



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO – TCC

**PETROGRAFIA E PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DO
CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES LONGÁ E POTI NA
REGIÃO DE FLORIANO (PI) E BARÃO DE GRAJAÚ (MA),
MESODEVONIANO-EOCARBONÍFERO DA BACIA DO
PARNAÍBA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

LEONARDO NOGUEIRA DOS REIS

Orientador: Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior (IG/UFPA)

BELÉM - PARÁ

2019



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

**PETROGRAFIA E PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DO
CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES LONGÁ E POTI NA
REGIÃO DE FLORIANO (PI) E BARÃO DE GRAJAÚ (MA),
MESODEVONIANO-EOCARBONÍFERO DA BACIA DO
PARNAÍBA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

LEONARDO NOGUEIRA DOS REIS

Orientador: Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior (IG/UFPA)

BELÉM - PARÁ

2019

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

N778p Reis, Leonardo Nogueira dos
 Petrografia e proveniência sedimentar do contato entre as
 formações Longá e Poti na região de Floriano (PI) e Barão de
 Grajau (MA), Mesodevoniano-Eocarbonífero da Bacia do Parnaíba
 / Leonardo Nogueira dos Reis. — 2019.
 xiv, 49 f. : il. color.

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

 Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Faculdade de
 Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará,
 Belém, 2019.

 1. Proveniência Sedimentar. 2. Bacia do Parnaíba. 3.
 Formação Longá. 4. Formação Poti. I. Título.

CDD 558.12



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Faculdade de Geologia

**PETROGRAFIA E PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DO
CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES LONGÁ E POTI NA
REGIÃO DE FLORIANO (PI) E BARÃO DE GRAJAÚ (MA),
MESODEVONIANO-EOCARBONÍFERO DA BACIA DO
PARNAÍBA**

Trabalho de conclusão de curso apresentado por

LEONARDO NOGUEIRA DOS REIS

Como requisito para a obtenção do Grau de Bacharel em Geologia

Data de Aprovação: 16/12/2019

Banca Examinadora:

Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior
(Orientador – UFPA)

Prof. Dr. Joelson Lima Soares
(Relator interno – UFPA)

Prof. Dr. Pedro Augusto Santos da Silva
(Relator externo – PPGG/UFPA)

*Aos meus pais,
Pelo suporte e motivação de todos os dias*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por ter me dado força e equilíbrio para contornar adversidades, não somente em minha trajetória acadêmica, mas em toda minha vida.

À minha família, por todo amor, apoio e confiança para que eu pudesse tomar minhas próprias decisões.

Ao meu orientador, Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior, pela oportunidade de desenvolver este trabalho e por prestar todo o suporte necessário para o bom desenvolvimento do mesmo.

À Faculdade de Geologia e ao Instituto de Geociências da UFPA, que através de sua estrutura e corpo técnico foram fundamentais em minha formação profissional.

Ao Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED-UFPA), por ceder sua estrutura de laboratórios para a realização deste trabalho. Em especial, agradeço ao geólogo Dr. Pedro Augusto pelo auxílio na etapa de catodoluminescência.

Ao Laboratório de Laminação (LABLAM – IG/UFPA), em especial, a técnica Joelma Lobo, pela confecção das lâminas aqui analisadas.

À Eliziane, Mário, Daniel, Wesley e Plácido, amigos que sempre estiveram lado a lado comigo, desde o início em 2015, até o fim. Vocês tornaram a jornada bem menos difícil do que deveria ser. Seguimos juntos para uma nova etapa.

“Aprendi que coragem não é a ausência de medo, mas o triunfo sobre ele. O homem corajoso não é aquele que não sente medo, mas o que conquista esse medo”.

Nelson Mandela

RESUMO

A migração do Gondwana para o polo sul durante a transição Mesodevoniana-Eocarbonífera gerou uma série de eventos glaciais que proporcionaram mudanças paleoclimáticas e paleoambientais de grandes proporções ao redor do globo. No Brasil, o Grupo Canindé, que aflora nas bordas leste e oeste da Bacia do Parnaíba, corresponde ao registro mais significativo deste intervalo, representado pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. Embora as formações Longá e Poti tenham suas sucessões litoestratigráficas bem definidas na literatura, a ausência de estudos de proveniência e detalhamento nas zonas de contato entre essas unidades motivaram o desenvolvimento deste trabalho. Deste modo, foram analisadas a petrografia e a proveniência sedimentar de arenitos correspondentes as formações Longá e Poti. A definição das associações de fácies seguiu a proposta de trabalho anteriores, classificando 3 (três) associações de fácies para as amostras tratadas: plataforma dominada por ondas de tempestade da Formação Longá (AF1), frente deltaica da Formação Poti (AF2) e plataforma dominada por ondas e maré também da Formação Poti (AF3). Petrograficamente, foram definidos os litotipos subarcóseos e quartzo arenitos para a AF1, subarcóseos para a AF2, além de quartzo arenitos e subarcóseos para a AF3. A proveniência sedimentar dos arenitos desse intervalo foram determinados a partir da análise da catodoluminescência (CL) de grãos detríticos de quartzo e da medida de paleocorrentes. Predominantemente, observou-se domínio de quartzos com CL azul escuros, o que definiu prováveis áreas-fonte dominadas por rochas plutônicas e metamórficas de alta temperatura. Somado aos dados de paleocorrente extraídos da AF2, que apresentou tendência de migração das formas de leito para WNW, interpretou-se que a proveniência sedimentar desses registros estão associados às rochas pertencentes a Província Borborema, a leste da borda leste da Bacia do Parnaíba. Não obstante, considerou-se a possibilidade desses registros também estarem associados às rochas do Cráton São Francisco, localizado a SE da borda leste da bacia.

Palavras-chave: Proveniência Sedimentar. Bacia do Parnaíba. Formação Longá. Formação Poti.

ABSTRACT

The migration of the Gondwana paleocontinent to the South Pole during the Mesodevonian-Carboniferous transition generated a series of glacial events that provided major paleoclimatic and paleoenvironmental changes around the globe. In Brazil, the Canindé Group, which outcrops on the eastern and western edges of the Parnaíba Basin, corresponds to the most significant record of this range, and is composed of the Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá and Poti formations. Although the Longá and Poti formations have their lithostratigraphic sequences well defined in the literature, there was a need for more detailed studies on the contact zones between these units. In this work, the petrography and sedimentary provenance of sandstones corresponding to these two units were analyzed. The definition of the facies associations followed previous works proposal, classifying three facies associations for the treated samples: Longá Formation storm wave dominated platform (FA1), Poti Formation delta front (FA2) and wave and tide dominated platform also from Poti Formation (FA3). Petrographically, subarkoses and quartzarenite lithotypes were defined for FA1, subarkoses for FA2, as well as quartzarenites and subarkoses for FA3. The sedimentary provenance of the sandstones of this range were determined from the cathodoluminescence (CL) analysis of detrital quartz grains and paleocurrents directions. Predominantly, dark blue CL quartz domain was observed, which defined probable source areas dominated by plutonic and high temperature metamorphic rocks. In addition to paleocurrent data extracted from FA2, which tended to migrate bed forms to WNW, it was interpreted that the sedimentary provenance of these records is associated with rocks belonging to Borborema Province, east of the eastern border of the Parnaíba Basin. However, it was considered that these records may also be associated with the rocks of the São Francisco Craton, located southeast of the eastern border of the basin.

Keywords: Sedimentary Provenance. Parnaíba Basin. Longá Formation. Poti Formation.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 – Localização da área de estudo. A) Mapa do Brasil com posicionamento aproximado da área de estudo. B) Localização da área de estudo no contexto da Bacia do Parnaíba. C) Posicionamento da área de estudo entre os estados do Maranhão e do Piauí. D) Pontos investigados no contexto da área de trabalho.3
- Figura 2 – Fluxograma das etapas aplicadas.5
- Figura 3 – Diagrama QFR para classificação de arenitos de Folk (1974).....6
- Figura 4 – Distribuição espacial das principais sucessões sedimentares que constituem o arcabouço. litoestratigráfico da Bacia do Parnaíba..... 10
- Figura 5 – Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba, com destaque para o intervalo deste estudo..... 12
- Figura 6 – Seção geológica esquemática da Bacia do Parnaíba, mostrando a distribuição dos grábens precursores da bacia, com destaque em verde para a Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera.13
- Figura 7 – Modelo de reconstituição paleogeográfica do intervalo mesodevoniano-eocarbonífero. Observa-se que a presença de extensas massas emersas do Gondwana na região polar causou resfriamento global e implantação de geleiras. No retângulo, destaque para a posição aproximada da Bacia do Parnaíba..... 16
- Figura 8 – Distribuição dos perfis estratigráficos representativos para os afloramentos analisados, com a indicação de seus respectivos paleoambientes e orientados seguindo a direção da borda leste da Bacia do Parnaíba (seta preta). O paleoambiente plataformar da Fm. Poti é representado pela cor azul, a frente deltaica da Fm. Poti pela cor verde e a plataforma da Fm. Longá pela cor lilás..... 19
- Figura 9 –A) Afloramento referente ao ponto 7 da área estudada, onde observa-se o contato entre as formações Longá e Poti; B) Ocorrência de estratificação cruzada *hummocky* nos arenitos basais da seção; C) Fácies PAo, notar o espessamento dos arenitos observado nas porções mais basais da seção; D) Intercalações das fácies Alp e PAo..20
- Figura 10 – A) Visão geral do afloramento referente ao ponto 3 da área de estudo, com destaque (em tracejado) para o contato entre os paleoambiente a AF2 (Frente Deltaica) e AF3 (Plataforma influenciada por onda e maré) da Formação Poti; B) Geometria lobada da fácies As da AF3, observada no ponto 5 da área de estudo; C) Intercalação pelito-arenito muito fino observada na AF3; D) Estrutura de laminação cruzada

- truncada por onda da fácies PAo E) Presença de estruturas de sobrecarga (pinch and swell) na fácies Ah.23
- Figura 11 – Diagrama ternário QFL de Folk (1974), com a composição modal das 13 amostras, sendo três pertencentes a AF1 (círculos lilás), seis como AF2 (quadrados verdes) e quatro como AF3 (triângulos azuis).25
- Figura 12 – Características petrográficas das rochas da AF1. A) Visão geral em luz natural do quartzo arenito, onde observa-se a relação entre laminações intercalando arenitos finos e pelito. B) Mesma imagem sob nicóis cruzados; C) Destaque para a quantidade de cimento carbonático e para os grãos de plagioclásio e álcali feldspato, com mesmas dimensões dos grãos de quartzo; D) Presença de muscovitas alongadas, além de sericita e oxido-hidróxido de ferro em grande quantidade nos subarcóseos da AF1; E) Visão geral do subarcóseo da AF1 a luz natural, que apresenta aglomerados de pseudomatriz e oxido-hidroxido de ferro cimentando a rocha; F) Mesma visão sob nicóis cruzados. Siglas - Cc: cimento carbonático; Oxf: cimento de óxido-hidróxido de ferro; Pm: pseudomatriz; Kf: álcali feldspato; Ms: muscovita; Fr: fragmento de rocha.27
- Figura 13 – Caracterização petrográfica das rochas dos subarcóseos da AF2. A) Visão geral de lâmina a luz natural, onde observa-se a morfologia dos grãos; B) Mesma visão, sob nicóis cruzados, com destaque para grão de zircão, componentes diagenéticos. C) Presença de grãos feldspáticos e abundância de fraturas cicatrizadas sob os grãos; D) Visão geral com destaque para fragmento lítico, fraturas cicatrizadas e grãos de muscovita. Siglas – Pm: pseudomatriz; Cs: cimento de sílica; Fr: fragmento de rocha; Fc: fratura cicatrizada nos grãos; Zrn: zircão; Kf: álcali feldspato; Pl: plagioclásio....29
- Figura 14 – Caracterização petrográfica das rochas pertencentes a AF3. A) Visão geral do quartzo arenito da AF3, que apresenta grãos orientados formando laminações cruzadas; B) Componentes diagenéticos do quartzo arenito da AF3, com destaque para a presença de oxido-hidróxido de ferro, pseudomatriz e resquícios de cimentação carbonática; C) Visão geral do subarcóseo da AF3 a luz natural, onde observa-se variação granulométrica de areia muito fina a areia fina-média separadas pela linha tracejada; D) Mesma visão sob nicóis cruzados, com destaque para grãos de quartzo policristalino, zircão e muscovita orientada ao plano da laminação. Siglas – Cc: cimento carbonático; Oxf: óxido-hidróxido de ferro; Pm: pseudomatriz; Qp: quartzo policristalino; Ms: muscovita; Zrn: zircão.30

- Figura 15 – Diagrama de Bernet e Basset (2005) com a plotagem das amostras a partir da contagem de 100 grãos de quartzo indicando fonte predominantemente plutônica para os depósitos das formações Longá e Poti na borda leste da Bacia do Parnaíba. AF1: círculos lilás; AF2: quadrados verdes; AF3: triângulos azuis.33
- Figura 16 – Catodoluminescência das rochas da AF1 da Formação Longá. A) Visão sob nicóis cruzados do quartzo arenito da AF1; b) Mesma visão com a CL indicando cores azul escuro, violeta, marrom e azul claro, além do cimento carbonático, que apresenta luminescência alaranjada; C) Visão sob nicóis cruzados de uma dos subarcóseos da AF1; D) Mesma visão, com CL indicando predominância de azul escuro, além de violeta, azul claro e grãos de feldspato, com cores vermelho e verde; E) Visão sob nicóis cruzados de um subarcóseo da AF1; F) Visão a partir de CL, com predominância de azul escuro, além de luminescências violeta, azul claro e marrom. Siglas – Ae: azul escuro; Ac: azul claro; Vl: violeta; M: marrom; Pl: plagioclásio; Cc: cimento carbonático; Oxf: óxido-hidróxido de ferro; Am: argilominerais.....34
- Figura 17 – Catodoluminescência das rochas das fácies AF2 e AF3 da Formação Poti. A) Visão geral da CL de um subarcóseo da AF2, onde destaca-se luminescências azul escuras, violetas e azul claro; B) CL de rocha do mesmo litotipo, com grãos azul escuros, azul claros e marrons, além de grãos feldspáticos (azul estourado); C) Subarcóseo com maior proporção de grãos com CL azul escuro e azul claro, com grão vermelho ocorrendo localmente; D) Subarcóseo da AF2 com CL indicando predominância de azul escuro, com presença de cimento de calcita (CL alaranjada); E) Visão geral de CL de quartzo arenito da AF3; F) CL de subarcóseo da AF3, com predominância de grãos azul escuros, além de luminescências violeta, azul claro, marrom, além de feldspato na cor verde. Siglas – Ae: azul escuro; Ac: azul claro; Vl: violeta; M: marrom; Vm: vermelho; Pl: plagioclásio; Fr: fragmento de rocha; Cc: cimento carbonático.....36
- Figura 18 – Diagrama de roseta indicando a direção de migração das formas de leito dos lobos deltaicos da AF2.37
- Figura 19 – (A) Fontes em potencial para a sedimentação das Formações Longá e Poti, indicadas pela seta cinza a leste (Província Borborema) e a sudeste (Cráton São Francisco); (B) Relação de contato entre a Bacia do Parnaíba, Província Borborema e Cráton Amazônico; (C) Mapa geológico do Brasil com seus limites cratônicos (tracejados).39

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Coordenadas UTM dos pontos analisados com as respectivas amostras coletadas..	2
Tabela 2 – Classificação da catodoluminescência em quartzo de acordo com Zinkemagel (1978).....	7
Tabela 3 – Classificação da catodoluminescência em quartzo de acordo com Götze & Zimmerle (2000).....	8
Tabela 4 – Associação das fácies pertencentes a Formação Longá, com suas respectivas descrições e processos de formação. Modificado de Rodrigues (2003), Cunha (em andamento) e Miranda, (em andamento).	18
Tabela 5 – Associação das fácies pertencentes a Formação Poti, com suas respectivas descrições e processos de formação. Modificado de Xavier (2019).....	21
Tabela 6 – Quadro esquemático das amostras analisadas petrograficamente, com suas respectivas classificações, unidades, fácies e associação de fácies.	24
Tabela 7 – Quadro esquemático das amostras analisadas por catodoluminescência (marcadas em “x”), com suas respectivas classificações, unidades, fácies e associação de fácies.	32

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO.....	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE TABELAS	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	2
1.3 OBJETIVOS.....	4
2 METODOLOGIA.....	5
2.1 PETROGRAFIA DE ARENITOS.....	6
2.2 PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR.....	6
2.2.1 Catodoluminescência.....	7
2.2.2 Paleocorrentes.....	9
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	10
3.1 BACIA DO PARNAÍBA	10
3.2 SEQUÊNCIA MESODEVONIANA-EOCARBONÍFERA	13
3.2.1 Formação Longá	14
3.2.2 Formação Poti.....	15
3.2.3 Paleogeografia.....	16
3.3 MAGMATISMO	17
4 A ZONA DE CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES LONGÁ E POTI.....	18
4.1 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DA FORMAÇÃO LONGÁ	18
4.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DA FORMAÇÃO POTI	21
5 PETROGRAFIA DE ARENITOS	24
5.1 PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO LONGÁ	25
5.1.1 Quartzo arenito da AF1	25
5.1.2 Subarcóseos da AF1	26
5.1.3 Diagênese dos arenitos da Formação Longá	26
5.2 PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO POTI	28
5.2.1 Subarcóseos da AF2	28

5.2.2 Quartzo arenitos da AF3.....	29
5.2.3 Subarcóseos da AF3	30
5.2.4 Diagênese dos arenitos da Formação Poti	31
6 PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR.....	32
6.1 CATODOLUMINESCÊNCIA.....	32
6.1.1 Catodoluminescência da Formação Longá	33
6.1.2 Catodoluminescência da Formação Poti	35
6.2 PALEOCORRENTES	36
7 DISCUSSÕES	38
8 CONCLUSÕES.....	41
REFERÊNCIAS.....	43
APÊNDICE A – TABELA PETROGRÁFICA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO LONGÁ.....	47
APÊNDICE B – TABELA PETROGRÁFICA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO POTI.....	48
APÊNDICE C – CLASSIFICAÇÃO DA CATODOLUMINESCÊNCIA DE GRÃOS DE QUARTZO DETRÍTICOS (FRAÇÃO 180-250 MM) DAS FORMAÇÕES LONGÁ E POTI.....	49

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera é marcada por eventos glaciais de grande representatividade no norte do Brasil, oeste da América do Sul e em porções da África, responsáveis por gerar importantes mudanças paleoclimáticas e paleoambientais durante este intervalo (Caputo 1984). A ocorrência desses eventos está diretamente ligada as mudanças paleogeográficas impulsionadas pela migração do continente Gondwana para o polo sul, o que representou a queda de temperatura, redução da precipitação de evaporitos, além da extinção em massa de parte da fauna devoniana, em um período próximo ao fim do Fammeniano (Caputo 1984, Caputo & Crowell 1985, Caputo *et al.* 2008).

Na América do Sul, a Bacia do Parnaíba representa um dos registros mais significativos desse intervalo, definido litoestratigraficamente como Grupo Canindé, seguindo as propostas de Góes & Feijó (1994) e Vaz *et al.* (2007). Esta unidade aflora nas bordas leste e oeste da bacia, e é formada pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeça, Longá e Poti.

O conhecimento estratigráfico da Bacia do Parnaíba tem sido revisado nos últimos anos, em especial alavancado pela indústria petrolífera, em virtude de seu grande potencial em geração e acúmulo de hidrocarbonetos, bem representativos na sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera composta por depósitos com potenciais de geração primários e secundários (Góes *et al.* 1990, Vaz *et al.* 2007).

