

André Pereira de Assis

**OS SISTEMAS SILURIANO E DEVONIANO EM AFLORAMENTOS DA
BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA E CORRELAÇÕES NO
GONDWANA OCIDENTAL**

**Trabalho Final de Curso
(Bacharelado em Geologia)**

**UFRJ
RIO DE JANEIRO
JULHO DE 2016**



UFRJ

André Pereira de Assis

**OS SISTEMAS SILURIANO E DEVONIANO EM AFLORAMENTOS DA
BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA E CORRELAÇÕES NO
GONDWANA OCIDENTAL**

Trabalho Final de Curso de Graduação
em Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro -
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Bacharel em Geologia.

Orientador:

Prof.^a. Dr.^a. Renata da Silva Schmitt
(Universidade Federal do Rio de Janeiro)

Coorientador:

Prof. Francisco José Corrêa Martins
(Universidade Federal Rural do Rio de
Janeiro)

Coorientador:

Dr. Bastien Linol (Nelson Mandela
Metropolitan University – África do Sul)

Rio de Janeiro
Julho de 2016

ASSIS, André Pereira de **Os Sistemas Siluriano e Devoniano em afloramentos da Borda Leste da Bacia do Parnaíba e correlações no Gondwana Ocidental.**/ André Pereira de Assis - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo.

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2016.

Orientador: Renata da Silva Schmitt; Co-orientadores: Francisco José Corrêa Martins e Bastien Linol

1. Geologia. 2. Geotectônica e Estratigrafia - Trabalho de Conclusão de Curso. I. Renata da Silva Schmitt. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências. III. Título.

André Pereira de Assis

**OS SISTEMAS SILURIANO E DEVONIANO EM AFLORAMENTOS DA
BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA E CORRELAÇÕES NO
GONDWANA OCIDENTAL**

Trabalho Final de Curso de Graduação
em Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro -
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Bacharel em Geologia.

Orientador:

Prof.^a. Dr^a. Renata da Silva Schmitt

Coorientador:

Prof. Francisco José Corrêa Martins

Coorientador:

Dr. Bastien Linol

Aprovado em: ____/____/2016 Por:

Orientador: Dra. Renata da Silva Schmitt (UFRJ)

Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

MSc. Marco Antônio Thoaldo Romeiro (CENPES-PETROBRAS)

UFRJ
Rio de Janeiro
2016

RESUMO

ASSIS, André Pereira. **Os Sistemas Siluriano e Devoniano em afloramentos da Borda Leste da Bacia do Parnaíba e correlações no Gondwana Ocidental. 2016.** Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Os intervalos Siluriano e Mesodevoniano-Eocarbonífero da Bacia do Parnaíba, representados pelos grupos Serra Grande e Canindé, correspondem a um importante registro da evolução da margem ocidental do Gondwana. Estes grupos estratigráficos são predominantes na borda leste da Bacia do Parnaíba e são os principais formadores do relevo preponderante na Serra de Ibiapaba, na divisa dos estados do Piauí e Ceará. A Bacia do Parnaíba ainda é considerada uma bacia pouco conhecida, pois os trabalhos publicados são escassos e geralmente apresentam abordagem pontual sem integração regional. O objetivo deste trabalho é trazer novos dados sedimentológicos e estratigráficos, obtidos através do levantamento de campo e análise estratigráfica em detalhe, buscando contribuir para um melhor conhecimento da bacia na seção do Paleozóico Inferior correlacionando com os dados da literatura sobre a margem ocidental do Paleocontinente Gondwana. A análise estratigráfica se baseou na descrição de 14 fácies sedimentares, as quais foram englobadas em cinco associações de fácies, sendo três destas pertencentes ao Grupo Serra Grande e duas ao Grupo Canindé. Na base da Formação Ipu, do Grupo Serra Grande, foi estudado um afloramento ainda não descrito na literatura, que corresponde a uma espessa sucessão de diamictitos e lamitos, interpretados aqui como de origem glacial, correlacionáveis aos tilitos descritos na literatura que ocorrem nas proximidades Serra da Capivara. Este grupo registra uma sedimentação predominantemente continental fluvial sob influência marinha, em ambiente glacial. O contato com a unidade adjacente, Grupo Canindé, foi interpretado como discordante. No Grupo Canindé a sedimentação é predominante influenciada por processos marinhos, que são registros das grandes inundações que atingiram o Gondwana durante o Devoniano. Neste trabalho, propõe-se a comparação e correlação regional com bacias interiores que compõe o Gondwana Ocidental, sendo estas as bacias do Paraná, Congo e Cape-Karoo. Os registros sedimentares estudados nas associações de fácies aqui descritas, possuem seus equivalentes nas bacias do Paraná (Sul do Brasil) e Cape-Karoo (África do Sul). A análise estratigráfica, juntamente com a análise das

paleocorrentes, permitiu a interpretação dos possíveis paleoambientes deposicionais e seus contextos paleogeográficos na configuração das bacias do Gondwana Ocidental, baseado em modelos de reconstrução. Os sentidos de paleocorrentes obtidos neste trabalho sugerem uma sedimentação vinda de Sul/Sudeste, com sentidos Noroeste ($\sim 310^\circ$), o que se diverge dos sentidos regionais nas demais bacias (Paraná e Cape-Karoo). O que pode sugerir a existência de um alto estrutural que separava estas bacias no Paleozoico Inferior. Assim como pode explicar a ausência de registro sedimentar siluro-devoniano na Bacia do Congo (África Central).

Palavras-chave: Estratigrafia, Grupo Serra Grande, Grupo Canindé, Bacia do Parnaíba, Paleogeografia.

ABSTRACT

ASSIS, André Pereira. **Os Sistemas Siluriano e Devoniano em afloramentos da Borda Leste da Bacia do Parnaíba e correlações no Gondwana Ocidental. 2016. (*The Silurian and Devonian Systems in outcrops from the Eastern Parnaíba Basin and correlations with West Gondwana*). 2016.** Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Silurian and Mesodevonian-Eocarboniferous intervals of the Parnaíba Basin, Serra Grande and Caninde groups, represent an important record of the evolution of the western margin of Gondwana. These stratigraphic groups are prevalent on the eastern edge of the Parnaíba Basin and are the main tributaries of the major relief in the Ibiapaba Hills, on the border of the states of Piauí and Ceará. The Parnaíba Basin is still considered poorly known basin because the published papers are scarce and usually have locally approach without regional integration. The objective of this work is to bring new sedimentological and stratigraphic data obtained through field survey and stratigraphic analysis in detail, seeking to contribute to a better understanding of the basin in the section of the Lower Paleozoic correlating with the literature on the west Gondwana paleocontinent. The stratigraphic analysis was based on the description of 14 sedimentary facies, which were encompassed in five facies associations, three of those belonging to the Serra Grande Group and two to Caninde Group. On the basis of the Ipú Formation (Serra Grande Group), an outcrop not described in the literature, was studied which corresponds to a thick succession of diamictic and mudstone, interpreted here as glacial origin correlated to tillites previously defined in the literature that occur near Serra da Capivara (south Piauí). This group records a predominantly continental fluvial sedimentation with marine influence in glacial environment. The contact with the adjacent unit, Caninde Group, was interpreted as an angular unconformity. In the Caninde Group sedimentation is predominantly influenced by marine processes, which related to large transgressive events in Gondwana during the Devonian. In this work, is proposed the comparison and correlation with regional inland basins of West Gondwana, like Paraná, Congo and Cape-Karoo basins. Sedimentary records studied in facies associations here described, have their equivalents in the basins of Paraná (southern Brazil) and Cape-Karoo (South Africa). The stratigraphic analysis, together with paleocurrent measurements, allowed the interpretation of possible

depositional palaeoenvironments and new paleogeographic settings for the Western Gondwana configuration basins, based on reconstruction models. The paleocurrent trends obtained suggest that the sedimentation came from S-SE towards NE (~ 310 °), which diverges from the other basins (Paraná and Cape-Karoo). This could suggest the existence of a structural high that separated these basins in the Lower Paleozoic. This might explain the absence of Silurian-Devonian sedimentary record in the Congo Basin (Central Africa).

Key words: stratigraphy, tectonics, paleogeography, Sierra Grande, Caninde, Parnaíba Basin.

Lista de Figuras

- Figura 1.1.: Localização da Bacia do Parnaíba no Brasil e no mapa dos estados CE: Ceará, PE: Pernambuco, BA: Bahia, PI: Piauí, TO: Tocantins, MA: Maranhão e PA: Pará. Área de estudos destacada em retângulo vermelho. Modificado de Ferreira (2010).2
- Figura 2.1.: Mapa mostrando o contorno da cobertura sedimentar da Bacia do Parnaíba com os principais lineamentos do embasamento destacados em vermelho: Lineamento Picos-Santa Inês e Lineamento Transbrasiliano. E feições graben formas paleozoicas destacadas em verde. Em linhas pretas são mostrados arcos que limitam o contorno da bacia. Fonte: Fernandes (2011).5
- Figura 2.2.: A) Mapa mostrando a compartimentação tectônica da Bacia do Parnaíba. Principais blocos tectonoestratigráficos e seus limites, e sua provável extensão debaixo da Bacia do Parnaíba. AFZ = zona de falha Araguaína, CMT = Graben Campo Maior, JT = Graben Jaibaras, SPF = zona de falha Sobral -Pedro II, TBSZ = Zona de cisalhamento transbrasiliano, e QS = zona de sutura Quatipuru. Fonte: Daly *et al.* (2014).6
- Figura 2.2.: B) Seção sísmica mostrando a configuração tectônica da bacia. Ressaltando a diversidade das estruturas crustais do embasamento; os maiores limites crustais; as zonas de grabens de Jaibaras e Campo Maior; e a discordância do embasamento com a Bacia do Parnaíba. Também mostra a complexidade estrutural da porção Oeste da bacia em comparação com a porção Leste. Fonte: Daly *et al.* (2014).7
- Figura 2.3 Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Vaz *et al.* (2007).8
- Figura 2.4 Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Vaz *et al.* (2007).9
- Figura 3.1.: Mapa geológico da borda Leste da Bacia do Parnaíba com as unidades litoestratigráficas do Grupo Serra Grande e das formações do Grupo Canindé. O mapa também mostra pontos onde foram estudados os afloramentos, com ênfase nos afloramentos com perfis estratigráficos. Fonte: elaboração própria a partir da compilação de dados dos mapas geológicos do Piauí e Ceará (CPRM).14
- Figura 3.2.: Formação Ipu, unidade basal do Grupo Serra Grande aflorando nas escarpas da Serra da Ibiapaba, município de Ipu, CE.16
- Figura 3.3.: A): intercalação de arenito e conglomerado com estratificação cruzada. Sopé da Serra da Ibiapaba, na localidade de Bica do Ipu, município de Ipu (CE). B) contato entre gnaisses do embasamento e conglomerado de matriz arenosa da Formação Ipu. Ponto PB-CE-15 (vide mapa na figura 3.1).18
- Figura 3.4.: A) Afloramento no corte da CE-257 Rodovia Ipueiras x Croatá. Contato com discordância angular de baixo ângulo do quartzito branco e diamictitos basais da Formação Ipu, marcada pela linha amarela no mapa. B) Mapa de localização do afloramento na Rodovia PB-CE-16.18
- Figura 3.5 A) Clastos angulosos de rochas metassedimentares e meta-ígneas nos diamictitos da base da Formação Ipu. Ponto PB-CE-17, vide mapa na figura 3.1. B) Intercalação de diamictitos e arenitos de matriz argilosa. Ponto PB-CE-17, vide mapa na figura 3.1.19

Figura 3.6.: Arenitos finos e siltitos brancos da Formação Tianguá. Corte da rodovia PI-258 no município de Domingos Mourão (PI). Ponto PC-CE-14 (vide mapa na figura 3.1).20

Figura 3.7.: A) Nível conglomerático entre as camadas de arenitos. B) Forma de ocorrência das rochas siliciclásticas da Formação Jaicós, com predomínio de estratificações cruzadas planares de médio porte. Ponto PB-PI-24 (vide mapa da figura 3.1).21

Figura 3.8.: A): Formação Cabeças no Parque Nacional de Sete Cidades, PI. B): Forma de erosão tipo "casco de tartaruga", Formação Cabeças, Localidade do Parque Nacional das Sete Cidades, PI. Pontos PB-PI-05 e PB-PI-06.23

Figura 3.9.: BR-230, entrada da cidade de Picos (PI). Folhelhos de coloração cinza e vermelho, intercalado a fácies heterolíticas e gradação inversa para camadas de arenitos vermelhos no topo do afloramento.24

Figura 3.10.: Formação Cabeças, lobos arenosos e estratificações cruzadas. Ocorre também feição de intemperismo do tipo "casco de tartaruga". Localidade: Parque Nacional de Sete Cidades, PI.25

Figura 3.11.: Intercalação de camadas delgadas de arenito muito fino e camadas brancas de argila de composição carbonática. Formação Longá. Localidade: Estrada PI-236, norte de Oeiras (PI).26

Figura 3.12.: Estratificação sigmoidal e lobos arenosos Formação Poti. Localidade: BR-343, Próximo de Floriano.....27

Figura 4.1: Facies Dmb, tiliito maciço com blocos angulares composto por fragmentos polimíticos do embasamento, matriz cinza argilo-arenosa. Notar diferença na composição dos clastos. Ponto PB-CE-16 (vide mapa na figura 3.1A).....31

Figura 4.2.: Facies Dm, tilito maciço de coloração cinza a amarela, com arcabouço composto por clastos de composição polimítica, e subarredondados a angulosos, com matriz siltico-argilosa de coloração cinza a amarelada (vide mapa na figura 3.1A).....32

Figura 4.3.: Fácies Scc, arenito com matriz argilosa e estratificações cruzadas em forma de canais incipientes e Smc, arenito com matriz argilosa, maciço. Na figura é mostrado o contato transicional entre as fácies Scc e Smc (vide mapa na figura 3.1A).33

Figura 4.4.: Fácies Smc, arenito maciço com clastos angulosos e subangulosos dispersos em matriz siltosa-arenosa, mal selecionada. Na figura é mostrado a heterogeneidade da composição dos clastos, quartzosos, líticos e feldspáticos (vide mapa na figura 3.1A).....34

Figura 4.5.: Fácies Gm, conglomerado matriz suportado, níveis centimétricos e irregulares, geralmente com estrutura maciça, mas podem ocorrer com estratificações cruzadas acanaladas. Estes depósitos ocorrem geralmente na base de pacotes arenosos, ou estratificações cruzadas. (afloramento PB-PI-23, vide mapa na figura 3.1A)35

Figura 4.6.: Fácies Gcc, conglomerado clasto suportado, possui coloração cinza clara e tons de laranja. Muito mal selecionado, com clastos subangulosos e arredondados, com predomínio de

composição aquartzosa. Matriz arenosa, as vezes feldspática. Na figura é possível observar e intercalação entre as fácies St (arenito com estratificação cruzada acanalada) e a fácies Gcc. Afloramento na Bica do Ipu, Serra de Ibiapaba, ponto PB-PI-15 (vide mapa na figura 3.1A) .36

Figura 4.7.: Fácies Sp, arenito com estratificação planar, com coloração cinza esbranquiçado. A foto ilustra estratificações cruzadas planares de médio porte em afloramento da Formação Jaicós, localizado no município de Domingos Mourão, ponto PB-PI-21 (vide mapa na figura 3.1A) ...37

Figura 4.8.: Fácies St, arenito com estratificação cruzada acanalada. Arenitos de coloração cinza esbranquiçados a avermelhados, com estratificações de médio a pequeno porte em elemento arquitetônicos de canais entrelaçados. Ponto PB-PI-33 (vide mapa na figura 3.1A).38

Figura 4.9.: Fácies Sr, arenito com marcas de onda. Granulometria fina a média com marcas de onda assimétricas e simétricas, coloração predominantemente avermelhada, bem selecionado e composição essencialmente quartzosa. A) Estrutura de marcas de ondas em corte no topo da camada; B) Marcas de onda em corte lateral; C) Estratificação cruzada *hummocky*. Afloramento nas proximidades do município de Itainópolis, ponto PB-PI-35 (vide mapa na figura 3.1A).39

Figura 4.10.: Fácies Spp, arenito com estratificação plano paralela. Ocorre em coloração avermelhadas e esbranquiçadas, com granulometria média e bem a moderado grau de seleção, essencialmente composto por quartzo. Ponto PB-PI-22 (vide mapa na figura 3.1A)40

Figura 4.11.: Fácies Ssp, arenito com estratificação sigmoidal. Coloração alaranjada, granulometria média, moderado a bem selecionado. A) Estratificações cruzadas sigmoidais de médio porte. B) Estruturas sigmoidais ressaltadas em linhas amarelas. Ponto PB-PI-47 (vide mapa na figura 3.1A).41

Figura 4.12.: Fácies Sm. arenito maciço. Coloração avermelhada, estrutura maciça ou com estratificações incipientes. Composição essencialmente quartzoza, mal a moderadamente selecionado. Na figura é ilustrada a fácies Sm em associação com fácies Fh (Siltitos e argilitos intercalados com acamamento *flaser*, *wavy* ou *linsen*) no topo da foto. Ponto PB-PI-32 (vide mapa na figura 3.1A)42

Figura 4.13.: Fácies Fh, siltitos e argilitos intercalados (fácies heterolíticas). Coloração roxa, vermelha ou cinza esbranquiçado. Na foto ocorrem estruturas *flaser* e *linsen*. Ponto PB-PI-29 (vide mapa na figura 3.1A)43

Figura 4.14.: Fácies Fl, siltito e argílio com laminação plano paralela. Geralmente possuem coloração cinza ou vermelha, com camadas tabulares e frequentemente ocorrem lentes de areia fina, como ilustrado na imagem. Ponto PB-PI-35 (vide mapa na figura 3.1A)44

Figura 4.15.: Modelo esquemático de recuo e avanço das geleiras com formação de A), Leques de *outwash*, B) tilitos de alojamento e C) tilitos de ablação. Modificado de Eyles e Eyles (2010) 46

Figura 4.16.: Perfil estratigráfico da associação de fácies AF1 estudada no afloramento PB-CE-15 localizado no corte da rodovia CE-257 no trecho Croatá x Ipueiras (vide mapa na figura 3.1). A) Foto e esquema da divisão das fácies em afloramento da associação AF1. B) Clasto de gnaiss subarredondado em diamictito de coloração cinza, fácies Dmc. C) Arenito maciço com clastos, e um

nível de sete centímetros com concentração de clastos, fácies *Smc*. D) Clastos arredondados e angulosos, com diferentes composições em arenito maciço, fácies *Smc*. E) Contato gradacional entre arenito maciço com clasto (*Smc*) e arenito estratificado com matriz argilosa (*Sc*). F) Contato lateral transicional da fácies *Smc* e *Sc*.47

Figura 4.17.: Associação de fácies AF2, seção colunar do afluente na cachoeira da Bica do Ipu, ponto PB-CE-15 (vide mapa na figura 3.1A). Arenitos com estratificação cruzada acanalada intercalados a conglomerados com estratificação incipiente, clasto suportados. Paleoambiente fluvial entrelaçado. A) Afloramento onde o perfil foi estudado. B) Vista da Bica do Ipu, escarpa de arenito da Formação Ipu. C) Foto das fácies *Gcc* e *St*, conglomerado com estratificação cruzada acanalada incipiente e camada centimétrica de arenito granuloso com estratificação cruzada acanalada. D) Base da escarpa da Formação Ipu com a fácies *Gcc* em contato com rocha do embasamento.....49

Figura 4.19.: Associação de fácies AF3, seção colunar do ponto PB-PI-32 localizado nos arredores da cidade de Domingos Mourão, PI (localização na figura 3.1A). A) Nível conglomerático na base dos estratos. B) Níveis de granulos e seixos acumulados nos planos de estratificações (fácies *Sp*). C) Estratificação cruzada planar, fácies *Sp*. D) Estratificação cruzada acanalada.51

Figura 4.20.: Associação de fácies AF4, seção colunar do afloramento da Formação Pimenteiras na entrada da cidade de Picos (PI), ponto PB-PI-32 (localização na figura 3.1A). Sucessão de arenitos finos, siltitos e fácies heterolíticas em ambiente de plataforma dominada por ondas e maré. A) Vista geral do afloramento estudado. B) Contato entre as fácies *Sm*, *Spp* e *Fh*, próximo a base do afloramento. C) Fácies *Spp*, *Sr* e *Fh* em contatos tabulares. D) Siltitos e lamitos nas fácies *Fl*, *Fh* arenitos finos com marcas onduladas, fácies *Sr*. E) Marcas de onda assimétrica e laminação do tipo flaser na fácies *Fh*.53

Figura 4.21: Associação de fácies AF5, seção colunar. A) Vista geral do afloramento PB-PI-35 (localização na figura 3.1A). B) Estrutura *hummocky* de grande porte. C) Contato entre as fácies *Fh* e *Sr*. D) Fácies *Sr*, *Spp* e *Fh*. E) Estrutura *hummocky* de médio porte na fácies *Sr*.55

Figura 4.22 Diagramas de rosáceas com rumos resultantes das paleocorrentes de acordo com os setores Nordeste, Leste e Sudeste na borda leste da Bacia do Parnaíba, dividida em A) sedimentos fluviais, estratificações cruzadas acanaladas e festonada, formações Ipu e Jaicós; B) Sedimentos fluviais, estratificações cruzadas planar e acanaladas e seixos imbricados; C) Estratificações cruzadas acanaladas, planares e seixos imbricados de fácies fluviais da Formação Jaicós; D) Estratificações cruzadas de migração de dunas subaquosas e marcas de ondas assimétricas em ambiente de plataforma rasa dominada por ondas, Formação Longá; E) Estratificações cruzadas em arenitos da Formação Cabeças; F) Estratificações cruzadas e marcas de ondas em transição entre ambientes nerítico e de plataforma com intensa exposição subaérea, formações Pimenteiras e Cabeças59

Figura 5.1.: Esquema figurativo mostrando provável contexto paleoambiental para o Grupo Serra Grande e a provável localização dos afloramentos estudados. **AF1** - Subglacial a Glacial com planícies de *outwash*, depósitos de degelo. **AF2** - Sistema fluvial entrelaçado; **AF3** - Barras longitudinais de canais entrelaçados ou ambiente deltaico. Fonte: Modificado de Eyles e Eyles (2010).....61

Figura 5.2.: Modelo deposicional esquemático com o provável contexto paleoambiental das Formações Itaim e Pimenteiras (Grupo Canindé). AF4: Associação de Fácies 4, intercalação de lamitos, siltitos e arenitos subordinados da Formação Pimenteiras no afloramento PB-PI-32. AF5:

Associação de Fácies 5, intercalção de arenitos finos, siltitos e lamitos subordinados da Formação Itaim no afloramento PB-PI-35.62

Figura 5.3.: A) Mapa de localização das associações de fácies e localização espacial aproximada dos diagramas de paleocorrentes, em fundo esverdeado, paleocorrente de ambientes fluviais do Grupo Serra Grande e em tons de marrom, paleocorrentes de ambientes marinhos do Grupo Canindé. B) Localização da área de estudos e setores Noerdeste, Leste e Sudeste da borda Leste da bacia. C) Reconstrução do Gondwana no Cambriano – notar alto estrutural que separa bacias do lado da plataforma sul-americana e africana (Scotese, 2013). D) Modelo de depocentro da bacia no Siluriano e Devoniano proposto por Góes (1990).63

Figura 5.4.: Reconstrução do Gondwana. Fonte: Du Toit, 1937.64

Figura 5.5.: Mapa geológico do Gondwana, segundo a reconstrução de Witt *et al.*, 1988. Observar o contorno em linha preta o destaque para as bacias intracratônicas descritas por de Witt (1988).....66

Figura 5.6.: Coluna estratigráfica comparando as bacias interiores do Complexo de Bacias do Gondwana Centro-Oeste. O quadro amarelo motra o intervalo estudado. Destaque para a provavel correção com os depósitos glaciais do siluro-ordovicianos (faixa cinza). Fonte: Modificado de Linol *et al.* (2016).67

Figura 5.7.: Quadro comparativo de mapas de reconstrução paleogeográficas e espalhamento do intervalo Siluro-Devoniano na Bacia do Parnaíba. A) Mapa da Bacia do Parnaíba, mostrando a área de ocorrência dos Grupos Serra Grande e Canindé. B) Reconstrução paleogeográfica com posição do Polo Sul e posição da América do Sul no Devoniano, por Bigarella (1964). C) Reconstrução paleogeográfica e posição da Bacia do Parnaíba no Siluriano Inferior, por Scotese (2013). D) Reconstrução paleogeográfica e posição da Bacia do Parnaíba no Mesodevoniano, por Scotese (2013).69

Lista de Tabelas

Tabela 1: Tabela com a síntese de 14 facies descritas nos afloramentos estudados. Utilizando modelo de Miall (1996), com adaptações necessárias. (continua próxima página)29 e 30

Tabela 2.: Síntese das medidas de paleocorrente por afloramentos descritos (figura 3.1A). Para as estruturas foi adotado a seguinte nomenclatura: ec - estratificação cruzada indiscriminada, podendo ser acanalada, planar ou sigmoidal; ci - clastos imbricados; mo - marcas onduladas AZ= azimute.57

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVO.....	2
1.2 LOCALIZAÇÃO	2
1.3 METODOLOGIA.....	3
2. GEOLOGIA REGIONAL	4
2.2 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO.....	10
2.3 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR	11
3. GRUPOS SERRA GRANDE E CANINDÉ DA BACIA DO PARNAÍBA.....	13
3.1 GRUPO SERRA GRANDE.....	15
3.1.1 Histórico	15
3.1.2 Geologia do Grupo Serra Grande	16
3.2. GRUPO CANINDÉ	21
3.2.1 Histórico	21
3.2.2 Geologia do Grupo Canindé.....	22
4. ANÁLISE FACIOLÓGICA.....	28
4.1 CARACTERIZAÇÕES DE FÁCIES	28
Síntese da caracterização das fácies.....	29
4.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES E AMBIENTES DEPOSICIONAIS	45
4.2.1 Associação de Fácies e Sistemas Depositionais no Grupo Serra Grande (Sequência Siluriana)	45
4.2.2 Associação de Fácies e Ambientes Depositionais no Grupo Canindé	52
4.3 PALEOCORRENTES	56
5. DISCUSSÕES.....	60
5.1 AMBIENTES DEPOSICIONAIS	60
5.2 CORRELAÇÕES REGIONAIS COM AS DEMAIS BACIAS INTERIORES DO GONDWANA CENTRO-OESTE.....	64
6. CONCLUSÕES	70
REFERENCIAS.....	72

1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Parnaíba representa a porção remanescente de uma grande depressão fanerozoica que existia na região noroeste do paleocontinente Gondwana, com registro do seu preenchimento sedimentar e manifestações magmáticas deste Éon. Para a comunidade científica, esta bacia é uma das menos conhecidas dentre as bacias sedimentares interiores brasileiras, e, ainda é considerada uma fronteira exploratória do ponto de vista da indústria petrolífera (Santos, 2007). Em meados dos anos 1970 houve uma grande demanda pela exploração de hidrocarbonetos *onshore*, que culminou em diversas publicações dentre as décadas de 1970 e 1990. Desde então, os estudos sobre a bacia do Parnaíba vêm sendo abordados de maneira não contínua e com enfoques geológicos muito localizados. Os dados de cartografia geológica, de uma forma geral, só estão disponíveis em escala regional, o que desfavorece o entendimento detalhado sobre como são os contatos entre unidades litoestratigráficas. Além disso, apesar de existirem algumas publicações sobre as correlações das bacias interiores com as bacias gondwanicas, ainda são escassos os trabalhos que abordam a Bacia do Parnaíba como uma bacia pertencente ao Complexo de Bacias do Gondwana Centro-Oeste (Linol *et al.*, 2016). Neste trabalho serão apresentados dados sedimentológicos e estratigráficos com base em análise faciológica e estudo das paleocorrentes de afloramentos da borda leste da Bacia do Parnaíba, no intervalo siluro-devoniano. Estes dados contribuem para o entendimento da evolução tectono-sedimentar e paleogeográfica da margem ocidental do Gondwana no Paleozoico Inferior. Além de contribuir para futuras correlações estratigráficas com unidades equivalentes nas demais bacias gonduânicas.

