Figura 28 - Reconstrução paleoambiental para a sucessão Pensilvaniana representando as regiões proximal, medial e distal do sistema fluvial da Formação Piauí.

5.3 CORRELAÇÕES REGIONAIS E GLOBAIS

Outro ponto a se destacar é a origem da discordância carbonífera entre as formações Poti e Piauí que também é descrita no mesmo período nas outras bacias Paleozoicas em todo o Gondwana (figura 29). Este período em que se deu a origem dessa discordância coincide com o primeiro pico de acumulação da LPIA que data do limite entre o Mississipiano e Pensilvaniano.

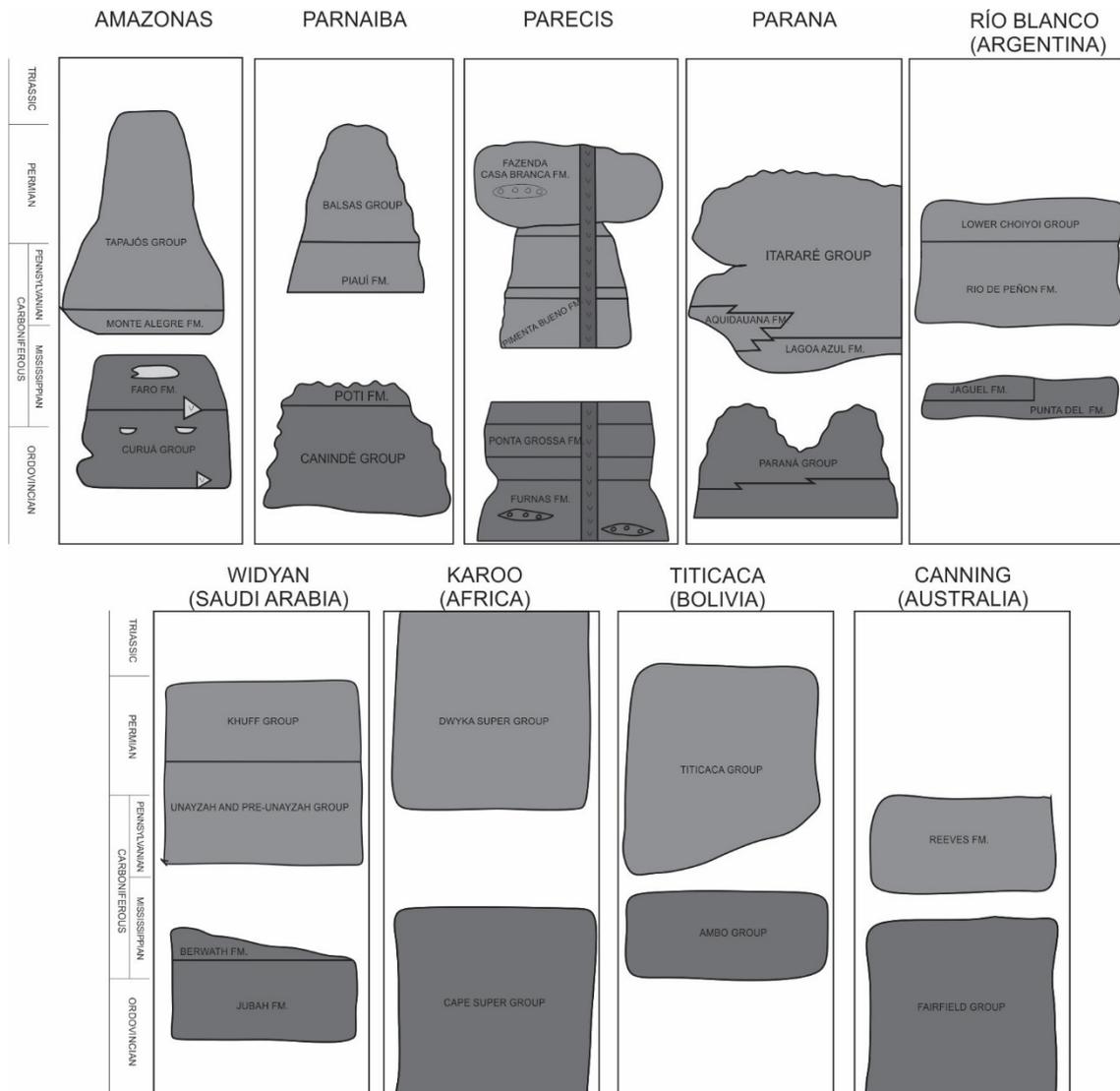


Figura 29 - Correlação de algumas bacias paleozoicas em todo o planeta durante o período Carbonífero. Observa-se a presença da discordância carbonífera na passagem do Mississipiano para o Pensilvaniano. Fonte: (Bahia *et al.* 2006, Catuneanu *et al.* 2005, Fox & Ahlbrandt 2002, Grader *et al.* 2002, Gulbranson *et al.* 2010, Haines *et al.* 2013, Vaz *et al.* 2007).

Em face da grande influência da LPIA ao longo do Gondwana no Carbonífero e Permiano, como descrito no tópico 3.5, sobre a LPIA, atrelado a ideias como a de Canuto *et al.* (2001) e Vesely (2006) que consideram os efeitos da glácio-isostasia como controle

importante da arquitetura estratigráfica, principalmente na geração de desconformidades, pode-se afirmar que a discordância encontrada na área estudada, além de outras discordâncias nas Bacias paleozoicas neste período, teriam muito mais relação com movimentos glacio-eustáticos, relacionados a LPIA, através da acumulação e regressão do nível do mar, que com movimentos epirogênicos, como defendido por diversos autores.

Levando em consideração que a discordância está principalmente relacionada a LPIA e não a movimentos epirogênicos, podemos considerar que o sistema fluvial da Formação Piauí é também relacionada a outros sistemas fluviais correlatos, como a Formação Fazenda Casa Branca na Bacia do Parecis e a Formação Aquidauana, na Bacia do Paraná, que apresenta características semelhantes ao sistema fluvial da Formação Piauí.