Embora as formações Longá e Poti, objeto de estudo deste trabalho, tenham suas sucessões litoestratigráficas bem definidas na literatura (Lima & Leite 1978, Caputo 1984, Góes 1995), são necessários estudos de maior detalhamento nas zonas de contato entre essas unidades, além da análise faciológica na sua transição. Este trabalho de conclusão de curso visa a caracterização petrográfica em escala microscópica e estudos de proveniência sedimentar dos depósitos de transição entre as formações Longá e Poti, a fim de definir a caracterização mineralógica dessas unidades, além de propor possíveis áreas fontes em potencial, tomando como base o estudo de minerais leves.

Para a realização deste trabalho, serão utilizados imagens e dados de associações de fácies de trabalhos de mestrado em desenvolvimento (Cunha, em andamento; Miranda, em andamento) e já concluídos (Xavier 2019), realizados no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG).

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está localizada nos arredores das cidades de Floriano e Barão do Grajaú, o que inclui cidades adjacentes, como Francisco Ayres e São Francisco do Piauí, localizadas próximo à divisa entre os Estados do Maranhão e do Piauí. Neste âmbito, as principais vias de acesso são as rodovias BR-343, BR-230, PI-120, PI-244 e PI-371. A base planimétrica utilizada para as atividades de campo é da Folha Nazaré do Piauí/Projeto RADAM(Brasil 1973), georreferenciado segundo DATUM SIRGAS 2000 UTM Zone 23S, com a área de estudo localizada especificamente na folha SB-23-Z-B. Foram analisados 7 pontos (Tabela 1, Figura 1), dos quais foram coletados um total de 13 amostras, que serviram de objeto de estudo deste trabalho.

Tabela 1 – Coordenadas UTM dos pontos analisados com as respectivas amostras coletadas.

Ponto	Amostra	Unidade	Coordenadas	
			X	Y
1	CLP-01	Formação Longá	696472	9259659
2	CLP-02		725951	9246930
3	CLP-04	Formação Poti	729357	9253304
	CLP-05			
	CLP-06			
	CLP-07			
	CLP-11			
	CLP-12			
4	CLP-10		735711	9263422
	CLP-13			
5	CLP-08		752792	9272289
6	CLP-09		758950	9272929
7	CLP-03	Formação Longá	774126	9225871

Figura 1 – Localização da área de estudo. A) Mapa do Brasil com posicionamento aproximado da área de estudo. B) Localização da área de estudo no contexto da Bacia do Parnaíba. C) Posicionamento da área de estudo entre os estados do Maranhão e do Piauí. D) Pontos investigados no contexto da área de trabalho.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é de caracterizar e diferenciar os depósitos das formações Longá e Poti da Bacia do Parnaíba, no contexto da região de Barão de Grajaú (MA), Floriano (PI), Francisco Ayres (PI) e São Francisco do Piauí (PI), a partir da seleção de zonas de contato entre estas unidades, tomando como base a evolução paleoambiental da área durante esses intervalos e as particularidades desses ambientes deposicionais em cada unidade (Xavier 2019, Cunha, em andamento, Miranda, em andamento). Com isso, destacam-se os seguintes objetivos específicos desta pesquisa:

- i) Caracterização petrográfica e mineralógica dos arenitos na zona de contato entre as Formações Longá e Poti;
- ii) Proveniência sedimentar das unidades estudadas, com base em minerais de quartzo.
- iii) Verificar se houve mudança de área fonte entre as duas unidades próximo ao contato.

2 METODOLOGIA

Para a realização deste trabalho foi inicialmente feito o levantamento bibliográfico da geologia regional, englobando a origem, evolução e estado da arte da área estudada. Em campo, foi realizada a análise faciológica, coleta de amostras e medidas de paleocorrentes, confecção de perfis e seções estratigráficas de afloramentos das formações Longá e Poti. Especificamente neste trabalho, foi feito o tratamento e digitalização dos dados previamente obtidos em campo, confecção e descrição petrográfica de lâminas delgadas. Por fim, serão definidas áreas fontes da sucessão na transição Mesodevoniano-Eocarbonífero (Figura 2).

Os dados de paleocorrente e fácies sedimentares, bem como modelos deposicionais tem como base os trabalhos de Xavier (2019), Cunha (em andamento) e Miranda (em andamento). As lâminas petrográficas utilizadas neste trabalho para o estudo petrográficos e de proveniência sedimentar, foram obtidas em trabalhos de campo da disciplina Mapeamento Geológico I (MG I), desenvolvidos entre os anos de 2016, 2017 e 2018, realizados pela Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará (UFPA). A digitalização dos dados gráficos (mapas e perfis estratigráficos) foi feita utilizando os *softwares* ArcGIS (versão 10.6.1) e Adobe Illustrator CC, na versão 2019.

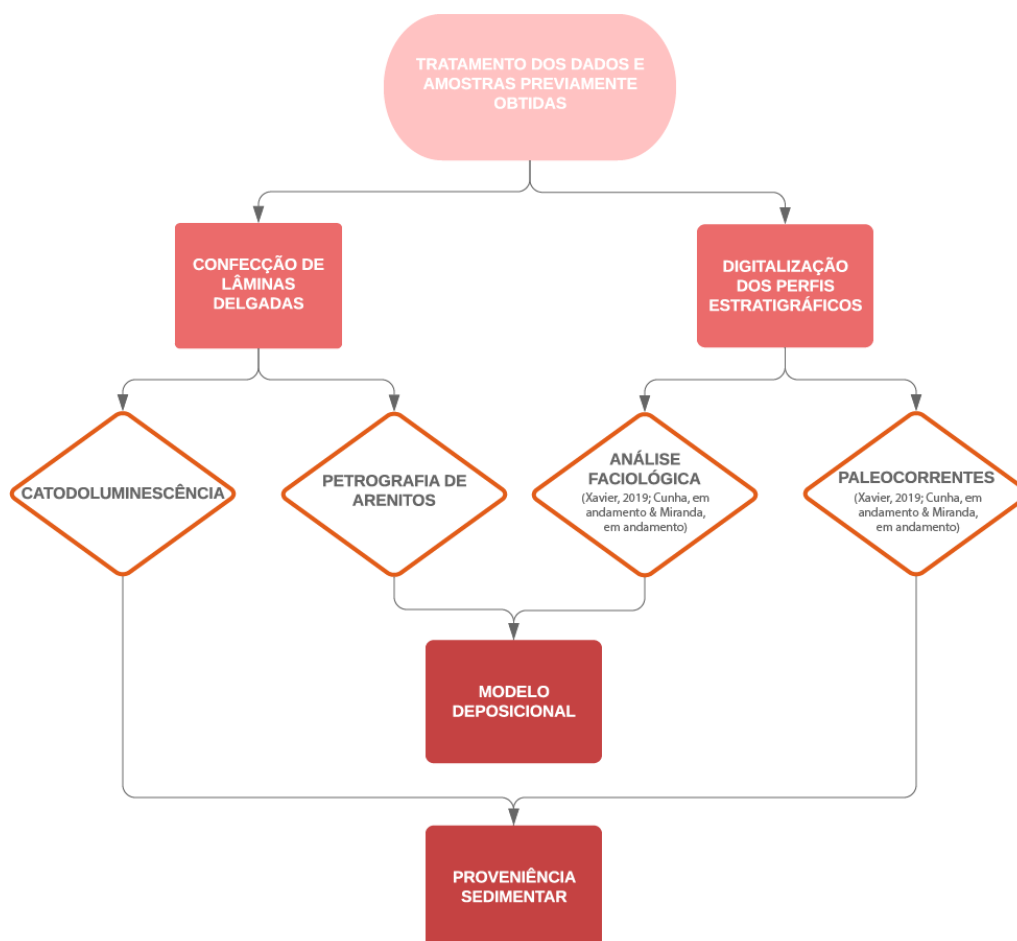


Figura 2 – Fluxograma das etapas aplicadas.

2.1 PETROGRAFIA DE ARENITOS

A petrografia das rochas amostradas foi realizada a partir da confecção e descrição de 13 lâminas delgadas em microscópio petrográfico de luz polarizada, além da contagem de, no mínimo, 400 pontos, com posterior classificação seguindo a proposta de Pettijohn (1957) e Folk (1974 *apud* Tucker 1992). As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA); já suas descrições foram realizadas em um microscópio petrográfico com luz transmitida e refletida modelo *AxioScope A1*, equipado com sistema de captura de imagem, pertencente ao Laboratório de Petrografia Sedimentar do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED-UFPA).

Os grãos do arcabouço foram identificados quanto à mineralogia (quartzo, feldspato e líticos, etc) e descritos em termos texturais (granulometria, seleção, arredondamento e esfericidade). Os contatos entre grãos e os tipos de porosidade foram caracterizados com base nos critérios de Tucker (2003). Os resultados da análise modal foram normalizados para 100% e lançados no diagrama triangular Q-F-R (Figura 3, Folk 1974 *apud* Tucker 1992).

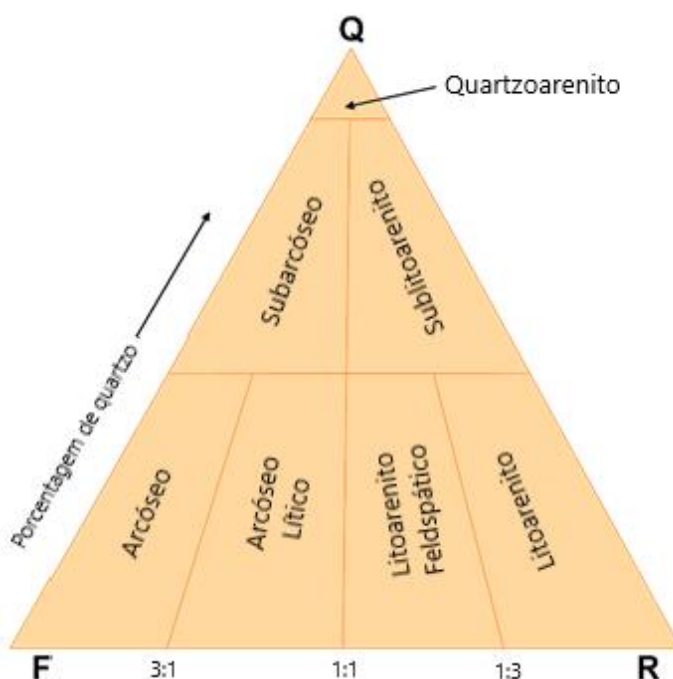


Figura 3 – Diagrama QFR para classificação de arenitos de Folk (1974).

2.2 PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

Segundo Remus *et al.* (2008), utilizando o estudo de proveniência em rochas sedimentares, é possível definir a localização geográfica, a composição da área fonte de sedimentos, as rotas de distribuições de areia da fonte até a bacia, além de permitir avaliações

climáticas, tectônicas e do relevo durante sua deposição. É possível estimar ainda a distância de transporte da fonte até a deposição, o tempo de residência do sedimento na planície aluvial ou plataforma, e os efeitos da dissolução durante a diagênese (Remus *et al.* 2008). Durante este trabalho, a estimativa quanto a proveniência sedimentar foi realizada utilizando os métodos de catodoluminescência em grãos de quartzo e com a determinação dos paleofluxos através de medidas de paleocorrentes.

2.2.1 Catodoluminescência

O estudo da proveniência em rochas siliciclásticas através da técnica por catodoluminescência (CL) é visto como um método eficaz de simples aplicação, uma vez que a extração das informações de interesse é feita instantaneamente, sem a necessidade de reduções ou métodos auxiliares (Leite 2013). Segundo Hiatt & Pufahl (2014), a aplicação petrográfica da catodoluminescência é ainda vista como uma ferramenta importante na distinção de grãos detríticos, aloquímicos e diagenéticos em rochas sedimentares, sendo complementar aos métodos de petrografia convencionais.

A luminescência é definida como a incidência de radiação ou feixe de partículas em um material que emita luz visível, onde essa emissão é resultado da mudança de um estado de maior excitação para um de menor energia através da emissão de elétrons (Leite 2013). Entre os tipos de luminescência, a catodoluminescência (CL) consiste na excitação de um meio sólido por meio de um feixe de elétrons com alta energia, seguido da emissão de um fóton após o retorno do material em menor estado de energia, onde este sinal ótico é medido a partir do uso de um espectrômetro (Götze & Zimmerler 2000 *apud* Leite 2013). Aplicada a SiO₂, a CL apresenta fraco sinal, porém com grande variação, o que reflete diretamente na variação de coloração em grãos de quartzo, que é atribuída à gênese da formação desse mineral (Götze & Zimmerle 2000 *apud* Leite 2013).

O primeiro estudo utilizando catodoluminescência para fins de proveniência sedimentar foi de Zinkemagel (1978) onde a primeira classificação da luminescência do quartzo medido através da CL, era dividida em três grupos (Tabela 2). Já em estudos posteriores (Götze & Zimmerler 2000 *apud* Leite 2013, Götze *et al.* 2001) foi adotada uma classificação de cinco grupos diferentes (Tabela 3).

Tabela 2 – Classificação da catodoluminescência em quartzo de acordo com Zinkemagel (1978).

CL	Origem do quartzo
Violeta ou azul	Ígneas ou de alto grau com resfriamento rápido.
Marrom	Baixo grau metamórfico com resfriamento rápido.
Sem luminescência	Hidrotermal ou autigênico

Tabela 3 – Classificação da catodoluminescência em quartzo de acordo com Götze & Zimmerle (2000).

CL	Origem do quartzo
Violeta ou azul	Ígnea plutônica, fenocristais de rochas vulcânicas ou metamórficas de alto grau.
Vermelha	Quartzo fino de rochas vulcânicas
Marrom	Rocha metamórfica, resultantes de metamorfismo regional.
Sem luminescência	Autigênico
Verde de baixa duração	Hidrotermal ou de pegmatito

Segundo Leite (2013), entre as principais características dessas classificações, está que grãos de quartzos de rochas extrusivas apresentam maior luminescência do que os de origem intrusiva e metamorfizados. Estes, em altas condições de temperatura podem reverter a luminescência para um azul brilhante, semelhante a rochas plutônicas. Para Sprunt *et al.* (1978), a medida que o grau metamórfico aumenta, a coloração original da CL adota tons marrons uniformes, acima da zona metamórfica da granada. Alguns trabalhos de proveniência utilizam essa variedade de CL como método complementar ao estudo proveniência (Leite 2013).

Neste trabalho, foram analisadas 10 seções delgadas polidas sem lamínula, representativas dos depósitos Mesodevoniano-Neocarbonífero das formações Longá e Poti, onde 3 (três) amostras são referentes ao paleoambiente plataformar da Formação Longá, 4 referentes ao paleoambiente frente deltaica da Formação Poti e 3 ao paleoambiente plataformar da Formação Poti. A interpretação dos dados foi feita através do microscópio óptico *Leica DM4500 P LED* acoplado a estação ótica de catodoluminescência colorida, *Cambridge Image Technology Ltd. (CCL Mk5-2)* no Laboratório de Catodoluminescência da Universidade Federal do Pará (LabCatodo-UFPa). As imagens de CL foram adquiridas com feixe de correntes de elétrons variando de 182 a 216 μA e voltagem de aceleração variando entre 20,6 a 21,8 kV com tempo de exposição variando de 40,4 a 42,4 segundos. Para cada paleoambiente das amostras, foram contados 100 grãos de quartzo (Bernett & Basset 2005), interpretadas segundo Augustsson & Bahlburg (2003), Augustsson & Reker (2012) e Götze *et al.* (2001).

2.2.2 Paleocorrentes

O sentido do paleofluxo, que reflete a localização do declive principal de um terreno, pode ser identificado a partir da análise das medidas de paleocorrente de determinada área de interesse (Lindholm 1987). Com esse estudo, é possível determinar a geometria dos corpos sedimentares, obter interpretações paleoambientais e determinar a possível área fonte da bacia (Santos 2014). As medidas de paleocorrentes são feitas com bússola magnética, onde os dados são extraídos a partir da medição da direção e inclinação de estratos cruzados de estruturas sedimentares direcionais (Tucker 2003).

A partir dos perfis e seções colunares, utilizados para o estudo das sucessões faciológicas e controle estratigráfico das amostragens, foram levantadas 17 medidas de paleocorrentes em diferentes níveis, que serviram para estabelecer um maior controle do padrão geral da orientação dos estratos cruzados em toda extensão da sucessão sedimentar. Estes dados foram interpretados em histograma de frequência circular, mais conhecido como diagrama em roseta, onde são estatisticamente analisados. O programa utilizado para a geração do diagrama foi o *software OpenStereo* (Grohmann & Campanha 2010).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia do Parnaíba, anteriormente identificada como Bacia do Maranhão, do Piauí-Maranhão e Bacia do Meio Norte, é uma bacia intracratônica circular do tipo *sag* localizada ao norte da Plataforma Sul-Americana e nordeste do Brasil, ocupando uma área de aproximadamente 600.000 km² e com espessura máxima de até 3500 m em seu depocentro, estando presente nos estados do Piauí, Maranhão, Ceará, Tocantins, Pará e Bahia (Figura 4, Góes & Feijó 1994, Vaz *et al.* 2007).

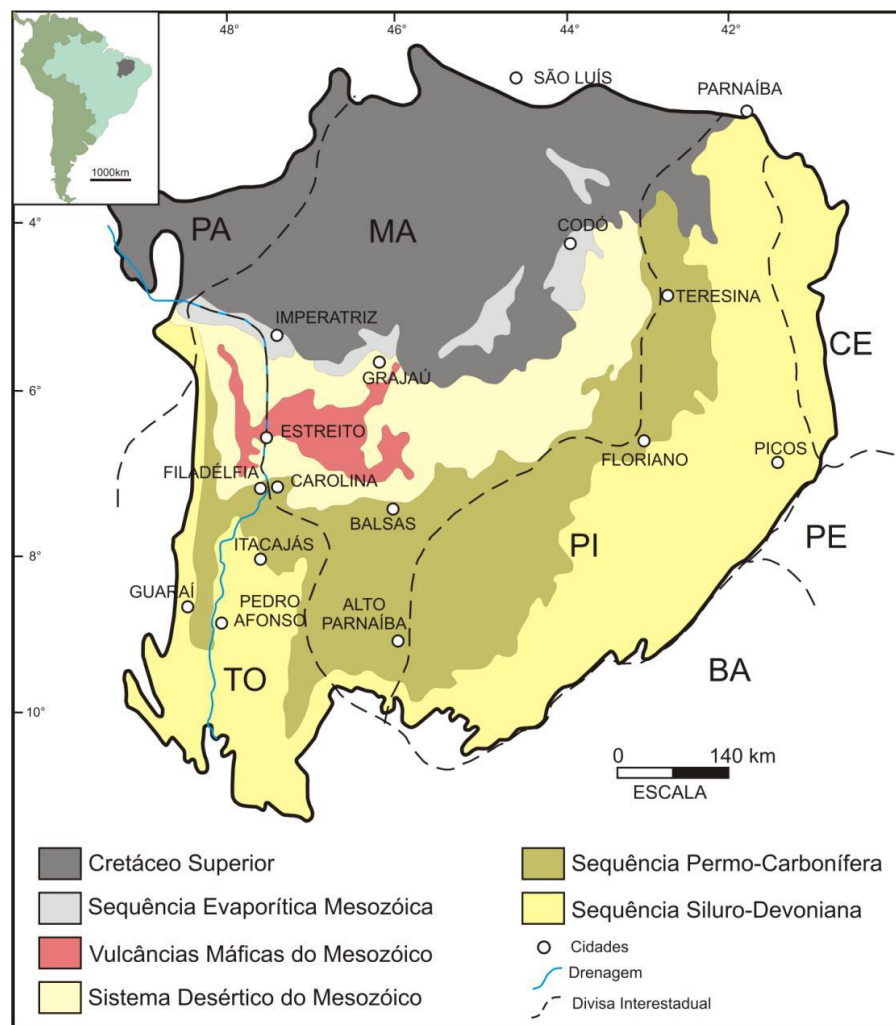


Figura 4 – Distribuição espacial das principais sucessões sedimentares que constituem o arcabouço litoestratigráfico da Bacia do Parnaíba. Fonte: Modificado de Santos & Carvalho (2004).