1.1 Objetivo

O objetivo deste trabalho é caracterizar as litofácies e suas sucessões nos intervalos Siluriano e Devoniano em afloramentos da borda Leste da Bacia do Parnaíba, que correspondem aos grupos estratigráficos Serra Grande (Siluriano) e Canindé (Mesodevoniano-Eocarbonífero). Busca-se contribuir para o entendimento do contexto paleoambiental e paleogeográfico do Paleozóico Inferior na Bacia do Parnaíba, e suas possíveis correlações regionais com as demais do Gondwana Centro-Oeste.

1.2 Localização

Localizada na região nordeste do Brasil, a bacia possui aproximadamente – 670 000 km² (Daly *et al.*, 2014), ocupando grande parte dos estados do Piauí, Maranhão (totalidade), Tocantins (porção norte), Ceará (extremo oeste) e Pará (região leste) (figura 1.1). A área abordada neste trabalho está localizada na porção leste da bacia, onde ocorrem as melhores exposições das unidades paleozoicas (figura 1.1 A), nas porções centrais do Estado do Piauí e Maranhão e no extremo oeste do estado do Ceará.

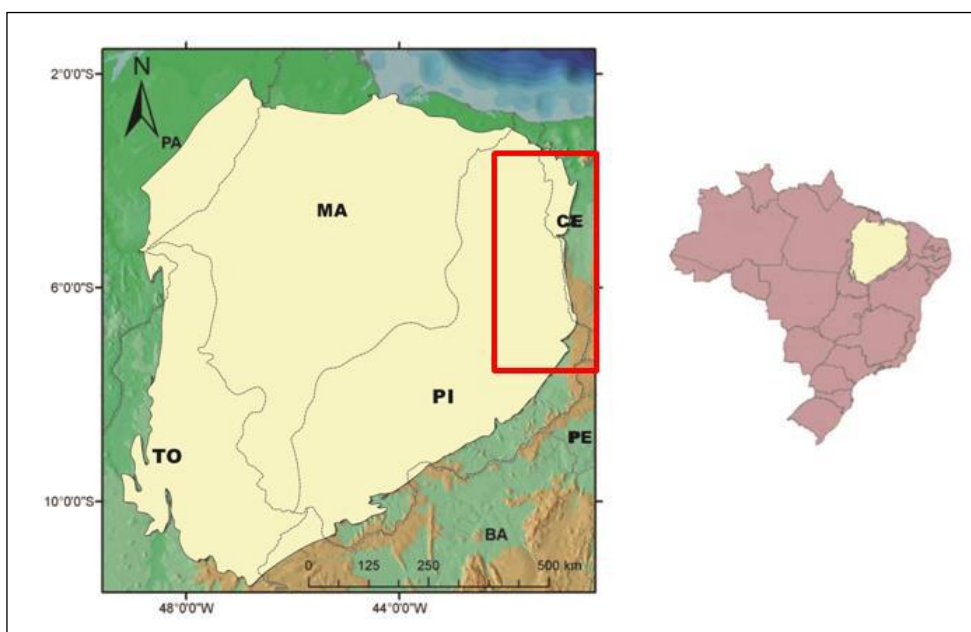


Figura 1.1.: Localização da Bacia do Parnaíba no Brasil e no mapa dos estados CE: Ceará, PE: Pernambuco, BA: Bahia, PI: Piauí, TO: Tocantins, MA: Maranhão e PA: Pará. Área de estudos destacada em retângulo vermelho. Modificado de Ferreira (2010).

1.3 Método

A metodologia deste trabalho abrangeu essencialmente as seguintes etapas: 1) pesquisa bibliográfica de estudos prévios realizados na Bacia do Parnaíba e seleção dos mapas e; 2) aquisição de dados em uma campanha de campo promovida pelo Projeto Gondwana (UFRJ-CENPES), no qual foram percorridos afloramentos por toda a extensão da bacia onde foram obtidas informações sedimentológicas e estratigráficas detalhadas; 3) processamento e interpretação dos dados obtidos em laboratório.

Na pesquisa bibliográfica, foram analisados trabalhos e mapas com informações da Bacia do Parnaíba. Porém os dados de cartografia geológica só estão disponíveis em escalas regionais, o que dificultou observar com precisão a posição dos contatos entre as unidades na etapa de campo. Foram utilizadas cartas geológicas na escala de 1:1.000.000 dos estados do Ceará, Piauí e Maranhão que encontram-se disponíveis no banco de dados do CPRM: folhas sa23, sa24, sb23, sb24, sc23 e sc24. Também foram utilizados mapas rodoviários e imagens de satélite em escala de semi detalhe (1:25.000) nas áreas escolhidas por sensoriamento remoto, onde foram reconhecidas áreas de grande exposição.

A etapa de campo se consistiu de uma campanha de 30 dias percorrendo afloramentos em toda a extensão da bacia, mas o foco deste trabalho é a borda Leste, onde ocorre melhor exposição das unidades que compõem o intervalo siluro-devoniano. Foram obtidas informações em afloramentos envolvendo os atributos descritivos para litologia, textura, estruturas, cor, geometria e as relações laterais e verticais entre as camadas. A interpretação e descrição das fácies sedimentares encontram-se embasadas segundo o modelo de Miall (1996) (vide capítulo 4). Também foram elaborados perfis colunares, amostragem e obtenção de medidas de paleocorrentes.

Na etapa do processamento e interpretação dos dados de campo foram produzidos um mapa geológico com o uso do *software* ArcGis 10.2, perfis estratigráficos, digitalizados através do *software* CorelDrawXI, e interpretados como associações de litofácies. As medidas de paleocorrentes foram tratadas estatisticamente através de diagramas de rosetas, utilizando o *software* *OpenStereo*.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba ocupa uma área de aproximadamente 600,000 km² e com cerca de 3,4 km de espessura preenchida durante o Fanerozoico, sobrepondo-se aos riftes do Paleozoico Inferior (Góes e Feijó, 1994). Possui formato de elipsóide com eixo de maior alongação com orientação NE-SW (Vaz *et al.*, 2007). A bacia encontra-se superposta a um embasamento cristalino proterozoico consolidado no Cambriano, composto por rochas metamórficas e ígneas. Este embasamento está exposto nas faixas moveis as quais a bacia se sobrepõe (faixas Paraguai-Araguaia, Brasília e Província Borborema e pelo Maciço de Goiás), e parte dos crátons São Luis, Amazonas e São Francisco (Santos & Carvalho, 2009)

Segundo Klein (1995) e Ingersol *et al.* (2012); grande parte das bacias interiores, encontram-se sobrepostas a sistemas de rifte não evoluídos, os quais são precursores de uma grande sinéclise. Esta característica pode ser comumente observada na base da Bacia do Parnaíba, evidenciada por estruturas grabeniformes, concordantes a grandes lineamentos brasileiros, existentes no substrato da bacia (figura 2.1). Esses riftes precursores são correlacionáveis ao Graben de Jaibaras, e outras estruturas grabeniformes. Segundo Vaz *et al.* (2007), o final do Proterozoico e início do Paleozoico é marcado por um sistema de riftes que são produto dos ciclos terminais da orogenia brasileira. Para estes tipos de bacias, Ingersoll *et al.* (2012) enfatiza que as sucessões sedimentares podem representar uma grande diversidade em sua configuração tectônica e propõe a nomenclatura de *Bacia Intracratônica Sustentada por Rift Fóssil*, para bacias de regime de placa divergente com substrato cratônico. Porém para a Bacia do Parnaíba, não existe um consenso sobre a existência de um cráton em seu substrato.

Daly *et al.* (2014), com base em estudos sísmicos, propuseram que o embasamento da Bacia do Parnaíba seja dividido em pelo menos três blocos, separados por limites crustais: o bloco Amazonas-Araguaia, bloco Parnaíba e bloco Borborema (figura 2.2). Os limites que definem tais blocos são falhamentos profundos que seriam tectonicamente reativados durante a evolução da bacia até o Cretáceo. Para Daly *et al.* (2014), os processos geradores da bacia pouca relação com os sistemas riftes, mas sim com episódicas reativações das zonas de limites entre os blocos tectônicos.

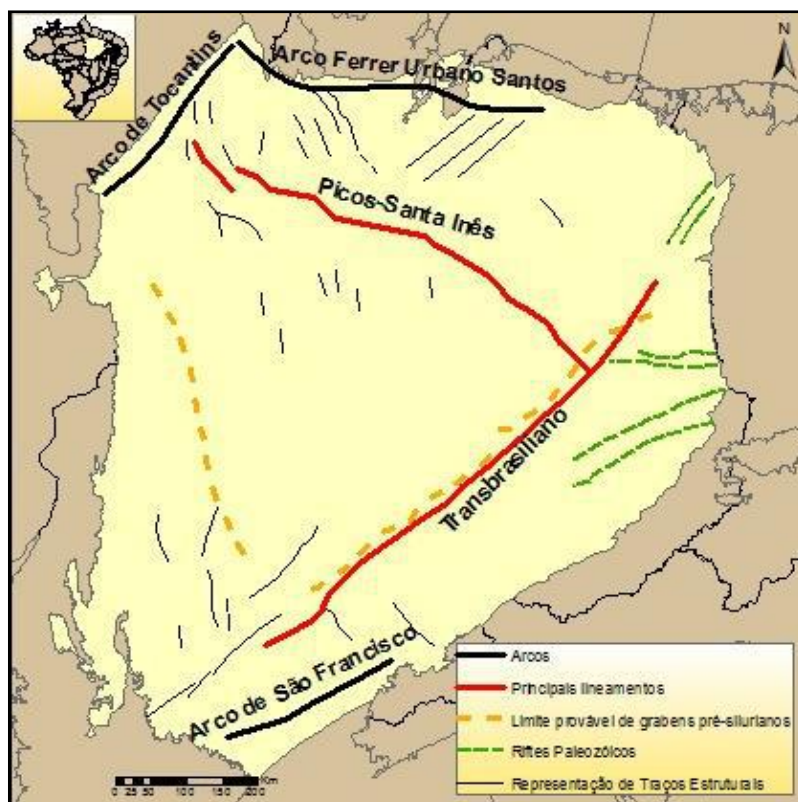


Figura 2.1.: Mapa mostrando o contorno da cobertura sedimentar da Bacia do Parnaíba com os principais lineamentos do embasamento destacados em vermelho: Lineamento Picos-Santa Inês e Lineamento Transbrasiliano. E feições graben formas paleozóicas destacadas em verde. Em linhas pretas são mostrados arcos que limitam o contorno da bacia. Fonte: Fernandes (2011).

A evolução do arcabouço tectono-sedimentar das bacias interiores, ou de interior cratônico, é bastante complexa e pode abranger diversos ciclos sedimentares. Por causa da diversidade que compreende seu registro sedimentar, Góes e Feijó (1994) propõem a denominação de província sedimentar, as quais englobam sinéclises paleozóicas até bacias cenozoicas. A evolução das bacias interiores é constituída pela combinação de diversos processos de formação de bacias. Sua sedimentação policíclica abrange processos continentais e marinhos, podem ocorrer diferentes depocentros e discordâncias de caráter inter-regional.

Neste trabalho, será utilizada a proposta estratigráfica de Vaz (2007) (figuras 2.3 e 2.4) que, baseado nas sequências e nomenclatura estratigráficas de Góes *et al.* (1990). Estas sequências são divididas em: Sequência Siluriana (Grupo Serra Grande), Sequência Mesodevoniana-eocarbonífera (Grupo Canindé), Sequência Neocarbonífera-eotriássica (Grupo Balsas), Sequência Jurássica (Formação Pastos Bons), Sequência Cretácea (Formações Corda, Grajaú, Codó e Itapecuru).

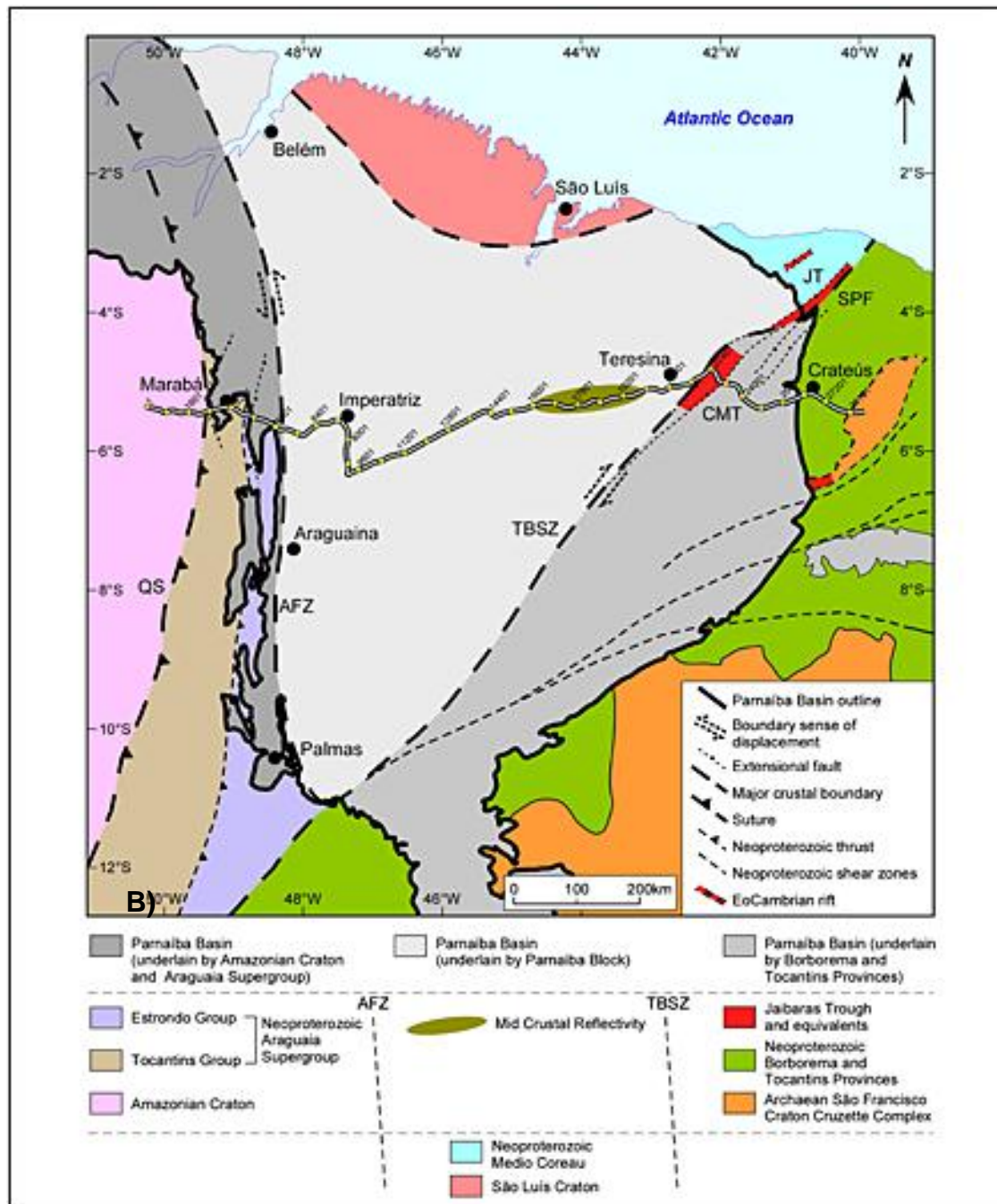


Figura 2.2.: A) Mapa mostrando a **compartimentação tectônica da Bacia do Parnaíba**. Principais blocos tectonoestratigráficos e seus limites, e sua provável extensão debaixo da Bacia do Parnaíba. AFZ = zona de falha Araguaína, CMT = Graben Campo Maior, JT = Graben Jaibas, SPF = zona de falha Sobral -Pedro II, TBSZ = Zona de cisalhamento transbrasiliano, e QS = zona de sutura Quatipuru. Fonte: Daly *et al.* (2014).

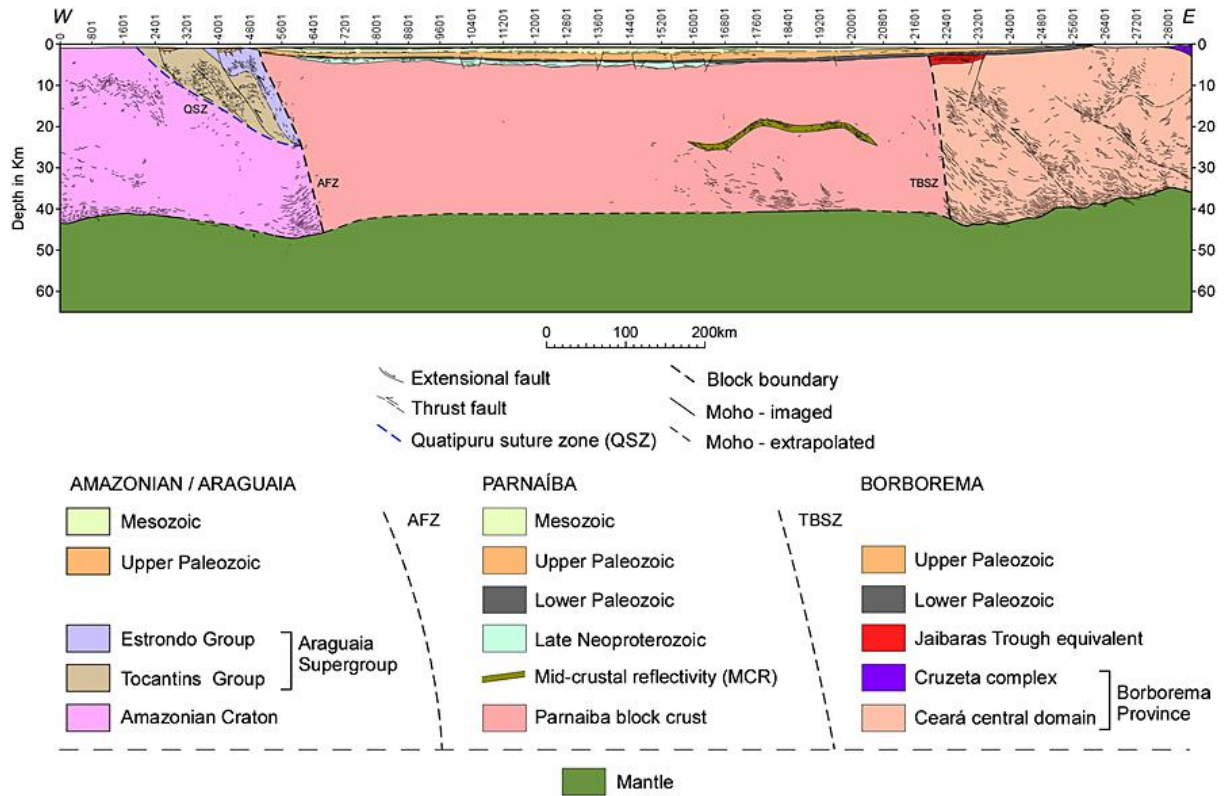


Figura 2.2.: B) Seção sísmica mostrando a configuração tectônica da bacia. Ressaltando a diversidade das estruturas crustais do embasamento; os maiores limites crustais; as zonas de grabens de Jaibaras e Campo Maior; e a discordância do embasamento com a Bacia do Parnaíba. Também mostra a complexidade estrutural da porção Oeste da bacia em comparação com a porção Leste. Fonte: Daly *et al.*. (2014).

BACIA DO PARNAÍBA												
PEKIM TENÓRIO VAZ et al.												
Ma	GEOCRONOLOGIA			NATUREZA DA SEDIMENTAÇÃO	AMBIENTE DEPOSICIONAL	DISCORDÂNCIAS	LITOESTRATIGRAFIA			ESPESSURA MÁXIMA (m)	SEQUÊNCIAS	
	ERA PERÍODO	ÉPOCA	IDADE				GRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO			
65	MESOZOICO	CRETÁCEO	MAASTRICHTIANO									
			CAMPANIANO									
			SANTONIANO									
			CONIACIANO									
			TURONIANO									
100			CENOMANIANO	C/M	ESTUARINO-LAGUNAR		ITAPECURU		724	CRETÁCEA		
		ALBIANO										
		APTIANO	C/M	DESÉRTICO/FLÚVIO-DELTAICO, ALUVIAL/LACUSTRE/PLAT. RASA		CORDA GRAJAU-COBO		266				
		BARREMIANO		INTRUSIVAS E EXTRUSIVAS		SARDINHA		20				
		HAUTERIVIANO										
150		JURÁSSICO	VALANGIANO									
			BERRIASIANO									
			TITHONIANO									
			KIMMERIDGIANO									
			OXFORDIANO	C	FLÚVIO-LACUSTRE		PASTOS BONS		77	JURÁSSICA		
			CALOMANO									
			BATHONIANO									
			BAJOIANO									
			ALBANO									
200			TRIÁSSICO	TOARCIANO								
	PIENSACHIANO			EXTRUSIVAS E INTRUSIVAS		MOSQUITO		193				
	SINEMURIANO											
	RETANIANO											
	RHAETIANO											
250	NEO	NORIANO										
	MESO	CARNIANO										
		LADINIANO			DESÉRTICO		SAMBAÍBA		440	NEOCARBONÍFERA-EOTRIÁSSICA		
		ANISIANO										
	QUEIXIANO											
	INDUANO											
	EO	CHANG-SHIGANO		DESÉRTICO / LACUSTRE		MOTUCA		280				
		WUCHIAPINGIANO										
		CAPITANIANO		PLAT. RASA LITORÂNEO TEMPESTADES SABKHA		PEDRA DE FOGO		240				
300	PERMIANO	WARTIANO										
		ROADIANO										
		KUNGURIANO										
		ARTINSKIANO										
		SAKMARIANO										
		CISURALIANO	ASSELIANO		FLUVIAL DESÉRTICO LITORÂNEO		PIAUI		340			
			GZELTIANO									
			KASSOVIANO									
		PENNSYLVANIANO	MOSCOVIANO									
			BASHKIRIANO									
	SERPUKHOVIANO											
350	CARBONÍFERO	MISSISSIPIANO	VISEANO	DELTA E PLAN. DE MARES-TEMPESTADE	MESOCARBONÍFERA	POTI		320	MESODEVONIANA-EOCARBONÍFERA			
		TOURNAISIANO										
		FAMENIANO		PLATAFORMA DOM. TEMPESTADE	EOCARBONÍFERA	LONGÁ		220				
					PLATAFORMA DOM. MARES, FLÚVIO-ESTUARINO PERIGLACIAL		CABEÇAS		350			
					PLATAFORMA DOM. TEMPESTADE		PIMENTEIRAS		320			
400		DEVONIANO	MESO	EIFELIANO	DELTA MARES-TEMPESTADES	EODEVONIANA	ITAIM		260			
	EO		EMSANO									
				PRAGUANO								
				LOCHKOVIANO		FLUVIAL ENTRELAÇADO		JACÓS		380		
450	ORDOVICIANO		NEO	LUDLOW								
					WENLOCK							
					LIANDOVERY		PLAT. RASA GLÁCIO-FLUVIAL LEQUE DELTAICO		TIANGUÁ IPU		200	
										350	SILURIANA	
500		CAMBRIANO	MESO	KATIANO								
					SANDBIANO							
				DARRIWILIANO								
				DARTINGIANO								
				FLOIANO								
	EO		TREMADOCIANO									
540	PRÉ-CAMBRIANO											
EMBASAMENTO												

Figura 2.3 Coluna Estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Vaz et al. (2007).