A Formação Fazenda Casa Branca é encontrada nas bordas norte e oeste da Bacia do Parecis constituída por arenitos muito finos passando para arenitos grossos e conglomerados com clastos de até 40 cm (Bahia *et al.* 2006). Caputo (1984) interpreta para essa formação um ambiente periglacial. Bahia & Pedreira (1996) interpretam a Formação Fazenda Casa Branca como um sistema fluvial migrando para norte passando por um sistema desértico, também associado a um sistema periglacial. Na carta estratigráfica da Bacia do Parecis (figura 29) a Formação Fazenda Casa Branca aponta idade permiana, isso se deve ao fato da presença de *Psaronius sp.* que indica uma idade Neocarbonífera-Eopermiana (Caputo 1984), porém ainda carece de dados mais precisos a cerca de sua idade.

A Formação Aquidauana é composta por sedimentos predominantemente clásticos, de granulometria variada, desde areia muito fina até blocos, pobres em níveis fossilíferos, na Bacia do Paraná. Santos *et al.* (1996) interpreta para essa formação como sendo o início da sedimentação do Grupo Itararé na porção norte da bacia. Bravo (1997) caracteriza a Formação Aquidauana por espessos pacotes sedimentares, com litologias essencialmente arenosas de origem fluvial e diamictitos de provável origem glacio-marina.

Gesicki (1997) aponta como a principal responsável pelo aporte sedimentar na Bacia do Paraná o evento glacial que ocorreu no período, resultando na deposição de sequencias progradacionais nas porções mais ocidentais da bacia, dominados por sistemas deposicionais continentais e transicionais (flúvio-eólico, flúvio-deltaico e marinho raso). Araújo (2013) também relaciona a Formação Aquidauana a águas de degelo de geleiras temperadas ou de base úmida que estavam presentes na Bacia do Paraná neste período. A Formação Aquidauana data do Pensilvaniano com base em estudos palinológicos realizados por Daemon & Quadros (1970).