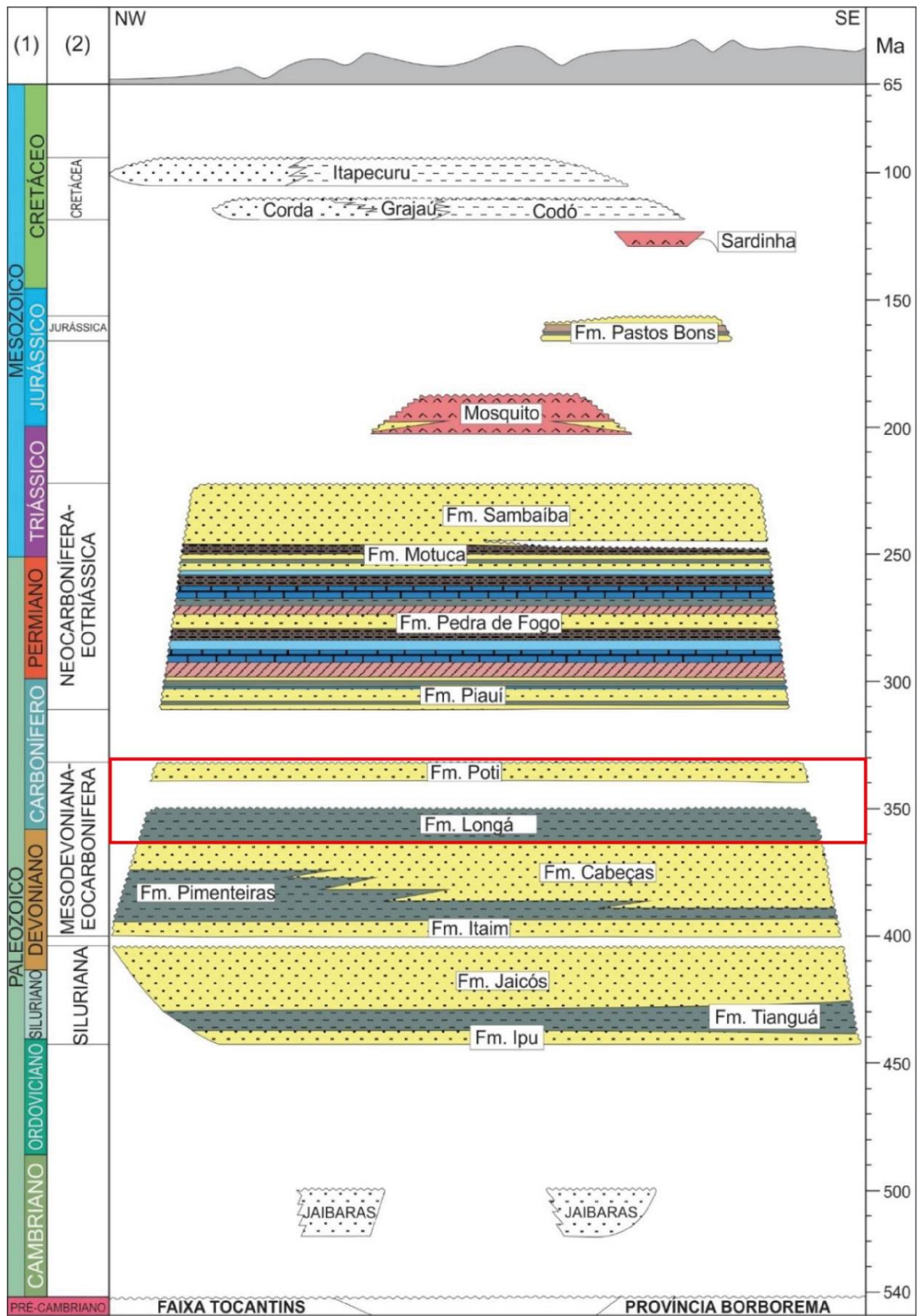
O desenvolvimento desta bacia ocorreu com a formação de uma unidade deposicional após o ciclo Brasiliano-Panafricano no fim do Ordoviciano, juntamente com as demais bacias intracratônicas brasileiras Solimões, Amazonas e Paraná (Góes *et al.* 1992, Caputo *et al.* 2005). Essa deposição se deu sobre um embasamento continental fortemente estruturado, representado principalmente por rochas metamórficas, como xistos e gnaisses, além de

granitos cortados por grábens, sendo originários a partir de processos tectonomagmáticos (Goés & Feijó 1994).

O embasamento foi formado ou retrabalhado no Ciclo Brasileiro do cinturão Araguaia-Tocantins, da Faixa Gurupi, dos crátons Amazônico e São Francisco, além da Província Borborema (Cunha 1986).

Segundo Vaz *et al.* (2007), os Lineamentos Picos-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e a Zona de Falha Transbrasileira representam as feições morfoestruturais mais importantes da bacia, em especial a última, que atravessa toda sua porção NW e SSW. As mais significativas fraturas e falhas herdadas do embasamento foram importantes não somente na fase inicial da bacia, mas também em sua evolução, pois controlaram as direções dos eixos deposicionais até o Eocarbonífero (Vaz *et al.* 2007).

A sucessão sedimentar que corresponde a Bacia do Parnaíba pode ser separada em cinco sequências de 1ª ordem delimitadas por discordâncias de caráter regional estendidas em toda a extensão da bacia: Sequência Siluriana; Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera; Sequência Neocarbonífera-Eotriássica; Sequência Jurássica e Sequência Cretácea (Góes & Feijó 1994, Vaz *et al.* 2007). Neste trabalho, serão estudados depósitos das formações Longá e Poti (Figura 5), unidades pertencentes ao Grupo Canindé, situado na Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera da Bacia do Parnaíba.



(1) Geocronologia; (2) Sequências

Figura 5 – Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba, com destaque para o intervalo deste estudo. Fonte: Modificado de Vaz *et al.* 2007.

3.2 SEQUÊNCIA MESODEVONIANA-EOCARBONÍFERA

A Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera (Figura 6) corresponde ao pulso transgressivo mais expressivo na Bacia do Parnaíba (Transgressão Devoniana), com máxima inundação durante o Neodevoniano (Góes *et al.* 1990, Vaz *et al.* 2007). Segundo Góes *et al.* (1990), a retomada de deposição dos sedimentos durante este período foi resultado do adelgaçamento litosférico, da elevação do nível do mar em uma tendência global, além do prolongamento dos processos termais associados a influência de efeitos flexurais. Em decorrência das transgressões, houve a instalação de mares epicontinentais, com a sequência sendo representada por depósitos de fácies influenciadas por correntes de marés e tempestade (Góes *et al.* 1990).

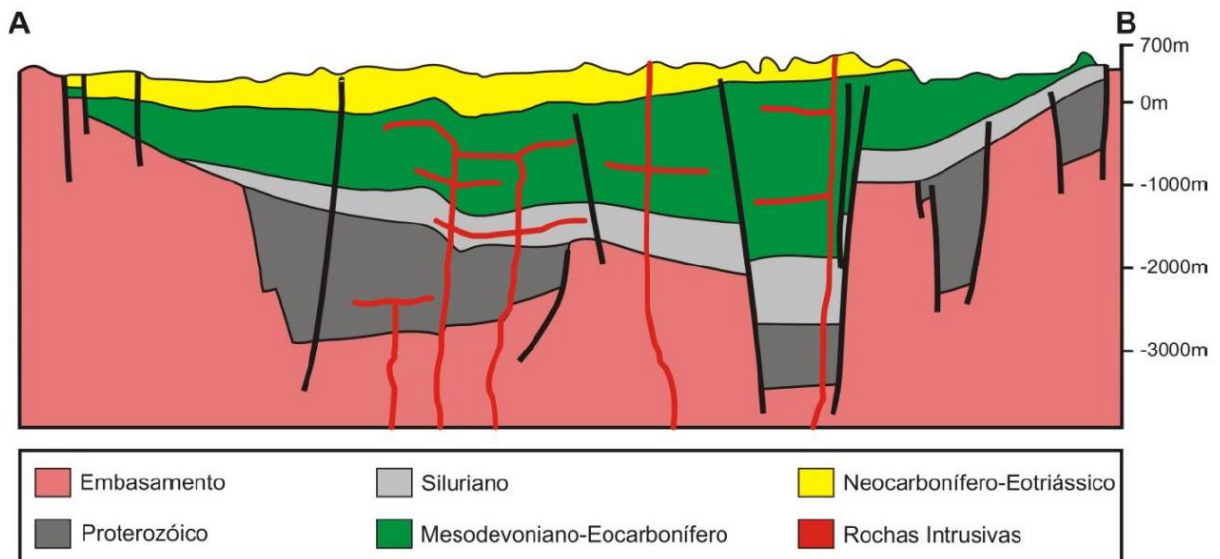


Figura 6 – Seção geológica esquemática da Bacia do Parnaíba, mostrando a distribuição dos grêbens precursores da bacia, com destaque em verde para a Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera. Fonte: Góes *et al.* (1990).

No Eocarbonífero, a Orogenia Eo-herciniana encerra esta sequência (Almeida & Carneiro 2004) resultando na conformação de uma extensa discordância regional (Góes *et al.*, 1990). Encontra-se representada litoestratigraficamente pelo Grupo Canindé (Rodrigues 1967 *apud* Caputo 1984), com rochas aflorantes nas porções leste e oeste da bacia, apresentando o primeiro registro de tempestitos no Brasil (Della Fávera 1990, Góes *et al.* 1990).

Segundo Bizzi *et al.* (2003), o Grupo Canindé comporta as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. Ademais, em subsuperfície este grupo está disposto em toda a extensão da bacia, porém seus afloramentos localizam-se nas porções leste e sudoeste da mesma (Vaz *et al.* 2007). Não obstante, as formações identificadas nesta sequência são interpretadas como trato de sistema transgressivo (porção inferior da Formação Longá) e parte do trato de sistema de mar alto, localizadas na porção média a superior da Formação Longá e a Formação Poti (Góes 1995).

A Formação Itaim definida por Kegel (1953 *apud* Caputo 1984) é composta por arenitos finos esbranquiçados e folhelhos cinzas-médios a escuros depositados em ambientes deltaicos e plataformais com correntes influenciadas por marés e tempestades (Góes & Feijó 1994). A Formação Pimenteiras determinada por Small (1914 *apud* Góes & Feijó 1994) é composta por camadas espessas de folhelhos cinza-escuros a pretos em ambiente nerítico de plataforma dominada por tempestades (Góes & Feijó 1994).

A Formação Cabeças estabelecida por Plummer (1946 *apud* Góes & Feijó 1994) envolve arenitos finos bem selecionados e depositados em ambiente nerítico plataformais, diamictitos e arenitos finos a médios bem selecionados e algumas vezes associados a arenitos grossos depositados em ambiente fluvial estuarino (Góes & Feijó 1994) e eventual ambiente periglacial (Caputo 1984).

Nesse trabalho, o objeto de estudo são os depósitos das formações Longá e Poti, que correspondem aos depósitos mais recentes da sequência.

3.2.1 Formação Longá

Sobreposta à Formação Cabeças em contato concordante com forte contraste litológico, e sotoposta a Formação Poti em contato variando de gradacional a brusco, a Formação Longá tem espessura total estimada de 90-120 m na borda leste, 60-80 m na porção oeste e 40-60 na porção sudeste (Lima & Leite 1978, Caputo 1984, Góes & Feijó 1994).

Esta unidade foi inicialmente descrita por Albuquerque & Dequech (1946 *apud* Alencar 1984), como folhelhos escuros que afloravam no vale do Rio Longá (PI), com a seção tipo localizada na travessia deste rio, nas proximidades da cidade de Campo Maior (Alencar 1984, Rodrigues 2003, Brito 2017). É datada, de acordo com seu conteúdo palinológico, do Fameniano tardio a Mesotournaiano (Caputo *et al.* 2005).

Esta formação foi depositada em ambiente marinho raso, com a maior parte provavelmente litorânea, em função da abundante presença de tubos de vermes (Mesner & Wooldridge 1964 *apud* Brito 2017). De modo geral, é formada por folhelhos cinza escuros, roxeados a negros, finamente laminados a homogêneos, com bioturbação; siltitos micáceos; em intercalação com arenitos finos de coloração branca, com acamamentos *wavy* e *linsen*, típicos de ambiente plataformais dominado por ondas (Lima & Leite 1978, Góes & Feijó 1994, Brito 2017).

Segundo Santos & Carvalho (2009), em seus extremos, ocorrem folhelhos com estratificação cruzada *hummocky* e siltitos laminados com bastante bioturbação, características típicas de um ambiente deposicional variando de *offshore* a *shoreface*. Tanto a

porção inferior como a superior, foram formadas em função de eventos transgressivos, com a inferior relacionada a degelo (Caputo 1984).

Já em sua porção média, é composta de arenitos amarelados a esbranquiçados, com estratificações cruzadas, marcas de onda e delgados leitos de calcários argilosos, sendo formados em um ambiente *shoreface*, formados por regressão episódica.

Compõem a sua assembleia fossilífera bivalvíos, braquiópodes, ostracodes e icnofósseis (Santos & Carvalho 2009). Segundo Brito (2017), para a região de Floriano-PI, o topo dessa formação é bem delimitado pelo aparecimento de um conglomerado fino, cimentado por limonita.

3.2.2 Formação Poti

A Formação Poti, sobreposta de forma concordante e gradacional com a Formação Longá, e com contato superior com a Formação Piauí do tipo erosivo, apresenta 320 m de espessura, onde o topo da Formação Longá e a base da Formação Poti compõem uma sucessão progradante deltaica/estuarina, com depósitos plataformais, litorâneos e fluviais, caracterizando a mesma sequência deposicional (Lima & Leite 1978, Caputo 1984, Góes 1995).

Datada no Eocarbonífero, precisamente no Viseano (346 Ma, Melo & Loboziak, 2000), foi primeiramente descrita por Paiva & Miranda (1937) *apud* Góes (1995) como folhelhos carbonáceos expostos no vale do rio Poti, com a separação em dois membros da Formação Poti proposta posteriormente por Mesner & Woldridge (1964 *apud* Brito 2017).

Segundo Góes (1995), os depósitos tipicamente plataformais são constituídos por folhelhos e arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky*, laminação truncada por onda e laminação plano paralela, gerada por processo de tempestade. Arenitos finos a médios, com estratificação cruzada *swaley*, estratificação cruzada sigmoidal, ritmitos com acamamento *wavy*, *linsen* e *flaser* são associados a depósitos litorâneos e marinho raso. Já os depósitos fluviais são representados por arenitos grossos com estratificação cruzada tabular e acanalada (Góes 1995).

A unidade representa uma sucessão faciológica com tendência granocrescente ascendente, o que sugere um ambiente deltaico que sofreu um contínuo retrabalhamento marinho, assim, pode-se dizer que os deltas da Formação Poti estiveram sobre influência constante de marés e ondas (Góes 1995). Ainda segundo Góes (1995), são identificados para a Formação Poti e para o topo da Formação Longá quatro conjuntos de parasequências:

- i) Transgressiva relacionada a plataforma marinha da Formação Longá;
- ii) Regressiva com uma progradação inicial dos sistemas deltaicos da Formação Poti sobre os sedimentos da plataforma marinha Longá;
- iii) Transgressiva, com abandono deltaico e retrabalhamento marinho;
- iv) Regressiva, com a progradação final do sistema deltaico Poti.

3.2.3 Paleogeografia

Segundo Torsvik & Cocks (2011), houveram mudanças de grande magnitude na paleogeografia da Bacia do Parnaíba durante os períodos Mesodevoniano e Eocarbonífero, com a principal dessas mudanças representada pela migração do polo sul da região setentrional da América do Sul para o centro da África relacionado ao intenso espalhamento do assoalho oceânico (Figura 7).

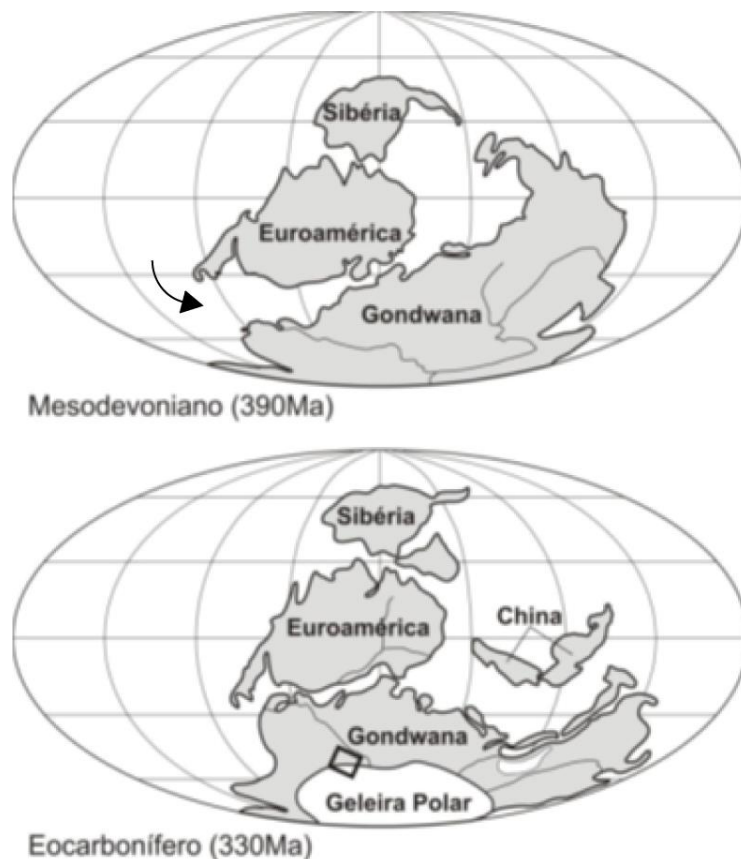


Figura 7 – Modelo de reconstituição paleogeográfica do intervalo mesodevoniano-eocarbonífero. Observa-se que a presença de extensas massas emersas do Gondwana na região polar causou resfriamento global e implantação de geleiras. No retângulo, destaque para a posição aproximada da Bacia do Parnaíba. Fonte: Adaptado de Torsvik & Cocks 2011 *apud* Barbosa 2014).

A partir desta configuração paleogeográfica, houve um estímulo para a ocorrência de eventos climáticos de caráter global, que resultaram em depósitos com alta tendência transgressiva, além de reduzidos picos regressivos, relacionados a períodos glaciais (Van der

Voo 1998 *apud* Barbosa 2014). A presença de geleiras ficou restrita às porções relacionadas ao paleocontinente Gondwana (Smith 1997 *apud* Barbosa 2014).