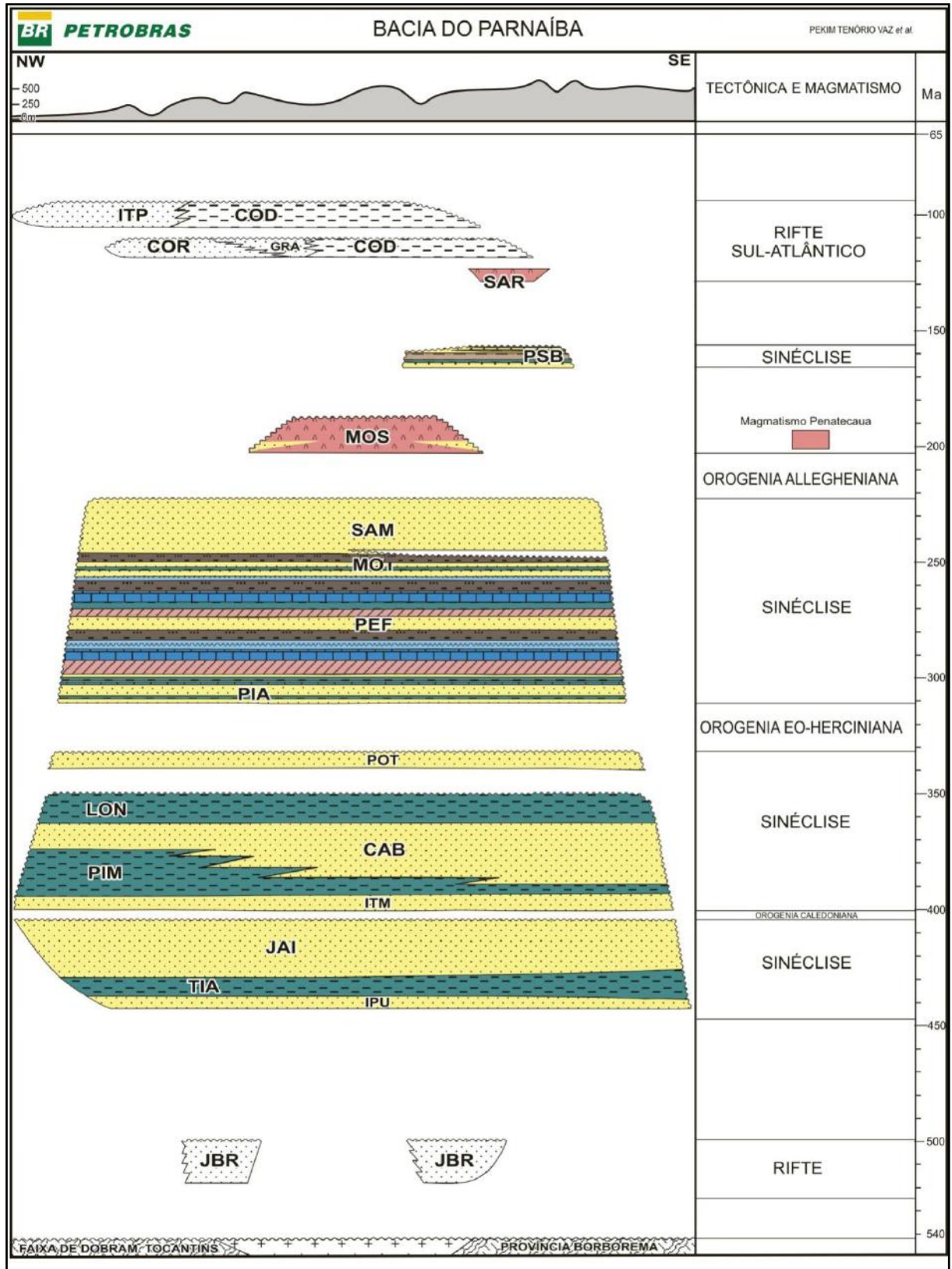


Figura 2.4 Diagrama estratigráfico da Bacia do Parnaíba Fonte: Vaz *et al.* (2007).

2.2. Arcabouço estratigráfico

Segundo Vaz *et al.* (2007), a Bacia do Parnaíba compreende as seguintes supersequências:

Sequência Siluriana: corresponde ao Grupo Serra Grande e compreende as formações Ipu, Tianguá e Jaicós. Representam um ciclo transgressivo-regressivo completo, bem caracterizadas em subsuperfície, porém ainda não individualizadas em trabalhos de cartografia geológica de superfície. Góes e Feijó (1994) interpretam os ambientes de deposição do Grupo Serra Grande como flúvioglacial e glacial, passando a transicional e retornando às condições continentais.

Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera: corresponde ao Grupo Canindé, composto pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. A Formação Itaim consiste de arenitos e folhelhos subordinados. A Formação Pimenteiras é composta por folhelhos de coloração roxa e vermelha com arenitos finos subordinados. A Formação Cabeças é composta por arenitos com geometria sigmoidal abaulada e localmente intercalações de diamictitos (Góes e Feijó, 1994). A Formação Longá consiste de arenitos finos e siltitos. O Grupo Canindé é encerrado pela Formação Poti para a qual é descrito como depósitos de linha de costa sob influencia de maré, em condições climáticas de aridez.

Supersequência Carbonífera-Triássica: formações Piauí, Pedra-de-Fogo, Motuca e Sambaíba compõem o Grupo Balsas. A Formação Piauí, consiste de depósitos de dunas eólicas, de interdunas e planícies de deflação. A Formação Pedra de Fogo apresenta duas sequências de arenitos: os arenitos inferiores correspondem a dunas; os superiores a um ambiente litorâneo com presença localizada de biostromas com estromatólitos hemisféricos (Goés, 1990). Estes, por sua vez, são superpostos por arenitos com estratificação cruzada sigmoidal e alternâncias de folhelho e arenito, depositados em planície de maré. A Formação Motuca consiste de folhelhos vermelhos com níveis de siltito, localmente com estromatólitos dômicos, representando deposição em ambiente lacustre ou lagunar. Finalmente, a Formação Sambaíba consiste de arenito fino, caolinítico, com granulometria bimodal, interpretado como eólico.

Sequência Jurássica: compreende a Formação Pastos Bons e a Formação Corda, as quais são limitadas na base e no topo por rochas vulcânicas intrusivas e extrusivas das formações Mosquito (Jurássico Inferior) e Sardinha (Cretáceo). Os

diques associados à Formação Mosquito foram datados por Ar-Ar em 198 Ma (Marzoli *et al.* 1999). A Formação Pastos Bons é composta por uma sequência granocrescente de folhelhos e arenitos interpretados como depósitos fluviais e lacustres. A Formação Corda consiste-se de arenitos avermelhados com granulometria bimodal, em sequências separadas por superfícies limitantes onde há deposição de argila. O seu ambiente de sedimentação é interpretado como desértico. A Formação Sardinha, que recobre a Formação Corda, consiste de basaltos amigdaloidais, de ocorrência restrita às regiões de Barra do Corda (MA) e Lizarda (PI). As rochas vulcânicas da Formação Sardinha podem ser correlacionáveis aos basaltos do Serra Geral na Bacia do Paraná (Góes e Feijó, 1994).

Sequência Cretácea: Sobre influência dos efeitos da ruptura da margem equatorial brasileira, é implantado na bacia um novo ciclo de sedimentação no Cretáceo, caracterizado por uma rápida transgressão e uma progressiva retirada definitiva do mar desse sistema. Isto propiciou a deposição de sedimentos marinhos platformais com presença de evaporitos e continentais até o fim do ciclo sedimentar.

2.3 Evolução Tectono-Sedimentar

O arcabouço da bacia é predominantemente preenchido por sedimentos do Paleozoico e Mesozoico, tendo sua evolução iniciada desde o Neoproterozoico dada por uma estruturação precursora relacionada aos pulsos terminais dos eventos tectônicos brasileiros, com a formação de grábens com orientação N-NE, distribuídos por toda a extensão da bacia, tal estruturação marcou pronunciadamente as primeiras fases de sedimentação pós-ordovicianas.

A evolução termomecânica produziu uma grande depressão ordovicianas, no qual se depositaram sedimentos flúvio-deltáicos e marinhos rasos durante o período Siluriano. Segundo Goés (1990), o término desta sedimentação siluriana é marcado por reflexos da Orogenia Caledoniana (registradas nos blocos do embasamento que hoje pertencem à continente europeu), que produziu uma discordância de proporção regional. No Devoniano, com a continuidade dos processos termais somados a uma forte influencia de efeitos flexurais, foram depositados sedimentos fluviais e marinhos com maior expressão do corpo aquoso. Esta sequência devoniana teve

encerramento do ciclo deposicional notavelmente marcado por outra discordância regional que, segundo Goés (1990), está relacionada a efeitos da Orogenia Eo-Herciniana no Eo-Carbonífero (registradas nos blocos do embasamento que hoje pertencem ao continente europeu), sendo que tal hipótese pode ser confirmada pela presença de falhamentos normais e reversos no domínio central da bacia.

O ciclo de sedimentação recomeça a partir do Neo-Carbonífero caracterizado por progressiva desertificação e deslocamento dos depocentros para a parte central da bacia (Goés, 1990). Este dessecamento geral da bacia se estende do Neo-Carbonífero ao Triássico. No Pensilvaniano, a sedimentação eólica é seguida de sedimentação marinha transgressiva, com sedimentação clástica à carbonática evidenciados pela presença de evaporitos (Santos *et al.*, 2004). No Permiano, ocorre o retorno da sedimentação eólica, seguida por um aumento dos níveis de corpos aquosos interiores em ambientes lacustres evaporíticos, que é sucedida novamente por sedimentação eólica no Triássico. Em seguida ocorre soerguimento da bacia devido a esforços compressivos e epirogênese positiva, possivelmente causado pela colagem de terrenos ao sul da plataforma Sul-Americana - colagem do terreno patagônia (Zalán, 1991), no qual interrompeu a deposição desta sequência. Além disso, sobre efeito da tectônica extensiva no início da quebra de Pangea, que também provocou a instalação de intenso magmatismo básico, intrusivo e extrusivo. Com o aumento da carga vulcânica produzida pelo magmatismo ocorrem depósitos de distribuição e espessuras reduzidas, relacionados a ciclos posteriores de deposição continental no Cretáceo (Vaz *et al.*, 2007).

Sob influência dos efeitos da ruptura da margem equatorial brasileira, é implantado na bacia um novo ciclo de sedimentação de idade cretácea, caracterizado por uma rápida transgressão e progressiva e definitiva retirada do mar desse sistema, o que propiciou a deposição de sedimentos exclusivamente continentais até o fim do ciclo sedimentar. (Vaz *et al.*, 2007).

3. GRUPOS SERRA GRANDE E CANINDÉ DA BACIA DO PARNAÍBA

As rochas descritas neste trabalho foram atribuídas às sequências Siluriana e Mesodevoniana-Eocarbonífera (Vaz *et al.*, 2007) e ocorrem em melhor exposição na borda leste da Bacia do Parnaíba (figura 3.1). Correspondem aos grupos estratigráficos previamente determinados por diversos autores como grupos Serra Grande e Canindé, respectivamente. A nomenclatura dos grupos estratigráficos que será adotada neste trabalho é a mais recente, proposta por Vaz *et al.*, (2007), onde os arenitos que compõem as escarpas e chapadas mais elevadas da Serra da Ibiapaba (oeste do Ceará) constituem o Grupo Serra Grande (Sequência Siluriana), tratando-se da sequência mais antiga da bacia, essencialmente composta por rochas clásticas, e que repousa discordantemente sobre o embasamento. O Grupo Canindé (Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera), aos quais atribuem-se os arenitos e folhelhos que afloram no interior das chapadas, principalmente no estado do Piauí, sobrepõem-se ao grupo subjacente com uma discordância de baixo ângulo.

Na figura 3.1, é apresentado o mapa da borda leste da bacia utilizado neste trabalho com a localização dos afloramentos percorridos, entre as cidades de Ipu e Jaicós a leste, e entre as cidades de Campo Maior e proximidades de Floriano, a oeste.

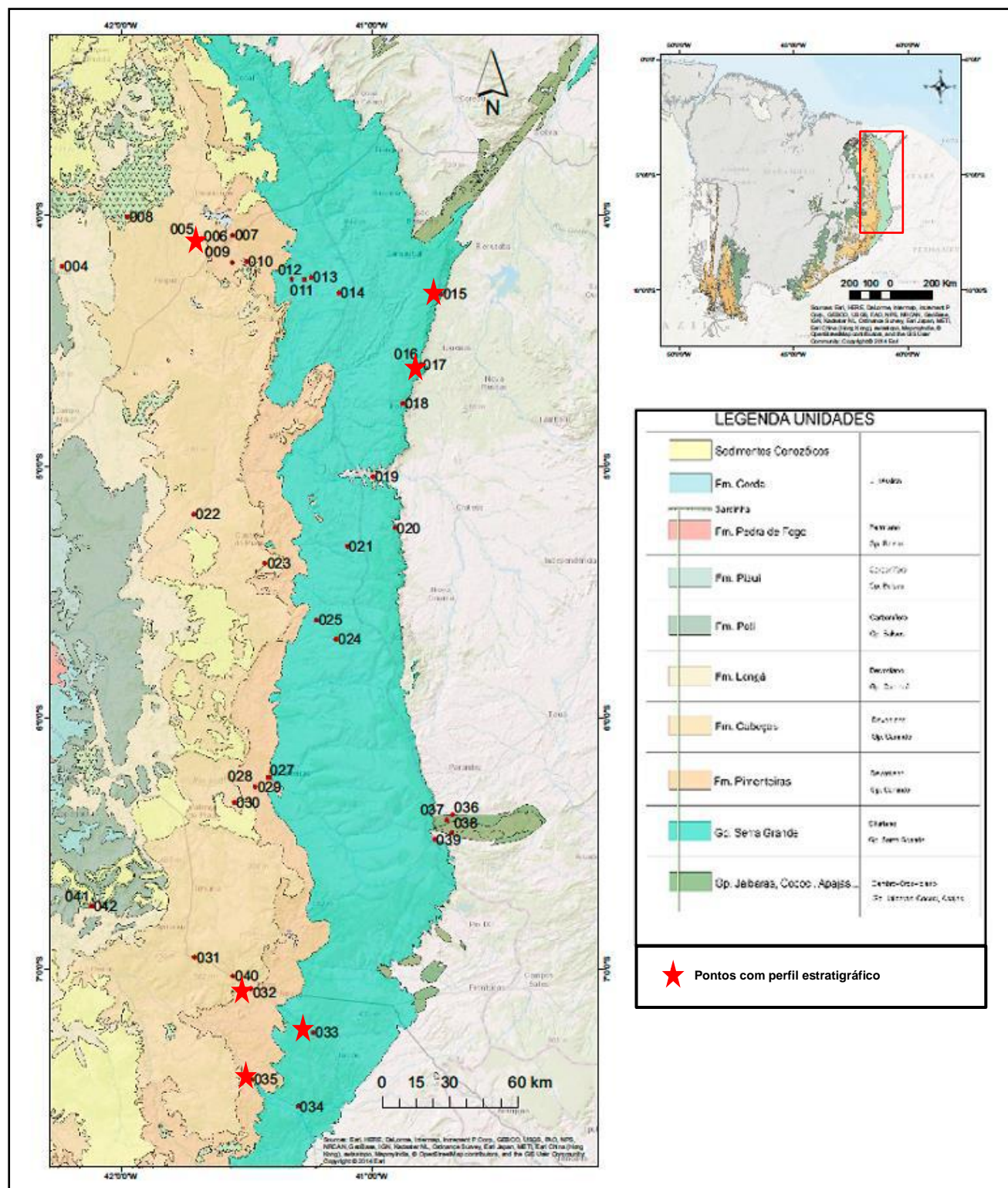


Figura 3.1.: Mapa geológico da borda Leste da Bacia do Parnaíba com as unidades litoestratigráficas do Grupo Serra Grande e das formações do Grupo Canindé. O mapa também mostra pontos onde foram estudados os afloramentos, com êndase nos afloramentos com perfis estratigráficos. Fonte: elaboração própria a partir da compilação de dados dos mapas geológicos do Piauí e Ceará (CPRM).

3.1. Grupo Serra Grande

3.1.1 Histórico

O Grupo Serra Grande foi descrito por Small (1914, *apud* Santos e Carvalho, 2009) pela primeira vez como “Série Serra Grande” para delimitar os arenitos, conglomerados e calcários que ocorrem na borda oriental da bacia. Kegel (1953, *apud* Santos e Carvalho, 2009) fez uma revisão a este conceito, redefinindo a Formação Serra Grande, separando os calcários dobrados como parte do embasamento, que se encontram sotopostos e em discordância angular com os arenitos conglomeráticos. Müller (1962, *apud* Santos e Carvalho, 2009) foi pioneiro em fornecer dados sobre a idade siluriana desta unidade através do reconhecimento de microfósseis marinhos localizados em um membro médio desta unidade. Porém, tal idade, ainda foi pouco aceita por alguns autores, como, por exemplo, Bigarella (1965), que propõe a idade devoniana, pois em algumas extensões a Formação Serra Grande e a Formação Pimenteiras, unidade adjacente do Grupo Canindé, possuiriam continuidade em termos de ambiente deposicional, sendo a última rica em conteúdo fossilífero, ao passo que, com exceção de icnofósseis, a primeira é predominantemente afossilífera. A idade siluriana foi mantida por uma série de divulgações em meados das décadas de 1970 e 1980. Deamon (1975) registrou um membro médio com predominância de material fino e rico em microfósseis marinhos, como quitinozoários, acritarcas e algas, que evidenciavam a época Landoveriano (Siluriano Inferior), entre os arenitos e conglomerados da denominada Formação Serra Grande. Carozzi *et al.* (1975) elevou essa espessa seção sedimentar à categoria de Grupo. Caputo e Lima (1984) propuseram, segundo o código de nomenclatura estratigráfica, os termos Formação Ipu, Formação Tianguá e Formação Jaicós. Caputo e Lima (1984) também realizaram estudos palinológicos na Formação Tianguá e reafirmaram a idade Siluriana ao apresentarem uma detalhada lista de microfósseis equivalentes aos que são comumente encontrados em bacias silurianas na África, Europa e América do Norte.

3.1.2 Geologia do Grupo Serra Grande

Na área estudada, o Grupo Serra Grande ocorre em grande extensão e espessura pelas escarpas e chapadas elevadas da Serra Grande e Serra da Ibiapaba (figura 3.1). A homogeneidade litológica dos arenitos e a grande espessura das camadas são responsáveis pela forma do relevo acentuado que ocorre principalmente na parte nordeste da bacia, que por sua vez, se tornam menos expressivos ao longo da borda sudeste. Neste trabalho foram reconhecidas três distintas unidades, porém não foram separadas no mapa (1:1.000.000), pois seus contatos são transicionais e de difícil delimitação em campo. São correlatas às formações Ipu, Tianguá e Jaicós (Goés, 1990).



Figura 3.2.: Formação Ipu, unidade basal do Grupo Serra Grande aflorando nas escarpas da Serra da Ibiapaba, município de Ipu, CE.

Formação Ipu

A Formação Ipu é a unidade basal do Grupo Serra Grande e repousa sobre o embasamento em discordância angular e litológica, consistindo de camadas espessas de arenitos grossos a médios, esbranquiçados, que por

vezes se mostram intercalados a arenitos conglomeráticos e conglomerados clastos suportados. Apresentam com frequência estruturas de estratificação cruzada acanalada (figura 3.3A). A espessura dessa sucessão sedimentar é variável, podendo alcançar cerca de 700 metros nas escarpas próximas à cidade de Ipu (figura 3.2) e cerca de 200 metros nas escarpas próximas à Jaicós. No norte ocorrem grandes escarpas de orientação N-S, quanto ao sul, não existe uma notável diferença de relevo entre o embasamento e os arenitos da Formação Ipu (figura 3.1).

Do ponto de vista sedimentológico, a Formação Ipu é representada por arenitos mal selecionados, com grãos subangulos a arredondados, sendo que os pacotes apresentam grande variação granulométrica e ocorrem geralmente em camadas tabulares de espessuras variando de meio a um metro. Nos níveis mais basais, ocorrem arenitos conglomeráticos, conglomerados de matriz arenosa e, por vezes, sem matriz, característica que muda da base para o topo em granodecrescência. São arenitos imaturos, por vezes quartzosos, por vezes feldspáticos. Em pontos estudados neste trabalho na porção inferior da Serra do Ipu, ocorrem intercalações de arenito imaturo e conglomerado com seixos arredondados, estruturados por estratificações cruzadas em arqueadas, além de um conglomerado polimítico com matriz arenosa e seixos angulosos em contato com embasamento (figura 3.3). Já em outro local, na base da Formação Ipu e em contato discordante com o embasamento (figura 3.4), ocorrem diamictitos de matriz areno-argilosa de coloração cinza a roxa com litoclastos de diversos tamanhos, desde seixos até blocos, compostos por xistos, gnaisses, quartzo e granitos, alguns deles estriados (figura 3.5). Também preservam estruturas cruzadas e formas de canais residuais com camadas tabulares, irregulares e lenticulares. Esses depósitos foram descritos em um novo afloramento resultante do corte de um trecho rodoviário recém concluído da rodovia CE-257 (figura 3.4).



Figura 3.3.: A): intercalação de arenito e conglomerado com estratificação cruzada. Sopé da Serra da Ibiapaba, na localidade de Bica do Ipu, município de Ipu (CE). B) contato entre gnaiss do embasamento e conglomerado de matriz arenosa da Formação Ipu. Ponto PB-CE-15 (vide mapa na figura 3.1).

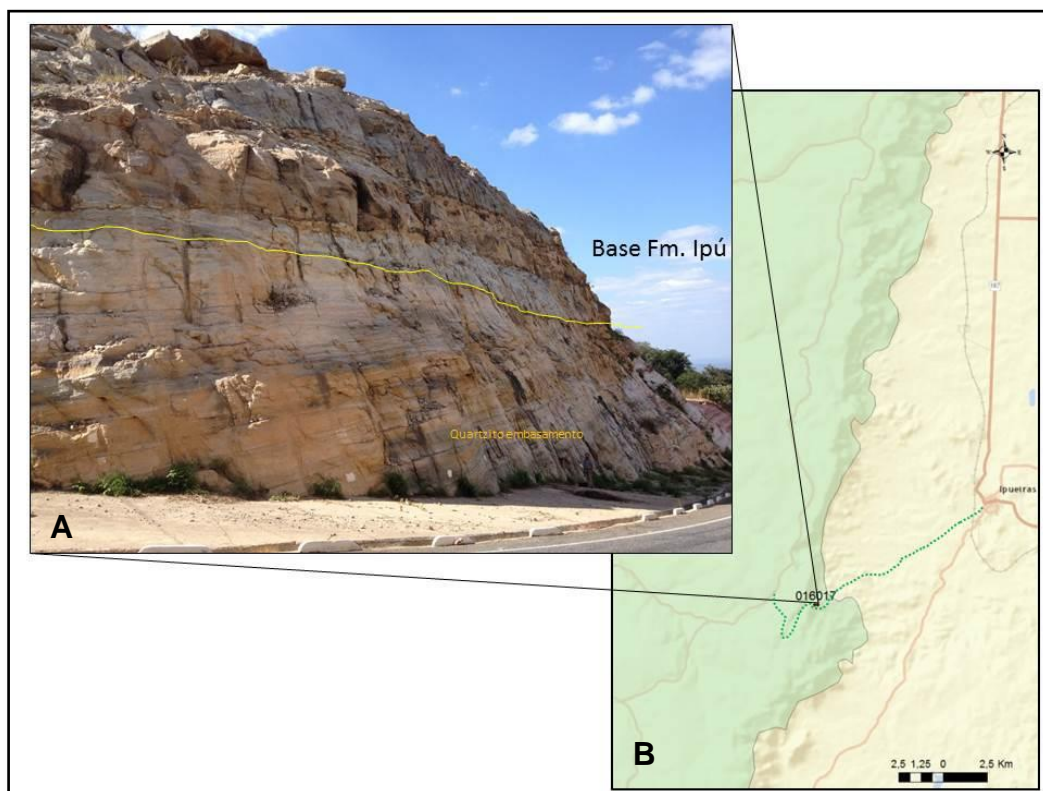


Figura 3.4.: A) Afloramento no corte da CE-257 Rodovia Ipueiras x Croatá. Contato com discordância angular de baixo ângulo do quartzito branco e diamictitos basais da Formação Ipu, marcada pela linha amarela no figura. B) Mapa de localização do afloramento na Rodovia PB-CE-16.



Figura 3.5 A) Clastos angulosos de rochas metassedimentares e meta-ígneas nos diamictitos da base da Formação Ipu. Ponto PB-CE-17, vide mapa na figura 3.1. B) Intercalação de diamictitos e arenitos de matriz argilosa. Ponto PB-CE-17, vide mapa na figura 3.1.

Formação Tianguá

Sobrepondo-se concordantemente à Formação Ipu, ocorrem siltitos e folhelhos de coloração cinza escuro e arenitos finos esbranquiçados que podem ser correlacionáveis à Formação Tianguá, descrita *a priori* por Rodrigues (1967, *apud* Santos e Carvalho, 2009). Neste trabalho foi encontrado apenas um afloramento desta unidade. Trata-se de um arenito muito fino de coloração branca, com pequenas lentes de siltito branco, e estratificação plano paralela (figura 3.6).



Figura 3.6.: Arenitos finos e siltitos brancos da Formação Tianguá. Corte da rodovia PI-258 no município de Domingos Mourão (PI). Ponto PC-CE-14 (vide mapa na figura 3.1).

Formação Jaicós

Essa unidade o retorno da sedimentação retornou a granulometria grossa. São depósitos de conglomerados de coloração cinza esbranquiçado com clastos subangulosos a angulosos e imbricados. Ocorrem arenitos grossos, por vezes seixosos, com intercalação de lentes pelíticas não expressivas. São arenitos distribuídos em pacotes espessos que apresentam em geometria tabular ou lenticular em camadas de espessuras que variam de um a dois metros, separadas por superfícies erosivas evidenciadas por níveis conglomeráticos que variam de cinco a dez centímetros de espessura, com estratificações cruzadas planares e acanaladas de médio porte. É comum observar diversas superfícies erosivas evidenciadas por níveis conglomeráticos com estruturas estratificadas basais (figura 3.7). Esses depósitos correspondem à Formação Jaicós, designada por Plummer *et al.* (1948).

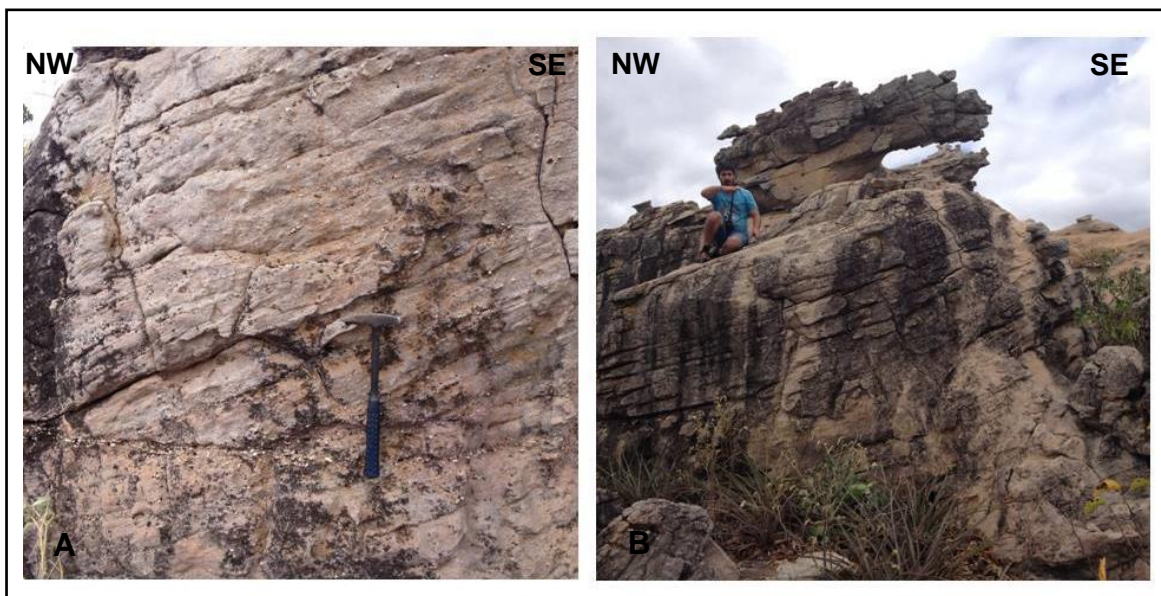


Figura 3.7.: A) Nível conglomerático entre as camadas de arenitos. B) Forma de ocorrência das rochas siliciclásticas da Formação Jaicós, com predomínio de estratificações cruzadas planares de médio porte. Ponto PB-PI-24 (vide mapa da figura 3.1).