Vesely & Assine (2006) apontam para as águas de degelo como sendo um importante agente geológico que retrabalha e transporta sedimentos glaciais através de longas distâncias. Portanto, consideram que a Formação Aquidauana é originada a partir do recuo glacial para sul onde grandes volumes de fácies de conglomerado e arenito são formados principalmente na borda norte da bacia do Paraná, onde toda a seção do Grupo Itararé é classificada litoestratigraficamente como Formação Aquidauana.

A sedimentação durante o Neocarbonífero na Bacia do Paraná se comporta como uma rampa inclinada para norte, sendo reconhecida em seções transversais norte-sul, que demonstram uma progressiva diminuição de espessura e *onlap* dos estratos do Grupo Itararé em direção ao sul da bacia (Vesely 2006).

As formações Fazenda Casa Branca e Aquidauana foram correlacionadas por Pinto Filho *et al.* (1977 *apud* Caputo 1984) devido as similaridades de suas características.

Assim, é proposta uma reconstituição paleogeográfica, apontando para um grande sistema fluvial (*big river*) suprido por águas de degelo, relacionado a LPIA, que teria origem em regiões mais altas, com a presença de gelo, passando por regiões desérticas até desaguar nos mares epicontinentais carboníferos instalados nas atuais bacias do Amazonas e Parnaíba (figura 30). Esse sistema da Formação Piauí seria correlato a os outros sistemas fluviais das bacias paleozoicas do Gondwana, como as formações Fazenda Casa Branca e Aquidauana.