3.3 MAGMATISMO

Segundo Almeida & Carneiro (2004), dois pulsos magmáticos foram os principais responsáveis pela ocorrência de rochas magmáticas intrusivas e extrusivas na Bacia do Parnaíba, com idades aproximadas de 110 Ma e 215 Ma (K-Ar e Ar-Ar, respectivamente). Estes pulsos estão relacionados a quebra do continente Gondwana, que ocorreu principalmente devido ao tectonismo Triássico-Jurássico, responsável pela formação de 500 m de espessura de rochas básicas na forma de diques e soleiras (Góes *et al.* 1992, Caputo *et al.* 2005, Thomaz Filho *et al.* 2008).

A partir disso, foram definidas duas unidades litoestratigráficas extrusivas e representativas desse magmatismo, definidas como formações Mosquito e Sardinha (Góes & Feijó 1994). A Formação Mosquito é formada por basalto preto, amigdaloidal, toleítico, eventualmente intercalado a arenito vermelho com leitos de sílex, posicionada entre os grupos Balsas e Mearim, de idade Juro-Triássica. Já a Formação Sardinha compreende basalto preto amigdaloidal sobreposto ao Grupo Mearim e sotoposto as formações Itapecuru e Urucuia, de idade Eocretácea (Góes & Feijó 1994). Essas unidades ocorrem predominantemente na Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera e raramente na sequência Neocarbonífera-Eotriássica (Vaz *et al.* 2007).

4 A ZONA DE CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES LONGÁ E POTI

A fim de embasar os resultados tratados na petrografia e proveniência sedimentar dos arenitos desta pesquisa, foram utilizadas imagens e associações de fácies de trabalhos de mestrados em desenvolvimento (Cunha, em andamento, Miranda, em andamento) e já concluídos (Rodrigues 2003, Xavier 2019). Estes trabalhos apresentam descrições para os 7 afloramentos dos quais foi feita a amostragem desta pesquisa. Foram definidos 5 perfis estratigráficos representativos destes afloramentos (Figura 8), que definem as 3 associações de fácies: AF1 (plataforma da Formação Longá), AF2 (frente deltaica da Formação Poti) e AF3 (plataforma da Formação Poti).

4.1 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DA FORMAÇÃO LONGÁ

A AF1 (Tabela 4) é caracterizada por arenitos finos a muito finos, pelitos, pelitos arenosos, além de folhelhos (Figura 9A). Entre suas estruturas, há predomínio de laminações plano paralelas, laminação cruzada truncada por ondas (Figura 9C), além de laminações e estratificações cruzadas *hummocky* (Figura 9B). Observa-se um padrão de intercalação de pelitos e arenitos em intervalos que variam de 0,20 a 2,0 m, que formam ciclos granodecrescentes ascendentes relacionados a fluxos oscilatórios (Figura 8-P7).

O predomínio de pelitos intercalados por camadas delgadas de arenitos finos é relacionada a processos de suspensão, com continuidade lateral, e processos de suspensão com ocasionais fluxos de tração (Rodrigues 2003, Santos 2005). Essa sucessão sedimentar está associada a variação turbulenta em zona marinha pouco profunda (Rodrigues 2003).

Tabela 4 – Associação das fácies pertencentes a Formação Longá, com suas respectivas descrições e processos de formação. Modificado de Rodrigues (2003), Cunha (em andamento) e Miranda, (em andamento).

Fácies	Descrição	Processo	Associação de fácies
Pelito/arenito com laminação truncada por onda (PAo)	Camadas pelíticas tabulares e centimétricas com intercalação de lentes de arenito muito fino com laminação ondulada, recoberta por <i>muddrapes</i> exibindo acamamento <i>flaser</i> .	Alternância de processos de tração e decantação com migração de forma de leito em regime de fluxo inferior.	Plataforma dominada por ondas de tempestade (AF1)
Folhelho com laminação plano paralela (Flp)	Folhelho laminado com intercalações descontínuas de siltito e arenito.	Processo de suspensão seguido de deposição em regime de fluxo inferior.	
Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i> (Ah)	Arenito fino a muito fino, geometria lenticular a tabular apresentando estratificação cruzada <i>hummocky</i> com base escavada e côncava.	Agradação e migração de formas de leito sob fluxo combinado predominantemente oscilatório de ondas de tempestade.	
Arenito com laminação plano paralela (Alp)	Arenito fino de coloração esbranquiçada apresentando laminação plano paralela.	Agradação de leito plano a partir de ação de ondas, em regime de fluxo superior.	

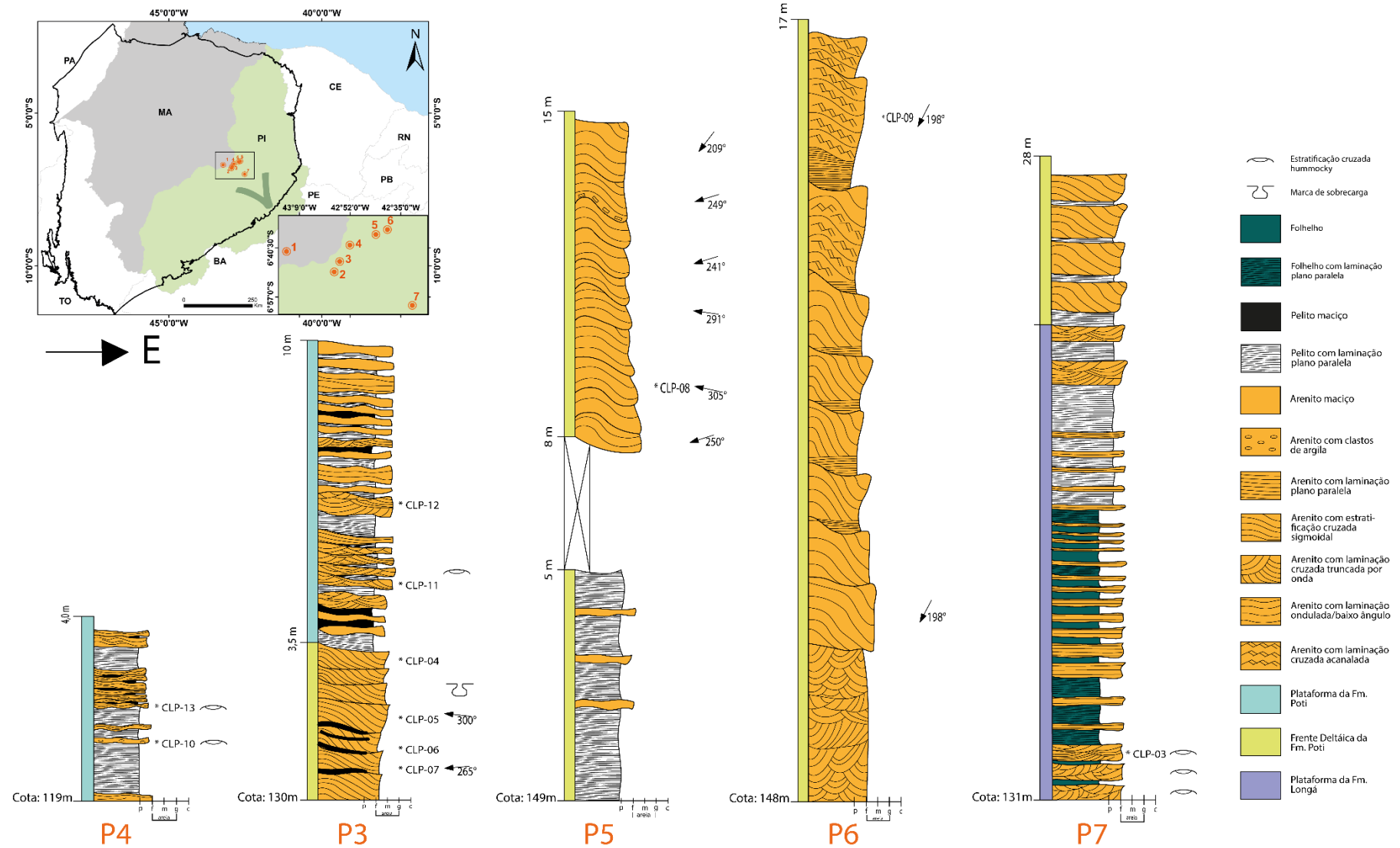


Figura 8 – Distribuição dos perfis estratigráficos representativos para os afloramentos analisados, com a indicação de seus respectivos paleoambientes e orientados seguindo a direção da borda leste da Bacia do Parnaíba (seta preta). O paleoambiente plataformar da Fm. Poti é representado pela cor azul, a frente deltaica da Fm. Poti pela cor verde e a plataforma da Fm. Longá pela cor lilás.

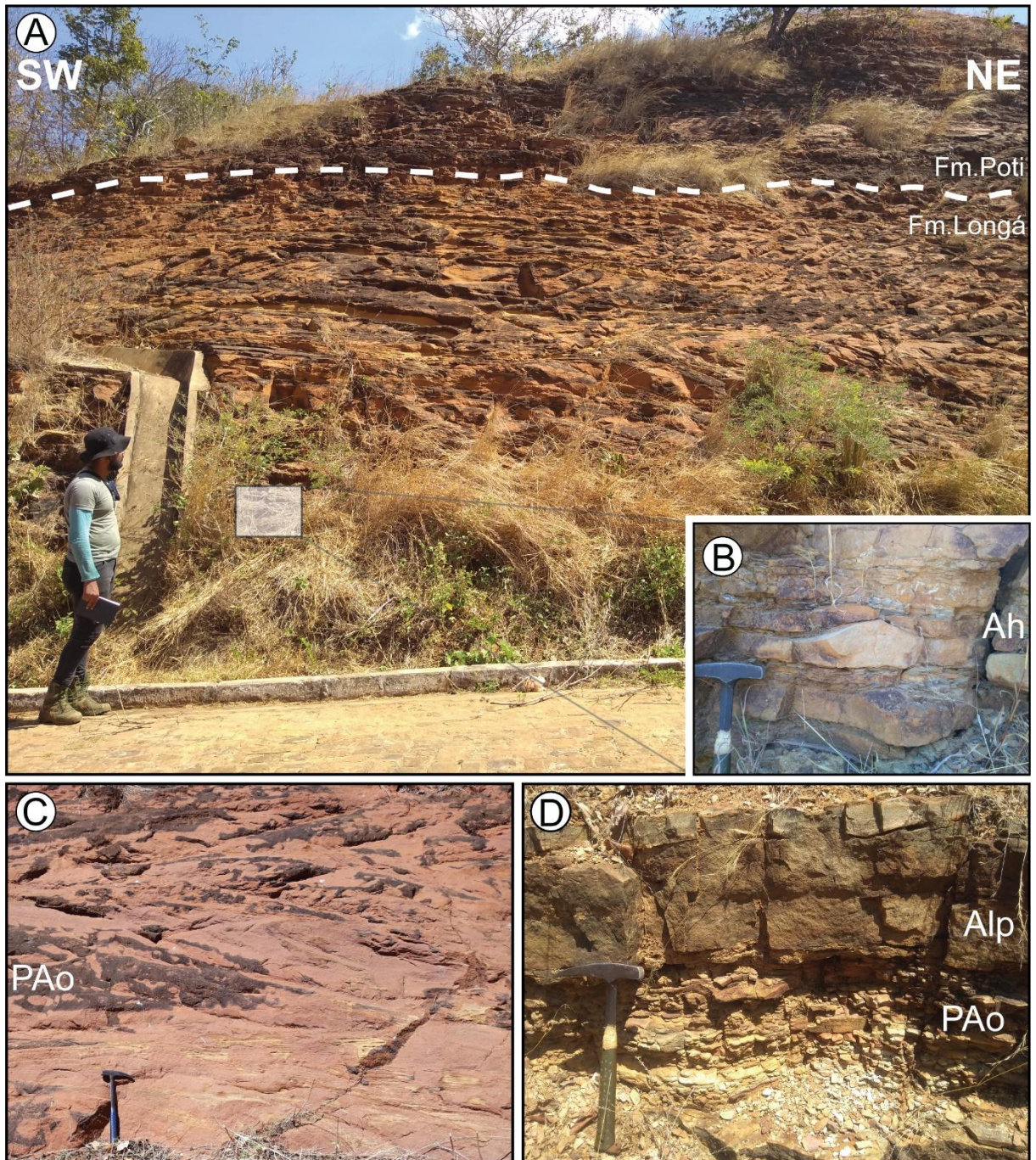


Figura 9 –A) Afloramento referente ao ponto 7 da área estudada, onde observa-se o contato entre as formações Longá e Poti; B) Ocorrência de estratificação cruzada *hummocky* nos arenitos basais da seção; C) Fácies PAo, notar o espessamento dos arenitos observado nas porções mais basais da seção; D) Intercalações das fácies Alp e PAo. Fonte: Miranda (em andamento) e Cunha (em andamento).

4.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DA FORMAÇÃO POTI

A partir da análise dos afloramentos da Formação Poti da área de estudo, foram descritas 6 fácies sedimentares (As, Alc, Plp, PAo, Ah e Alp), que definiram duas associações de fácies: AF2 (frente deltaica) e AF3 (plataforma influenciada por onda e maré). Os perfis representativos dos depósitos eocarboníferos da formação Poti estão apresentados na figura 8. As associações de fácies foram definidas de acordo com a descrição de características texturais (granulometria, coloração, morfologia dos grãos, etc), das estruturas presentes e pelos seus processos de formação (Tabela 5).

Tabela 5 – Associação das fácies pertencentes a Formação Poti, com suas respectivas descrições e processos de formação. Modificado de Xavier (2019).

Fácies	Descrição	Processo	Associação de fácies
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As)	Camadas de geometria lobada de arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal de médio porte com paleocorrentes mostrando direção preferencial para WNW.	Migração de formas de leito com rápida desaceleração do fluxo.	Frente Deltaica (AF2)
Arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc)	Camadas tabulares de arenitos finos com laminação cruzada cavalgante subcrítica. Apresentam base reta e estão associadas a fácies PAo lateralmente.	Agradação e migração de forma de leito ondulada sob fluxo unidirecional, em regime de fluxo inferior e predomínio de transporte dos sedimentos por tração.	
Pelito com laminação plano paralela (Plp)	Camadas tabulares, centimétricas, de pelito com laminação plano paralela e coloração amarronzada. Em pontos localizados exibem lentes de arenitos finos dispostos paralelamente as laminações dos pelitos.	Deposição por decantação de sedimentos finos em condições de baixa energia na parte distal dos lobos.	
Pelito/arenito com laminação truncada por ondas (PAo)	Camadas pelíticas tabulares centimétricas com intercalação de lentes de arenito muito fino com laminação ondulada, recoberta por <i>muddrapes</i> , exibindo acamamento <i>flaser</i> .	Tração com migração de forma de leito em regime de fluxo inferior.	Plataforma influenciada por onda e maré (AF3)
Arenito com estratificação cruzada hummocky (Ah)	Arenito fino a muito fino, geometria lenticular a tabular apresentando estratificação cruzada <i>hummocky</i> com base escavada e côncava.	Agradação e migração de formas de leito sob fluxo combinado predominantemente oscilatório de ondas de tempestade.	
Arenito com laminação plano paralela (Alp)	Arenito fino de coloração esbranquiçada apresentando laminação plano paralela.	Agradação de leito plano a partir de ação de ondas, em regime de fluxo superior.	

A AF2 é caracterizada pelo conjunto de três litofácies: arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As), arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc) e pelito com laminação plano paralela (Plp). Para esta associação, observa-se um padrão de pelitos e arenitos de granulometria fina na porção basal, que variam entre ciclos de 0,20-0,80 metros e que apresentam geometria tabular, com continuidade lateral que chega a até 30 m (Xavier 2019).

Nas porções superiores, há a ocorrência predominante de arenitos fino a médios, em especial da fácies As (Figura 10A), que apresenta camadas que variam de 0,5-2,5 m, com geometria lobada e amalgamada (Figura 10B), com grande continuidade lateral e direção de migração preferencial dos lobos para WNW.

No topo das fácies As, é comum a presença de estruturas de sobrecarga, a exemplo de *gutter casts*, apresentando lama entre as camadas (Figura 8-P3). A sequência representada pelas porções basais e superiores formam ciclos granocrescentes ascendentes, que aliados a ausência de exposição subaérea, pelo predomínio de estruturas geradas por correntes trativas unidirecionais e uma geometria tabular das porções basais, sugere que essas fácies representem a porção mais distal de uma frente deltaica (Xavier 2019).

A AF3 ocorre sobreposta a AF2, em contato variando de brusco a gradacional (Figuras 10A). É caracterizada pelas fácies PAo, Ah e, no topo, pela fácies Alp. De modo geral, ocorre como uma variação de arenitos muito finos a finos e pelitos com grãos bem arredondados e selecionados (Figura 10C), que ocorrem em camadas tabulares a lenticulares, apresentando laminações plano paralelas, laminações cruzadas truncadas por onda (Figura 10D), estratificações cruzadas *hummocky* centimétricas a métricas (Figura 10E). A fácies Ah apresenta base escavada e topos convexos, sendo comum a presença do padrão *pinch and swell* (Figura 10E). Segundo Xavier (2019), esta associação apresenta grande continuidade lateral, estando presente em vários afloramentos ao longo da borda leste da bacia, próximo ao município de Floriano (PI), o que também foi verificado neste trabalho.

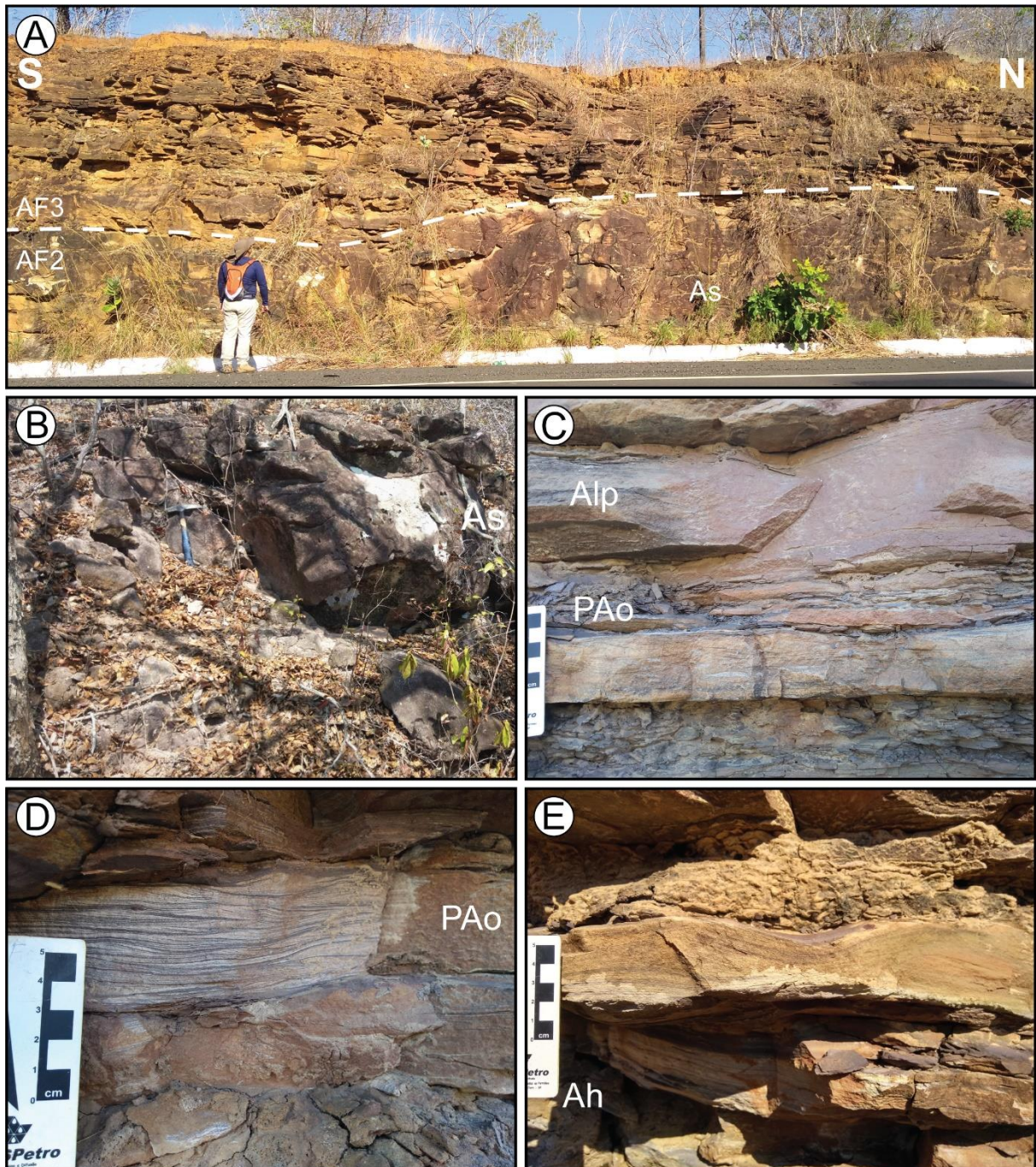


Figura 10 – A) Visão geral do afloramento referente ao ponto 3 da área de estudo, com destaque (em tracejado) para o contato entre os paleoambiente a AF2 (Frente Deltaica) e AF3 (Plataforma influenciada por onda e maré) da Formação Poti; B) Geometria lobada da fácies As da AF3, observada no ponto 5 da área de estudo; C) Intercalação pelito-arenito muito fino observada na AF3; D) Estrutura de laminação cruzada truncada por onda da fácies PAo E) Presença de estruturas de sobrecarga (*pinch and swell*) na fácies Ah.