3.2. Grupo Canindé

3.2.1. Histórico

O Grupo Canindé, que corresponde a Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera (Vaz *et al.*, 2007), foi descrito primeiramente por Small (1914, *apud* Santos e Carvalho, 2009), como arenitos e folhelhos de coloração avermelhada e cinza nas proximidades da vila de Pimenteiras (PI). Diversos autores, a princípio, consideravam que o Grupo Serra Grande e a Formação Pimenteiras pertenciam ao Devoniano (Bigarella *et al.*, 1965). Plummer *et al.* (1949) empregaram a denominação de Small, porém separam o Grupo Serra Grande, que posteriormente fora definido como representando o período Siluriano. A Formação Itaim, por vezes interpretada como membro base da Formação Pimenteira, foi considerada de idade eifeliana (Devoniano Médio) por Kegel *et al.* (1953) (vide coluna estratigráfica nas figuras 2.3 e 2.4)

Também propôs, originalmente, a Formação Cabeças, unidade posicionada sobrejacente à Formação Pimenteira. A base da formação Cabeças é posicionada no Givetiano (Devoniano Médio). A Formação Longá foi definida nas proximidades de Campo Maior, por Albuquerque e Dequech (1946, *apud* Santos e Carvalho, 2009), que propuseram tal denominação para

os folhelhos cinza-escuros que afloram no Rio Longá, posteriormente foram englobados subunidades arenosas, superior e inferior, por Della Piazza e Santos (1967, *apud* Santos e Carvalho, 2009). Esta formação foi posicionada no Fameniano (Devoniano Superior) através de estudos em microfósseis marinhos, e as indicações para o topo desta formação são do limite Devoniano/Carbonífero (Loboziak *et al.*, 1992).

A Formação Poti, foi originalmente proposta por Small, 1914 (*apud* Santos, 2005), que atribuiu a esta formação, composta por arenitos e siltitos de coloração cinza, ao Eocarbonífero. Lima e Leite (1978), posicionam seus microfósseis marinhos no estágio Tournaisiano (Eo-Carbonífero). O contato da Formação Poti com a unidade sobrejacente (Formação Piauí) é erosivo e marcado por uma discordância de caráter regional possivelmente causada por movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão de extensão global possivelmente produto do aumento de capas de gelo no Gondwana (Caputo, 1984).

O Devoniano na plataforma sul-americana é marcado pelas maiores transgressões marinhas do Fanerozóico. Por esse motivo a Formação Pimenteiras, que se constitui de folhelhos escuros ricos em matéria orgânica, juntamente com fósseis marinhos da fauna evolutiva do Paleozóico, representa o mais importante evento de transgressão marinha da Bacia do Parnaíba (Santos, 2004).

3.2.2 Geologia do Grupo Canindé

A área de ocorrência do Grupo Canindé se estende ao longo dos flancos leste e oeste da Bacia do Parnaíba (figura 3.1). Os afloramentos não formam expressivas diferenças de relevo e, com exceção da Formação Cabeças, se restringem a cortes de estrada e afloramentos pequenos. A Formação Itaim representaria uma unidade transicional entre os arenitos conglomeráticos do Grupo Serra Grande e os litotipos do Grupo Canindé, porém neste trabalho, tal contato foi interpretado como discordante e abrupto, principalmente por causa da diferença de ângulo de mergulho entre camadas dos dois grupos. A Formação Cabeças ocorre em grande extensão na área estudada, compreende a arenitos esbranquiçados que formam grandes exposições, incluindo o Parque Nacional de Sete Cidades e na sede da Água Mineral Manaíra, em Dom

Expedito Lopes, PI, que é a seção-tipo. Estes arenitos mostram uma peculiaridade em sua forma de intemperismo, formando uma feição erosiva em forma de "casco de tartaruga" (figura 3.8). Sobrejacente a esta última, ocorrem as Formações Longá e Poti, as quais possuem contato transicional e interdigitado. São compostas por arenitos e lamitos intercalados de coloração avermelhada.

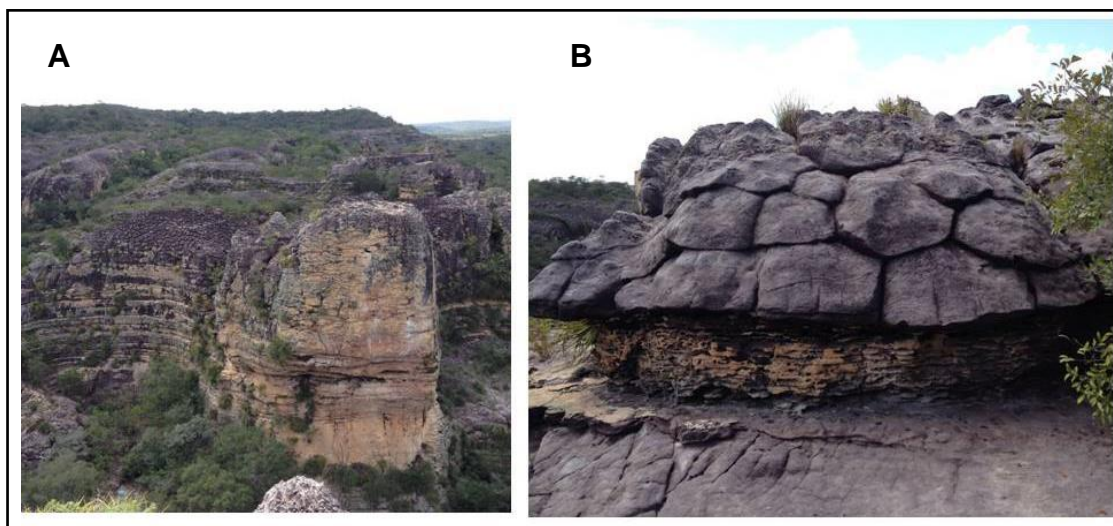


Figura 3.8.: A): Formação Cabeças no Parque Nacional de Sete Cidades, PI. B): Forma de erosão tipo "casco de tartaruga", Formação Cabeças, Localidade do Parque Nacional das Sete Cidades, PI. Pontos PB-PI-05 e PB-PI-06.

Formações Itaim e Pimenteiras

As formações Itaim e Pimenteiras constituem sucessões de folhelhos e arenitos de coloração cinza a avermelhada, ricos em matéria orgânica e conteúdo fossilífero. Estas formações possuem contato gradacional, sendo a Formação Itaim abundante em arenitos finos e lamitos subordinados e a Formação Pimenteiras com abundância em folhelhos e fácies heterolíticas e arenitos subordinados (figura 3.9). Neste trabalho estas formações não foram individualizadas em mapa na escala de 1:1.000.000 (figura 3.1). Eles repousam sobre os arenitos da Formação Jaicós (Grupo Serra Grande) com uma discordância angular de baixo ângulo, registrada pela não continuidade do mergulho das camadas dos arenitos do Grupo Serra Grande, que mergulham baixo ângulo (aproximadamente 10 graus para leste). A sedimentação começa com arenitos finos de coloração avermelhada e intercalações com folhelhos,

ocorrendo estruturas cruzadas *hummocky*, *ripples*, estratificações plano paralelas e cruzadas de médio porte. Em seguida, a sedimentação de finos predomina no sistema, indicando uma granodecrescência ascendente. Este episódio é entendido como a inundação máxima desse sistema atribuída à mais importante transgressão marinha da Bacia do Parnaíba. Os folhelhos são de coloração predominantemente escura, em tons de cinza quando não intemperizados, ocorrendo também com cor vermelha. São registrados arenitos finos com coloração que varia de tons vermelhos a alaranjados, com granulometria fina, bem selecionados, subarredondados e alto grau de esfericidade, geralmente com estratificações plano paralelas. Da base para o topo da Formação Pimenteiras, ocorre um aumento na frequência de níveis arenosos, o que sugere uma granocrescência ascendente para esta unidade. Ela apresenta contato transicional com os arenitos da unidade sobrejacente, a Formação Cabeças.



Figura 3.9.: BR-230, entrada da cidade de Picos (PI). Folhelhos de coloração cinza e vermelho, intercalado a fácies heterolíticas e espessamento de camadas de arenitos vermelhos no topo do afloramento.

Formação Cabeças

A Formação Cabeças é constituída de arenitos com coloração cinza claro e avermelhados que ocorrem em grandes exposições e em escarpas. Suas exposições são mais conhecidos no Parque Nacional de Sete Cidades, PI, nas proximidades do município de Castelo do Piauí e na sede da empresa Água Mineral Manaíra, em Dom Expedito Lopes, PI. Apesar da aparência homogênea, esta formação apresenta diversos litotipos, por vezes são arenitos bem selecionados com granulometria média, compostos essencialmente por quartzo, e por vezes são arenitos muito mal selecionados, conglomeráticos. Apresentam diversas estruturas sedimentares, como lobos arenosos, estratificações cruzadas em forma de canal e festonada (figura 3.10).



Figura 3.10.: Formação Cabeças, lobos arenosos e estratificações cruzadas acanaladas. Ocorre também feição de intemperismo do tipo "casco de tartaruga". Localidade: Parque Nacional de Sete Cidades, PI.

Formação Longá

A Formação Longá, que corresponde ao topo da Sequência Devoniana, apresenta contato transicional com a Formação Cabeças. É composta por uma sucessão de arenitos muito finos, siltitos e folhelhos e, diferente da Formação Pimenteiras, raramente possui matéria orgânica. São litotipos de coloração clara e tons de cinza. Os folhelhos e siltitos são laminados e é comum encontrar estruturas *wavy* e *linsen*. Os arenitos são de granulometria muito fina, geralmente argilosos, ocorrendo também camadas delgadas de argila calcária (figura 3.11), apresentando estratificações cruzadas planares e do tipo espinha de peixe, e marcas de onda simétricas e assimétricas. Este litotipo corresponde à parte média da Formação Longá, retornando a sedimentação de argila e silte no topo desta formação.



Figura 3.11.: Intercalação de camadas delgadas de arenito muito fino e camadas brancas de argila. Formação Longá. Localidade: Estrada PI-236, norte de Oeiras (PI).

Formação Poti

A Formação Poti constitui-se essencialmente de arenitos de granulometria fina a muito fina, com grau de seleção de moderado a bom e coloração amarelo a branco. Foram observadas estratificações em formas sigmoidais e de lobos arenosos (figura 3.12). O contato com a Formação Longá é transicional, e muda lateralmente.



Figura 3.12.: Estratificação sigmoidal e lobos arenosos Formação Poti. Localidade: BR-343, Próximo de Floriano.

4. ANÁLISE FACIOLÓGICA

4.1 Caracterizações de Fácies

Segundo Borghi (2000), as rochas sedimentares podem ser individualizadas de acordo com atributos tais como: textura, litologia, estrutura sedimentar, paleocorrente, geometria da camada e conteúdo fossilífero, sendo que tal conjunto caracteriza uma fácies sedimentar.

A proposta para a descrição das fácies utilizada neste trabalho é a de Miall (1996), sendo que tais atributos indicam processos deposicionais, representando assim diferentes eventos deposicionais. Utilizou-se também uma nomenclatura de códigos, segundo conceitos de Miall (1996), códigos esses baseados em suas propriedades físicas. Tais códigos são formados por dois ou três caracteres. A primeira letra é maiúscula indica a granulação, onde “G” corresponde a cascalho (*gravel*); “S” a areia (*sand*); e “F” a silte, argila ou lama (*fine grained*). As letras subseqüentes são minúsculas, e se referem a estruturas sedimentares: “t” estratificação cruzada acanalada (*throw cross bed*), “p” estratificação cruzada tabular (*planar throw crossbed*), “m” estrutura maciça (*massive*); ou textura: “mm” sustentado pela matriz (*matrix supported*), “cm” sustentado pelo arcabouço (*clast supported*).

Neste trabalho foram identificadas 14 fácies, compreendendo as unidades que pertencem às sequencias Siluriana e Devoniana - formações Ipu, Tianguá e Jaicós do Grupo Serra Grande e formações Itaim e Pimenteiras, do Grupo Canindé. Para a caracterização das fácies sedimentares, foi adotado o modelo de MIALL (1996), com algumas adaptações devido à grande variedade de litotipos aqui analisados. A tabela 1 mostra uma síntese de todas as fácies sedimentares descritas.

Síntese da caracterização das fácies

Código	Fácies	Descrição	Interpretação
Dmc	Tilito maciço com blocos	Diamictitos de estrutura maciça, coloração cinza com <i>boulders</i> composto por fragmentos do embasamento (xistos, gnaisses, quartzitos, granitos. Clastos facetados e estriados	Tilitos formados por fluxo de detritos devido ao derretimento e/ou recuo de geleiras em áreas proximais
Dm	Tilito maciço	Diamictito de estrutura maciça de coloração cinza a amarelada, geometria tabular ou lenticular, com seixo estriado	Tilitos formado por fluxo de detritos devido ao avanço e recuo das geleiras. Ou tilito de alojamento - depositado em irregularidades do substrato.
Gm	Conglomerado matriz-suportado	Conglomerado matriz-suportado com matriz arenosa e arcabouço composto por quartzo ou polimítico	Fluxo de detritos viscoso. Ou bases erosivas de canais fluviais - Descargas de fluxo em formas de leitos longitudinais em regimes fluviais de baixa sinuosidade
Gcc	Conglomerado clasto-suportado	Conglomerado clasto suportado com clastos predominantemente compostos por quartzo e imbricados	Descargas de fluxo em regimes fluviais de baixa sinuosidade - rios entrelaçados
Scs	Arenito estratificado com matriz argilosa.	Arenito com matriz siltico-argilosa. Arcabouço mal selecionado, composição polimítica. Grãos subangulosos a subarredondados.	Leques de outwash (lobos ou canais subaquosos ou subaéreos) produtos de fluxos d'água liberados com o recuo da geleira.
Smc	Arenito maciço com clastos	Arenito de coloração amarelada a cinza, baixo grau de seleção e estrutura maciça. Matriz argilosa com seixos dispersos na matriz	Depósitos laterais aos canais de leques de <i>outwash</i> .

Tabela 1: Tabela com a síntese de 14 fácies descritas nos afloramentos estudados. Utilizando modelo de Miall (1996), com adaptações necessárias. (continua próxima página)

Código	Fácies	Descrição	Interpretação
Sp	Arenito com estratificação cruzada planar	Arenito composto por areia fina a grossa inferior com seixos dispersos na matriz, grau de seleção moderado a baixo, ocorrem em camadas tabulares ou lenticulares	Fluxo hidrodinâmico unidirecional e migração de formas de leito. Migração de barras transversais. Estruturas planares podem indicar barras longitudinais de canais entrelaçados
St	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Arenitos com coloração esbranquiçada a amarelada. Com estruturas de canais residuais e geometrias tabulares a lenticulares, moderadamente selecionado, ocorrem níveis conglomeráticos ao longo de planos das estratificações	Dunas subaquáticas de crista sinuosa (dunas 3D). Fluxos trativos unidirecionais em regime de fluxo superior - canais fluviais entrelaçados.
Sr	Arenito com marcas de onda.	Arenito com acamamento delgado, ondulado e lenticular, possui gradação normal e inversa e marcas de onda simétricas e assimétricas	Depósitos de plataforma rasa retrabalhada por ondas e ondas de tempestades
Spp	Arenito com estratificação plano paralela	Arenito de coloração vermelha com granulometria areia fina a média e estratificação plano paralela	Regime de fluxo superior em formas de leito plano, ambiente de fluxo tranquilo a subaéreo ou ambiente estuarino
Sm	Arenito maciço	Arenitos de coloração esbranquiçada a amarela com estrutura maciça, granulometria de fina a média, camadas tabulares, por vezes com limites ondulados.	Regimes de fluxo hiperconcentrado ou intensa fluidização
Fls	Lamito com seixo caído	Folhelho intercalado a siltito ou ritmito de coloração verde e roxa com seixo caído	Decantação em ambiente de baixíssima energia com alternância entre fluxos trativos formando barras siltico-arenosas.
Fh	Siltitos e argilitos intercalados com laminação, ondulado ou lenticular (fácies heterolíticas).	Intercalação de siltitos arenosos e argilitos com laminações plano-paralelas, lenticulares, onduladas e acamamento fláser.	Conjunto de processos combinados - decantação em ambiente subaquoso de baixa energia e processos trativos hidrodinâmicos. Formam marcas de ondas simétricas e assimétricas
FI	Siltito e argilito com laminação plano paralela	Folhelhos de laminação plano paralela com coloração avermelhada, roxa ou cinza	Processos de decantação em ambientes subaquosos de baixa energia

Tabela 1: Tabela com a síntese de 14 facies descritas nos afloramentos estudados. Utilizando modelo de Miall (1996), com adaptações necessárias.

Fácies Dmc: Tilito maciço com blocos.



Figura 4.1: Facies Dmc, tilito maciço com blocos angulares composto por fragmentos polimíticos do embasamento, matriz cinza argilo-arenosa. Notar diferença na composição dos clastos. Ponto PB-CE-16 (vide mapa na figura 3.1A)

Descrição: Trata-se de diamictitos de coloração cinza e arcabouço extremamente mal selecionado composto por grãos de tamanho areia até matacões de composição polimítica formado por fragmentos líticos do embasamento – granitos, gnaisses, rochas metamáficas e metassedimentares (figura 4.1). Estes clastos são facetados, com geometria irregular e angulosos, por vezes estriados, e encontram-se imersos em uma matriz argilo-arenosa de coloração cinza. Possui estrutura maciça e ocorrem em camadas tabulares e regulares.

Interpretação: Estes depósitos foram interpretados como associados a fluxos gravitacionais subaquosos, a partir de escorregamento de massa e remobilização de material em áreas de declive. Uma hipótese pode ser o escorregamento de material que foi desprendido de geleiras ou icebergs, como plumas de sedimentos (Assine e Vesely, 2008). A variedade e grande proporção de clastos de tamanhos grandes pode sugerir que estes depósitos sejam produtos de leques proximais. Esta fácies possui contato abrupto com a fácies subjacente (fácies Smc) e é recoberta pela fácies Fls (Folhelho laminado com seixo caído), portanto deve ter sua gênese associada a ambientes glaciais ou periglaciais.

Fácies Dm: Tilito Maciço.



Figura 4.2.: Facies Dm, tilito maciço de coloração cinza a amarela, com arcabouço composto por clastos de composição polimítica, e subarredondados a angulosos, com matriz siltico-argilosa de coloração cinza a amarelada (vide mapa na figura 3.1A).

Descrição: Diamictito de coloração cinza a amarelada com arcabouço mal selecionado, cujos clastos variam granulometricamente de seixos a blocos, ocorrendo raramente matacões (figura 4.2). Os clastos tem composição polimítica, são constituídos por fragmentos do embasamento, frequentemente apresentando grau moderado de arredondamento e esfericidade (figura 4.2), mas também podem ocorrer clastos facetados e estriados, o que indicam feições de cisalhamento, característica comum em tilitos de alojamento. A matriz é siltico-argilosa, de coloração cinza amarelada. Apresenta estrutura maciça e ocorrem em camadas com geometria irregular e em forma de lentes, por vezes tabulares, com espessura aproximada de 50 centímetros. Esta fácies é bem semelhante à fácies anterior (Dmc), porém raramente são encontrados clastos do tamanho matacão, e possui menor espessura se comparado com a última.

Interpretação: Tais depósitos podem ser interpretados como detritos transportados na parte basal da geleira que se alojam em irregularidades do substrato - tilito de alojamento. Possuem estrutura maciça, o que sugere pouca

movimentação, embora sua gênese seja relacionada ao avanço das geleiras. Possui associação com as fácies Ssl (arenito estratificado com matriz argilosa) e Smc (arenito maciço com clastos) em contatos abruptos.

Fácies Scc: Arenito estratificado com matriz argilosa



Figura 4.3.: Fácies Scc, arenito com matriz argilosa e estratificações cruzadas em forma de canais incipientes e Smc, arenito com matriz argilosa, maciço. Na figura é mostrado o contato transicional entre as fácies Scc e Smc (vide mapa na figura 3.1A).

Descrição: Arenito de coloração cinza a amarelada com arcabouço composto por granulometria que varia de tamanho areia fina a areia grossa de composição quartzo-feldspática, mal selecionado com clastos de tamanho seixo com composição polimítica ou fragmentos de argila, sendo que estes clastos ocorrem acumulados nas bases das estratificações ou dispersos no arcabouço. A matriz é siltosa com coloração amarelada a cinza claro. Possui estratificação cruzada acanalada, geralmente incipiente, e não há alto grau de seleção nos estratos cruzados.

Interpretação: Estes arenitos não possuem características de retrabalhamento, a matriz é siltosa e as estratificações cruzadas acanaladas são incipientes, de médio a pequeno porte, o que sugere processos trativos e ação de correntes. Ocorrem associados à fácies Smc (arenitos maciços com clastos) (figura 4.3). Estas características são comuns de leques de *outwash*

(lobos ou canais subaquosos ou subaéreos), que são oriundos de fluxos de água liberada conforme a geleira recua (Eyles e Eyles, 1983).

Fácies Smc: Arenito maciço com clastos



Figura 4.4.: fácies Smc, arenito maciço com clastos angulosos e subangulosos dispersos em matriz siltosa-arenosa, mal selecionada. Na figura é mostrado a heterogeneidade da composição dos clastos, quartzosos, líticos e feldspáticos (vide mapa na figura 3.1A).

Descrição: São arenitos com arcabouço quartzo-feldspático, cujos grãos são angulosos a subarredondados com baixo grau de seleção, podendo haver grãos do tamanho areia fina até grossa e a matriz é siltosa-arenosa.. Além disso, ocorrem clastos dispersos de tamanho seixo a cascalho que são fragmentos polimíticos (figura 4.4). Coloração cinza a amarelo. Aparentemente maciço, ocorre em associação lateral com a fácies Scc. Geralmente ocorre gradação normal ascendente.

Interpretação: São interpretados como as partes laterais de canais de leques de *outwash*, ou fluxos descontínuos subaquosos (Eyles e Eyles, 1983).

Fácies Fls: Lamito com clasto caído.

Descrição: Trata-se de um lamito de coloração verde a roxa com laminação plano-paralela. Ocorrem alguns níveis de no máximo cinco

centímetros de arenito de granulometria muito fina e siltito. Ocorrem também clastos caídos dispersos.

Interpretação: Estes depósitos podem ser interpretados como produtos de decantação que interagem eventualmente com fluxos descontínuos (barras arenosas). Depositados em regimes de baixíssima energia. Clastos caídos dispersos na matriz enfatizam a influência glacial nestes depósitos (Arab.*et al*, 2009).

Gmm: Conglomerado matriz suportado

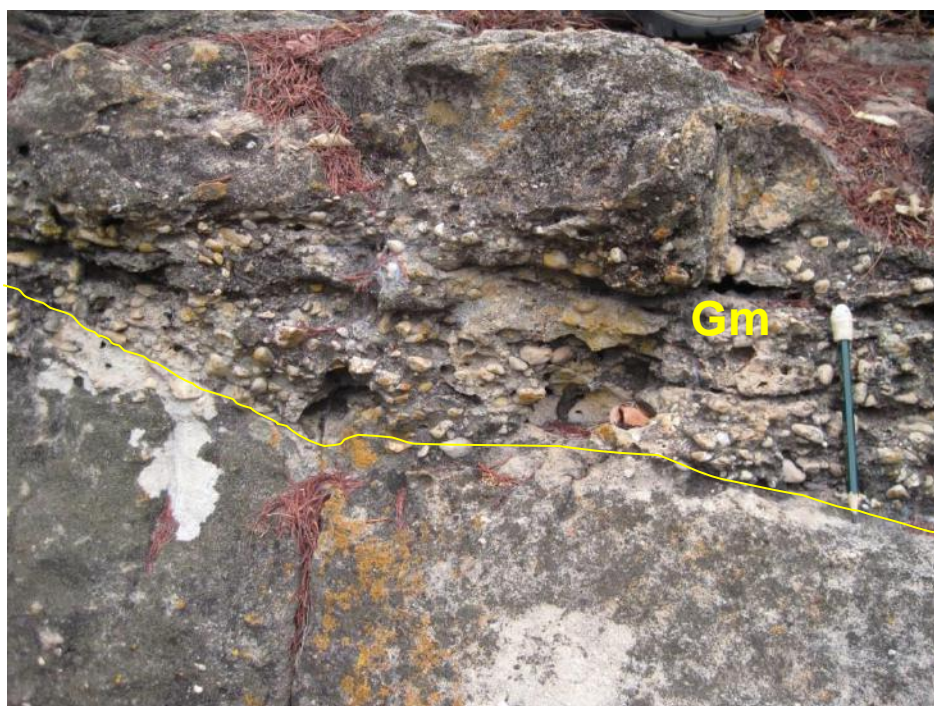


Figura 4.5.: Fácies Gm, conglomerado matriz suportado, níveis centimétricos e irregulares, geralmente com estrutura maciça, mas podem ocorrer com estratificações cruzadas acanaladas. Estes depósitos ocorrem geralmente na base de pacotes arenosos, ou estratificações cruzadas. (afloramento PB-PI-23, vide mapa na figura 3.1A)

Descrição: Conglomerado matriz suportado de coloração cinza claro, com arcabouço composto por clastos geralmente de quartzo, subarredondados a subangulosos com diâmetros que variam de 2 a 6 centímetros (tamanho seixo). Esta fácies também pode ocorrer com arcabouço de composição polimítica nos afloramentos próximos ao contato com o embasamento. A matriz é composta por areia grossa. Tem coloração esbranquiçada a cinza bem claro. Geralmente ocorre em camadas finas com 5 a 15 centímetros de espessura, raramente ocorrendo camadas de um metro. Podem ter estratificação cruzada

acanalada ou estrutura maciça (figura 4.5). Geralmente se associam às fácies Sp e St e encontram-se na base de estratos cruzados.