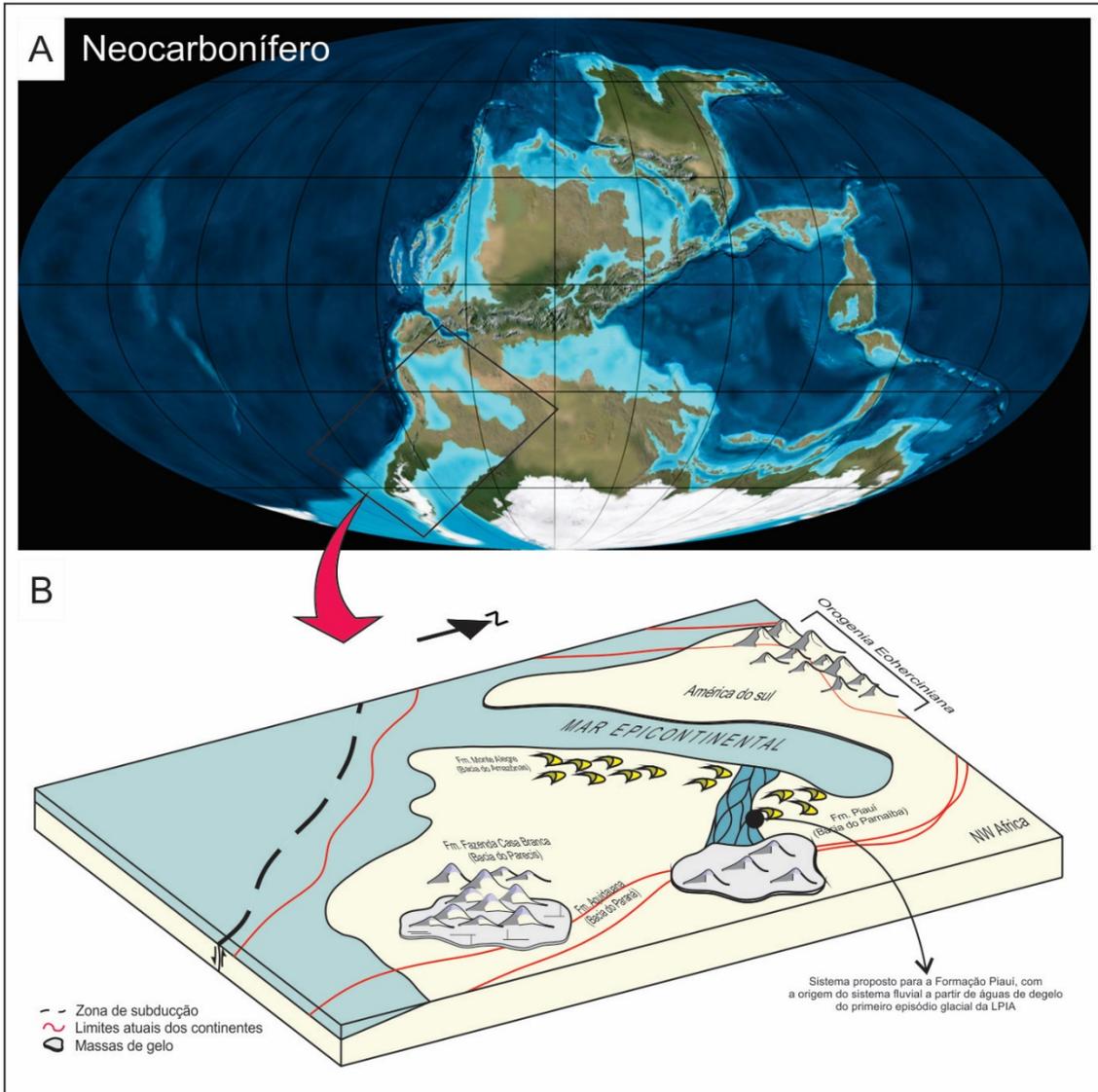


Figura 30 - Reconstrução paleogeográfica para o Oeste do Gondwana. A) Configuração paleogeográfica do Pensilvaniano proposto por Scotese (2001), em destaque a região do bloco diagrama. B) Bloco diagrama apontando para um grande sistema fluvial (*big river*) suprido por águas de degelo, que representaria o membro inferior da Formação Piauí, passando por regiões desérticas até desaguar nos mares epicontinentais (Itaituba e Piauí).