5 PETROGRAFIA DE ARENITOS

Para a análise petrográfica, foram descritas 13 amostras pertencentes aos 7 perfis das formações Longá e Poti, que ocorrem na borda leste da bacia. Neste estudo, essas amostras foram caracterizadas em 3 grupos (Tabela 6), seguindo associações de fácies definidas em trabalhos anteriores (Rodrigues 2003, Santos 2005, Xavier 2019, Cunha, em andamento, Miranda, em andamento). De modo geral, os arenitos descritos das associações de fácies AF1, AF2 e AF3 foram definidos como quartzo arenitos e arenitos subarcóseos, segundo a nomenclatura adotada por Folk (1974, Figura 11).

Tabela 6 – Quadro esquemático das amostras analisadas petrograficamente, com suas respectivas classificações, unidades, fácies e associação de fácies.

Amostra	Análise	Unidade	Fácies	Associação de Fácies
	Petrografia			
CLP-01	Quartzo arenito	Formação Longá	PAo	Plataforma dominada por ondas de tempestade (AF1)
CLP-02	Subarcóseo		Alp	
CLP-03	Subarcóseo		Ah	
CLP-04	Subarcóseo	Formação Poti	As	Frente Deltaica (AF2)
CLP-05	Subarcóseo		As	
CLP-06	Subarcóseo		As	
CLP-07	Subarcóseo		As	
CLP-08	Subarcóseo		As	
CLP-09	Subarcóseo		As	Plataforma influenciada por onda e maré (AF3)
CLP-10	Quartzo arenito		PAo	
CLP-11	Quartzo arenito		Ah	
CLP-12	Subarcóseo		Alp	
CLP-13	Subarcóseo		Alp	

A granulometria varia de areia muito fina a média, com grãos de moderado a bem selecionados, subarredondados a angulosos, geralmente associados a lentes pelíticas. O empacotamento desses litotipos é do tipo normal (Kahn 1956), com presença de contatos predominantemente pontuais e retos, ocorrendo ainda contatos côncavo-convexos e raramente contatos suturados. A composição mineralógica é formada basicamente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, além de fragmentos de rochas em menor proporção. Ocorre ainda a presença de muscovita, biotita, opacos e minerais pesados, como o zircão e rutilo.

Grãos de quartzos ocorrem como a principal componente modal dessas rochas, variando entre 60,19% e 77,59% do total, e ocorrem principalmente na forma de quartzo monocristalino, com a ocorrência de quartzo policristalino apenas localizada. Da mesma forma, fragmentos de rochas ocorrem em menor proporção do que a de feldspatos, principalmente na forma de *cherts* e rochas metamórficas. Os fragmentos de rocha ocorrem secundariamente em relação aos feldspatos, variando entre 0,48% e 4,81% da composição

modal, em dimensões semelhantes aos demais componentes do arcabouço, o que indica distância de sua área-fonte (Figura 13C).

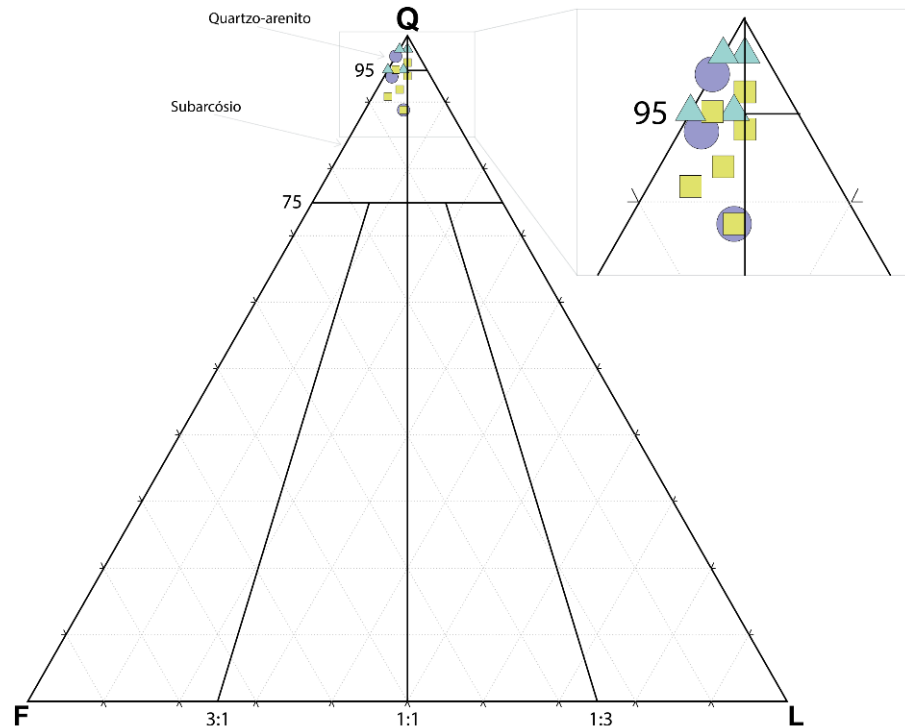


Figura 11 – Diagrama ternário QFL de Folk (1974), com a composição modal das 13 amostras, sendo três pertencentes a AF1 (círculos lilás), seis como AF2 (quadrados verdes) e quatro como AF3 (triângulos azuis).

5.1 PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO LONGÁ

Para a AF1 (plataforma dominada por ondas de tempestade) da Formação Longá, as seções delgadas analisadas foram classificadas em dois litotipos: subarcóseos da AF1 (75%) e quartzo arenito da AF1 (25%, Tabela 6, Figura 11). A composição modal detalhada para esta unidade consta nos apêndices deste trabalho (Apêndice A).

5.1.1 Quartzo arenito da AF1

O quartzo arenito da AF1 possui granulometria areia muito fina a fina, com ocasionais grãos de areia média, predominantemente mal selecionados, com grãos angulosos a subarredondados, com moderado arredondamento e baixa esfericidade (Figura 12A e 12B). São compostas majoritariamente por quartzo e, subordinadamente, por plagioclásio, álcali feldspato (Figura 12C), fragmentos líticos, além de muscovita. Minerais opacos e pesados ocorrem em menor escala (<1%), estes, representados por zircão, apatita e rutilo. O quartzo ocorre na maioria das vezes na forma monocristalina neste arenito (Figura 12A-12C), embora a presença de quartzo policristalino ocorra em proporção reduzida.

Os fragmentos líticos são principalmente de rochas sedimentares, na forma de *chert*. Os contatos entre os constituintes do arcabouço rochoso são predominantemente pontuais,

ainda que ocorram contatos retos e côncavo-convexos associados. Nesta rocha em específico, o componente diagenético mais abundante é a cimentação carbonática (Figura 12C), sendo verificado ainda presença de cimento de óxido-hidróxido de ferro, em especial nas laminações entre pelitos e arenitos (Figura 12B). Os poros são principalmente intergranulares, ainda que se observe muitos poros preenchidos pela grande quantidade de cimento carbonático.

5.1.2 Subarcóseos da AF1

Os subarcóseos da AF1 possuem granulometria que varia de areia muito fina a fina, geralmente associados a lentes pelíticas. Apresentam grãos moderadamente selecionados, subangulosos, com baixo arredondamento e baixa esfericidade (Figura 12E e 12F). Sua composição modal é formada predominantemente por quartzo, feldspato (plagioclásio e álcali feldspato), com fragmentos líticos e muscovita ocorrendo subordinadamente (Figura 12D). Minerais opacos e pesados ocorrem em menor escala (>1%), sendo comum a presença de zircão e rutilo. O quartzo ocorre na maioria das vezes na fase monocristalina na rocha (Figuras 12D-12F), embora grãos de quartzo policristalino ocorram ocasionalmente.

Da mesma forma, os fragmentos líticos observados foram principalmente de rochas sedimentares pelíticas. Os contatos entre os constituintes do arcabouço rochoso são predominantemente pontuais (Figura 12D), além de contatos retilíneos. Como constituintes diagenéticos, apresenta cimentação por óxido-hidróxido de ferro e siderita (Figura 12D e 12F), com cimentos de calcita e de sílica subordinados. Os poros presentes são principalmente intergranulares.

5.1.3 Diagênese dos arenitos da Formação Longá

Durante os eventos diagenéticos da AF1 da Formação Longá, a eodiagênese é marcada pela infiltração mecânica de argilas, observada pela presença local de argilas formando *coatings*, em um processo que ocorre anteriormente a compactação mecânica e química das rochas. Quanto a compactação mecânica, observa-se de forma mais evidente a predominância de grãos de micas contorcidas, formação de pseudomatriz, além de grãos moderadamente fraturados (Figura 13D).

A presença de cimentação carbonática (calcita) está associada a mesodiagênese, em um processo que ocorre ao fim da compactação química, marcada pela presença de grãos com bordas corroídas e dissolução do cimento carbonático e de grãos feldspáticos, que são parcialmente substituídos por argilominerais.

A grande quantidade de cimento carbonático e pouca porosidade secundária ocorre em função do quartzo arenito da AF1 ser mais resistente a água meteórica. Durante a

telodiagênese, os poros secundários que foram gerados são preenchidos pela precipitação de óxido-hidróxido de ferro, além de outros argilominerais associados.

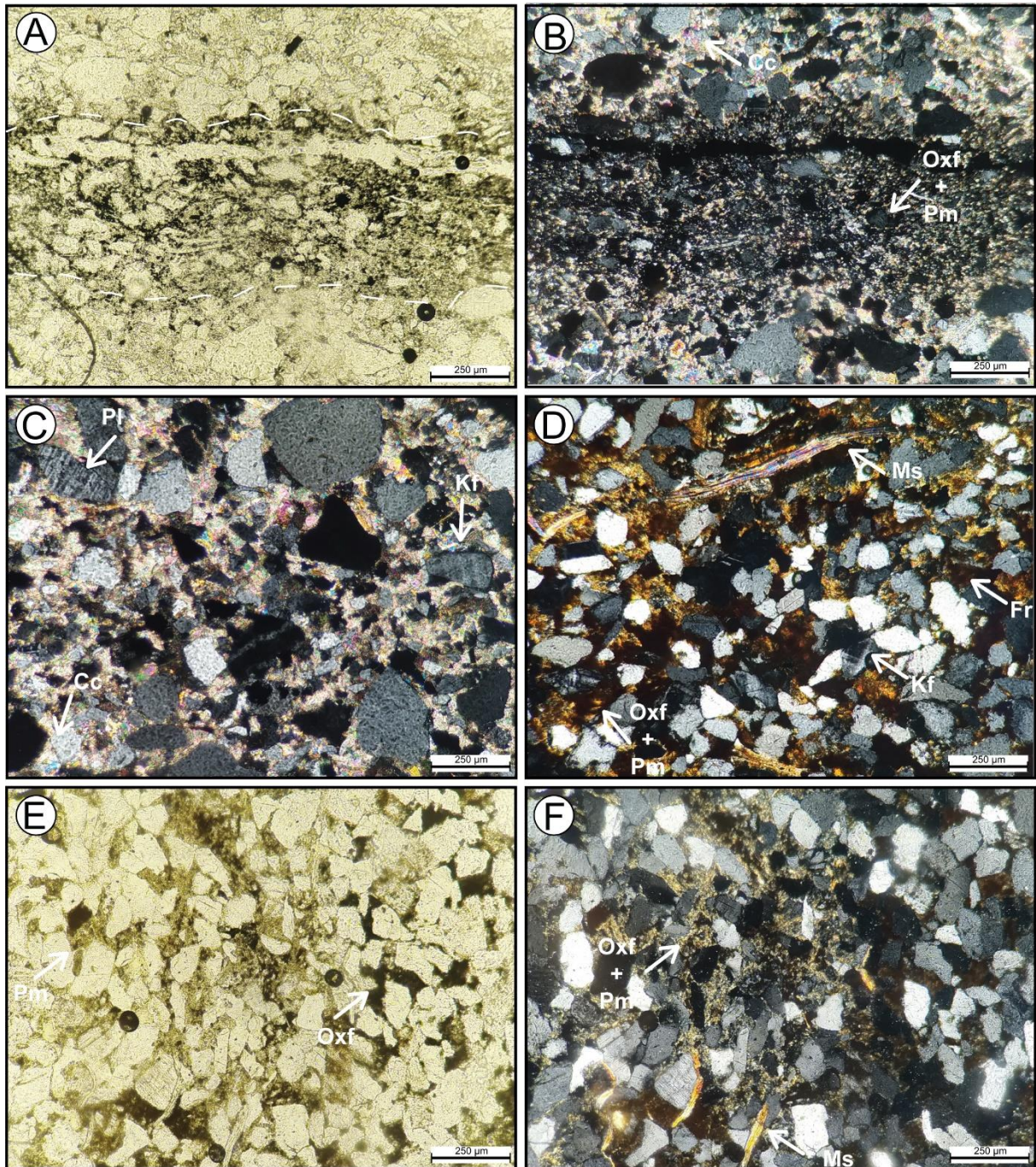


Figura 12 – Características petrográficas das rochas da AF1. A) Visão geral em luz natural do quartzo arenito, onde observa-se a relação entre laminações intercalando arenitos finos e pelito. B) Mesma imagem sob nicóis cruzados; C) Destaque para a quantidade de cimento carbonático e para os grãos de plagioclásio e álcali feldspato, com mesmas dimensões dos grãos de quartzo; D) Presença de muscovitas alongadas, além de sericita e oxido-hidróxido de ferro em grande quantidade nos subarcóseos da AF1; E) Visão geral do subarcóseo da AF1 a luz natural, que apresenta aglomerados de pseudomatrix e oxido-hidroxido de ferro cimentando a rocha; F) Mesma visão sob nicóis cruzados. Siglas - Cc: cimento carbonático; Oxf: cimento de óxido-hidróxido de ferro; Pm: pseudomatrix; Kf: álcali feldspato; Ms: muscovita; Fr: fragmento de rocha.

5.2 PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO POTI

A partir da análise petrográfica da Formação Poti, foi possível definir 3 litotipos: subarcóseos da AF2 (60%), quartzo arenito da AF3 (20%) e subarcóseos da AF3 (20%; Tabela 6; Figura 11). A composição modal detalhada para esta unidade consta nos apêndices deste trabalho (Apêndice B).

5.2.1 Subarcóseos da AF2

Os subarcóseos da AF2 apresentam granulometria areia fina a média, sendo observadas lentes pelítica associadas localmente. Apresentam grãos de moderado a bem selecionados, subangulosos a subarredondados e moderada esfericidade (Figura 13A e 13B). Seus componentes detríticos correspondem predominantemente a quartzo, com plagioclásio, álcali feldspato, fragmentos líticos e micas ocorrendo subordinadamente (Figura 13C e 13D). Minerais opacos e pesados ocorrem em menor escala (>2%), tendo sido observadas a presença de zircão (Figura 13D), apatita, turmalina e rutilo. Os grãos de quartzo ocorrem expressivamente na forma monocristalina, ainda que ocorram grãos policristalinos localizados.

Os fragmentos líticos observados foram principalmente de rochas sedimentares. Os contatos entre os grãos presentes no arcabouço são predominantemente pontuais (Figura 13B), além de contatos retos e côncavo-convexos em menor proporção. Como constituintes diagenéticos, apresenta matriz argilosa, cimentação de sílica e pseudomatriz (Figura 13A), com óxido-hidróxido de ferro e cimento carbonático (calcita) associados (Figura 13C), além de poros intergranulares. Localmente, apresenta matriz carbonática, além de resquícios de cimentação carbonática, que ocorre parcialmente dissolvida. Observou-se ainda em grande proporção a presença de fraturas cicatrizadas, além de grãos fraturados e bordas corroídas (Figuras 13A-13D).

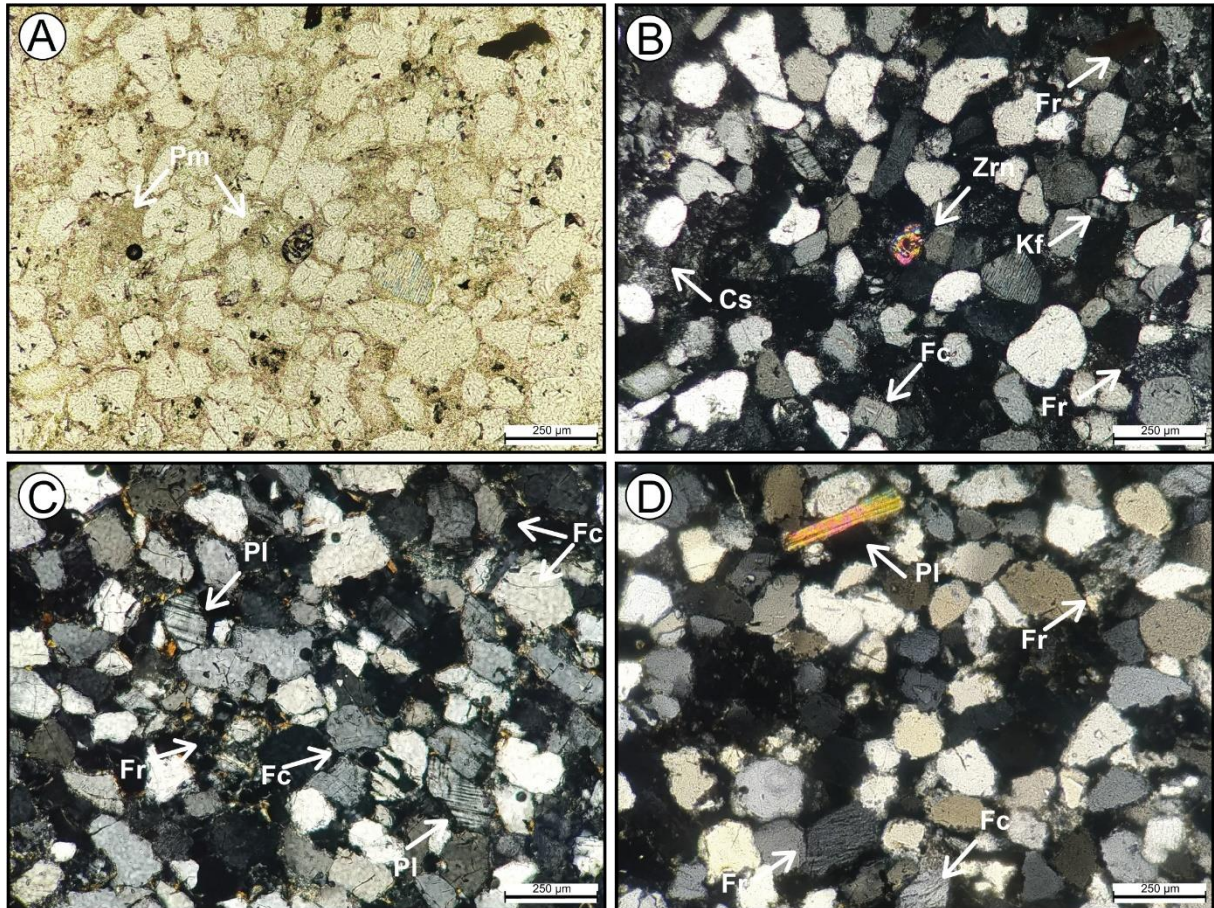


Figura 13 – Caracterização petrográfica das rochas dos subarcóseos da AF2. A) Visão geral de lâmina a luz natural, onde observa-se a morfologia dos grãos; B) Mesma visão, sob nicóis cruzados, com destaque para grão de zircão, componentes diagenéticos. C) Presença de grãos feldspáticos e abundância de fraturas cicatrizadas sob os grãos; D) Visão geral para fragmento lítico, fraturas cicatrizadas e grãos de muscovita. Siglas – Pm: pseudomatrix; Cs: cimento de sílica; Fr: fragmento de rocha; Fc: fratura cicatrizada nos grãos; Zrn: zircão; Kf: álcali feldspato; Pl: plagioclásio.