Interpretação: O possível processo para formação desta fácies é o fluxo de detritos viscoso. Onde ocorrem sets estratificados, pode ser interpretado como fluxos de tração em formas de leitos longitudinais (Miall, 1996). Possivelmente provenientes de descargas de fluxo em regimes fluviais de baixa sinuosidade.

Fácies Gcc: Conglomerado clasto-suportado

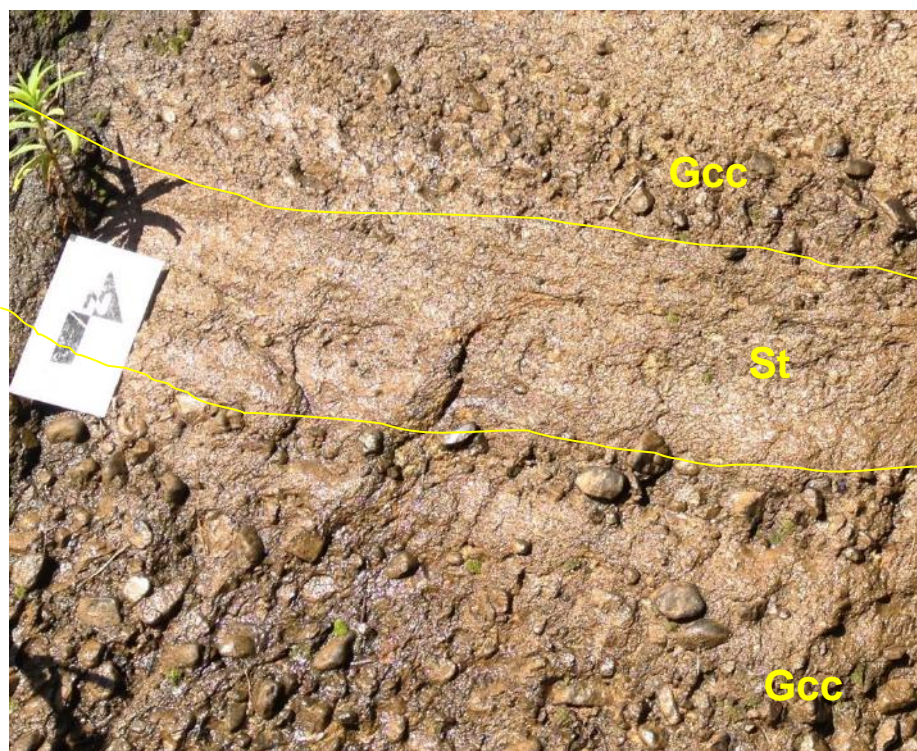


Figura 4.6.: Fácies Gcc, conglomerado clasto suportado, possui coloração cinza clara e tons de laranja. Muito mal selecionado, com clastos subangulosos e arredondados, com predomínio de composição quartizosa. Matriz arenosa, as vezes feldspática. Na figura é possível observar e intercalação entre as fácies St (arenito com estratificação cruzada acanalada) e a fácies Gcc. Afloramento na Bica do Ipu, Serra de Ibiapaba, ponto PB-PI-15 (vide mapa na figura 3.1A)

Descrição: Conglomerado clasto suportado com clastos predominantemente compostos por quartzo e por vezes imbricados. Possui coloração cinza claro, mas frequentemente ocorre em tons alaranjados (figura 4.6). Possui matriz arenosa, contendo predominantemente grãos da fração areia grossa, compostos por quartzo e, às vezes, por feldspato.

Interpretação: Descargas de fluxo em regimes fluviais de baixa sinuosidade. Ou em leques aluviais.

Fácies Sp: Arenito com estratificação cruzada planar



Figura 4.7.: Fácies Sp, arenito com estratificação planar, com coloração cinza esbranquiçado. A foto ilustra estratificações cruzadas planares de médio porte em afloramento da Formação Jaicós, localizado no município de Domingos Mourão, ponto PB-PI-21 (vide mapa na figura 3.1A)

Descrição: Arenito de coloração cinza clara e esbranquiçada, composto essencialmente por quartzo, com granulometria que varia de areia fina a grossa inferior, com grau de seleção moderado a mal selecionado. Frequentemente é possível observar acúmulo de clastos nos limites inferiores dos sets estratificados, mas também ocorrem dispersos na matriz. As estruturas cruzadas são de médio porte (figura 4.7). As camadas possuem geometria tabular com topo e base marcado por limites erosivos. Associam-se também com a fácies Gm (conglomerado matriz suportado).

Interpretação: O possível processo gerador desta fácies é o fluxo hidrodinâmico unidirecional e migração de formas de leito (Miall, 1996). Pode ser interpretada como migração de barras transversais de areia, que indicam barras longitudinais de canais entrelaçados.

Fácies St: Arenito com estratificação cruzada acanalada



Figura 4.8.: Fácies St, arenito com estratificação cruzada acanalada. Arenitos de coloração cinza esbranquiçados a avermelhados, com estratificações de médio a pequeno porte em elemento arquitetônicos de canais entrelaçados. Ponto PB-PI-33 (vide mapa na figura 3.1A).

Descrição: Arenito de coloração cinza esbranquiçado a avermelhado, de composição essencialmente quartzosa ou feldspática, podendo variar de acordo com as diferentes formações em que ocorre. A granulometria é areia média a grossa. Geralmente tem grau de seleção moderado, embora seja comum observar seixos e grânulos formando níveis na base das camadas ou acumulados ao longo de planos das estratificações. As estruturas acanaladas são de médio a pequeno porte e ocorrem níveis de seixos em suas bases. As camadas são tabulares e lenticulares com até dois metros de espessura. Esta fácies é constantemente reconhecida e se associa com a fácies Gm (conglomerado matriz suportado), geralmente estratificado, e com a fácies Gcc (conglomerado clasto-suportado) com seixos imbricados.

Interpretação: Arenitos com estratificações cruzadas acanaladas ou tangenciais, com níveis granulosos e seixosos, são comumente interpretados como dunas subaquáticas de cristas sinuosa (dunas 3D), oriundas de fluxo trativo unidirecional em regime de fluxo superior. O possível ambiente gerador para esta fácies seriam canais fluviais entrelaçados.

Fácies Sr: Arenito com marcas de onda

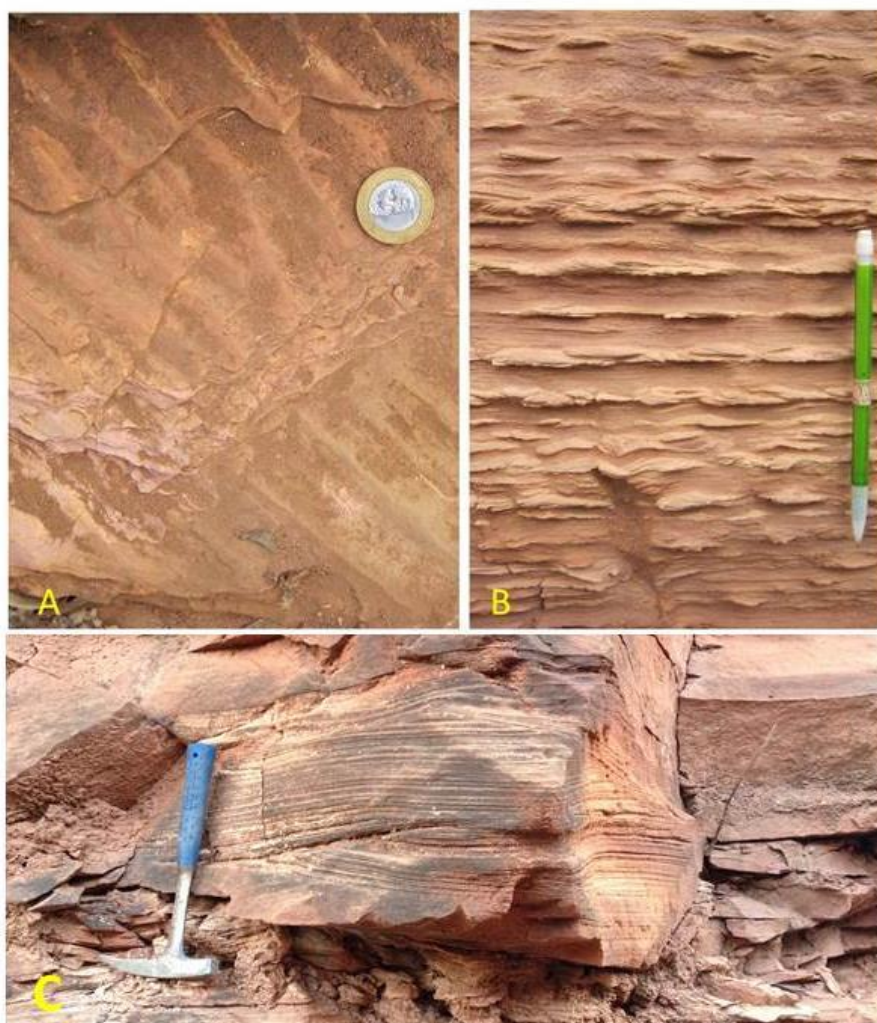


Figura 4.9.: Fácies Sr, arenito com marcas de onda. Granulometria fina a média com marcas de onda assimétricas e simétricas, coloração predominantemente avermelhada, bem selecionado e composição essencialmente quartzosa. A) Estrutura de marcas de ondas em corte no topo da camada; B) Marcas de onda em corte lateral; C) Estratificação cruzada *hummocky*. Afloramento nas proximidades do município de Itainópolis, ponto PB-PI-35 (vide mapa na figura 3.1A).

Descrição: Arenito de coloração avermelhada, essencialmente composto por quartzo, bem selecionado e com granulometria fina, por vezes média inferior. Em seus registros ocorrem marcas de ondas simétricas e assimétricas (figura 4.9 A e B), que apresentam formas de leitos ondulados. Além das marcas onduladas, ocorrem também estruturas cruzadas *hummocky* (figura 4.9 C) e estratificações cruzadas do tipo espinha de peixe. Esta fácies ocorre geralmente em acamamento delgado com limites ondulados, podendo ocorrer em forma de lentes ou com geometria tabular e geralmente em associação com a fácies Fh (Siltito heterolítico), na qual possui gradação inversa para a fácies Sr, e com a fácies Spp (arenito com estratificação plano-paralela).

Interpretação: A fácies Sr pode ser interpretada como depósitos em plataforma retrabalhada por ondas e ondas de tempestade. A gradação normal em camadas delgadas sugere a presença de *gutter casts*, que são depósitos proximais caracterizados por passagem e erosão de sedimentos com influência de ondas de tempestades e variações de maré cheia e vazante, provavelmente na porção próxima a linha de costa. Fácies semelhantes são destritas por Lima Filho (1998). Quanto às porções mais distais, são caracterizadas por estruturas cruzadas *hummocky*.

Fácies Spp: Arenito com estratificação plano paralela

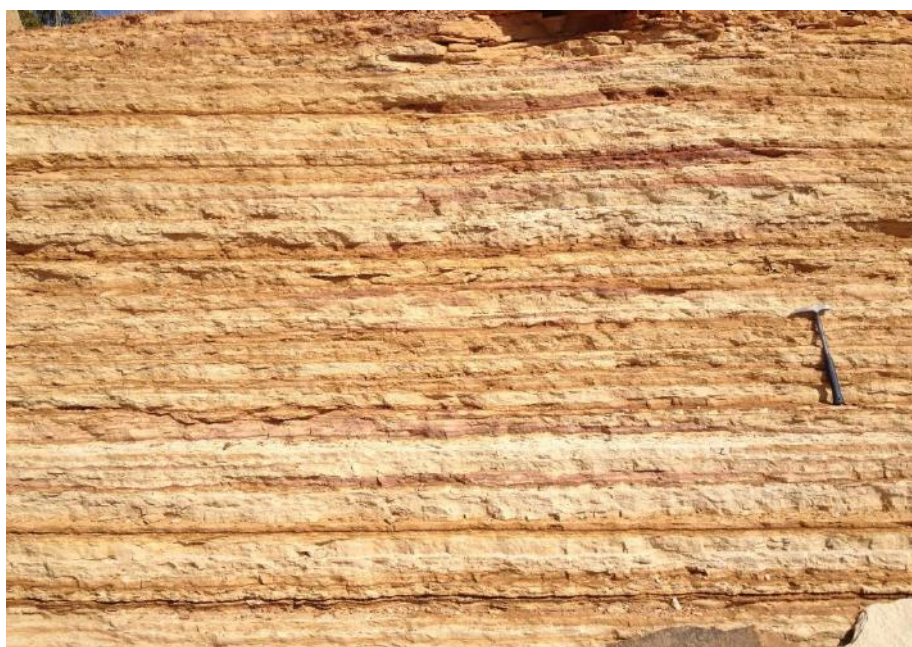


Figura 4.10.: Fácies Spp, arenito com estratificação plano paralela. Ocorre em coloração avermelhadas e esbranquiçadas, com granulometria média e bem a moderado grau de seleção, essencialmente composto por quartzo. Ponto PB-PI-22 (vide mapa na figura 3.1A).

Descrição: Arenito de coloração vermelha, amarela e esbranquiçado de granulometria areia fina a média e com estruturas plano-paralelas. Ocorre em camadas de geometria tabular, com espessura variando entre 30 cm a dois metros (figura 4.10). Tem associação com as fácies Sr e Fh, com as quais podem apresentar contato gradacional. No topo das camadas podem ser encontradas estratificações cruzadas de pequeno porte e cristas sinuosas de marcas de ondas assimétricas, o que assemelha muito com a fácies Sr.

Interpretação: Os possíveis processos geradores desta fácies podem ser relacionados a regime de fluxos superior em formas de leitos planos, formados em ambientes de fluxo tranquilo e subaéreo (Lima Filho 1998). O

paleoambiente é pode ser correlacionado um ambiente de regiões costeiras de águas muito rasas, ou a regiões onde o fluxo trativo foi interrompido, como por exemplo, um estuário.

Fácies Ssp: Arenito com estratificação cruzada sigmoidal

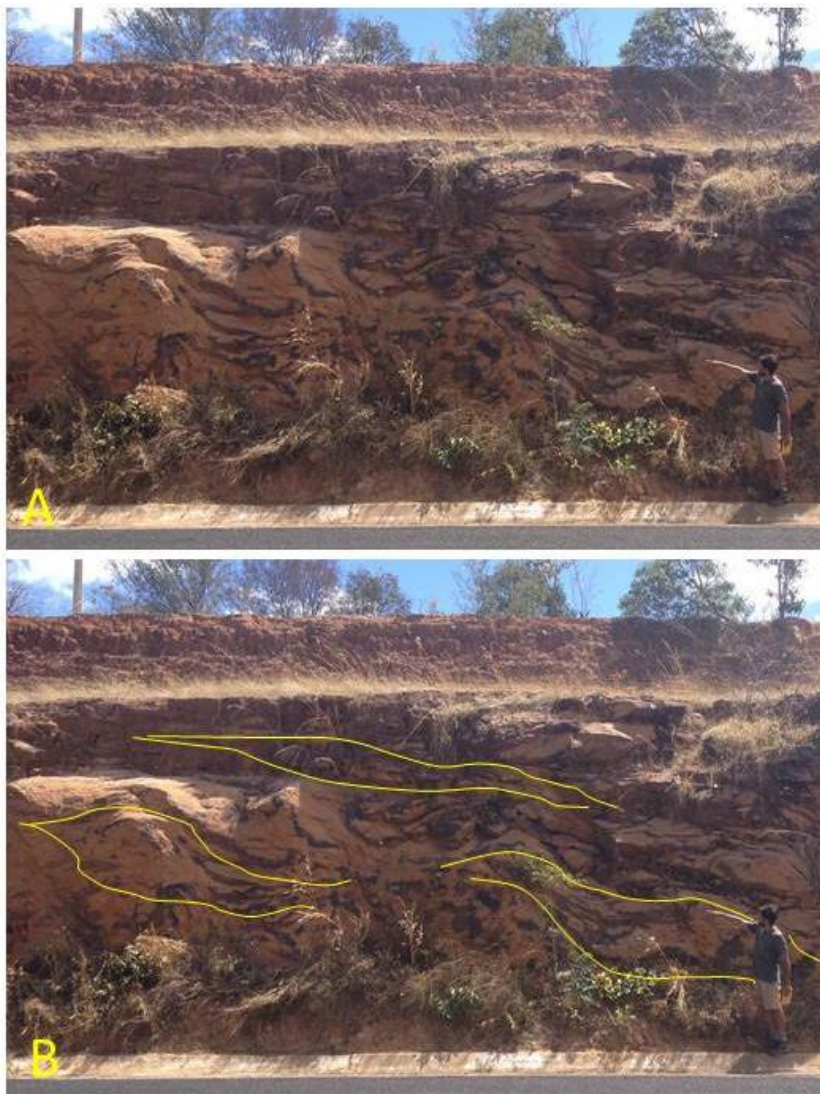


Figura 4.11.: Fácies Ssp, arenito com estratificação sigmoidal. Coloração alaranjada, granulometria média, moderado a bem selecionado. A) Estratificações cruzadas sigmoidais de médio porte. B) Estruturas sigmoidais ressaltadas em linhas amarelas. Ponto PB-PI-47 (vide mapa na figura 3.1A).

Descrição: São arenitos de coloração amarelada com granulometria de tamanho areia fina a média e ocorrem em camadas predominantemente com geometria lenticular, com base erosiva e também podem ocorrer em forma de lobos ou canais residuais. Ocorrem estratificações cruzadas planares,

sigmoidais (figura 4.11) e por vezes estratificações do tipo espinha de peixe (*herringbones*).

Interpretação: Esta fácies pode ter sido formada através da migração de barras transversais, possivelmente formadas em estuários ou deltas com interferência de fluxos trativos unidirecionais alternantes, formados por variações de maré de enchentes ou vazantes.

Fácies Sm: *Arenito maciço.*



Figura 4.12.: Fácies Sm. arenito maciço. Coloração avermelhada, estrutura maciça ou com estratificações incipientes. Composição essencialmente quartzoza, mal a moderadamente selecionado. Na figura é ilustrada a fácies Sm em associação com fácies Fh (Siltitos e argilitos intercalados com acamamento flaser, wavy ou linsen) no topo da foto. Ponto PB-PI-32 (vide mapa na figura 3.1A)

Descrição: Arenitos de coloração vermelha a amarelada, não apresentam estruturas bem preservadas, podendo ter alguma laminação ou estratificação indistintas - localmente podem ocorrer estruturas estratificadas planas, porém são incipientes e não ocorrem em estratos contínuos (figura 4.12). A granulometria varia de areia fina a média. A geometria das camadas podem ser tabular e lenticular, em contatos irregulares. Esta fácies se associa com a fácies Spp e Fh e ocorre em contato abrupto entre elas.

Interpretação: Pode ser interpretada como pacotes arenosos em regimes de fluxos hiperconcentrados ou queda brusca do nível da coluna d'água. A ausência de estruturas pode ser também causa de fluidização.

Fácies Fh: *Siltitos e argilitos intercalados com acamamento flaser, wavy ou linsen (fácies heterolíticas)*



Figura 4.13.: Fácies Fh, siltitos e argilitos intercalados (fácies heterolíticas). Coloração roxa, vermelha ou cinza esbranquiçado. Na foto ocorrem estruturas *flaser* e *linsen*. Ponto PB-PI-29 (vide mapa na figura 3.1A)

Descrição: Trata-se de intercalação de siltitos arenosos e lamitos com coloração cinza clara, roxa e avermelhada com laminações plano-paralelas e superfícies com marcas de onda. É comum observar estruturas *wavy*, *lisen* e *flaser*. Também são frequentemente observadas marcas de onda assimétricas e simétricas. Associa-se com as fácies Spp, Sr e Sm, com as quais episodicamente possui contatos gradativos.

Interpretação: Esta fácies pode ser associada a um conjunto de processos combinados - decantação em ambiente subaquoso de baixa energia e processos trativos hidrodinâmicos unidirecionais, formando marcas de onda simétrica e pequenas sigmóides, e fluxos hidrodinâmicos oscilatórios, formando marcas de onda assimétricas, através da migração de microformas de leito.

Fácies FI: Siltito e argilito com laminação plano-paralela



Figura 4.14.: Fácies FI, siltito e argilito com laminação plano paralela. Geralmente possuem coloração cinza ou vermelha, com camadas tabulares e frequentemente ocorrem lentes de areia fina, como ilustrado na imagem. Ponto PB-PI-35 (vide mapa na figura 3.1A)

Descrição: Esta fácies é composta por siltitos e argilitos com laminação plano paralela, às vezes esta laminação é incipiente ou ausente. Tem coloração roxa, vermelha e cinza. Frequentemente apresenta lentes de areia fina (*linsen*)

Interpretação: Estes depósitos foram interpretados como derivados de processos de decantação em ambientes subaquosos de baixa energia, podendo haver variações de fluxos hidrodinâmicos trativos de baixíssima energia, possivelmente relacionados a mudanças nas condições de fluxo em que não se envolvem um grande período de tempo (ciclos de 2ª ordem)

4.2 Associações de Fácies e Ambientes Depositionais

Para a interpretação paleoambiental, foi utilizado o método de associação de fácies (Miall, 1996), que complementa a descrição das mesmas. Este método tem como fundamento o agrupamento de fácies geneticamente relacionadas, a partir da análise de fácies e suas relações internas e externas, considerando superfícies estratigráficas que as configuram hierarquicamente. Deste modo, a análise conjunta da associação de fácies permite determinar os elementos geoarquiterurais e serve de subsídio para a interpretação de um ambiente deposicional.

A partir da caracterização das fácies, foi possível determinar cinco associações de fácies, as quais foram estudadas em afloramentos correlacionáveis às unidades litoestratigráficas previamente descritas na literatura geológica. Foram estabelecidas as seguintes associações de fácies: a associação de fácies 1 (AF1) corresponde à base da Formação Ipú do Grupo Serra Grande; a associação de fácies 2 (AF2) também está localizada estratigraficamente na base da Formação Ipú; a associação de fácies 3 (AF3) compreende a unidade superior do grupo Serra Grande, correspondendo à Formação Jaicós; a associação de fácies 4 (AF4) corresponde à Formação Itaim do Grupo Canindé; a associação 5 (AF5) corresponde a Formação Pimenteiras; do Grupo Canindé e são correlacionáveis às formações Longá e Poti, respectivamente (vide coluna estratigráfica na figura 2.3).

4.2.1 Associação de Fácies e Sistemas Depositionais no Grupo Serra Grande (Sequência Siluriana)

No Grupo Serra Grande foram descritas as associações de fácies AF1, AF2 e AF3, que foram interpretadas como sendo geradas dentro de um sistema glacial, em paleoambientes glácio-fluvial e glácio-lacustre ou glácio marinho.

Associação de fácies 1 (AF1) - Dmb, Dm, Ssa, Smc, Fls e Fb – Paleoambiente glacial e subglacial (figura 4.16).

Ocorrem exclusivamente na base da Formação Ipú, em contato discordante com rochas metassedimentares do embasamento. Essa associação foi estudada no

afloramento PB-CE-16, no corte da rodovia CE-257 no novo trecho rodoviário que liga a cidade de Ipueiras à Nova Fátima (Figura 3.1A).

Nesta associação de fácies são descritos diamictitos, tilitos, arenitos e lamitos que foram interpretados como de ambientes glaciais à subglaciais (figura 4.15). Em contato discordante com o embasamento ocorrem tilitos de alojamento, com espessura média de 40 cm, os quais se instalam em irregularidades do substrato. Depois ocorrem ciclos crescentes com intercalação de arenitos de matriz argilosa com estratificações acanaladas e maciças, estes representando leques de *outwash*, intercalados por tilitos de alojamento/deformação (fácies Smc, Ssa (figura 4.16 A e B). Adjacente a estes ciclos, ocorre uma camada espessa de tilito sem orientação preferencial, com blocos e matações compostos por fragmentos do embasamento (fácies Dmb). Este depósito pode ser interpretado como tilitos subaquosos (lago ou mar) ou tilitos de ablação formados pelo degelo quando grande parte do material transportado na base da geleira é lentamente liberado pelo degelo (figura 4.15 C).

Logo acima ocorrem lamitos com intercalação de siltitos, que foram interpretados como processos de decantação com alternância entre pequenos pulsos trativos de baixa (fácies Fls e Fb).