CAPÍTULO VI CONCLUSÕES

- A passagem do Mississipiano para o Pensilvaniano marca um período de desenvolvimento de grandes discordâncias no Gondwana, marcado nas principais bacias Paleozoicas.
- Na Bacia do Parnaíba essa discordância é marcada no contato das formações Poti e Piauí como um contato discordante e erosivo.
- Os trabalhos de campo mostram que a Formação Poti, base dos perfis, apresenta 7 fácies de associações de fácies de frente deltaica e plataforma influenciada por ondas de tempestades. A Formação Piauí constitui-se de 12 fácies, interpretadas como uma associação de fácies de fluvial entrelaçado.
- O sistema fluvial da Formação Piauí apresenta 3 principais elementos arquiteturais preenchimento de canais lateral e verticalmente amalgamados, apresentando alta energia do sistema deposicional; (ii) preenchimento de canais não amalgamados; e (iii) depósitos de *overbank* que apresentam energia moderada.
- A provável fonte dos sedimentos fluviais estaria a sul da Bacia do Parnaíba, com provável contribuição de rochas metamórficas e plutônicas.
- A discordância, antes relacionada a movimentos orogenéticos (Orogenia Eoherciniana), estaria relacionada a movimentos glacio-eustáticos, em resposta ao primeiro pico de acumulação de gelo da *Late Paleozoic Ice Age* (LPIA), que gerou uma regressão regional afetando as bacias paleozoicas do período.
- O sistema fluvial da Formação Piauí pode ser correlacionado com outros sistemas fluviais do mesmo período nas bacias paleozoicas. É o caso da Formação Aquidauana, na Bacia do Paraná e a Formação Fazenda Casa Branca, na Bacia do Parecis.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Brito Neves B. B., Carneiro C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, Amsterdam, **50** : 77–111.
- Almeida F. F. M. & Hasui Y. 1984. *O embasamento da plataforma Sul Americana*. In: O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blucher, p. 1-5.
- Araújo B. C. 2013. *Caracterização dos depósitos glaciais permo-carbonífero no sul de Minas Gerais, Brasil: Formação Aquidauana ou Grupo Itararé?*. MS Dissertation, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 89p.
- 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** (1): 15-26.
- Bahia R. B. C., Martins Neto M. A., Barbosa M. S. C., Pedreira A.J. 2006. Revisão Estratigráfica da Bacia dos Parecis - Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, **36** (4): 692-703.
- Bahia R.B.C & Pedreira A.J. 1996. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. *A Terra em Revista*, **1**: 24-29.
- Barbosa G. V., Boaventura R. A. S., Pinto M.N. 1973. Geomorfologia. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAM. *Folha SB-23 Teresina e parte da Folha SB-24 Jaguaribe*. Rio de Janeiro: Radambrasil. (Levantamento de Recursos Naturais, 51).
- Battacharya J. P. 2010. *Delta*. In: James N. P. & Dalrymple R. W. (eds). *Facies models 4*. [S.l.], Geological Association of Canada, p. 233-264.
- Berner R. A. 2006. A combined model for Phanerozoic atmospheric O₂ and CO₂. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70** (23): 5653-5664
- Bernet M. & Bassett K. 2005. Provenance analysis by single quartz grain SEM-CL/ optical microscopy. *J. Sediment. Res.* **75** (3) : 492–500.
- Bravo J. 1997. *Arcabouço Cronoestratigráfico da Formação Aquidauana na região de Monte Santo de Minas – Minas Gerais – Brasil*. MS Dissertation, Instituto de Geociências. UNESP. Rio Claro, 118p.
- Bridge J.S. 2003. *Rivers and floodplains*. Oxford, UK, Blackwell.
- Bromley M.H. 1991. Architectural features of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), Colorado Plateau, USA: relationship to salt tectonics in the Paradox Basin. *Sed. Geol.*, **73**: 77–99.
- Burrett C. 1972. Plate tectonics and the Hercynian orogeny. *Nature* **239** (5368): 155-157.

- Cain S. A. & Mountney N. P. 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-east Utah, USA. *Sedimentology*, **56**, p. 1774 - 1800.
- Cant D. J. & Walker R. G. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, **25**, p. 625-648
- Canuto J. R., Santos P. R., Rocha-Campos A. C. 2001. Estratigrafia de seqüências do Subgrupo Itararé (Neopaleozoico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(1): p. 107-116.
- Caputo M. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. Thesis (Ph. D.). University of California, Santa Barbara. 583p.
- Caputo M. V., Goncalves de Melo J. H., StreeL M., Isbell J. L. 2008. Late Devonian and early Carboniferous glacial records of South America. *Special Paper of the Geological Society of America* **441**: p.161-173
- Catuneanu O., Wopfner H., Eriksson P. G., Cairncross B., Rubidge B. S., Smith R. M. H., Hancox P. J. 2005. The Karoo basins of south-central Africa, *Journal of African Earth Sciences*, **43** (1–3), p. 211-253
- Chamani M. A. C. 2011. *Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o Lineamento Transbrasileiro e estruturas relacionadas na Província Parnaíba, Brasil*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 206p.
- Cheel R. J. & Leckie D. A. 1993. Hummocky cross-stratification. *Sedimentology Review*, **V1**, p. 103-122.
- Chetty T. R. K. 2017. Chapter 6 - The Gondwana Correlations, *In: Chetty T.R.K. (Editor(s), Proterozoic Orogens of India*, Elsevier. p. 351-395.
- Cleal C.J. & Thomas B. A. 2005. Palaeozoic tropical rainforests and their effect on global climates: Is the past the key to the present? *Geobiology* **3**: p. 13–31
- Cowan E.J., 1991, The large-scale architecture of the fluvial Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Upper Jurassic), San Juan Basin, New Mexico, *in: Miall A.D., & Tyler N., eds., The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery: SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **3**, p. 80–93.
- Daemon R.F. & Quadros L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. *Anais. Brasília, 24º Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 359-412.
- De Ros L. F. 1998. Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the Silurian-Devonian Furnas Formation of the Paraná Basin, southern Brazil, *Sedimentary Geology*, **116** (1–2), p. 99-128.