5.2.2 Quartzo arenitos da AF3

Os quartzo arenitos da AF3 possuem granulometria muito fina a fina, com grãos moderadamente a bem selecionados, subangulosos, com baixa esfericidade e orientados, formando laminações cruzadas (Figura 14A). Sua composição detrítica é formada predominantemente por quartzo, com grãos de feldspato (plagioclásio e álcali feldspato), fragmentos líticos, muscovita e biotita ocorrendo secundariamente. Minerais opacos e pesados ocorrem de forma localizada, com a presença de grãos de zircão e rutilo. O quartzo ocorre na maioria das vezes na fase monocristalina na rocha (Figuras 12B), com grãos policristalinos ocorrendo em pequena proporção.

Não foram observados fragmentos líticos em grandes proporções, sendo estes associados principalmente a rochas sedimentares pelíticas. Os contatos entre os grãos desse litotipo são predominantemente pontuais e retos, com a ocorrência secundária de contatos côncavo-convexos. Entre os componentes diagenéticos, cimentação por óxido-hidróxido de

ferro e matriz argilosa ocorrem em maior proporção (Figura 14B), com presença local de pseudomatriz. Os poros observados foram definidos com intergranulares.

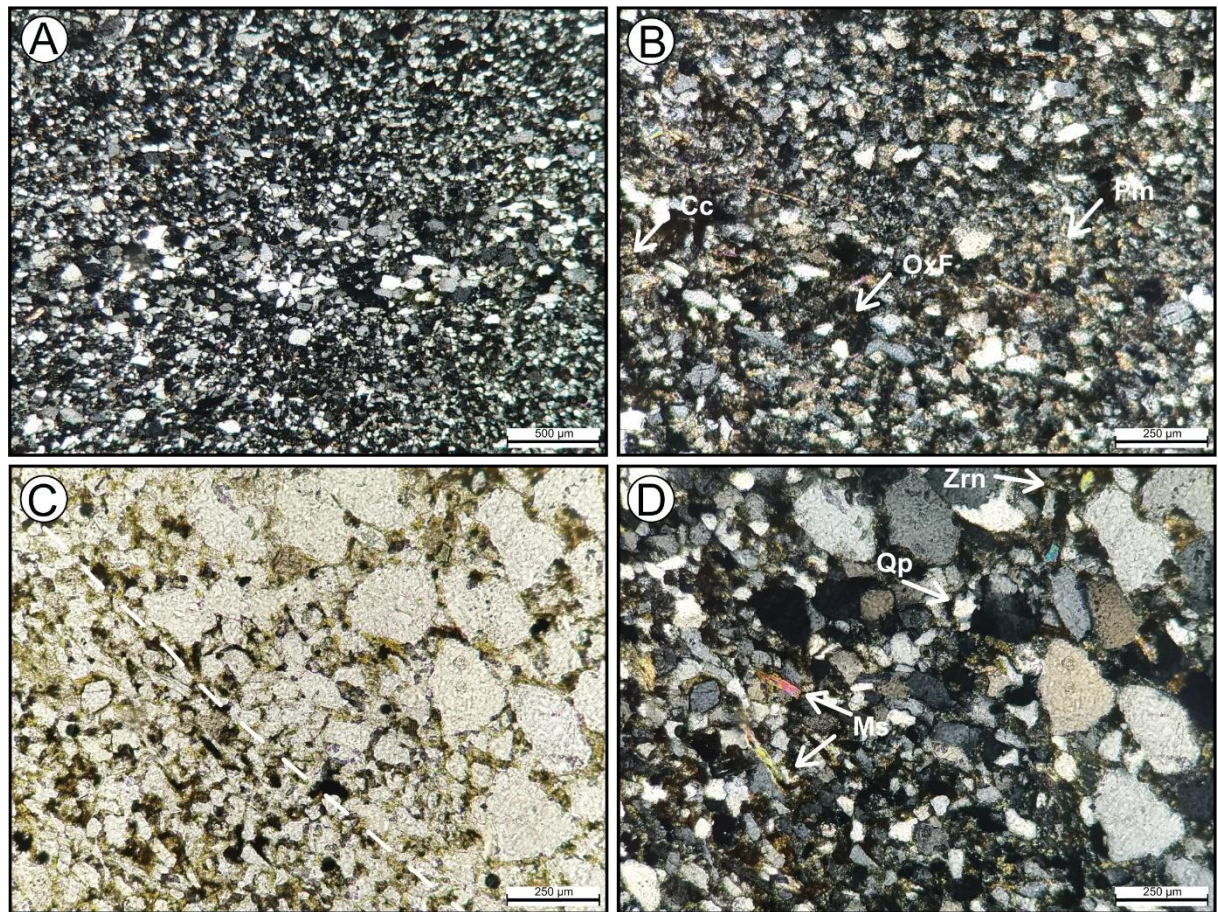


Figura 14 – Caracterização petrográfica das rochas pertencentes a AF3. A) Visão geral do quartzo arenito da AF3, que apresenta grãos orientados formando laminações cruzadas; B) Componentes diagenéticos do quartzo arenito da AF3, com destaque para a presença de óxido-hidróxido de ferro, pseudomatriz e resquícios de cimentação carbonática; C) Visão geral do subarcóseo da AF3 a luz natural, onde observa-se variação granulométrica de areia muito fina a areia fina-média separadas pela linha tracejada; D) Mesma visão sob nicóis cruzados, com destaque para grãos de quartzo policristalino, zircão e muscovita orientada ao plano da laminação. Siglas – Cc: cimento carbonático; Ox: óxido-hidróxido de ferro; Pm: pseudomatriz; Qp: quartzo policristalino; Ms: muscovita; Zrn: zircão.

5.2.3 Subarcóseos da AF3

Os subarcóseos da AF3 possuem granulometria que varia de areia fina a média, geralmente associados a lentes pelíticas. Apresentam grãos mal selecionados, subangulosos a subarredondados, além de baixa esfericidade (Figura 13C). Entre seus principais componentes detríticos, o quartzo ocorre em maior proporção, seguido de grãos feldspáticos (plagioclásio e álcali feldspato, além de fragmentos líticos, muscovita e opacos ocorrendo subordinadamente (Figura 14D). Minerais pesados estão presentes em menor proporção, sendo observada a presença de zircão, apatita e rutilo. O quartzo ocorre na maioria das vezes na forma monocristalina na rocha (Figuras 14C e 14D), embora grãos de quartzo policristalino ocorram ocasionalmente.

Fragmentos líticos ocorrem de forma reduzida nesse litotipo (<1%), em especial, representados por fragmentos de *cherts*. Os contatos entre os grãos são definidos predominantemente por contatos pontuais e retos (Figura 14D), além de contatos côncavo-convexos. Como constituintes diagenéticos, apresenta óxido-hidróxido de ferro e matriz argilosa, sendo comum a presença de pseudomatriz (Figura 14D).

5.2.4 Diagênese dos arenitos da Formação Poti

Os eventos diagenéticos observados para os litotípos da Formação Poti (AF2 e AF3) são relativamente semelhantes aos observados para os litotípos da Formação Longá, a eodiagênese é marcada pela infiltração mecânica de argilas, observada pela presença local de argilas na forma de *coatings*, em um processo anterior a compactação mecânica e química da rocha. A compactação mecânica ocorre de forma mais evidente, visto a presença em grande proporção de grãos fraturados, grãos de muscovita levemente contorcidos além da formação de pseudomatriz (Figura 13D).

Entre os eventos associados a mesodiagênese está a presença de cimentação carbonática (calcita). No fim da compactação química, ocorre a dissolução do cimento carbonático e de grãos feldspáticos, que são parcialmente substituídos por argilominerais. A pouca quantidade de cimento carbonático na maior parte das rochas analisadas é verificada pela maior formação de porosidade secundária, que durante a telodiagênese, é preenchida pela precipitação de óxido-hidróxido de ferro, que representa um dos componentes diagenéticos mais abundantes nas duas associações de fácies analisadas nesta unidade.

Quando comparada com os eventos diagenéticos observados na Formação Longá, verificou-se na Formação Poti menor quantidade de resquícios de cimentação carbonática, o que indica que durante a mesodiagênese houve um processo mais intenso de geração de porosidade secundária. Outra possibilidade, seria que estas rochas sofreram um processo de intemperismo mais intenso.

6 PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

6.1 CATODOLUMINESCÊNCIA

Segundo Augustsson & Bahlburg (2003), sedimentos maduros dominados por grãos de quartzo geralmente foram modificados de sua área de origem para a bacia deposicional em que se encontra. Em função da falta de fragmentos de rocha característicos da área fonte, a petrografia usual de arenitos ricos em quartzo nem sempre é confiável como um indicador de proveniência sedimentar. Nesse sentido, o estudo de grãos de quartzo a partir de técnicas utilizando catodoluminescência (CL) apresentou-se como uma importante metodologia para indicação de fontes de proveniência (Zinkernagel 1978, Götze *et al.* 2001, Augustsson & Bahlburg 2003, Richter *et al.* 2003, Bernet & Bassett 2005, Santos *et al.* 2018).

As características da CL dependem de variações de temperatura, pressão e ambiente geoquímico durante o crescimento do cristal de quartzo e em eventos subsequentes (Augustsson & Bahlburg 2003). Segundo Götze *et al.* (2001), a variação de cor da CL em grãos de quartzo está sujeita principalmente a defeitos estruturais (CL intrínseco), enquanto a ativação de elementos traços (como Ti e Fe) desempenha um papel menor.

Neste trabalho, os resultados da catodoluminescência (CL) serão apresentados juntamente com a descrição petrográfica detalhada das unidades, uma vez que são resultados complementares, sendo mantida a divisão das unidades em AF1, AF2 e AF3 (Tabela 7). Das 13 amostras analisadas nesse estudo, foram definidas a CL dos grãos de quartzo de 10 amostras representativas, através de seções delgadas sem lamínula, acopladas a estação ótica de catodoluminescência colorida *Cambridge Image Technology Ltd.* (CCL Mk5-2) no Laboratório de Catodoluminescência da Universidade Federal do Pará (LabCatodo-UFPa).

Tabela 7 – Quadro esquemático das amostras analisadas por catodoluminescência (marcadas em “x”), com suas respectivas classificações, unidades, fácies e associação de fácies.

Amostra	Análise		Unidade	Fácies	Associação de Fácies
	Catodoluminescência				
CLP-01	X	Fonte metamórfica de alto grau ou plutônica	Formação Longá	PAo	Plataforma dominada por ondas de tempestade (AF1)
CLP-02	X	Fonte plutônica ou metamórfica de alto grau		Alp	
CLP-03	X	Fonte plutônica ou metamórfica de alto grau		Ah	
CLP-04	-	-	Formação Poti	As	Frente Deltaica (AF2)
CLP-05	X	Fonte plutônica ou metamórfica de alto grau		As	
CLP-06	X	Fonte plutônica ou metamórfica de alto grau		As	
CLP-07	X	Fonte plutônica ou metamórfica de alto grau		As	
CLP-08	X	Fonte plutônica ou metamórfica de alto grau		As	
CLP-09	-	-		As	
CLP-10	X	Fonte plutônica ou metamórfica de alto grau		PAo	Plataforma dominada por onda e maré (AF3)
CLP-11	X	Fonte plutônica ou metamórfica de alto grau		Ah	
CLP-12	X	Fonte plutônica ou metamórfica de alto grau		Alp	
CLP-13	-	-		Alp	

De modo geral, foram observadas três cores diferentes emitidas pelos grãos de quartzos detríticos para as rochas estudadas da borda leste da Bacia do Parnaíba: azul escuro, azul claro e marrom. Esses dados foram quantificados a partir da contagem de 100 pontos para cada seção delgada, seguindo a metodologia de Bernet & Basset (2005, Figura 15, Apêndice C).

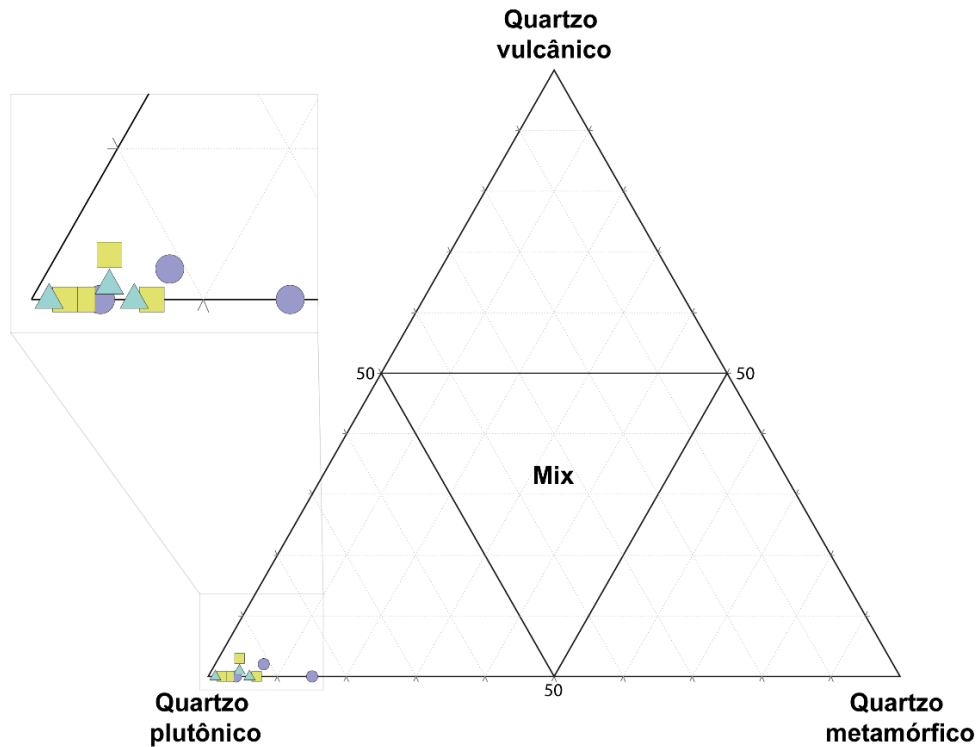


Figura 15 – Diagrama de Bernet e Basset (2005) com a plotagem das amostras a partir da contagem de 100 grãos de quartzo indicando fonte predominantemente plutônica para os depósitos das formações Longá e Poti na borda leste da Bacia do Parnaíba. AF1: círculos lilás; AF2: quadrados verdes; AF3: triângulos azuis.

6.1.1 Catodoluminescência da Formação Longá

A CL dos grãos de quartzo da Formação Longá indicou que a maioria destes exibe emissão de cor azul escuro (45-73%; Figuras 16B, 16D e 16F), o que indica possível fontes plutônicas (Zinkernagel 1978, Matter & Ramseyer 1985, Walderhaug & Rykkje 2000, Götze *et al.* 2001, Ritcher *et al.* 2003, Hooker & Laubach 2007). Essa luminescência, segundo os mesmos autores, é também indicativa de possíveis fontes metamórficas de alta temperatura. Quartzos de cor azul clara (16-30%) e violeta (5-10%), também foram interpretados como de fonte plutônica, enquanto que quartzos com luminescência marrom (4-15%) indicam fontes metamórficas de baixa temperatura (Figura 16B, Götze *et al.* 2001).

A presença de fraturas cicatrizadas aleatórias nos grãos (Figuras 16E e 16F) indicam fontes provavelmente plutônicas (Bernet & Bassett 2005, Boggs & Krinsley 2006). As observações de CL colorida para a Formação Longá sugerem derivação principalmente de rochas plutônicas, além de metamórficas de baixo a alto grau. Secundariamente, os grãos de

feldspato apresentam-se com luminescências diversas desde a branco claro (Figura 16B), até com colorações verde e vermelha (Figura 16D). Cimentação de oxido de ferro e a matriz argilosa ocorrem em tons escuros (Figuras 16C-16F), enquanto que cimento de calcita aparece em tons alarajandos, sendo possível ver grãos assimilados por este (Figuras 16A e 16B).