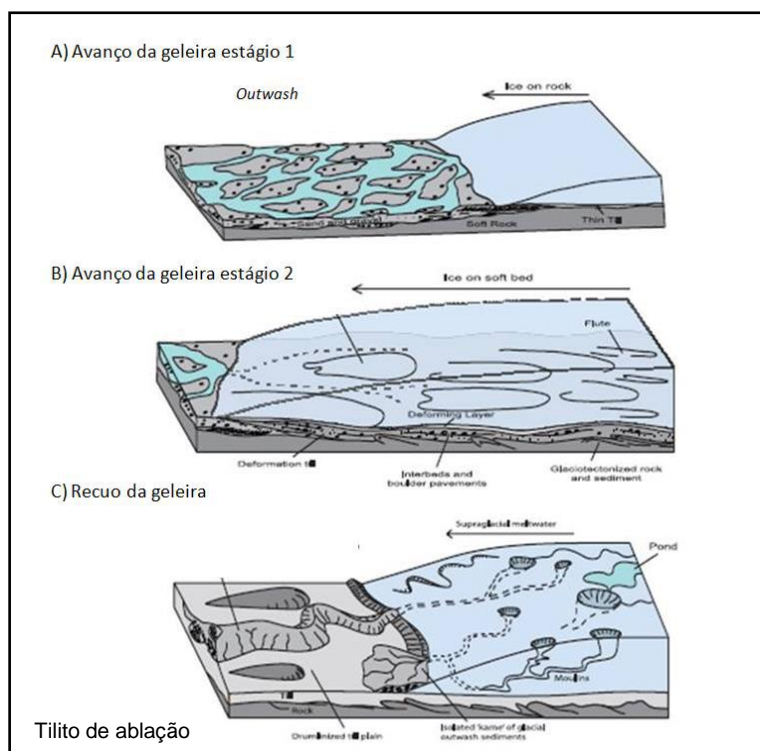


Figura 4.15.: Modelo esquemático de avanço e recuo das geleiras com formação de A), Leques de *outwash*, B) tilitos de alojamento e C) tilitos de ablação. Modificado de Eyles e Eyles (2010)

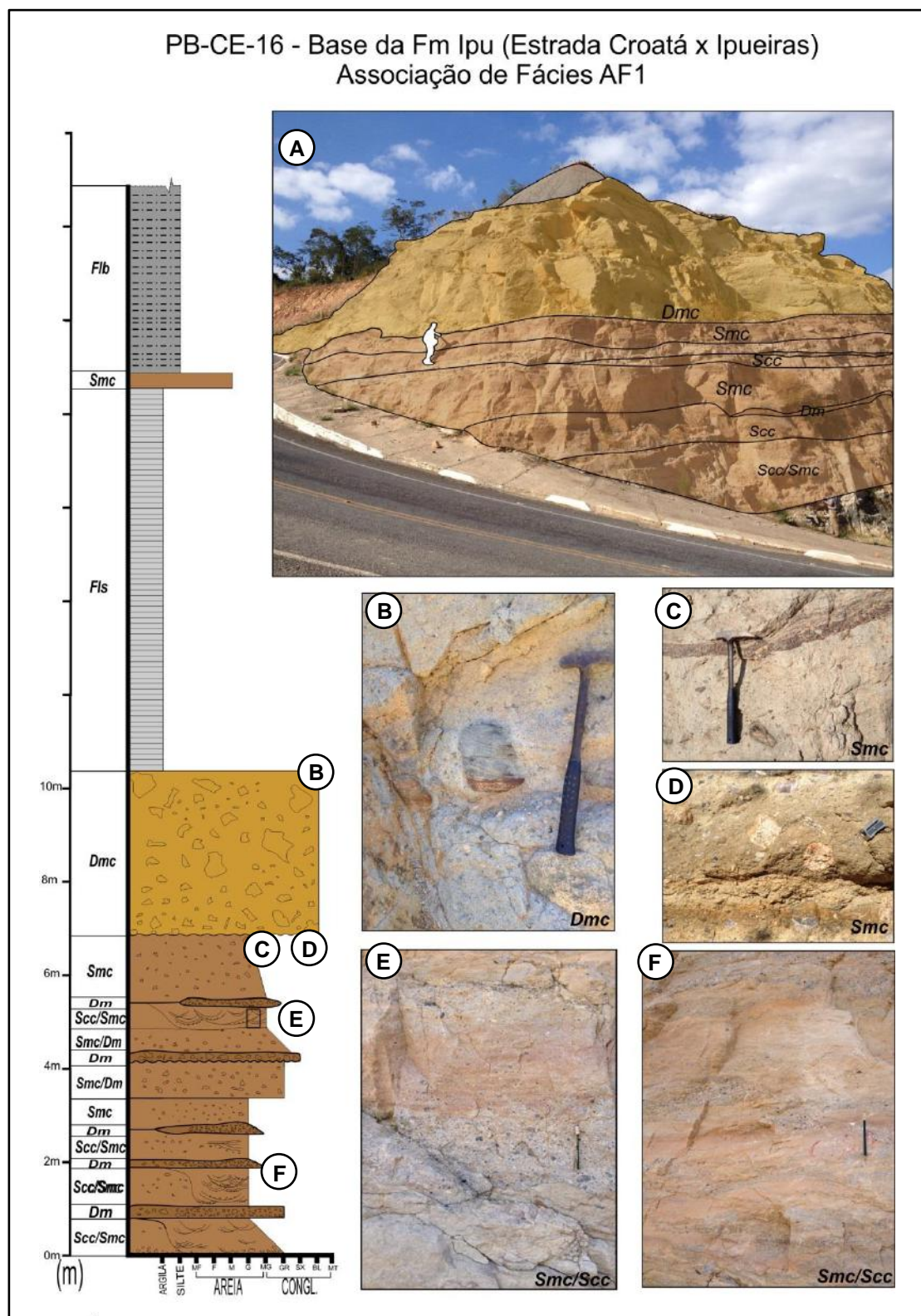


Figura 4.16.: Perfil estratigráfico da associação de fácies AF1 estudada no afloramento PB-CE-15 localizado no corte da rodovia CE-257 no trecho Croatá x Ipueiras (vide mapa na figura 3.1). A) Foto e esquema da divisão das fácies em afloramento da associação AF1. B) Clasto de gnaiss subarredondado em diamictito de coloração cinza, fácies Dmc. C) Arenito maciço com clastos, e um nível de sete centímetros com concentração de clastos, fácies Smc. D) Clastos arredondados e angulosos, com diferentes composições em arenito maciço, fácies Smc. E) Contato gradacional entre arenito maciço com clasto (Smc) e arenito estratificado com matriz argilosa (Scc). F) Contato lateral transicional da fácies Smc e Scc.

Associação de fácies 2 (AF2) - Gmm, Gcc e St – Sistema deposicional fluvial, em um modelo de paleoambiente entrelaçado (figura 4.17)

Esta associação de fácies é predominante do Grupo Serra Grande, ocorrendo nas formações Ipú e Jaicós. Podem apresentar grandes espessuras, principalmente nas escarpas da Serra Grande. Esta associação foi estudada no afloramento PB-CE-15, na cachoeira conhecida como "Bica do Ipú" (figura 3.1 e 4.17 B), no município de Ipú, no Ceará.

Este afloramento é marcado por intercalação irregular de arenitos grossos a médios com estratificação cruzada acanalada com geometria das camadas em formas de canais residuais e conglomerados matriz (fácies Gmm) e clasto (fácies Gcc) suportados, eventualmente estratificados e com base erosiva. As fácies conglomeráticas também ocorrem constantemente na base das estratificações. Os arenitos são imaturos, tem composição quartzo-feldspática e com baixo grau de seleção e arredondamento, o que indica proximidade com a área fonte. Sugerem deposição em condições de alta energia com baixo potencial de preservação de planícies de inundação, onde se desenvolvem canais entrelaçados com alta carga de fundo com variabilidade na descarga e facilidade na erosão de bancos de areia.

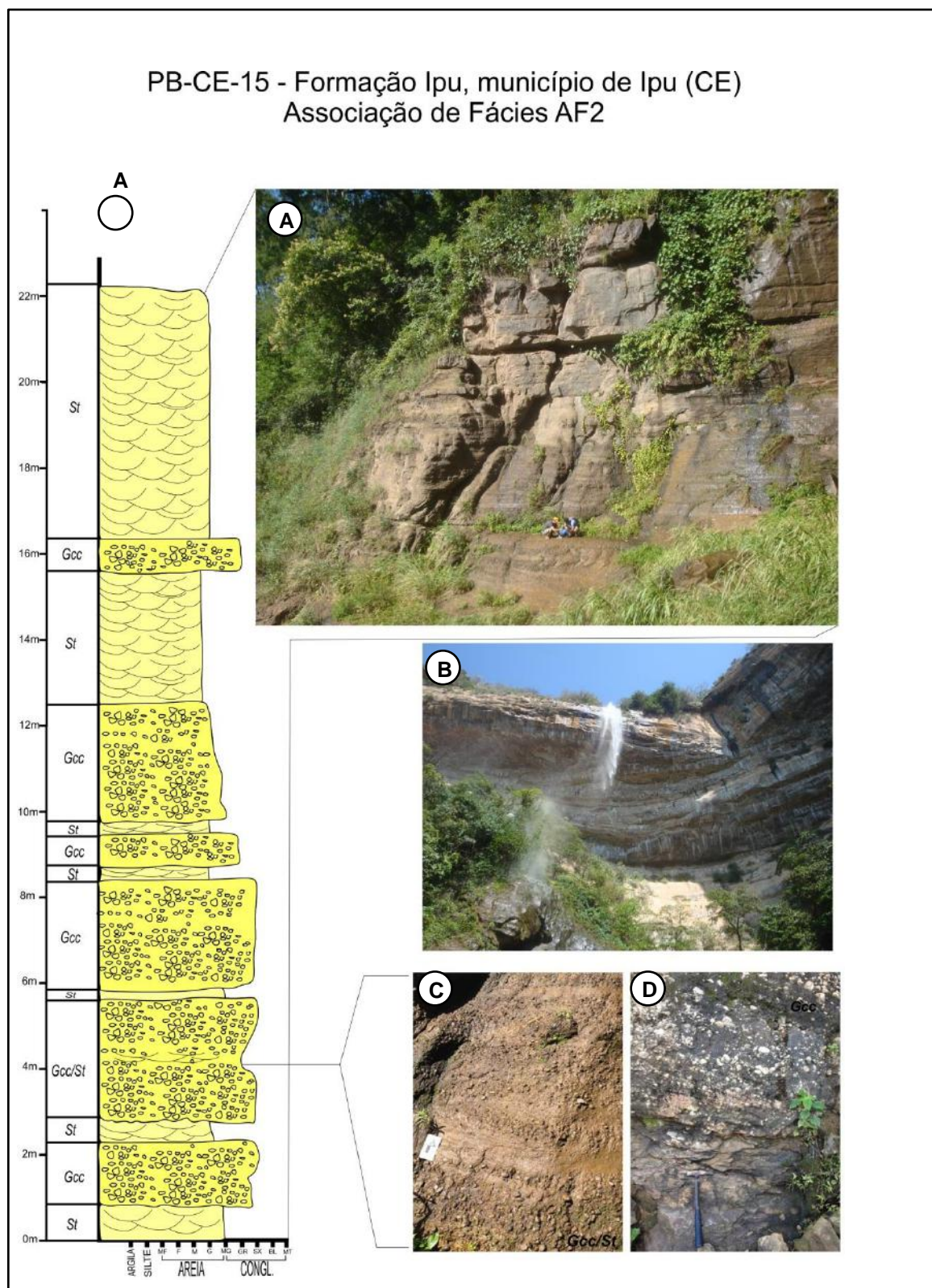


Figura 4.17.: Associação de fácies AF2, seção colunar do aloramento na cachoeira da Bica do Ipu, ponto PB-CE-15 (vide mapa na figura 3.1A). Arenitos com estratificação cruzada acanalada intercalados a conglomerados com estratificação incipiente, clasto suportados. Paleoambiente fluvial entrelaçado. A) Afloramento onde o perfil foi estudado. B) Vista da Bica do Ipu, escarpa de arenito da Formação Ipu. C) Foto das fácies Gcc e St, conglomerado com estratificação cruzada acanalada incipiente e camada centimétrica de arenito granuloso com estratificação cruzada acanalada. D) Base da escarpa da Formação Ipu com a fácies Gcc em contato com rocha do embasamento.

Associação de fácies 3 (AF3) - Gm, St e Sp – Sistema deposicional fluvial, em um paleoambiente entrelaçado com barras longitudinais (figura 4.19)

Esta associação é composta por intercalação praticamente rítmica de conglomerados seixosos matriz suportados (fácies Gmm) e arenitos grossos com seixos dispersos na matriz (fácies Sp). Os arenitos apresentam estratificações cruzadas planares e acanaladas de pequeno médio a pequeno porte. Esta associação de fácies foi interpretada como barras longitudinais de um ambiente fluvial de canais entrelaçados, formados pelo processo de migração de barras transversais de areia.

As associações de fácies do Grupo Serra Grande podem ser interpretadas de uma forma geral como um ambiente glácio-fluvial. Onde ocorrem depósitos de degelo com associação lateral a ambientes fluviais entrelaçados (vide item 5).

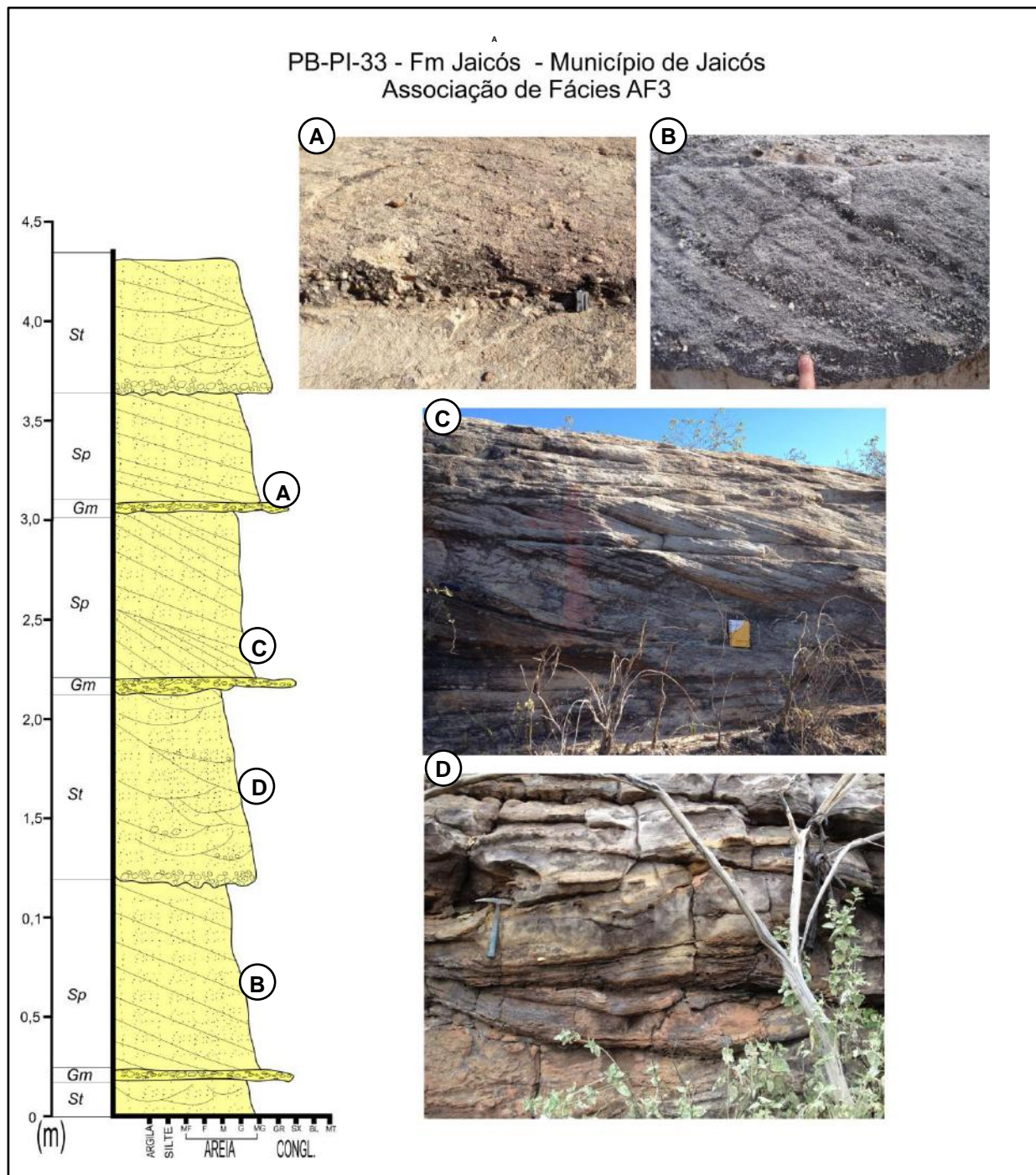


Figura 4.19.: Associação de fácies AF3, seção colunar do ponto PB-PI-32 localizado nos arredores da cidade de Domingos Mourão, PI (localização na figura 3.1A). A) Nível conglomerático na base dos estratos. B) Níveis de granulos e seixos acumulados nos planos de estratificações (fácies Sp). C) Estratificação cruzada planar, fácies Sp. D) Estratificação cruzada acanalada.

4.2.2 Associação de Fácies e Ambientes Depositionais no Grupo Canindé

Associação de fácies 4 (AF4) - Sr, Sm, Spp, Sp, Fh e Fl – são entendidas como um sistema deposicional marinho, em um paleoambiente de plataforma marinha rasa controlada por ondas e ondas de tempestades (figura 4.20).

Esta associação de fácies é composta por ciclos granocrescentes e granodecrescentes de pacotes de arenitos de coloração vermelha. O afloramento estudado se localiza nas proximidades do município de Itainópolis (PI), PB-PI-35 (figura 3.1A). Ocorre o predomínio de fácies arenosas (Sr, Sm, Spp, Sp) com estruturas que remetem a uma plataforma rasa com ação de onda, com estruturas cruzadas *hummocky*, estratificação cruzada planar, estratificações plano paralelas, estratificação cruzada tipo espinha de peixe e marcas onduladas simétricas e assimétricas são estruturas comumente encontradas neste afloramento, indicam alternância no tipo de fluxo devido a diferentes episódios de mudança na posição da linha de costa em um ambiente de plataforma rasa com influência de estuário, caracterizado pela abundância de camadas delgadas com estratificação plano paralela e estruturas do tipo *climbing ripples*. A baixa ocorrência de sedimentos argilosos (Fl) corrobora a interpretação de uma plataforma marinha proximal. Estes depósitos ocorrem em discordância em relação aos arenitos fluviais da Formação Jaicós no topo do Grupo Serra Grande. A mudança para associação de fácies AF5 pode ser interpretada como contínua e transicional, o que caracteriza a fase transgressiva do Grupo Canindé.

PB-PI-32 - Fm Pimenteiras - Cidade de Picos (PI)
Associação de Fácies 4

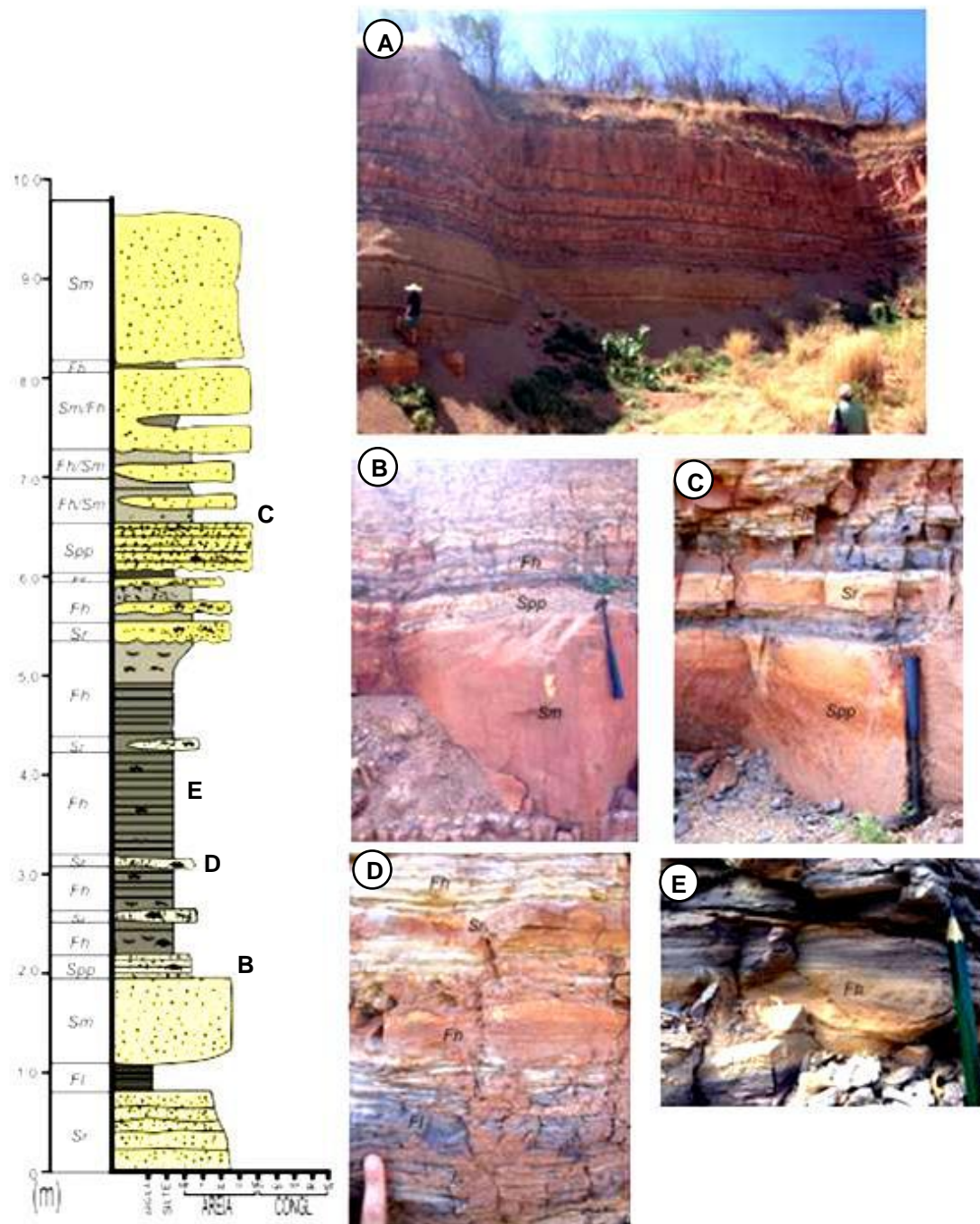


Figura 4.20.: Associação de fácies AF4, seção colunar do afloramento da Formação Pimenteiras na entrada da cidade de Picos (PI), ponto PB-PI-32 (localização na figura 3.1A). Sucessão de arenitos finos, siltitos e fácies heterolíticas em ambiente de plataforma dominada por ondas e maré. A) Vista geral do afloramento estudado. B) Contato entre as fácies Sm, Spp e Fh, próximo a base do afloramento. C) Fácies Spp, Sr e Fh em contatos tabulares. D) Siltitos e lamitos nas fácies Fl, Fh arenitos finos com marcas onduladas, fácies Sr. E) Marcas de onda assimétrica e laminação do tipo fláser na fácies *Fh*.

Associação de fácies 5 (AF5) - Sr, Spp, Sm, Fh e Fl – interpretadas como geradas em sistema deposicional, em modelo paleoambiental marinho nerítico médio a proximal. (figura 4.21)

O afloramento estudado localiza-se na entrada da cidade de Picos (PI), em um corte da BR-230, afloramento PB-PI-32 (figura 3.1A). As associações de fácies AF4 e AF5 são interpretadas neste trabalho como transicionais, e representam a transição entre as formações Itaim e Pimenteiras.

A associação AF5 é composta por corpos de arenito amalgamados de coloração vermelha a amarela, intercalado por camadas de siltitos e lamitos de coloração vermelha, cinza e roxa. Os arenitos são compostos essencialmente por areia fina e apresentam estruturas em laminações gradadas, estruturas de marcas de onda e cruzadas *hummockys*, além de estruturas incipientes de estratificações cruzadas de grandes ondas, que ocorrem em pacotes arenosos de geometria tabular. Nos lamitos e siltitos há predomínio de laminações em onda (*wavy*) e lenticular (*linsen*), em alternância a pacotes de areia fina e siltitos arenosos com granodecrescência ascendente.

A maior ocorrência de sedimentos síltico-argilosos sugere um ambiente com presença de fluxos de baixa energia, que alterna para fluxos trativos devido a ciclos de abaixamento do nível do mar, o que é marcado por pacotes arenosos com estrutura maciça ou estratificação incipiente (fácies Sm). Estes depósitos podem ser interpretados em um ambiente de plataforma distal com influência de ondas de tempestade.

PB-PI-35 - Fm Itaim (base Pimenteiras) - Município de Itainópolis
Associação de Fácies AF5

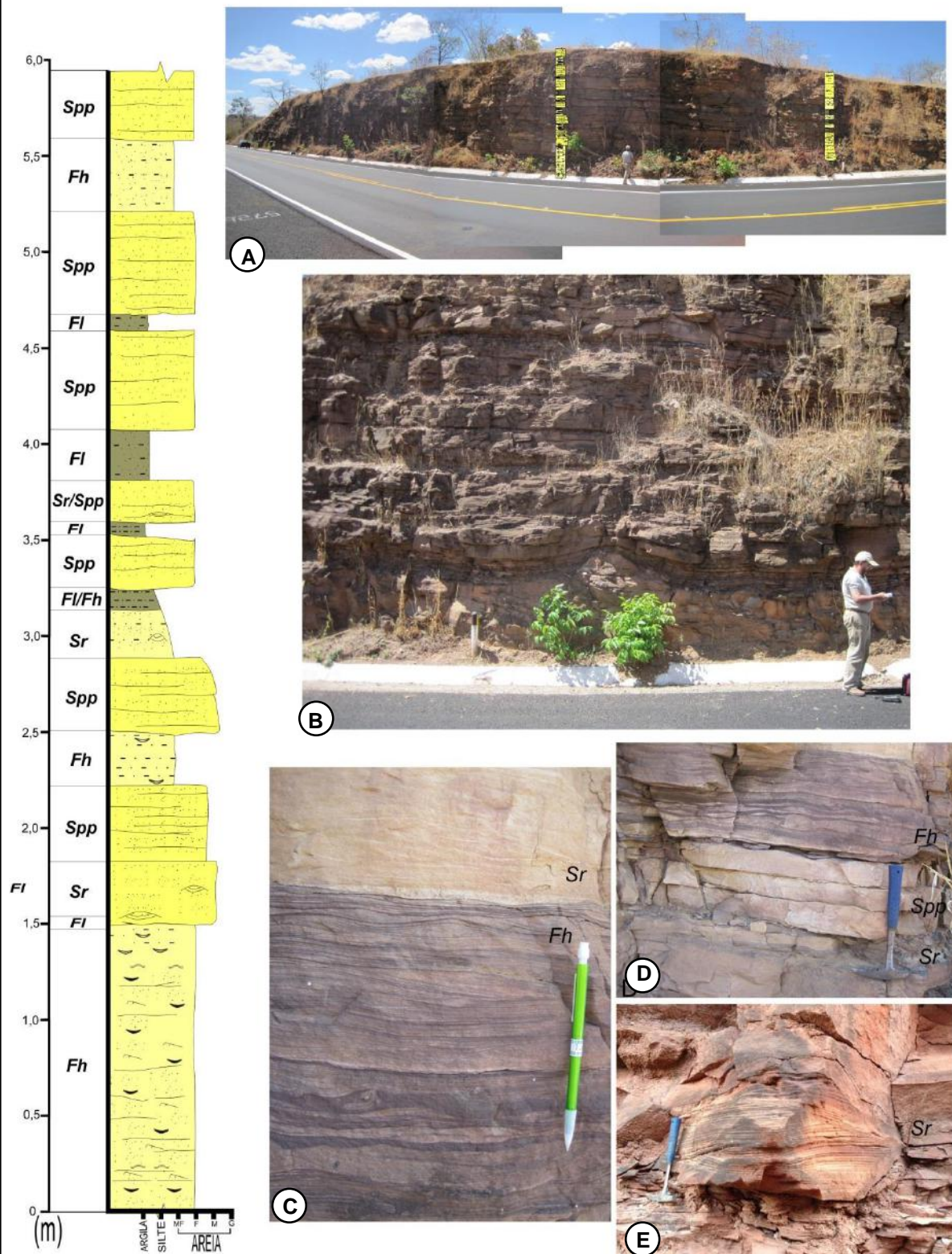


Figura 4.21: Associação de fácies AF5, seção colunar. A) Vista geral do afloramento PB-PI-35 (localização na figura 3.1A). B) Estrutura *hummocky* de grande porte. C) Contato entre as fácies *Fh* e *Sr*. D) Fácies *Sr*, *Spp* e *Fh*. E) Estrutura *hummocky* de médio porte na fácies *Sr*.