- Della Fávera J. C. 2001. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. Rio de Janeiro: Ed. UERJ. 264p
- Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.* **94**, p. 222–235.
- Dickinson W.R. & Suczek C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **63** (12) p. 2164–2182.
- DiMichele W.A., Montañez I.P., Poulsen C. J., Tabor N.J. 2009. Climate and vegetational regime shifts in the late Paleozoic ice age earth. *Geobiology* **7**: p. 200–226
- Dumas S. & Arnott R.W.C. Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*; **34** (12): p. 1073–1076
- Eros J.M., Montañez I. P., Osleger D. A., Davydov V.I., Nemyrovska T. 2012. Sequence stratigraphy and onlap history of the Donets Basin, Ukraine: insight into Carboniferous icehouse dynamics. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **313-314**: p.1–25
- Faqira, M., Rademakers, M., Afifi A. 2009. New insights into the Hercynian Orogeny, and their implications for the Paleozoic Hydrocarbon System in the Arabian Plate. *Geoarabia - Manama*. **14**. p. 199-228.
- Fielding C.R., Frank T.D., Birgenheier L.P., Rygel M.C., Jones A.T., Roberts J. 2008. Stratigraphic record and facies associations of the late Paleozoic ice age in eastern Australia (NewSouth Wales and Queensland). In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. *GSA, Boulder*, p. 41–57.
- Folk R. L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill. 186p.
- Fox J. E. & Ahlbrandt T. S. 2002. Petroleum Geology and Total Petroleum Systems of the Widyán Basin and Interior Platform of Saudi Arabia and Iraq. *US Geological Survey Bulletin* 2202-E. 30p.
- Gesicki A. L. D. 1997. *Geologia da Formação Aquidauana (Neopaleozoico, Bacia do Paraná) na porção Centro-Norte do Estado de Mato Grosso do Sul*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 126p.
- Gibling M. R. 2006. Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. *Journal of Sedimentary Research* ; **76** (5): p. 731–770.
- Góes A. M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. TS Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. São Paulo. 171p.
- Góes A. M. & Feijó F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **8** (1), p.57-67.

Grader G. W., Isaacson P. E., Mamet B., Davydov V. 2002. Late Carboniferous To Middle Permian Copacabana Formation in Bolivia: Cyclic Carbonate-Clastic Successions in A Back-Arc Setting. AAPG Search and Discovery Article. AAPG Hedberg conference. Vail, Colorado, USA.

Grohmann C. H. & Campanha G. A. C. 2010. Open Stereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis. *AGU Fall Meeting*. San Francisco, CA

Gulbranson E. L., Montañez I. P., Schmitz M. D., Limarino C. O., Isbell J. L. 2010. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, NW Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull.* **122**: p. 1480–1498

Haines P. W., Wingate M. T. D., Kirkland C. 2013. Detrital Zircon U–Pb Ages from the Paleozoic of the Canning and Officer Basins, Western Australia: Implications for Provenance and Interbasin Connections.

Hasui Y., Carneiro C. D. R., Almeida F. F. M. De Bartorelli A. 2012. Eds. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Ed Beca. 900p.

Hjellbakk A. 1993. A ‘flash-flood’ dominated braid delta in the upper Proterozoic Naringselva Member, Varanger Peninsula, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **73**: p. 63 – 80.