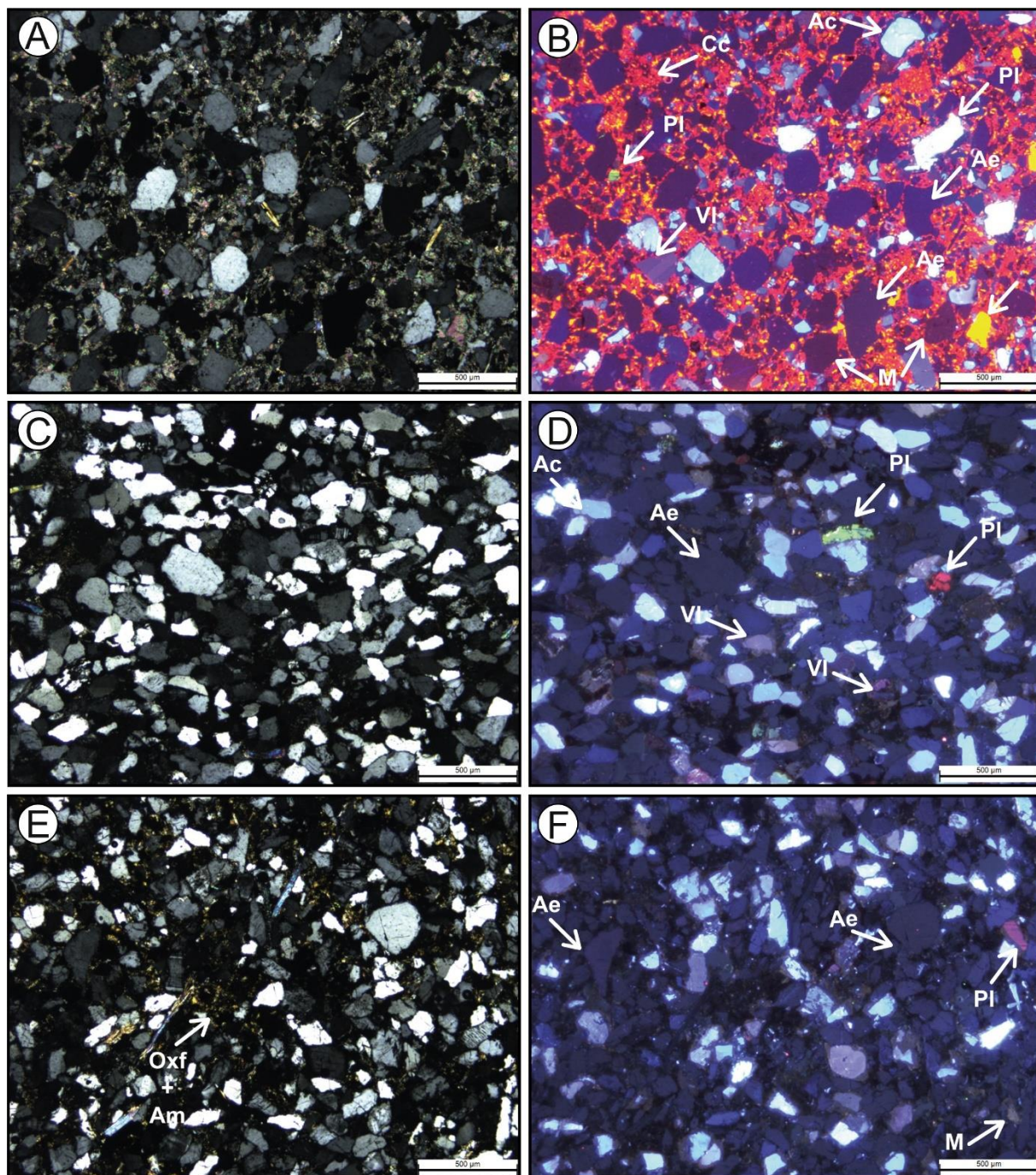


Figura 16 – Catodoluminescência das rochas da AF1 da Formação Longá. A) Visão sob nicóis cruzados do quartzo arenito da AF1; b) Mesma visão com a CL indicando cores azul escuro, violeta, marrom e azul claro, além do cimento carbonático, que apresenta luminescência alaranjada; C) Visão sob nicóis cruzados de uma dos subarcóseos da AF1; D) Mesma visão, com CL indicando predominância de azul escuro, além de violeta, azul claro e grãos de feldspato, com cores vermelho e verde; E) Visão sob nicóis cruzados de um subarcóseo da AF1; F) Visão a partir de CL, com predominância de azul escuro, além de luminescências violeta, azul claro e marrom. Siglas – Ae: azul escuro; Ac: azul claro; Vl: violeta; M: marrom; Pl: plagioclásio; Cc: cimento carbonático; Oxf: óxido-hidróxido de ferro; Am: argilominerais.

6.1.2 Catodoluminescência da Formação Poti

Para o caso da Formação Poti, a CL dos grãos de quartzo indicaram que a maioria destes exibe emissão de cor azul escuro (40-73%), azul claro (18-40%) e violeta (1-15%; Figuras 17A-17F), o que indica grande predominância de possíveis fontes plutônicas (Zinkernagel 1978, Matter & Ramseyer 1985, Walderhaug & Rykkje 2000, Götze *et al.* 2001, Ritcher *et al.* 2003, Hooker & Laubach 2007, Santos 2018). Como dito anteriormente, para as colorações azul escuro e violeta, estes autores indicam também rochas metamórficas de alto grau, como sendo possíveis fontes desses sedimentos.

Em menor escala, verificou-se CL de luminescência marrom (1-7%, Figura 17B-17D), indicativos de proveniência de fontes metamórficas de baixa temperatura (Götze *et al.* 2001, Hooker & Laubach 2007). Para a Formação Poti, verificou-se a maior presença de grãos de quartzo com luminescência vermelha (Figura 17C e 17D) em comparação com os litotipos da Formação Longá, indicando possíveis fontes vulcânicas ocorrendo em menor escala (Götze *et al.* 2001).

Também foram observadas fraturas cicatrizadas aleatórias nos grãos (Figuras 17B), que indicam fontes provavelmente plutônicas (Bernet & Bassett 2005, Boggs & Krinsley 2006, Santos 2018). A partir destas características, semelhante as observações de CL colorida feitas para a Formação Longá, os quartzos detríticos da Formação Poti sugerem derivação principalmente de rochas plutônicas e metamórficas de alta temperatura, com influência de rochas metamórficas de baixo grau.

Cimentação de óxido de ferro e a matriz argilosa ocorrem em tons escuros (Figuras 17E e 17F), enquanto que cimento de calcita aparece em tons avermelhados-alarajandos (17D), com grãos sendo assimilados por este cimento, o que interfere em suas luminescências. Outrossim, a CL auxiliou ainda na verificação de sobrecrecimento de grãos de quartzo (Figura 17A e 17B).

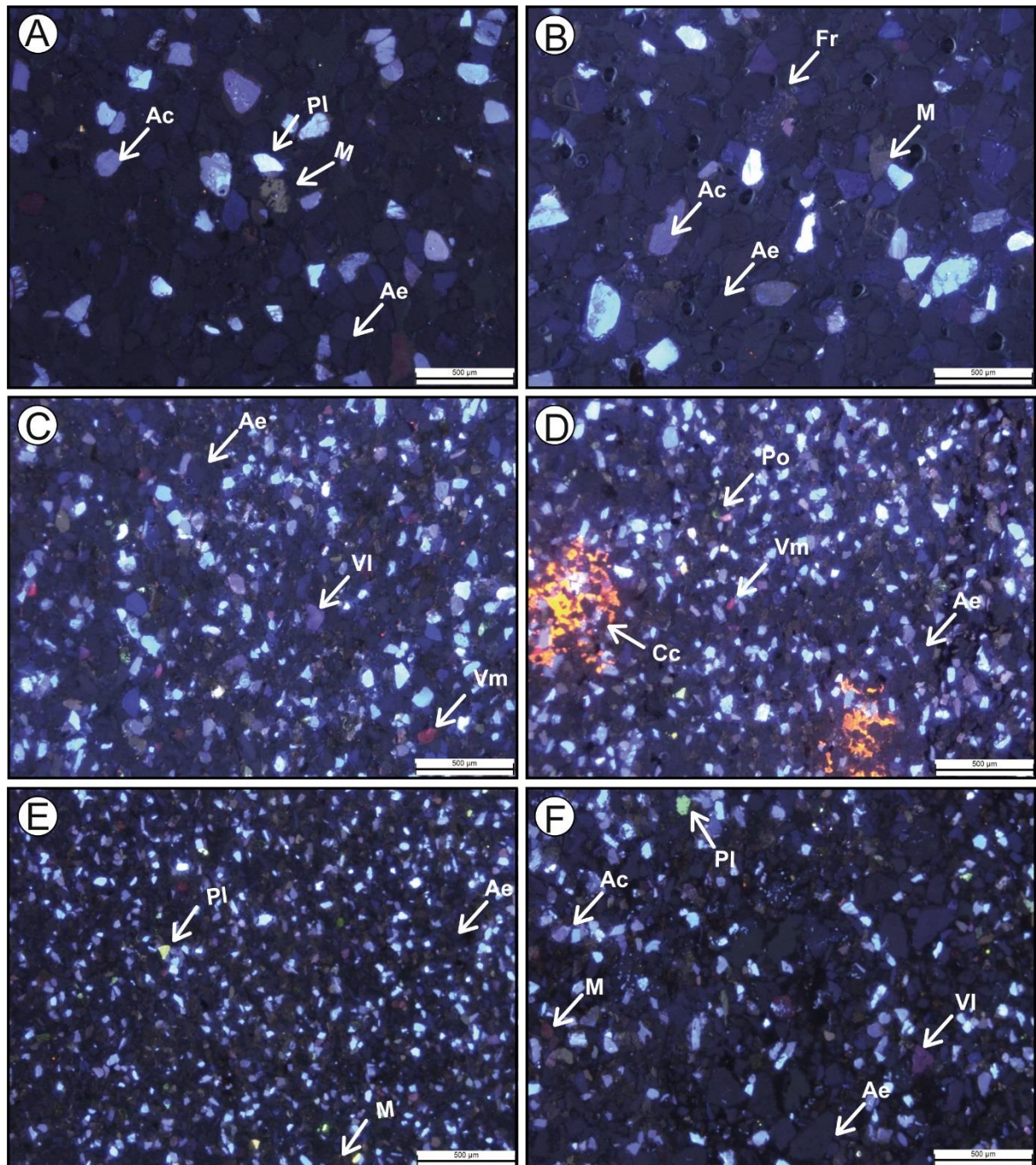


Figura 17 – Catodoluminescência das rochas das fácies AF2 e AF3 da Formação Poti. A) Visão geral da CL de um subarcóseo da AF2, onde destaca-se luminescências azul escuras, violetas e azul claro; B) CL de rocha do mesmo litotipo, com grãos azul escuros, azul claros e marrons, além de grãos feldspáticos (azul estourado); C) Subarcóseo com maior proporção de grãos com CL azul escuro e azul claro, com grão vermelho ocorrendo localmente; D) Subarcóseo da AF2 com CL indicando predominância de azul escuro, com presença de cimento de calcita (CL alaranjada); E) Visão geral de CL de quartzo arenito da AF3; F) CL de subarcóseo da AF3, com predominância de grãos azul escuros, além de luminescências violeta, azul claro, marrom, além de feldspato na cor verde. Siglas – Ae: azul escuro; Ac: azul claro; Vl: violeta; M: marrom; Vm: vermelho; Pl: plagioclásio; Fr: fragmento de rocha; Cc: cimento carbonático.

6.2 PALEOCORRENTES

Os dados de paleocorrentes foram coletados durante as etapas de campo dos mestrados de Xavier (2019), Cunha (em andamento) e Miranda (em andamento). Foram utilizados ainda

dados obtidos por equipes nas práticas de campo da disciplina de Mapeamento Geológico I (ano de 2017), do curso de Geologia da UFPA. As medidas foram extraídas predominantemente de estratificações cruzadas sigmodais dos lobos deltaicos da AF2 (frente deltaica da Formação Poti), ainda assim, foram utilizadas outras estruturas como marcas de arrasto e marcas onduladas.

Essas estruturas indicaram migração das formas de leito com direção preferencial para WNW, secundariamente para NW e SW (Figura 18), o que indica que a porção paleogeográfica mais continental está localizada na porção ESE da bacia.

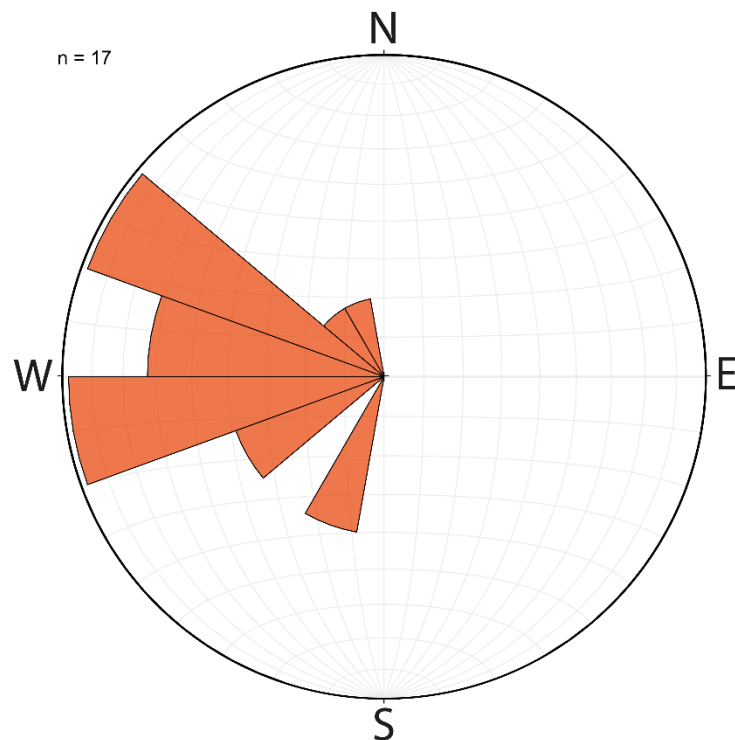


Figura 18 – Diagrama de roseta indicando a direção de migração das formas de leito dos lobos deltaicos da AF2.

7 DISCUSSÕES

A integração entre os dados petrográficos, de proveniência sedimentar e de direções de paleocorrente permitiu o estreitamento da definição de possíveis áreas-fonte para a sedimentação das formações Longá e Poti, na região da borda leste da Bacia do Parnaíba. Os resultados petrográficos, dos três obtidos neste estudo, mostraram-se os menos conclusivos, uma vez que os litotipos foram definidos como quartzo arenitos e subarcóseos, com pouca presença de fragmentos de rochas, e quando estes ocorreram, eram predominantemente relacionados a rochas sedimentares. Outrossim, outras informações petrográficas foram concordantes com as demais análises aqui realizadas.

A predominância de grãos de quartzo monocristalino, extinção fraca ou levemente ondulante, além da presença de fraturas cicatrizadas (Figura 13B-13D), sugerem que a fonte desses arenitos é provavelmente plutônica (Smyth *et al.* 2008, Santos 2018). Grãos de quartzo policristalinos, ainda que com ocorrência localizada nas seções analisadas também apontam para fontes plutônicas, uma vez que apresentam poucos cristais por grãos (Figura 13D), diferenciando-se assim de quartzos policristalinos de origem metamórfica (Santos 2018). Grãos feldspáticos, assim como as micas detríticas, podem estar ligados tanto a fontes ígneas como metamórficas (Ghazi & Mountney 2011, Santos 2018).

Diferentemente das interpretações petrográficas usuais, sujeita a modificações relacionadas a eventos diagenéticos, a análise da catodoluminescência de grãos de quartzo detrítico apresenta-se como um indicador de proveniência sedimentar mais confiável, já que não se altera durante os processos de transporte e deposição, estando relacionada as condições de formação do grão, como a temperatura, pressão e geoquímica da área-fonte (Augustsson & Bahlburg 2003, Götze *et al.* 2001). O resultado dessas análises determinou a predominância de fontes de origem plutônica ou metamórfica de alto grau, com predomínio de CL azul escuro, azul claro e violeta, com quartzos marrons (metamórficas de baixo grau) ocorrendo em menor proporção. Dessa maneira, as interpretações coincidem com os dados da petrografia, que apresentou as mesmas possibilidades.

Quanto a localização das possíveis áreas-fonte dessa sedimentação, as medidas de paleocorrente obtidas dos afloramentos estudados indicaram uma direção preferencial de migração das formas de leito para WNW, com direções secundárias a NW e SW. As unidades opostas a estas direções, localizadas à E e SE da borda leste da Bacia do Parnaíba, são formadas predominantemente por granitoides e rochas metamórficas de alta temperatura (Figura 19A) e correspondem a Província Borborema e o Cráton São Francisco (Figura 19B).

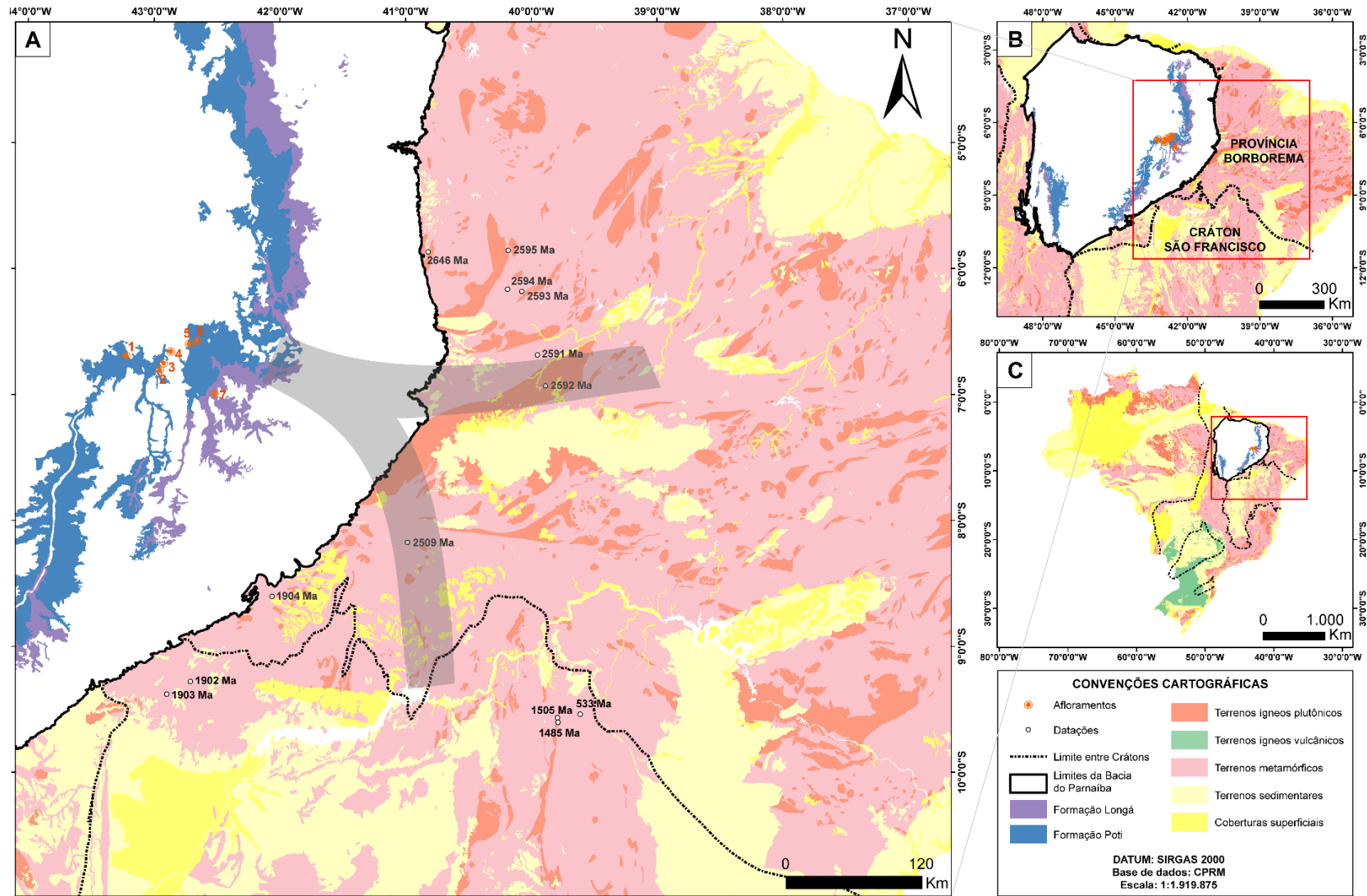


Figura 19 – (A) Fontes em potencial para a sedimentação das Formações Longá e Poti, indicadas pela seta cinza a leste (Província Borborema) e a sudeste (Cráton São Francisco); (B) Relação de contato entre a Bacia do Parnaíba, Província Borborema e Cráton Amazônico; (C) Mapa geológico do Brasil com seus limites cratônicos (tracejados). Fonte: Modificado de CPRM (2018).