4.3 Paleocorrentes

Neste trabalho foram obtidas medidas de paleocorrentes através de atitudes de estruturas sedimentares, tanto para associações de ambientes marinhos, quanto para ambientes fluviais. Segundo Miall (1996), em ambientes fluviais, as formas internas de canais e o sentido do crescimento das barras refletem o rumo das paleocorrentes, porém as associações de fácies fluviais descritas neste trabalho compreendem os ambientes de rios entrelaçados, com baixa sinuosidade, que formam barras que migram lateralmente e longitudinalmente a jusante, podendo resultar em planos de estratificação oblíquos se comparados ao fluxo principal. Contudo, nos trabalhos de campo houve a preocupação de tomar as medidas das estratificações próximas às bases das estratificações, onde também ocorrem ocasionalmente clastos imbricados segundo a direção preferencial do fluxo, o que apoia para a tomada das medidas de atitude. Para ambientes marinhos, as medidas de paleocorrentes também foram registradas em estratificações cruzadas provenientes de variações de maré e estruturas provenientes de progradação deltaica, além de marcas de ondas assimétricas. Porém a grande dispersão destes dados é dada pela própria natureza dos depósitos, já que as estruturas se formam através da alternância no sentido de fluxos. Mesmo assim foram evidenciadas as direções principais.

O tratamento estatístico foi baseado na confecção de estereogramas de rosáceas, os quais foram divididos quanto aos grupos estratigráficos estudados, Serra Grande e Canindé, e individualizado segundo três áreas: NE, E e SE, relativos a região aqui abordada na Bacia do Parnaíba. Na tabela 2 é apresentada uma síntese dos afloramentos estudados, com seus respectivos tipos de estrutura, quantidade de medidas e sentido do vetor principal

Tabela 2

Grupo Serra Grande			
Ponto/Setor	Estrutura	Quantidade	AZ vetor principal
PB-PI-11/NE	ec	16	293°
PB-PI-12/NE	ec	13	288°
PB-PI-21/E	ec	13	319°
PB-PI-24/E	ec, ci	7	314°
PB-PI-25/E	ec	6	311°
PB-PI-33/SE	ec, ci	5	334°
PB-PI-34/SE	ec, ci	10	328°
Grupo Canindé			
PB-PI-04/NE	ec, mo	15	288°
PB-PI-23/E	ec	8	304°
PB-PI-29/SE	ec, mo	6	298°
PB-PI-30/SE	ec	5	302°
PB-PI-31/SE	ec	6	343°
PB-PI-35/SE	ec, mo	8	323°

Tabela 2.: Síntese das medidas de paleocorrente por afloramentos descritos (figura 3.1A). Para as estruturas foi adotado a seguinte nomenclatura: ec - estratificação cruzada indiscriminada, podendo ser acanalada, planar ou sigmoidal; ci - clastos imbricados; mo - marcas onduladas AZ= azimuth.

No Grupo Serra Grande, os ambientes identificados neste trabalho são predominantemente de fácies fluviais, nas quais ocorrem estratificações cruzadas com frequência que, de forma geral, apresentam sentido de paleofluxo para NW (figura 4.23 B, D e F). No Setor Nordeste, as paleocorrentes foram determinadas exclusivamente em estratificações cruzadas acanaladas (figura 4.8), que indicam paleofluxo para WNW (~290°) (figura 4.23 B), o padrão de paleocorrentes muda de norte para sul. No setor leste (meridional), com medidas tomadas em estratificações cruzadas planares, acanaladas e em seixos imbricados, presentes nos arenitos das formações Ipu e Jaicós, as medidas de paleocorrente indicam sentido NW com aproximadamente 310° (figura 4.23 D). Para o setor sudeste, é notável a

tendência das direções de fluxo se voltarem para norte/noroeste, cerca de 330° (figura 4.23 F).

No Grupo Canindé foram medidas direções de paleocorrentes em marcas de ondas assimétricas e estratificações cruzadas. Na Formação Cabeças, há presença de fácies de conglomerados em pequenos níveis, porém não foi possível a identificação de clastos imbricados. No setor nordeste, as paleocorrentes foram estudadas na transição de fácies de ambientes de plataforma marinha rasa, com grande quantidade de estratificações cruzadas de pequeno porte em sucessões deltaicas (figura 4.23 A). No setor leste, as paleocorrentes foram estudadas em um único afloramento, com poucas medidas, mas também é observada a persistência da tendência NW (304°) para este setor (figura 4.23 A, C e E). No setor sudeste, a direção principal das paleocorrentes possui tendências para oeste-noroeste (~335°) (figura 4.23 E).

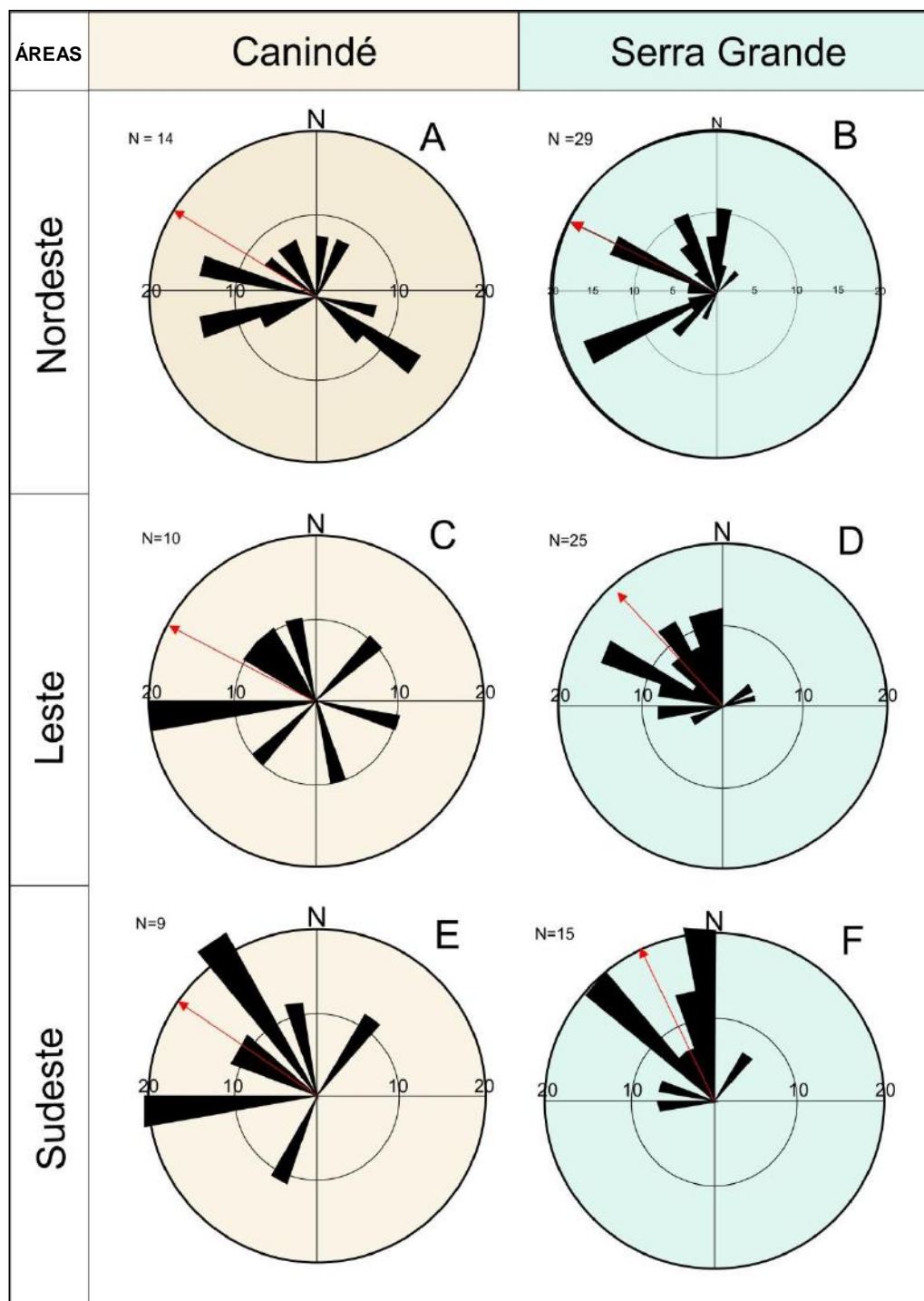


Figura 4.23.: Diagramas de rosáceas com rumos resultantes das paleocorrentes de acordo com os setores Nordeste, Leste e Sudeste na borda leste da Bacia do Parnaíba, dividida em A) sedimentos fluviais, estratificações cruzadas acanaladas e festonada, formações Ipu e Jaicós; B) Sedimentos fluviais, estratificações cruzadas planar e acanaladas e seixos imbricados; C) Estratificações cruzadas acanaladas, planares e seixos imbricados de fácies fluviais da Formação Jaicós; D) Estratificações cruzadas de migração de dunas subaquosas e marcas de ondas assimétricas em ambiente de plataforma rasa dominada por ondas, Formação Longá; E) Estratificações cruzadas em arenitos da Formação Cabeças; F) Estratificações cruzadas e marcas de ondas em transição entre ambientes nerítico e de plataforma com intensa exposição subaérea, formações Pimenteiras e Cabeças

5. DISCUSSÕES

5.1 Ambientes Depositionais

Com base nos afloramentos estudados na porção leste da Bacia do Parnaíba foram estabelecidas cinco associações de fácies, sendo estas AF1 (base da Formação Ipu), AF2 (Formação Ipu), AF3 (Formação Jaicós), AF4 (Fm. Itaim) e AF5 (Fm. Pimenteiras). Observou-se que essas associações equivalem aproximadamente às formações e ambientes deposicionais descritos por Caputo e Lima (1984), Góes (1990), Góes e Feijó (1994), Santos *et al.* (2004) e Vazet *et al.* (2007).

Assim, os intervalos estudados correspondem ao período de evolução sedimentológica do Paleozoico Inferior da borda leste da Bacia do Parnaíba, que se deu em dois ciclos sedimentares, um regressivo-transgressivo e outro transgressivo-regressivo, separados por uma discordância regional. O primeiro ciclo corresponde aos sedimentos silurianos do Grupo Serra Grande, no qual sua evolução ocorreu em um ambiente de plataforma estável, sendo que seus primeiros registros foram de sedimentação continental clástica, em clima seco e frio, evidenciado pelas associações de fácies fluviais entrelaçados e tilitos subordinados, que correspondem à Formação Ipu. Na seção estudada, estes depósitos estão sotopostos aos sedimentos finos da Formação Tianguá, correlacionáveis aos depósitos marinhos descritos por Vaz *et al.* (2007). Por sua vez são recobertos novamente por sedimentos de origem fluvial registrado por barras de migração longitudinais em sistema fluvial entrelaçado da Formação Jaicós. A evolução sedimentar da Sequencia Siluriana é interpretada como planícies fluviais em ambiente periglacial, com influência marinha, quando ocorrem períodos de nível eustático elevado (figura 5.2).

Em trabalhos antigos, o contato entre os grupos Serra Grande e Canindé é interpretado como transicional (por exemplo, Bigarella *et al.*, 1965), porém neste trabalho foi observada uma discordância angular de caráter regional, diagnosticada por diferença nos mergulhos das camadas, corroborando pra dados publicados em Vazet *et al.* (2007).

O Mesodevoniano marcou o início da sedimentação em plataforma marinha costeira, num ciclo transgressivo (formações Itaim e Pimenteiras), evoluindo para um ciclo regressivo, com ocorrência de arenitos marinhos

costeiros e flúvio-deltaicos (Formação Cabeças), que por sua vez são recobertos por sedimentos depositados em plataforma rasa com influencia de ondas de tempestade e leques deltaicos (formações Longá e Poti). Portanto o Grupo Canindé é caracterizado por um registro sedimentar que evolui de uma transgressão marinha em uma plataforma rasa dominada por ondas, com uma superfície de máxima inundação (Formação Pimenteiras) que evolui para uma regressão. Posteriormente são recobertos por sedimentos de plataforma rasa, dominados por ondas e ondas de tempestade (figura 5.3).

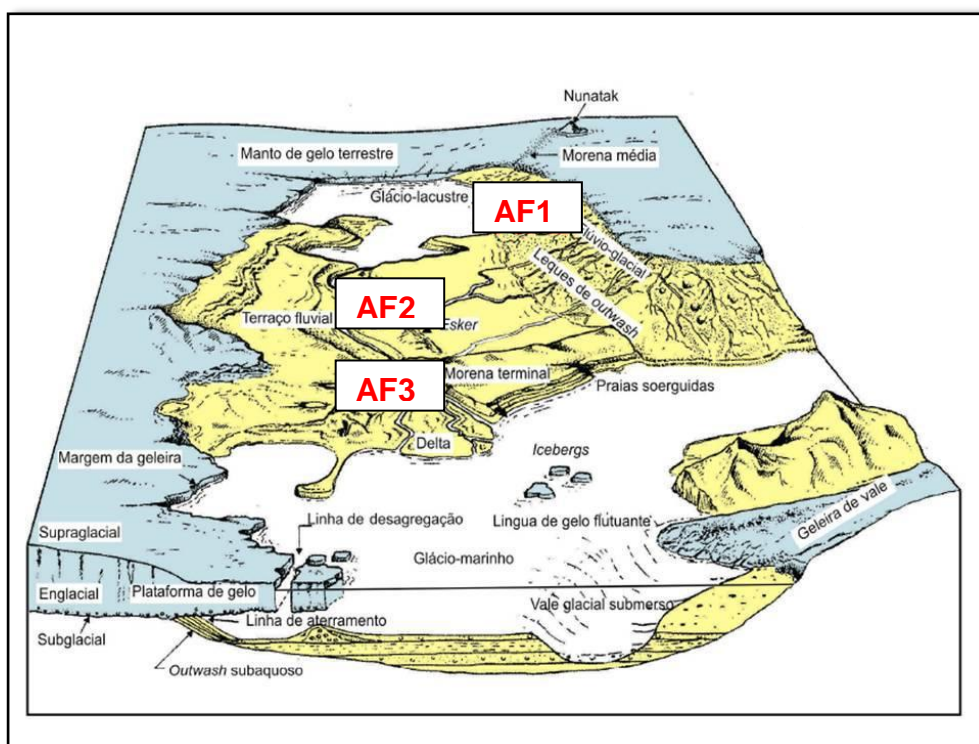


Figura 5.1.: Esquema figurativo mostrando provável contexto paleoambiental para o Grupo Serra Grande e a provável localização dos afloramentos estudados. **AF1** - Subglacial a Glacial com planícies de *outwash*, depósitos de degelo. **AF2** - Sistema fluvial entrelaçado; **AF3** - Barras longitudinais de canais entrelaçados ou ambiente deltaico. Fonte: Modificado de Eyles e Eyles (2010).

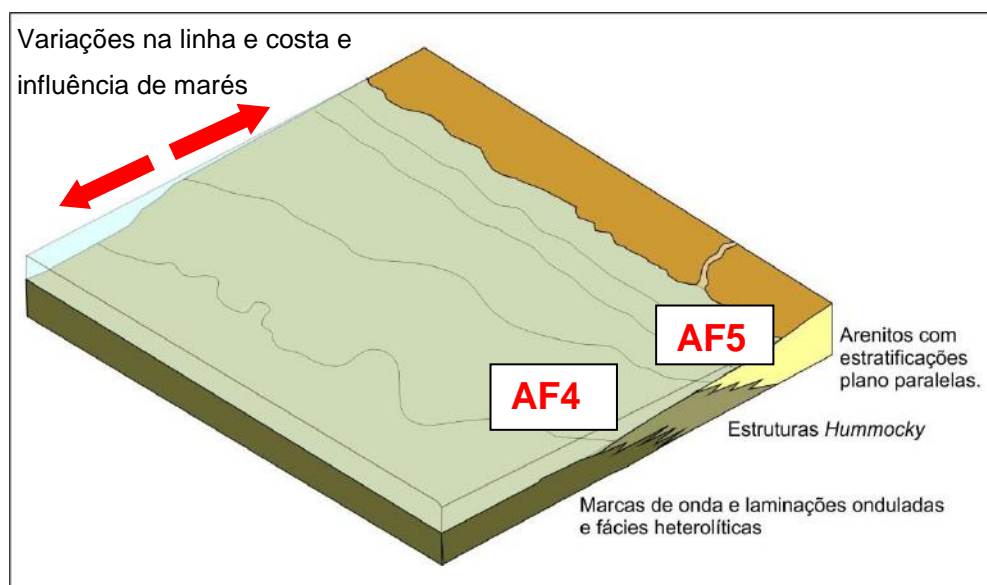


Figura 5.2.: Modelo deposicional esquemático com o provável contexto paleoambiental das Formações Itaim e Pimenteiras (Grupo Canindé). AF4: Associação de Fácies 4, intercalação de lamitos, siltitos e arenitos subordinados da Formação Pimenteiras no afloramento PB-PI-32. AF5: Associação de Fácies 5, intercalção de arenitos finos, siltitos e lamitos subordinados da Formação Itaim no afloramento PB-PI-35.

As medidas de paleocorrentes aqui obtidas mostram uma sedimentação proveniente do sul/sudeste para os arenitos fluviais do Grupo Serra Grande. Já no Grupo Canindé, as paleocorrentes foram obtidas em fácies marinhas, o que resultou em uma maior dispersão das medidas, se comparados às fácies fluviais do Siluriano. Mesmo assim, as medidas apresentam o sentido principal do vetor resultante para Noroeste, sugerindo uma sedimentação proveniente de Sul pelo menos até o Devoniano na Bacia do Parnaíba. Na figura 5.4 é mostrada uma síntese dos diagramas de rosáceas com medidas de paleocorrentes e suas localizações aproximadas, e suas respectivas divisões em setores Nordeste, Leste e Sudeste da borda Leste da bacia. Comparando as medidas de paleocorrentes com os principais lineamentos do embasamento, é possível haver uma relação das paleocorrentes com as reativações tectônicas dos mesmos. Góes (1990), identificou o depocentro como sendo na parte nordeste da bacia, com eixos deposicionais fortemente influenciados por reativações de lineamentos e altos estruturais dos eventos brasileiros (figura 5.4D).

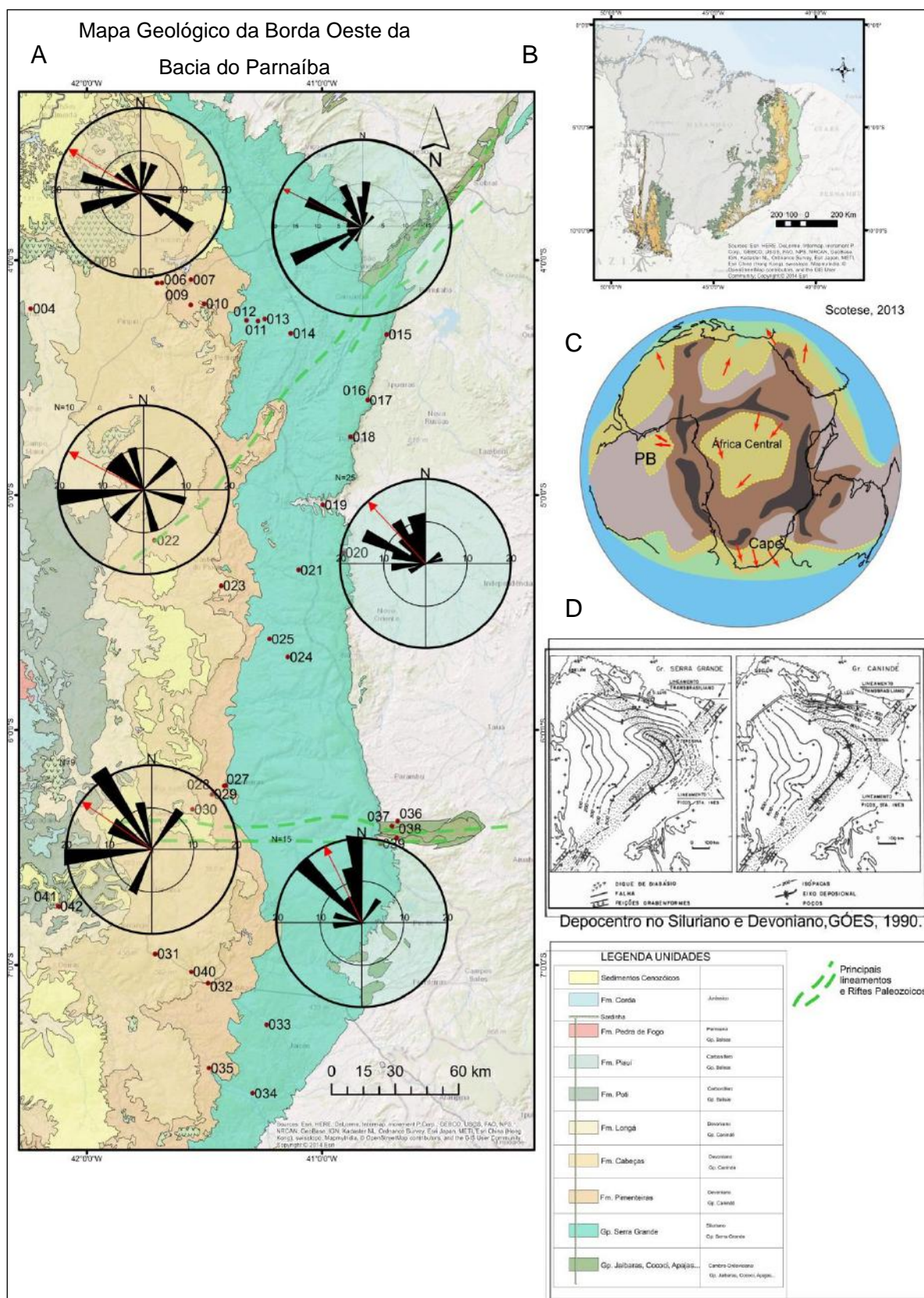


Figura 5.3.: A) Mapa de localização das associações de fácies e localização espacial aproximada dos diagramas de paleocorrentes, em fundo esverdeado, paleocorrente de ambientes fluviais do Grupo Serra Grande e em tons de marrom, paleocorrentes de ambientes marinhos do Grupo Canindé. B) Localização da área de estudos e setores Noerdeste, Leste e Sudeste da borda Leste da bacia. C) Reconstrução do Gondwana no Cambriano – notar alto estrutural que separa bacias do lado da plataforma sul-americana e africana (Scotese, 2013). D) Modelo de depocentro da bacia no Siluriano e Devoniano proposto por Góes (1990).

5.2 Correlações regionais com as demais bacias interiores do Gondwana Centro-Oeste

As bacias interiores gonduânicas são grandes depocentros situados no interior das plataformas continentais que registram a configuração paleoclimática, paleogeográfica e tectônica do Paleocontinente Gondwana. Preservam uma longa história geológica e possuem grande complexidade em seu arcabouço tectono-sedimentar (Kingston *et al.*, 1983). No século passado, Du Toit (1937) realizou o primeiro trabalho sobre correlações entre unidades estratigráficas das bacias africanas e sul-americanas, e propôs a primeira reconstrução/modelo das bacias gonduânicas englobando as bacias do Parnaíba, Paraná, Congo (África Central) e Cape-Karoo (África do Sul). A Bacia do Parnaíba como parte das bacias do Gondwana Centro-Oeste, foi nomeada de "*Piauihy*" (figura 5.4).

A evolução do conhecimento geológico em escala mundial permitiu que De Wit (1988) publicasse o primeiro mapa geológico do Gondwana, enfatizando similaridades estratigráficas entre algumas bacias interiores. Na figura 5.5 é mostrado um mapa geológico do Gondwana, baseado nos modelos de reconstrução paleogeográfica de De Wit 1988. Uma série de trabalhos a cerca da reconstrução paleogeográfica das bacias interiores gonduânicas vêm sendo publicados. No Brasil, a bacia gonduânica melhor conhecida é a Bacia do Paraná, onde há frequência em publicações e informações que abordem a correlação estratigráfica com bacias do continente africano (Bacia do Congo e Cape-Karoo). Porém, poucos trabalhos apresentam a Bacia do Parnaíba sob a ótica única do paleocontinente Gondwana, tal como o de Linolet *et al.* (2016).

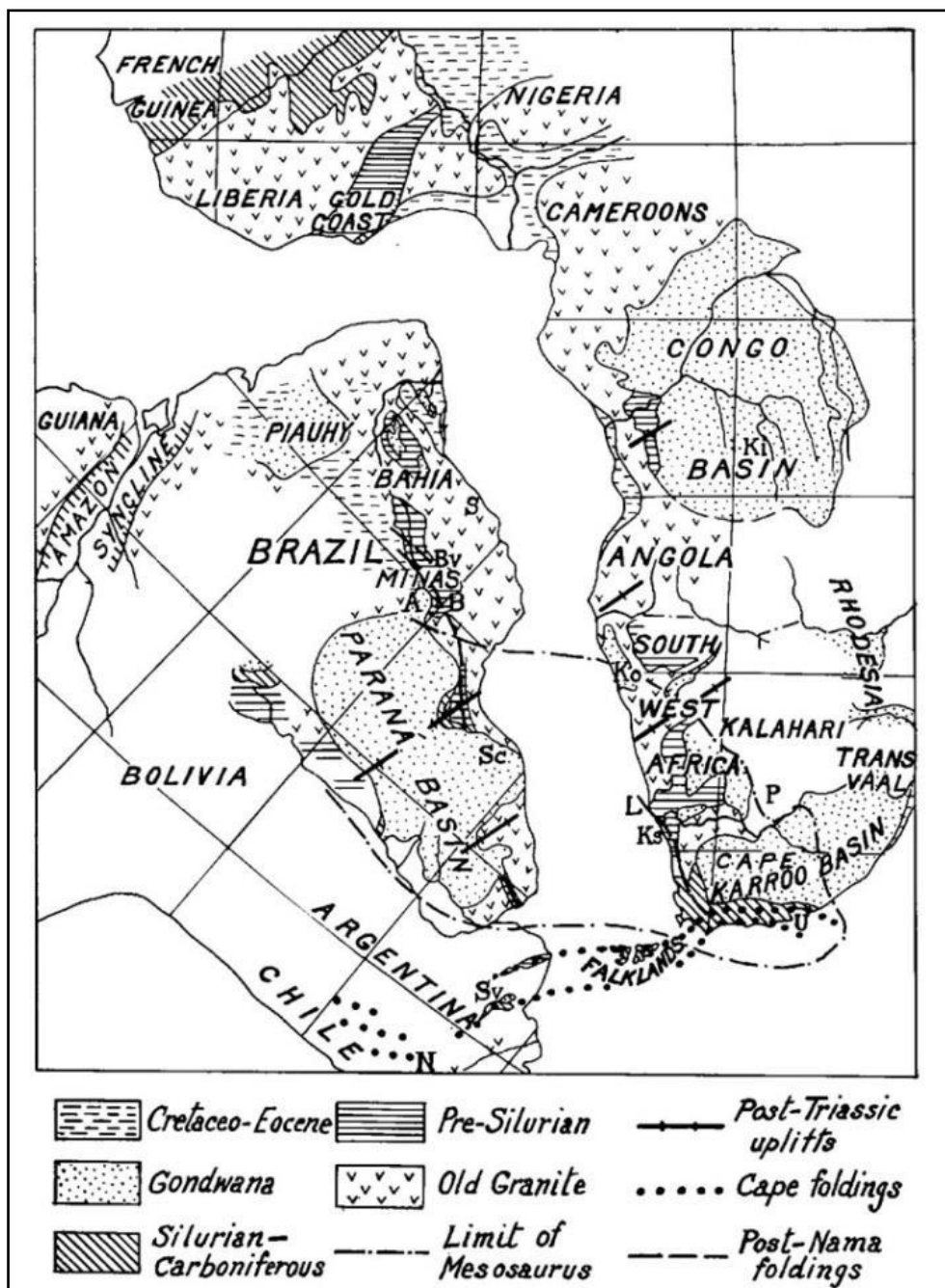


Figura 5.4.: Reconstrução do Gondwana. Fonte: Du Toit, 1937.