Isaacson P. E., Diaz-Martinez E., Grader G. W., Kalvoda J., Babek O., Devuyst F. X. 2008. Late Devonian–earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **268**: p.126–42

Isbell J.L., Miller M.F., Wolfe K.L., Lenaker P.A. 2003. Timing of Late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of isbell Northern Hemisphere cyclotherms? *Geological Society of America Special Papers* **370**, p. 5-24.

Isbell J. L., Cole D. I., Catuneanu. O. 2008. Carboniferous-Permian glaciation in the main Karoo Basin, South Africa: Stratigraphy, depositional controls, and glacial dynamics. *in*: Fielding C.R., Frank T.D. and Isbell J.L. eds., Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: *Geological Society of America Special Paper* **441**, p. 71–82

Jordan O. D. & Mountney N. P. 2010. Styles of interaction between aeolian, fluvial and shallow marine environments in the Pennsylvanian to Permian lower Cutler beds, south-east Utah, USA. *Sedimentology*. **57**. p. 1357 - 1385.

Kahn J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments, 1. On the measurement of packing in sandstones. *J. Geol.* **64**, p. 385-395

Keller C. B., Husson J. M., Mitchell R., Bottke W. F., Gernon T. M., Boehnke P., Bell E. A., Swanson-Hysell N. L., Peters S. E. 2018. Neoproterozoic glacial origin of the Great Unconformity. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*.

Lima Filho F. P. 1991. *Fácies e ambientes deposicionais da Formação Piauí (Pensilvaniano), Bacia do Parnaíba*. MS Dissertation. Instituto de Geociências/USP. São Paulo, 137p.

Lima E. A. M. & Leite J. F. 1978. Projeto estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia do Parnaíba. Relatório Final da Etapa III. Volume II. DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral, CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Convênio DNPM/CPRM.

McBride E.F. 1985. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. *In: Zuffa G.G. (Ed.), Provenance of Arenite*. Reidel, Dordrecht, The Netherlands.

Medeiros R. S. P., Nogueira A. C. R., Junior J. B. C. S., Sial A. N. 2019. Carbonate-clastic sedimentation in the Parnaiba Basin, northern Brazil: Record of carboniferous epeiric sea in the Western Gondwana, *Journal of South American Earth Sciences*, **91**, p. 188-202

Melo J. H. G. & Loboziak S. 2000. Viséan miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (Parnaiba Basin, northern Brazil). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **112**: p.147-165.

Melo J. H. G., Loboziak S., Streel M. 1999. Latest Devonian to early Late Carboniferous biostratigraphy of northern Brazil: An update. *Bulletin des Centres de Recherches Elf Exploration Production*. **22**. p. 13-33.

Mesner J. C. & Wooldridge L. C. 1964. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous Coastal Basins, North Brazil. *Bulletin Association of Petroleum Geologists*, **48**: p. 1476 – 1512.

Miall A.D. 1978. Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: A Summary. *In: Miall, A.D., Ed., Fluvial Sedimentology*, p. 597-604.

Miall A. D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. *In: Miall, A. D. & Tyler, N. (Editors). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Society for Sedimentary Geology/SEPM*. p. 6-12.

Miall A. D. 1994. Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstones, Book Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Research* **B64**: p. 146-158.

Miall A. D. 1985. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth-science Reviews* **22**. p. 261 – 308.

Mitchum R, M, Jr & Van Wagoner J. C. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sediment Geology*. **70**: p. 131-60.

Montañez I. P., Tabor N. J., Niemeier D., DiMichele W. A., Frank T. D., Fielding C. R., Isbell J. L., Birgenheier L. P., Rygel M. C. 2007. CO₂-Forced Climate and Vegetation Instability During Late Paleozoic Deglaciation.. *Papers in the Earth and Atmospheric Sciences*. 104p.

Montañez I. P. & Poulsen C.J. 2013. The Late Paleozoic Ice Age : An Evolving Paradigm. *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **41**: p. 629-656

Nichols G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*, 2nd ed. Wiley-Blackwel, 419p.