Um problema que frequentemente pode ocorrer em estudos de CL em quartzo é a mudança da cor da luminescência com o aumento da irradiação (Richter *et al.* 2003). Outro problema importante, está relacionado a incerteza de uma correlação clara das propriedades de CL com o ambiente de crescimento dos grãos, que muitas vezes se torna impossível devido ao fato que grãos com propriedades de CL idênticas podem ser formados em ambientes diferentes (Boggs *et al.* 2002), além da comum divergência de classificação entre diferentes autores. A favor das amostras deste trabalho, observou-se um padrão de CL para as mesmas associações de fácies.

Estudos complementares de proveniência sedimentar podem ser realizados a partir da análise da assembleia de minerais pesados e da geocronologia dessas rochas, em especial por datação U-Pb de zircões detríticos. Anteriormente, trabalhos semelhantes já foram empregados para a Bacia do Parnaíba (Hollanda *et al.* 2014), e de modo geral, a identificação de minerais pesados não se mostrou conclusiva para proveniência, uma vez que os volumes mais significativos de minerais pesados é referente a zircão, turmalina e rutilo (dado verificado nesse trabalho), o que não apresenta acurácia para definir fontes mais específicas. Em baixas porcentagens, verifica-se a presença de estauroлита, cianita, sillimanita, epidoto e granada, além de clastos xistosos, o que indicam rochas supracrustais pré-cambrianas expostas nos domínios das Províncias Borborema e Tocantins (Hollanda *et al.* 2014).

Segundo Hollanda *et al.* (2014), foram determinadas duas populações de idades para os arenitos da Formação Longá, a partir de datação U-Pb de grãos detríticos de zircão: Paleoproterozoico, com predomínio de idades orosirianas entre 2,05 e 1,9 Ga prevalecem sobre aquelas riacianas; e Neoproterozoico, bem representado pelas modas esteniana–toniana (c. 1.028 Ma) e ediacarana (idade média em 595 Ma). Para a Formação Poti, a população paleoproterozoica é distribuída em duas modas principais com idades médias em 2,0 Ga e 1,72 Ga, indicando a importância das fontes estateriana e orosiriana–riaciana para sua sedimentação (Hollanda *et al.* 2014). As idades neoproterozoicas distribuem-se principalmente nos intervalos Esteniano-Toniano (média em 1.012 Ma) e Ediacarano (entre 615-545 Ma, Hollanda *et al.* 2014).

Para as amostras analisadas no presente trabalho, com base nas idades propostas por Hollanda *et al.* (2014) e CPRM (2018), nas interpretações petrográficas, de catodoluminescência e nas direções do paleofluxo, a provável área fonte está relacionada a porção sudeste da bacia, próximo do limite entre a Província Borborema e o Cráton São Francisco, que apresenta idades orosianas compatíveis com as aqui tratadas (Figura 19A).

8 CONCLUSÕES

Neste trabalho, foram realizadas análises de petrografia e de proveniência sedimentar para as rochas das formações Longá e Poti, na região de Floriano-PI e Barão de Grajaú-MA, a fim de contribuir com o conhecimento da sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, em especial, com a definição das prováveis áreas-fonte para esses registros.

A interpretação das associações de fácies para as unidades em questão é bem definida, e vem sendo aprimorada em trabalhos em desenvolvimento no Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG/UFGA). Para a área de estudo, são descritas 10 fácies sedimentares, divididas em 3 (três) associações de fácies: a) Plataforma domianda por ondas de tempestade (AF1); b) Frente deltáica (AF2); c) Plataforma influenciada por onda e maré (AF3), propostas em trabalhos anteriores (Rodrigues 2003, Xavier 2019, Cunha, em andamento, Miranda, em andamento).

A caracterização petrográfica foi feita de acordo com a classificação de arenitos proposta por Folk (1974), onde foram definidos basicamente em 2 litotipos: quartzo arenitos e subarcóseos. As amostras da AF1 correspondem a quartzo arenitos e subarcóseos. Para a AF2, foram definidos somente subarcóseos; enquanto que os registros da AF3, correspondem a quartzo arenitos e subarcóseos.

Prováveis áreas-fonte para a sedimentação dessas unidades foram definidas a partir da catodoluminescência de grãos detríticos de quartzo, interpretações a respeito da gênese desses grãos e através do uso de medidas de paleocorrente. As imagens de catodoluminescência (CL) obtidas para as amostras analisadas indicaram a predominância de possíveis áreas-fonte associadas à rochas plutônicas e metamórfica de alta temperatura, uma vez que a grande maioria dos grãos de quartzo apresentaram CL azul escuro, violeta e azul claro, tipicamente relacionadas a essas proveniências (Zinkernagel 1978, Matter & Ramseier 1985, Walderhaug & Rykkje 2000, Götze et al. 2001, Richter et al. 2003, Hooker & Laubach 2007). Quartzos com CL marrom ocorrem localmente e foram interpretados como pertencentes a áreas de rochas metamórficas de baixa temperatura; enquanto que quartzos vermelhos (<1%), indicam fontes vulcânicas (Walderhaug & Rykkje 2000, Götze *et al.* 2001).

Medidas de paleocorrente extraídas predominantemente da AF2 indicaram direção preferencial para WNW, e em menor proporção para NW e SW. A associação desses dados com as interpretações da petrografia e da catodoluminescência permitiu definir 2 possíveis áreas fontes para esta sedimentação: a Província Borborema e, secundariamente, o Cráton São

Francisco. Ambas são unidades formadas predominantemente por granitoides e rochas metamórficas de alta temperatura.

Em virtude da semelhança entre os litotipos das áreas-fonte definidas, somado com a grande extensão da borda leste da Bacia em contato com essas unidades, recomenda-se a utilização de outras metodologias associadas às aqui utilizadas, a exemplo do estudo em detalhe da assembleia de minerais pesados e da interpretação geocronológica a partir de datação U-Pb, a fim de definir-se uma proposta menos abrangentes para a possível área-fonte dessas sedimentações. Ainda assim, os dados analisados, em especial a catodoluminescência e as medidas paleocorrente, mostraram coerência quando correlacionados, definindo resultados satisfatórios quanto a proveniência sedimentar.

REFERÊNCIAS

- Alencar B.V. 1984. *Aspectos fundamentais das medidas e interpretação de registros paleomagnéticos em rochas sedimentares da Formação Longá-Bacia do Parnaíba*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 147 p.
- Almeida F.F.M. & Carneiro C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito-Neves B. B. (eds.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 43-58.
- Augustsson C. & Bahlburg H. 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:15-26.
- Augustsson C. & Reker, A. 2012. Cathodoluminescence spectra of quartz as provenance indicators revisited. *Journal of Sedimentary Research*, **82**:559-570.
- Barbosa RC.M. 2014. *Paleoambiente e proveniência da formação cabeças da bacia do Parnaíba: evidências da glaciação famenniana e implicações na potencialidade do reservatório*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 124 p.
- Bernet M. & Bassett K. 2005. Provenance analysis by single quartz grain SEM-CL/ optical microscopy. *Journal of Sedimentary Research*, **75**(3):492–500.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 692 p.
- Boggs S. Jr., Kwon Y.I., Goles G.G., Rusk B.G., Krinsley D., Seyedolali A. 2002. Is quartz cathodoluminescence color a reliable provenance tool? A quantitative examination. *Journal of Sedimentary Research*, **72**: 408–415.
- Boggs S., Krinsley D.H. (eds.). 2006. *Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 165 p.
- Brasil. 1973. *Folha SB.23 Teresina e parte da Folha SB.24 Jaguaribe; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra*, Rio de Janeiro, RJ. (Projeto RADAM Brasil).
- Brito A.S. 2017. *Estratigrafia e geoquímica orgânica da formação Longá, neodevoniano/eocarbonífero da Bacia do Parnaíba, região de Pedro Afonso-TO*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 84 p.
- Caputo M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. PhD Thesis, University of California, Santa Barbara, 586 p.
- Caputo M.V. and Crowell J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, **96**(8):1020-1036.

Caputo M.V., Iannuzzi R., Fonseca V.M.M. 2005. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba. *Fundação Paleontológica Phoenix*, 7(81):1-6.

Caputo M. V., Melo J. H.G., Streel M., Isbell J. L. 2008. Late Devonian and early Carboniferous glacial records of South America. *Special Paper of the Geological Society of America* **441**:161-173.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2018. *Visualizador de mapas GIS GeoSGB*. Mapa litoestratigráfico do Brasil. Escala 1:1.000.000.

Cunha F. M. B. 1986. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 107 p.

Cunha L. N. (em andamento) *Iconologia do Grupo Canindé, Bacia do Parnaíba: o impacto pré-glacial na biota devoniana-carbonífera*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Della Fávera J.C. 1990. *Tempestitos na Bacia do Parnaíba*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 560 p.

Ghazi S., Mountney N.P. 2011. Petrography and provenance of the Early Permian Fluvial Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology*, **233**:88-110.

Góes A.M.O. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, 171 p.

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*, **4**(1):55-64.

Góes A.M.O., Travassos W.A., Nunes K.C. 1992. *Projeto Parnaíba – reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias*, Relatório Interno da Petrobrás, Belém.

Góes A.M.O. & Feijó F.J. 1994. A Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1):57-67.

Götze J., Krbetschek M.R., Habermann D., Wolf. 2000. High-resolution cathodoluminescence studies of feldspar minerals. In: Pagel, M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (eds.). 2000. *Cathodoluminescence in Geosciences*. Berlin, Heidelberg, New York, Springer, p. 45–270.

Götze J., Plotze M., Habermann D. 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz-a review. *Mineralogy and Petrology*, **71**:225–250.

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

Hiatt E.E. & Pufahl P.K. 2014. Cathodoluminescence petrography of carbonate rocks: application to understanding diagenesis, reservoir quality, and pore system evolution: in Coulson, I. (ed.) *Cathodoluminescence and its application to geoscience: Mineralogical Association of Canada*, Short Course Series, **45**:75-96.

Hollanda M.H.B.M., Góes A.M., Silva D.B., Negri F.A. 2014. Proveniência sedimentar dos arenitos da Bacia do Parnaíba (NE do Brasil). *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **22**(2):191-211.

Hooker J.N., Laubach, S.E. 2007. The geologic history of quartz grains, as revealed by color SEM-CL. *Gulf Coast Association of Geological Societies*, Transactions, **57**:375–386.

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

Leite M.M. 2013. *Sistema deposicionais e estudos de proveniência sedimentar do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas na porção ocidental do Anticlinal de Itacambira (MG)*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 102 p.

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*. MME/DNPM/CPRM, Recife, 281 p.

Lindholm R.C. 1984. *A practical approach to sedimentology*. London, Unwin-Hyman. 272 p.

Matter A. & Ramseyer K. 1985. Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones. In: Zuffa G.G. (Ed.). *Provenance of arenites*. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, p. 191–211.

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

Miranda I. (em andamento) *Fácies arquitetural e estratigrafia da Formação Poti, Carbonífero da região centro-leste na Bacia do Parnaíba*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Pettijohn F. J. 1957. *Sedimentary rocks*. 2º edition. New York, Harper & Brothers. 718 p.

Remus M.V.D., Souza, R., Cupertino J.A., De Ros L.F., Dani N., Vignol-Lelarge M.L. 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:166-185.

Richter D.K., Götte T., Götze J., Neuser R.D. 2003. Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology: *Mineralogy and Petrology*, **79**: 127–166.

Rodrigues R.M.M. 2003. *Estudo faciológico das formações Longá e Poti (Famenniano e Tournasiano), na região de Floriano, Oeste do Estado do Piauí*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 108 p.

Santos H.P. 2014. *Fácies e proveniência de depósitos costeiros da Formação Raizama: evidências do registro Ediacarano-Cambriano na Faixa Paraguai, região de Nobre, Mato Grosso*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 95 p.

- Santos H.P. 2018. *O Cambriano no Sudeste do Cráton Amazônico: paleoambiente, proveniência e implicações evolutivas para o Gondwana Oeste*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 121 p.
- Santos M.E.C.M. & Carvalho M.S.S. (eds.). 2009. *Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís: reconstituições paleobiológicas*. Rio de Janeiro, Serviço Geológico do Brasil – CPRM. 215 p.
- Santos V.H. 2005. *Sequências Siluro-Devoniana e Eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, Brasil, como análogos para a exportação de hidrocarbonetos*. PhD Thesis, Universidade Federal de Pernambuco. 209 p.
- Smyth H.R., Hall R., Nichols G.J. 2008. Significant volcanic contribution to some quartz-rich sandstones, East Java, Indonesia. *Journal of Sedimentary Research*, **78**:335-356.
- Sprunt E.S., Dengler L.A., Sloan D. 1978. Effects of metamorphism on quartz cathodoluminescence. *Geology*, **6**:305-308.
- Thomaz Filho A., Mizusaki A. M. P., and Antonioli L. 2008. Magmatism and petroleum exploration in the Brazilian Paleozoic basins. *Marine and Petroleum Geology*, **25**(2):143-151.
- Torsvik T.H. & Cocks L.R.M. 2011. The Palaeozoic palaeogeography of central Gondwana. In: Van Hinsbergen D.J.J., Buiter S.J.H., Torsvik T.H., Gaina C. & Webb S.J. (eds.) *The Formation and Evolution of Africa: A synopsis of 3.8 Ga of Earth History*. Geological Society London Special Publications, **357**:137–166.
- Tucker M.E. 1992. *Sedimentary Petrology: an introduction to the Origin of sedimentary rocks*. 3^o ed. London, Blackwell Scientific Publications, 260 p.
- Tucker M.E. 2003. *Sedimentary rocks in the field: the geological field guide series*. 3^o ed. London, John Wiley & Sons Ltd, 234 p.
- Vaz P.T., Rezende N.G.A.M., Wanderley Filho J.R., Travassos W.A.S. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2):253-263.
- Xavier M.F.S. 2019. *Paleogeografia e paleoambiente de depósitos siliciclásticos da transição Mississipiano-Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba*. Dissertação MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 64 p.
- Walderhaug O., Rykkje J. 2000. Some examples of the effect of crystallographic orientation of the cathodoluminescence colors of quartz. *Journal of Sedimentary Research*, **70**(3):545–548.
- Zinkernagel U. 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contributions to Sedimentology*, **8**:1-69.

APÊNDICE A – TABELA PETROGRÁFICA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO LONGÁ

Componentes	CLP 01	%	CLP 02	%	CLP 03	%
Associação de Fácies	Plataforma dominada por ondas de tempestade					
Quartzo monocrístico	248	60,19	330	82,28	305	71,43
Quartzo policristalino	3	0,73	0	0	0	0
Plagioclásio	6	1,46	16	3,94	17	3,98
Álcali feldspato	4	0,97	2	0,49	4	0,94
Fragmento de rocha	2	0,48	7	1,72	18	4,21
Matriz argilosa	12	2,91	4	0,98	17	3,98
Cimento de calcita	91	22,08	8	1,97	12	2,81
Cimento de sílica	0	0	0	0	0	0
Pseudomatriz	10	2,43	2	0,49	8	1,87
Mica	7	1,70	7	1,72	21	4,92
Opaco	5	1,21	11	2,71	5	1,17
Óxido-hidróxido de ferro	15	3,64	12	2,96	15	3,51
Poros intragranular	0	0	0	0	0	0
Poros mólido	0	0	1	0,25	0	0
Poros intergranular	2	0,49	4	0,98	3	0,70
Minerais pesados	7	1,70	2	0,49	2	0,47
Total	412	100	406	100	427	100

APÊNDICE B – TABELA PETROGRÁFICA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO POTI

Componentes	CLP 04	%	CLP 05	%	CLP 06	%	CLP 07	%	CLP 08	%	CLP 09	%	CLP 10	%	CLP 11	%	CLP 12	%	CLP 13	%
Associação de fácies	Frete Deltaica												Plataforma dominada por ondas de tempestade							
Quartzo monocristano	270	65,37	329	77,59	328	75,92	338	73,31	310	72,77	338	77,52	253	61,11	285	65,07	300	73,17	312	76,28
Quartzo policristalino	0	0	2	0,47	0	0	0	0	4	0,94	2	0,46	0	0	0	0	2	0,48	1	0,24
Plagioclásio	10	2,42	10	2,35	27	6,25	14	3,04	16	3,76	20	4,58	3	0,72	5	1,15	18	4,39	11	2,69
Álcali feldspato	2	0,48	1	0,23	2	0,46	0	0	3	0,70	5	1,15	2	0,48	2	0,46	1	0,24	1	0,24
Fragmento de rocha	4	0,97	10	2,36	10	2,31	12	2,60	13	3,05	21	4,81	3	0,72	1	0,23	2	0,48	7	1,71
Pseudomatriz	20	4,84	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	26	6,28	19	4,34	14	3,41	10	2,44
Cimento de calcita	7	1,69	4	0,94	7	1,62	28	6,07	11	2,58	0	0	5	1,21	15	3,42	10	2,44	2	0,48
Cimento de sílica	2	0,48	17	4,01	14	3,24	2	0,43	17	3,99	14	3,21	2	0,48	0	0	0	0	9	2,20
Matriz argilosa	31	7,51	18	4,24	12	2,78	14	3,04	18	4,22	14	3,21	45	10,87	30	6,85	5	1,21	5	1,22
Mica	18	4,36	9	2,12	3	0,69	19	4,12	5	1,17	5	1,15	2	0,48	19	4,34	9	2,19	4	0,97
Opaco	10	2,42	4	0,94	5	1,16	4	0,87	1	0,23	1	0,23	2	0,48	5	1,15	3	0,73	5	1,22
Óxido-hidróxido de ferro	25	6,05	10	2,36	2	0,46	8	1,74	0	0	0	0	56	13,23	42	9,59	26	6,34	19	4,65
Poros intragranular	0	0	0	0	1	0,23	2	0,43	1	0,23	0	0	1	0,24	0	0	0	0	0	0
Poros mólido	0	0	0	0	0	0	1	0,22	0	0	2	0,46	1	0,24	0	0	1	0,24	3	0,73
Poros intergranular	11	2,66	8	1,88	18	4,16	20	4,33	25	5,87	12	2,75	11	2,66	12	2,74	14	3,41	18	4,40
Minerais pesados	3	0,73	2	0,47	3	0,69	1	0,22	2	0,47	2	0,46	2	0,48	3	0,68	5	1,22	2	0,48
Total	413	100	424	100	432	100	461	100	426	100	436	100	414	100	438	100	410	100	409	100

**APÊNDICE C – CLASSIFICAÇÃO DA CATODOLUMINESCÊNCIA DE GRÃOS DE QUARTZO DETRÍTICOS
(FRAÇÃO 180-250 MM) DAS FORMAÇÕES LONGÁ E POTI**

CL		CLP-01 (%)	CLP-02 (%)	CLP -03 (%)
Associação de Fácies	Interpretação Genética	Plataforma dominada por ondas de tempestade		
Azul escuro	Plutônica ou metamórfica	45	71	73
Azul claro	Plutônica félsica	30	15	16
Marrom escuro	Metamórfica ou plutônica	15	7	4
Violeta	Metamórfica ou plutônica	10	5	7
Vermelho	Vulcânica	0	2	0

CL		CLP-05 %	CLP-06 %	CLP-07 %	CL- 08 %	CLP-10 %	CLP-11 %	CLP-12 %
Associação de Fácies	Interpretação Genética	Frente Deltaica				Plataforma dominada por ondas de tempestade		
Azul escuro	Plutônica ou metamórfica	73	49	46	79	54	40	59
Azul claro	Plutônica félsica	22	40	32	18	34	40	29
Marrom escuro	Metamórfica ou plutônica	3	4	7	2	1	6	4
Violeta	Metamórfica ou plutônica	2	5	15	1	11	14	7
Vermelho	Vulcânica	0	2	0	0	0	0	1