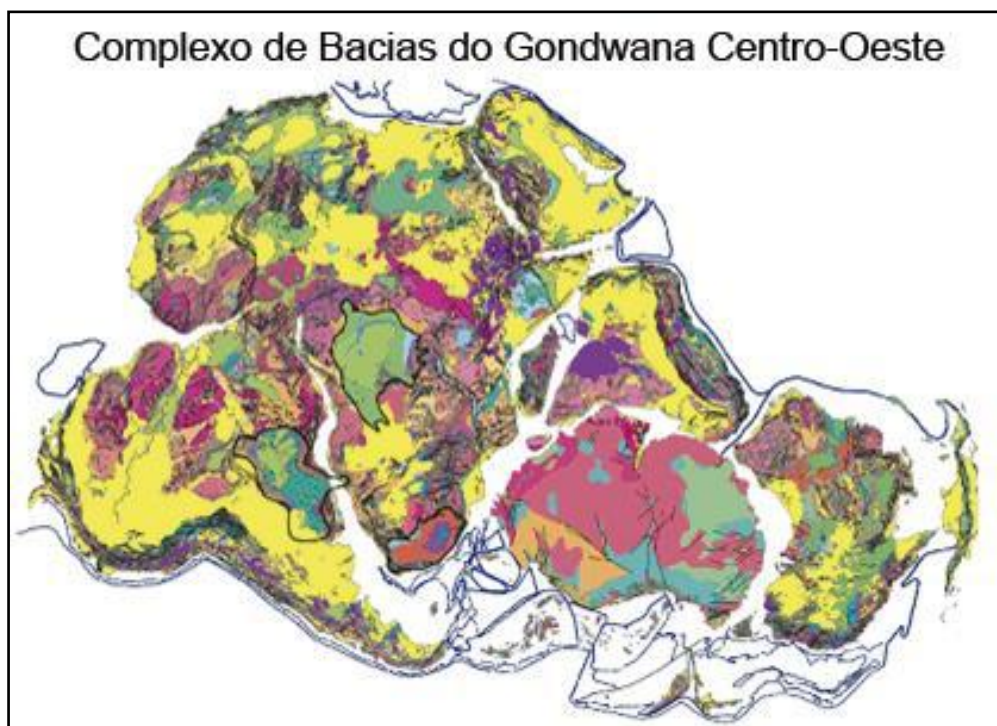


Figura 5.5.: Mapa geológico do Gondwana, segundo a reconstrução de Witt *et al.*, 1988. Observar o contorno em linha preta o destaque para as bacias intracratônicas descritas por de Witt (1988)

No contexto das bacias interiores do Gondwana Centro-Oeste, o Grupo Serra Grande, que é composto de arenitos estratificados (Vaz *et al.*, 2007) possui equivalentes nas bacias do Paraná e Cape (África do Sul). Próximo à base, as camadas de diamictitos (associação de fácies AF1), parte da Formação Ipu, datadas do Llandoveryano (Grahm *et al.*, 2005) provavelmente são correlacionáveis com as glaciações ordovicianas gondwânicas, também documentadas nas bacias do Paraná e Cape-Karoo, nas respectivas formações Iapó (Supersequencia Rio Ivaí) e Pakhuis (Grupo Table Mountain) (Caputo, 1984; Linol *et al.*, 2016) (figura 5.6).

Os dados deste trabalho corroboram a hipótese de Caputo e Lima (1984), de que havia um centro de glaciação no Norte da África, pois esta região localizava-se no Polo Sul durante o Siluriano Inferior (figura 5.8). A primeira transgressão marinha da Bacia do Parnaíba corresponde à Formação Tianguá, provavelmente devido à migração do polo de glaciação do Siluriano para o sul da África e América do Sul, causando derretimento das calotas polares, o que culminou no aumento do nível eustático, propiciando assim, a sobreposição de sedimentos marinhos plataformais silurianos sobre os depósitos glácio-fluviais no Siluriano Superior. Para Caputo e Lima (1984), a Formação Tianguá pertencente ao Lockoviano é correlacionável à Formação

Vila Maria na Bacia do Paraná e com a Formação Pakhuis e os folhelhos Cadarberg do Grupo Table Mountain (Bacia Cape-Karoo), procedido pela Formação Jaicós, posicionado no Siluriano Superior, por relações estratigráficas. Os registros do Grupo Serra Grande evidenciam predominância de sedimentação continental para a parte noroeste do complexo de bacias do Gondwana Centro-Oeste, considerando a posição atual do globo.

Os dados de paleocorrentes do Grupo Serra Grande indicam que o fluxo principal dos sedimentos fluviais era para noroeste, mudando para oeste/noroeste de norte para sul. Trabalhos anteriores sobre a paleogeografia do Grupo Serra Grande, como Bigarella *et al.* (1964), revelam diferenças no sentido de paleofluxo. Estes teriam sentido noroeste no norte da Serra de Ibiapaba, próximos à Ubajara e que mudam para sentido sudoeste no sul da serra, nas proximidades da Serra da Capivara. Neste trabalho foi constatada uma variação de aproximadamente 30° no sentido de paleofluxo em sedimentos fluviais, que variam de oeste para noroeste comparando os diagramas de rosáceas separados pelos três setores Nordeste, Leste, Sudeste (figura 5.4A).

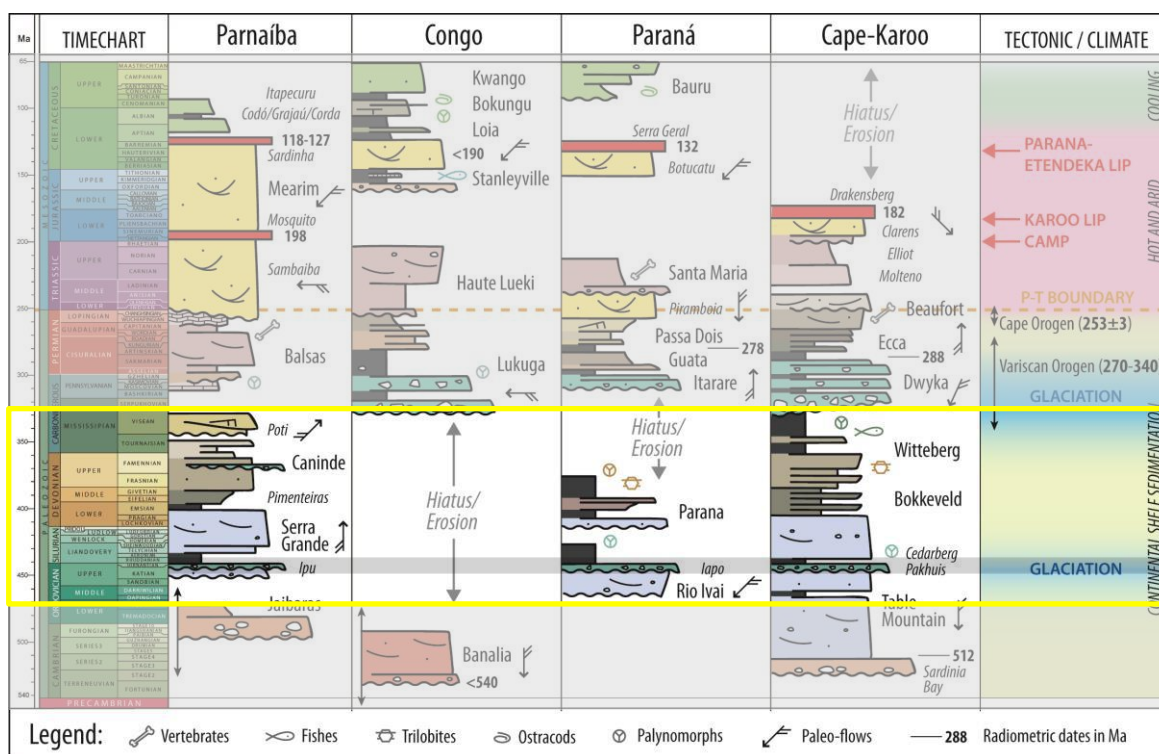


Figura 5.6.: Coluna estratigráfica comparando as bacias interiores do Complexo de Bacias do Gondwana Centro-Oeste. O quadro amarelo motra o intervalo estudado. Destaque para a provável correção com os depósitos glaciais do siluro-ordovicianos (faixa cinza). Fonte: Modificado de Linol *et al.* (2016).

Na Bacia do Parnaíba, o Devoniano é registrado pelo Grupo Canindé, no qual sua unidade mais jovem se encaixa no Carbonífero, tratando-se, predominantemente, de sedimentos depositados em plataforma marinha. Caracterizando um registro sedimentar que evoluiu de uma transgressão marinha em uma plataforma rasa dominada por ondas. Após a formação de uma superfície de máxima inundação (Formação Pimenteiras), o registro sedimentar, reflete em um período de regressão, com arenitos depositados em plataformas rasas, deltas e leques subaquosos da Formação Cabeças. Posteriormente são recobertos novamente por sedimentos de plataforma rasa, dominados por ondas e ondas de tempestade, transitando lateralmente para um ambiente deltaico, registrado em lamitos, siltitos e arenitos das formações Longá e Poti, sendo esta última tida como do Eocarbonífero (Vaz *et al.*, 2007).

Nos registros de paleocorrentes do Grupo Canindé é possível observar que o sentido noroeste é mantido com frequência. Comparando-se com dados de Góes (1990), pode-se afirmar que o depocentro da Bacia do Parnaíba durante o Siluriano, e em pelo menos parte do Devoniano (equivalente ao Grupo Canindé) era atribuído à parte nordeste da bacia, com eixos deposicionais fortemente influenciados por reativações de lineamentos do embasamento com assinatura brasileira (figura 5.4 A e D). Os sentidos regionais das paleocorrentes na Bacia do Parnaíba divergem dos que ocorrem nas bacias do Paraná e Cape-Karoo, que possuem sentido para Sul/Sudeste frequentemente (Linol *et al.*, 2016). O que sugere a existência de um alto estrutural entre a Bacia do Parnaíba e as demais bacias do Complexo de Bacias do Gondwana Centro Oeste pelo menos no início do Paleozoico Inferior (figura 5.4 C).

No Devoniano, a migração do Polo Sul continuou ao longo do Gondwana, percorrendo um caminho pelo centro da África em direção ao sul deste paleocontinente (Caputo, 1985). Scotese e Barret (1990) revisaram dados paleomagnéticos sobre o Devoniano Inferior, Médio e Superior, e posicionaram o Pólo Sul no centro-sul da Argentina. Na figura 5.7 é mostrado um quadro comparativo com modelos de reconstrução paleogeográfica de Scotese (2013) e Bigarella *et al.*, (1964), que mostram as posições do Polo Sul e da Bacia do Parnaíba no intervalo entre Siluriano e Devoniano.

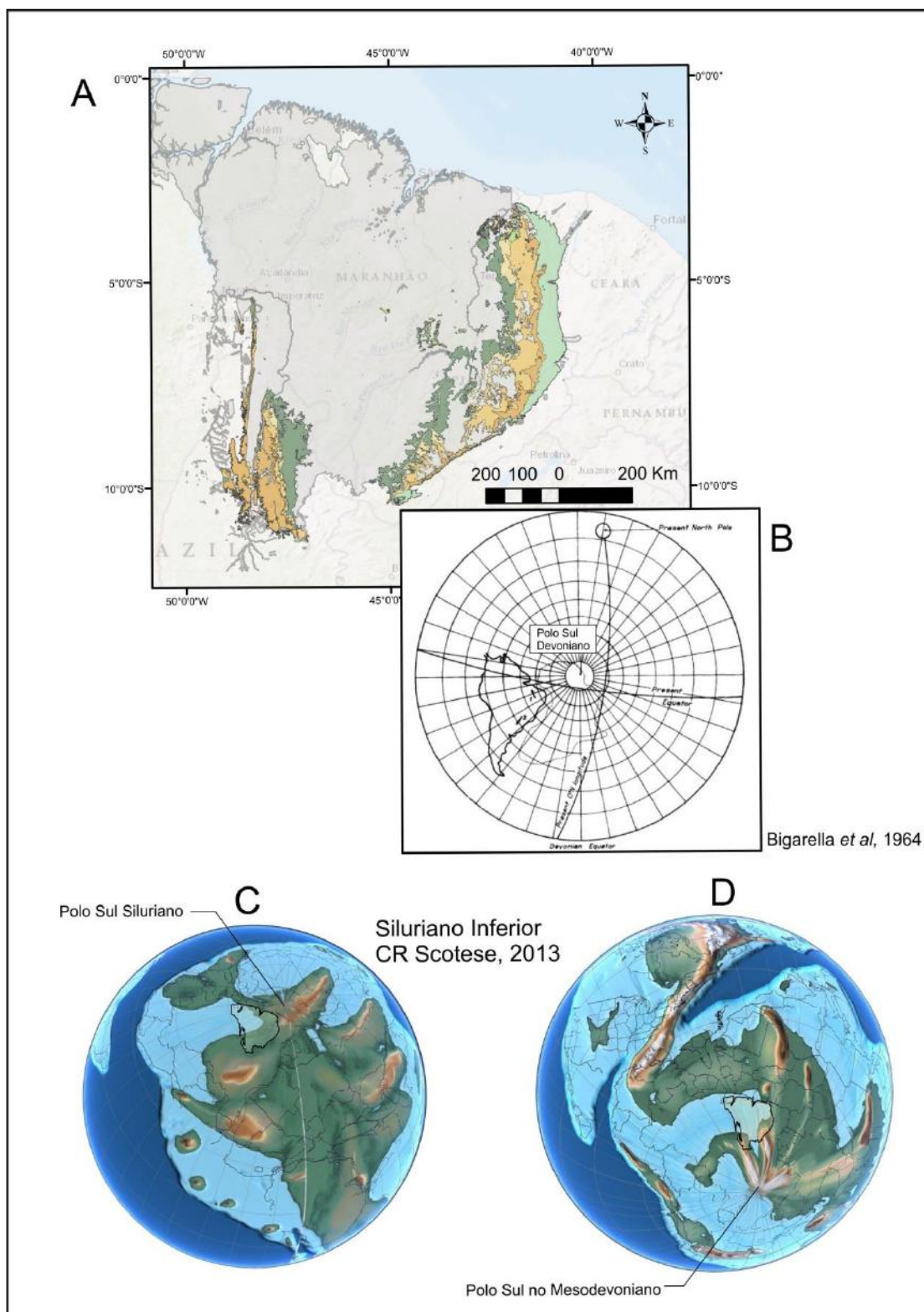


Figura 5.7.: Quadro comparativo de mapas de reconstrução paleogeográficas e espalhamento do intervalo Siluro-Devoniano na Bacia do Parnaíba. A) Mapa da Bacia do Parnaíba, mostrando a área de ocorrência dos Grupos Serra Grande e Canindé. B) Reconstrução paleogeográfica com posição do Polo Sul e posição da América do Sul no Devoniano, por Bigarella (1964). C) Reconstrução paleogeográfica e posição da Bacia do Parnaíba no Siluriano Inferior, por Scotese (2013). D) Reconstrução paleogeográfica e posição da Bacia do Parnaíba no Mesodevoniano, por Scotese (2013).

6. CONCLUSÕES

O estudo de afloramentos na porção leste da Bacia do Parnaíba permitiu o estabelecimento de litofácies que foram reunidas em cinco associações de fácies. O estudo das paleocorrentes das sequências Siluriana e Mesodevoniana-Eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, permitiu a interpretação dos processos relativos ao preenchimento sedimentar da bacia naqueles tempos, bem como possibilitou fazer algumas considerações sobre a paleogeografia e possíveis correlações regionais com as demais bacias do Gondwana Centro-Oeste.

Nas sucessões sedimentares do Grupo Serra Grande, foram descritas três associações de fácies que se enquadram em paleoambientes glaciais fluviais e lacustres/marinhos, evidenciado por tilitos e arenitos estratificados em ambientes fluviais, possivelmente alimentados a priori por material retrabalhado em geleiras. Estes depósitos, de idade siluriana, caracterizam paleoambientes com clima árido frio que pode ser explicado por sua proximidade com a calota polar Sul, durante o Ordoviciano e Siluriano.

No Grupo Canindé foram descritas duas associações de fácies, as quais evidenciam um ambiente predominantemente marinho. O Grupo Canindé, do Devoniano é representado, em sua base, por folhelhos escuros (*black shales*) e arenitos finos de coloração avermelhada, que registram o pico de máximo transgressivo da Bacia do Parnaíba. A evolução sedimentar deste se dá predominantemente por processos de mudanças eustáticas devido ao degelo provocado pela migração dos centros de glaciação nas porções continentais do Gondwana.

Comparando o preenchimento sedimentar das bacias interiores do Gondwana Centro-Oeste (figura 5.6), é possível observar que no intervalo estudado ocorrem unidades cronocorrelatas e que possivelmente possuem uma relação genética do ponto de vista paleoambiental. Os tilitos interpretados na base da Formação Ipu (Grupo Serra Grande), possuem seus equivalentes nas bacias do Paraná e Cape-Karoo, que são representados respectivamente pelas formações Iapó e Pakhuis. Enfatizando um centro de glaciação no Siluriano, que corrobora para a hipótese de Caputo (1984), que sugere um centro de glaciação siluro-ordoviciano na parte central da África que migra para Sul. Nos demais registros sedimentares no intervalo estudado, os siltitos da

Formação Tianguá (unidade média do Grupo Serra Grande), também possuem seus equivalentes nestas mesmas bacias (Paraná e Cape-Karoo), o que pode ser produto de transgressões marinhas em extensos intervalos de levantamento do nível do mar, em escala global. Os arenitos e lamitos avermelhados da Formação Pimenteiras, posicionada no Mesodevoniano, também possuem seus equivalentes nas bacias do Paraná e Cape-Karoo, porém possuem espessuras muito distintas (vide figura 5.6). Na Bacia do Congo, não existem registros do intervalo Siluriano-Devoniano.

Na análise das paleocorrentes, foi constatada a frequência de direções NW, com variação de aproximadamente 30° nos sedimentos fluviais. Em escala global, os sentidos das paleocorrentes, pelo menos Paleozoico Inferior, se divergem dos sentidos de paleocorrentes nas demais bacias (figura 5.4C), o que sugere a existência de um alto estrutural que separavam estas bacias. Tal fato também pode explicar a ausência do registro sedimentar siluro-devoniano na Bacia do Congo (figura 5.7).

REFERENCIAS

ARAB, P.B.; PERINOTTO, J. A. J.; ASSINE, M. L. 2009. **Grupo Itararé (P-C da Bacia do Paraná) nas regiões de Limeira e Piracicaba – SP: Contribuição ao estudo de litofácies**. São Paulo, UNESP, Geociências. p501-521.

ASSINE, M.L. & VESELY, F.F. 2008. Ambientes glaciais, em: PEDREIRA DA SILVA, A.J. ARAGÃO, A.N.F.; MAGALHÃES, A.J. **Ambientes de Sedimentação siliciclástica do Brasil**. São Paulo. P. 24-51.

BIGARELLA, J. J; MABESOONE, J. M; LINS, C. J. C; MOTA, F. O. 1965. **Paleogeographical Features of The Serra Grande and Pimenteira Formations (Parnaíba Basin, Brazil)**. Elsevier Publishing Company, Amsterdam - Printed in the Netherlands.

BORGHI, L. 2000. **Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional**. Boletim do Museu Nacional, Rio de Janeiro, 53: 1-26.

CAPUTO, M. V. 1984. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil**. 1984. Thesis (Doctorate) - University of Califórnia, Santa Bárbara, 586 p.

CAPUTO, M.V. & LIMA, E.C. 1984. **Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande**. Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia , Rio de Janeiro, 2: 740-753.

CAPUTO, M.V. & CROWELL, J.C. 1985. **Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era**. Geological Society of America Bulletin, Washington D.C., 96: 1020-1036.

CAROZZI, A.V., FALKENHEIN, F.U.H., CARNEIRO, R.G., ESTEVES, F.R. & CONTREIRAS, C.J.A. 1975. **Análise ambiental e evolução tectônica sin-sedimentar da seção siluro eocarbonífera da Bacia do Maranhão**. Ciência-Técnica-Petróleo, Rio de Janeiro, 7: 1-60.

CPRM. 2016. **Banco de dados do site do CPRM**. Abril de 2016 <http://geobank.cprm.gov.br/>.

DAEMON, R.F. 1974. **Palinomorfos-guias do Devoniano Superior e Carbonífero das bacias do Amazonas e do Parnaíba**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 46: 546-587.

DAEMON, R.F. 1976. **Correlação bioestratigráfica entre os sedimentos do Siluriano, Devoniano e Carbonífero das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná**. Anais 29º Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, 2: 189-194.

DAILY, M.C.; ANDRADE, V.; BAROUSSE, C.A.; MCDOWELL, K.; PIGGOTT, N. & POOLE, A.J. 2014. **Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of**

the Parnaíba basin of NE Brazil of a deep seismic reflection profile. Tectonics, 33:2012-2120.

DELLA FÁVERA, J. C. 1990. **Tempestitos na Bacia do Parnaíba..** Tese (Doutorado) Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 560 p

DE WIT, 1988. **Geological Map of Sectors of Gondwana.**

DU TOIT, A. 1937. Our wandering continents: Na Hypothesis of Continental Drifting. Edinburgh: Oliver and Boyd, 366 p.

EYLES, C.H.; EYLES, N. 2010. **Glacial deposits**, in: JAMES, N.P. & DALRYMPLE, R.W., eds., Facies Models 4: Geological Association of Canada, GEOtext 6. P.73-104.

FERNANDES, F. R. **Estudo da Evolução Termodinâmica da Bacia do Parnaíba.** 2011. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro

GÓES, A. M. O. & FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 57-68, jan./mar.

GÓES, A.M.O., SOUZA, J.M.P. & TEIXEIRA, L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, 4(1): 55-64.

KINGSTON, D.R.; DISHROON, C.P. & WILLIAMS, P.A. 1983. **Global Basin Classification.** The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. V67, No12.

KEGEL, W. 1953. **Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba.** Boletim da DGM, Rio de Janeiro, 141: 1-41.

LIMA, E. A. M.; LEITE, J. F. 1978. **Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética: relatório final da etapa III.** Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 212.

LINOL, B.; de WIT, M.; KASANKU, C.H.; SCHMITT, R.S.; CORRÊA-MARTINS, F.J.; ASSIS, A. 2016. **Correlation and paleogeographic reconstruction of the Cape-Karoo Basin sequences and Their Equivalent across Central West Gondwana.** Origin and evolution of the Cape Mountains and Karoo Basin. 18: 10p.

MARZOLI, A.; RENNE, P. R.; PICCIRILLO, E. M.; ERNESTO, M.; BELIENI, G.; DE MIN, A. 1999. **Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic magmatic province.** Science 284, 616–618.

METELO, C.M.S., 1999. **Caracterização estratigráfica do Grupo Serra Grande (Siluriano) na borda sudeste da Bacia do Parnaíba.** Dissertação de Mestrado, UFRJ – Rio de Janeiro 102p.

- MIALL, A.D. 1996. **The geology of fluvial deposits**. New York, Springer, 582p.
- MULLER, H. 1962. **Report on palinological results of samples examined from wells in Maranhão**. Relatório Interno, Petrobras, Salvador, 44p.
- PLUMMER, F. B; PRINCE, L. I.; GOMES, F. A. 1946. Estados do Maranhão e Piauí. In: **Relatório do Conselho Nacional do Petróleo**. Rio de Janeiro: Conselho Nacional do Petróleo, p.87-134.
- SANTOS, M. E.; CARVALHO, M. 2009. **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luis – Reconstruções Paleobiológicas**. CPRM. 39 (4): 669-678.
- SANTOS, V.H. 2004. **Sequências Siluro-Devoniano Eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, Brasil, Como Análogo para Exploração de Hidrocarbonetos**. Tese de Doutorado. Programa de pós graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco.
- SANTOS, V.H; LIMA FILHO, M.F; & NEUMANN, V.H. 2004. **Quais as possibilidades de um sistema petrolífero na Bacia do Parnaíba**. 4º PDPETRO, Campinas, SP 21-24 de Outubro de 2007
- SANTOS, V.H; LIMA FILHO, M.F; & NEUMANN, V.H. 2004. **Estudo Faciológico em Afloramentos e Analogia de Depósitos Fluviais na Bacia do Parnaíba, NE Brasil**. Estudos Geológicos v. 4.
- SMALL, H.L. 1914. **Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará. Série Geologia**, Publicação 32, Rio de Janeiro, Inspectoria de Obras Contra as Secas, 146p.
- 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, v. 15, n. 2, p. 253-263.
- WALKER, R.G. 1992. **Facies models and modern stratigraphic concepts – Facies Models: response to sea level changes**. 3rd ed. Ontario, Stittsville. Geological Association of Canada p.1-15.
- ZALÁN, P. V. 2004. **Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. R.; BRITO-NEVES, B.B. (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca. p. 595-612.