- Oliveira C. E. S., Piper G. P., Piper D. J. W., Zhang Y., Corney R. 2017. Integrated methodology for determining provenance of detrital quartz using optical petrographic microscopy and cathodoluminescence (CL) properties, *Marine and Petroleum Geology*, Volume **88**, p. 41-53.
- Omer M.F. 2015. Cathodoluminescence petrography for provenance studies of the sandstones of Ora Formation (Devonian–Carboniferous), Iraqi Kurdistan Region, northern Iraq. *Journal of African Earth Sciences*, **109**, p. 195-210.
- Pettijohn F. J. 1975. *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, New York: Harper, 3d ed. 628p.
- Picard M. D. & High L. R. 1973. Sedimentary structures of ephemeral streams. Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, **17**, Elsevier, 223p.
- Raymond A. & Metz C. 2004. Ice and its consequences: glaciation in the Late Ordovician, Late Devonian, Pennsylvanian-Permian, and Cenozoic compared. *J. Geol.* **112**: p. 655–70
- Reading H. G. & Levell B. K. 1996. Controls on the sedimentary rock record. In: Reading, H. G. (ed) *Sedimentary environments: process, facies and stratigraphy*. London, Blackwell Scientific Publications. p. 5-36.
- Ribeiro C. M. M. 2000. *Análise faciológica das formações Poti e Piauí (Carbonífero da Bacia do Parnaíba) na região de Floriano* – PI. MS Dissertation. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Universidade Federal do Pará. Belém. 104p.
- Ross C. A. & Ross J. R. P. 1987. Late Paleozoic Sea Levels and Depositional Sequences. *Geology Faculty Publications*. **61**.
- Santos P. R., Rocha-Campos A. C., Canuto, J. R. 1996. Patterns of late Paleozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **125**, p. 165-184
- Santos M. E. C. M. & Carvalho M. S. S. C. 2009. *Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís*. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Rio de Janeiro. p. 10 – 18.
- Schobbenhaus C, Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1981. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.00. Brasília, DNPM.
- Scotese C. R., 2001. *Atlas of Earth History*, Volume 1, Paleogeography, PALEOMAP Project, Arlington, Texas 52p.
- Silva A. J. P., Lopes R. C., Vasconcelos A. M., Bahia R. B. C. 2003. *Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores*. Brasília. CPRM.
- Stanley S., Powell M.G. 2003. Depressed rates of origination and extinction during the late Paleozoic ice age: a new state for the global marine ecosystem. *Geology* **31**: p. 877–80
- Storz-Peretz Y., Laronne J.B., Surian N., Lucía A. 2016. Flow recession as a driver of the morpho-texture of braided streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, **41**, p. 754–770.

Surdam R. C., Boese S. W., Crossey L. J. 1984. The chemistry of secondary porosity, *in*: McDonald D. A., Surdam R.C. (eds) *Clastic diagenesis*, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p.127-150.

Torsvik T. H. & Cocks L. R. M. 2013. Gondwana from top to base in space and time, *Gondwana Research*, **24** (3-4): 999-1030

Tucker M.E. 2003. *Sedimentary rocks in the field: the geological field guide series*, 3^a ed., Chichester, Wiley, p. 131-133.

Vail P. R., Mitchum R. M., Todd R. G., Widmier J. M., Thompson S., Sangree J. B., Bubb J. N., Hatledid W. G. 1977. *Seismic stratigraphy and global changes in sea level*. *In*: Payton, C. E. (ed.): *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration – American Association of Petroleum Geologist Memoir*, p. 49- 212

Vaz P. T., Rezende N. G. A. M., Wanderley Filho, J.R., Travassos, W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **15** (2) p.253-263

Vesely F. F. 2006. *Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná*. TS Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Curitiba. 226p.

Vesely F. F. & Assine M. L. 2006. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. **22**, p. 156-168.

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*, Canadá, Geological Association of Canada, 409p.

Zinkernagel U. 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contributions to Sedimentology* **8**, p. 1–69.